

N° d'ordre : 3841

THESE

En vue de l'obtention du : **DOCTORAT**

Centre de Recherche : GEOPAC

Structure de Recherche : Laboratoire de Géophysique et Risques Naturels

Discipline : Sciences de la Terre

Spécialité : Géophysique (Sismologie), Risques Naturels, Génie Civil

Présentée et soutenue le 23/09/2023 par :
Mohamed EL HILALI

Le titre de la thèse

Evaluation du risque et de la vulnérabilité sismique des bâtiments au niveau de la région urbaine de Tétouan (Nord du Maroc) : Contribution des analyses du bruit de fond (H/V, V_{S30}) et fonction du récepteur

JURY

Nadia MHAMMDI	PES	Université Mohammed V, Institut Scientifique, Rabat	Présidente
Mohammed BENMAKHLOUF	PES	Université Abdelmalek Essaâdi, Faculté des Sciences, Tétouan	Examineur/Rapporteur
Abdelilah TAHAYT	PES	Université Abdelmalek Essaâdi, Faculté des Sciences et Techniques, Tanger	Examineur/Rapporteur
Mustapha BOUIFLANE	PH	Université Mohammed V, Institut Scientifique, Rabat	Examineur/Rapporteur
Ilias KACIMI	PES	Université Mohammed V, Faculté des Sciences, Rabat	Examineur
Youssef TIMOULALI	PES	Université Mohammed V, Institut Scientifique, Rabat	Directeur de Thèse

Année Universitaire : 2023-2024

Dédicace

A mon père

A ma chère Maman

Je ne saurai exprimer assez ma gratitude pour tout ton amour et soutien, et tous tes sacrifices. On vous offre en guise de reconnaissance, ce modeste travail en vous souhaitant santé, bonheur et longévité qu'on puisse combler à notre tour.

J'espère que vous serez toujours fière de moi.

A mes très chères sœurs Fatima, Layla et Asmae

A mes très chères frères Aziz et Mounir

Les mots ne suffisent guère pour exprimer l'amour, l'attachement et l'affection que je porte pour vous,

A mon cher Abdeslam EL Kachari

A mes très chère amis et collègues Yassir, Somaya, Badar, Issam, Slimane, Sahar,

Taj, Brahim

A tous les membres de ma famille,

A tous mes amies,

A tous ceux qui m'aiment

Je dédie ce travail

Préface

Dans mon parcours étudiant, j'ai toujours été fasciné par la géologie et les phénomènes de tremblement de terre. Cette force naturelle grandiose qui façonne la planète Terre depuis sa création a toujours fait peur aux humains, mais au même temps elle a toujours intrigués l'esprit humain. Comprendre ce phénomène et étudier ses impacts, étaient pour moi plus qu'un but, mais plutôt un défi. Au cours de mes études de master et en particulier au cours de l'élaboration de mon projet de fin d'étude, j'ai eu la chance de me pencher sur les divers aspects liés aux tremblements de terre. J'ai pu côtoyer des spécialistes et des chercheurs qui m'ont beaucoup aidé à découvrir le domaine de sismologie et les divers aspects de cette discipline.

Étudier les phénomènes sismiques ne peut se faire sans avoir une connaissance approfondie de la géologie et la présentation structurale- lithologique. Mais surtout, cela demande un bon savoir des enjeux tectonique et les mouvements des plaques. Plus on apprend de ces disciplines, plus on comprend les aléas et les enjeux sismiques.

Les tremblements de terre, de par leur capacité de démolir des infrastructures, de perturber le quotidien des populations, de prendre des vies, sont des risques naturels qui méritent plus d'intérêt dans le monde de la recherche et l'ingénierie. Le développement de stratégies innovantes pour atténuer leur impact et créer une résilience humaine ne peut se faire sans passer par les laboratoires et le monde de la recherche.

Par ma présente thèse, j'ai voulu participer à cette vague de recherche pour trouver une démarche scientifique pour comprendre et se défendre de ce risque naturel. La perspective de mener des recherches spécifiques, de contribuer à l'accroissement des connaissances en ce qui concerne les études sur les risques sismiques et de jouer un rôle dans la protection de l'humanité. Mon cycle de Master m'avait fourni les bases, mais celui du Doctorat m'a donné l'occasion de plonger encore plus profondément dans cette discipline fascinante.

J'ai essayé dans mon étude d'aller au but sans s'attarder dans la littérature. Les résultats présentés émanent de la réalité et découlent de mes prospections dans le terrain et au laboratoire. J'espère que ce travail de thèse va ouvrir la voie à d'autres sujets de recherche similaires qui vont certainement participer à enrichir la base de données du domaine sismique et permettre à l'ingénieur et au chercheur de puiser dans les résultats obtenus avec l'efficacité escomptée.

Remerciement

Le travail de recherche présenté dans cette thèse a été réalisé au Département des Sciences de la Terre, au sein de la structure de recherche GEOPAC et Laboratoire de Géophysique et Risques Naturel (LGRN) à l'Institut Scientifique de Rabat, en collaboration avec le laboratoire-bureau d'étude GEOTECHMED de Tétouan. Ce rapport se veut une synthèse des connaissances sur l'évaluation de risque sismique et de la vulnérabilité sismique des bâtiments. L'objectif principal de ce travail de recherche est d'évaluer l'état de la situation au Maroc, en particulier pour les zones urbaines de Tétouan, par rapport à l'avancement des connaissances ailleurs dans le monde.

Premièrement, je tiens à remercier très chaleureusement le directeur de la thèse ; Monsieur **Youssef TIMOULALI**, Professeur de l'Enseignement Supérieur à l'Institut Scientifique de Rabat, à qui j'adresse un remerciement particulier pour l'attention, l'intérêt avec lesquels ils ont encadré ce travail, pour leurs précieux conseils, leur patience et leur grande disponibilité et soutien tout au long de la thèse. Vous êtes la personne qui m'a donné envie de faire la sismologie. Vous êtes la personne qui m'a donné envie de faire la Géophysique-Sismologie.

Je remercie les membres du jury qui ont accepté d'évaluer ce travail pendant une période assez chargée du calendrier académique et qui m'ont permis d'améliorer ce manuscrit, grâce à leurs commentaires très enrichissants.

Plus particulièrement, j'adresse mes très vifs remerciements à Madame **Nadia MHAMMDI**, Professeur de l'Enseignement Supérieur à l'institut scientifique de Rabat et directrice de la structure de recherche GEOPAC et du laboratoire LGRN, en tant que présidente de jury de cette thèse, pour avoir accepté de juger mon travail et bien également de m'avoir accueilli chaleureusement dans son laboratoire depuis les années de préparation de ma thèse. Qu'il me soit permis de lui témoigner toute ma grande reconnaissance.

Je voudrais également exprimer mes vifs remerciements à Monsieur **Mohammed BENMAKHOULOUF**, Professeur de l'Enseignement Supérieur à faculté des sciences de Tétouan, en tant que rapporteur de cette thèse, pour avoir consacré le temps pour évaluer le manuscrit de cette thèse et pour avoir examiné ce travail avec beaucoup de soin en permettant d'éclaircir certains paragraphes.

J'adresse également mes chaleureux remerciements à Monsieur **Abdelilah TAHAYT**, Professeur de l'Enseignement Supérieur, en tant que rapporteur de cette thèse, pour avoir accepté d'évaluer le manuscrit de cette thèse, pour l'intérêt et le soin qu'il a apporté à l'évaluation de ce manuscrit.

Je tiens à exprimer mes vifs remerciements à Monsieur **Mustapha BOUIFLANE**, Professeur Habilité à l'institut scientifique de Rabat, en tant que rapporteur de cette thèse, pour

avoir accepté de juger mon manuscrit de thèse et pour les remarques fructueuses apportées pour l'évaluation de ce manuscrit. Qu'elle trouve ici l'expression de ma sincère reconnaissance.

Je voulais remercier mon examinateur, Monsieur **Ilias KACIMI**, Professeur de l'Enseignement Supérieur à la Faculté des Sciences de Rabat m'a fait l'honneur d'examiner et de siéger parmi les membres de ce jury ; je le remercie infiniment de ses intéressants remarques.

J'exprime mes chaleureux remerciements à Monsieur le professeur **Abdelfatah TAHIRI** le responsable de centre de recherche GEOPAC. Ainsi que tout son personnel chercheur qui m'ont toujours accueilli et simplifié les procédures administratives.

Mes remerciement vont aussi au directeur de bureau d'étude/laboratoire GEOTECHMED, Monsieur **Mohamed AHNICHE** et l'ensemble du personnel de laboratoire pour leurs patiences, leurs soutiens logistique, leurs accueil, leurs conseils pleins de sens et pour le suivi et l'intérêt qu'ils ont porté à notre travail et plus particulièrement au niveau des ordres de missions pour étudier/ausculter les bâtiments ainsi que pour faire le microzonage sismique.

Enfin, je me permets de lancer un remerciement général à tous ceux et celles qui ont contribué de près ou de loin à l'accomplissement de ce travail trouvent ici l'expression de mes remerciements les plus chaleureux.

Résumé

L'intérêt pour l'évaluation du risque sismique dans les régions du Maroc sujettes aux tremblements de terre s'est accru au cours des dernières décennies, en grande partie en raison de l'importance des dommages causés par les événements antérieurs. Dans ce contexte, la présente étude vise à contribuer à la compréhension du risque sismique au niveau des zones urbaines du Rif, l'une des zones de sismicité active du Maroc. A cet égard, cette thèse est menée dans le but de répondre à un certain nombre de questions importantes ainsi que la quantification de l'impact réel des séismes sur l'évolution socio-économique de la région. Des analyses spécifiques au niveau du site, à l'échelle communale qu'à l'échelle régionale sont menées. Les résultats sont examinés et discutés en comparaison avec les travaux antérieurs afin d'obtenir une compréhension complète des phénomènes de risque sismique dans la région. Des techniques d'investigation modernes et des méthodes statistiques sont déployés pour mener à bien l'étude suivante afin d'obtenir une compréhension multidimensionnelle du phénomène étudié et de sa relation avec l'activité anthropogénique.

A l'échelle régionale, les analyses des fonctions de récepteur à l'aide des 37 stations sismiques à large bande montrent des variations latérales de l'épaisseur de la croûte ou des profondeurs du Moho affirment un soulèvement asymétrique sous le nord du Maroc. Cette observation pourrait être liée à l'effet tectonique régional et local, représentant l'effet des contextes tectoniques des régions d'Alboran sur le risque sismique.

A l'échelle urbaine, les méthodes de bruit de fond telles que l'H/V et V_{S30} ont été introduite afin d'effectuer un microzonage sismique dans la zone d'étude. Nos résultats, suggèrent des liens intéressants entre la géométrie du bassin et les structures du sous-sol avec les distributions spatiales de l'indice H/V, de l'indice de vulnérabilité de sol (Kg) et des V_{S30} . Ces effets doivent être étudiés de manière plus approfondie car ils peuvent influencer les risques sismiques dans la zone d'étude. Le fait que les zones dangereuses semblent être concentrées principalement dans la partie sud du bassin témoigne de l'importance de mener des enquêtes multi-stations, car l'aléa peut ne pas être réparti uniformément sur le même corps sédimentaire. En outre, les résultats des H/V à l'intérieur des bâtiments ausculté nous indiquent que le phénomène de potentiel de résonance sol-structures en cas de séisme n'aura pas lieu au niveau des bâtiments concernés par l'étude.

Les résultats de l'analyse de la vulnérabilité montrent que la plupart des bâtiments ont un faible indice de vulnérabilité (V_i), probablement liés à l'amélioration de la qualité de construction d'après la mise en place de RPS (2000, v 2011). Cependant, les bâtiments d'ancienne Médina ont des V_i importants et l'ampleur des dommages moyens estimés pour la ville de Tétouan est de 0.023 (2.3%) pour un scénario de séisme avec une accélération estimée à 0.166 g. Cela implique que les dommages les plus importants sont prévus dans les anciens quartiers où les constructions sont bâties avant l'apparition des règlements parasismiques.

D'un point de vue socio-économique, les résultats de cette étude suggèrent que le phénomène du tremblement de terre est capable d'entraver le développement socio-économique de la région. Pour cette raison, nous suggérons que l'État investisse massivement dans l'étude et le développement de stratégies d'atténuation pour limiter leur impact et éviter de grosses futures pertes économiques dues aux tremblements de terre.

Mots clefs : Risque sismique, Aléa sismique, Vulnérabilité des bâtiments, Bruit de fond, Fonction de récepteur, Tétouan, Rif Maroc.

Abstract

The interest in seismic risk assessment in earthquake-prone regions of Morocco has increased over the past decades, largely due to the significant damages caused by previous events and the significant population growth in these areas. In this regard, the present study aims to contribute to the understanding of seismic risk in the urban areas of the Rif region, one of the most seismically active zones of Morocco. For this reason, this thesis is conducted with the aim of addressing a number of important questions, as well as quantifying the actual impact of earthquakes on the socio-economic development of the region. Despite this, site-specific analyses, at both the communal and regional scales, are carried out. The results are examined and discussed in comparison with previous works to obtain a comprehensive understanding of seismic risk phenomena in the region. Modern investigative techniques and statistical methods are employed to successfully carry out the following study and achieve a multidimensional understanding of the studied phenomenon and its relationship with anthropogenic activity.

At the regional scale, analyses of receiver functions using the 37 broadband seismic stations reveal lateral variations in crustal thickness or Moho depths, indicating asymmetric uplift beneath northern Morocco. This observation could be linked to the regional and local tectonic effect, representing the influence of the tectonic settings of the Alboran regions on seismic risk.

At the urban scale, the ambient noise methods such as H/V and V_{S30} have been introduced to quantify these qualitative analyses. Our findings, suggest interesting connections between the basin geometry and subsoil structures with H/V, Kg index spatial distributions and V_{S30} . These effects need to be further investigated for they can explain not only seismic hazard in the study area but also in similar geological settings across the Alboran Sea region. The fact that hazardous areas seem to be concentrated mainly in the Southern part of the basin testifies to the importance of conducting multi-station investigations, since the hazard may not be evenly distributed across the same sedimentary body. In addition, the results of the H/V measurement inside the buildings indicate that the phenomenon of soil-structure resonance potential in case of an earthquake, is not present in the buildings concerned by the study.

The results of vulnerability of existents buildings, indicate that most buildings have a low vulnerability index (V_i), likely due to the improvement in construction quality following the RPS (2000, v 2001). However, buildings in the old Medina have significant V_i values and the estimated average damage for the city of Tetouan is 0.023 (2.3%) for a seismic scenario with an acceleration of 0.166 g. This implies that the most significant damages are expected in the old neighborhoods, aligning with the vulnerability index, where the majority of the districts constructions were built before the existence of seismic norms.

From a socio-economic perspective, the results of this study suggest that the earthquake phenomena is capable of impeding the socio-economic development of the region. For this reason, we suggest that the state invests heavily in studying and development of mitigation strategies for limiting their impact and avoid significant future economic losses caused by earthquakes.

Keywords: Seismic risk, Seismic hazard, Vulnerability of buildings, Ambient noise, Receiver function, Tetouan, Rif Morocco.

Liste des acronymes

ATC: Applied Technology Council

CAU : Carte d'Aptitude à l'Urbanisme

CNRST : Centre National pour la Recherche Scientifique et Technique

C3 : Concrete Frame Buildings with Unreinforced Masonry Infill Walls

DIPCN : Décennie Internationale de la Prévention des Catastrophes Naturelles

MPD : Matrice de Probabilité des Dommages

EMS: European Macroseismic Scale

FEMA: Federal Emergency Management Agency

GHI : Geo-Hazard International

GIS : Geographic Information Systems

HAZUS : Le programme Hazus de la FEMA fournit des outils et des données standardisés pour l'estimation des risques de tremblements de terre (Projet Américaine).

HCP : Haut-Commissariat au Plan

H/V : Horizontal/Vertical

HVSR: Horizontal to Vertical Spectral Ratio

Kg : Indice de Vulnérabilité du sol (mesurer)

MDR : Degré de Dommage Moyen

MIV : Méthode d'Indice de Vulnérabilité

MSK : Echelle de Medvedev-Sponheuer-Karnik

PGA: Peak Ground Acceleration

RADIUS: Risk Assessment tools for Diagnosis of Urban areas against Seismic disasters

RDC : Rez-de-chaussée

RFs : Receveir Functions

RISK-UE : Une approche avancée des scénarios de risque sismique (Projet Européan)

RGPH : Recensement Général de la Population et de l'Habitat

RPS : Règlement de Construction Parasismique

SASW : Spectral-Analysis-of-SurfaceWaves

SS : Sous-Sol

UNDRO: United National Disaster Relief Office

URM : Unreinforced Masonry Bearing Walls

Vi : Indice de Vulnérabilité des bâtiments (visuelle)

V_{s30}: Vitesse de cisaillement dans les premières 30 mètres de profondeur

Liste des Figures

Figure 1: Cadre structural du Rif et de la marge sud de la Mer d'Alboran (Chalouan et al. 2008, modifié).....	7
Figure 2: carte lithologique de la commune urbaine de Tétouan (encore de publication).....	8
Figure 3 : Carte montrant la localisation des épacentres des séismes > M4 et la tectonique active de la région d'Alboran et du golfe de Cadiz, (modifiée d'après Serpelloni et al. 2007 et Platt et al. 2013), avec quelques mécanismes au foyer, d'après Gutscher (2002). Abréviations : CF, Crevillente fault ; GB, Goringe Bank; GF, Gloria Fault; HF, Horseshoe fault; LF, Lorca fault; NF, Nekkora fault; PF, Palomares fault; YF, Yussuf fault.....	9
Figure 4 : Carte du contexte structurel général : sismicité et failles majeures dans la région ibéro-maghrébine (Koulali et al. 2011).	11
Figure 5 : Extension de la ville de Tétouan depuis 1956 jusqu'à 2006 (A et B) et C) Evolution de surfaces construites urbaines élémentaires de Tétouan entre 1484 et 2015 (Ouazani Touhami 2021).	14
Figure 6 : Sismogramme à trois composantes.....	16
Figure 7 : Analyse de la fonction de réception de la structure de la Terre sous une station sismographique (à gauche). Les arrivées et les réverbérations qui s'ensuivent peuvent être isolées par l'analyse de la fonction de réception (droite), (Ammon 1991).	17
Figure 8 : Fonction de réception résultante pour un événement de la station sismique située au Rif septentrional.....	20
Figure 9 : diagramme de Ray pour illustrer la façon d'estimer la résolution latérale de la fonction du récepteur (Ammon, 1997).....	21
Figure 10 : Simplified tectonic map of the Betic–Rif Cordilleras	25
Figure 11 : Epicentral distribution, for the period 1988-2018, and focal mechanisms according to depth.....	26
Figure 12 : Current GPS velocity (2 +/- 1 mm/yr) recorded with respect to Africa fixed frame (Koulali et al. 2011).	26
Figure 13 : Location of seismic stations analyzed in the Rif domain (red station (Topo-Iberia), bleu station (Picasso) project and green CNRST(Morocco).....	27
Figure 14 : Example of teleseismic data (Seismic station M005)	28
Figure 15 : Spatial distribution of teleseismic events (case of seismic station M011).....	28
Figure 16 : Example of data rotation recorded at M005 station (29 November 2007). The radial (above) and transverse (below) component.	29
Figure 17 : Initial and final 1D model velocity P.....	31
Figure 18 : Resulting receiver functions stacks for stations located in Eastern Rif domain (a), stations located in Middle Rif domain (b) and for stations located in adjacent area (c).	32
Figure 19 : H-k contour plot in Eastern Rif domain	33
Figure 20 : H-k contour plot in Middle Rif domain	34
Figure 21 : H-k contour plot in adjacent area	35
Figure 22 : Fitting between the observed and the calculated receiver at seismic station CHAF	37
Figure 23 : The final shear velocity model in Rif domain and adjacent area. This velocity model is obtained by using the joint inversion (receiver functions and group velocity dispersion combined).....	38
Figure 24 : Crustal thickness map derived from RF analysis and station used for processing	39

Figure 25 : a) Vertical cross section along profile A-B showing the distribution of high velocity structure (Timoulali et al. 2014a, b) and b) the variation of the Moho depth (this study) through the Rif domain. The P-wave velocity perturbation (in %), blue and red colors denote high and low velocities respectively.....	39
Figure 26 : a) Vertical cross section along profile C-D showing the distribution of high velocity structure and b) the variation of the Moho depth through the Rif domain.....	39
Figure 27 : Quatre configurations souvent à l'origine des effets de site.	41
Figure 28 : Effet du piégeage de l'énergie des ondes sismiques dans un bassin sédimentaire. Les flèches pointillées indiquent les différents types d'ondes : champ d'ondes incident (bleu), ondes de volume piégées dans les dépôts meubles (noir) et ondes de surface (rouge).....	42
Figure 29 : Effet de site 1D d'une couche de sol reposante sur un substratum rocheux (Nguyen 2005), avec a) configuration géométrique et b) fonction de transfert.	43
Figure 30 : Comparaison des effets 1D et 2D (d'après Nguyen 2005). a) spectre de Fourier dans un vallée triangulaire, en cas 1D; b) comparaison 1D et 2D en domaine temporel, en cas de la propagation vertical ; c et d) comparaison 1D et 2D en terme de valeur de pic de déplacement horizontal.	46
Figure 31 : Schéma représentant l'évolution du nombre d'articles (en pourcentage et en chiffre), consacré au bruit de fond sismique pour différentes périodes de temps (Bonneyoy-Claudet 2004).	49
Figure 32 : Le champ sismologique d'après Robert Pillet 2010.....	51
Figure 33 : Interprétation d'un profil MASW. a) exemple d'essai MASW au terrain, b) image correspondant au traitement des signaux enregistrées avec le logiciel Grilla, c) modèle de la courbe/spectre de dispersion de la vitesse de phase d'onde Rayleigh, et d) profil de vitesse de cisaillement (V_s) obtenu par inversion.....	53
Figure 34 : Classification du sol, selon RPS 2000, version 2011.	54
Figure 35 : schéma de l'algorithme du calcul du rapport spectral H/V.....	57
Figure 36 : a) acquisition des données, b) appareil d'acquisition (Tromino), c et d) le spectre de rapport H/V obtenu avant et après l'élimination des bruits anthropique.....	58
Figure 37 : Geological map of the study area.....	63
Figure 38 : Schematic model of the methodology used in this study.....	67
Figure 39 : Geological cross sections of Martil basin Interpreted from core-drilling data. The location of each section is shown in fig. 37.....	68
Figure 40 : Box plot of V_{S30} values in the study area.....	69
Figure 41 : Some examples of typical curves of microtremor spectrum from HVSR on Grilla software.	70
Figure 42 : a) Iso-frequency map of sediments resonance frequency and b) maps of H/V peak of the study area.....	71
Figure 43 : Vulnerability index (K_g) maps of the study area.....	72
Figure 44 : Réalisation des mesures des fréquences propre du bâtiment et au niveau du sol, L et T sont respectivement les directions longitudinales et transversales et b) Les oscillations L et T montrant l'effet de la plateforme précontrainte (Michel et al. 2010a).....	79
Figure 45 : Fréquence fondamentale de bâtiment ausculté (agence urbaine). a) composante N-S correspond la direction longitudinale, b) composante E-W correspond la direction transversale et c) mesure au sol. L'axe des x représente la fréquence (Hz). L'axe des y représente l'amplitude H/V. Les résultats sont résumés dans le tableau 4.	80
Figure 46 : Les fatalités en fonction du nombre de tremblements de terre meurtriers par pays Wyss et al. 2022.....	83

Figure 47 : Différents effets induits par les séismes sur les sites naturels.....	84
Figure 48 : La combinaison des facteurs pour l'évaluation du risque sismique	86
Figure 49 : Fonctions de vulnérabilité semi-empiriques moyennes.....	91
Figure 50 : Présentation de la méthodologie du 2 : la courbe de capacité du bâtiment est définie selon sa typologie et sa hauteur ; cette capacité est comparée à l'agression sismique, exprimée sous forme d'un spectre d'accélération ; cette comparaison permet de calculer la demande en déplacement du bâtiment (S_d) ; c'est finalement ce déplacement qui permet de définir l'état de dommage dans lequel se trouve le bâtiment ; comme pour le Niveau 1, une loi de distribution permet de calculer les probabilités d'occurrence de chaque état de dommage, et d'obtenir la répartition des dommages à l'échelle d'un secteur.	92
Figure 51 : Classification des bâtiments en fonction de leur occupation (RGPH 2004).....	95
Figure 52 : Séismes historique localisées au niveau de la province de Tétouan	97
Figure 53 : Geological map of the study area (based on the geological map of	99
Figure 54 : Geological cross sections of Tetouan plain interpreted from core-drilling data (Ahniche 1997, modified). The location of each section is shown in figure 13	101
Figure 55 : Maximum horizontal ground acceleration calculated for the Tetouan city and neighbouring regions with the laws of (Ambraseys et al. 2005).	103
Figure 56 : Maximum intensities calculated in the province of Tetouan by probabilistic approche.....	103
Figure 57 : Field visit of different buildings occupation.....	106
Figure 58 : Methodological flowchart of the vulnerability assessment in Tetouan city	109
Figure 59 : Distribution of the buildings of Tetouan city according to their occupation in percent.....	109
Figure 60 : The distribution of the different typologies studied in Tetouan city. 1: Old Medina, 2: Airport, 3: Souani, 4: Aviation, 5: Touelah, 6: Coelma, 7: Dersa, 8: Samsa, 9: Urban Park, 10: Tamouda, 11: Korat Sbaa, 12: The water treatment plant.....	110
Figure 61 : The vulnerability index VI^* map of Tetouan city. 1: Old Medina, 2: Airport, 3: Souani, 4: Aviation, 5: Touelah, 6: Coelma, 7: Dersa, 8: Samsa, 9: Urban Park, 10: Tamouda, 11: Korat Sbaa, 12: The water treatment plant.	111
Figure 62 : Vulnerability curves for buildings corresponding to the a) RC3.1 typology, b) M4 typology and c) M1.2 typology. Where VI^* (most probable value of the vulnerability index), VI_- and VI_+ (limits of the plausible range of the vulnerability index).	112
Figure 63 : Demande spectrale pour les vitesses de cisaillement $360 < V_{S30} < 720$	114
Figure 64 : Courbe de capacité des typologies (URML_pre, C3L_low et C3M_low), définies au niveau de la province de Tétouan	116
Figure 65 : Courbe de capacité indiquant les points de rendement et de capacité maximale (Kircher et al. 1997).....	117
Figure 66 : Courbe de capacité indiquant les points de rendement et de capacité maximale (Kircher et al. 1997).....	118
Figure 67 : Courbes de demande spectrale du séisme de 1909 et des capacités pour les conceptions sismique pré et faible code	119
Figure 68 : Méthode du spectre de capacité montrant le niveau des dommages (FEMA 2011)	119
Figure 69 : Conception de spectre de la demande spectrale pour la période 400 ans	120

Figure 70 : Courbes de demande spectrale pour la période retour de 400 et des capacités pour les conceptions sismiques pré et faible code	121
Figure 71 : Nombre de bâtiment en % pour la typologie C3L_low au niveau des classes : .	122
Figure 72 : Nombre de bâtiment en % pour la typologie C3M_low au niveau des classes : 1 Maison marocaine, 2 Appartement, 3 Villa, 4 Construction sommaire et 5 Autres.	122
Figure 73 : Nombre de bâtiment en % pour la typologie URML_low au niveau des classes : 1 Maison marocaine, 2 Appartement, 3 Villa, 4 Construction sommaire et 5 Autres	123
Figure 74 : A) Nombre de la population au niveau de chaque classe de résidence, B) Les probabilités de dégâts pour les bâtiments de type URML-pre. C) Les probabilités de dégâts pour les bâtiments de type C3L_low et D) Les probabilités de dégâts pour les bâtiments de type C3M_low.	123
Figure 75 : Nombre de blessé au niveau des classes 1(Maison marocaine, 2 (appartement), 3 (villa), 4 (Sommaire) et 5 (Autre), si le séisme a eu lieu dans la nuit.	124
Figure 76 : Degré de dommages moyens (MDR) au niveau de la CU de Tétouan	125

Liste des Tableaux

<i>Tableau 1 : Population urbaine de Tétouan et de sa province et celle de la région Tanger-Tétouan-AL Hoceima, d'après RGPH 2014</i>	13
<i>Tableau 2 : Estimation of Crustal Thickness and Vp/Vs Ratio beneath the study area</i>	36
<i>Tableau 3 : Résumé des sources de bruit ambiant en fonction de la fréquence, établi après les études de Gutenberg (1958), Asten (1978), et d'Asten & Henstridge (1984).</i>	50
<i>Tableau 4 : Potentiel de résonance sol-structure de différent bâtiment ausculté au niveau des villes Tétouan-Martil</i>	81
<i>Tableau 5 : Typologies des bâtiments Risk-UE et leurs indice de vulnérabilité</i>	90
<i>Tableau 6 : European Macroseismic Scale 1998 (Grünthal 1998)</i>	104
<i>Tableau 7 : Aggravating factors for reinforced concrete and steel buildings by</i>	107
<i>Tableau 8 : Aggravating factors for masonry buildings by Risk-UE 2003</i>	108
<i>Tableau 9 : Années de référence pour le niveau de conception parasismique</i>	115
<i>Tableau 10 : Point de rendement et capacité ultime au niveau des conceptions sismique à faible code et pré-code</i>	117

Table des matières

Dédicace	i
Préphase	ii
Remerciement.....	iii
Résumé	v
Abstract	vi
Liste des acronymes.....	vii
Liste des Figures.....	viii
Liste des Tableaux	xii
Table des matières	xiii
Introduction général	1
Objet et problématique de la thèse	3
Choix méthodologique	3
Chapitre I : Contexte Géologique et Tectonique	5
1 Géologie régionale	5
1.1 Domaine Interne	5
1.2 Nappe de flyschs.....	6
1.3 Domaine externe.....	6
2 Caractéristiques géologiques du centre urbaine de Tétouan.....	7
2.1 Géologie locale	7
2.2 Géomorphologie	8
2.3 Lithologie.....	8
3 Cadre sismotectonique	8
3.1 Sismicité de la région	8
3.2 Néotectonique et tectonique active.....	10
3.3 Les failles soupçonnées être active dans la province de Tétouan.....	11
3.3.1 Faille d’El Onsar	11
3.3.2 Accident de Tétouan.....	12
4 Cadre socio-économique de la ville de Tétouan	12
4.1 Population, ménage et urbanisation.....	12
4.2 Evolution de l’urbanisation de Tétouan.....	13
5 Conclusion	14

Chapitre II : Cartographie de la structure crustale de la région du Rif à l'aide des fonctions de réception.....	15
1 Evénement sismique	15
2 Les ondes de volume.....	15
3 la fonction du récepteur.....	16
3.1 Principe et Méthode.....	16
3.2 La technique de la fonction du récepteur.....	17
3.3 Analyse de la fonction du récepteur	18
3.4 Estimation de la fonction de réception et filtres Gaussiens.....	18
3.5 Déconvolution itérative	19
3.6 Empilement des fonctions réceptrices (Stacked Receiver Function)	20
4 Plage d'échantillonnage des fonctions du récepteur.....	21
5 Avantages de l'analyse de la fonction de réception	21
6 Aperçu sur les études de fonction du récepteur	22
7 Etude de cas	23
7.1 Abstract.....	23
7.2 Introduction	24
7.3 Geological setting	24
7.4 Data and method.....	27
7.5 Receiver Function Analysis.....	28
7.5.1 3.2. H-K stacking technique	29
7.5.2 Joint inversion of Receiver function and surface wave dispersion	30
7.6 Results and discussion	31
Chapitre III : Contribution des méthodes de bruit de fond à l'évaluation des effets de site : Aléa Locale.....	40
Introduction	40
1 Etude des effets de sites	40
1.1 Effet de site topographique.....	41
1.2 Effet de site dans les remplissages sédimentaires	42
1.2.1 Caractérisation des effets de site dans les remplissages sédimentaires.....	43
1.2.2 Différence entre effet 1D et 2D.....	45
2 Bruit de fond sismique	46
2.1 Historique des études sur le bruit de fond	47
2.1.1 Premier période : avant 1950	47
2.1.2 Deuxième période : de 1950 à 1970.....	47

2.1.3	Troisième période : de 1970 à 2004	48
2.2	Origine et nature de bruit sismique.....	49
2.3	Domaine sismologique	50
2.4	Méthodes de bruit de fond sismique attribuées aux évaluations des effets de site....	51
2.4.1	La Méthode MASW (The Multi-channel Analysis of Surface Waves)	52
2.4.2	Méthode des rapports spectraux H/V ou méthode de Nakamura.....	55
2.4.3	Combinaison du rapport spectral H/V par une étude MASW	59
Chapitre IV : Étude de phénomène d'effet de site sismique à l'aide des méthodes du bruit ambiant dans les zones urbaines		60
I.	Seismic site-effects assessment in a fluvial sedimentary environment: case of Oued Martil floodplain, Northern Morocco.....	60
1	Abstract	60
2	Introduction.....	60
3	Study Area	62
3.1	Geological and tectonic setting.....	62
3.2	Socio-economic setting.....	64
4	Materials and data	64
4.1	The horizontal to vertical spectral ratio (HVSr) technique	64
4.2	Multi-channel Analysis of Surface Waves (MASW) technique	65
4.3	Topographic Data	65
4.4	Boreholes	66
5	Methodology	66
6	Results.....	67
6.1	Basin geometry from core-drilling logs.....	67
6.2	V_{S30} measurements across the study area	68
6.3	HVSr tests	68
6.4	Microzonation Maps of F0 and A0.....	70
6.5	Microzonation maps of the vulnerability index	71
7	Discussion	72
7.1	Socio-economic implications	72
7.2	Seismic site-effects in Northern Morocco	74
7.3	Limitations of the model.....	75
II.	Mesure des fréquences propres des bâtiments choisis au niveau de la province de Tétouan (en cours de préparation).....	77
1	Introduction.....	77

2	Origine et nature des vibrations ambiantes des structures	77
3	Principe et méthode de mesure	78
4	Résultats et discussion	79
III.	Conclusion.....	82
	Chapitre V : Méthode d'évaluation du risque sismique et de la vulnérabilité sismique	83
	Risque sismique – Etat de l'art.....	83
1	Notion de risque sismique.....	85
1.1	Aléa sismique	86
1.2	Enjeux.....	87
1.3	Vulnérabilité sismique.....	87
2	Aperçu général sur l'évolution des méthodes d'évaluation de la vulnérabilité sismique.	87
3	Méthode d'évaluation de la vulnérabilité : Projet RISK-UE	89
3.1	Méthode de niveau 1 (N1).....	89
3.1.1	Etape 1 : Estimation de l'indice de vulnérabilité, V_i	89
3.1.2	Etape 2 : Estimation du dommage moyen.....	90
3.2	Méthode de niveau 2 (N2).....	91
3.3	Répartition des dommages (Matrice de probabilité de dommages et courbe de fragilité)	93
4	Aperçu sur l'application de la méthode d'indice de vulnérabilité (MIV).....	93
5	Conclusion du chapitre V.....	94
	Chapitre VI : Evaluation de la vulnérabilité sismique des bâtiments existants dans la zone urbaine de Tétouan.....	95
1	Procédure d'inventaire des bâtiments.....	95
2	Aléa sismique de la ville de Tétouan : scénarios déterministe et probabiliste.....	96
3	Evaluation de la vulnérabilité sismique des bâtiments existants dans la ville de Tétouan	97
3.1	Méthode de niveau 1.....	97
3.1.1	Abstract	97
3.1.2	Introduction	98
3.1.3	Study area.....	99
3.1.4	Socio-economic background.....	101
3.2	Seismic hazard.....	102
3.3	Methodolgy.....	104
3.3.1	Assessment of the seismic vulnerability of existing buildings in the city of Tetouan	105
3.4	Results	109

3.5	Discussion.....	113
4	Analyse et simulation des dommages : application de niveau 2.....	114
4.1	Analyse déterministe des risques sismiques.....	114
4.1.1	Mesure de la demande spectrale.....	114
4.1.2	Courbe de capacité	115
4.1.3	Réponse des bâtiments	118
4.1.4	Probabilités de dommages.....	119
4.2	Analyse probabiliste des risques sismiques.....	120
4.2.1	Demande spectrale	120
4.2.2	Réponse des bâtiments	120
4.3	Calcul des probabilités d'occurrence des dégâts	121
4.3.1	Commune urbaine de Tétouan	121
5	Conclusion du chapitre VI	125
	Conclusion général.....	126
	Perspective	128
	Références bibliographies	129
	Annexes.....	150

Introduction général

Au cours des dernières décennies, de nombreux tremblements de terre se sont produits dans le monde entier, laissant derrière eux un grand nombre de blessés et de morts, ainsi que d'importants dégâts matériels (Jaiswal et Wald 2010 ; Daniell et al. 2012). Par conséquent, la communauté scientifique a largement étudié et enregistré les événements sismiques depuis le dix-neuvième siècle grâce au développement de la science (Agnew et al. 2002). Cependant, l'enregistrement instrumental des événements sismiques au Maroc ne remonte qu'au début des années 1960 suite à l'événement dévastateur d'Agadir 1960, qui a fait plus de 12000 victimes et a complètement détruit 75% de la ville (Cherkaoui T.-E. et al. 1989). Les séismes précédents font l'objet de descriptions historiques et littéraires suggérant que le Maroc, tout comme d'autres pays de la région méditerranéenne occidentale, a été exposé et affecté par des séismes historiques tels que le fameux séisme de 1755 (El Mrabet 2005 ; Kaabouben et al. 2009). Dans le nord du Maroc, l'activité sismique récente est principalement concentrée dans les environs de la ville d'Al Hoceima, qui a connu en l'espace de 10 ans deux violents tremblements de terre, l'un en 1994 et l'autre en 2004. Ce dernier ($M_w=6,3$) a été plus prononcé et a causé la mort de 629 personnes, en a blessé 926 et a laissé derrière lui 15 230 sans-abri et 2539 bâtiments détruits (El Alami et al. 1998 ; Jabour et al. 2004 ; Stich et al. 2005 ; Akoglu et al. 2006). Un événement plus récent a eu lieu en 2016, avec des conséquences moins graves (Kariche et al. 2018b).

Selon le catalogue sismique historique fourni par l'Institut géographique national espagnol (IGN), la péninsule de Tanger est caractérisée par une activité sismique moins fréquente avec des intensités modérées et des conséquences moins exprimées. En effet, la plupart des hypocentres sismiques sont concentrés dans le domaine de la mer d'Alboran (Comas et al. 1999 ; Vernant et al. 2010 ; DeMets et al. 2015 ; Grevemeyer et al. 2015) ou dans la région du Golfe de Cadix (Martinez-Solares et al. 1979 ; Gutscher 2004 ; Gutscher et al. 2006). Cela signifie que les séismes importants sont plus susceptibles de se produire à des centaines de kilomètres des principales villes de cette péninsule. Malgré cela, les sédiments néogènes non consolidés des bassins périphériques de la mer d'Alboran (Guerra-Merchán et al. 2014b) pourraient induire des effets de site significatifs même dans le cas d'événements aussi éloignés.

D'autant plus que d'après les dommages engendrés par les séismes d'Agadir en 1960 et Al Hoceima en 2004, il semble tout à fait évident que les facteurs contribuant dans le risque sismique, notamment la vulnérabilité sismique et les effets de site, sont plus importants dans le cadre d'évaluation du risque sismique. Particulièrement, la vulnérabilité sismique, qui est en réalité un domaine de recherche relativement inexploré et qui n'a pas encore reçu la propre attention qu'il mérite. Ainsi, une meilleure évaluation du risque sismique s'avère nécessaire, en se basant sur une étude détaillée de vulnérabilité sismique des bâtiments existants et une interprétation solide des études géologiques, géotechniques et sismologiques dans la région d'étude.

En outre et à cause de la tectonique complexe de la chaîne orogénique alpine au nord du Maroc, différentes études géophysiques et modélisations géodynamiques montrant que les propriétés physiques et la composition de la croûte et du manteau supérieur sous la Cordillère Bétique-Rif varient de manière significative à travers la région (Ansorge et al. 1978; Banda et al. 1993; Mancilla et al. 2012; Timoulali et al. 2014a, b; El Fellah et al. 2019). Dans notre étude,

nous utilisons l'analyse de fonction de réceptrice (RFs) des ondes P, ainsi que l'inversion conjointe des RFs à la base des événements téléseismiques enregistrés par 35 stations sismiques à large bande (Topo-Iberia, Picasso et CNRST), afin d'estimer la profondeur de la discontinuité du Moho et le rapport V_p/V_s sous chaque station sismique utilisée dans cette étude. Les résultats obtenus fournissent une image des complexités crustale et de la géométrie du Moho sous la région étudiée, en plus d'une détection possible de zones à faible vitesse, qui peuvent être liées à la présence de zones densément fracturées.

Sachant que, le facteur le plus important dans la prédiction de la distribution des dommages causés par les tremblements de terre est la relation entre le bâti (vulnérabilité) et les sédiments du sol meuble (aléa sismique) sur lequel le bâtiment est construit. Cependant, dans les zones urbaines densément peuplées, là où le risque sismique peut être élevé, il est souvent difficile d'utiliser les méthodes géophysiques classique pour caractériser l'aléa. En revanche, les études de microzonation de l'aléa sismique utilisent des techniques déterministes telles que la méthode du rapport horizontal/vertical (H/V) (Kanai, K., et Tanaka 1961 ; Nakamura 1989, 2008 ; Bonnefoy-Claudet 2004) et la méthode MASW (Mohamed et al. 2016; Roy & Jakka 2017; Pamuk, et al. 2018) pour obtenir de tels résultats. Malgré cela, aucune recherche scientifique approfondie n'a été menée dans la région afin d'évaluer le comportement sismique des bassins périphériques de la mer d'Alboran, où se concentrent la plupart des activités anthropogéniques. Pour cela l'idée de cette thèse est de coupler les informations tirées d'après les mesures du bruit ambiant, afin de déterminer la fréquence fondamentale des sédiments du sol meuble (f_0) et leur amplification correspondant (A_0), le potentiel de résonance sol-structure et les vitesses de cisaillement (V_{S30}), sur la base des investigations géophysique dans la plaine alluviale d'Oued Martil.

Enfin, l'approche RISK-UE a été adaptée pour évaluer la vulnérabilité sismique des bâtiments existants dans notre zone urbaine. Le choix de cette technique d'évaluation est motivé par sa méthodologie simplifiée qui permet de prendre en compte de nombreuses incertitudes. En effet, elle définit l'action sismique en termes d'intensité macrosismique et la résistance sismique des bâtiments en termes d'indice de vulnérabilité. En outre, les scénarios déterministes et probabilistes ont été pris en compte, y compris les effets du sol. Le scénario déterministe se réfère aux deux tremblements de terre de référence (1979 et de 1991) qui ont frappé les régions à voisinage de la province de Tétouan, tandis que le scénario probabiliste détermine une probabilité de dépassement de 10 % en 50 ans (RPS, 2000, Version 2011).

Objet et problématique de la thèse

Il est souvent difficile de communiquer au public sur les risques associés aux tremblements de terre, car les gens peuvent ne pas comprendre pleinement les conséquences potentielles ou ne pas prendre les mesures appropriées pour se protéger. Pour cette raison, l'objectif de ce travail de thèse est d'aider les décideurs publics dans leur devoir de prévention contre le risque sismique et pour sensibiliser la population à ce risque. Nous nous sommes interrogés sur l'évaluation de la vulnérabilité des bâtiments et d'évaluer les effets de site (aléa) au niveau urbain. D'autre part, on a étudié les fonctions de récepteurs pour comprendre la géodynamique des régions septentrionale à l'aide des données des stations sismiques à large bande.

En raison des lacunes dans les connaissances décrites ci-dessus, certaines questions importantes restent sans réponse : comment évaluer la vulnérabilité sismique du bâti existant à l'échelle de plusieurs bâtiments ? Quels sont les différents paramètres qui peuvent être attribués à cette évaluation pour analyser de manière assez précise la vulnérabilité des espaces urbains ? Quel rôle joue la géologie locale dans la détermination de la vulnérabilité des zones urbaines aux effets des sites sismiques ? Comment les fonctions de récepteurs peuvent-elles nous aider à comprendre la structure de la croûte et du manteau au nord du Maroc ?

Pour répondre à ces questions, des investigations spécifiques au site, à l'échelle communale qu'à l'échelle régionale sont menées. Les résultats sont examinés et discutés en comparaison avec les travaux antérieurs afin d'obtenir une compréhension complète des phénomènes de risque sismique dans la région. Des techniques d'investigation modernes et des méthodes statistiques sont déployées pour mener à bien l'étude suivante afin d'obtenir une compréhension multidimensionnelle du phénomène étudié et de sa relation avec l'activité anthropogénique.

Choix méthodologique

Les méthodes et techniques utilisées pour évaluer le risque sismique ont fait l'objet d'un important processus d'innovation au cours des dernières décennies. En conséquence, de nouvelles méthodes et approches ont été inventées tandis que les anciennes méthodes traditionnelles ont évolué rapidement. L'utilisation combinée de plusieurs techniques pour mener des analyses multidisciplinaires est également devenue la norme puisque la plupart des recherches récentes sont basées sur la comparaison, la confrontation et la complémentarité de plusieurs techniques. Le choix des approches adéquates dépend généralement des objectifs, de l'échelle, de l'expérience et des connaissances des experts, ainsi que de la disponibilité du matériel et des données. Cependant, bien que l'étude de l'évolution de l'état de l'art dépasse les objectifs de cette thèse, il est jugé important de donner un bref aperçu des outils et méthodes les plus couramment utilisés dans le domaine de risque sismique. Les méthodes de reconnaissance suivantes ont été mises en œuvre :

- *Fonction de Récepteur* : Nous utilisons la technique de fonction de récepteur télé-sismiques pour déterminer les épaisseurs crustales et les rapports V_p/V_s pour ces stations sismiques à large bande afin de cartographier la variation latérale de la profondeur du Moho sous la région nord du Maroc (Chapitre II).
- Un microzonage sismique (*Aléa Sismique*) a été réalisé sur le site à l'aide des méthodes de bruit de fond à savoir la méthode H/V et MASW (Chapitre III). Ils

permettent d'apprécier en profondeur, et sur l'ensemble du site, les épaisseurs et caractéristiques des formations superficielles (fréquence du sol, fréquence de résonance du bâti, amplifications et V_{S30}), afin de consolider l'interprétation réalisée à partir des investigations en surface et par forages, sur la présence/absence d'une zone susceptible au phénomène des effets de site (Chapitre IV).

- *Vulnérabilité sismique des bâtiments (Chapitre V)* : L'analyse de la vulnérabilité sismique du bâti a été menée selon la méthodologie d'indice de vulnérabilité (MIV) définie dans le projet RISK-UE, qui permet deux approches différentes :
 - la méthode de Niveau 1, qui repose sur une analyse dite « macrosismique », basée sur des retours d'expérience post-sismique ;
 - la méthode de Niveau 2, qui est basée sur une analyse mécanique du comportement d'une structure face à une agression sismique sous forme d'un spectre d'accélération (Scénario sismique).

La propagation des ondes sismiques dépendent étroitement de la géologie. Ainsi, la première étape cruciale pour caractériser les processus sismiques dans une zone donnée consiste à acquérir une compréhension approfondie de sa géologie régionale. A cet égard, cette section propose un bref aperçu de la géologie du Rif, mettant en lumière les principales zones de cette chaîne montagneuse en corrélation avec l'activité sismique

1 Géologie régionale

En fait, la ceinture du Rif (nord du Maroc) et la cordillère bétique (sud d'Espagne) forment les branches sud et nord de l'arc de Gibraltar, respectivement. Cette ceinture montagneuse active est la conséquence de la convergence entre l'Afrique et l'Ibérie depuis la fin du Mésozoïque (Negro et al. 2006); des unités homologues se trouvent des deux côtés de la mer d'Alboran (Didon et al. 1973). Cette disposition a fait l'objet de nombreuses recherches scientifiques à propos de son origine, sa paléogéographie et son cadre tectonique (Doblas and Oyarzun 1989; Platt & Vissers 1989; El Kadiri et al. 1994). Structuralement le Rif est subdivisé en trois grands domaines basés sur leur emplacement géographique, leur position structurale et leurs styles de déformation (Durand-Delga 1960). De l'intérieur vers l'extérieur de la chaîne, on y distingue (Fig. 1) :

1.1 Domaine Interne

Les concepts de domaines externes et internes ont été introduits pour la première fois par Fallot (1937). Cependant, le Rif interne ou le domaine d'Alboran a été interprété comme faisant partie d'un terrain allochtone formé par un empilement d'unités métamorphiques de l'arrière-pays (Andrieux et al. 1971; Balanyá & Garcia-Dueñas 1987) qui ont subi des processus de subduction-collision. Il s'étend le long de la côte méditerranéenne depuis Sebta jusqu'à Jebha, où il disparaît sous la mer, pour réapparaître plus loin dans le massif des Bokoyas à l'ouest d'Al Hoceima. Il correspond à la partie la plus interne de la chaîne rifaine. Il est plus réduit, avec une épaisseur qui ne dépasse guère 10 km au nord de Tétouan et s'élargie progressivement vers le SE jusqu'à atteindre 30 km dans la région de Jebha (Durand-Delga 1960; Delga et al. 1962; Kornprobst 1974; Chalouan 1986).

Le Domaine d'Alboran dans le Rif est composé de trois ensembles stratigraphiques principaux de bas en haut basé sur la base de la lithologie et du degré de métamorphisme : les Sebtides (Milliard 1959; Durand-Delga 1960), les Ghomarides (Fallot 1937; Durand-Delga 1960; Durand Delga & Kornprobst 1963) et le Dorsale Calcaire (Fig. 1).

Les Sebtides affleurent sous forme de fenêtres de diverses dimensions. Elles correspondent à des terrains métamorphiques d'origine mantellique et crustale répartis en deux principales unités : les Sebtides inférieures ou les unités de Filali formées de terrains cristallophylliens polymétamorphiques incluant des gneiss migmatitiques à sa base, suivis vers le haut par des micaschistes (Saddiqi 1988; El Maz and Guiraud 2001; El Bakili et al. 2020). Les Sebtides supérieures ou les unités de Federico sont principalement composées de schistes et de quartzites permo-triasiques, recouverts de calcaires et de dolomies triasiques (Negro et al. 2006). Ces

unités se trouvent soit directement sur l'unité Filali et les péridotites-kinzigites de Beni Bousera dans le sud du Rif, soit dans la partie nord du Rif près du détroit de Gibraltar. Contrairement aux nappes des Ghomarides, la couverture sédimentaire ne présentent aucune preuve d'un métamorphisme alpin significatif et leur métamorphisme supposé de faible degré est considéré comme un vestige de l'orogénèse hercynienne (Kornprobst 1974; Chalouan & Michard 1990).

La Dorsale calcaire est constituée de la chaîne de Haouz au nord de Tétouan, la Dorsale calcaire au sud et le massif de Bokoya à l'ouest de la ville d'Al Hoceima. Il s'agit d'un unité structurale la plus basse du domaine interne, qui forme les plus hautes crêtes topographiques de la région, principalement constituée de formations calcaires et dolomitiques triasiques et jurassiques (jusqu'à 1000 m d'épaisseur) (Raoult 1966; Wildi et al. 1977; Nold et al. 1981). Le reste du Crétacé est représenté par des séries réduites et lacuneuses sous faciès d'ammonitico-rosso et de radiolarites (EL Kadiri 1991).

1.2 Nappe de flyschs

C'est un ensemble d'empilement de nappes allochtones qui se localisent dans la zone externe entre le détroit de Gibraltar et le Rif central. Comprennent des dépôts turbidiques marines profondes, qui auraient été déposés dans des bassins sédimentaires de la Téthys maghrébine, situés à l'est de l'actuel domaine d'Alboran (Delga et al. 1962; Gübeli et al. 1984; Guerrero et al. 2005; Leprêtre et al. 2018). Ils sont le résultat d'une lente convergence entre l'Afrique et l'Europe et d'un processus géodynamique beaucoup plus court, avec un mécanisme de nature profonde probablement responsable de la migration de l'arc vers l'ouest (Iribarren et al. 2007). Ils sont principalement formés par une succession de roches sédimentaires fin alternant avec des couches de grès matérialisées par des courants de turbidité sous-marins à grande échelle. Ces dépôts peuvent être regroupés en trois grandes catégories :

Le flysch Mauritanien comprend la nappe de Tisirène formé de couches gréseuses épaisses alternant avec des dépôts argileux minces d'âge Aptien-Albien, et la nappe de Beni Ider formée par une succession de couches de grès micacé et d'argile (Durand-Delga 1960).

Dans une position paléogéographique plus éloigné, on trouve les flysch Massylien représentés par des nappes de Chouamat-Meloussa à matériel de barres gréseuses verdâtres avec une dominance de matériel à grain fin (Andrieux & Mattauer 1963).

Les flysch numidien occupent la position structurale la plus élevée de toutes les nappes de charriage rifaines, il sont dominé par d'épaisses couches de grès riches en quartz d'âge oligo-miocène, recouvrant d'épais dépôts d'argile brunâtre (Durand Delga & Mattauer 1959).

1.3 Domaine externe

Il correspond au plus vaste domaine structural largement charrié par les nappes des flyschs et le domaine interne, celui-ci est dominé par des roches sédimentaires à grain fin qui appartiennent à la marge africaine (Michard et al. 2014; Gimeno-Vives et al. 2019). Structurellement, les unités enracinées sont subdivisées en trois zones juxtaposées qui sont de l'intérieur vers l'extérieur et du Nord vers le Sud (Suter 1965) : l'Intrarif, le Mésorif et le Pré-rif. Cependant, seules les unités intra-rifaine (Loukkos et Tanger) affleurent dans la péninsule de Tanger. Les unités méso-rifaine et pré-rifaine sont situées plus au sud de la zone d'étude.

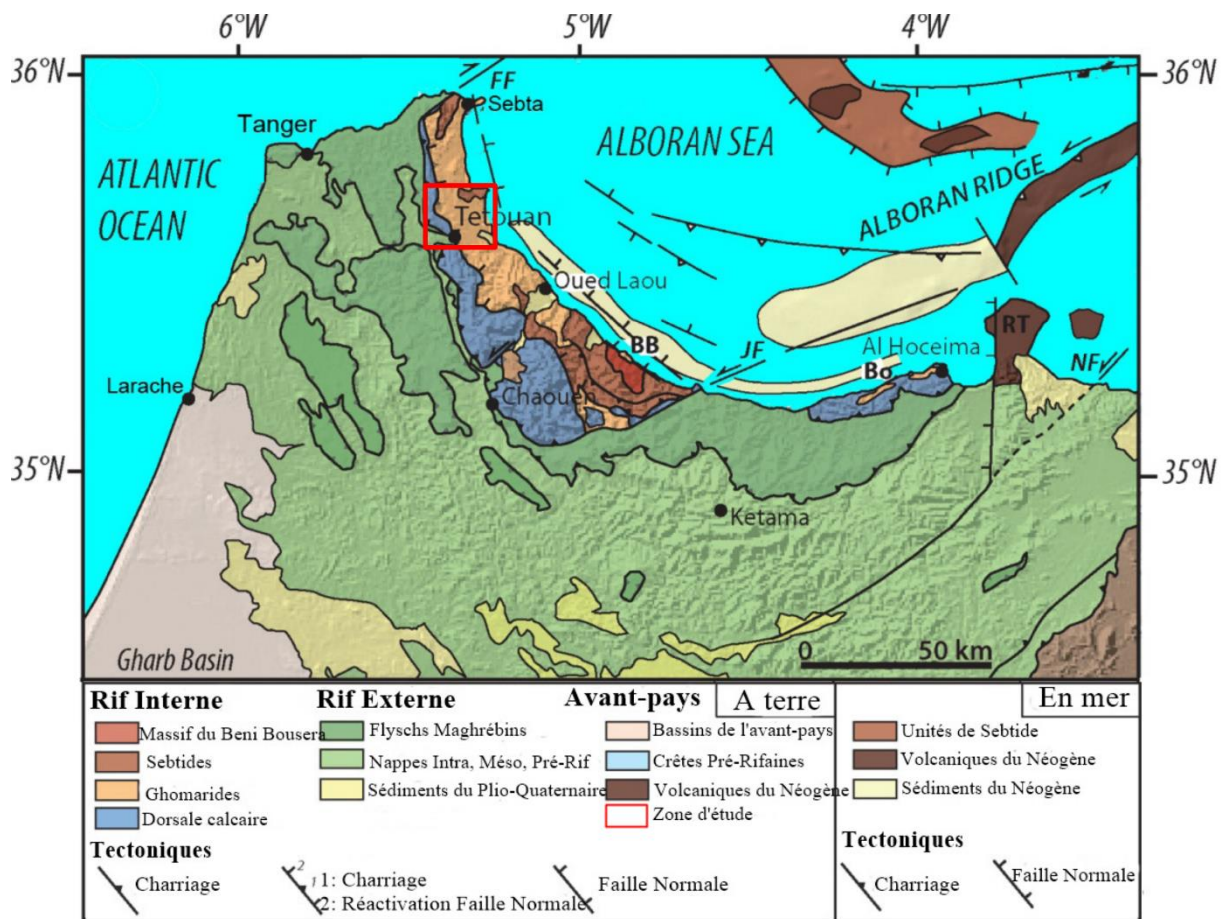


Figure 1: Cadre structural du Rif et de la marge sud de la Mer d'Alboran (Chalouan et al. 2008, modifié).

BB : Beni Bousera massif ; FF : Fahies Fault ; JF : Jebhab Fault ; NF : Nekor Fault and RT : Rase Tarf.

2 Caractéristiques géologiques du centre urbaine de Tétouan

2.1 Géologie locale

La géologie du centre urbain de Tétouan et de ses environs se caractérise d'Est en Ouest par un empilement de nappes de charriage à vergence Ouest faisant charrier le domaine interne sur le domaine des flyschs et le domaine externe. Le domaine interne affleure à l'Est avec des terrains métamorphiques Ghomarides qui charrient les écailles tectoniques de la dorsale calcaire externe de Jbel Dersa. Le domaine de Flysch est représenté par la nappe des Béni-Ider à l'Ouest et le Prédorsalien le long de la vallée d'Oued Martil. L'unité de Tanger est localisée à l'Ouest.

Les dépôts post-nappes sont matérialisés par des sédiments marins pliocènes surmontés par un quaternaire continentale (travertin, alluvions et éboulis).

De point de vue historique, l'ancienne médina, a été bâtie sur des travertins, alors que l'extension de la ville s'est effectuée vers le Nord sur des terrains carbonatés, à l'Est sur des terrains schisteux, et vers l'Ouest et au Sud sur des terrains de flyschs et des formations carbonatées. Aujourd'hui, la commune urbaine s'étend en grande partie sur des dépôts quaternaires (Fig.1).

2.2 Géomorphologie

A l'origine, la ville de Tétouan s'est installée aux pieds de Jbel Dersa, on distingue trois entités topographiques : au Nord et au Sud, le relief est essentiellement montagneux ; à l'Ouest, la topographie est moins accidentée avec des collines et versants de moyenne altitude et à l'Est, on trouve la plaine de l'Oued Martil.

2.3 Lithologie

La ville de Tétouan est construite sur des unités lithologiques très variées (Fig. 2), la médina est bâtie sur des travertins reposant sur des terrains tendres marnes et ou marnes sableuses. De part et d'autre de l'oued Martil se développent des alluvions anciennes sous forme de terrasses au pied des quelles on trouve des alluvions actuelles. Les reliefs sont surtout formés par des roches carbonatées massives, par des unités d'alternance (grès et marnes et de semi-rocheux) comme indiqué dans la figure 2.

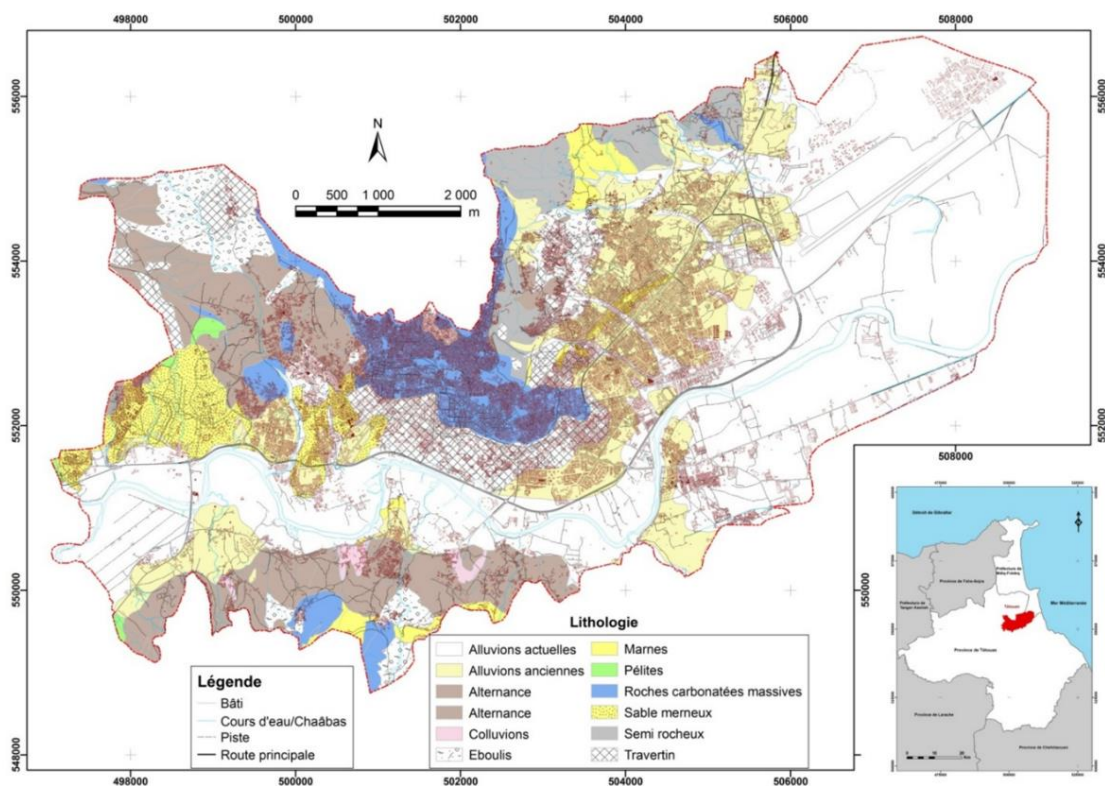


Figure 2: carte lithologique de la commune urbaine de Tétouan (encore de publication)

3 Cadre sismotectonique

La tectonique et la sismologie ont fait l'objet de plusieurs études d'ordre régional et local dans l'arc bético-rifaine d'une façon général et dans le Rif en particulier (Udias et al. 1976; Groupe de recherche néotectonique de l'Arc de Gibraltar 1977; Asebriy et al. 1992; Asebriy & Cherkaoui 1995).

3.1 Sismicité de la région

Le Maroc a une activité sismique modérée largement liée au contexte de convergence entre l'Afrique et l'Eurasie. Néanmoins, les données historiques montrent que l'événement

occasionnel ne peut pas être ignoré pour la perte de vies et de biens qu'il inflige. Les événements d'Agadir en 1960 (12 000 décès) et d'Al Hoceima en 2004 (630 victimes) servent de rappels sombres. Des documents historiques montrent que des tremblements de terre beaucoup plus importants se sont produits dans le passé au Maroc et que des tremblements de terre ont endommagé des villes comme Fez, Meknès, Melilla et celles de la côte atlantique entre Tanger et Agadir plusieurs fois.

Dès l'installation des stations sismique au Maroc (à partir du 20^{ème} siècle), la majorité des séismes ayant secoués le territoire nationale, le littoral méditerranéen et les localités se trouvant sur la côte sud d'Espagne ont été enregistré (Fig. 3-4). Ainsi, le catalogue sismique d'Espagne (IGN) que du Maroc (CNRST), montre que le domaine rifain est une région sismique marquée par une forte concentration d'épicentres et que la plus forte activité sismique du domaine rifain se manifeste dans la région d'Al Hoceima comme le prouve les deux tremblements de terre destructeurs de 1994 et 2004.

Cependant, les plus importantes secousses ont été enregistrées dans la zone de Tétouan les 21 et 22 janvier 1909, provoquant la destruction totale des villages Ghomara à 5 Km de Tétouan. Le 06/09/2020 un séisme de magnitude 4,8 a secoué la ville, son épicentre se localise dans le site archéologique de Tamuda qui est la limite ouest de la zone urbaine de tétouan, la profondeur de son foyer était de 51km selon l'IGN de l'Espagne. D'ailleurs en 1999 (Bensari 2004) et en 28/04/2011, la région de Tétouan a été frappée par deux séismes de 4 degrés sur l'échelle de Richter.

Ainsi la sismicité instrumentale couplée à la sismicité historique montre que cette zone sismogène présente une période de retour de 10 ans pour une intensité VI (MSK) et de 100 ans pour une intensité de VII (García-Fernández et al. 1989; El Mrabet 2005).

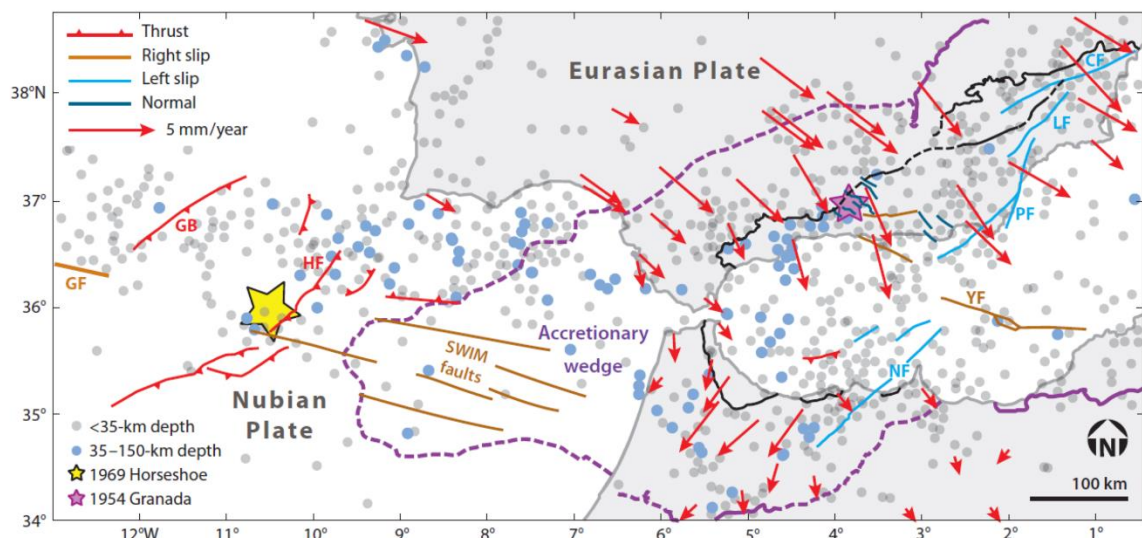


Figure 3 : Carte montrant la localisation des épicentres des séismes > M4 et la tectonique active de la région d'Alboran et du golfe de Cadiz, (modifiée d'après Serpelloni et al. 2007 et Platt et al. 2013), avec quelques mécanismes au foyer, d'après Gutscher (2002). **Abréviations** : CF, Crevillente fault ; GB, Goringe Bank; GF, Gloria Fault; HF, Horseshoe fault; LF, Lorca fault; NF, Nekkor fault; PF, Palomares fault; YF, Yussuf fault.

3.2 Néotectonique et tectonique active

L'histoire récente du Rif débute après les phases paroxysmales du Miocène moyen terminal avec les dépôts du Tortonien inférieur. Différentes études, telles que de Maurer (1968); Chalouan (1986); Benmakhlouf (1990), Aït Brahim (1991) et El Mrabet (2005), ont signalé l'existence des déformations tectoniques associées à un régime compressif et distensif depuis l'Aquitaniens jusqu'à l'actuel dans l'ensemble de la chaîne rifaine. Cette phase tectonique est contrôlée par la convergence entre les plaques Europe-Afrique et l'expulsion vers l'WSW du bloc d'Alboran (Aït Brahim, 1991). D'après Asebriy et al. (1993), le régime structural distensif est marqué dans le Rif central par la genèse des bassins néogènes généralement bordés de failles normales.

La plaine de Tétouan-Martil a fait l'objet d'une épaisse sédimentation qui constitue la couverture quaternaire du substratum paléozoïque. Les profils sismiques et les données de terrain suggèrent que les dépôts sédimentaires couvrent une structure de graben et de horst qui est liée à deux phases de déformation en extension, l'une à la fin de l'Oligocène (Ouazani Touhami et al. 1994) et l'autre à la fin du Miocène (Romagny 2014). En fait, cette dernière phase est liée à une phase compressive N-S qui a déclenché l'effondrement du bassin de l'Oued Martil par un système de pull-apart.

A l'Est de notre secteur d'étude, ce régime tectonique distensif est responsable de la transgression pliocène en méditerranée et l'occupation de la cluse de Tétouan par la mer pliocène. Cette activité tectonique récente se poursuit pendant le Pliocène supérieur et le quaternaire dont la conséquence structurale la plus significative dans la région est représentée par l'enfoncement des dépôts pliocènes qui se trouve au milieu de la cluse de Tétouan (Benmakhlouf 1990; Benmakhlouf & Chalouan 1994; Ahniche 1997), et l'exhaussement bordier synchrone qui porte les marnes pliocènes à 209 m d'altitude (à Dechrien) et les alluvions quaternaires à plus de 50 m en dessus du niveau fluvial actuel (El Kharim 2002).

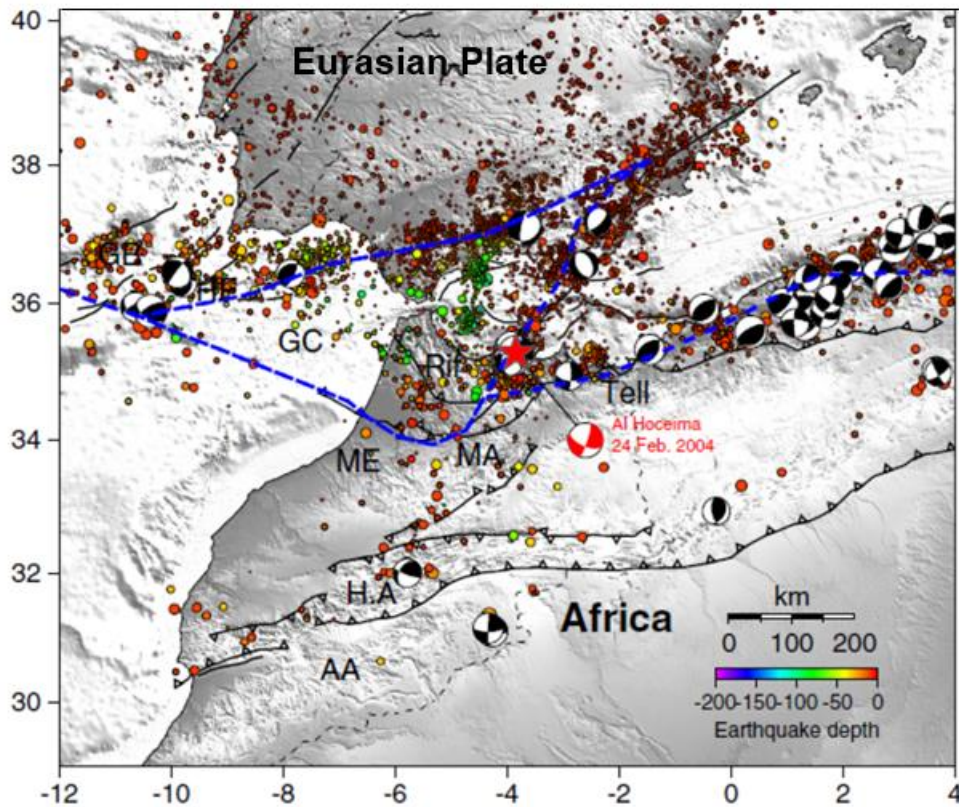


Figure 4 : Carte du contexte structural général : sismicité et failles majeures dans la région ibéro-maghrébine (Koulali et al. 2011).

3.3 Les failles soupçonnées être active dans la province de Tétouan

3.3.1 Faille d'El Onsar

Le col El Onsar est un accident morphologique qui sépare les écaïlles élevées calcaro-dolomitiques de la chaîne calcaire du Haouz, de leurs équivalents de Jbel Dersa (annexe 1). La nature et l'origine de ce col sont à rattacher à son histoire tectonique et à son évolution géomorphologique récente. D'échelle kilométrique et bien visible sur les ortho-images à 1/100.000 du détroit de Gibraltar, l'accident d'El Onsar affecte aussi bien le socle et sa couverture (El Kharim et al. 2019). Il prend naissance dans les nappes paléozoïques à l'est, traverse tout le chaînon du Haouz et continue à l'ouest dans le domaine des flyschs (annexe 1). Il s'agit d'un décrochement dextre ($N50^{\circ}-60^{\circ}$), comme en témoigne la torsion des structures d'échelle cartographique au sud immédiat de cet accident dont le jeu peut atteindre 1km (Darraz et al. 2003; El Kharim et al. 2019). Quant à son prolongement en mer d'Alboran, il existe une fosse marine parallèle et allongée, surnommée par les pêcheurs "El Hfifar" signifiant les tombants. De même direction que celle du col d'El Onsar, elle est située à 30km de celui-ci et à 8 km au sud de Sebta.

Actuellement, les mesures de GPS montrent que le déplacement relatif à Tétouan par rapport Sebta est de plus d'un mm/an vers le SW (Tahayt et al. 2008). Ce déplacement est compatible avec l'activité comme un accident dextre de la faille d'El Onsar et d'autres failles parallèles. En plus, la sismicité modérée actuelle est un autre indice de l'existence d'une tectonique active. La présence de déformation et mouvement des blocs le long de cette fosse marine allongée ayant la même direction que l'accident d'el Onsar, suggérerait son prolongement en mer ou alternativement une structure en relais. La présence de cette zone de

déformation NE-SW dextre au sud de Gibraltar suggère que l'Arc de Gibraltar peut avoir une au présent un développement asymétrique, avec des déplacements très remarquables vers le SW au niveau de la chaîne du Rif (Aït Brahim 1991).

3.3.2 Accident de Tétouan

Les failles qui constituent ce réseau ne dépassent pas quelques kilomètres. Pourtant on peut penser que quelques segments non liés mais alignés traduisent des accidents profonds qui peuvent dépasser les dizaines de Kms. Ces accidents sont déjà figurés dans les cartes géophysiques qui tracent un accident profond au niveau de Tétouan (Van Den Bosch, 1974 et Bellot 1985). Parmi ces accidents, on note tous les accidents ayant une direction ENE-WSW et qui se trouvent dans la zone d'étude. On distingue ainsi : accident de Tétouan, Accident de Samsa et de Torreta (annexe 1)

L'accident de Tétouan est une zone de rampe latérale limitée au sud par l'accident de Torreta et au nord par l'accident de Samsa. Ces accidents ont une terminaison sous forme de chevauchement (Benmakhlouf 1990; Benmakhlouf & Chalouan 1994). La carte géologique de Tétouan (1/50 000) montre un contact chevauchant vers le Nord entre la Dorsale Calcaire et les formations pré-dorsaliennes de Tétouan. Nos observations vont à l'encontre de cette interprétation, il s'agit d'un contact vertical décrochant de direction N60 et non pas chevauchant.

L'accident de Samsa : mentionnée comme flexure de Samsa, elle décale par un jeu senestre le contact entre la chaîne du Haouz et les flyschs (Leikine, 1969). L'accident a une direction E-W dont la terminaison vers l'Ouest se termine par charriage à vergence ouest.

4 Cadre socio-économique de la ville de Tétouan

Située au nord-ouest du Maroc à 10 km de la côte méditerranéenne et au carrefour des échanges culturels et économiques Europe-Afrique, la ville de Tétouan qui fait l'objet de ce travail, est une ville ancienne fondée au 15ème siècle, elle est constituée par le périmètre urbain de la ville de Tétouan auquel est rattachée une frange urbaine côtière formée par les communes de Martil, M'diq et Fnideq. La population urbaine est un enjeu en termes d'aménagement du territoire, de qualité de vie, de protection de l'environnement, et enfin en cas de catastrophes majeures. Ainsi, le tissu urbain a connu une croissance anarchique à un rythme accéléré, ce qui fait que cette population urbaine est confrontée à d'énormes dégâts en cas des séismes, de la stabilité des terrains, de l'érosion, des inondations, etc.

4.1 Population, ménage et urbanisation

En termes d'accroissement annuel moyen, selon le Recensement Général de la Population et de l'Habitat (RGPH) de 2014, la population de la région Tanger-Tétouan, s'est accrue au rythme annuel de 1,49% durant la période 2004-2014 contre 1,25% au niveau national. La population urbaine a progressé de 2,8% par an et la population rurale a augmenté de l'ordre de 0,18% par an contre respectivement 2,2% et -0,01% au niveau national. Pour la ville de Tétouan (objet de notre travail), elle comptait 380 787 habitants, dont 92 606 ménages (Taille moyenne des ménages est de 4,1) avec un taux d'urbanisation de 72,31%, donc supérieur et d'accroissement de 1.49%, dont approximativement (Tableau 1).

Tableau 1: Population urbaine de Tétouan et de sa province et celle de la région Tanger-Tétouan-AL Hoceima, d'après RGPH 2014

	Population		Taux d'urbanisation en %	Nombre de ménages	Taille moyen des ménages
	Urbaine	Globale			
Région Tanger- Tétouan-AL Hoceima	2 131 725	3 556 729	59.93	525 168	4.06
Province de Tétouan	397 973	550 374	72.31	96 784	4.11
Commune Urbaine de Tétouan	380 787 urbaine		69.19	92 606	4.11
	Par rapport à la province				

De la même manière, la distribution de la population à Tétouan n'est pas uniforme mais se concentre dans deux pôles : d'une part, 42% de la population se concentre dans les quartiers du nord-est spécialement à Jbel Dersa qui est en deuxième position avec 35.8300 habitants malgré sa surface réduite, après le quartier scolaire ; l'autre pôle est celui de la partie Est de la ville qui concentre 33% de la population totale. Par contre, le centre historique de Tétouan a actuellement un poids démographique relativement faible (11%) en comparaison avec le reste de la ville.

Cette distribution montre clairement la grande croissance démographique qu'a connu Tétouan durant les dernières années basée sur la construction de nouveaux quartiers à l'ouest et à l'est de la ville qui ont dépassé tant en surface qu'en population la ville, qui existait il y a à peine 60 ans. À notre avis le scénario actuel va changer en faveur des nouveaux quartiers, qui ont encore des espaces vides disponibles mais l'écart ne sera pas grand si on contrôle bien les permis de construction en interdisant totalement le mode clandestin de construction. Il faut noter que les logements sont les premiers éléments à prendre en compte dans l'analyse du risque ou plus précisément du risque sismique.

De point de vue touristique, la population côtière s'accroît de manière considérable pendant les mois d'été, particulièrement en août. Les centres urbains balnéaires sont les plus touchés par ce phénomène, en particulier M'diq, Fnideq et Martil, qui doublent leur population habituelle et dépassent alors largement les 200 000 habitants (El Mrini & Nachite 2008). Le comportement démographique de la province de Tétouan est, dans son ensemble, similaire à ce que l'on peut observer sur les autres littoraux depuis un demi-siècle : les villes s'étendent et se densifient, en grande partie grâce à l'activité touristique.

4.2 Evolution de l'urbanisation de Tétouan

L'évolution urbaine de Tétouan a connu une croissance variable depuis sa création, tant sur le plan de son bâti, qui est marqué d'abord par une extension horizontale jusqu'à le début du XXème siècle avec une croissance relativement lente puis suivi par une croissance accélérée soutenue par l'apparition d'une nouvelle forme d'extension qui est verticale par surélévation des constructions anciennes et nouvelles; et tant sur le plan de sa population (Fig. 5) . La population de Tétouan a évolué de la même façon que son bâti, cette croissance démographique

a été, au départ soutenue par l'exode rurale des habitants des régions proche, juste après l'indépendance. Vers le début du XXIème siècle ce phénomène va concerner la population de tout le Maroc.

Cependant, les constructions de 3 à 6 étages dominant largement tandis que les immeubles qui dépassent 7 étages se localisent le long des grands artères et giratoires, principalement le long de l'avenue des FAR, giratoire Hamama et "Esso". De point de vue évolutif, tous les quartiers ont changé, ils ont passé des habitations de (R+1) ou (R+2) à (R+4) ou (R+6), c'est le cas du M'hannech 2 et de Touabel, Dersa, par exemple. Seul la Médina et les quartiers voisins échappent partiellement à cette règle du fait qu'ils sont considérés comme patrimoines historiques protégés.

La croissance postcoloniale est marquée par un déséquilibre flagrant marqué par la prolifération des quartiers périphérique qui n'obéi à aucune règles et lois de l'urbanisme, il s'agit des constructions individuels clandestins (Ouazani Touhami 2021) .

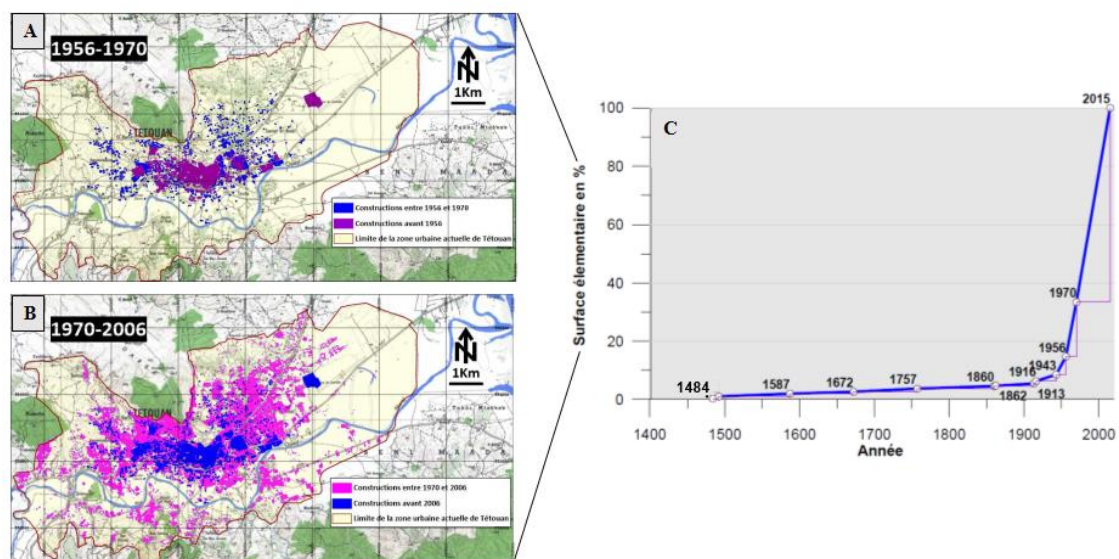


Figure 5 : Extension de la ville de Tétouan depuis 1956 jusqu'à 2006 (A et B) et C) Evolution de surfaces construites urbaines élémentaires de Tétouan entre 1484 et 2015 (Ouazani Touhami 2021).

5 Conclusion

Étant données, la structure géologique et la nature des sols constituant le soubassement et face un important développement urbaine de la ville de Tétouan, il est fort probable que des effets de site (phénomène d'amplification locale) puissent être observés en cas de sollicitation sismique. Il serait judicieux de réaliser les mesures nécessaires et adéquates pour l'évaluation d'un tel effet, et par conséquent d'anticiper toute politique de mitigation du risque sismique.

L'objectif serait d'évaluer l'amplitude des amplifications du mouvement du sol attendues ainsi que la précision des bandes de fréquence qui leurs sont associées. La détermination du facteur d'amplification du mouvement du sol est importante pour l'évaluation du risque sismique et pour la définition des normes parasismiques de construction. Concrètement, on procédera à l'exploitation des données existantes et à des géophysiques complémentaires (sections suivantes).

Chapitre II . Cartographie de la structure crustale de la région du Rif à l'aide des fonctions de réception

La construction de modèles de vitesse de la croûte et du manteau supérieur sur des régions étendues est essentielle pour comprendre la tectonique continentale et la structure thermique et compositionnelle de la lithosphère, ainsi que pour fournir le cadre structurel nécessaire à l'évaluation des risques naturels. En sismologie, le terme "fonction de réception" désigne une technique utilisée pour analyser les ondes sismiques enregistrées par les sismomètres. Une fonction de réception fournit des informations sur la structure et la composition des couches souterraines de la Terre, en particulier la limite entre la croûte et le manteau.

Les fonctions réceptrices (recevoir fonction), sont couramment utilisées dans les études de la structure de la croûte (Geissler et al. 2012; Kind et al. 2012), ainsi que dans les recherches sur les processus tectoniques, les propriétés des sources de tremblements de terre et les propriétés de l'intérieur profond de la Terre (Corchete et al. 2017; Zhang et al. 2019; Timoulali et al. 2022). Cependant, la région du Rif, dans le nord du Maroc, est connue pour sa géologie complexe et son activité tectonique. Elle est située le long de la frontière entre les plaques africaine et eurasiennne, où la convergence de ces plaques a entraîné une déformation et une activité sismique importantes.

Pour cette raisons, dans cette partie, l'étude est menée sur les fonctions réceptrices dans la région du Rif afin d'étudier la structure crustale de cette chaîne Alpine. En analysant les conversions P-S des formes d'ondes sismiques enregistrées par les sismomètres. Dans l'ensemble, l'analyse de la fonction réceptrice dans la région du Rif, au nord du Maroc, joue un rôle crucial dans la mise en évidence des complexités géologiques, la compréhension des processus tectoniques et l'évaluation des risques sismiques dans la région.

1 Evénement sismique

Dans le cadre de cette thèse, un "événement sismique" fait référence à un tremblement de terre. Un tremblement de terre est défini, dans sa forme la plus simple, comme un mouvement soudain de la croûte terrestre. L'emplacement des coordonnées du tremblement de terre est appelé hypocentre, tandis que le terme plus familier d'épicentre fait référence à l'emplacement d'origine projeté sur la surface de la Terre. Le mouvement soudain qui se produit lors d'un tremblement de terre est en réalité une libération soudaine d'énergie. Cette énergie se propage à travers et le long des structures de la Terre sous forme d'ondes sismiques. Les ondes sismiques peuvent être divisées en trois groupes : les ondes de volume qui se propagent à l'intérieur des matériaux, les ondes de surface qui se propagent le long des surfaces ou des interfaces, et les modes normaux. Seules les ondes de volume sont utiles à la méthode de la fonction de réception.

2 Les ondes de volume

Les ondes de volume se divisent en ondes primaires (ondes P) et en ondes secondaires (ondes S). Les ondes P sont des ondes de compression qui produisent un déplacement dans la

direction (longitudinale) de la propagation de l'onde. Les ondes S sont des ondes de cisaillement qui produisent un déplacement perpendiculaire à la direction (transversale) de la propagation des ondes (Stein & Wysession 2009). Le déplacement perpendiculaire ne peut se produire dans les fluides, de sorte que les ondes S ne peuvent traverser que des matériaux solides, tandis que les ondes P peuvent traverser des matériaux solides et liquides. En outre, les ondes P se déplacent plus rapidement que les ondes S ; la vitesse de l'onde S est généralement d'environ 60 % de celle de l'onde P dans un matériau donné, mais elle varie en fonction de la composition du matériau (Futterman 1962). En raison de cette différence de vitesse, l'onde P sera la première onde à arriver sur un sismogramme. Un exemple de sismogramme est illustré à la figure 6. Le sismogramme représente la mesure du mouvement du sol par un sismomètre, enregistrée sous forme de série temporelle. Pour une station sismique à trois composantes, les mouvements sont mesurés et enregistrés dans trois directions : est-ouest (E), nord-sud (N) et verticale (Z).

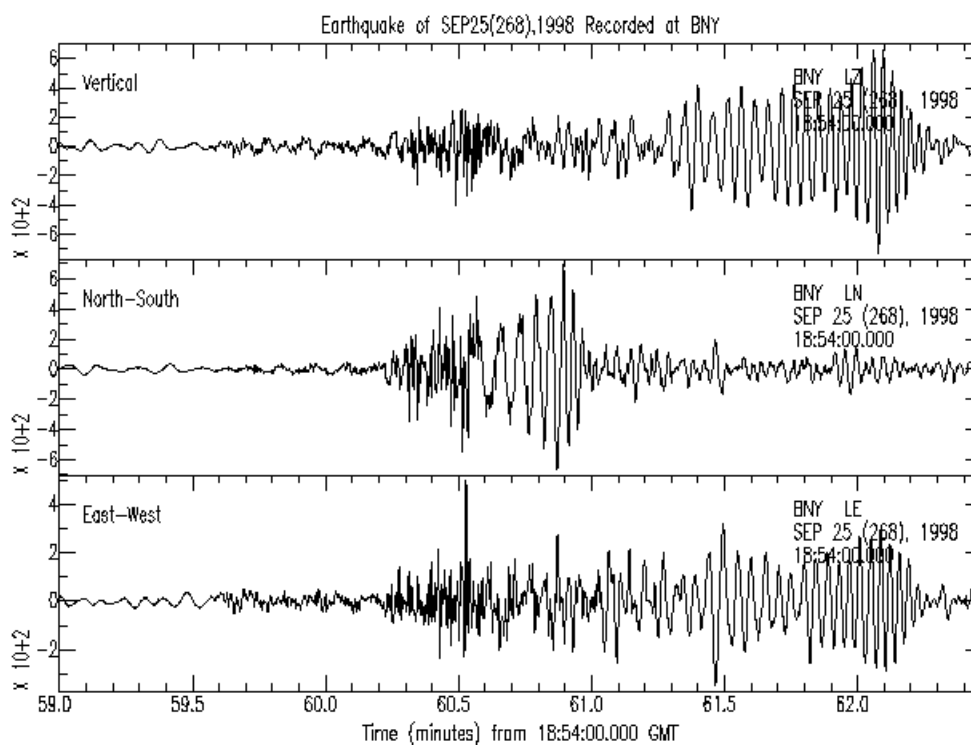


Figure 6 : Sismogramme à trois composantes

3 la fonction du récepteur

3.1 Principe et Méthode

Afin d'étudier la structure crustale sous les stations sismiques à large bande, nous avons utilisé la technique des fonctions réceptrices pour estimer l'épaisseur de la croûte sur le site dans la première étape de la méthodologie. Ensuite, un modèle de vitesse des ondes de cisaillement pour cette région a été dérivé en réalisant une inversion conjointe des fonctions de réception et de la courbe de dispersion des ondes de surface estimée à partir de certains événements sismiques enregistrés par cette station sismique.

Les fonctions du récepteur sont des séries temporelles, calculées à partir de sismogrammes à trois composantes, qui montrent la réponse relative de la structure terrestre à proximité du

récepteur. Ces réponses proviennent des différents chemins parcourus par les formes d'onde des ondes télé-sismiques. Lorsqu'une onde corporelle se propage et rencontre une interface, l'énergie de la forme d'onde est transmise, réfléchiée et éventuellement convertie, en fonction des propriétés des matériaux d'interface et de l'angle d'incidence de l'onde. Le Moho est un exemple de ce type d'interface, en particulier une interface solide-solide puisqu'il s'agit de la limite entre la croûte solide et le manteau. Lorsqu'une onde P traverse le manteau et frappe le Moho, la majeure partie de la forme d'onde continue d'être transmise sous forme d'onde P, tandis qu'une partie de la forme d'onde est convertie et transmise sous forme d'onde S. Ces ondes arrivent à la station sismique en passant par le Moho (Ammon 1991). Ces ondes arrivent à la station sismique sous forme de réponses identifiées comme l'onde P directe et Ps (Fig. 7).

En outre, une partie de la forme d'onde initiale est "perdue", car elle est réfléchiée dans le manteau sous forme d'ondes P et S. Ces ondes ne sont pas prises en compte dans la méthode de la fonction de réception. Les réflexions à prendre en compte sont celles qui se produisent à la surface libre (interface croûte-air). La réflexion de l'onde P transmise à cette interface peut provoquer des multiples (PpPs, PsPs, PpPs) qui sont des signaux d'ondes réfléchis vers le haut à partir de l'interface Moho (Fig. 7).

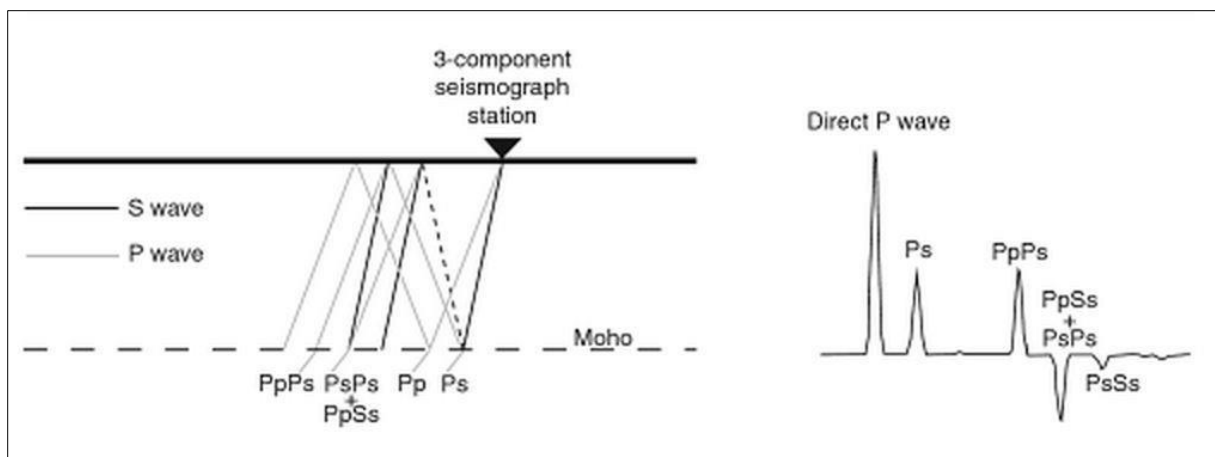


Figure 7 : Analyse de la fonction de réception de la structure de la Terre sous une station sismographique (à gauche). Les arrivées et les réverbérations qui s'ensuivent peuvent être isolées par l'analyse de la fonction de réception (droite), (Ammon 1991).

3.2 La technique de la fonction du récepteur

Parmi les termes brièvement expliqués ci-dessus, trois concepts clés constituent la base de la méthode de la fonction de réception :

- i) Conversion P-S à la limite de la croûte terrestre
- ii) Différence de vitesse des ondes P et des ondes S
- iii) Multiples

L'idée de base de l'utilité de ces concepts peut être décrite à l'aide de l'exemple illustré ci-dessus (Fig. 56) ; une forme d'onde arrivant à une station sismique au-dessus d'une seule couche (croûte). Les signaux d'ondes P provenant d'événements sismiques lointains (tremblements de terre) sont convertis en ondes S (Ps) au niveau du Moho. Comme les ondes S se déplacent plus lentement que les ondes P, ces signaux ont un temps de parcours plus long à travers la croûte et

arrivent donc plus tard à une station sismique qu'une onde P directe. La différence de temps d'arrivée entre l'onde P directe et l'onde Ps peut, si l'on dispose d'un modèle de vitesse, donner un calcul direct de la profondeur de l'interface (dans ce cas, le Moho).

De plus, les multiples (PpPs, PsPs, PpSs) contiennent des informations supplémentaires et fournissent une redondance qui renforce encore les estimations de subsurface. L'objectif principal de la méthode de la fonction de réception est d'isoler la structure proche du récepteur des effets de la source et de la structure distante. La technique pour y parvenir est expliquée plus en détail à la section suivant (article).

3.3 Analyse de la fonction du récepteur

Le flux de traitement typique de l'analyse de la fonction de réception comporte cinq étapes principales. La première étape consiste à organiser les observations et à étudier les variations de la réponse en fonction de l'azimut, de la distance et de la profondeur de la source. La deuxième étape utilise les observations à trois composantes pour égaliser les effets de la source proche et isoler les effets du récepteur des formes d'onde observées. L'isolation de la réponse locale nécessite la déconvolution de la composante verticale du mouvement du sol à partir des composantes horizontales. Les troisième et quatrième étapes sont la modélisation et l'inversion par le calcul des fonctions de réception pour différents modèles de terre. Enfin, la meilleure solution est choisie en tenant compte des informations provenant d'études antérieures et des contraintes géologiques.

3.4 Estimation de la fonction de réception et filtres Gaussiens

Dans un cas idéal (Langston 1979; Owens 1985; Ammon 1991), la fonction de réception radiale est donnée par :

$$E_R(\omega) = D_R(\omega)/D_z(\omega)$$

Où $D_R(\omega)$ et $D_z(\omega)$ sont la représentation dans le domaine fréquentiel des mouvements radiaux et verticaux du sol enregistrés. Cependant, la méthode des niveaux d'eau (Clayton & Wiggins 1976), est généralement appliquée pour stabiliser la division spectrale dans le domaine de la fréquence en raison du bruit des données et de la nature limitée de la bande des signaux. Par conséquent, la déconvolution est donnée par :

$$\hat{E}_R(\omega) = D_R(\omega) A(\omega)/D_z(\omega)$$

Où $\hat{E}_R(\omega)$ est une estimation de la véritable fonction de réception $E_R(\omega)$. $A(\omega)$ est la fonction de moyennage ou de brouillage associée à la déconvolution et est donnée par by :

$$A(\omega) = D_z(\omega) D_z^*(\omega) G(\omega)/\varphi(\omega)$$

$$\text{Avec : } G(\omega) = e^{(-\frac{\omega^2}{4a^2})}$$

$$\varphi(\omega) = [D_z(\omega) D_z^*(\omega), \quad c \cdot \max(D_z(\omega) D_z^*(\omega))]$$

Dans cette équation, $D_z^*(\omega)$ est le conjugué complexe de $D_z(\omega)$ et c , est le paramètre de niveau d'eau exprimé comme une fraction du spectre de puissance de la composante verticale maximale, et a contrôle la largeur du filtre gaussien dans le domaine des fréquences utilisé pour

éliminer le bruit de haute fréquence. Des valeurs de a plus faibles sont utilisées pour examiner les composantes de basse fréquence des données, tandis que des valeurs de a plus élevées sont utilisées pour les composantes de haute fréquence (Cassidy 1992).

Dans cette étude, la méthode de déconvolution itérative dans le domaine temporel a été employée pour calculer les fonctions réceptrices (Ligorria & Ammon 1999), en utilisant un filtre Gaussien a de largeur 1,0 ($f < 0,5$ Hz).

3.5 Déconvolution itérative

Les premières études sur la fonction réceptrice, comme celle de Phinney (1964), ont travaillé dans le domaine des fréquences en utilisant le rapport des spectres d'amplitude pour estimer les caractéristiques brutes de la structure. Les travaux de Clayton et Wiggins (1976), ont étendu la méthode pour inclure la stabilisation du niveau de l'eau et les informations de phase en utilisant un rapport complexe dans le domaine des fréquences et en effectuant une transformation inverse dans le domaine temporel. Langston (1979) a poursuivi les progrès et a développé une procédure d'égalisation des sources pour éliminer les effets de la structure de la source proche et des fonctions temporelles de la source. Pour cette étude, une approche itérative de déconvolution dans le domaine temporel est utilisée, suivant la méthode de Ligorria et Ammon (1999). Cette technique est une adaptation des travaux de Kikuchi et Kanamori (1982), qui ont proposé une méthode pour estimer les fonctions temporelles de la source en champ lointain.

La déconvolution itérative est développée pour minimiser la différence entre le sismogramme horizontal observé et une fonction de réception synthétique générée par la convolution du réseau de pointes mis à jour itérativement avec le sismogramme de la composante verticale (Ammon, 1991). Tout d'abord, la corrélation croisée de la composante verticale et de la composante radiale est utilisée pour estimer le décalage du premier pic le plus important dans la fonction de réception. Il existe une relation de convolution entre les composantes verticale et radiale du mouvement. La fonction réceptrice $E_{Ri}(t)$ est liée aux composantes radiale $R(t)$ et verticale $Z(t)$ par l'équation :

$$R(t) = Z(t) * E_{Ri}(t)$$

Ensuite, la convolution de l'estimation actuelle de la fonction réceptrice avec la composante verticale est soustraite du sismogramme de la composante radiale. Ces étapes sont répétées pour estimer les autres décalages et amplitudes des pics. La différence entre la composante horizontale observée et la convolution de la fonction réceptrice verticale est réduite au fur et à mesure de l'itération pour les pointes supplémentaires dans le sismogramme (Fig. 8).

En effet, l'itération s'arrête lorsqu'il n'y a pas d'amélioration significative de l'inadéquation entre les fonctions réceptrices observées et synthétiques (Ammon, 1991).

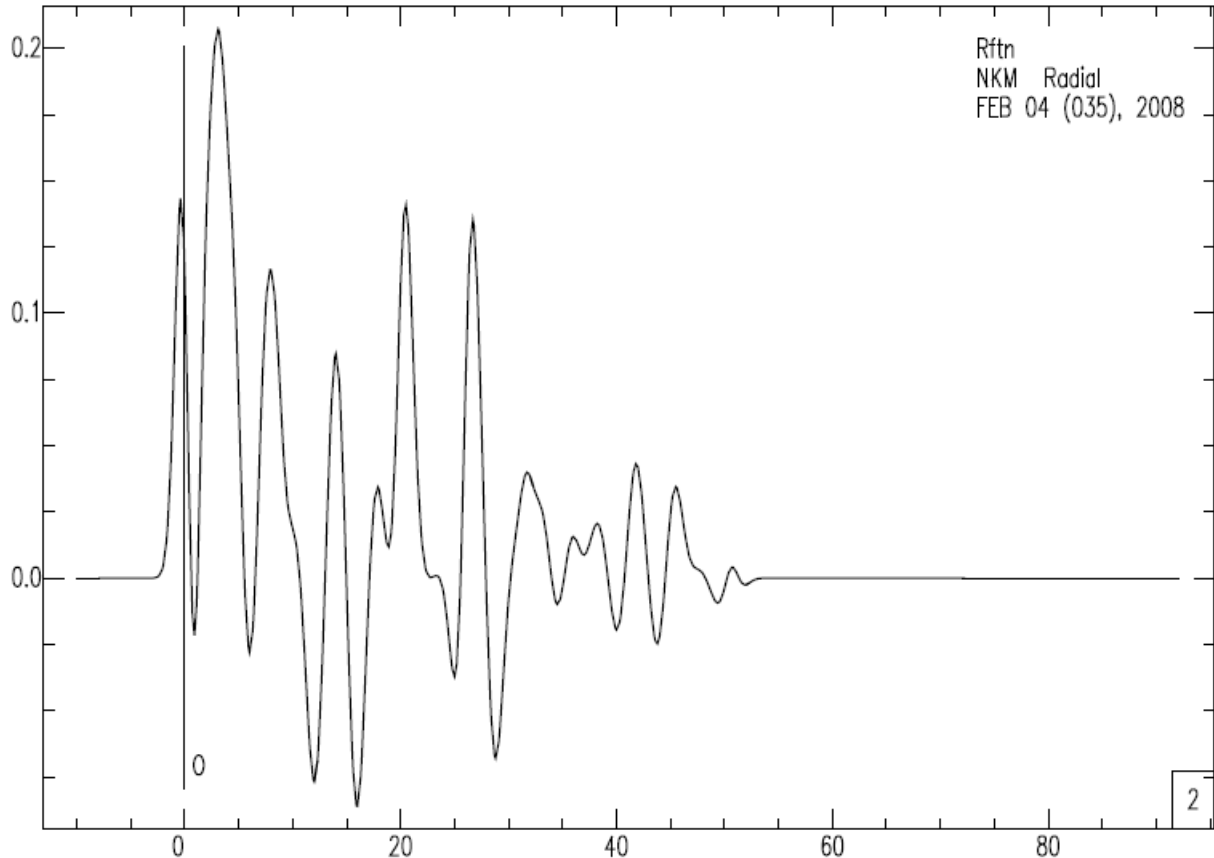


Figure 8 : Fonction de réception résultante pour un événement de la station sismique située au Rif septentrional

3.6 Empilement des fonctions réceptrices (Stacked Receiver Function)

Comme le sous-sol de la Terre est loin d'être homogène, le trajet de la forme d'onde entre l'épicentre et la station réceptrice est différent pour tous les événements sismiques. Par conséquent, toutes les estimations de la fonction de réception générées à partir de la déconvolution fourniront des solutions uniques. Si le sous-sol est plus complexe et présente des variations structurelles plus importantes, les effets de la différence d'angle d'incidence des vagues et d'azimut d'incidence seront plus importants. Afin d'améliorer la représentation de la fonction de réception pour une station sismique donnée, les fonctions de réception disponibles à partir des observations sont additionnées pour augmenter le rapport signal/bruit. Cette procédure de sommation s'appelle l'empilement des signaux.

Le logiciel SAC contient le sous-processus Signal Stacking (SSS). Ce sous-processus est, entre autres, conçu pour combiner les traces en vue d'une représentation graphique et pour empiler les données afin de supprimer le bruit et d'améliorer le signal (Helffrich et al. 2013). Les traces des fonctions du récepteur sont lues et ajoutées à une pile. Pour visualiser les traces d'une pile ou pour additionner toutes les traces d'une pile, une fenêtre temporelle doit être définie. La fenêtre temporelle a été définie entre -5 et 30 s, car elle inclut suffisamment les réponses du signal qui nous intéressent. La variable "range" est généralement définie comme étant la distance entre la station et l'événement, et l'unité peut être le degré ou le kilomètre.

Cependant, pour les besoins du tracé, cette variable peut être réattribuée à n'importe quel autre paramètre du fichier d'en-tête SAC à l'aide de la commande `changestack`.

4 Plage d'échantillonnage des fonctions du récepteur

La plage d'échantillonnage d'une fonction de réception dépend de la gamme du signal et de la profondeur du contraste de vitesse (Yuan et al. 2006; Shang et al. 2017). La figure 9 illustre la géométrie des trajets des rayons des ondes P et S pour une couche supérieure, avec conversion P_s (P vers S) et P_pP_{mp} (un des multiples de l'onde P) si la discontinuité du fond est le Moho. Ce multiple n'est normalement pas utilisé dans les analyses de la fonction de réception, mais il fournit une limite utile à l'échantillonnage latéral de la structure.

La phase P_s échantillonne très près de la station, tandis que les multiples font la moyenne de la structure sur une distance légèrement inférieure à $3 X_p$ (Fig. 9) et d'après la loi de Snell :

$$X_s = h * \tan(\sin^{-1}(p * V_s))$$

$$X_p = h * \tan(\sin^{-1}(p * V_p))$$

Où h est l'épaisseur de la couche supérieure, p est le paramètre de rayon, V_p est la vitesse de l'onde P et V_s est la vitesse de l'onde S (Ammon 1997). Par conséquent, l'échantillonnage latéral est généralement égal à trois fois la profondeur de la discontinuité la plus profonde.

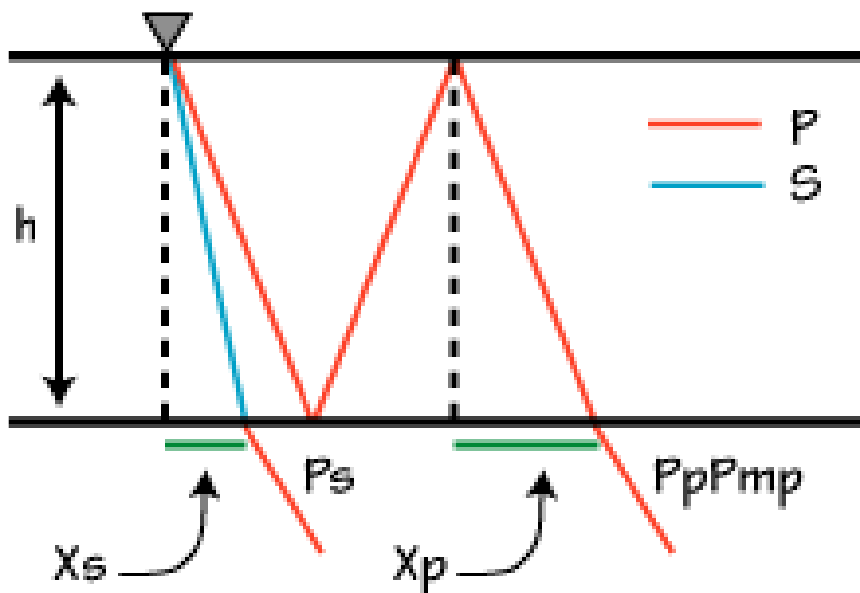


Figure 9 : diagramme de Ray pour illustrer la façon d'estimer la résolution latérale de la fonction du récepteur (Ammon, 1997).

5 Avantages de l'analyse de la fonction de réception

Les fonctions des récepteurs présentent les avantages suivants

- *Évaluation des risques sismiques* : Les fonctions de réception aident à évaluer les risques sismiques en fournissant des données précieuses sur la structure et les propriétés de la croûte terrestre et du manteau supérieur. Ces informations permettent de comprendre comment les ondes sismiques se propagent à travers différents matériaux et peuvent contribuer à la surveillance des tremblements de terre et aux efforts d'atténuation.
- *Informations sur la profondeur* : Les fonctions de réception permettent aux chercheurs de déterminer la profondeur et l'épaisseur des couches souterraines, telles que les bassins sédimentaires, les interfaces crustales et le Moho (la limite entre la croûte et le manteau). Ces informations sur la profondeur aident à comprendre les processus géologiques et tectoniques qui se produisent sous la surface de la Terre.
- *Variations de vitesse et de densité* : En analysant les fonctions des récepteurs, les scientifiques peuvent estimer les vitesses sismiques et les variations de densité dans les différentes couches. Ces informations sont essentielles pour caractériser la composition et les propriétés mécaniques des matériaux du sous-sol.
- *Imagerie des structures du sous-sol* : Les fonctions de réception permettent de créer des images des structures du sous-sol, telles que la géométrie des failles, des plis et d'autres caractéristiques géologiques. Ces images permettent de mieux comprendre l'histoire et l'évolution géologiques d'une région.

Dans l'ensemble, les fonctions réceptrices jouent un rôle essentiel dans notre compréhension de l'intérieur de la Terre, de la géologie et de l'activité sismique, en contribuant à divers domaines tels que la géophysique, la géologie.

6 Aperçu sur les études de fonction du récepteur

Les études de la fonction de réception ont été utilisées pour étudier un large éventail de sujets liés à l'intérieur de la Terre, y compris les structures du manteau, les propriétés de la croûte et l'épaisseur de la zone de transition (Zhu & Kanamori 2000; Chen et al. 2010; Pugh et al. 2021). Au Maroc, plusieurs études ont été menées pour étudier la structure de la croûte et du manteau supérieur à l'aide de fonctions réceptrices. Ce qui suit, un aperçu de quelques-unes des études trouvées dans les résultats de la recherche :

D'abord, une étude a analysé les fonctions de réception des ondes P et S télésismiques enregistrées dans des stations du sud-ouest du Maroc pour déduire la structure de la croûte et du manteau supérieur sous les montagnes de l'Atlas occidental. L'étude a donné une épaisseur crustale allant de 24 km près de la côte atlantique à 44 km sous le Haut Atlas (Spieker et al. 2014). L'étude a également suggéré qu'il pourrait y avoir une remontée d'asthénosphère due à une convection à petite échelle. Puis, Mancilla et al. (2012) ont examinées les variations de l'épaisseur de la croûte dans le nord du Maroc en utilisant la technique de la fonction réceptrice, afin d'extraire des informations sur la lithosphère. Ensuite, Miller et al. (2015) ont permis d'imager le matériau du point chaud des îles Canaries sous la lithosphère du Maroc et du sud de l'Espagne à l'aide de fonctions réceptrices. L'étude a confirmé l'existence d'une marge continentale et impliqué une remontée du manteau chaud comme source du volcanisme et de l'altitude élevée des montagnes de l'Atlas au Maroc.

Enfin, une étude très récente menée dans le nord du Maroc, plus précisément dans le domaine du Rif, a utilisé l'inversion conjointe des fonctions de réception et des vitesses de dispersion des ondes de surface pour étudier la structure de l'écorce terrestre (Timoulali et al. 2022). En effet, les résultats de cette études est présentera dans la section suivant.

Pour conclure, les études de la fonction réceptrice ont contribué à notre compréhension de la géologie, de la tectonique et de la sismicité de la région. Les résultats obtenus à partir de ces études sont essentiels pour évaluer les risques sismiques, d'étudier la déformation de la croûte terrestre et d'améliorer notre connaissance des processus géologiques qui se produisent dans une région donné.

7 Etude de cas

Ce paragraphe est consacré à l'étude de la structure crustale du nord du Maroc à l'aide de la méthode fonction du récepteur sous les 35 stations sismiques installés dans les régions septentrional du Maroc. Nous présentons cette étude sous forme d'un article publié, intitulé "*Joint inversion of receiver functions and surface wave dispersion velocities to investigate the crustal structure of north of Morocco: Case of Rif domain*", en collaboration avec les auteurs : Youssef Timoulali, Ahmed Hosny, Lahcen El Moudnib, Mustapha Bouiflane, Mimoun Chourak & Said Badrane.

7.1 Abstract

In this study, a combined inversion of P-wave receiver functions and surface wave dispersion measurements are applied to investigate the rheological properties of the crust and uppermost mantle structures of northern Morocco. In addition, providing a new data to better constrain and understanding the geodynamic evolution and the Earth interior structure under the Rif Mountain .This study aimed to investigate the crustal complexities and the mohogeometry beneath the study area in addition to detection of the possible high velocity zones that may be associated with occurrence of seismic activity. As well as the depth to basement rocks and the thickness of the sedimentary cover under the surface of the study area. A database of teleseismic events digitally recorded by 35 broad-band seismic stations from the TopoIberia, Picasso and CNRST located in Northern Morocco is used.

Results generally revealed that the crustal structure of northern Morocco is covered with a sequence of sediments that differs in thickness across the region. The crustal thickness differs from west to East and reaches its maximum value of about 45 km in the Central Rif and its minimum value of about 18 km in Eastern Rif. The obtained V_p/V_s ratio varies between 1.66 and 1.8 in northern Morocco. The areas with a somewhat notciable increase in the V_p/V_s ratio may represent geothermal areas, which may exploit later as sources of renewable energy in the north of Morocco. The shear wave velocity model delineates presence of low seismic velocity zone in the upper crust at Central Rif and was almost is observed at depths approximately from 5 to 12 km. This low velocity zone may be attributed to the presence of weak zones of faults cut the area. When comparing with previous studies, the curant study almost covered most of northern Morocco and provided new information about the tectonic evolution and crustal structure for those regions. Results of RFs are consistent with the results of other previous studies, especially at stations of the same areas.

7.2 Introduction

The north morocco is considered as a complex tectonic region. The Betic–Rif Cordillera is located in the area of interaction between the Eurasian and African plates in the western part of the alpine orogenic belt. Different geophysical studies and geodynamic modeling focused on the lithosphere and uppermost Mantle, shown that the physical properties and composition of the crust and upper mantle beneath the Betic–Rif Cordillera vary significantly across the region. Local crustal structure in this region has been investigated by several studies; Working Group for deep seismic sounding in Spain 1974–1975, 1977 setting up the seismic refraction profile made in the area. A deep Deep Seismic Sounding in the Alboran Sea by (Working Group 1974–1978; Ansorge et al. 1978; Banda and Ansorge 1980; Banda et al. 1993), indicate that while the Betic Cordillera crust is somewhat thick (35 to 38 km). The crust thins progressively towards the Iberian Massif (near 30 km). The crustal thickness beneath the Alboran Sea range from 10- to 20-km and in the Rif Mountain is approximately 25 to 35km. The gravimetry study confirmed this anomalous in the Betic–Rif cordillera (Hatzfeld 1976; Torné and Banda 1992). In the gravity model of the maximum thickness is beneath the peak of gravity anomaly which is about 40 Km (Baratin et al. 2016). The several tomographic studies such as Timoulali et al. (2014a) and El Fellah et al. (2019), show the depth variation of the Moho discontinuity under the Betic–Rif cordillera. The crustal thikness by calculation of receiver function and using Topo-Iberia, Iber Array broad-band seismic vary between 22 and 44 km (Mancilla et al. 2012; Palomeras et al. 2017).

The fundamental goals of this study are to use Teleseismic P-wave Receiver Function (RFs) analysis, in addition to the Joint inversion of the obtained RFs and Surface Wave dispersion measurements to estimate the depth to the Moho interface; V_p/V_s ratio beneath each seismic stations used in this study, and dispersion curves, shown the average shear-wave velocity model of northern Morocco. For conducting the current study, tele seismic events recorded by 35 broad-band seismic stations from the Topo-Iberia, Picasso and CNRST broad-band seismic network located in Northern Morocco are used. The obtained Results provided an image of the crustal complexities and Moho geometry beneath the study region in addition to detection of the possible low velocity zones which may be attributed to the presence of weak zones of faults.

The obtained results revealed that the crustal structure of northern Morocco is covered with a sequence of sediments that differs in thickness across the region. The crustal thickness differs from west to East and reaches its maximum value of about 45 km in the Central Rif and its minimum value of about 18 km in Eastern Rif. The obtained V_p/V_s ratio varies between 1.66 and 1.8 in northern Morocco. The areas with a somewhat notciable increase in the V_p/V_s ratio may represent geothermal areas, which may exploit later as sources of renewable energy in the north of Morocco. The shear wave velocity model delineates presence of low seismic velocity zone in the upper crust at Central Rif and was observed at depths approximately from 5 to 12 km. This low velocity zone may be attributed to the presence of weak zones of faults cut the area.

7.3 Geological setting

The Rif Mountain (North Morocco) has been interpreted as a collisional orogen. The Rif chain form the southern branch of the Betic–Rif arcuate orocline (Fig. 10). The convergence

between Africa and Eurasia began in the Cretaceous with directions were initially NNE–SSW to N–S before shifting to NW–SE oblique convergence during the Late Miocene time (Dewey et al. 1989). In the Late Oligocene to Early Miocene, a large extensional basin began forming on the overriding Eurasian plate (Jolivet and Faccenna 2000). Many of the rocks appear to have undergone significant exhumation (Platt et al. 1998; Zeck 1999).

However, the Rif orogenic systems have three principal tectonic zones: (1) the internal zones; (2) the flysch nappes; and (3) the external zones (Lonergan and White 1997; Gomez et al. 2000). The internal zone are formed by Paleozoic, Mesozoic and Cenozoic sequences mainly composed of metamorphic complexes containing high pressure, low temperature units (Gómez-Pugnaire and Fernández-Soler 1987; Bakker et al. 1989; Goffe et al. 1989; Chalouan et al. 2001, 2008). The second section is the external zone, mainly formed by sedimentary rocks comprise carbonate and pelitic Mesozoic and Cenozoic units, mainly limestone and marls.

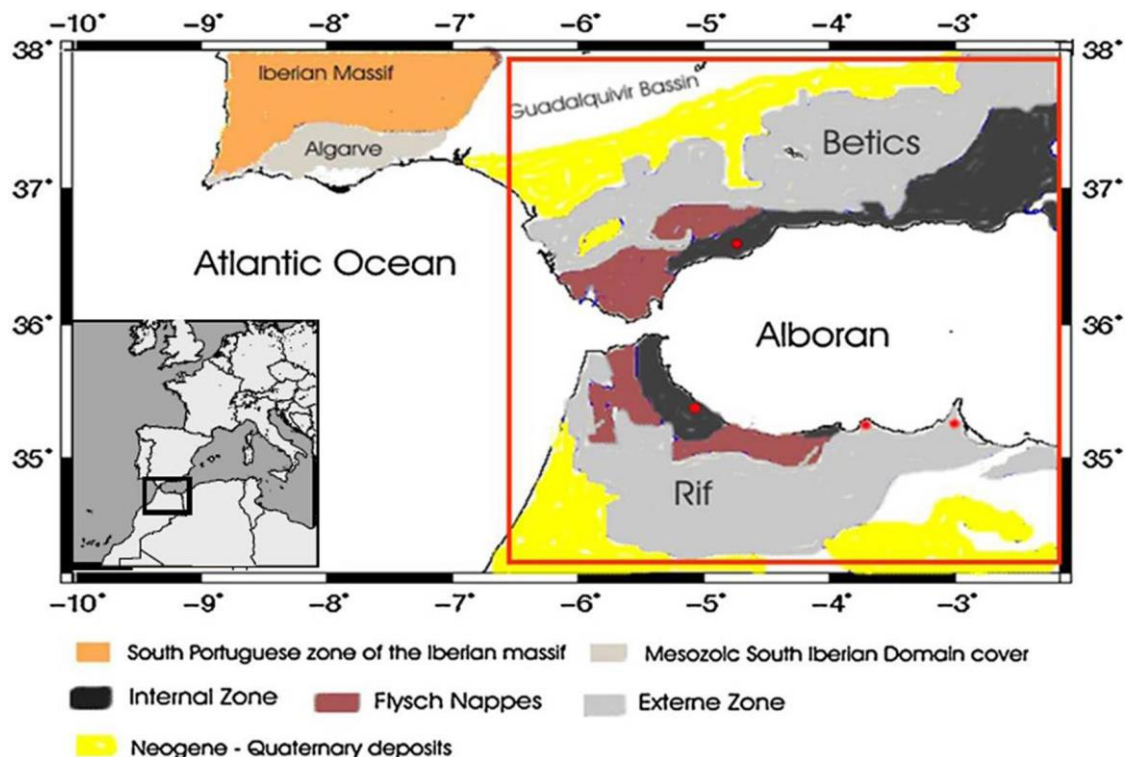


Figure 10 : Simplified tectonic map of the Betic–Rif Cordilleras

In effect, between the external and internal zones are the flysch units composed of Cretaceous–Lower Miocene detrital rocks that were folded and thrust during the westward migration of the internal zones. Heterogeneous upper crust, with resistive (metamorphic rocks) and conductive (peridotites) bodies are detected by a NW–SE oriented magneto-telluric profile across the Rif (Anahnah et al. 2011). These structures are located in the uppermost 10 km of internal Zone. Also a highly conductive body is detected in the External Zones and foreland basin. The crustal seismicity is scattered in the West Alboran especially under the Rif and the Betic associated to the collisional (alpine) zone (Fig. 11).

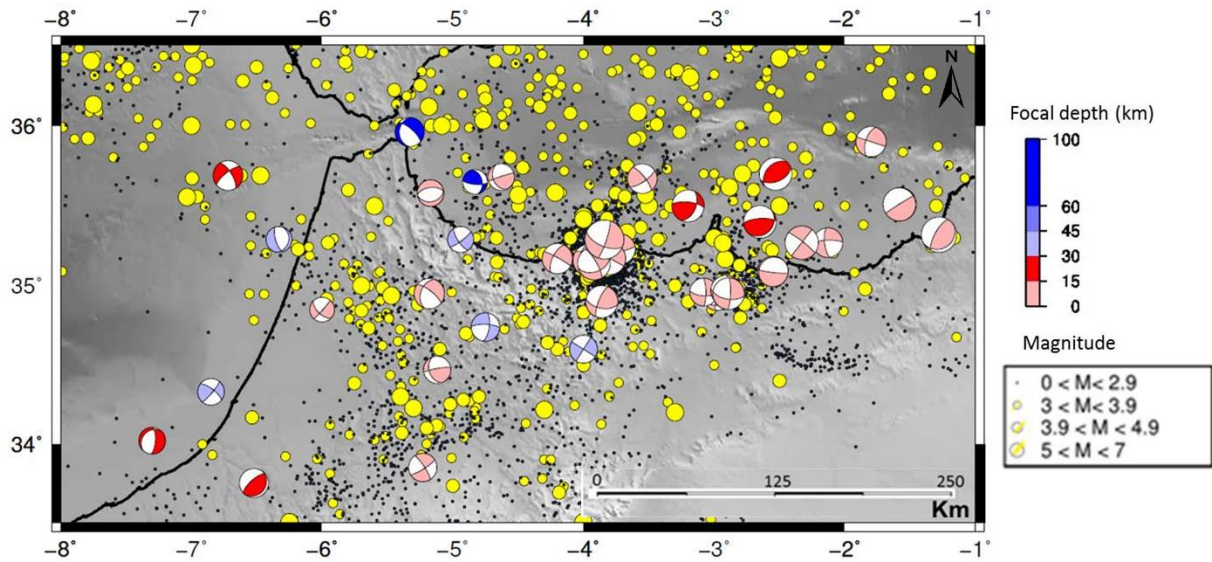


Figure 11 : Epicentral distribution, for the period 1988-2018, and focal mechanisms according to depth

Therefore, the derived velocity field (Koulali et al. 2011) showing a south–westward motion (3.5 to 4.0 mm/year) in the central part of the Rif with respect to Africa (Fig. 12).

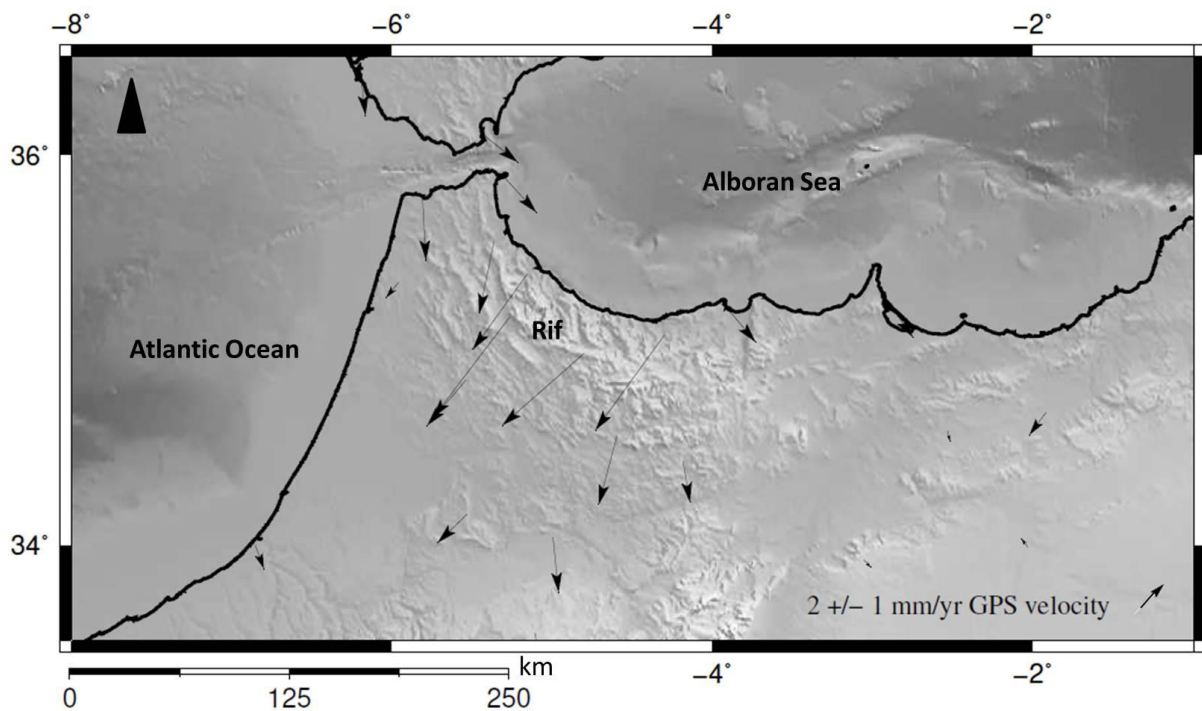


Figure 12 : Current GPS velocity (2 ± 1 mm/yr) recorded with respect to Africa fixed frame (Koulali et al. 2011).

The location of the south–southwest motion recorded by GPS coincided with the location of the crustal body oriented in direction NE–SW and dipping SW (Timoulali et al. 2014a). The crustal thickness is approximately 40 km beneath the Rif (Giese and Jacobshagen 1992). The analysis of gravity, elevation, heat flow, and seismic data suggest a maximum of 36 km under

the Rif Mountains, decreasing to a minimum of 30 km toward the coast (Torné et al. 2000; Fullea et al. 2007).

7.4 Data and method

The data were provided by temporary 35 broadband seismic stations deployed in the northern Morocco (Topo-Iberia, Picasso and CNRST Network) (Fig. 13). Thus, we used teleseismic events recorded within epicentral distance between 30° and 90° with magnitude higher than 5.5 and clear impulsive P-wave recorded in the three components of the seismograms as shown in (Fig. 14). Consequently, in this study, the 30° to 90° distance range covers very active seismogenic source areas to the NE (southeastern Asia) and SW (central and south America), while northwestern and southeastern back azimuths are less represented (Fig. 15).

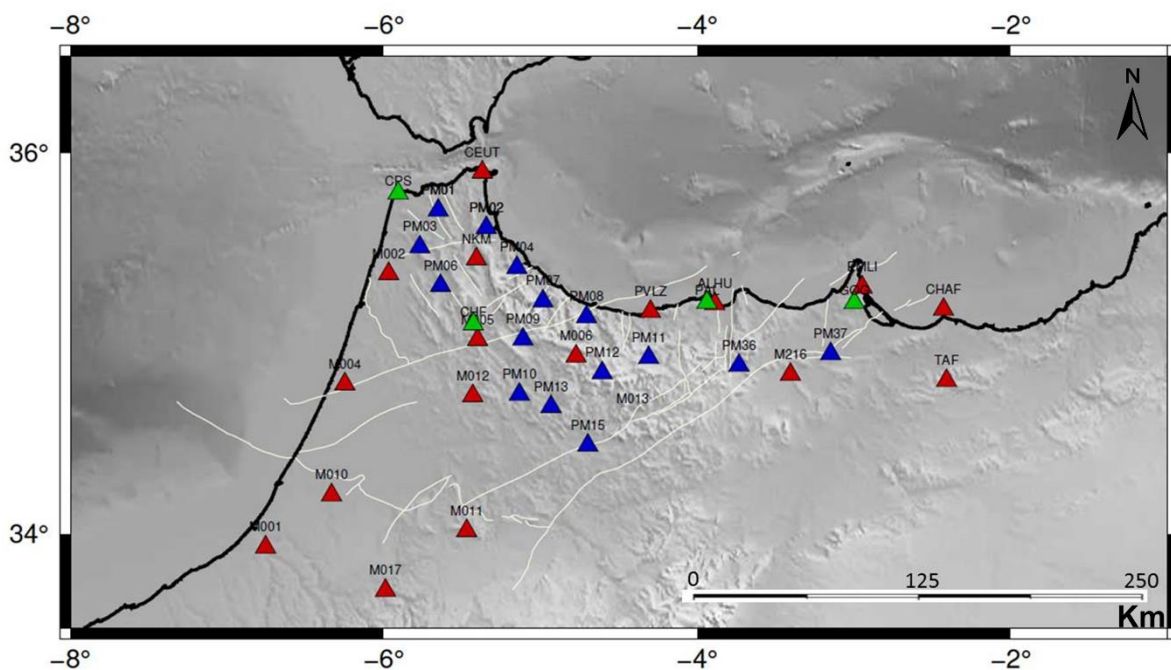


Figure 13 : Location of seismic stations analyzed in the Rif domain (red station (Topo-Iberia), bleu station (Picasso) project and green CNRST(Morocco)

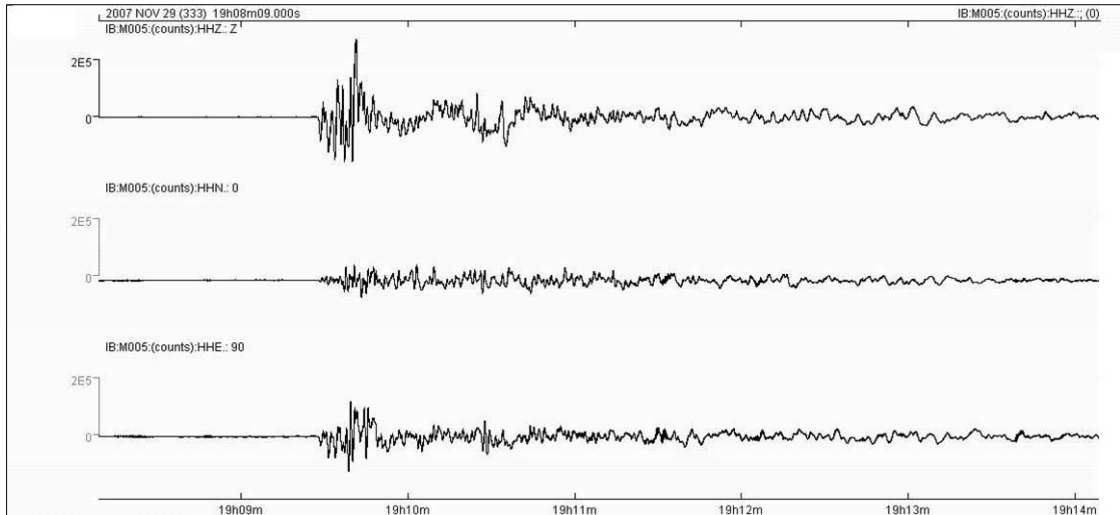


Figure 14 : Example of teleseismic data (Seismic station M005)

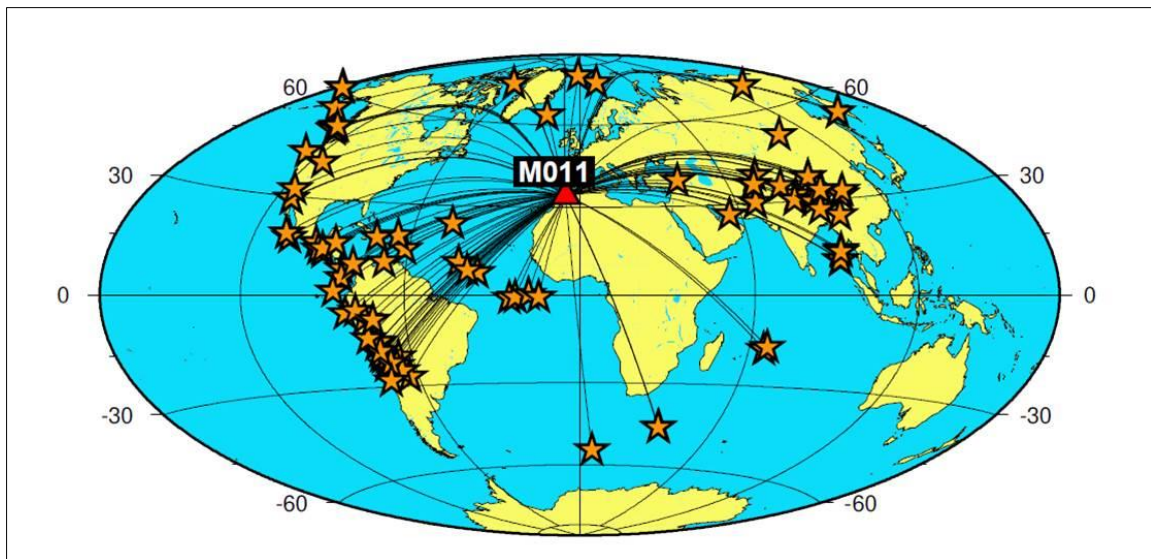


Figure 15 : Spatial distribution of teleseismic events (case of seismic station M011)

The P wave receiver functions are time series containing Ps-converted and multiply reverberated phases generated at seismic discontinuities beneath the recording stations (Vinnik 1977; Langston 1979). The P teleseismic waveforms contain information that can be used to predict and investigate crustal structures underneath seismic stations. It is a technique used for imaging at a local level the crustal and upper mantle characteristics of the Earth, in addition to constrain crustal and upper mantle velocity discontinuities under a seismic station (e.g., (Langston 1977; Owens 1985; Ammon 1997; Yuan et al. 2000). RFs are sensitive to velocity contrasts (Owens 1987; Cassidy 1992; Dueker and Sheehan 1997). Hence, it is used for determining Moho depth, depths to upper mantle discontinuities, crustal velocity models, and V_p/V_s ratio beneath the study area has been investigated.

7.5 Receiver Function Analysis

Before computing the receiver functions, the data were windowed 10 s before and 80 s after the P-wave. The data were then de-trended, tapered, and band pass filtered between 0.05–5 Hz

to remove low frequency noise and avoid aliasing before being decimated to 10 samples per second. The horizontal seismograms were rotated into the great circle path to obtain the corresponding radial and transverse components (Fig. 16).

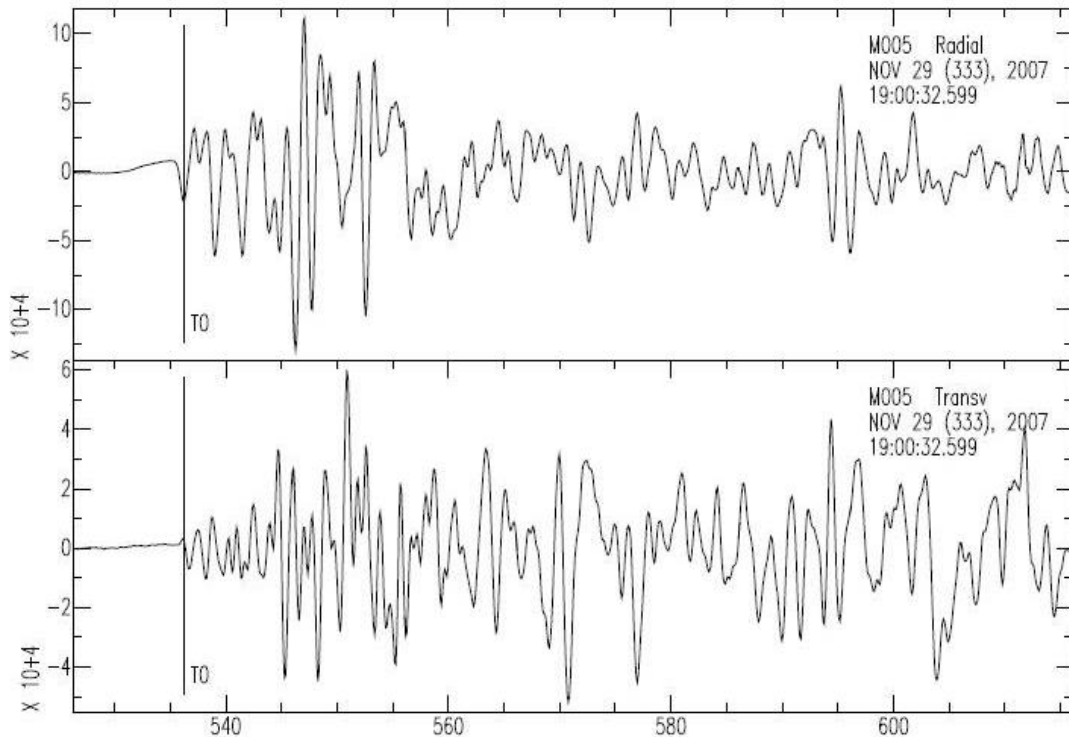


Figure 16 : Example of data rotation recorded at M005 station (29 November 2007). The radial (above) and transverse (below) component.

The deconvolution process completely removed the signature of the source and instrument response from the waveform and leaving only the information on the local structure of crust and upper mantle velocity beneath the seismic station (Langston, 1979). The iterative time domain deconvolution method was employed to compute the receiver functions (Ligorria and Ammon, 1999) using a Gaussian filter width of 1.0 ($f < 0.5$ Hz).

To evaluate the quality of the deconvolved traces, the radial waveform for each receiver function is reconstructed by convolving the receiver function back with the corresponding vertical waveform and comparing it with the original radial waveform. Only receiver functions that were recovered at 85% signal-to-noise ratio level or higher were further considered for analysis (Ligorria and Ammon 1999).

7.5.1 3.2. H-K stacking technique

Ground noise scatterings from crustal heterogeneities and the presence of Ps conversions from other velocity discontinuities make very difficult to identifying, multiplying and measuring the Moho Ps arrival times on a single receiver function trace. Therefore, the P-wave receiver functions was modeled using stacking technique to estimate the crustal thickness (H) and crustal VP/Vs ratio (K) (Zhu and Kanamori 2000). The advantage of this technique is the removes out of the secondary arrivals generated at any seismic discontinuities beneath the station, reduces

the lateral variations, and enhance the signal to noise ratio. The effects of lateral structure variation are suppressed and an average crustal model is obtained.

The H-K stacking technique consist on stacking several receiver function computed from different teleseismic events. Differences between the receiver functions can be observed, but for the most part they are very similar (responses created by a similar subsurface). If a subsurface is more complex with greater structural variations, the effects of difference in wave incidence angle and incidence azimuth will be greater.

In this method, the Moho depths and V_p/V_s ratios are estimated by using the later multiple converted phases from the Moho (PpPs and PsPs + PpSs). And the RFs were transformed from the time amplitude domain into the stacking domain through.

$$s(H, \kappa) = \sum_{j=1}^N w_1 r_j(t_1) + w_2 r_j(t_2) - w_3 r_j(t_3)$$

Where t_i are the travel times of the three main P-to-S converted phases from the Moho (Ps, PpPs, and PsPs + PpSs), w_i are weights assigned to each phase (sum of $w_i = 1$), or j is the receiver function amplitude for the j -th receiver function, and N is the number of receiver functions. The $s(H, \kappa)$ value reaches its maximum when optimal values for H and κ are determined, satisfying a simple layer over a half-space model. For each seismic station, an average crustal P-wave velocity of 6.5 km/s was used, which are typical values for Precambrian crust (e.g., Christensen and Mooney, 1995).

7.5.2 Joint inversion of Receiver function and surface wave dispersion

The values of the shear wave velocity under each seismic station can be obtained by jointly inverting receiver functions and Rayleigh wave group velocity measurements (Julia et al. 2000; 2003). This method employs a linearized damped least-squares inversion that incorporates a priori smoothness and influence constraints. A combination of surface wave dispersion curves and receiver functions provides constraints on the shear wave velocity of the propagation medium ultimately improving those provided by either of the datasets modeled separately. This approach helps to prevent over-interpretation of single datasets (Özalaybey et al. 1997; Julia et al. 2000; Julià et al. 2003, 2005; Dugda et al. 2007). For each dataset, the inversion was performed using receiver functions at low and high pass Gaussian filter bandwidths of 1.0 ($f \leq 0.5$ Hz) and of 2.5 ($f \leq 1.25$ Hz), respectively. To perform the waveform inversion, an initial model needs to be defined. The starting velocity model for the Rif domain was determined by seismic tomography. In this model, the layer velocities are approximately equal to the average velocity in the 3-D tomographic solution within the same range in the linearized approach (Fig. 17).

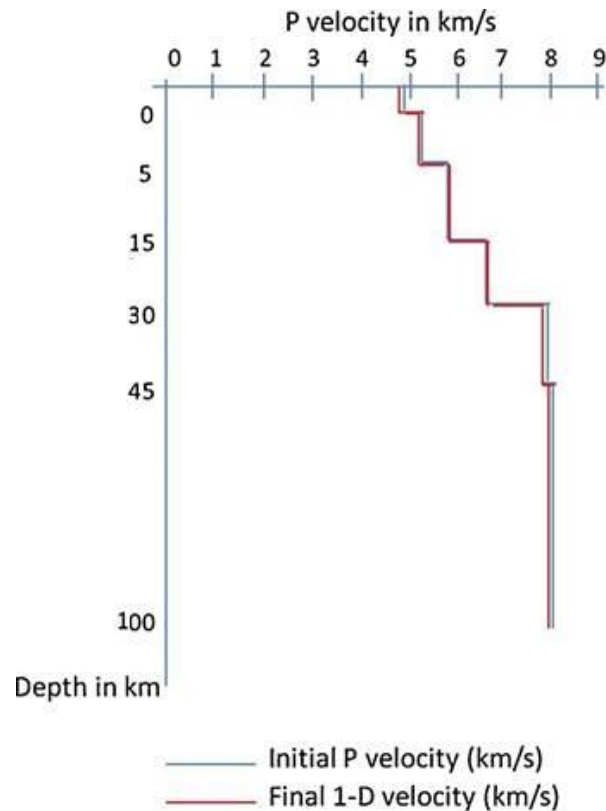


Figure 17 : Initial and final 1D model velocity P

The model is a 5-layer crustal model with a sharp discontinuity (8.0 km/s) at the assumed the Moho discontinuity was set shallower at a depth of 30 km. To investigate the lateral variation around each seismic station, we stacked RFs by four groups based on the ray parameter, group one from 0.04 to 0.049 (with average value of 0.045); group two from 0.05 to 0.059 (with average value of 0.055); group three from 0.060 to 0.069 (with average value of 0.065), and group four from 0.070 to 0.079 (with average value of 0.075).

For the receiver functions, time window between -5 and +40 seconds is used for inversion. A layer weighting is used to have fixed lower crust with a transition starting at 50 km. The p factor was chosen for RFs and Surface wave dispersion measurements has equal influence on the final model ($p = 0.5$). V_p/V_s ratio was fixed throughout the initial model because of the greater sensitivity to shear-wave velocities. The location of the Moho is define at depth which the shear wave velocity became 4.3 to 4.5 km/s. Starting model in this study was chosen with 5 crustal layers.

7.6 Results and discussion

Results of H-k staking analysis revealed the crustal thickness and lateral variation throughout the Rif domain. The resulting receiver functions stacks in each part of Rif domain (Eastern , Middle and western part) show multiples signal peaks, which may indicate that the structures underneath these stations are much complicated (Fig. 18 a, b c).

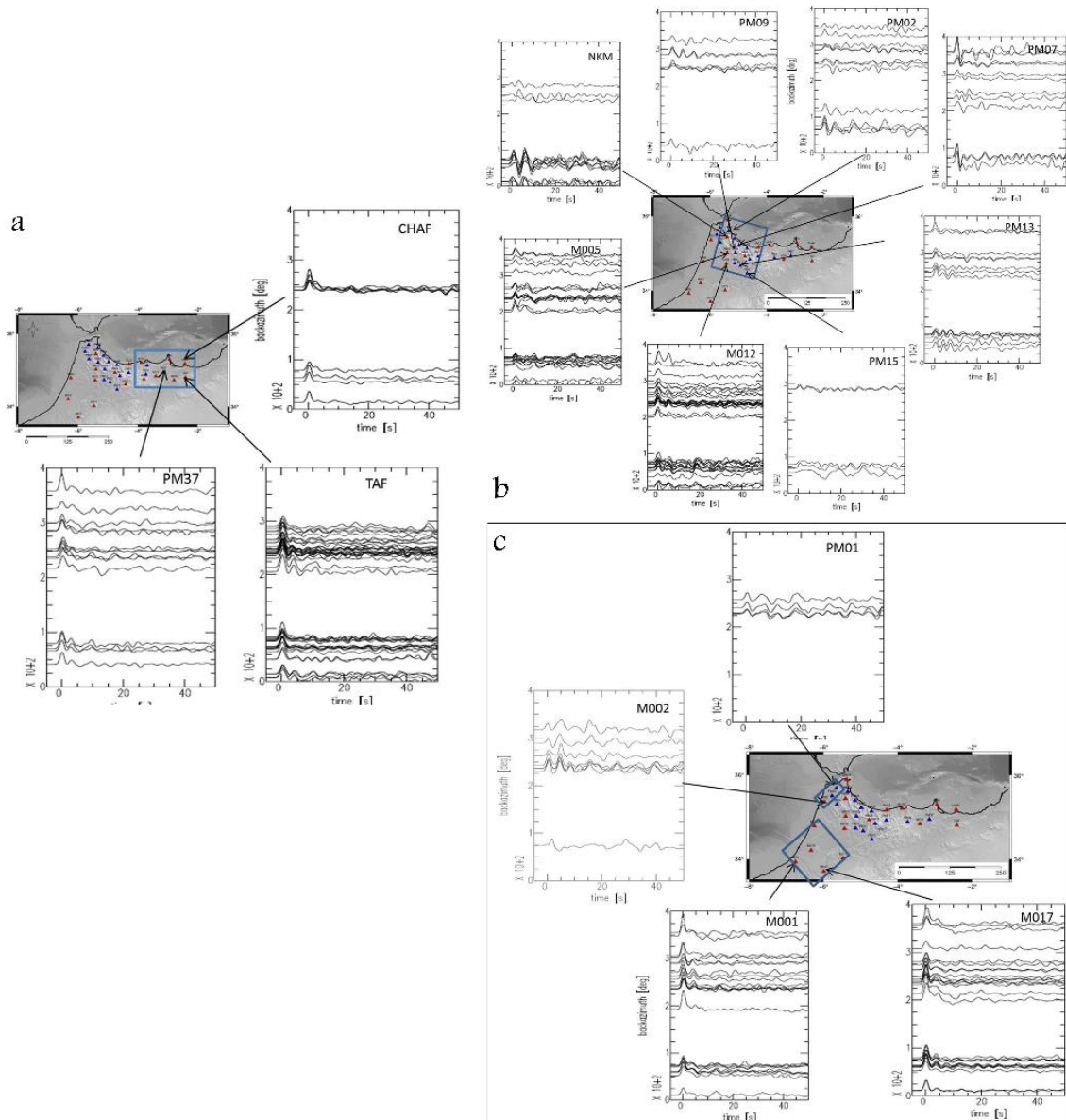


Figure 18 : Resulting receiver functions stacks for stations located in Eastern Rif domain (a), stations located in Middle Rif domain (b) and for stations located in adjacent area (c).

The obtained receiver functions as illustrated in figure 18, indicate a variation in the lithospheric structure beneath the Rif domain. In the eastern part the delay times of the Moho conversions phases (Ps) range from ~ 2.8 s at station CHAF to ~ 4 s at station EMLI. In Middle Rif the delay times range from ~ 4.1 s at station PM15 to ~ 5.2 s at station PM07. In the adjacent area the delay times range from ~ 4 s at station M001 to ~ 5.4 s at station PM01. These observed variations in delay time corresponding to an increase in crustal thickness, and usually indicates a regional and local variation of lithospheric structure. For the major stations used, sufficiently clear Moho conversions and multiple phases PpPs and PpPs + PpSs are noticed.

The aim of stacking receiver functions from different seismic events recorded from different distances and back azimuths is to minimize the effect of lateral structure and obtain an average

of crustal model. The obtained results of lower frequency RFs and higher frequency RFs and the results of H-k stacking are shown in (Figs. 19-21). The average crustal thickness obtained in eastern Rif Domain varied from 23.7 to 31.5 km and in the western Rif it's from 30.4 to 49 km, while beneath the adjacent area it ranges from 26.8 to 43.2 km. The crustal thickness beneath the stations near the Alboran Sea in the eastern part is thin compared to the other located in the western part. Then, we may conclude that beneath the Rif domain, the lithospher is complex with local heterogeneities.

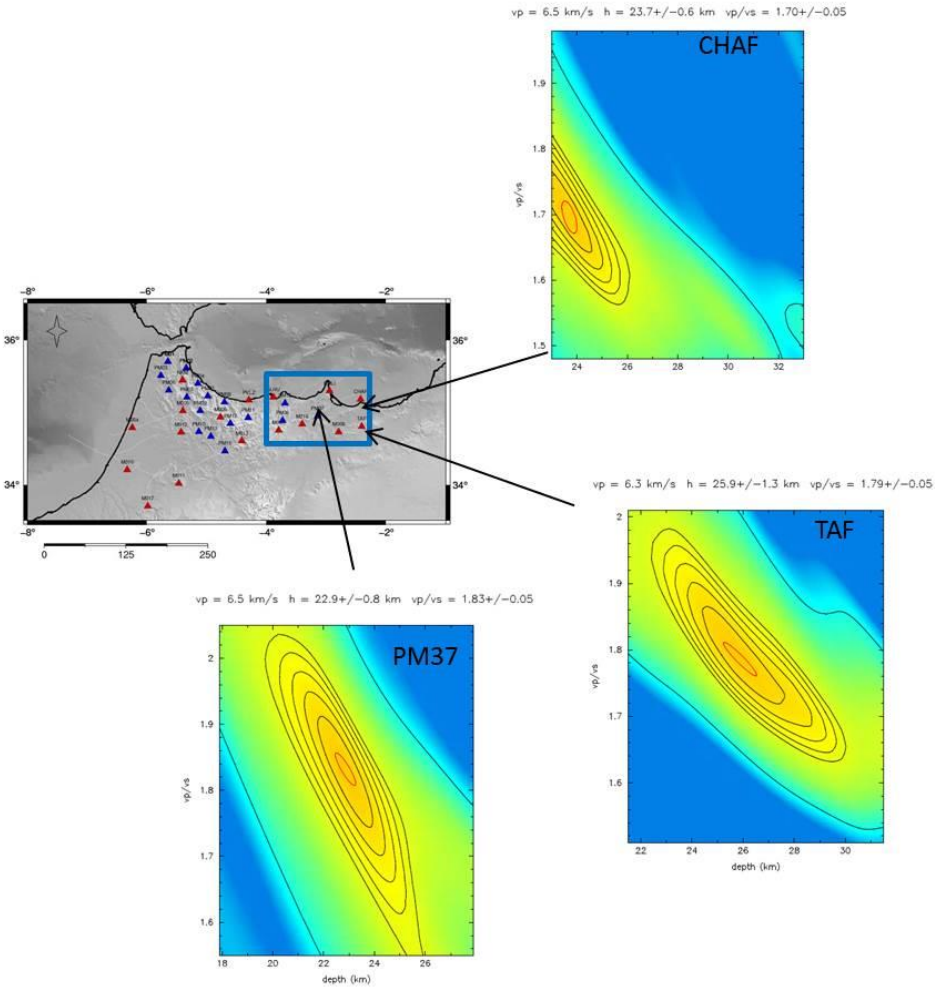


Figure 19 : H-k contour plot in Eastern Rif domain

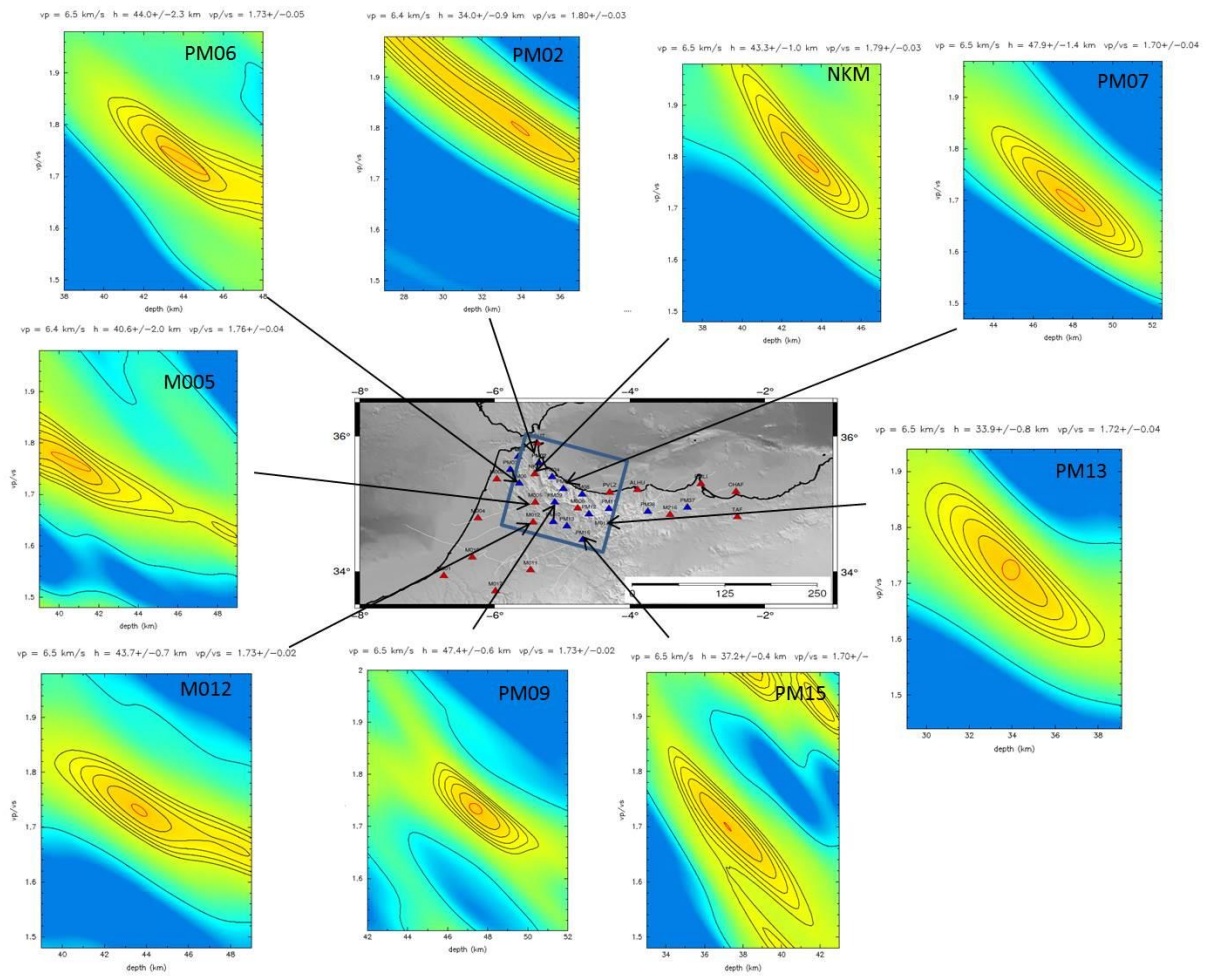


Figure 20 : H-k contour plot in Middle Rif domain

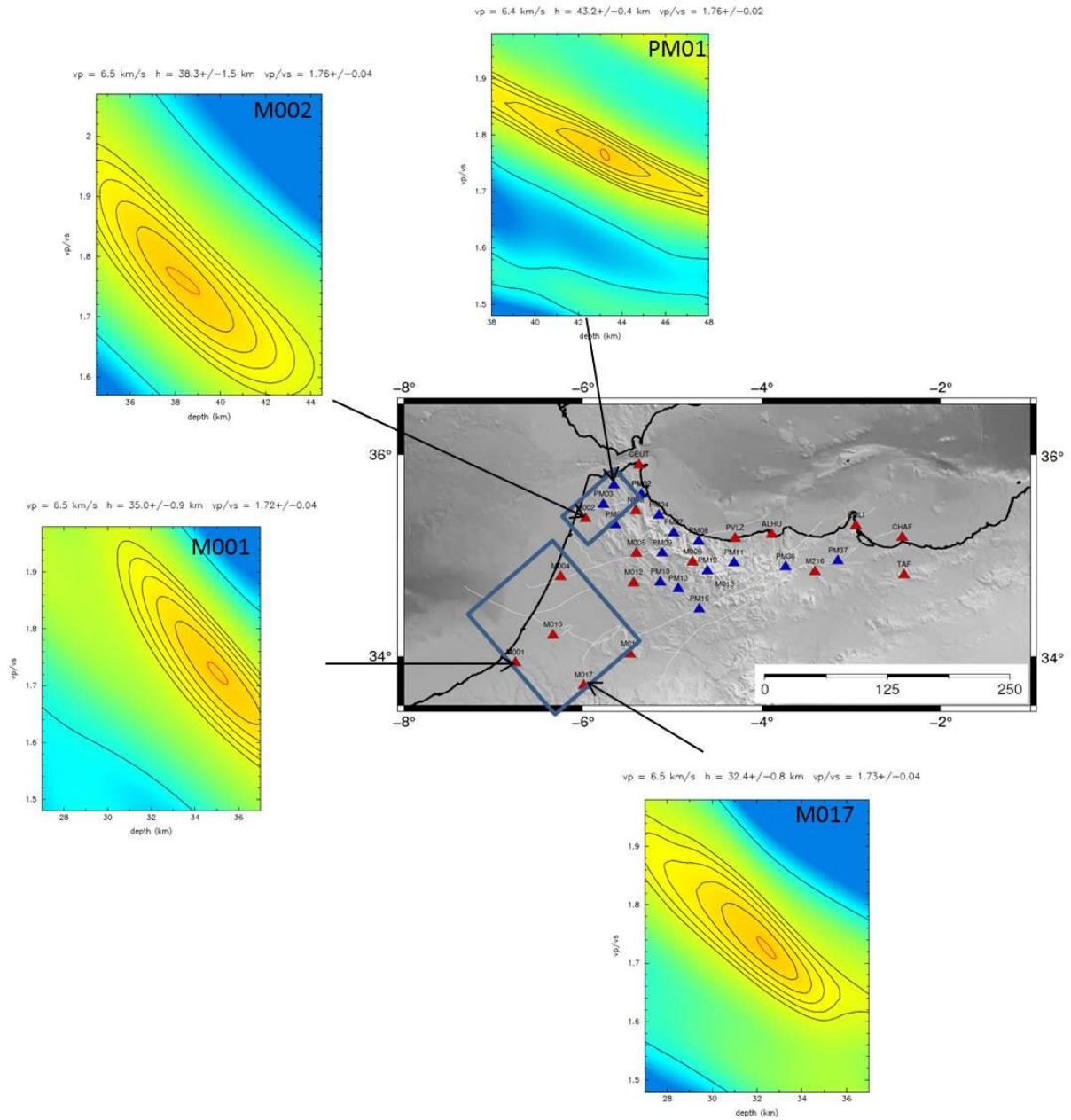


Figure 21 : H-k contour plot in adjacent area

The obtained values for crustal thickness and Vp/Vs ratio are summarized in table 2. Yet, the crustal thicknesses are well constrained with uncertainties ranging from 0.1 to 2.3 km, while the Vp/Vs ratios were varying from 0.01 to 0.05.

Tableau 2 : Estimation of Crustal Thickness and Vp/Vs Ratio beneath the study area

	Station	Temps (s)	Depths (km)	Vp/Vs
Eastern Rif Domain	ALHU	3.2	25.4+/-0.0	1.75 +/-0.02
	PAL	2.	27.5 +/- 0.4	1.70 +/- 0.03
	CHAF	2.8	23.7+/-0.06	1.70 +/-0.05
	EMLI	4	28.3 +/-0.1	1.73 +/-0.02
	GOG	2.	24.0 +/- 0.3	1.78 +/- 0.02
	M216	3.1	27.+/-0.6	1.75 +/-0.04
	PM36	4.1	31.5+/-0.5	1.78 +/-0.05
	PM37	3	23.1+/-0.3	1.76 +/-0.05
	TAF	3.2	22.9+/-1.3	1.75 +/-0.05
Middle Rif Domain	M005	5	40.6+/-2.0	1.76+/-0.04
	CHF	2	36.7 +/- 0.0	1.71 +/- 0.04
	M006	5	38.5+/-0.6	1.80 +/-0.03
	M012	5.1	43.7+/-0.7	1.73 +/-0.02
	PM06	4.6	44 +/-2.3	1.73 +/-0.05
	PM07	5.2	46.5+/-0.7	1.72 +/-0.02
	PM08	5	30.4+/-0.6	1.73 +/-0.05
	PM09	5.8	47.4+/-0.6	1.73 +/-0.02
	PM10	5.2	47.8 +/-0.2	1.72 +/-0.02
	PM11	4	31.+/-0.3	1.76 +/-0.05
	PM12	5.6	43.4+/- 0.5	1.80+/-0.01
	PM13	4	33.9 +/- 0.8	1.72 +/-0.04
	PM15	4.1	37.2 +/- 04	1.70 +/-0.02
	PVLZ	5.4	46.6 +/-0.8	1.74 +/-0.04
	NKM	4.6	43.3 +/- 1.0	1.79 +/-0.03
	PM04	2.5	44.0 +/- 0.0	1.80 +/- 0.04
CEUT	5	49.0 +/- 0.9	1.72 +/- 0.02	
PM02	4.6	37.0 +/- 1.1	1.76 +/- 0.02	
Adjacent area	CPS	2	26.8 +/- 0.0	1.71 +/- 0.05
	M001	4	35.0 +/-0.9	1.72 +/-0.04
	M002	4.5	38.3 +/- 1.5	1.76 +/-0.04
	M004	4.7	37.0+/- 0.0	1.75+/-0.03
	M010	4	37.0+/- 1.3	1.79 +/-0.02
	M011	5.8	34.0+/- 0.0	1.69+/-0.04
	M017	4	33.4 +/- 0.7	1.73 +/-0.04
	PM01	5.4	43.2 +/- 0.4	1.76 +/-0.02
	PM03	5	39.8 +/- 0.2	1.78 +/-0.04

By jointly inversion of RFs and surface wave dispersion (SWD) the shear wave velocity were computed for the crust and uppermost mantle structure beneath northern Morocco. The

inversion processing is used to minimize the number of layer discretization and find the smoothest model matching the observations through an interactive iterative process. The evaluation was performed both visually and numerically; by viewing the resulting velocity model and its synthetic seismic (Torsvik 2015). The fundamental mode of surface waves synthetic model (Rayleigh wave group velocities) between 10 to 100 seconds were used. (Example shown in figure 22).

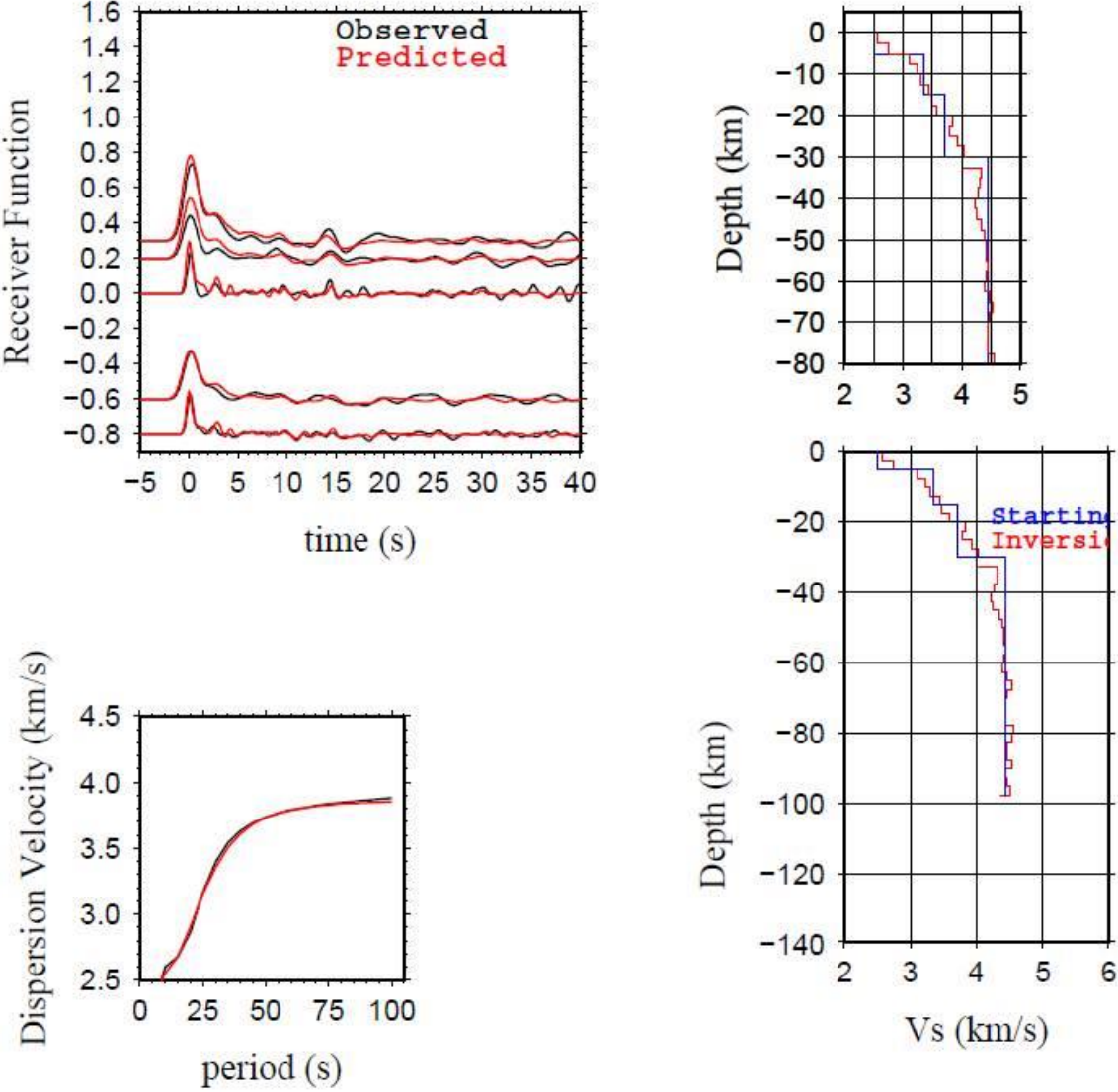


Figure 22 : Fitting between the observed and the calculated receiver at seismic station CHAF

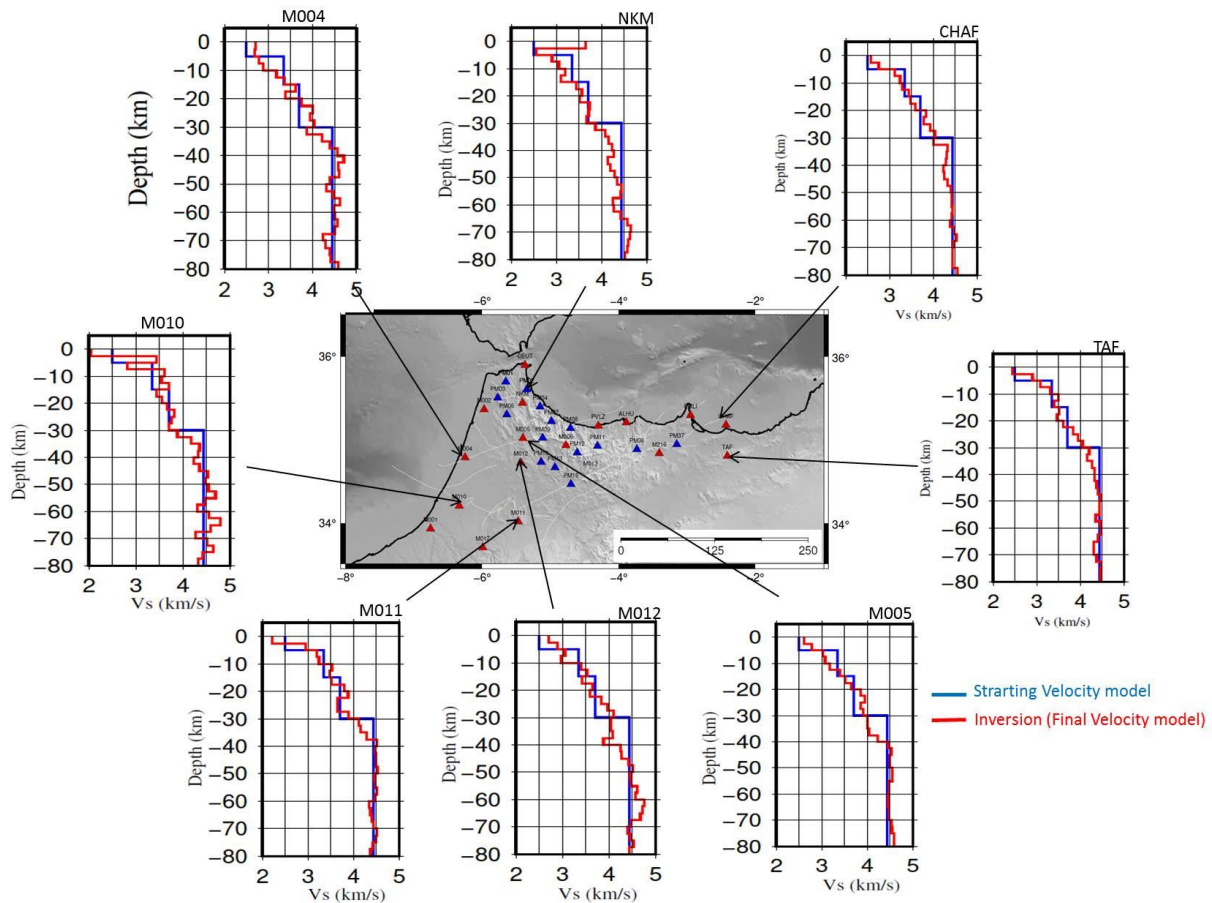


Figure 23 : The final shear velocity model in Rif domain and adjacent area. This velocity model is obtained by using the joint inversion (receiver functions and group velocity dispersion combined)

The estimation of crustal thickness in Rif domain is obtained by interpolate single-station measurements into a continuous map of crustal thicknesses for the entire study area (Fig. 24). A clear geographic division into two regions with different properties is shown; large crustal thicknesses (38 - 44 km) were obtained in western part of the Rif, while at the eastern part, the crustal thickness varied from (21- 27 km).

Previously, the large crustal thicknesses were observed in the western part of the Rif domain due to the local earthquake tomography (Timoulali et al. 2014b). Where the tomographic results showed a significant positives anomalies, with high velocity (6.5 km/s) beneath the Rif in western part. These positive anomaly was oriented in direction NW–SE and dipping in SE (Fig. 25 a). The section vertical (b) show the variation of the Moho depth along the profile. In figure 26, the crust body is located beneath the western part of Rif domain, oriented NE–SW, dipping SW (Fig. 26 a). This body has been detected by GPS whit a west south-west motion with respect to Africa (see figure 26). The variation of the Moho depth is shown in vertical section (b).

The major part of lower crust of collisional zone at the Rif domain zone is detached into lithosphere by delamination process, leads an extrusion of a heated asthenospheric material coming from depth (lower velocity) to replace the part of lower crust detached. This process is accentuated in the eastern part.

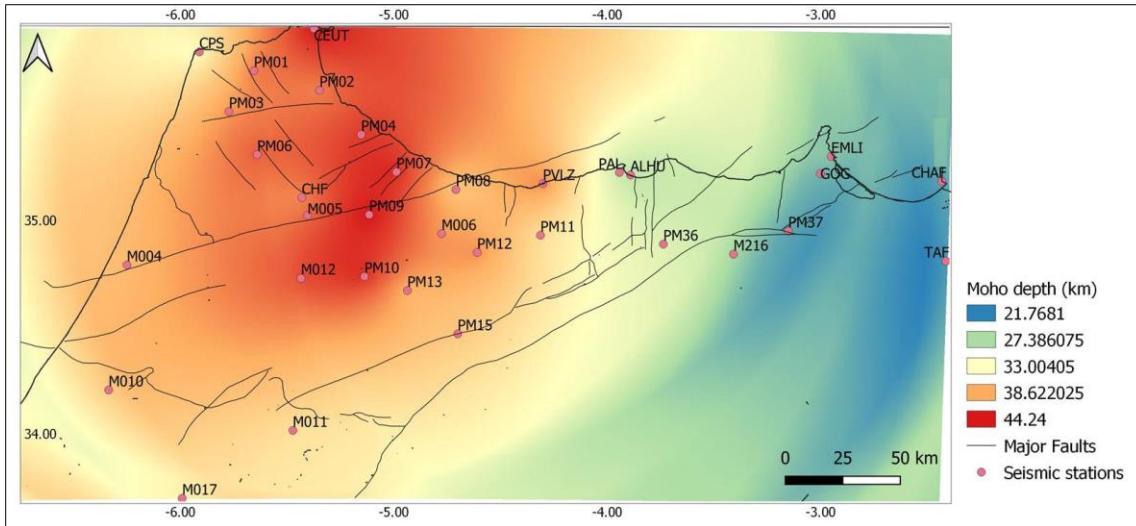


Figure 24 : Crustal thickness map derived from RF analysis and station used for processing

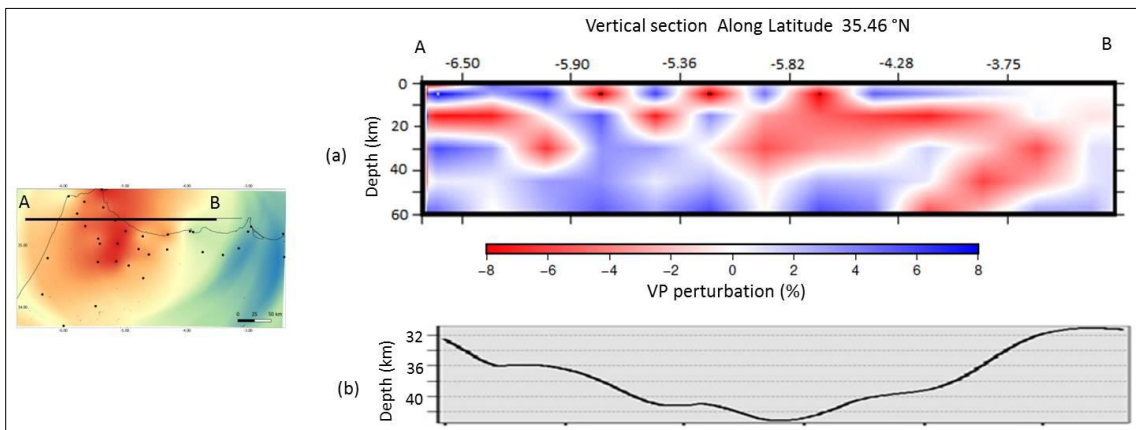


Figure 25 : **a)** Vertical cross section along profile A-B showing the distribution of high velocity structure (Timoulali et al. 2014a, b) and **b)** the variation of the Moho depth (this study) through the Rif domain. The P-wave velocity perturbation (in %), blue and red colors denote high and low velocities respectively

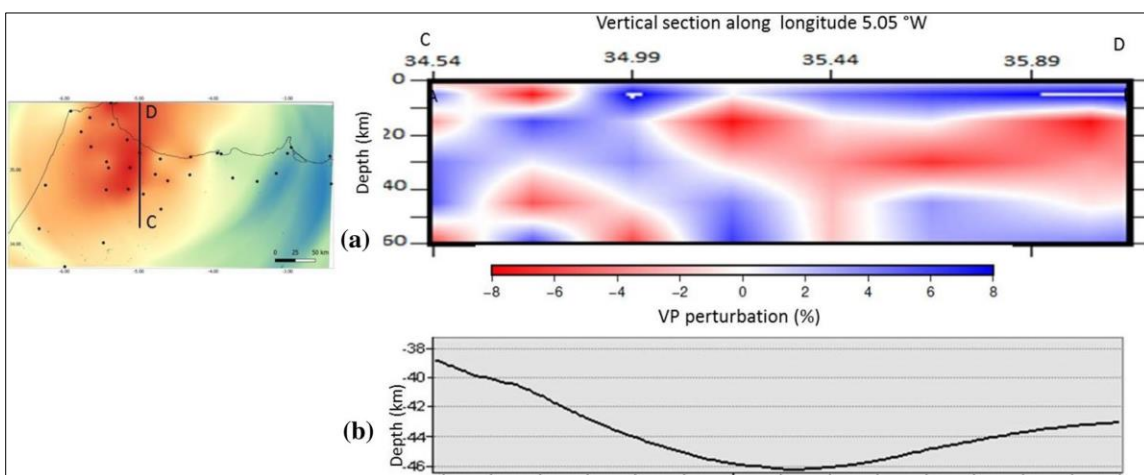


Figure 26 : **a)** Vertical cross section along profile C-D showing the distribution of high velocity structure and **b)** the variation of the Moho depth through the Rif domain

Chapitre III . Contribution des méthodes de bruit de fond à l'évaluation des effets de site . Aléa Locale

Introduction

Les conditions locales du site ou ce que l'on appelle « les effets de site » jouent un rôle important dans la distribution des dommages causés par les tremblements de terre et se réfèrent à l'effet des caractéristiques de la surface géologique locale et de la structure souterraine sur le mouvement sismique du sol. Les tremblements de terre destructeurs qui se sont produits au cours des trois dernières décennies (Californie 1983; Mexico 1985 ; Kobe 1995 ; Kocaeli 1999 ; AL Hoceima 2004) ont prouvé que les conditions locales du sol ont un effet significatif sur la distribution des dommages causés par les tremblements de terre, en comparaison avec les effets induits par la proximité des sources sismiques et les effets du chemin de déplacement.

Le scénario des dommages dans les zones urbaines dépend principalement des caractéristiques du séisme, des effets de site et de la vulnérabilité des structures. Les effets de site peuvent modifier les ondes sismiques et donc augmenter les dommages aux bâtiments, comme cela s'est produit dans de nombreuses régions du monde, par exemple le séisme de Kobe en 1995 (Esper & Tachibana 1998) ; le séisme de Kocaeli en 1999 (Rathje et al. 2006) ; le séisme d'Algérie en 2003 (Meghraoui et al. 2004), ainsi que au nord du Maroc par les séismes d'AL Hoceima en 1994, 2004, 2016 (Kariche et al. 2018a).

En l'absence de données sur les sites de référence, des techniques prenant en compte un site de non-référence, comme la méthode du rapport spectral horizontal/vertical (H/V), sont largement utilisées pour pallier ce manque de données. Cette méthode a été utilisée pour déterminer la réponse du site aux dépôts de surface, aux structures des bâtiments ainsi que pour les études de microzonation. Au cours des dernières décennies, cette méthode est devenue populaire pour évaluer les réponses sismiques locales (Bard & others 1999; Bonnefoy-Claudet et al. 2006, 2009; Gosar 2010; El Hilali et al. 2023), car elle présente plusieurs avantages par rapport aux méthodes géophysiques (par exemple, la réfraction sismique).

Enfin, comme il existe un intérêt croissant pour la protection des monuments historiques, l'application des méthodes de bruit de fond (H/V et MASW), et les résultats présentés dans ce chapitre sont d'une grande importance en ce qui concerne le patrimoine monumental et la planification urbaine dans la plaine de Tétouan-Martil.

1 Etude des effets de sites

L'analyse des effets de site revêt une importance considérable en ce qui concerne la planification urbaine ainsi que pour effectuer une microzonage sismique dans ces zones, comme souligné par les travaux de Lachet et al. (1996); Pilz et al. (2015); Molnar et al. (2020); Chaaraoui et al. (2021) ainsi qu'El Hilali et al. (2021, 2023). Ces études contribuent à une appréciation plus "réaliste" de la sécurité sismique d'un bâtiment, neuf ou existant, et à la précision du règlement parasismique servant à assurer des constructions de bâtiments résistants aux séismes. Il est important de rendre en compte ces études lors du calcul de structures, afin

d'éviter le phénomène de résonance, en particulier, lié à la coïncidence de la fréquence propre de la structure avec celle du sol (Gallipoli et al. 2004; Gosar 2010).

Cependant, la propagation des ondes sismiques et la répartition spatiale des vibrations sismiques qui y sont associées sont très dépendantes de la géologie de surface et de la topographie. On peut distinguer deux grands ensembles de ces effets de site : **i)** les effets de sites liés aux reliefs topographiques (Fig.27d) et **ii)** les effets de sites liés aux remplissages sédimentaires (Fig. 27a ; b et c).

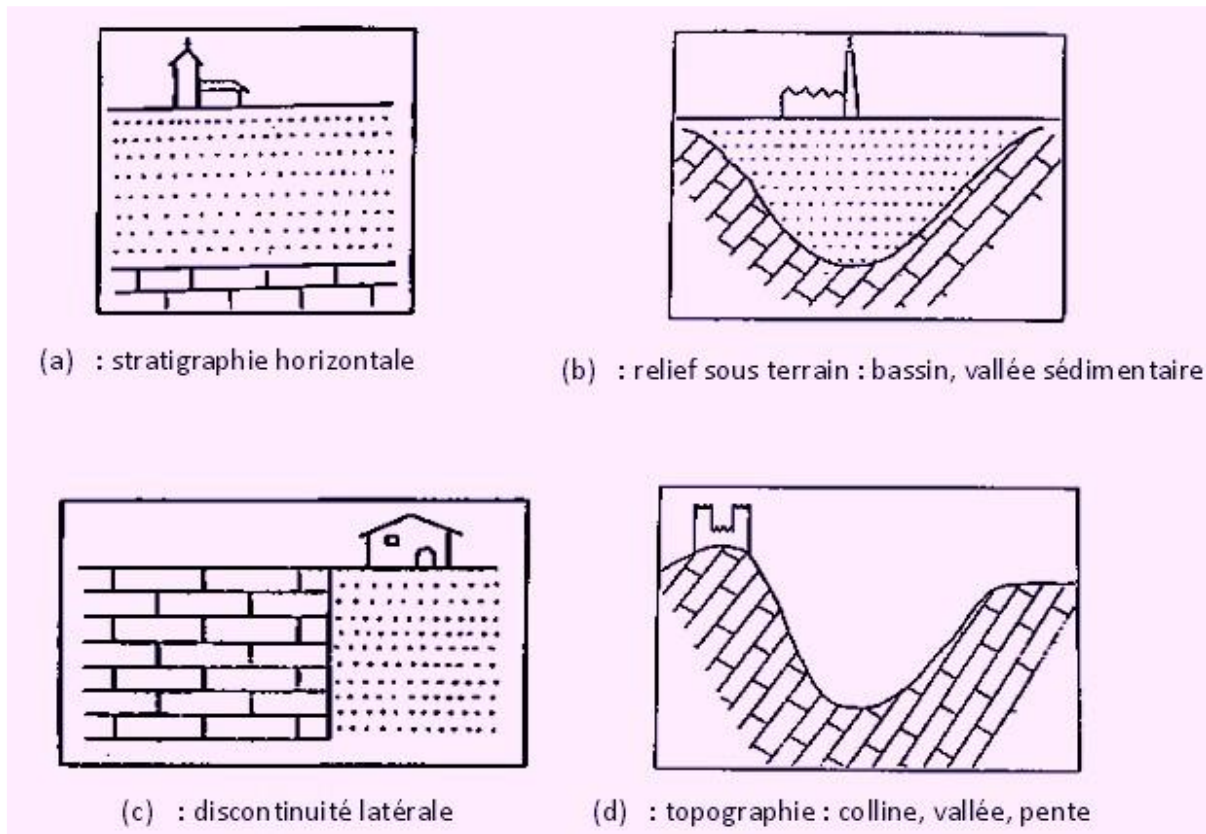


Figure 27 : Quatre configurations souvent à l'origine des effets de site.

Le scénario (a) est le plus étudié et appliqué dans la pratique. Il constitue la base des normes parasismiques pour prendre en compte l'influence de l'hétérogénéité verticale du sol sur le mouvement sismique de surface. Lorsque l'hétérogénéité latérale n'est pas négligeable, les cas (c) et (d) impliquent des effets bi- ou tridimensionnels. Dans ces situations, la réponse sismique du site devient significativement plus complexe par rapport à celle du cas (a) (Nguyen 2005).

1.1 Effet de site topographique

L'amplification important du mouvement sismique due à l'effet de site topographique est un phénomène bien identifié. Néanmoins, l'observation macrosismique de la répartition des dégâts significatifs et l'enregistrement par l'instrumentation des mouvements forts du terrain de quelques séismes ont affirmé l'importance de cet effet. En effet, après des séismes destructifs, on a souvent signalé que les immeubles situés au sommet des falaise, des collines ou des montagnes subissent des dommages beaucoup plus intense que ceux situés à la base (Nguyen 2005). On peut dire la même chose pour le tremblement de terre destructeur de Tokach

(Japon) en 1985. Dans ce cas, les dommages sont considérables aux bâtiments près du bord d'une falaise, alors que les bâtiments situés à une certaine distance du bord ne présentaient aucun dommage (Kobayashi 1985).

En ce qui concerne l'effet de site topographique, il y a deux préoccupations. D'une part, les zones les plus sollicitées par des séismes sont fréquemment montagneuses et pour des raisons de sécurité, beaucoup de villages et de villes ont été construits sur des montagnes ou collines. D'autre part, ces effets sont étroitement liés au phénomène des glissements du terrain, comme le cas de village du Ghomara, situé 5m à la ville de Tétouan (Brahim et al. 2001) et d'EL Onsar (El Kharim 2002) au nord de Tétouan, qui ont connus des destructions et dommages sévères.

1.2 Effet de site dans les remplissages sédimentaires

Les effets de site dans les bassins sédimentaires se réfèrent aux variations locales des propriétés géologiques du sous-sol, qui peuvent influencer la réponse sismique d'une région lors d'un tremblement de terre. Ces phénomènes, peuvent entraîner des amplitudes d'accélération du sol plus élevées ou plus basses que celles attendues en fonction de la magnitude et de la distance du tremblement de terre. Par exemple, dans les zones où le sol est meuble et peu consolidé (comme les dépôts de sable et d'argile), les ondes sismiques peuvent se propager plus lentement et être amplifiées (Fig. 28), ce qui peut entraîner des mouvements sismiques plus intenses et des dommages plus importants aux bâtiments et aux infrastructures (Esteva 1988; Frankel et al. 2009). En revanche, dans les zones où le sol est plus dur et plus compact, les ondes sismiques peuvent se propager plus rapidement et être atténuées (Fig. 28), ce qui peut entraîner des mouvements sismiques plus faibles (Huang et al. 2022).

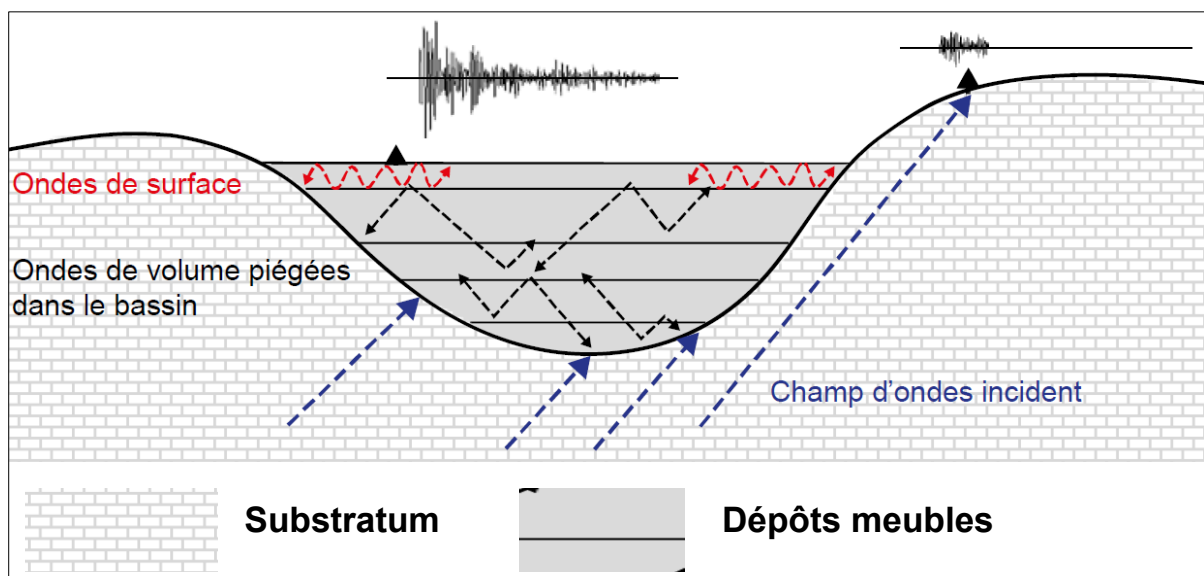


Figure 28 : Effet du piégeage de l'énergie des ondes sismiques dans un bassin sédimentaire. Les flèches pointillées indiquent les différents types d'ondes : champ d'ondes incident (bleu), ondes de volume piégées dans les dépôts meubles (noir) et ondes de surface (rouge).

1.2.1 Caractérisation des effets de site dans les remplissages sédimentaires

La compréhension de ces effets de site produits dans les remplissages sédimentaires consiste à l'attribution à deux phénomènes physiques principaux : **i**) la résonance verticale des ondes de volume due à la stratigraphie 1D et **ii**) la propagation latérale des ondes de surface due à la géométrie bi- ou tridimensionnelle du bassin. Selon Nguyen (2005), on distingue généralement des effets de site 1D (effets de stratigraphie) et des effets 2 D ou 3D (effets de bassin ou de vallée).

1.2.1.1 Effet de stratigraphie 1D

Les effets de stratigraphie unidimensionnelle (1D), se manifestent à une échelle où les variations latérales des propriétés mécaniques et de la géométrie du sous-sol sont négligeables (Nguyen 2005). Le modèle de sol de cet effet est alors constitué d'une superposition de couches homogènes, horizontales et d'épaisseur constante surmontant un substratum rocheux. En effet, les causes des effets de site dans ce cas sont assez bien comprises, elles dépendent essentiellement deux phénomènes faciles à comprendre :

a) L'augmentation d'amplitude de l'onde réfractée par rapport à celle de l'onde incidente quand il y a un contraste d'impédance marqué entre deux milieux

b) Le piégeage d'énergie par des réflexions multiples des ondes à l'intérieure d'une couche (les ondes sismique arrive à la surface se réfléchissent aux interfaces entre différents couches et restent pièges aux abords de la surface).

Pour illustrer des caractéristiques principales des effets stratigraphiques, on peut considérer un site idéal constitué d'un milieu élastique semi-infini (masse volumique ρ_r vitesse de propagation des ondes de cisaillement V_r) surmonté d'une couche superficielle élastique (ρ_s , V_s) d'épaisseur H (Fig. 29).

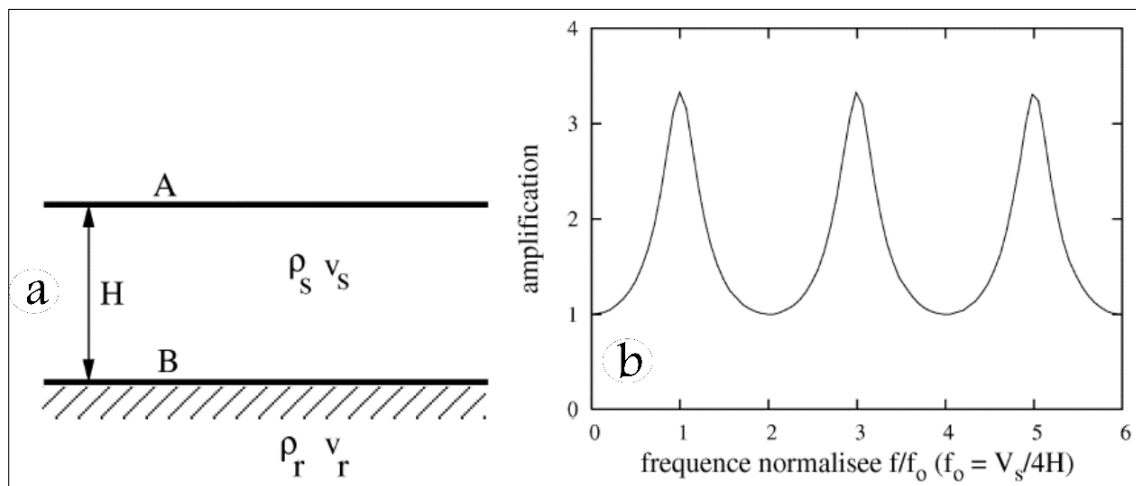


Figure 29 : Effet de site 1D d'une couche de sol reposante sur un substratum rocheux (Nguyen 2005), avec a) configuration géométrique et b) fonction de transfert.

Les amplifications résultent de l'addition de différents ondes réfléchis, qui arrive en phase; tandis que les arrivées en opposition de phase peuvent, au contraire, produire des atténuations.

Selon Kramer (1996), le rapport de l'amplitude spectrale du mouvement au point A (situé à la surface), à celle du mouvement au point B (situé à l'interface entre la couche et le substratum) (Fig. 29a), est déterminé par la relation suivante :

$$Amp. = \frac{U_A}{U_B} = \frac{1}{\sqrt{\cos^2 (K_s H) + \sin^2 (K_s H)}}$$

Avec H désigne l'épaisseur de la couche ; k_s indique le nombre d'ondes où V_s est la vitesse de propagation d'onde S.

Des études antérieures (Kramer 1996; Nguyen 2005; Labbe 2006), montrent que le mouvement à la surface de la couche est toujours amplifié ($\frac{U_A}{U_B} \geq 1$) si le rapport d'impédance est inférieur ou égale à l'unité $\alpha \leq 1$. Ce qui est pratiquement justifié, La valeur maximale de l'amplitude est donnée par :

$$Amp_{max} = \left(\frac{U_A}{U_B} \right)_{max} = \frac{1}{\alpha}$$

Pour cela, l'amplification est renforcée lorsque le contraste d'impédance entre les couches superficielles et le substratum sous-jacent est plus important (Konno 1996; Nguyen 2005). Cette amplification de mouvement de surface se produit à des fréquences particulières, caractéristiques de la résonance de la couche superficielle (Fig. 29b). Ces fréquences sont en fonction de la vitesse des ondes et de l'épaisseur de la couche, comme il est décrit dans l'équation suivante :

$$f_0 = \frac{V_s}{4h} \text{ ou } T_0 = \frac{4h}{V_s}$$

Avec : f_0 est la fréquence fondamentale de sol (Hz), T_0 : la période fondamentale de sol (s) ; V_s vitesse moyenne des ondes de cisaillement dans le sol meuble (m/s) et h l'épaisseur cumulée des couches de sol meuble sur le substratum rocheux (m). L'application de cette formule présuppose la connaissance du profil de la vitesse des ondes de cisaillement dans la couche de sol meuble (partie détaillée dans la section méthode MASW).

1.2.1.2 Effet de bassin ou de vallée 2D

L'influence des bassins est relativement intéressante étant donné que de nombreuses villes sont situées dans un bassin sédimentaire ou dans une vallée alluviale (par exemple : la plaine de Tétouan-Martil, objet de ce travail), où l'hétérogénéité latérale des propriétés mécaniques du sous-sol ou la variation d'épaisseur de la couche superficielle n'est pas négligeable. Cependant, les phénomènes physiques impliqués dans ce cas 2D (ou 3D) sont beaucoup plus complexes que ceux du cas 1D (Konno 1996; Kramer 1996; Nguyen 2005). d'une manière générale, ils sont décomposables en deux types de phénomènes distincts :

- i) *Piégeage des ondes de volume* : comme dans le cas des effets de stratigraphie décrits plus haut, les ondes de volume sont aussi piégées à l'intérieur du bassin, en raison du contraste d'impédance entre la sédimentation et le rocher sous-jacent. En outre, par le jeu des interférences, la variation latérale de la géométrie du bassin peut

conduire à des focalisations du champ d'ondes au niveau de la surface. Ces phénomènes peuvent renforcer l'amplification du mouvement en surface et augmenter sa durée.

- ii) *Génération des ondes de surface* : à l'arrivée à la surface d'un bassin, les ondes incidentes sont diffractées et elles font apparaître des ondes de surface, l'une se propage vers l'extérieur de bassin et l'autre se propage à l'intérieur de bassin et se réfléchit aux bords du bassin. Néanmoins, à l'intérieur de la vallée, le mouvement horizontal et aussi vertical est plus amplifié quand le contraste d'impédance est plus net (α diminue). Ce rapport mesure en fait le rapport d'amplitude entre les ondes incidentes et réfléchies à l'interface entre deux milieux mous et rocheux.

En outre, les milieux mous ont tendance à emprisonner les ondes, qui prennent alors la forme d'ondes de surface, et non plus volumiques (Nguyen 2005). Ces nouvelles ondes peuvent être beaucoup plus destructrices que les ondes de cisaillement classiques se propageant verticalement.

1.2.2 Différence entre effet 1D et 2D

L'évaluation des effets de site dans le remplissage sédimentaire par un modèle 1D a été incorporée dans plusieurs codes parasismiques (eurocode et ps 92). Cependant, un tel modèle simple montre ses limites lorsque l'hypothèse d'un milieu à stratigraphie horizontale n'est plus valide et que les effets 2D ne sont plus négligeables. Ce qui demande de faire une comparaison entre des effets de site dans les remplissages sédimentaires 1D et des effets 2D au niveau :

- i) *Différence en amplitude* : l'effet d'amplification du mouvement en surface en cas 2D est renforcé ou affaibli par rapport au cas 1D, selon la position du point considéré. Toutefois, l'effet d'amplification du mouvement en surface est maximal au milieu de la vallée ; il diminue graduellement en allant vers les bords où il est atténué (Nguyen 2005). En effet, la réponse 2D est plus défavorable que celle 1D, si l'excitation est de type hautes fréquences (la fréquentiel de la sollicitation sismique incident) ; concrètement, la fréquence dominante de l'excitation f_c est au voisinage ou supérieure à la fréquence fondamentale f_0 de la vallée. En revanche, pour des excitations de type basse fréquence, l'effet d'amplification de la réponse 1D est plus importante (Fig. 30a).
- ii) *Différence fréquentielle* : d'après Nguyen (2005), le mouvement en surface libre de la couche horizontale en cas 1D est homogène ; il y a donc un seul spectre de Fourier du mouvement en surface et par conséquent une seule fréquence fondamentale de sol f_0 . En revanche, dans le cas 2D d'une vallée, les points différents réagissent de façon différente c'est-à-dire il est difficile de déterminer de manière exacte la fréquence fondamentale dans ce cas, d'où le mouvement sismique en surface de la vallée est généralement hétérogène (Fig. 30a).

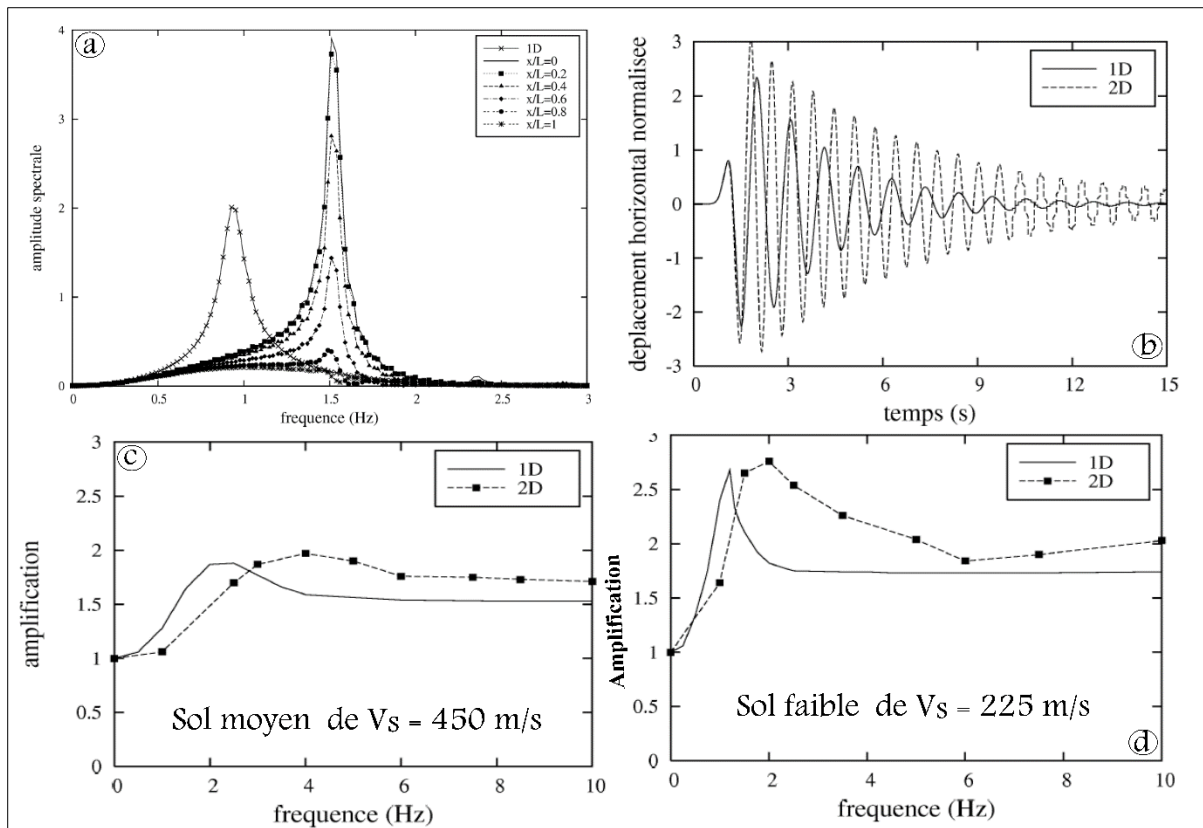


Figure 30 : Comparison des effets 1D et 2D (d'après Nguyen 2005). **a)** spectre de Fourier dans un vallée triangulaire, en cas 1D; **b)** comparaison 1D et 2D en domaine temporel, en cas de la propagation vertical ; **c)** et **d)** comparaison 1D et 2D en terme de valeur de pic de déplacement horizontal.

- iii) Différence de la durée :** comme nous avons mentionnées au-dessus, la durée du signal sismique, dans le cas 2D, est visiblement prolongée, par rapport à celle dans le cas 1D correspondant (Fig. 30b). La cause de ce retard est le piégeage des ondes de volume à l'intérieur de la vallée, en raison du contraste d'impédance entre les sédiments et le substratum. Ce phénomène de piégeage existe aussi dans le cas 1D de la couche de sol, mais il est accentué dans le cas 2D en raison du caractère fermé de la vallée (Figs. 30 c et d), qui entraîne des réflexions multiples très complexes des ondes de volume (Nguyen 2005).

La remarque sur l'allongement de la durée est particulièrement importante pour des sites qui présentent un risque potentiel, car une des conditions nécessaires pour le déclenchement de ce phénomène dommageable est que le nombre de cycles de la sollicitation, qui est strictement lié à la durée du signal sismique, soit suffisamment important.

2 Bruit de fond sismique

Le bruit de fond sismique est un ensemble de vibrations permanentes du sol, causé par une multitude de facteurs naturels et humains. Il est caractérisé par de légères vibrations de la croûte terrestre. Des études ont été menées pour mieux comprendre la nature de ce bruit de fond

sismique. La diminution de l'activité humaine pendant les périodes de confinement a entraîné une réduction de la moitié du bruit de fond sismique.

Le bruit de fond sismique désigne les vibrations de faible intensité qui sont présentes en permanence dans la croûte terrestre et qui sont générées par diverses sources naturelles et anthropiques. Il peut interférer avec la détection de signaux sismiques faibles et aussi limiter la résolution des techniques d'imagerie sismique. Toutefois, les scientifiques ont mis au point diverses techniques pour filtrer les effets du bruit de fond sismique et améliorer la détection des signaux sismiques importants.

2.1 Historique des études sur le bruit de fond

Les études sur le bruit de fond ont une longue histoire, remontant au moins à l'époque de la révolution industrielle. Depuis lors, les effets du bruit sur la vie humaine et l'environnement ont été largement étudiés et documentés. Cependant, les premières observations du bruit de fond sismique ont eu lieu dès la fin du 19^{ième} siècle. Dès lors et jusqu'à nos jours, de nombreuses études sur le bruit de fond ont été menées (Fig. 31).

2.1.1 Première période : avant 1950

Jusqu'à la moitié du 20^{ième} siècle, ces études sont plus qualitatives que quantitatives : les progrès sont limités par les possibilités techniques du matériel utilisé à cette époque. Néanmoins, des auteurs mettent en évidence certaines caractéristiques fondamentales du bruit, telle que la relation qui existe entre les ondes océaniques (vagues), les conditions météorologiques et l'origine du bruit. Durant l'année 1924, en Asie du sud-est, Banerji (1924) observe des modifications du bruit associées à la mousson indienne. L'année suivante, l'auteur prédit quelques semaines à l'avance le début de la mousson grâce à l'observation des sismogrammes de bruit Banerji (1925). Citons également les travaux de (Longuet-Higgins 1950), montrant la relation entre les périodes des microséismes et celles des vagues océaniques (facteur égale à deux).

2.1.2 Deuxième période : de 1950 à 1970

Au cours de ces années, différents chercheurs ont assisté au développement de nouvelles techniques basées sur des mesures de bruit en réseau (mesure de temps de propagation du signal entre plusieurs capteurs). Ces techniques s'appuient sur la propriété de dispersion des ondes de surface et permettant d'obtenir le profil de vitesse des ondes de cisaillement dans le sol. Il existe deux grandes familles de méthodologie des analyses en réseau : l'analyse en fréquence nombre d'onde (F-K) (Capon et al. 1967; Lacoss et al. 1969), et l'analyse des fonctions de corrélation des signaux (SPAC) (Aki 1965). Concernant les travaux pour caractériser le bruit, plusieurs techniques sont mises en œuvre : des études de mouvement de particule (Toksoz 1964), ou encore des mesures de bruit en profondeur (forage) couplées en surface avec des mesures en réseau (Gupta 1965; Douze 1967).

2.1.3 Troisième période : de 1970 à 2004

Depuis les années 70 jusqu'à 2004, ainsi que de nos jours, le nombre d'études consacrées au bruit augmente annuellement. Bien qu'une partie de ces études se concentre sur la nature du bruit, la majorité (environ 95 %) porte sur les applications générales du bruit de fond et/ou sur des études de sites spécifiques. L'application la plus répandue concerne le microzonage sismique des villes. Cependant, deux techniques majeures sont utilisées : le rapport spectral site-référence (qui compare les spectres des signaux entre le site étudié et un site de référence) et le rapport H/V. La méthode du rapport H/V, plus largement adoptée que la méthode du rapport spectral site-référence (Bonnetoy-Claudet 2004), a été initialement proposée en 1971 par Nogoshi et al. (1971), puis reprise et largement diffusée par Nakamura dès 1989 (Nakamura 1989, 1996). Depuis lors, de nombreux auteurs ont publié des résultats d'études de sites (microzonage) obtenus grâce à cette méthode (Konno 1996 ; Konno and Ohmachi 1998 ; Duval et al. 2002 ; Cara et al. 2003 ; Bonnetoy-Claudet et al. 2006 ; Garcia-Jerez et al. 2006 ; Mundepi and Mahajan 2010 ; El Hilali et al. 2021 ; 2023).

D'après une étude statistique faite grâce aux différents travaux publiés en ce qui concerne le bruit de fond par Bonnetoy-Claudet (2004), comme illustré dans la figure 31. Certes cette figure n'a aucune valeur quantitative du fait qu'ils parfaitement conscient que la collecte des articles scientifiques sur le bruit, est loin d'être exhaustive, mais elle est bien représentative de l'évolution de l'utilisation du bruit au cours du dernier siècle.

Plus récemment, les études ont également porté sur les effets du bruit dans les zones urbaines ainsi que les chercheurs ont étudié le bruit des transports en commun, du trafic routier et de l'activité humaine en général qui peuvent affecter la qualité de vie des citoyens (Muzet et al. 2018). En somme, nous venons de voir comment les études sur le bruit (en tant qu'objet d'étude, et en tant qu'outil) ont évolué au cours du temps. Il est maintenant intéressant de s'attarder sur les réponses que ces différentes approches ont apportées à nos connaissances de l'origine et de la nature du bruit de fond sismique.

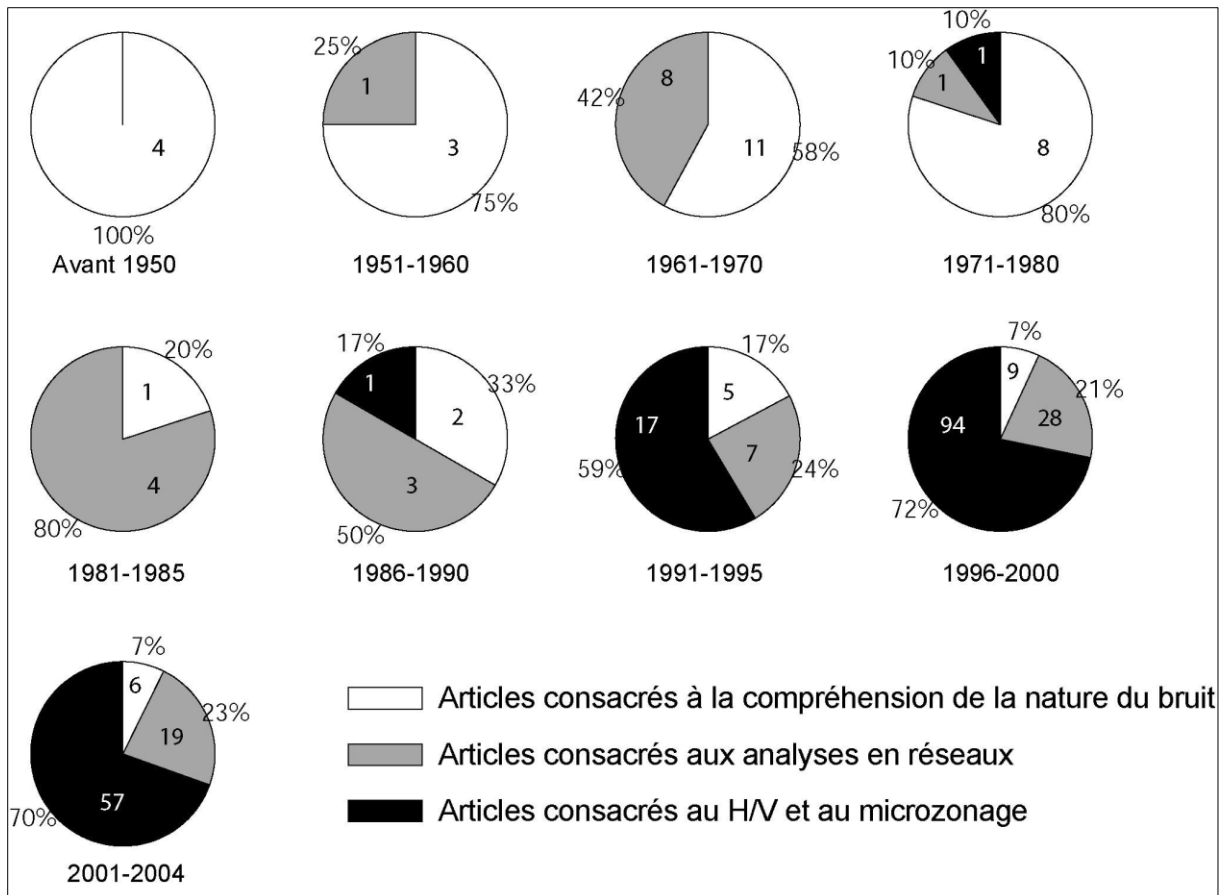


Figure 31 : Schéma représentant l'évolution du nombre d'articles (en pourcentage et en chiffre), consacré au bruit de fond sismique pour différentes périodes de temps (Bonnetoy-Claudet 2004).

2.2 Origine et nature de bruit sismique

Pour comprendre la nature physique et la composition du champ d'ondes du bruit sismique ambiant, par rapport dans les zones urbaines, il faut répondre à deux questions, qui ne sont pas indépendantes l'une de l'autre : Quelle est l'origine des vibrations ambiantes (où et quelles sont les sources) ? et quelle est la nature des ondes correspondantes, c'est-à-dire des ondes de corps ou de surface ?

Le bruit est le terme générique utilisé pour désigner les vibrations ambiantes du sol causées par des sources telles que la marée, les vagues d'eau frappant la côte, les vents turbulents, les effets du vent sur les arbres ou les bâtiments, les machines industrielles, les voitures et les trains, ou les pas humains, etc. Il n'est pas facile de classer clairement toutes les sources de bruit. Gutenberg (1958) a établi une liste des différents types de sources en fonction de leur fréquence. Asten (1978) et Asten & Henstridge (1984), sont parvenus aux mêmes conclusions dans une étude sur le bruit de fond (tableau 3). Ces analyses montrent que le bruit a deux origines différentes : naturelles ou humains, et qu'il diffère par son contenu fréquentiel.

Sur la base des résumés de Gutenberg (1958) et d'Asten (1978), nous pouvons conclure, en première approximation, que à basse fréquence (inférieure à 1 Hz), les sources sont naturelles (océan, conditions météorologiques à grande échelle) ; à fréquence intermédiaire (1 à 5 Hz), les

sources sont soit naturelles (conditions météorologiques locales), soit anthropique (urbaines) et à des fréquences plus élevées.

Tableau 3 : Résumé des sources de bruit ambiant en fonction de la fréquence, établi après les études de Gutenberg (1958), Asten (1978), et d'Asten & Henstridge (1984).

	Gutenberg (1958)	Asten (1978), Asten & Henstridge (1984)
Oceanic waves striking along the coasts	0.05-0.1 Hz	0.5-1.2 Hz
Monsoon/Large scale meteorological perturbations	0.1-0.25 Hz	0.16-0.5 Hz
Cyclones over the oceans	0.3-1 Hz	0.5-3 Hz
Local scale meteorological conditions	1.4-5 Hz	
Volcanic tremor	2-10 Hz	
Urban/human activity	1-100 Hz	1.4-30 Hz

Ces Sources de bruit de fond sismique est principalement composées par des ondes de volume liées à l'intérieur de la terre et par des ondes de Rayleigh se propageant parallèlement à sa surface (onde de surfaces), où Adresi et al. (2007), ont indiqués que les ondes de Rayleigh sont également influencées par les mouvements horizontaux et verticaux à la surface des couches. C'est la raison d'ailleurs pour lequel, le bruit sismique est généralement mesuré selon deux directions horizontales et une direction verticale qui fournissent des informations sur la structure géologique et les estimations de la vitesse des ondes S en fonction de la profondeur.

2.3 Domaine sismologique

Le champ est le lieu qui permet de prendre en considération la fréquence des vibrations sismiques et leur amplitude correspondant (Fig. 32). En effet, le bruit de fond minimal à la surface de la terre est défini par le NLNM (New Low Noise Model) de Peterson (1993). En fixant la limite inférieure en amplitude, la limite supérieure est fixée par les plus fortes accélérations observées. D'après Robert Pillet (2010) la répartition du champ sismologique s'étale comme suit :

- De 20 Hz jusqu'à environ 0.2 Hz (5 seconde), nous observons les ondes de volume des séismes
- Entre 0.2 et 0.002 Hz (500 et 5 seconde) ce sont les ondes de surface Rayleigh et Love qui dominant cette fenêtre fréquentielle.
- Les vibrations propres de la terre (normal modes), s'échelonnent de 0.3 à 20 mhz (~54 mn à 10 mn).
- Entre 12 et 24 heures de période, les ondes de marée dominant les mouvements de la surface de la terre, mais nous entrons dans un autre domaine qui n'est plus uniquement

2.4.1 La Méthode MASW (The Multi-channel Analysis of Surface Waves)

La technique MASW ou SASW (Spectral Analysis of Surface Wave), est l'une des méthodes d'étude sismique utilisées pour évaluer l'état élastique du sol. Le profil de vitesse des ondes de cisaillement (V_s) unidimensionnelles (1-D) est généré par l'analyse des ondes de surface de type Rayleigh sur un enregistrement multicanal (Park et al. 1999; Xia et al. 1999). En effet, il est largement admis que le profil de vitesse des ondes de cisaillement (V_s) d'un site fournit un paramètre fondamental pour estimer le facteur d'amplification spécifique au site, le degré de liquéfaction ou la capacité portante du milieu.

Bien que la sismique réfraction soit largement utilisée pour les profils de V_s , afin de déterminer le mouvement sismique du sol, il existe un certain nombre d'études dans les zones urbaines où il n'est pas possible d'appliquer la réfraction sismique en raison de l'effet indésirable du bruit ambiant (Karabulut 2018), ainsi que dans les zones peuplées, où l'espace libre entre les bâtiments était également très restreint. Pour ces raisons, la méthode (MASW) reste le bon choix dans le cadre de microzonage sismique.

2.4.1.1 Principe et méthode

Les ondes de surface se propagent parallèlement à la surface de la terre. Dans le cas d'un milieu dont les propriétés élastiques varient avec la profondeur, la vitesse des ondes de surface varie avec la longueur d'onde, et donc avec la fréquence. Cet effet est appelé dispersion. Suivant la fréquence considérée, les ondes de surface contiennent de l'information sur les milieux traversés entre la surface et la profondeur maximale de pénétration des différents modes. En analysant la dispersion de ces ondes, il est donc possible d'obtenir des informations sur les valeurs des paramètres physiques à différentes profondeurs (Park et al. 1999, 2007).

L'enregistrement de profils sismiques faites à l'aide de Tromino (récepteur) et Trigger (déclencheur externe) sans fil, se connectant entre eux à travers un système radio (Micromed 2005) (Fig. 33 a). Le système d'acquisition sismique numérique avec un seul canal: extrêmement léger, sensible et polyvalent, donne un bon résultat et il est plus facile à l'utiliser sur le terrain. De même l'estimation des profils de la forme commune de V_s par l'essais MASW, qui peuvent être effectuées avec un seul Tromino et un géophone externe utilisé comme un déclencheur.

2.4.1.2 Mise en œuvre et appareillage de mesure

Le matériel utilisé pour effectuer notre étude est constitué d'une source impulsionnelle (ici masse et plaque), d'une centrale d'acquisition sismique (PC-Portable), et d'une Trigger (géophone) espacé de 3 m et déplacé le long d'un profil. Une série de tirs est effectuée à chaque extrémité du dispositif, ce qui permet d'obtenir un profil sismique (les traces sismiques enregistrées à chaque tir étant classées par offset croissant et additionnées pour obtenir un meilleur rapport signal/bruit).

À partir de la section sismique ainsi obtenue (Fig. 33b), on pointe les temps d'arrivée des ondes de surface ce qui permet d'obtenir un diagramme de dispersion et à partir duquel on

estime la courbe de dispersion des ondes analysées, c'est-à-dire la vitesse de phase en fonction de la fréquence, en pointant le maximum d'énergie dans le diagramme de dispersion. Par model inverse à partir d'un modèle de vitesse à priori, on peut retrouver le profil vertical de vitesse des ondes S (Fig. 33c). Ces profils V_s 1-D ont été interpolés pour générer un profil V_s 2-D pour chaque site (Fig. 33d). Enfin, les traitements des données ont été réalisées à l'aide du logiciel Grilla (SESAME 2004).

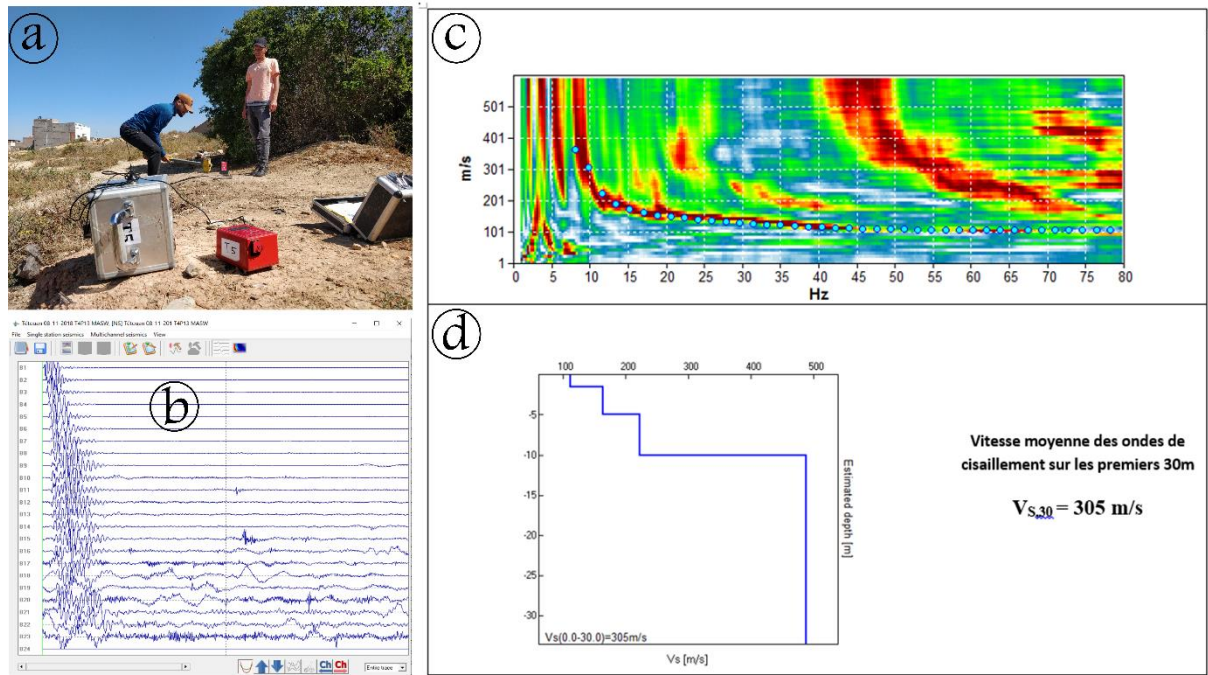


Figure 33 : Interprétation d'un profil MASW. *a)* exemple d'essai MASW au terrain, *b)* image correspondant au traitement des signaux enregistrés avec le logiciel Grilla, *c)* modèle de la courbe/spectre de dispersion de la vitesse de phase d'onde Rayleigh, et *d)* profil de vitesse de cisaillement (V_s) obtenu par inversion.

2.4.1.3 Détermination de V_{S30} pour la classification des sols sismiques

La V_{S30} est considérée comme une quantité représentative par le Programme national de réduction des risques sismiques (NEHRP), qui est utilisée pour la classification des sites dans les études sur les risques de tremblement de terre. Néanmoins, la classification du sol au Maroc à été fait par les reglements parasismique (RPS, 11), comme présenté dans la figure 34 . La vitesse moyenne des ondes de cisaillement dans les 30 m supérieurs (V_{S30}) (Dobry et al. 2000) est calculée à l'aide de l'équation suivante :

$$V_{S30} = \frac{30}{\sum_{i=1}^n di/vi}$$

Où d_i et v_i représentent respectivement l'épaisseur (en mètres) et la vitesse des ondes de cisaillement en m/s de la formation ou de la couche i , sur un total de n , existant dans les 30 premiers mètres.

Pour réaliser le microzonage sismique dans la plaine Tétouan-Martil, nous nous basés sur la vitesse V_{S30} issue des normes RPS 2011 (Fig. 34), et les résultats de ces investigations présentées et discutés dans l'article publié (chapitre IV).

CLASSIFICATION DES SITES				
CLASSE DES SITES	TYPE DE SOL	Résistance à la Pénétration Standard N_{60}	Résistance du sol non drainé au cisaillement S_u (Kpa)	Vitesse des ondes de cisaillement V_s (m/s)
S1 Sol rocheux	Rocher sain à moins de 3 m des fondations			$V_s \geq 760$
S2 Sol ferme	Rocher altéré; sols cohérents très raides, sols pulvérulents très denses, marnes ou argiles très consolidés	$N_s \geq 50$	$S_u \geq 100$	$760 > V_s \geq 360$
S3 Sol meuble	Sables et graviers moyennement compact, argile moyennement raides	$50 > N_s \geq 15$	$100 > S_u \geq 50$	$360 > V_s \geq 180$
S4 Sol mou	Sols pulvérulents lâches	$15 > N_s$	$50 > S_u$	$180 > V_s$
	Tout Sol de profondeur de plus de 3 m ayant Teneur en eau $W > 40\%$; Indice de plasticité $PI > 20$		$25 > S_u$	$150 > V_s$
S5 sols spéciaux	Sols à conditions exceptionnelles nécessitant une étude appropriée de leurs caractéristiques	Nécessite des études géotechniques		
	1. Les argiles ayant un $PI > 75$ et plus de 8 m d'épaisseur			
	2. Les argiles raides de molles à moyennes dont l'épaisseur supérieure à 30 m			
	3. Les sols susceptibles d'être liquéfiables			
	4. Les sols susceptibles d'affaissement sous des sollicitations sismiques			
	5. Les sols avec grande teneur en matière organique sur une épaisseur de plus de 3 mètres.			

Figure 34 : Classification du sol, selon RPS 2000, version 2011.

2.4.1.4 Quelques avantages de la méthode MASW

La méthode MASW, présente plusieurs avantages par rapport à d'autres méthodes classiques. Il s'agit d'une technique rapide et rentable pour déterminer la vitesse des ondes de cisaillement. La méthode MASW traite des fréquences relativement plus basses et des profondeurs d'investigation plus faibles que les méthodes sismiques conventionnelles à haute résolution (Park et al. 2007). Des analyses comparatives ont montré que les données MASW sont généralement plus fiables que les données SCPT (Seismic Cone Penetration Testing), et légèrement moins précises (Anderson et al. 2007). En outre, la méthode MASW est moins économique que toute autre méthode sismique. Enfin, des études (Anderson et al. 2007; Ismail et al. 2014; Harba et al. 2019), ont comparés les profils continus obtenus par la méthode MASW et les méthodes de réflexion des ondes de cisaillement et a trouvé que le profilage MASW peut être une alternative à la réflexion des ondes de cisaillement dans certains cas.

2.4.2 Méthode des rapports spectraux H/V ou méthode de Nakamura

De nombreuses techniques théoriques, numériques ou instrumentales ont été développées pour estimer les effets de site lithologiques. Les techniques expérimentales font généralement appel à un site de référence, c'est-à-dire un site rocheux n'amplifiant pas le mouvement sismique. Ce site rocheux n'est pas toujours présent sur les zones d'études, ce qui peut engendrer des erreurs dans les estimations des effets de site. C'est pourquoi des techniques plus récentes, ne faisant pas intervenir de site de référence, ont été mises au point. L'une de ces techniques consiste, à partir de l'enregistrement du bruit de fond ambiant, à calculer le rapport spectral entre les composantes horizontales et la composante verticale : c'est la méthode appelée H/V (horizontale sur Verticale). Cette technique a été introduite par Nogoshi et Igarashi (1971) sur la base des études initiales de Kanai et Tanaka (1961). La technique a été modifiée par Nakamura (1989), devenue célèbre dans la littérature par « la méthode de Nakamura ». C'est la méthode que nous avons utilisée dans ce projet de thèse en complément de la méthode MASW.

2.4.2.1 Principe

La méthode H/V a été fondée sur le rapport de l'horizontale à la verticale des composantes de mouvement généré par le bruit de fond sismique où ce rapport de spectres, obtenus par Transformée Rapide de Fourier (FFT), nous permet d'accéder à la réponse du site et d'avoir à une bonne connaissance de la géologie locale soutenue par des données géophysiques et géotechniques qui sont reliées aux vitesses des ondes S et à l'épaisseur des couches composant le site. Néanmoins, la méthode H/V a été utilisée pour étudier les effets de site sismique sur une zone géographique donnée (Bonney-Claudet et al. 2009; Fnais et al. 2010a; Macau et al. 2015; Mohamed et al. 2016; Abudeif et al. 2019). Elle est particulièrement utile pour estimer l'amplification du mouvement du sol dans les zones urbaines où les effets de site peuvent être importants. Cette méthode est également utilisée pour la surveillance sismique en temps réel, car elle peut fournir des informations sur les changements dans les propriétés du sol en réponse aux tremblements de terre.

Les rapports H/V présentés dans cette thèse ont été calculés avec le logiciel *Grilla* développé dans le programme européen de recherche SESAME (2004). L'algorithme de ce programme est le même que celui implémenté dans le logiciel Geopsy. Cet algorithme est présenté schématiquement sur la figure 35 et se décrit de la manière suivante :

- sélection des trois composantes (verticale v , nord-sud n , et est-ouest e) d'un signal de bruit de fond sismique ;
- recherche des N_i fenêtres stationnaires simultanément sur les trois composantes, par un critère d'anti-trigger LTA/STA ;
- calcul des spectres de chaque composante $S_v(N_i)$, $S_n(N_i)$ et $S_e(N_i)$ sur chacune des N_i fenêtres ;
- lissage des spectres (pour chaque N_i fenêtres) suivant, par exemple, la technique de Konno & Ohmachi (1998), avec un paramètre de lissage de 10% ;
- calcul de la moyenne quadratique des spectres horizontaux lissés $Sh(N_i)$ (composantes nord-sud et est-ouest) pour chaque fenêtre :

$$S_h(N_i) = \sqrt{\frac{S_n(N_i)^2 + S_e(N_i)^2}{2}}$$

- calcul des rapports spectraux $H/V(N_i)$ pour chaque fenêtre :

$$\frac{H}{V}(N_i) = \left[\frac{S_h(N_i)}{S_v(N_i)} \right]$$

- moyenne géométrique du rapport spectral H/V sur toutes les fenêtres :

$$\frac{H}{V} = 10^{\frac{\sum \log_{10} [H/V(N_i)]}{N_i}}$$

- détermination de la fréquence fondamentale (f_0) du (des) pic(s) de la courbe H/V , et interprétation de la courbe H/V .

Néanmoins, dans les environnements sol-roche, le nombre et les coordonnées des pics H/V varient en fonction de l'épaisseur des couches superficielles meubles, de leur teneur en eau, du contraste de densité entre le substratum et sa couverture sédimentaire et du nombre de limites stratigraphiques du sous-sol. Pour cela, la technique H/V peut fournir des résultats importants en termes de fréquence fondamentale. Toutefois, pour la caractérisation sismique d'un site, l'épaisseur de la couche de sol (H) et les vitesses moyennes de propagation (V_s), correspondants sont nécessaires. Selon Kramer (1996), la fréquence fondamentale 1D (f_0) est définie comme une fonction de V_s et de l'épaisseur du dépôt de sol, comme suit :

$$f_0 = \frac{V_s}{4H}$$

Cette équation pourrait être utilisée pour obtenir la topographie du substratum rocheux si les informations V_s sont fournies, d'où la complémentarité des méthodes MASW et H/V pour l'estimation des effets de site

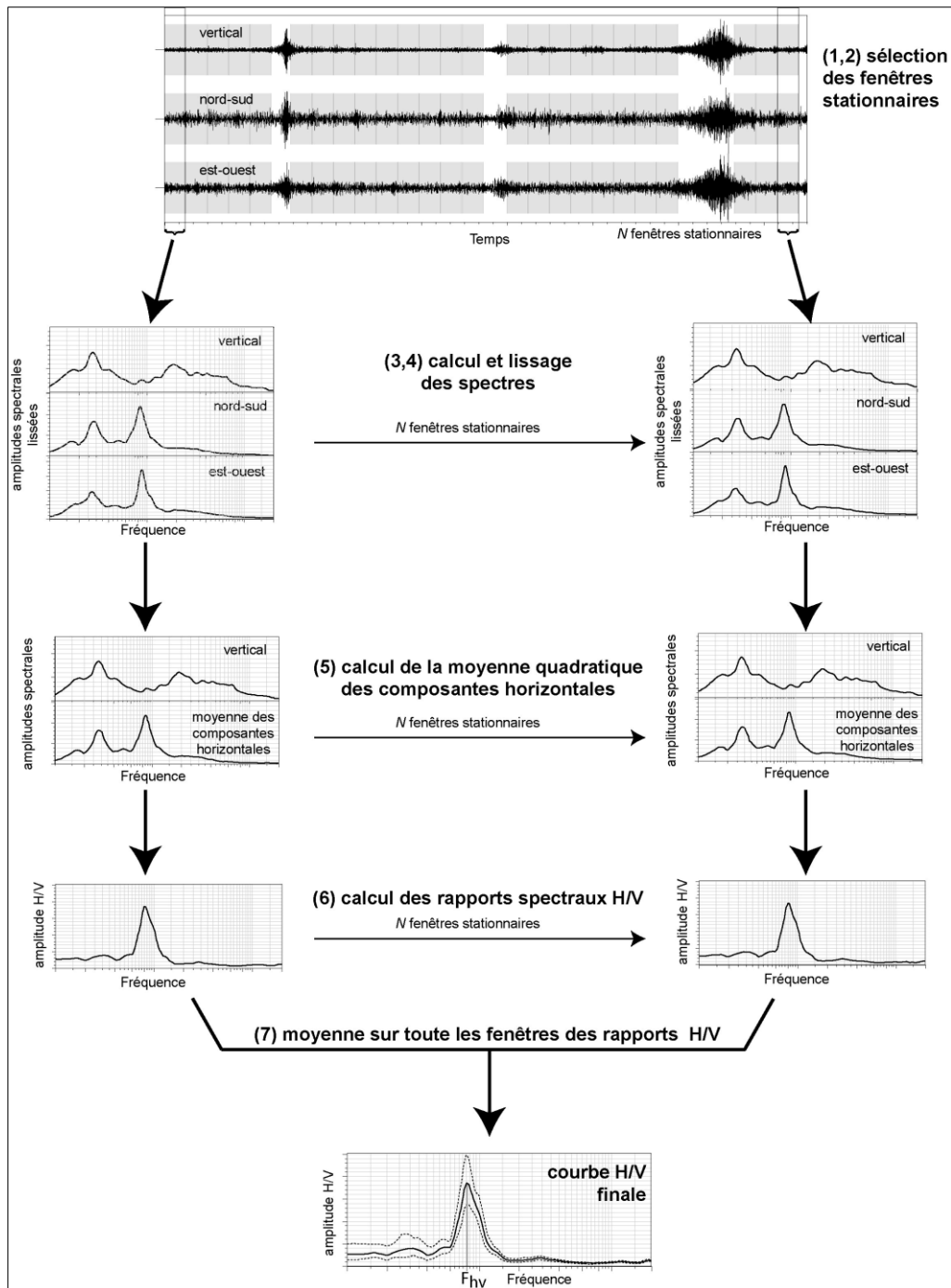


Figure 35 : schéma de l'algorithme du calcul du rapport spectral H/V

2.4.2.2 Mise en œuvre et traitement des données H/V

Pour mettre en œuvre la méthode H/V, nous avons utilisé une station d'acquisition de type Tromino (Moho 2018), munie de trois capteurs vélocimétriques orthogonaux (deux composantes horizontales et une verticale) (Fig. 36 a, b). Pour chaque point le système d'acquisition est placé pendant une période de temps sur la surface de terrain plus au moins plate et le sismomètre était également positionné verticalement. La station d'acquisition était équipée d'un GPS interne ce qui a permis de connaître avec précision la position géographique déduit (pointen coordonnées UTM).

Pour chaque point de mesure, nous avons effectué un enregistrement continu de 20 minutes. Concernant, le traitement des données, nous avons utilisé avec le logiciel Grilla sur des fenêtres de 20 secondes, en suivant les procédures standardisées du projet européen SESAME (2004). Le traitement des trois traces sismiques (verticale, nord-sud et est-ouest) obtenues par l'enregistrement se fait automatiquement (Fig. 36 c). sauf la partie d'élimination des transitoires bruyants de stabilité H/V ont été faits manuellement (Fig. 36 d).

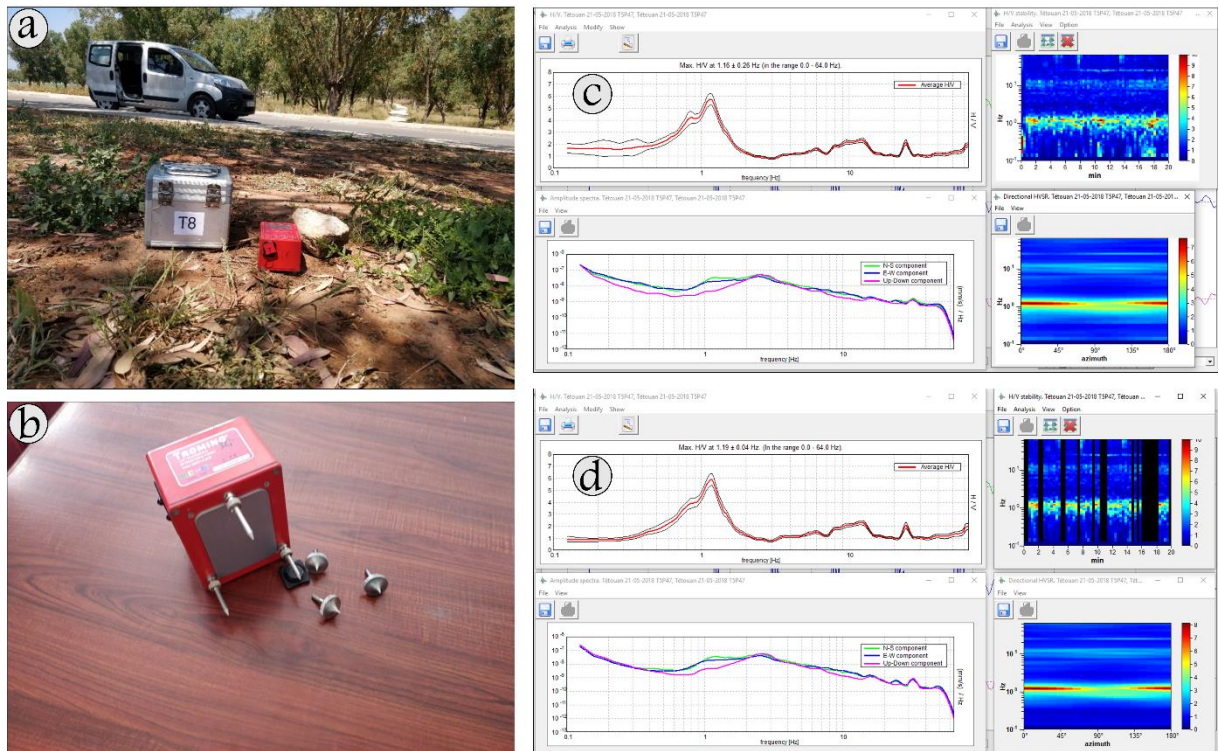


Figure 36 : **a)** acquisition des données, **b)** appareil d'acquisition (Tromino), **c** et **d)** le spectre de rapport H/V obtenu avant et après l'élimination des bruits anthropique.

2.4.2.3 Choix de la méthode H/V

Le choix d'appliquer de la méthode de Nakamura dans notre zone d'étude est due à la facilité d'application de cette technique, en particulier pour les études de microzonage sismique dans les zones densément peuplées, où d'autres techniques sont soit invasives, soit coûteuses ou soit inapplicables en raison de la civilisation. De plus, la méthode H/V est basée sur des mesures in situ, ce qui permet d'estimer la profondeur du substratum rocheux et l'épaisseur de la couche sédimentaire (Piña-Flores et al. 2016), notamment pour la caractérisation du site et l'évaluation des risques sismiques. Elle est permet aussi de mesurer la réponse du sol à différentes fréquences, ce qui permet de déterminer la période de résonance du sol et l'amplification des ondes sismiques à cette fréquence. Enfin, La méthode H/V peut être utilisée pour surveiller les changements dans les propriétés du sol en réponse aux tremblements de terre, ce qui peut fournir des informations utiles pour la gestion des risques sismiques.

En raison de ces avantages, la méthode H/V est devenue une méthode couramment utilisée pour évaluer les effets de site sismique dans les études sismiques.

2.4.3 Combinaison du rapport spectral H/V par une étude MASW

À travers de nombreuses études antérieures où des mesures H/V étaient effectuées à proximité de levés MASW (Fäh et al. 2003; Gorstein & Ezersky 2015; Mahajan & Kumar 2018; Budi et al. 2021), ont examiné la relation entre l'amplification (A_0) et V_{S30} sur les sites individuels afin de déterminer s'ils peuvent utiliser la méthode H/V sur les sites instrumentés pour estimer la valeur de V_{S30} . Il apparaît que les rapports spectraux H/V montrent un comportement systématique : l'amplitude des pics H/V (A_0) pour les classes de sols mous est inférieure à celle des classes de sol plus rigides où les V_{S30} montrent une baisse de propagation des ondes S dans ces sédiments en raison de leur amplification.

En conclusion, il existe une corrélation potentielle entre les résultats obtenus à l'aide de ces deux méthodes. Leur utilisation conjointe peut fournir une vision plus complète des caractéristiques du sous-sol et permettre de valider ou d'affiner les interprétations basées sur chaque méthode. Dans la prochaine étude (chapitre 5), en plus des mesures H/V, nous avons réalisé des profils sismique MASW (comme des stations de référence) au niveau du bassin d'oued Martil, afin d'obtenir la vitesse de cisaillement (V_{S30}) avec la profondeur. Les données recueillies à partir des lignes de MASW sur le site, fournissent des informations sur la vitesse des ondes S et l'épaisseur des sédiments.

**I. Seismic site-effects assessment in a fluvial sedimentary environment: case of
Oued Martil floodplain, Northern Morocco**

1 Abstract

In Northern Morocco, seismic site effects in general and liquefaction hazard in particular can occur in the event of a major earthquake due to the thick sedimentary cover characterizing the peripheral Neogene basins of the Alboran Sea. An example is Martil plain, which was the subject of important economic development during the last two decades. In this regard, we present in this study as assessment of seismic site-effect hazard through the horizontal to vertical spectral ratio (HVSR) method and the vulnerability index (K_g). Multiple Analysis of Surface Waves (MASW) method and core-drilling data are also used to complete our analysis and interpret the spatial distribution of K_g maps. Our findings suggest more vulnerability to liquefaction in the Southern segment of the basin, which can be explained by the asymmetrical geometry of Quaternary sedimentation, due to tectonic uplift that influences also the surface and subsurface hydrology processes. However, in this study, the main difficulties and the challenges that we faced were related to data acquisition during windy days and in the areas near industrial zones or near high traffic roads, which have significant effects on the accuracy of the HVSR analysis.

In this study, HVSR microtremor measurements are recorded at 197 stations in the Martil floodplain to generate a seismic vulnerability index (K_g) map. According to the analysis results, the predominant frequency (F_0) values range from about 0.2 to 10.6 Hz and the peak amplitudes (A_0) values are in the range of 0.39-10.4. As a result, some districts, especially those classified as economically disadvantaged, are found to be the most exposed to this hazard (with a $K_g > 10$), which must be taken into consideration in future risk reduction and mitigation plans. We conclude the existence of significant seismic effects potential despite the moderate seismicity of the area. Therefore, our research needs to be completed by scenario based seismic hazard modelling to investigate the capacity of seismic events at the region to produce the above-suggested amplifications.

2 Introduction

Over the previous decades, many earthquakes have manifested worldwide, leaving behind a large number of injuries, deaths, and significant material damage (Jaiswal and Wald 2010; Daniell et al. 2012). Consequently, the scientific community largely investigated and recorded seismic events since the nineteenth century thanks to the professionalization of science (Agnew et al. 2002). However, the instrumental recording of seismic events in Morocco only dates back to the early 1960's following the devastating event of Agadir 1960, which left behind an excess of 12000 casualties and completely destroyed 75% of the city (Cherkaoui T.-E. et al. 1989).

Previous earthquake occurrences are the subject of historic and literary descriptions suggesting that Morocco, just like other countries of the West Mediterranean region, was exposed to and affected by historic earthquakes such as the infamous 1755 occurrence (El Mrabet 2005; Kaabouben et al. 2009). In Northern Morocco, recent seismic activity is mainly concentrated in the vicinity of Al Hoceima city, which has experienced in the space of 10 years two violent earthquakes, one in 1994 and the other in 2004. The latter ($M_w=6.3$) was more pronounced and caused the death of 629; injured 926 and left behind 15,230 homeless and 2539 destroyed buildings (El Alami et al. 1998; Jabour et al. 2004; Stich et al. 2005; Akoglu et al. 2006). A more recent event took place in 2016 with less severe consequences (Kariche et al. 2018b).

According to the historic seismic catalog provided by the Spanish National Geographic Institute (IGN), the Tangier peninsula is characterized by less frequent seismic activity with moderate intensities and less expressed consequences. In fact, most of the seismic hypocenters are concentrated in the Alboran Sea domain (Comas et al. 1999; Vernant et al. 2010; DeMets et al. 2015; Grevenmeyer et al. 2015) or in the Gulf of Cadiz region (Martinez-Solares et al. 1979; Gutscher 2004; Gutscher et al. 2006). This means that significant earthquake events are more likely to be produced 100's of kilometers away from the major cities of the said peninsula ($35^{\circ} 15' 46.642''$ N $5^{\circ} 33' 42.221''$ W). Despite this, the unconsolidated Neogene sediments in the peripheral basins of the Alboran Sea (Guerra-Merchán et al. 2014a) could induce significant site-effects even in the case of such far away occurrences.

In fact, the seismic risk for a region depends on the probability of occurrence of an earthquake causing a certain level of ground shaking (seismic hazard) and on the structural vulnerability of the built structures. It varies widely depending on population density and on the economic potential of the investigated area. Judging from the ongoing economic development in the Northern Rif in general and Tetouan city in particular, many issues at stake could be identified which include but are not limited to important infrastructures and dam projects.

Despite this, no extensive scientific research was conducted in the area in order to assess the seismic behavior of the above-described peripheral basins of the Alboran Sea where most anthropogenic activities are concentrated. In effect, seismic hazard micro-zonation studies use deterministic techniques such as the horizontal to vertical (H/V) ratio method (Kanai, K., and Tanaka 1961; Nakamura 1989, 2008; Bonnefoy-Claudet 2004) to obtain such results. In Southern Spain, the large alluvial basins of the Andalusia region were intensively researched with results suggesting strong local site-effects manifested by larger predominant seismic periods for the unconsolidated alluvial and floodplain sediments ($> 0.5s$), thus suggesting a greater risk of liquefaction (Navarro et al. 2002, 2007, 2013; García-Jerez et al. 2008; Gaspar-Escribano et al. 2010). Nevertheless, the southern part of the Alboran Sea is poorly characterized in terms of local site-effect assessment and seismic microzoning. A recent publication by Arab et al. (2021) attempts to address this problem but fails to define the nature and spatial extension of the investigated material. Therefore, their findings are deemed less useful for understanding the local site-effects in their regional context. Also, the intra-basin frequency variance is not taken into consideration, which largely reduces the significance of the results. A second attempt was carried out in Nador city (Charaoui et al. 2021), the results of which cannot be extrapolated on the Tangier peninsula region because of their contrasted

geological settings. To our knowledge, no other research provides further information to fill this knowledge gap between the Northern and Southern regions of the Betico-Rifain arc.

In this regard, we attempt to characterize seismic site effects at the Martil floodplain. This large basin with thick sedimentary fill deposits constitutes a good example for investigating seismic site-effects in general and liquefaction hazard in particular. In addition, the increasing urbanization and population growth at the area with little to no regards to the possibility of a future earthquake may cause large material and human losses due to liquefaction in this water-rich environment. In general, fundamental frequencies obtained by microtremor measurements cannot be related to the total thickness of Quaternary sediments, but are highly influenced by layers of conglomerate or bedrock (Gosar 2010). This represents a challenge for a site effects study, because no simple relation between sediments thickness and the related seismic response can be expected. In the other hand, the main difficulties arise from traffic and industrial noise. In addition, in the populated areas, the free-field space between houses was also very limited. We avoided taking measurements on windy days, because the noise introduced by wind can severely affect the reliability of HVSR analysis.

Subsequently, an assessment of soil liquefaction potential in this earthquake-prone region is a crucial step both for understanding such phenomena in their regional context as well as the identifying hazardous zones. In the present research, we measure the site response at different locations of the Martil plain through the HVSR technique. The MASW method along with geotechnical data from boreholes are also used to complete the analysis. As a result, some districts are found to be the most exposed to the seismic hazard, explained by the existence of significant seismic effects potential despite the moderate seismicity of the area, which must be taken into consideration in future risk reduction and mitigation plans.

3 Study Area

3.1 Geological and tectonic setting

The Northern provinces of Morocco are amongst the most active in terms of seismic and tectonic activity, with moderate rates of deformation estimated around 2 to 4 mm/yr (Vernant et al. 2010; Chalouan et al. 2014; Poujol et al. 2014; Agharroud et al. 2021). They are part of the collision zone between the Eurasian and African plates where compressive and extensional deformation exist simultaneously (Platt and Vissers 1989; Gutscher et al. 2012; Fernández et al. 2019). In the Rif (Northern Morocco), based on stratigraphic and tectonic criteria, three paleogeographic domains are distinguished: Internal Domain, the Flysch Domain, and the External Domain (P. 1937; Durand-Delga 1960; Didon et al. 1973). Its structure is in the form of tectonic nappes with west verging subhorizontal thrust faults, the distribution of which follows the arched morphology of the chain.

The latest tectonic phase that sculpted the morphology of the northern Rif is dated to the upper Burdigalien since no later sedimentation was reported in the area during the rest of the Miocene age (Feinberg et al. 1990). Neogene sedimentation resumed in the Pliocene era with shallow marine and then deep marine sedimentation in the peripheral paleoria basins of the Alboran Sea (Guerrera et al. 1993; El Ouahabi and Fagel 2009; El Kadiri et al. 2010b; Hlila et al. 2014; Merzeraud et al. 2019). The Quaternary cover of these basins is exclusively continental with thick alluvial deposits (Fig. 37).

The plain of Martil, an example of such peripheral basins and the focus of our study is located in the internal domain of the Rif chain, which is characterized by its tectonic and stratigraphic complexities. This domain mainly formed by Paleozoic material of the Sebtides and Ghomarides units (Durand Delga and Kornprobst 1963; Didon et al. 1973) was subject to extensional deformation due to the triggering of pull-apart systems in the late Miocene by a N-S oriented compressive phase (Benmakhlouf and Chalouan 1994; Romagny 2014). Since then, the Martil plain was the subject of thick sedimentation that constitutes the Quaternary cover of the Paleozoic substratum. Seismic profiles and field data suggest that the sedimentary deposits cover a graben and horst structure that is related to two extensional deformation phases, one in the late Oligocene (Ouazani Touhami et al. 1994) and the other in the late Miocene (Romagny 2014). In fact, the latter phase is related to a N-S compressive phase that triggered the collapse of the Oued Martil basin by a pull-apart system.

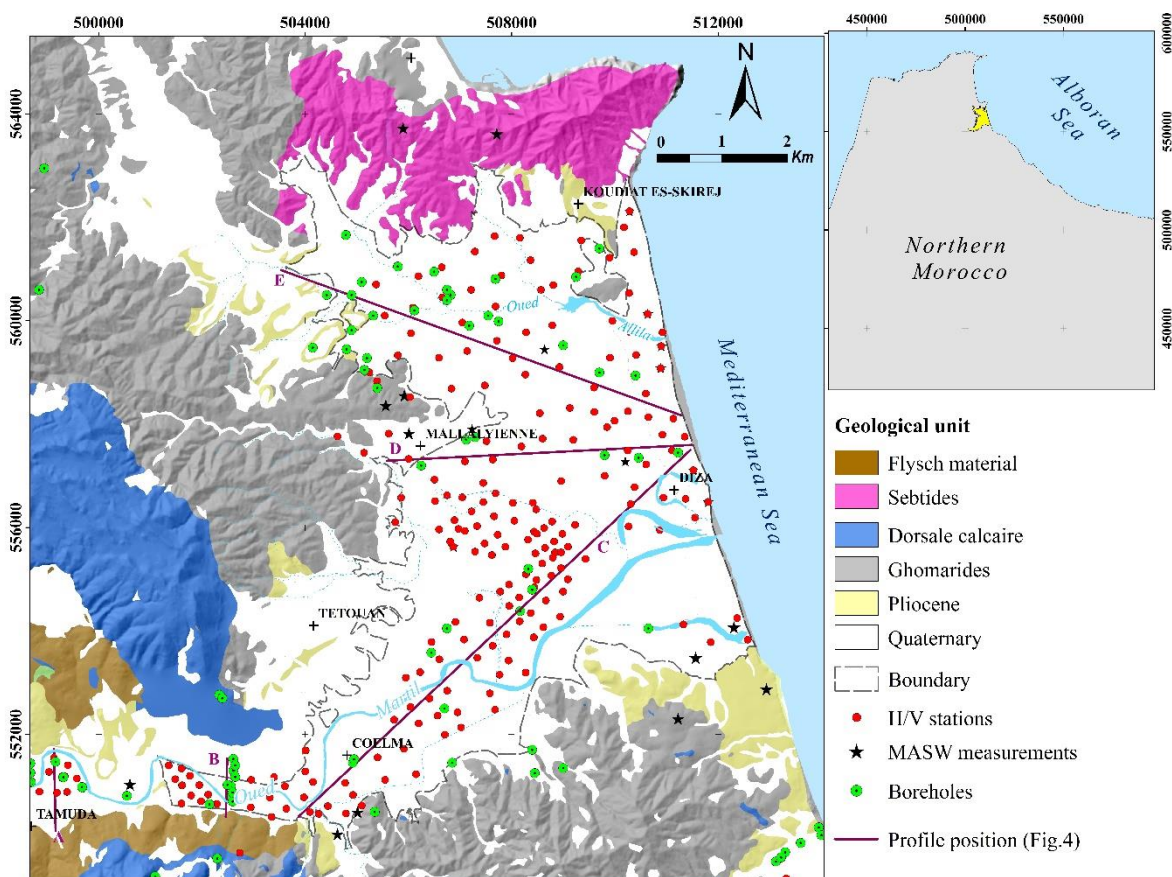


Figure 37 : Geological map of the study area.

The lithology of the said cover is essentially formed by fluvial detrital deposits in the form of unconsolidated gravel and pebbles constituting the basis of the sedimentary sequence, clayey deposits forming its stratigraphic top, and travertine and tufaceous layers deposited near carbonate rocks of the Dorsale calcaire (Benmakhlouf 1990; Benmakhlouf and Chalouan 1994).

In topographic terms, the Oued Martil basin is essentially a flat terrain covering an area of about 87 km² with little to no topographic variations (Himi et al. 2017) (Fig. 37). It is bounded to the North and South by two horsts manifested by cape-like landforms denominated respectively Cabo Negro and Ras Mazari (Romagny 2014). In Koudia Es-skirej hill (Fig. 37), the substratum outcrops near Oued Allila stream with low to moderate slopes and little

topographic manifestations. Uphill, the basin is thinner with paleozoic formations delimiting its geometry (Fig. 37). Near Tetouan city no more Paleozoic material is observed in the cluse of Tetouan, with Flysch nappes and Dorsale calcaire units outcropping in the peripheries of the basin (Benmakhlouf 1990).

3.2 Socio-economic setting

The study area is part of the North Moroccan coastline, which was the subject of significant socio-economic development since the late 1990's. According to data provided by the High Commission for Planning through the general census of population and housing of 2014 (RGPH 2014), Martil city houses currently 63 853 inhabitants with a projected population of 119 128 in 2030. This rapid increase in population will result in a higher demographic density especially knowing that medium-rise multi-apartment buildings are replacing the individual housing units to respond to the increasing demand on real estate in the area (RGPH 2014). Consequently, the management of natural risks becomes more difficult with more issues at stake being concentrated in increasingly smaller spaces.

The economy of the city depends on the tourism sector with very small industrial units located 2 kilometers away from the city. Therefore, the population of the city varies depending on the seasons, with very high densities during the summer (i.e. the active season) and relatively low densities during winter.

4 Materials and data

4.1 The horizontal to vertical spectral ratio (HVSr) technique

HVSr technique was invented in the seventies by Nogoshi (1971) based on the initial studies of Kanai and Tanaka (1961), and was later developed and popularized by Nakamura (1989). These authors demonstrated that the ratio between horizontal and vertical ambient noise records depends on the fundamental frequency of the soil strata and its amplification factor.

In fact, this approach compares the ratio of the H/V spectrums at a given site to that of a reference site, usually a rocky substratum outcrop. In this study we chose the HVSr technique because of its ease of use and low cost as well as its ability to directly estimate the frequency of sedimentary strata without having to know the geological structure and the shear wave velocity of each subsoil level (Herak 2008; Triwulan et al. 2010; El-Hady et al. 2012). Accordingly, ambient noise measurements were carried out in 2018 in 197 sites of Oued Martil basin (Fig.1), using a portable Tromino seismograph (Moho 2018), with three orthogonal velocimetric sensors (two horizontal components and one vertical) and a laptop computer to digitize and store the data. A few reference measurements were also performed in the phyllite and flysch substratums. Each acquisition station was equipped with an internal GPS which allowed us to know the precise geographical position of the recording (in UTM coordinates). The data processing was realized using Grilla software in accordance with international guidelines of Sesame European Research Project (SESAME 2004).

The Tromino devices use the Fourier spectra calculated for selected windows using the fast Fourier Transform (FFT) algorithm (Nakamura 1989). The H/V spectral ratio of the two horizontal Fourier and one vertical Fourier spectra can be computed using following equation:

$$H/V(\omega) = \sqrt{\frac{(S^2(\omega)_{NS} + S^2(\omega)_{EW})}{2S^2(\omega)_V}}$$

Where $S(\omega)_{NS}$, $S(\omega)_{EW}$ and $S(\omega)_V$ are the ratios of the horizontal and vertical spectra of the ambient seismic noise respectively and ω is the angular frequency.

4.2 Multi-channel Analysis of Surface Waves (MASW) technique

The MASW method was first initiated in geophysics by Park et al. (1999, 2005), and is widely used in recent years to measure the shear-wave velocity (V_s) of geological materials in shallow subsurface studies. This method is non-destructive and was shown to be more cost-efficient than destructive techniques (seismic refraction for example), which makes it suitable for a wide range of applications. It provides a good characterization of the subsurface and a very useful method for the assessment of site effects in a given area (Mohamed et al. 2016; Roy & Jakka 2017; Pamuk, et al. 2018).

The material used in this study consists of an impulse source (hammer and metal plate), a seismic acquisition unit (Tromino), and a series of geophones spaced 3 m from each other deployed along a linear profile (Fig. 37). At each station, series of shots are generated at the edges of the device, which allows us to obtain seismic profiles. From the seismic section, the arrival times of the surface waves are determined to obtain a dispersion diagram from which we estimate the dispersion curve of the analyzed waves. Muting was also performed to filter out noise and to enrich the surface wave signal. Once all the dispersion curves were generated by analysing the Rayleigh type surface waves on a multichannel record, they were further inverted to generate a 1-D V_s (average shear wave velocity) profile using the inversion algorithm given by Xia and Park (1999). These 1-D V_s profiles were interpolated to generate a 2-D V_s profile of each site. The latter data processing steps were performed using Grilla (SESAME 2004).

4.3 Topographic Data

Topography is essential to delimit and understand the geometry and spatial extent of sedimentary basins. Although Shuttle Radar Topographic Mission (SRTM) data provide reasonably accurate Digital Elevation Models (DEM), they tend to perform poorly in flat terrains because of the low spatial resolution of the data, which does not reveal landforms in gentle morphologies. Hence, the topography used in this study is derived from digitizing the elevation contours of the 1:25000 topographic maps of the area, which were analyzed using a Geographic Information System (GIS) platform to generate a medium resolution (5m) DEM. This data was exploited to construct the 2-D topographic profiles presented in this study as well as the calculation of the depth of the stratigraphic boundary separating the soil from its Paleozoic substratum.

4.4 Boreholes

In this study, 34 boreholes were exploited which cover different parts of the study area in order to reconstruct the geometry and geology of the Oued Martil basin. The same database was partially or totally used for other purposes such as groundwater vulnerability assessment in coastal aquifers of the Martil plain (Himi et al. 2017; Benabdelouahab et al. 2019) and geotechnical characterizations (Ahniche, 1997).

These boreholes were drilled by the Loukkous Hydraulic Basin Agency (ABHL) between the years 1980 and 2005, and were stopped in either Quaternary or Pliocene strata without reaching the paleozoic substratum, with depths varying between 30 to 80 m. An exception is the borehole that reached the Paleozoic substratum with a depth exceeding 100, which can be found in the North of the study area (X: 510400, Y: 558940). In order to make use of information provided by these core drilling, microremoter measurement are realized near borehole sites so as to analyze the relationship between sediment thickness and fundamental frequency in the study area.

5 Methodology

Since Nakamura (1989, 2000), several studies (Alfaro et al. 2002; Garcia et al. 2006; El-Hady et al. 2012; M. Navarro et al. 2013; López Casado et al. 2018) have used the microtremor measurements for site effect evaluation as well as seismic micro-zoning studies. Based on our literature review, the HVSR technique, which is developed by Nakamura (1989, 1997, 2008), is one of the most popular methodologies that is frequently used worldwide to identify and delimit areas of high liquefaction hazard.

The Nakamura technique has been adopted to compute the fundamental frequency response with respect to the peak amplification with the help of source tool Grilla software for different microtremor data recorded in the Martil floodplain. Thus, the obtained results from the HVSR analysis have been checked for the reliability and clarity of the peak by using the SESAME guidelines condition. Further, the Tromino devices use the Fourier spectra calculated for selected windows using the FFT algorithm (Nakamura 1989, Pandey et al. 2018; 2022); with respect to azimuth have been performed for all recorded microtremor data in the study region. The range of rotation is kept from 0 to 180 degrees for the horizontal components of motion and also the azimuth direction is selected clockwise in the north direction.

Dynamic soil response during earthquake ground motion is the object of the present work, which is assessed through HVSR method (Fig. 38). Consequently, the liquefaction phenomena is a process in which soil loses (Meshram et al. 2022), its strength and stiffness due to ground shaking during an earthquake. This can result in the ground behaving like a liquid, causing structures and buildings to sink, tilt or even collapse. In our case study, microtremor measurements were executed at 197 stations in the Martil plain. For all stations, microtremor was measured and H/V were calculated according to the procedure used in the Grilla software prepared by the group SESAME (2004). This software generates H/V curves based on the Nakamura (1989) approach. From the H/V interpretation, the predominant frequency (F_0) and the amplification factor (A_0) are easily obtained of each site (Fig.48). These parameters were then used to compute the vulnerability index (K_g) (equation below), which quantitatively

assesses liquefaction hazard intensity (Nakamura 1996; Beroya et al. 2009). Subsequently, areas with $K_g > 10$ are considered more vulnerable to liquefaction. Although K_g threshold values are arbitrary, a value of 10 is deemed reasonable by many authors (e.g. Livao et al. 2017; Akkaya 2020). Huang and Tseng (2002) concluded that the higher vulnerability index is observed in the locations where the chance of liquefaction is certain.

$$K_g = \frac{A_0^2}{F_0}$$

Where K_g is the vulnerability index, A_0 is the fundamental amplitude, and F_0 is the fundamental frequency.

The useful of K_g values is to detecting weak point and for determining the dangerous damage possibility could occur before an destructive earthquake in the areas under study (Beroya et al. 2009; Livaoğlu et al. 2019; Akkaya 2020).

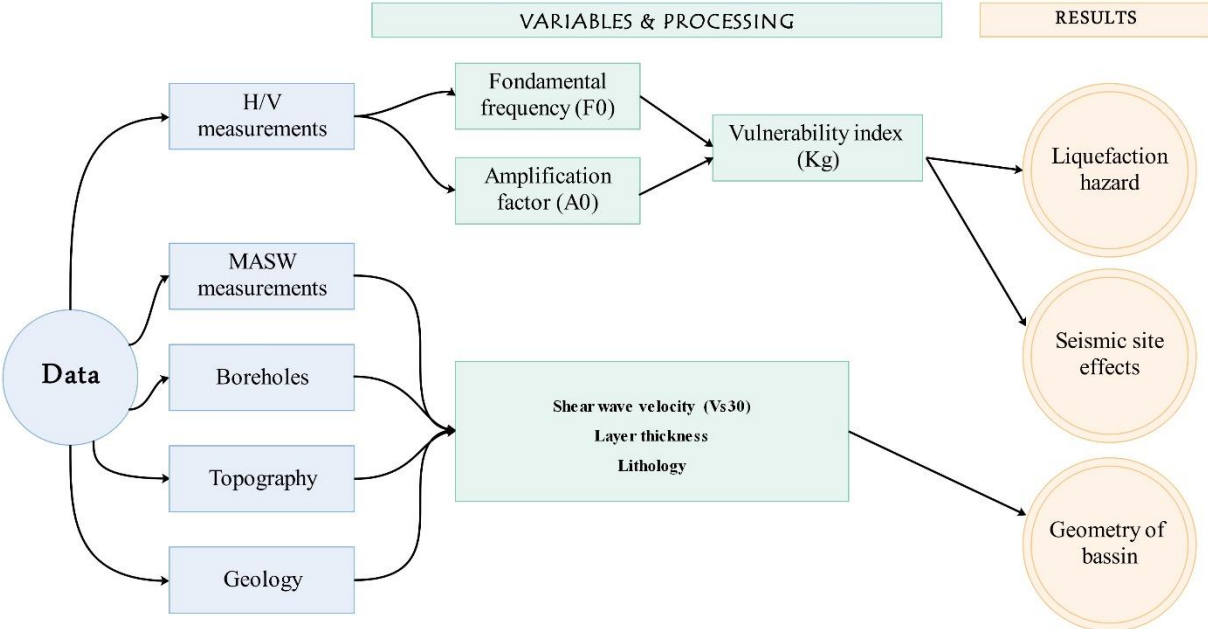


Figure 38 : Schematic model of the methodology used in this study.

6 Results

6.1 Basin geometry from core-drilling logs

The core-drilling logs were exploited in this study to build 2-D longitudinal and transverse geological cross-sections of Martil basin (Fig. 39). Overall, the geometry of the basin is defined by thick quaternary alluvial deposits resting directly over Pliocene marly material. Across the study area, a said basal layer mainly formed by semi-consolidated gravel pebble and/or sand deposits separates these two layers (Stitou. 1995; Himi et al. 2017; Benabdelouahab et al. 2018) (Fig. 39). The geological substratum in the form of Paleozoic phyllite and Greywacke material (Fig. 39–D, -E and -C) is never reached by the core-drillings, and is believed to exist in a much

deeper position according to nearshore seismological profiles provided by ENIEPSA exploration company in 1981. The same can be said about the Flysch substratum in profiles A and B (Fig. 39) which is not revealed by any borehole at the area.

A general thickening of Quaternary material towards the shoreline marks the geometry of the basin (Fig. 39 –D and –E). In some areas, a neotectonic vertical motion believed to be caused by normal faulting translates into significant and sudden changes in the thickness of Quaternary layers (Fig. 39 –D). Such changes can have important implications with regards to seismic site-effects in Oued Martil floodplain.

The transverse cross-sections reveal on the other hand the asymmetrical sedimentation processes that characterize the basin, with Quaternary material being thicker in one side of the basin or the other depending on the location (Fig. 39 –A and –B).

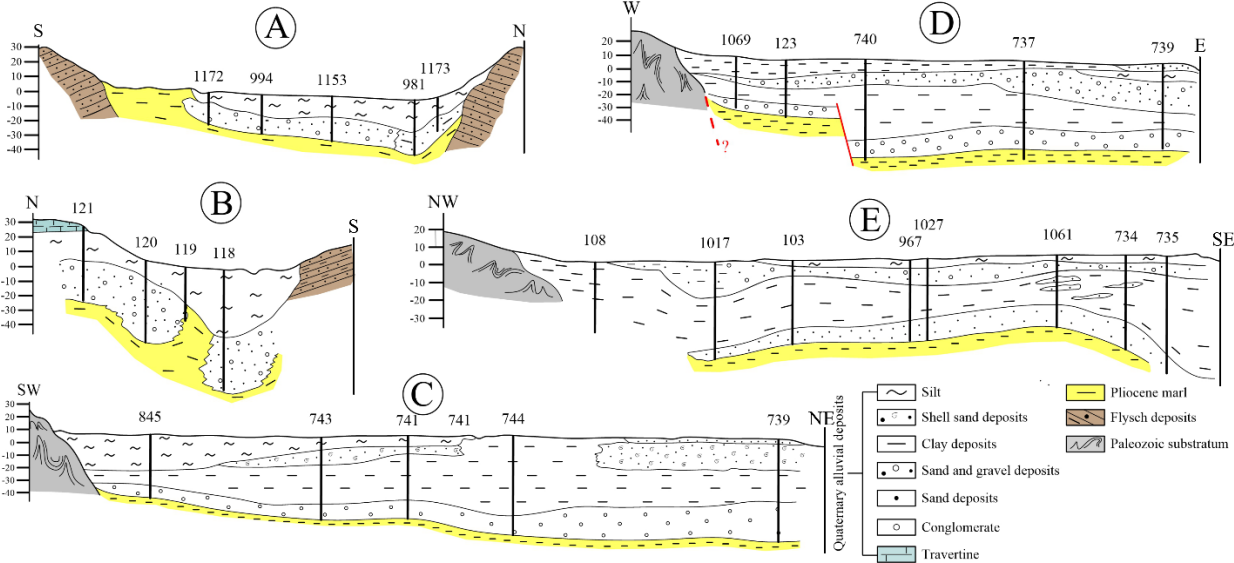


Figure 39 : Geological cross sections of Martil basin Interpreted from core-drilling data. The location of each section is shown in fig. 37.

6.2 Vs30 measurements across the study area

With regard to the shear wave velocity characteristic of each geological material present in the area, our results reveal relatively low V_{S30} values (around 280 m/s) for the Quaternary material compared to those of the paleozoic substratum (in excess of 500 m/s) (Fig. 40). Also, the V_{S30} variance for the Quaternary material is found to be small despite its above demonstrated lithological heterogeneity (Fig. 40). Based on this, one can conclude that such material can induce significant amplification effects due to its low shear wave velocity ; a fact that was previously demonstrated in other areas of the world (Castellaro et al. 2008; Graizer 2009; Laurendeau et al. 2013). Pliocene deposits are also marked by similar V_{S30} values (around 360 m/s) with an even smaller variance (Fig. 40), which exposes their vulnerability to seismic site-effects given the right circumstances (Fig. 40).

6.3 HVSR tests

The microtremor measurements yield various H/V spectral ratio peaks that range from low to high values in Oued Martil basin. Typical examples of H/V curves are illustrated in figure 41. In some H/V measurement sites, the analysis reveals no clear H/V peaks (flat curves) (station T3P9 in Fig. 41) which can be due to a multitude of factors such as the proximity of the seismic bedrock from the surface (Machane et al. 2014), or the fact that some lithological facies are known to produce such flat curves due to their low impedance contrast (Guillier et al. 2005; Vella et al. 2013). According to borehole (111-2) drilled near such material, the marly material outcrops near the surface with the absence of clear H/V peaks in its corresponding H/V curve. Such curves are indicative of little to no amplification of seismic waves ($A_0 < 2$).

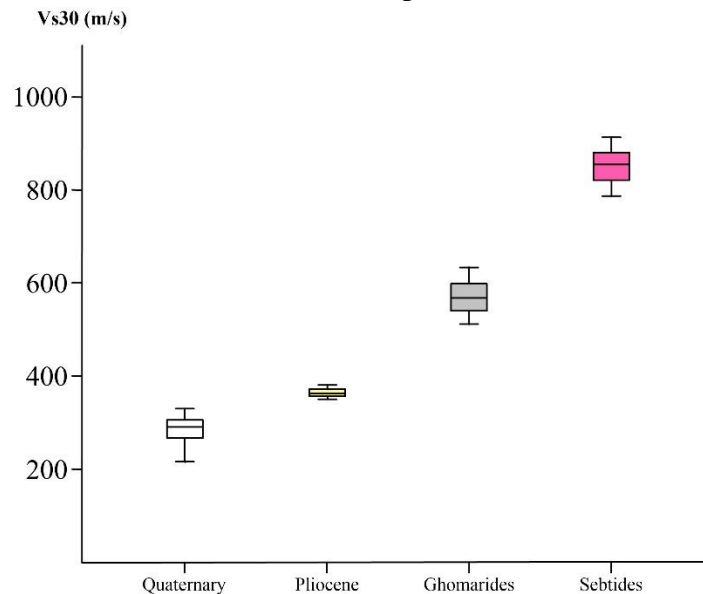


Figure 40 : Box plot of V_{S30} values in the study area.

The rest of the H/V stations are marked by a clear F0 peak (e.g. “T6P25” in Fig. 41) suggesting a strong impedance contrast between the soft sedimentary cover and its consolidated stratigraphic substratum (SESAME 2004). In fact, a large peak with a high amplification is indicative of a strong impedance contrasts (SESAME 2004; Gosar 2010; Oubaiche et al. 2012) which is susceptible to amplify ground vibrations.

In a few particular cases, the HVSr graphs show a plateau or bulging (station T5P46” in Fig. 41), suggesting low to medium contrasts (Guillier et al. 2005). These plateau curves, usually have an amplitude factor inferior to 3, and are probably due to the lithological heterogeneity of the Quaternary cover.

Some H/V curves do not show one but two peaks as illustrated in figure 41 (stations T3P21, T5P35), with an amplitude varying from 2 to 6, sometimes even surpassing 10. They are indicative of the presence of a consolidated layer in the stratigraphic sequence of the sedimentary cover, which translates into a second seismic interface (SESAME 2004; Guillier et al. 2005; Fnais et al. 2010b; Gosar 2010). Such a layer can be attributed to the consolidated Villafranchien conglomerate layer described in section 5.1. (Fig. 39). Among the more complex forms, a few measurements exhibit several peaks that are not well separated (very broad peak) (station T6P31 in Fig. 41), which reflect a complex structural setting as shown by Gosar (2010). For such cases (two clear peaks), we used the value of the peak with the highest amplitude.

Subsequently, all of the results shown above are exploited to prepare iso-frequency and amplitude maps of Martil plain.

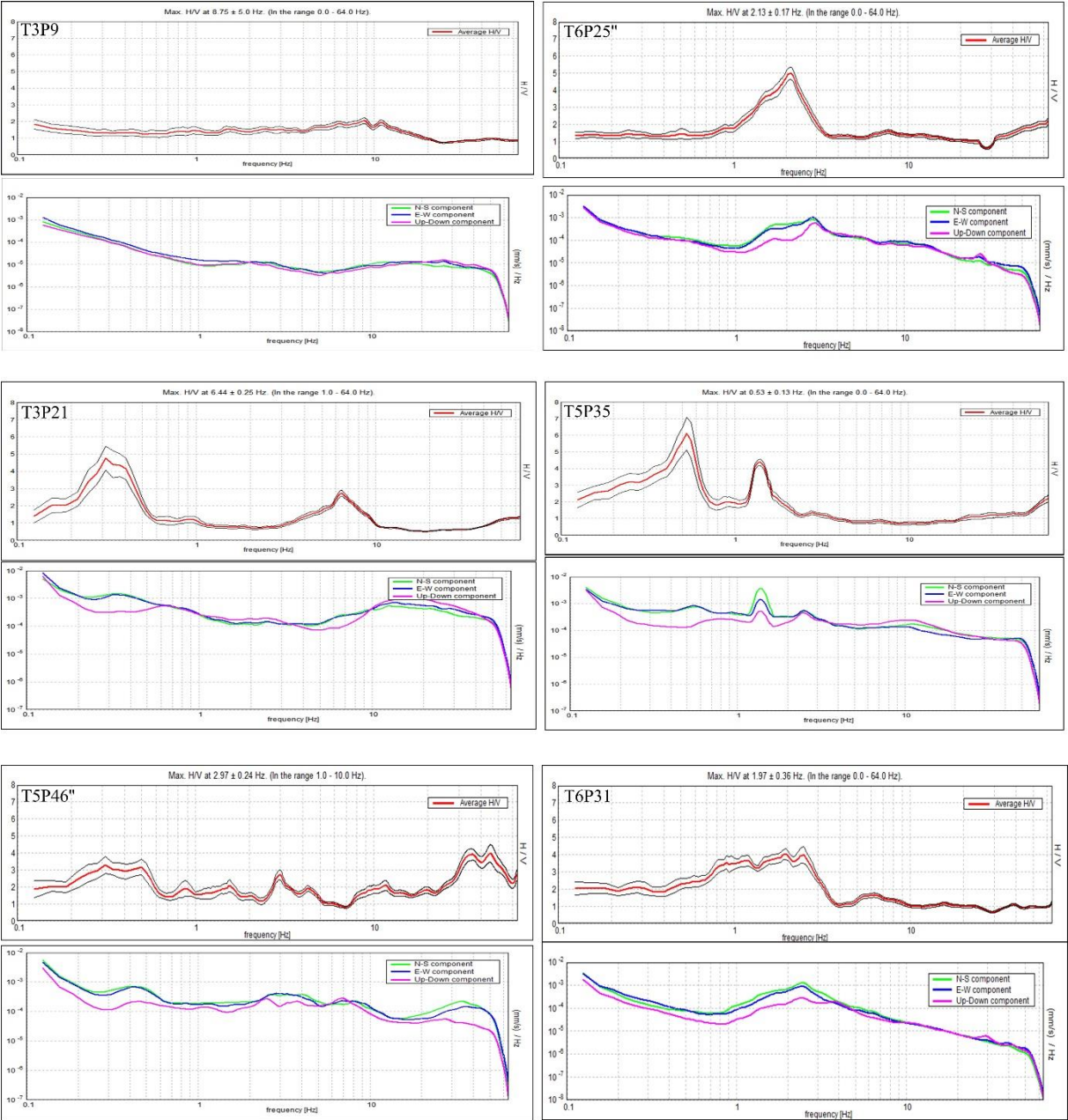


Figure 41 : Some examples of typical curves of microtremor spectrum from HVSR on Grilla software.

6.4 Microzonation Maps of F0 and A0

Based on our literature review, the H/V method plays a significant role in seismic hazard evaluation studies, especially in urban areas. In our case studies, the interpolated F0 values and their corresponding amplification factor (A0) are shown to be ranging from 0.41 to 10 Hz and 0.45 to 10, respectively (Fig. 42).

The F0 map (Fig. 42 a), also shows that high F0 values dominate the central part of the said basin, reaching their maximum near Koudiat Es-Skirej where the stratigraphic substratum outcrops. To the South, F0 values decrease gradually and come close to zero near the main

water streams at the area ($f_0 < 2.80$ Hz). These low values are present in the Mallalyienne basin as well along Oued Allila stream.

To interpret these results, one can point to the fact that resonance frequency becomes higher in areas where the depth of the sedimentary cover is greater (Parolai et al. 2001). According to Teves-Costa et al. (1996); Parolai et al. (2001); Gosar (2017) and Rezaei & Choobbasti (2017) this situation is characteristic of bedrock-soil environments because of the presence of bedrock strata far away from the surface.

In the iso-amplitude map (Fig. 42 b), it can be seen that several areas with lower amplification values (0.39 and 2.62) were found in the center of the city (Martil basin) as well as in the northwestern periphery with amplitude factors around 3. Conversely, the second range indicates an important amplification effect (3 to 7), mostly concentrated in the southern part of the plain, and high amplitudes (>7) found mostly in the peripheries of the basin. In addition, a strong amplification is observed near the coastline area at Koudiat ES-Skirej. Such results can simply be due to the influence of marine waves, which can induce errors that lead to high amplification readings (noisy measurements). Also, we suspect the presence of artefacts due to interpolation in areas with low H/V station density.

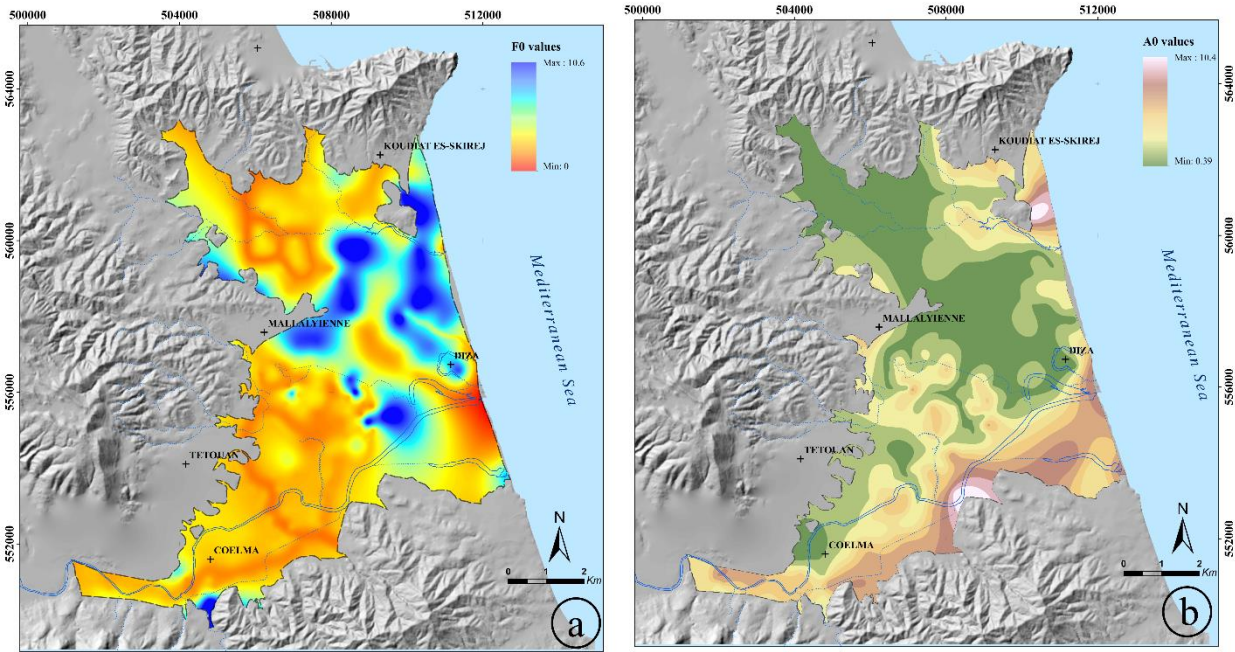


Figure 42 : a) Iso-frequency map of sediments resonance frequency and b) maps of H/V peak of the study area

6.5 Microzonation maps of the vulnerability index

From the F0 and A0 data, the ground vulnerability index (Kg) is calculated for all measurement stations conducted in the Martil floodplain (Fig. 43). In fact, this parameter (Kg) can be interpreted quantitatively, which allows estimating the soil weaknesses in seismic hazards studies, and subsequently forecast the effects of a potential destructive earthquake (Nakamura 1997).

In the study area, most of the computed Kg values are inferior to 5 (Fig. 43). These values are representative of the Mallalyienne sub-basin, with low to moderate vulnerability index values. In other areas, Kg values are ranging from 5 to 10 (Fig. 43). For terrains with high

vulnerability index values ($kg > 10$), their spatial distribution follows that of Martil river. They are concentrated in the Southern segment of the basin, where the geology is dominated by asymmetrical Quaternary alluvial deposits (Fig. 43). Possible reasons explaining such a spatial distribution are discussed below.

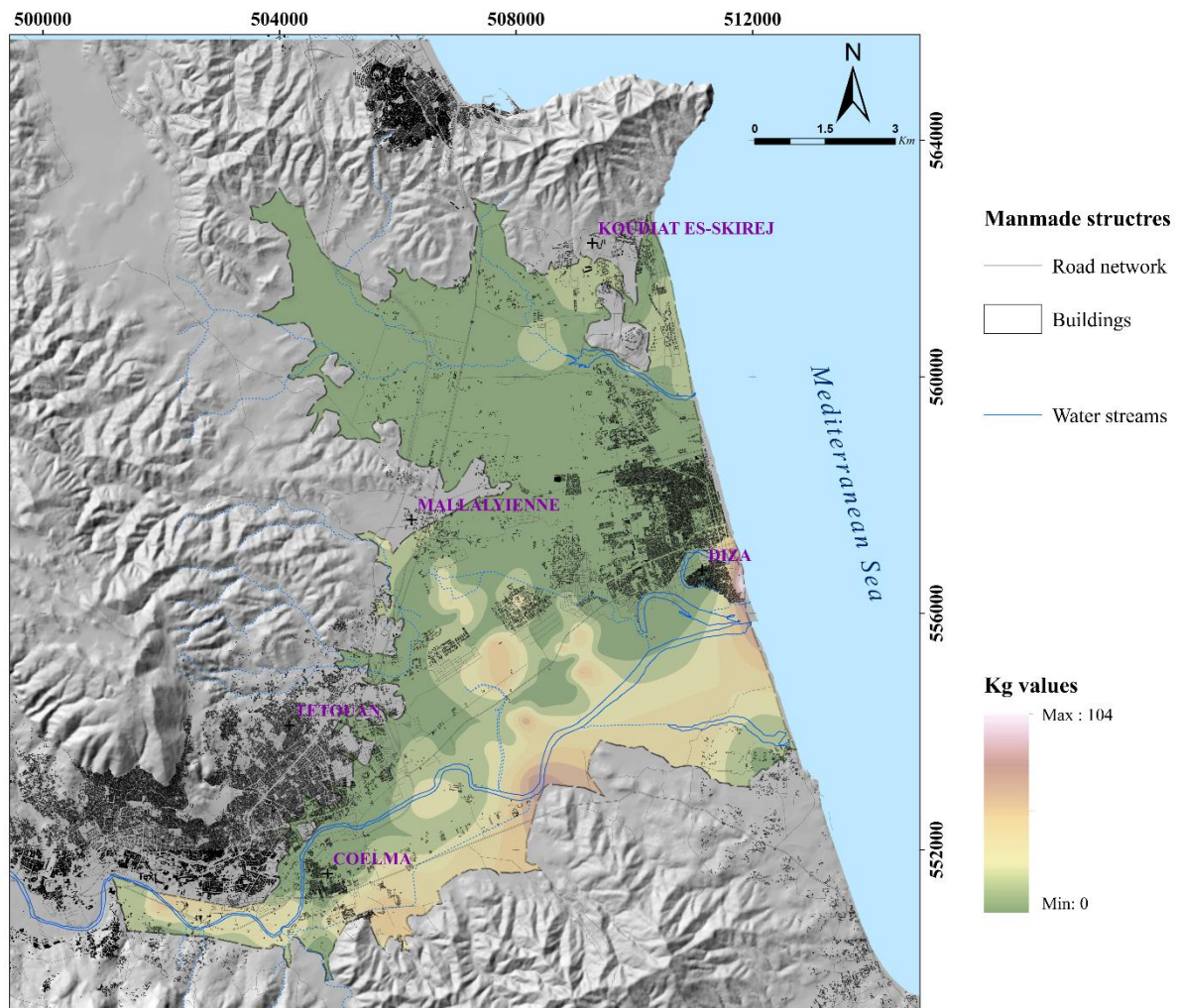


Figure 43 : Vulnerability index (Kg) maps of the study area

7 Discussion

7.1 Socio-economic implications

The optimal goal of seismological research is mitigating the impact of earthquakes on human societies. In this regard, this work constitutes a preliminary characterization of liquefaction vulnerability, which is not only important to geologists and geomorphologists alike, but can also save lives and reduce economic damage to the community. In addition, the Kg map produced in this study can be considered as an important indicator in any future risk management and mitigation plan especially in coastal areas that are densely populated such as Martil plain.

In effect, the densification of human settlements alongside coastal areas is a worldwide phenomenon (Small et al. 2000; Small and Nicholls 2003; Barragán and De Andrés 2015). In

Morocco, the population growth in the coastal areas has been very significant. For instance, the coastal population of Northern Morocco grew from 9.4 million inhabitants in 1982 to 14.8 million in 2000, thus marking a 60% increase in only 16 years (El Mrini and Nachite 2008). However, this growth is not uniformly distributed alongside the Moroccan Mediterranean coast. It is mainly focused on coastal areas of the Tangier peninsula in general and Tetouan and Tangier cities in particular (El Mrini and Nachite 2008). Thus, while the average annual growth rate from 1994 to 2004 was 1.4 percent at the national scale, Tetouan province was marked by a 2.1 percent rate, which is amongst the highest nationally (RGPH 2004). Also, according to the Center for Demographic Studies and Research (CERED), the coastal municipalities show the highest annual growth rates with 5.18%, a rate that can be maintained for a long time according to future projections (e.g. 5.24% is projected from 2004 to 2025).

This change in the demography and population density distributions translates into higher probability of natural hazard occurrence and introduces additional challenges for authorities responsible for risk management and mitigation. This is especially true in the Martil floodplain because of its relatively faster growth of 300% from 1971 to 2004. The population doubled again from 2004 to 2014 according to RGPH (2014), thus making it the fastest growing town/city of the country. This creates high demand for real estate in the area, thus exposing the population to more risk. This is more true in the case of the economically disadvantaged people who are forced to adopt unregulated and sometimes ill-adapted construction practices that can cause great economic damage in the future. A clear example of this situation is the Diza district, which is built on backfill material that covers old swamp deposits (Khabali et al. 2003). This is proven by our results that show high K_g values in the Diza area due to the presence of a high concentration of moisture in the subsoil layers.

Despite this, two major earthquakes that affected the Al Hoceima city in 2004 ($M_w=6.3$) (El Alami et al. 1998; Jabour et al. 2004; Stich et al. 2005; Akoglu et al. 2006) and later in 2016 ($M_w=5.2$) (Kariche et al. 2018b), did not cause any significant site effects in the study area. The seismically active zone, which produced these earthquakes that left behind major socio-economic damages, is far away from Martil plain and thus the effects of the seismic occurrences are not fully felt. Other than these two occurrences, historic events such as the 1755 tsunamigenic earthquake (Martinez Solares et al. 1979; Gutscher et al. 2006) and the infamous Ghomara earthquake (El Mrabet 2005) may have induced significant site-effects at the study area. However, their impacts are not documented and thus may never be revealed.

Our best bet is the use of scenario-based seismic hazard modelling techniques such as the Peak Ground Acceleration (PGA) approach, which may provide important information regarding the impact of major earthquakes and the possibility of triggering destructive liquefaction processes. This would help to identify areas that are most vulnerable to liquefaction during earthquakes and inform the development of appropriate measures to mitigate these risks. Data from Southern Spain suggest high PGA values including site-effects near the coastline (Benito et al. 2010). Given the geological similarities between both the latter region and the study area (Didon et al. 1973), similar results are expected in Northern Morocco. However, a study is needed to prove the presence of such high levels of seismic hazard.

7.2 Seismic site-effects in Northern Morocco

The spatial distribution of the vulnerability index map shows that the largest k_g values are located in the southern parts of the plain, more precisely along the Oued Martil main stream. Based on K_g equation, the value of k_g is proportional to that of A_0 . And knowing that the highest values of A_0 reflect a strong impedance contrast between soft, water-rich sedimentary layers and their respective bedrock (Gosar 2010), such a distribution is indicative of a thick sedimentary cover at this portion of the basin. In fact, the distribution of the k_g values in Martil basin are irregular, even within the same Quaternary deposits. The high k_g values found in area characterized by high amplitude (areas near the coast or rivers). Differences in the values may be related to the irregularities of the lithology and the existence of the weathered soils and diverse sedimentary deposits of Oued Martil. Moreover, a satisfactory correlation between fundamental frequency and thickness of the soft sediments are observed, though with large dispersion. This may be due either to errors of the bedrock depth estimation or to possible existence of additional superficial strata (e.g., soft colluvium, man-made deposits) which were not included in the subsoil profile. Targeted geological, geophysical and geotechnical data collection is needed to shed light on this issue and refine our understanding with respect to seismic risk of the Martil basin.

This can be explained by the fact that the bedrock blocs in the Northern segment of the floodplain underwent a relative uplift in consequence to neotectonic processes. This fact was evidenced by the topographic position of marine terraces which were shown to be more elevated in the N compared to their southeastern counterparts (Rampnoux et al. 1977; El Kadiri et al. 2010a; Romagny 2014). Also, at the historic roman site Tamuda (Fig. 37), a Tensifian (Moroccan quaternary subdivision) fluvial terrace is buried under current alluvial deposits, which suggests a recent neotectonic disturbance (El Gharbaoui 1977). Being that this occurred in the Southern part of the said basin, it further exposes the above-mentioned asymmetrical deformation along the major Tetouan fault, marked by differential subsidence rates. The latter mechanisms explain the current surface and subsurface flow that favor the migration of water streams towards the South of the plain, thus increasing the potential for seismic site-effect occurrence.

With regards to the technique used in this paper, after Nakamura (1989; 2000), many researchers have used the same method (HVSR) for the purpose of seismic site-effect characterization (Navarro et al. 2002, 2013; Gaspar-Escribano et al. 2010; Gosar 2010, 2017; Choobbasti et al. 2014; Livaoğlu et al. 2019; Akkaya 2020; EL Hilali et al. 2021). In Northern Morocco, only two research papers can be considered with regard to the matter of seismic hazard characterization using this technique.

The first is authored by Arab et al. (2021), who mainly focused on the central Rif region. However, we believe that the data points used by these researchers are not sufficient to characterize such a vast and geologically heterogeneous area. In fact, these researchers only present one H/V measurement per sedimentary basin, which does not allow establishing realistic seismic microzonation maps. Compared to our research which presents the site effect intensity variation across the whole sedimentary body of the Oued Martil floodplain, these authors try to compare site-effects across multiple basins based on one H/V station per basin, which may induce large sampling errors that mischaracterize their seismic behavior. Therefore, we cannot compare our findings to theirs. Moreover, in the scientific literature dealing with

site effects assessment and seismic microzonation, the usual practice is to plot the spatial distribution of site amplification frequencies as contour maps (Bonney-Claudet et al. 2009), which is not achieved by these authors.

The second research effort in the area is presented by Chaaoui et al. (2021), who used a more or less similar approach to the one adopted in this study. However, the geological and geomorphological setting of the eastern Rif region is drastically different to that of our study area, thus our research presents the only reference in the Northern Rif that is yet to be validated by future research.

In southeastern Spain which is characterized by the same seismicity as our study area, Navarro et al. (2002); Navarro et al. (2013); López Casado et al. (2018), used Nakamura's method seismic microzonation purposes in the context of urban development planning. According to these authors, the HVSR method is a very useful that provides good information regarding ground motion. The same can be said about our study area where the performance of this method was deemed sufficient to reach our research aims.

7.3 Limitations of the model

According to studies that use ambient noise measurements (Lermo & Chávez-García 1993; Lachet & Bard 1994; Parolai et al. 2004), they general associated their findings to some limitations related to the performance of the tests under various uncontrolled conditions. Among latter, the amplification functions, estimated from the microtremor measurements are only acceptable for simple stratigraphic geometries characterized by horizontal material boundaries. Also, Massa et al. (2014), who were focused on the effectiveness of different spectral ratio techniques in detecting topographic effects, signaled that the H/V technique may be ineffective in identifying the fundamental frequency, especially, in the case of topographic irregularities, since they do not reflect the 1-D configuration. However, in our case study none of the above-described technical limitations were confronted due to the subhorizontal topography and the simple stratigraphic disposition of Oued Martil basin.

However, Gueguen et al. (2007), who use the H/V method on Grenoble Valley, reported considerable errors when using this technique in the thinnest sediment layers, especially at the edges of the basin where the greatest differences occur, the soil is more heterogeneous and the bedrock topography is outstanding. They also exhibit that the geometry of the basin can have a crucial effect on the resonance frequency estimated by the H/V technique. In addition, this study shows errors of about 10% concerning the determination of the depth of the bedrock directly from the interpretation of experimental H/V frequency values. Nevertheless, in our case study, the resulting K_g values are deemed reasonable and concordant with field observations and geomorphological data. That being said, it is also worth mentioning that the heterogeneity of the Quaternary material in the study area (Fig. 39) and its anisotropic morphology confused the interpretation of some H/V curves because of the secondary H/V peaks that result from the lithological boundaries within the sedimentary cover.

Also, Bonney et al. (2009) points out the performance of HVSR technique is found to be better in case where a clear H/V peak is identified. Conversely, in the case of broadband amplification of strong ground motion, this technique performs poorly. In such cases, the H/V method provides only the lower amplification frequency, as previously observed by Lebrun et

al. (2002). This problem was also not evident in our case study since no broadband peaks were obtained in any of our measurement stations.

However, in our case study, the main challenges that we faced were related to data acquisition during windy days and in the areas near industrial zones or near high traffic roads, which have significant effects on the accuracy of the H/V analysis. To limit such effects, we carefully chose the acquisition time as explained earlier. In fact, the reason for this limitation is still debated. For Konno & Ohmachi (1998); and Bonnefoy-Claudet, Cotton, et al. (2006b), it could be related to the horizontal polarization of Rayleigh waves, which is involved in the origin of the H/V peaks. However Arai & Tokimatsu (2000) and Bonnefoy-Claudet et al. (2008) link such phenomena to the influence of the Love waves, which have a significant effect on the H/V ratio in certain the frequency ranges. Either way, this poses a limitation that needs to be addressed carefully before proceeding to the acquisition step. In highly developed areas, this can significantly the acquisition time and the budget of research projects, which needs to be considered in planning for the execution schedule.

Finally, scenario-based on seismic hazard modelling techniques such as the PGA approach can be used for understanding the seismic site-effects in Martil floodplain, and for assessing the liquefaction hazard on the built environment. Overall, additional microtremor measurements inside buildings can enhance our understanding of soil-structure resonance and help engineers design more resilient buildings, as well as to develop effective emergency response plans for earthquake events (next section).

II. Mesure des fréquences propres des bâtiments choisis au niveau de la province de Tétouan (en cours de préparation)

1 Introduction

Depuis les premières installations d'instruments dans les structures de génie civil au début du XXe siècle (Omori 1922 ; Carder 1936), les enregistrements des vibrations ambiantes et des séismes dans les bâtiments ont facilité la compréhension de la relation entre les caractéristiques dynamiques des structures de génie civil, telles que les fréquences propres et l'amortissement, et leurs propriétés physiques. Toutefois, le facteur le plus important dans la prédiction de la distribution des dommages causés aux bâtiments par les tremblements de terre est la relation entre la fréquence fondamentale d'un bâtiment et la fréquence fondamentale du sol sur lequel le bâti est construit. Le danger potentiel de résonance sol-structure est identifié en comparant le spectre de réponse H/V des bâtiments de différentes hauteurs et l'H/V du sol à proximité.

La fréquence d'un bâtiment étant reliée à la rigidité et à la masse de celui-ci, une chute de fréquence indique une baisse de rigidité (Gallipoli et al. 2010), pour une masse constante. Ceci s'explique à la fois par le comportement non linéaire des éléments structuraux, par l'ouverture des fissures, préexistantes à la sollicitation ou non, mais également par l'effet de l'interaction sol-structure et par le comportement non-linéaire du sol (Udwadia et Trifunac, 1973 ; Dunand, 2005 ; Todorovska et Trifunac, 2007). Du fait d'une ouverture irréversible des fissures, des variations permanentes peuvent également apparaître en raison de dommages structurels prononcés (e.g: Clinton et al. 2006; Dunand et al. 2006). Ainsi le suivi des fréquences d'un bâtiment permet d'effectuer une surveillance de l'état d'endommagement des structures de génie civil.

En effet, les mesures du bruit de fond ont été réalisées sur 43 bâtiments choisis au niveau des villes de Tétouan et Martil. Néanmoins, il existe un intérêt croissant pour la protection des monuments historiques (Nakamura et al. 2000; Moisiđi et al. 2004; Stanko et al. 2016), l'application de la méthode H/V et les résultats présentés dans cette étude sont d'une grande importance pour le patrimoine monumental ainsi que pour la planification urbaine de la ville urbaine de Tétouan-Martil.

2 Origine et nature des vibrations ambiantes des structures

En ville, objet de notre étude, ce sont les activités humaines qui constitue la source du le bruit de fond au-dessus de 1 Hz. Elles sont très variables dans la journée (alternance jour/nuit, pauses) ainsi que dans l'année (vacances, événements) (Bonneyoy-Claudet, 2004). Elles vont être largement prépondérantes dans l'amplitude du bruit en journée. Certaines machines induisent une fréquence considérée comme parasite car elle est très marquée (forte amplitude, bande de fréquence très fine car non amortie).

Les différences de pression et de température dans l'atmosphère, qui induisent du vent, sollicitent également les structures. La sollicitation par la pluie est plutôt verticale donc intervient peu comme sollicitation directe. Le vent possède un maximum d'énergie la plupart du temps entre 0.01 et 0.05 Hz, donc hors de la bande de fréquence correspondant aux structures

courantes (0.5 – 15 Hz) mais garde de l'énergie jusqu'à 1 Hz. L'amplitude de cette sollicitation est très variable mais, en dehors des épisodes de vent fort et des structures de grande hauteur, elle est significativement plus faible que l'excitation par le bruit de fond sismique.

En conséquence, les sources internes sont généralement considérées comme parasites car elles ne sollicitent pas la structure de façon homogène. Comme dans le bruit de fond sismique, les machines, en particulier les ascenseurs et les ventilations, sont néfastes à l'homogénéité de la sollicitation. De même, le passage de piétons à côté d'un capteur sollicite le plancher à proximité et non la structure.

3 Principe et méthode de mesure

Une application de la méthode simple (H/V) est présentée pour la détermination des paramètres dynamiques des bâtiments exprimés par les fréquences fondamentales à partir des mesures du bruit ambiant à l'intérieur du bâtiment. La technique de microtremor HVSR est un estimateur valable de la fréquence fondamentale/naturelle du bâtiment (Gallipoli et al. 2004; Gosar et al. 2010; Stanko et al. 2016). La fréquence fondamentale d'un bâtiment est faible pour un grand bâtiment et élevée pour un petit bâtiment (Gallipoli et al. 2010).

Pour ce faire, on a placé le capteur (Tromino) près que possible du centre de masse du bâtiment pour éviter l'influence de la torsion du bâtiment et près du mur pour éviter l'effet de la vibration de la membrane du plancher (Gallipoli et al. 2010). L'instrument a été orienté parallèlement à l'axe du bâtiment et positionné suivant un alignement vertical étroit avec la même orientation à chaque étage. La durée d'enregistrement était de 16 minutes avec un taux d'échantillonnage de 256 Hz. Les mesures ont été effectuées au dernier étage du bâtiment, à l'étage intermédiaire du bâtiment pour les bâtiments plus élevés (le silo de la mosquée comme un exemple), et au sous-sol. Les transitoires forts (principalement des bruits de pas humains) ont été exclus de l'analyse.

Les fréquences des bâtiments sont alors estimées comme étant les fréquences des pics des amplitudes spectrales moyennées. Les pics de ces moyennes (valeurs maximales des spectres) correspondent aux fréquences propres des bâtiments. Les résultats sont présentés selon les deux directions ; N (Longitudinale) et E (Transversale) (Fig. 44 a). Cependant, ces deux directions représentent les oscillations du bâtiment dans le sens longitudinal ou transversal (Fig. 44 b)

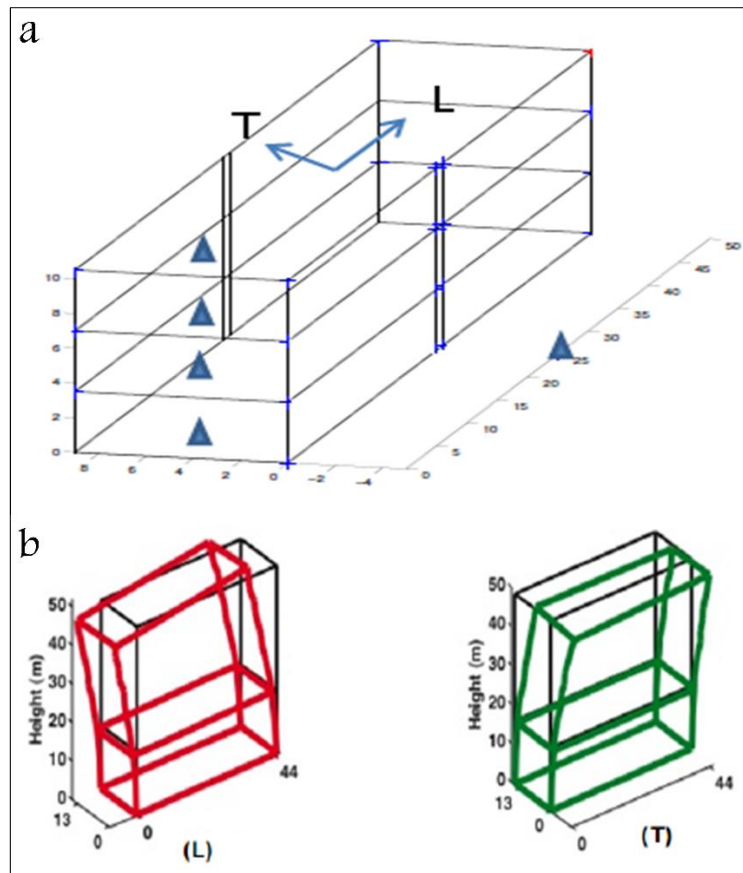


Figure 44 : Réalisation des mesures des fréquences propre du bâtiment et au niveau du sol, L et T sont respectivement les directions longitudinales et transversales et b) Les oscillations L et T montrant l'effet de la plateforme précontrainte (Michel et al. 2010a)

Une analyse directionnelle d'H/V a été réalisée pour analyser les effets directionnels du mouvement du sol et pour démontrer comment les bâtiments reçoivent une contribution d'énergie microsismique (bruit ambiant) le long des différents axes. Cette analyse permet de voir si le rapport H/V moyen reçoit une contribution plus importante de l'une des deux composantes horizontales, et la direction dans laquelle il opère.

4 Résultats et discussion

Les mesures effectuées dans les bâtiments ont confirmé que les mesures H/V sont un outil efficace pour identifier les principales fréquences des bâtiments. Pour toutes les maisons mesurées (tableau 4), il a été possible d'identifier les fréquences longitudinales (N-S) et transversales (E-W) à partir des deux spectres d'amplitude. Cette amplification locale du site peut entraîner des différences significatives dans les dommages structurels au sein d'une même zone.

Cependant, Le facteur le plus important dans la prédiction de la distribution des dommages aux structures/bâtiments est la relation entre la fréquence fondamentale de la structure/bâtiment et la fréquence fondamentale des sédiments du sol meuble sur lequel le bâtiment est construit. Si la fréquence propre du bâtiment est proche de la fréquence propre du sol, le mouvement sismique du sol créera une résonance avec le bâtiment (Gallipoli et al. 2004; Gosar et al. 2010;

Stanko et al. 2016; Gosar 2017). Le danger potentiel de résonance sol-structure dans la zone urbaine est identifié en comparant les mesures de microtremor dans les bâtiments de différentes hauteurs (1-5 étages) et les mesures de champ libre à proximité.

En effet, nous avons trouvé une bonne correspondance dans la fréquence des pics des mesures prises à différents étages d'un même bâtiment, montrant une réponse d'amplitude croissante à des niveaux plus élevés. Le but de cette étude n'étant pas de discuter du comportement dynamique des bâtiments mais d'identifier les résonances possibles entre le sol et la structure. Un exemple des résultats obtenus à l'étage le plus élevé de chaque bâtiment est illustré ci-dessous (Fig. 45), cependant les différents résultats obtenues dans les villes Tétouan-Martil sont présenté dans le tableau 4.

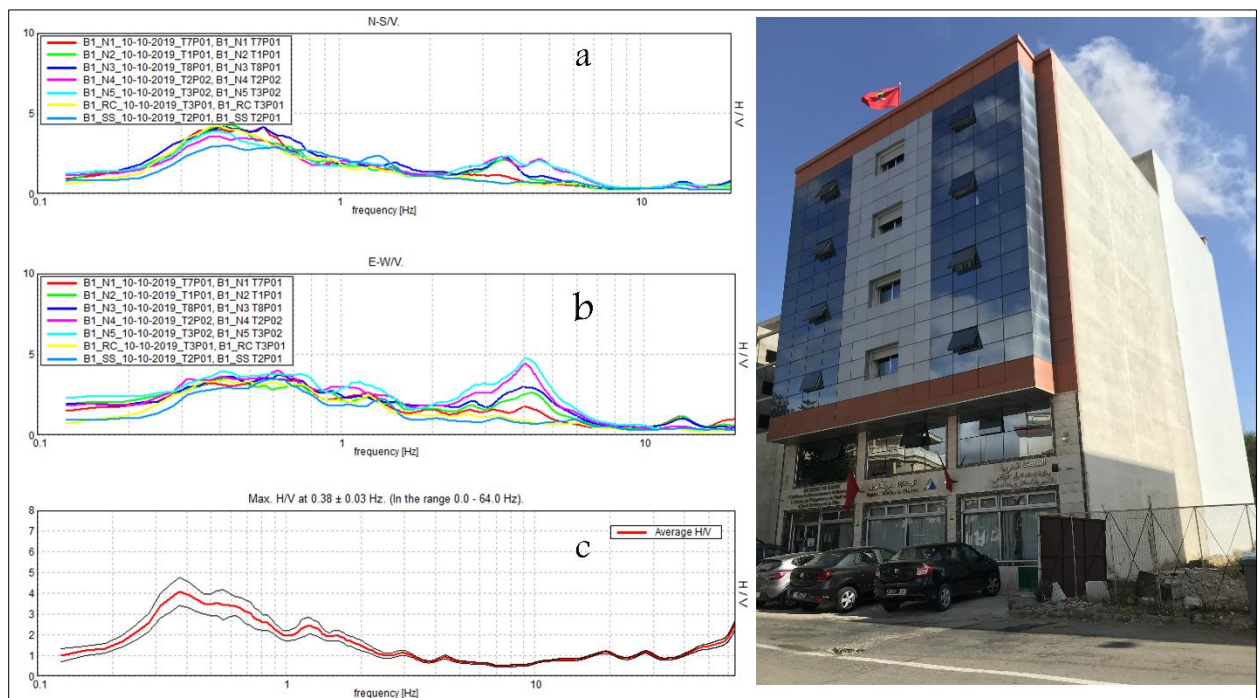


Figure 45 : Fréquence fondamentale de bâtiment ausculté (agence urbaine). a) composante N-S correspond la direction longitudinale, b) composante E-W correspond la direction transversale et c) mesure au sol. L'axe des x représente la fréquence (Hz). L'axe des y représente l'amplitude H/V. Les résultats sont résumés dans le tableau 4.

Tableau 4 : Potentiel de résonance sol-structure de différent bâtiment ausculté au niveau des villes Tétouan-Martil

	Nombre d'étage	N-S (Hz)	E-W (Hz)	Sol (Hz)
Bâtiment ausculté au niveau de la ville de Tétouan				
Agence urbaine	R+5	3.44	4.28	0.38
Salle couverte	RDC	11	1.5	3.77
Lycée Hassan 2	R+1	5.5	9.5	0.59
Collège 6 novembre	RDC	8	6.2	0.78
Maison culturelle	R+1	8	10.4	0.91
Chambre de commerce et d'industrie	SS/R+2	6.3	7.08	0.91
Lycée ben Abdellah	R+1	3.95	7.3	0.84
Hôpital Saniart Rmel	R+3	8.25	5.51	0.38
	R+2	8.41	8.63	0.38
Mosquée EL Msala	R+1	0.8	1.2	1.08
	Silo	2.6	2.5	1.08
Mosquée Mohamed VI	RDC	0.56	0.56	0.5
	Silo	3.4	3.4	0.5
Collège 3 Mars	R+1	7.2	9.5	0.4
	RDC	3.1	2.8	0.4
Lycée Omar Ibn khatab	RDC	10.5	13	3.9
Présidence Abdelmalek Essaadi	R+1	6.94	7	0.63
Protection civil 1	RDC	8.63	8.58	0.59
	RDC	13.61	13.96	0.59
	RDC	13.61	11.82	0.59
Protection civil (bloc 1)	RDC	3.34	2.49	1.12
Cité universitaire	R+3	3.44	4.28	0.38
Collège 20 aout	RDC	9	12.8	0.63
	R+1	11.3	10.08	0.63
Bâtiment ausculté au niveau de la ville de Martil				
École normale supérieure	RDC	3.95	3.54	0.34
	R+1	3.68	4.05	0.34
Mosquée Mohamed V	RDC	3	2.77	0.34
	Silo	2.26	2.55	0.34
Collège Ibn Rochd	R+1	9	8.8	0.55
	RDC	1.3	1.4	0.55
Salle couverte	RDC	3.7	3.4	0.31
Lycée Mohamed VI	RDC	1.49	2.6	0.34
	R+1	1.33	1.44	0.34

À titre d'exemple de cette investigation, le bâtiment d'agence urbaine (Fig. 45) est situé dans la partie centrale de la ville de Tétouan, où un pic clair à la fréquence de 0.38 Hz avec une amplitude de 4 a été obtenu lors de la mesure en champ libre (sol). Les fréquences principales du bâtiment N-S (3.44 Hz) et E-W (4.28 Hz) ont été identifiées. La résonance sol-structure est donc très loin (tableau 10), ce qui signifie que ce bâtiment n'est donc pas exposé au risque de résonance sol-structure en cas de tremblement de terre.

Pour le reste des bâtiments auscultés, l'effet de résonance est faible, néanmoins, quelques bâtiments de rez-de-chaussée présentent des fréquences des composants spectrales (N-S et E-W) au même niveau que celui du sol (tableau 9). Cela est expliqué par les mesures dans le même niveau avec le sol et pour éviter cet effet les mesures doivent être faites au plancher (malheureusement l'accès est inaccessible à cause de l'absence d'escaliers) ou de prendre des mesures de sol loin du bâtiment (~50 m) afin d'éviter l'influence de celui-ci et immédiatement après les mesures dans le bâtiment.

Les mesures de microtremor à l'intérieur des bâtiments se sont révélées efficaces et rapides, les résultats fiables, les estimations précises et stables dans le temps des fréquences des modes de vibration des bâtiments. Avec les mesures en champ libre pour évaluer la fréquence fondamentale des sédiments, la première tentative a été faite pour évaluer les dangers de la résonance sol-structure dans l'étude du site. Enfin, l'analyse de la réponse du site à grande échelle dans les cas d'intérêt doit être effectuée pour un scénario de tremblement de terre différent, en particulier dans le cas de bâtiments nouvellement construits.

III. Conclusion

Dans ce chapitre, nous utilisons la technique H/V pour l'évaluation de l'effet de site sismique dans un environnement sédimentaire alluvial. Nos résultats, suggèrent des liens intéressants entre la géométrie du bassin, les structures du sous-sol et bâtiments construits dans ces environnements avec les distributions spatiales des fréquences de résonance du sol que du bâtiment et de l'indice K_g .

Ces effets doivent être étudiés plus avant car ils peuvent expliquer non seulement les risques sismiques dans la zone d'étude, mais aussi dans des contextes géologiques similaires dans la région de la mer d'Alboran. En effet, la variabilité spatiale est liée à la géologie de surface "effets de site", si l'une des fréquences du sol coïncide avec l'une des fréquences du bâtiment, et que l'énergie incidente à cette fréquence est importante. Le mode correspondant du bâtiment sera particulièrement excité, les déformations résultantes en seront plus importantes, et donc l'endommagement plus élevé si l'énergie incidente du séisme est suffisante.

La comparaison entre les fréquences des sols et les fréquences propres au niveau des bâtiments concernées par l'étude nous indique que le phénomène de résonance sol-structures en cas de séisme n'aura pas lieu au niveau des bâtiments auscultés.

Risque sismique – Etat de l'art

Les analyses des risques sismiques au niveau territorial sont importantes aussi bien pour le développement de stratégies de prévention que pour la gestion des urgences après un tremblement de terre. Ces dernières ont toujours fait partie de notre vie, ils se produisent tous les jours dans le monde entier. Leur menace est imminente car ce sont des évènements imprévisibles de très courte durée dont les effets directs sont quasiment instantanés (Boukri 2014).

Le risque sismique auquel sont exposées les agglomérations urbaines est devenu une priorité mondiale en raison des pertes potentielles en vies humaines et en biens (Horita et al. 2018; Paleari 2018), parce que les autorités continuent d'investir dans les régions à risque à un rythme accéléré (Desai & Sarmiento 2015) et en raison des mauvaises stratégies d'urbanisation (Rus et al. 2018) et de l'ignorance et du manque d'éducation de la société à l'égard de ce risque (Kenny 2009). Au fait, le risque sismique est élevé lorsqu'il s'agit des villes où il y a une grande concentration de population ou un regroupement industriel (Frolova et al. 2017). Le développement socio-économique du pays peut augmenter le risque naturel en général et le risque sismique en particulier.

Au cours des dernières décennies, de nombreux tremblements de terre se sont manifestés dans le monde (Fig. 46), laissant derrière eux un grand nombre de blessés, de morts et d'importants dégâts matériels (Jaiswal & Wald 2010; Daniell et al. 2012; Wyss et al. 2022). Par conséquent, la communauté scientifique a largement étudié et enregistré les événements

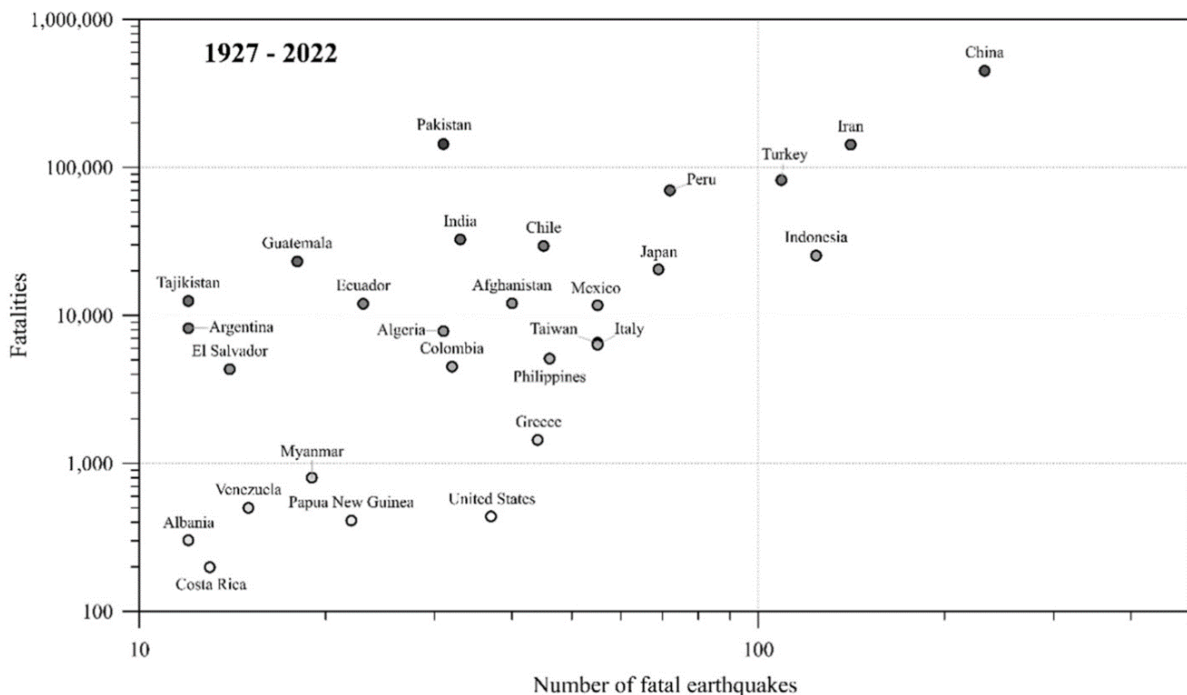


Figure 46 : Les fatalités en fonction du nombre de tremblements de terre meurtriers par pays Wyss et al. 2022

sismiques depuis le XIXe siècle grâce à la progression de la sciences (Agnew et al. 2002).

Cependant, l'enregistrement instrumental des événements sismiques au Maroc ne date que du début des années 1960, après le séisme dévastateur d'Agadir 1960, qui a fait plus de 12000 victimes et a complètement détruit 75% de la ville (Duffaud et al. 1962; Cherkaoui T-E. 1989). Dans le nord du Maroc, l'activité sismique récente est principalement concentrée dans les environs de la ville d'Al Hoceima, qui a connu en l'espace de 10 ans deux violents séismes, l'un en 1994 et l'autre en 2004. Ce dernier ($M_w=6,3$), plus violent, a causé la mort de 629 personnes, fait 926 blessés et laissé derrière lui 15 230 sans-abri et 2539 bâtiments détruits (El Alami et al. 1998; Jabour et al. 2004; Stich et al. 2005; Akoglu et al. 2006; Talhaoui et al. 2022). Un événement plus récent a eu lieu en 2016 avec des conséquences moins graves (Kariche et al. 2018b).

De fait, il est important de souligner que les séismes peuvent induire d'autres phénomènes naturels dans les heures et jours suivants (Fig. 47). Ainsi, il a été observé que des mouvements de failles actives ont engendré des subsidences et relèvements (uplifts), des mouvements de terrain ont été déclenché par les séismes (Rodriguez et al. 1999; Bommer and Rodriguez 2002; Havenith and Bourdeau 2010). Par exemple, lors du tremblement de terre péruvien en 1970, près de la moitié des 54 000 morts étaient dus à un glissement de terrain déclenché par la secousse et enfouisse des villages voisinages (Lomnitz 1970). Néanmoins, les vibrations du sol suit un tremblement de terre peuvent également déclencher des risques géotechniques secondaires, notamment la liquéfaction et le tassement des dépôts meubles (effets de site) (Martín-Chivelet et al. 2011; Boncio et al. 2020; El Hilali et al. 2021, 2023), bien que ces risques puissent augmenter considérablement l'impact humain, social et économique d'un tremblement de terre.

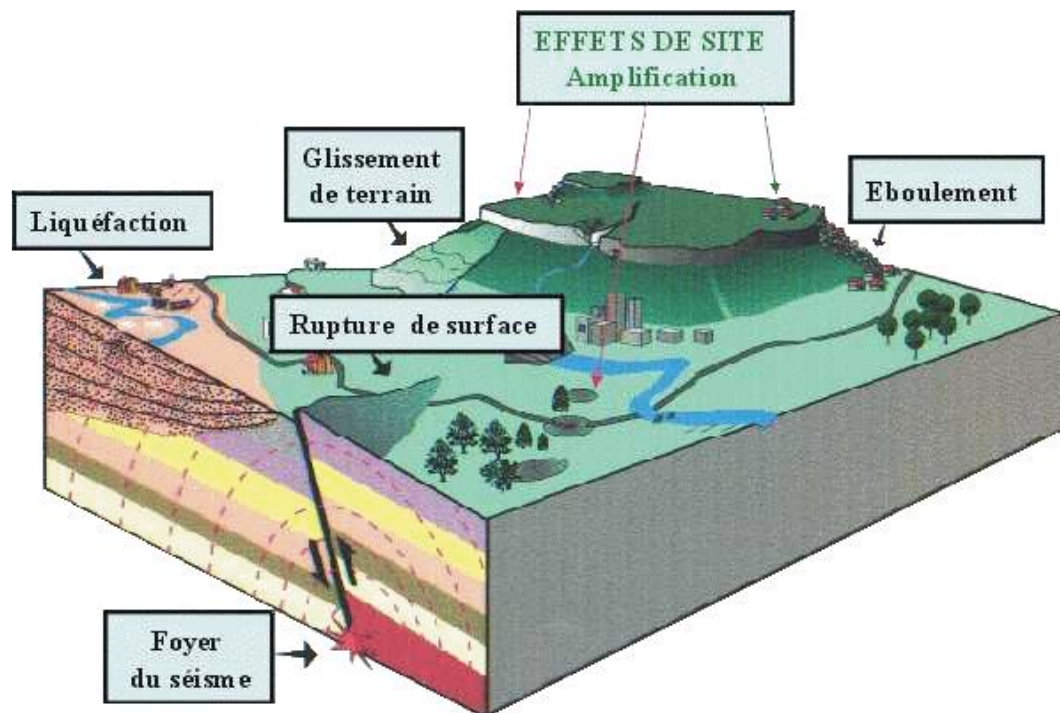


Figure 47 : Différents effets induits par les séismes sur les sites naturels

Cependant, les tsunamis ne sont pas toujours d'origine sismique et peuvent induits par des éruptions volcaniques explosives ou des glissements de terrains sous-marins. En contrepartie, les tsunamis provoqué par les séismes sont très violents et laisse derrière eux des dommages et des pertes humains très importants, comme le cas de la catastrophe de l'Océan Indien en décembre 2004, où plus de 230 000 personnes ont été victimes d'un tsunami d'origine sismique (Lavigne 2016; Marthoenis et al. 2016).

Enfin, l'évaluation du risque sismique dans un territoire est d'une importance capitale dans la politique étatique pour atténuer le plus possible des dommages causé par ce type de risque en vie humain grâce une évaluation de l'aléa sismique que de la vulnérabilité sismique des structures exposées. Souvent, cette évaluation se fait en prédisant les paramètres associés aux futurs tremblements de terre. Bien que les premiers efforts scientifiques en matière de prédiction des paramètres des tremblements de terre remontent à plus de 60 ans (Ishimoto 1939). En effet, un modèle qui permet de prédire des dommages causés aux bâtiments et aux infrastructures, suite à un scénario donné, peut être particulièrement utile pour les planifications d'urgence lors des tremblements de terre. De nos jour, diverses méthodes publiques sans restriction sont disponibles et elles ont été principalement développées par les autorités nationales.

Dans ce chapitre, le concept de risque sismique et ses différentes composantes, les moyens d'estimation et de réduction du risque ainsi que les méthodes utilisés pour l'évaluation des dommages sismiques sont présentes dans ce qui suit, afin de permettre une meilleure compréhension du travail réalisé lors de ce projet de thèse.

1 Notion de risque sismique

Le risque est défini comme le potentiel des conséquences négatives des phénomènes dangereux qui peuvent se produire en une période de temps et dans une région donné. En particulier, le risque sismique mesure le potentiel des pertes des vies humaines, des blessés, des dommages aux biens, et des perturbations de l'activité économique suite à un phénomène naturel particulier (Giovanizzi 2005; Camelbeek et al. 2006). En général, le risque sismique se caractérise par sa variation dans le temps et dans l'espace. Il est fonction non seulement de la zone de sismicité mais aussi de la densité de la population, du niveau du développement économique et des moyens mis en œuvre pour anticiper et résister à une crise post-sismique. En effet, la catastrophe sera d'autant plus grande que le séisme soit plus ou moins proche d'un centre urbain, ou bien que son intensité soit plus ou moins importante, tout comme la densité de la population et le niveau social de la ville (Garcia 2007).

Pour chiffrer le risque sismique, le rapport UNDRO (1980) (United National Disaster Relief Office), basé sur la réunion d'experts tenue en 1979, a proposé l'unification des définitions relatives aux catastrophes naturelles, à savoir l'aléa, la vulnérabilité, les éléments exposés et a suggéré une expression pour les associer, qui est considérée comme une référence à l'heure actuelle (Fig. 48) :

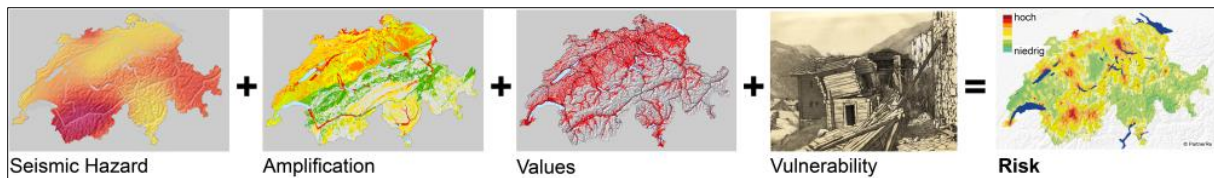


Figure 48 : La combinaison des facteurs pour l'évaluation du risque sismique

En effet, de nombreuses recherches traitant des risques et des catastrophes ont été développées dans le monde entier. Le sujet a gagné en importance et il est de plus en plus reconnu que les termes danger (enjeu), vulnérabilité et risque ont eu des significations et des implications différentes, tant du point de vue méthodologique que pratique (Cardona 2013). Néanmoins, à la base de la formule au-dessus, plusieurs méthodologies d'évaluation des risques ont été développées selon différentes perspectives au cours des dernières décennies. Dans la présente partie, on va préciser le principe et définitions des différents facteurs et en s'abordant relativement sur l'aléa sismique pour l'évaluation de la vulnérabilité sismique, thématique principale de ce projet de thèse.

1.1 Aléa sismique

L'aléa sismique est défini en un site donné par la probabilité qu'au cours d'une période de référence, une secousse sismique atteigne ou dépasse une certaine intensité (intensité macrosismique ou paramètre de mouvement du sol : accélération, vitesse ...etc.). C'est un domaine entrepris par les géologues et sismologues, dont ses résultats sont importants comme données d'entrée « input » pour les ingénieurs du génie civil.

L'évaluation de l'aléa sismique se fait à partir de 4 paramètres importants :

- ❖ **Le foyer** : l'endroit où se produit la rupture de la faille
- ❖ **L'épicentre** : la projection verticale du foyer sur la surface
- ❖ **La magnitude** : correspond à l'énergie libérée au foyer du séisme.
- ❖ **L'intensité** : c'est une interprétation, souvent subjective, des effets produits en surface causés par un séisme dans une région donnée. Parmi les échelles les plus connues, on retrouve l'échelle MSK (Medvedev & Sponheuer 1969), l'échelle EMS (Grünthal 1998), l'échelle Mercalli (Wood & Neumann 1931).

En pratique, on distingue généralement l'aléa régional, qui représente le niveau d'aléa pour un sol dur sans topographie marquée, et l'aléa local qui prend en compte les modulations des mouvements du sol liées aux effets de site ainsi que les effets induits. A l'échelle régionale, les méthodes probabilistes d'évaluation d'aléa sismique permettent d'établir des cartes où apparaissent les courbes d'iso-valeurs.

À l'échelle locale (méthode déterministes), l'aléa sismique traduit les effets prévisibles d'une secousse sismique en un site particulier, en fonction des caractéristiques topographiques et géologiques propre. Cependant, les méthodes probabilistes sont considéré comme insuffisantes parce que reposent sur des modèles qui négligent deux aspects fondamentaux : les effets d'amplification dynamique et de la modification du contenu fréquentiel du mouvement sismique qui peuvent induire en un site spécifique, des facteurs locaux comme la lithologie, la géométrie des terrains superficiels ou la topographie.

1.2 Enjeux

La manifestation extrême d'un aléa naturel quelconque ne constitue pas un risque quand il n'y a pas d'enjeux, Essentiellement, les enjeux sont les éléments exposés à la manifestation extrême de l'aléa. Ce sont les hommes, leurs biens et les milieux dans lesquels ils vivent (habitats, aménagements, infrastructures et constructions). Parmi les différents types d'éléments qui peuvent être présents dans les zones à risque, la vie humaine est incontestablement la valeur la plus importante à protéger contre ces catastrophes. Cependant, les enjeux varient suivant la nature de l'aléa et les conséquences sont diverses et peuvent se traduire par des préjudices corporels, des dommages matériels et structurels ou bien des perturbations fonctionnelles.

1.3 Vulnérabilité sismique

La notion de la vulnérabilité exprime le lien entre l'aléa, la nature, l'importance des enjeux exposés et les impacts qui en découlent. Elle est souvent traduite comme la mesure des conséquences dommageables du phénomène sur les enjeux. On considère aussi que la vulnérabilité traduit la fragilité d'un système socio-économique dans son ensemble face au risque. Selon Milutinovic and Trendafiloski (2003), la vulnérabilité sismique d'un bâtiment est une mesure des dommages qu'un bâtiment est susceptible de subir lorsqu'il est soumis à des mouvements de sol d'une intensité donnée. Elle s'exprime par un pourcentage et c'est encore une fonction puisqu'elle dépend de l'intensité de la secousse subie. Elle dépend aussi des propriétés des constructions considérées et pour être réduite par l'application de règle de construction parasismique. Ambraseys (1995) la définit comme étant le degré d'endommagement qu'infligerait un séisme de paramètre donné (magnitude, intensité, amplitude, etc.) à une construction donnée ainsi qu'à l'assise.

Les éléments d'intérêt pour les décideurs sont :

- ❖ La valeur du risque dans la région considérée
- ❖ La réduction qu'on peut en attendre en agissant de façon appropriée sur la vulnérabilité des coûts
- ❖ Le coût des mesures propres à réduire la vulnérabilité

Les évaluations de la vulnérabilité sont généralement basées sur des dommages causés par les tremblements de terre et dans une moindre mesure, sur des enquêtes analytiques grâce à des méthodes cernées pour évaluer la vulnérabilité sismique aussi pour l'atténuation des pertes/dommages causé par le risque sismique.

L'évolution des procédures d'évaluation de la vulnérabilité pour les bâtiments et les classes de ces dernières est décrite dans les sections suivantes, où les références, les applications et les développements les plus importants relatifs à chaque méthodologie sont rapportés.

2 Aperçu général sur l'évolution des méthodes d'évaluation de la vulnérabilité sismique

Plusieurs travaux ont mis en évidence l'aspect méthodologique de ces différents modèles et méthodologies existants comme le travail réalisé par Calvi et al. (2006) qui discute certaines des contributions les plus significatives dans le domaine de l'évaluation de la vulnérabilité et identifie les avantages et les inconvénients de ces procédures. Strasser et al. (2008) ont effectué une étude comparative des outils européens d'estimation des pertes dues aux tremblements de

terre en réalisant un scénario de ce dernier. L'objectif de l'étude est d'évaluer l'applicabilité de l'estimation des pertes dues aux tremblements de terre dans le contexte d'une réponse rapide dans les centres urbains européens. Alam et al. (2012), ont effectué une revue critique et une comparaison des techniques existantes d'évaluation de la vulnérabilité sismique des bâtiments afin d'évaluer leur pertinence pour une utilisation dans l'évaluation des risques sismiques. De même, le travail effectué par Lumantarna et al. (2014) présente une revue des méthodologies existantes d'évaluation de la vulnérabilité sismique des bâtiments, y compris la sélection des mesures d'intensité, la classification des types de bâtiments, la définition des paramètres des bâtiments, la sélection de la méthode d'analyse et la définition des états de dommages.

Actuellement, il existe divers méthodes pour l'évaluation de la vulnérabilité sismique principalement développées par les autorités nationales. Cependant, le choix de la méthode se fait en fonction de la qualité et de la quantité de données disponibles aussi que de la précision souhaitée, c'est-à-dire si l'on cherche à estimer la vulnérabilité sismique d'un seul bâtiment ou d'un groupe de bâtiments.

Aux États-Unis, la méthode ATC-13 (Wilson et al. 1985; Rojahn et al. 1988), développée par le conseil des technologies appliquées, reste la première approche globale d'évaluation des dommages (Saeidi 2010) et elle est considérée comme la référence dans le développement des matrices de dommages. La méthodologie HAZUS, développée en 1997 par l'Agence fédérale de gestion des urgences (FEMA 1997), dans le cadre d'un accord avec le « National Institute of Building Science », a été largement acceptée comme une méthodologie pertinente pour l'évaluation des dommages sismiques des structures et des infrastructures.

Sous l'égide des Nations Unies, le secrétariat de la Décennie internationale de la prévention des catastrophes naturelles (DIPCN) a lancé en 1996 le projet d'estimation des dommages sismiques dans les zones urbaines, RADIUS (Risk Assessment Tools for Diagnosis of Urban Areas against Seismic Disasters) pour les pays en développement avec le soutien technique et financier du gouvernement japonais (Okazaki 2000) et avec l'aide de Geo-Hazard International (GHI) aux États-Unis.

En Europe, le projet européen Risk-UE (Milutinovic & Trendafiloski 2003), réalisé au cours des années 2001-2003 comme programme de recherche collaboratif et complet qui étudiait le risque sismique territorial axé sur l'environnement bâti européen (Lestuzzi et al. 2016), aussi un cadre complet pour l'analyse systémique de la vulnérabilité, des risques des bâtiments, des lignes de vie et des infrastructures (Pitilakis & Argyroudis 2014).

Dans ce projet de thèse, la vulnérabilité sismique des bâtiments existants a été évaluée sur la base de la méthodologie de l'indice de vulnérabilité (MIV) décrite par le projet RISK-UE, à savoir l'approche globale de niveau 1 basée sur l'indice de vulnérabilité, où un système de classification des bâtiments est proposé pour les regrouper sous un indice de vulnérabilité (V_i) similaire. En outre, nous utilisons également une approche de niveau 2, qui est la base de la méthode déterministe pour l'élaboration des courbes de fragilité, ainsi que d'évaluer des cartes des dommages moyennes.

3 Méthode d'évaluation de la vulnérabilité : Projet RISK-UE

La méthode d'indice de vulnérabilité (MIV), développé dans le projet RISK-UE, a été largement utilisée en Europe au cours des dernières années et elle est basée sur une grande quantité de données d'enquête sur les dommages (Faccioli 2006; Kostov et al. 2007; Mouroux and Le Brun 2008; Lantada et al. 2010; Irizarry et al. 2011). Cette méthode est "indirecte" parce que la relation entre l'action sismique et la réponse est établie par la moyen d'un indice de vulnérabilité (Calvi et al. 2006). Deux niveaux ont été définis dans le cadre du projet RISK-UE, selon la précision des données d'entrée :

3.1 Méthode de niveau 1 (N1)

La méthode macrosismique N1 est une méthode de base de premier niveau pour l'évaluation de la vulnérabilité sismique, des dommages et des pertes. Son application est adaptée aux zones où il n'existe pas d'études spécifiques sur les risques sismiques du site et où des informations détaillées sur l'intensité sismique sont disponibles. Cependant, la méthode N1 a ensuite été calibrée à l'aide des données sur les dommages causés par différents tremblements de terre.

En effet, cette méthode a été développée à partir de l'étude de Lagomarsino and Giovinazzi (2006), sur la base de l'échelle macrosismique européenne EMS-98 (Grünthal 1998). La définition fournie par l'EMS-98 comprend l'établissement d'un lien entre l'intensité macrosismique des séismes et les dommages subis par les classes de vulnérabilité des bâtiments. En effet, la méthode RISK-UE de niveau 1 peut se décomposer en trois étapes :

3.1.1 Etape 1 : Estimation de l'indice de vulnérabilité, V_I .

La vulnérabilité d'un bâtiment appartenant à une typologie donnée est définie par un indice de vulnérabilité (V_I). Cet indice varie généralement entre 0 (non vulnérable, ce qui est impossible) et 1 (très vulnérable) et il permet de définir une courbe de vulnérabilité du bâtiment.

Néanmoins, cette méthode fournit un système de classification typologique (tableau 5) (Giovinazzi & Lagomarsino 2002), afin de regrouper les structures ayant la même classe de performance sismique V_I comme mentionné dans le tableau 2 , et ajoute ensuite des modificateurs de comportement spécifiques à chaque bâtiment, pour calculer un indice de vulnérabilité total V_I pour chaque bâtiment, selon l'équation suivante (Milutinovic & Trendafiloski 2003) :

$$V_{I \text{ building}} = V_{I \text{ class}} + \Delta M_R + \sum_{j=1}^n V_{mj}$$

- V_I : fonction de la typologie du bâtiment
- V_m : représentant l'influence des différents facteurs pouvant modifier le comportement
- ΔM_R : prenant en compte le jugement de l'expert concernant les particularités régionales de la vulnérabilité pressentie lors de l'observation

Tableau 5 : Typologies des bâtiments Risk-UE et leurs indice de vulnérabilité

(Milutinovic & Trendafiloski 2003)

Typologie	Description	Valeurs représentatives de V_I				
		V_{min} I, BT M	V_- I, BT M	V^* I, BT M	V_+ I, BT M	V_{max} I, BT M
M1.1	Moellons, pierre des champs	0.62	0.81	0.873	0.98	1.02
M1.2	Pierre simple	0.46	0.65	0.74	0.83	1.02
M1.3	Pierre massive	0. 3	0.49	0.616	0.793	0.86
M2	Adobe	0.62	0.687	0.84	0.98	1.02
M4	Maçonnerie renforcée ou murs confinée	0.14	0.33	0.451	0.633	0. 7
RC1	Cadres à moment en béton	-0.02	0.047	0.442	0. 8	1.02
RC2	Murs de cisaillement en béton	-0.02	0.047	0.386	0.67	0.86
RC3.1	Régulièrement dans les murs remplis	-0.02	0.007	0.402	0.76	0.98
RC3.2	Cadres irréguliers	0.06	0.127	0.522	0.88	1.02
S1	Cadres à moment en acier	-0.02	0.467	0.363	0.64	0.86
S2	Cadres à contreventement en acier	-0.02	0.467	0.287	0.48	0.7
S3	Ossature en acier + remplissage maçonnerie, non renforcé.	0.14	0.33	0.484	0.64	0.86
W	Structures en bois	0.14	0.207	0.447	0.64	0.86

3.1.2 Etape 2 : Estimation du dommage moyen

Les dommages prévus qui peuvent se produire lorsque les bâtiments sont soumis à un séisme spécifié peuvent être évalués en termes de dommages moyens μD en utilisant une fonction analytique (Milutinovic & Trendafiloski 2003). Le dommage moyen est exprimé en fonction de la vulnérabilité évaluée et de l'intensité macrosismique. L'indice de ductilité Q dans l'équation 1, définit le rapport d'augmentation du dommage avec l'intensité (Lagomarsino and Giovinazzi 2006; Oliveira et al. 2006). Il a été évalué en considérant la typologie du bâtiment et ses caractéristiques constructives résultantes de l'approche macroséismique. Pour les bâtiments conçus sans comportement ductile (maçonnerie non renforcée et structures à ossature RC), Q prend une valeur de 2,3 (Milutinovic & Trendafiloski 2003).

$$\mu_D = 2.5 \left[1 + \tanh\left(\frac{I+6.25V_I-13.1}{Q}\right) \right]$$

Cette équation a été établie selon les graphes suivants (Fig. 49). Ces dernières, relie l'excitation sismique, exprimée en termes d'intensité macrosismique, à un indice de dommage moyen μ_D , qui permet de définir la distribution des probabilités correspondantes à différents degrés de dommage. Cette distribution se fait par l'intermédiaire d'une loi de probabilité dont les paramètres ont été calés d'après des observations réelles sur les dommages après différents séismes, essentiellement italiens et grecs.

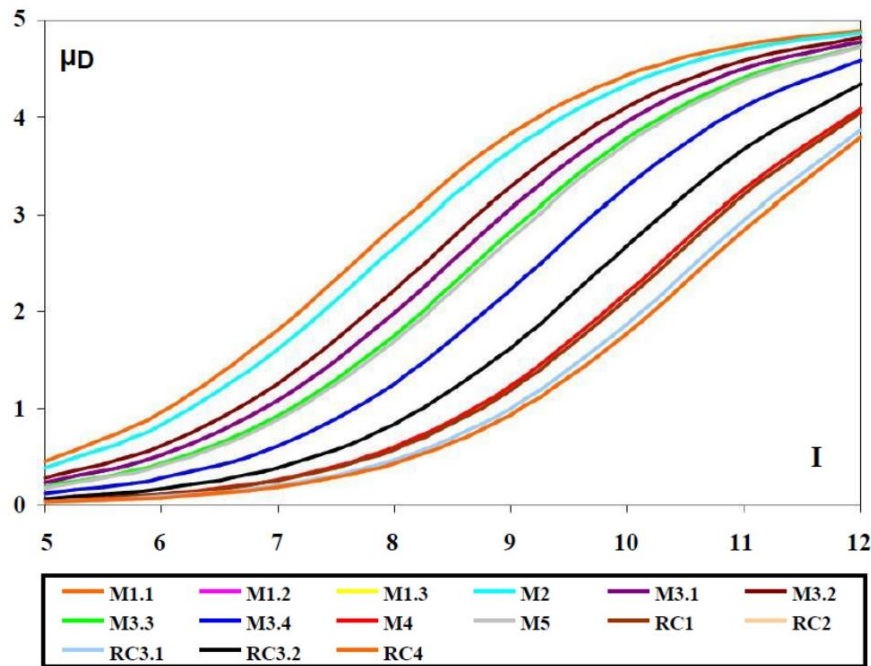


Figure 49 : Fonctions de vulnérabilité semi-empiriques moyennes (Milutinovic & Trendafiloski 2003)

3.2 Méthode de niveau 2 (N2)

Cette méthode mécanique (Fig. 50) est l'approche de deuxième niveau pour l'évaluation de la vulnérabilité sismique proposée dans le cadre du projet Risk-UE (Milutinovic & Trendafiloski 2003; Mouroux & Le Brun 2006). L'application de la méthode mécanique est adaptée à l'étude des bâtiments existants ou des sites construits dans des zones où des études de sismicité locale sont disponibles. En particulier, il est nécessaire de connaître l'aléa sur le site du bâtiment en termes de valeurs spectrales (accélération, vitesse ou déplacement).

La méthode mécanique Risk-UE de niveau 2, repose sur la détermination de la demande de déplacement comme le prescrit la méthode de niveau 2 (Fajfar 2000). Pour les structures qui ne sont dans le domaine élastique, l'évaluation sismique est généralement effectuée en utilisant des procédures statiques simplifiées. La définition de procédures appropriées pour déduire des valeurs fiables de la demande de déplacement a des conséquences importantes sur la précision des prédictions de vulnérabilité.

La courbe de capacité du bâtiment est définie selon sa typologie et sa hauteur, cette capacité est comparée à l'excitation sismique, exprimée sous forme d'un spectre d'accélération, cette comparaison permet de calculer la demande en déplacement du bâtiment (Sd). Finalement

ce déplacement qui permet de définir l'état de dommage dans lequel se trouve le bâtiment ; comme pour le Niveau 1. Une loi de distribution permet de calculer les probabilités d'occurrence de chaque état de dommage et d'obtenir la répartition des dommages à l'échelle d'un secteur.

La méthode mécanique adoptée dans le cadre du projet Risk-UE est essentiellement similaire à la méthode adoptée par HAZUS (1999). Quelques modifications sont apportées concernant les courbes de capacité des typologies de maçonnerie européennes non conçues pour le séisme et des bâtiments conçus pour le séisme selon les codes européens.

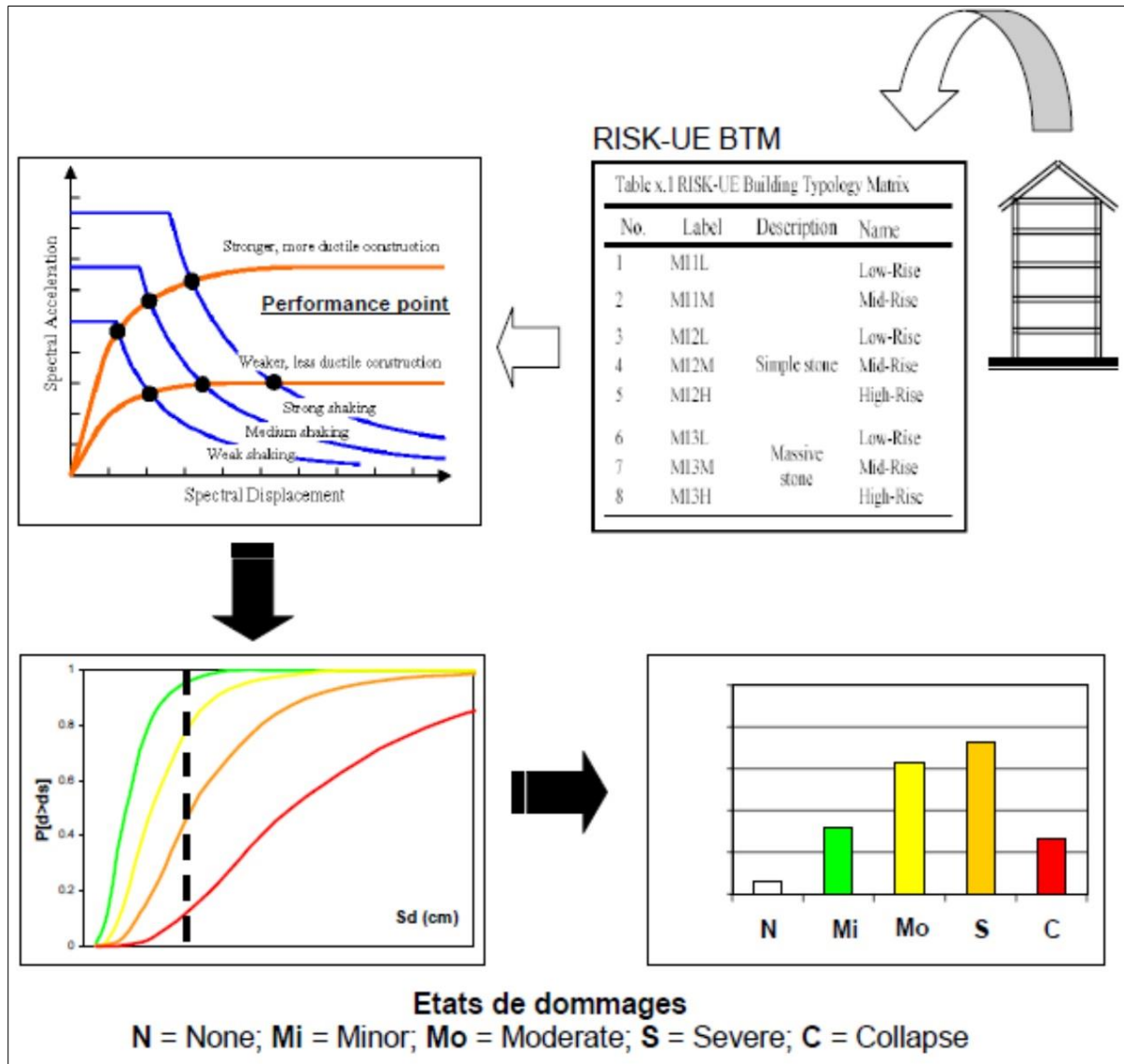


Figure 50 : Présentation de la méthodologie du 2 : la courbe de capacité du bâtiment est définie selon sa typologie et sa hauteur ; cette capacité est comparée à l'agression sismique, exprimée sous forme d'un spectre d'accélération ; cette comparaison permet de calculer la demande en déplacement du bâtiment (S_d) ; c'est finalement ce déplacement qui permet de définir l'état de dommage dans lequel se trouve le bâtiment ; comme pour le Niveau 1, une loi de distribution permet de calculer les probabilités d'occurrence de chaque état de dommage, et d'obtenir la répartition des dommages à l'échelle d'un secteur.

3.3 Répartition des dommages (Matrice de probabilité de dommages et courbe de fragilité)

Les courbes de fragilité empiriques sont basées sur des matrices de probabilité de dommages (DPM). Selon Whitman et al. (1973), la DPM est une matrice où chaque chiffre exprime la probabilité qu'un bâtiment subisse un niveau particulier de dommages lorsqu'il est exposé à une intensité ou à une secousse du sol donnée. Néanmoins, Sur la base des données de la carte sismique et de l'étude des bâtiments endommagés, les DPM sont dérivés pour les types de bâtiments URM et CM.

Les courbes de fragilité donnent la probabilité d'atteindre des degrés de dommages en fonction de chaque niveau du paramètre d'aléa sismique (PGA / I). Selon la méthode RISK-UE (Milutinovic and Trendafiloski 2003), ces courbes peuvent être déterminées à partir de la distribution « bêta » du degré de dommage moyen. Les équations, présentées par Milutinovic and Trendafiloski (2003), montrent des formulations appropriées pour obtenir la distribution des dommages à travers la distribution bêta.

$$P_{\beta}(x) = \frac{\Gamma(t)}{\Gamma(x)} \frac{(x-a)^{t-r-1}}{(b-a)^{t-1}} \quad a \leq x < b$$

$$P_{\beta}(x) = \int_a^x P_{\beta}(\varepsilon) d\varepsilon$$

$$\text{Avec : } a=0 ; b=6 ; t=8 ; r = t (0.007\mu_d^3 - 0.052\mu_d^2 - 0.287\mu_d)$$

Avec a, b, t et r les paramètres de la distribution et x est la variable continue, qui varie entre a et b.

La fonction de probabilité de la densité bêta discrète est calculée à partir des probabilités associées aux degrés d'endommagement k et k+1 (k = 0, 1, 2, 3, 4 et 5), comme suit :

$$P_k = P_{\beta}(k+1) - P_{\beta}(k)$$

La courbe de fragilité définissant la probabilité d'atteindre ou de dépasser certaines classes de dommages est obtenue directement à partir de la distribution bêta de probabilité cumulative, comme suit :

$$P(D \geq D_k) = 1 - P_{\beta}(k)$$

4 Aperçu sur l'application de la méthode d'indice de vulnérabilité (MIV).

La méthode MIV a été pilotée par des institutions universitaires et des organismes de recherches à propos de l'analyse du risque sismique du bâtiment existant et historique en Europe. Ensuite, la méthode faisait partie du projet Risk-UE ; elle a été appliquée pour évaluer le risque sismique de sept villes européennes (Barcelona, Bitola, Bucharest, Catania, Nice, Sofia et Thessaloniki) (Mouroux et al. 2004; Pitilakis et al. 2006; Lantada et al. 2010) autour de la mer Méditerranée.

Au Maroc, depuis les séismes d'Agadir 1960 et d'Al Hoceima 2004, l'analyse de l'aléa sismique à l'échelle nationale est devenue une nécessité (Carbon et al. 2010; Cherkaoui & El Hassani 2012), plus particulièrement dans la région du nord (Tadili 1991; Vaccari et al. 2001; Cherkaoui & Asebriy 2003; Ait Brahim et al. 2004; Mourabit et al. 2013). En réalité, la vulnérabilité sismique est un domaine relativement récent qui n'a pas reçu l'attention qu'il mérite, d'où l'importance de cette étude. Toutefois, on citera les études les plus importantes ayant contribué à l'avancement de la recherche dans la vulnérabilité et le risque sismique au niveau national par l'adaptation de la méthode MIV.

EL Hammoumi et al. (2009) ont adaptée la méthode LM1 du projet Risk-UE afin d'estimer l'indice de vulnérabilité et les courbes de fragilité des différentes classes de bâtiments. Ensuite, cette approche a été utilisée dans la région nord du Maroc par Cherif et al. (2017; 2018) avec l'adaptation de l'approche de niveau 1 et niveau 2. Ils ont utilisé divers intensités de plusieurs enregistrements sismiques pour obtenir de scénarios de pertes dues aux tremblements de terre.

Enfin, le choix de cette technique d'évaluation dans notre projet de thèse, est motivé par sa méthodologie simplifiée qui permet de prendre en compte de nombreuses incertitudes. La méthodologie a passé par l'établissement d'un inventaire complet de tous les éléments à risque. Comparé à HAZUS, le modèle inclut une nouveauté par la prise en compte des anciens centres urbains, les monuments et les bâtiments historiques. Le programme RISK-UE est modulaire et représente la première alternative à ce jour du programme HAZUS. En outre, l'application de cette approche dans les régions méditerranéennes d'Europe est une motivation d'adapter cette méthode dans notre zone d'étude qui fait partie de la zone méditerranéenne.

5 Conclusion du chapitre V

Ce chapitre a permis de clarifier les notions du risque sismique et les différents facteurs qui le définissent, d'autant plus que n'importe quel paramètre de l'équation (aléa sismique, vulnérabilité sismique, enjeux) peut influencer le risque sévère.

En effet, aucune étude dans le champ de la recherche ne traite la thématique de la vulnérabilité sismique des bâtiments existants de la zone d'étude (ville de Tétouane) face au risque sismique. Néanmoins, les différentes approches d'évaluation de la vulnérabilité reposent généralement sur des fonctions de vulnérabilité qui expriment le pourcentage de dommages subis par un type de structure pour différentes intensités sismiques. Ainsi, cette évaluation permet aux décideurs et responsables du secteur public d'établir des stratégies préventives pour mieux protéger les citoyens et minimiser les dégâts suite à une forte secousse sismique.

En ce sens, le ministère de l'aménagement du territoire nationale, de l'urbanisme, de l'habitat et de la politique de la ville a lancé des projets cerné pour l'évaluation des cartes d'aptitudes à l'urbanisme (CAU) dans les centres urbains ainsi que dans les centres ruraux, inclus les différents type de risque, en particulière le risque sismique.

Dans la suite du présent travail, on propose d'évaluer la vulnérabilité sismique et le risque sismique dans la ville de Tétouan (Partie de projet CAU) en utilisant les deux niveaux de la méthode RISK-UE, en se basant sur des données de l'intensité sismique, PGA et recensement général de la population et de l'habitat.

Chapitre VI : Evaluation de la vulnérabilité sismique des bâtiments existants dans la zone urbaine de Tétouan

1 Procédure d'inventaire des bâtiments

Pour notre zone d'étude, un inventaire exhaustif de la ville de Tétouan a été réalisé durant l'année 2019, dans le cadre d'évaluation des cartes d'aptitude à l'urbanisme (CAU). A cet effet, un formulaire spécifique d'identification et d'évaluation a été développé (Annexe 2).

Le but de cette procédure est de recueillir les caractéristiques du bâtiment et de définir rapidement la vulnérabilité sans analyser la structure (Rojahn et al. 1988). Cependant, le concept d'examen visuel rapide a été développé par l'Agence fédérale de gestion des urgences (FEMA), connu sous le nom d'ATC-21 (Rojahn et al. 1988). La procédure n'implique pas un haut niveau d'information sur la structure, les matériaux utilisés et la pratique constructive, et elle ne nécessite pas de disposer des plans de la construction. Par conséquent, la procédure est simple et peu coûteuse, car elle consiste uniquement à collecter des données par examen externe du bâtiment. Il convient toutefois de noter qu'il est parfois difficile de déterminer certains critères ou détails sans avoir accès à l'intérieur du bâtiment ; tels que la continuité verticale, l'état de conservation, poteaux courts (mezzanine)...etc. Dans ces cas, l'inspecteur se rend à l'intérieur pour avoir plus de détails.

La vulnérabilité sismique des bâtiments ne dépend pas seulement du type de système structurel, mais aussi d'un certain nombre de paramètres modificateurs (Martínez-Cuevas et al. 2017). Le paramètre d'utilisation du bâtiment distingue les immeubles d'habitation résidentiels, des immeubles de bureaux, des écoles et des hôpitaux. Pour cette raison, RGPH (2004) mets une classification des bâtiments selon leurs occupation (Fig. 51).

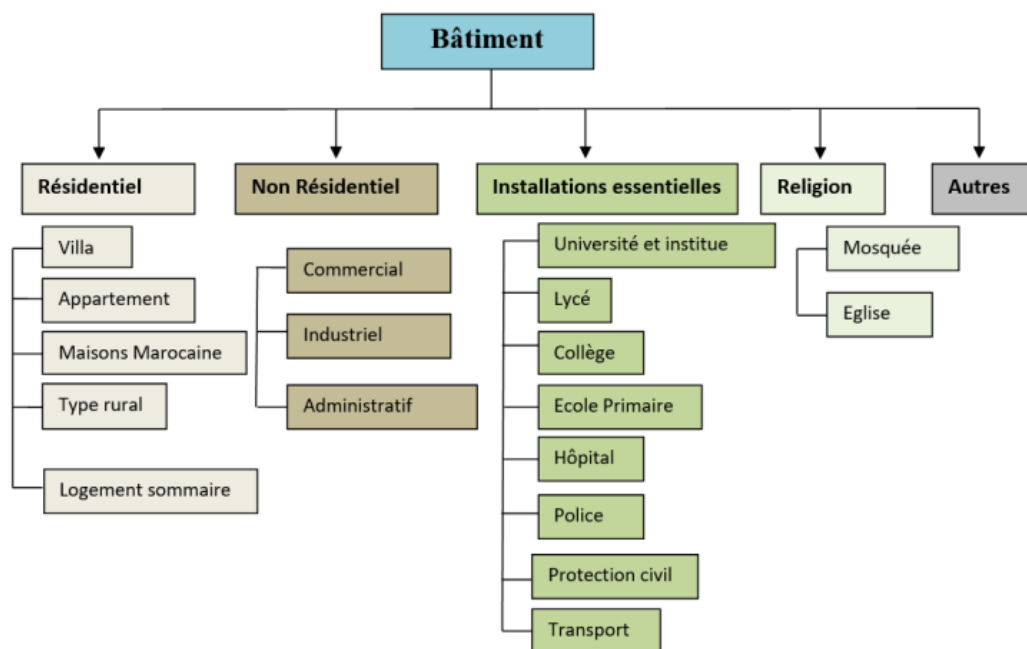


Figure 51 : Classification des bâtiments en fonction de leur occupation (RGPH 2004)

Ensuite, dans le paramètre du nombre d'étages, trois gammes de hauteur sont considérées (faible hauteur : 1 à 3 étages ; hauteur moyenne : 4 à 7 étages ; et hauteur élevée : plus de 7 étages), de sorte que les bâtiments de faible hauteur sont considérés comme moins vulnérables. L'âge du bâtiment est lié à l'année de publication du premier code sismique marocaine (RPS 2000, v 2011), donc les bâtiments construits avant 1961 (pré-code) sont considérés comme vulnérables aux séismes. Le paramètre du type de structure considère quatre types (et les sous-types correspondants) : structure en maçonnerie, structure en béton armé, structure en acier et structure en bois. Les irrégularités en plan et verticales décrivent les irrégularités géométriques (discontinuités verticales, géométrie complexe en plan, répartition des masses, colonnes courtes et étages ouverts...) qui peuvent affecter le comportement pendant le séisme. La position du bâtiment (milieu, coin, tête ou position séparée, un joint sismique) affecte sa vulnérabilité finale, sachant que les bâtiments situés à l'angle ou à la tête de l'agrégat sont considérés comme moins vulnérables (Lazzali & Farsi 2020).

Une fois l'extérieur du bâtiment examiné, les informations sont consignées sur le formulaire de données et les commentaires ou notes générales sont inclus. Le traitement des données des bâtiments inventoriés est effectué par le système d'information géographique (SIG), afin d'attribuer des catégories structurelles et des classes de vulnérabilité. Aujourd'hui, le SIG peut représenter un nouveau type de science composé d'autres sciences et capable de mettre l'accent sur l'expression visuelle, la collaboration et l'exploration (Wright & Goodchild 1997). Il s'agit d'un domaine multidisciplinaire dont les capacités correspondent aux questions liées à l'évaluation, à l'atténuation et à la gestion des risques sismiques.

2 Aléa sismique de la ville de Tétouan : scénarios déterministe et probabiliste

Lors de cette étude, l'action sismique a été estimée en termes d'intensité macrosismique en utilisant un scénario déterministe et un autre probabiliste. Compte tenu de la petite taille de la ville, l'intensité macrosismique est considérée comme constante pour les deux scénarios. Le scénario déterministe se réfère à un deux séismes historiques de référence choisi comme les plus proche du site et ayant les plus hautes intensités épacentrale. Dans notre cas, on considère que cet évènement est similaire au tremblement de terre de 1079 et celle de 1909 (Fig. 52).

Un siècle plus tard, la région a connu une série de tremblements de terre les 21 et 22 janvier 1909, qui ont fait plus d'une centaine de victimes. La magnitude de cet évènement est estimée entre 6,2 à 6,4 (Brahim et al. 2001; Cherkaoui & El Hassani 2015). Cependant, ses coordonnées sont controversées, certains catalogues le situent à (35,6°N, 5,4°W) à Umeras, tandis que d'autres le situent à (35,5°N, 4,4°W) au large de la ville de Ghomara. Les dernières coordonnées sont plus susceptibles d'être les véritables coordonnées épacentrales, puisque les dégâts signalés ont eu lieu dans la ville de Ghomara et que cette zone continue à subir de fréquents tremblements de terre de magnitude supérieure à 4.0 (Brahim et al. 2001). Toutefois, le deuxième séisme 1079 a été localisé à 86 km de de la province de Tétouan, au ouest de la ville d'Ouezzane avec une intensité sismique de IX à l'échelle MSK (Medvedev 1963) et d'une magnitude de 6.4 (Peláez et al. 2007).

L'aléa sismique d'après l'analyse probabiliste (RMSI) a également dû être calculé forme d'une intensité macrosismique pour permettre l'application du niveau 1 (méthodologie définie dans la partie analyse de la vulnérabilité du bâti). Selon les résultats, la ville de Tétouan devrait

être affectée par une intensité de VII-VIII à l'échelle MSK (Medvedev et al. 1963) avec une accélération maximale du sol équivalente à 0.157g, pour une période de retour de 400 années (une probabilité de dépassement de 12 % en 50 ans). D'après le Règlement Parasismique du Maroc RPS 2000 (version révisée 2011) l'accélération prévue pour une période de retour de 475 ans est de 0,16 g pour une probabilité de dépassement de 10% en 50 ans, qui est très proche à celle estimée par le rapport RMSI.

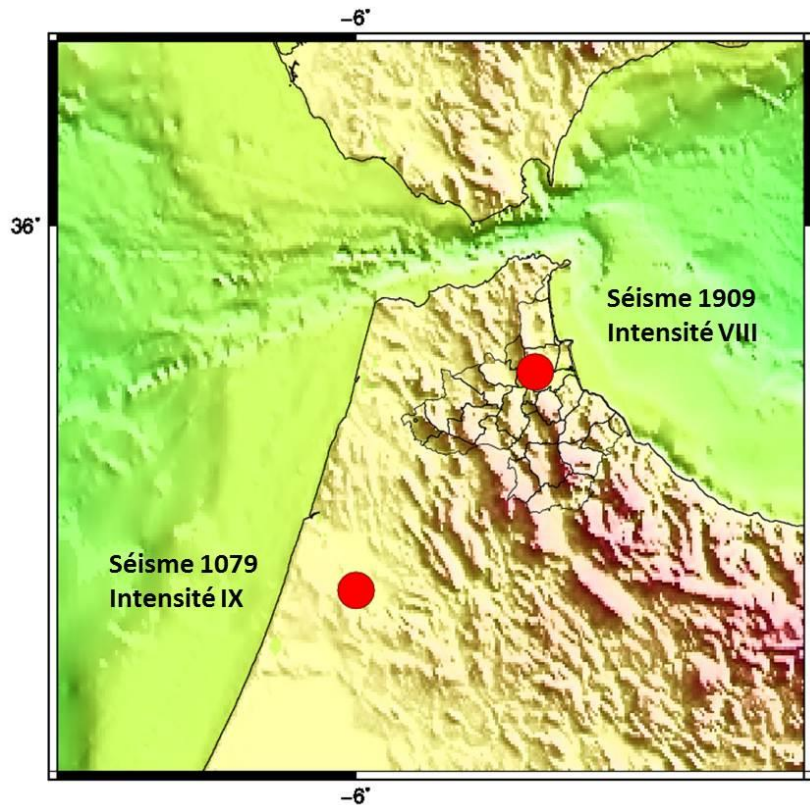


Figure 52 : Séismes historique localisées au niveau de la province de Tétouan

3 Evaluation de la vulnérabilité sismique des bâtiments existants dans la ville de Tétouan

3.1 Méthode de niveau 1

Cette section est consacrée à un travail publié intitulé « **Seismic vulnerability assessment of existing buildings in the Tetouan city, northern Morocco** », qui propose une étude d'évaluation de la vulnérabilité sismique dans ville étudiée par la méthode d'indice de vulnérabilité de niveau 1, développé dans le projet européen Risk-UE 2003.

3.1.1 Abstract

Tetouan is among the cities in Morocco that are experiencing fairly rapid population and urban growth, and the relationship between urban growth and natural hazards is important. It requires, among other things, the assessment of the seismic vulnerability of existing buildings, which is defined as the degree of damage suffered by a structure for a given seismic intensity. This study addresses the seismic vulnerability of existing buildings in the Tetouan city by adapting the Vulnerability Index Method (VIM), developed in the framework of the European

Risk-UE project. First, the typology of the buildings was identified. Second, the vulnerability index for each building was calculated. Finally, a seismic vulnerability map and vulnerability curves of the city were established. The values of the vulnerability index vary between 0.3 and 0.9. The results show that the neighborhoods of the old Medina have a very high vulnerability compared to other areas of the city. Within the framework of earthquake protection, the results constitute a potential guide for the mitigation of seismic risk and the development of earthquake prevention plans.

3.1.2 Introduction

A terrible earthquake devastated the Agadir city and its region in 1960, the damage toll is catastrophic: more than 12 000 persons died, thousands were injured, more than 75 % of buildings were destroyed, and the extent of damage could be explained by the poor quality of construction. Later, a catastrophic earthquake occurred in Al Hoceima in 2004 in the North of Morocco, the damage is considerable: 629 dead, 926 injured, 15 230 homeless and 2 539 houses collapsed (Cherkaoui & El Hassani 2012, Talhaoui et al. 2022).

Seismic vulnerability expresses and measures the level of damage and foreseeable consequences of an earthquake on infrastructure and can be defined as the capacity of a structure to resist given seismic strength. This measure depends on the structural characteristics and their associated deficiencies. Within the framework of the elaboration of strategic prevention plans, the vulnerability analysis aims at developing the knowledge of the existing buildings in a region.

In the last decade, the authorities and the scientific community are increasingly interested in the seismic risk and its impact on society in Morocco. Many buildings were built before the introduction of seismic standards represent (RPS 2000, v 2011) high seismic risk and in order to avoid disasters at the human and economic levels during a possible earthquake that could strike a region, it is urgent to adopt strategies to mitigate the seismic risk.

On the other side, several studies have been carried out on the conservation of historic buildings of different typologies and the assessment of their seismic vulnerability in Europe (Mouroux et al. 2004, Lantada *et al.* 2010) as well as in Morocco (Cherif *et al.* 2017, 2018, 2022), which are a key element to better assess the losses and reduce the economic consequences following the earthquakes.

The present study will assess the seismic vulnerability of existing buildings by adapting and applying the vulnerability index method developed in the European project Risk-UE (Milutinovic & Trendafiloski 2003). However, the existing buildings in the study area are determined through a visit of the districts to identified, located, photographed, and briefly characterized buildings from their structure characterization. As a result, an assessment of seismic vulnerability of existing buildings in earthquake-prone region is a crucial step for earthquake protection and mitigating risk in the city. In the present research, we evaluate the vulnerability index map and the curves vulnerability through the vulnerability index approach for developing urban planning.

3.1.3 Study area

3.1.3.1 Geological and tectonic setting

The Rif chain, located in northern Morocco, is part of the Alpine system of the Western Mediterranean. Towards the north, it is extended in the Betic Cordilleras in southern Spain. From a structural point of view, the Rif is subdivided into three domains, from the interior to the exterior of the chain, we find the internal domain, the Flysch domain, and the external domain (Michard 1976, Suter 1980).

The geology of the urban center of Tetouan (Fig. 53) and its surroundings is characterized from east to west by a stack of west-verging thrust sheets that thrust the internal domain into the flysch domain and the external domain. The internal domain outcrops in the East with Ghomarides metamorphic terrains that carry the tectonic scales of the external limestone ridge of Jbel Dersa (northern Tetouan). The Flysch domain is represented by the Beni Ider groundwater in the west and the Predorsalian along the Martil valley.

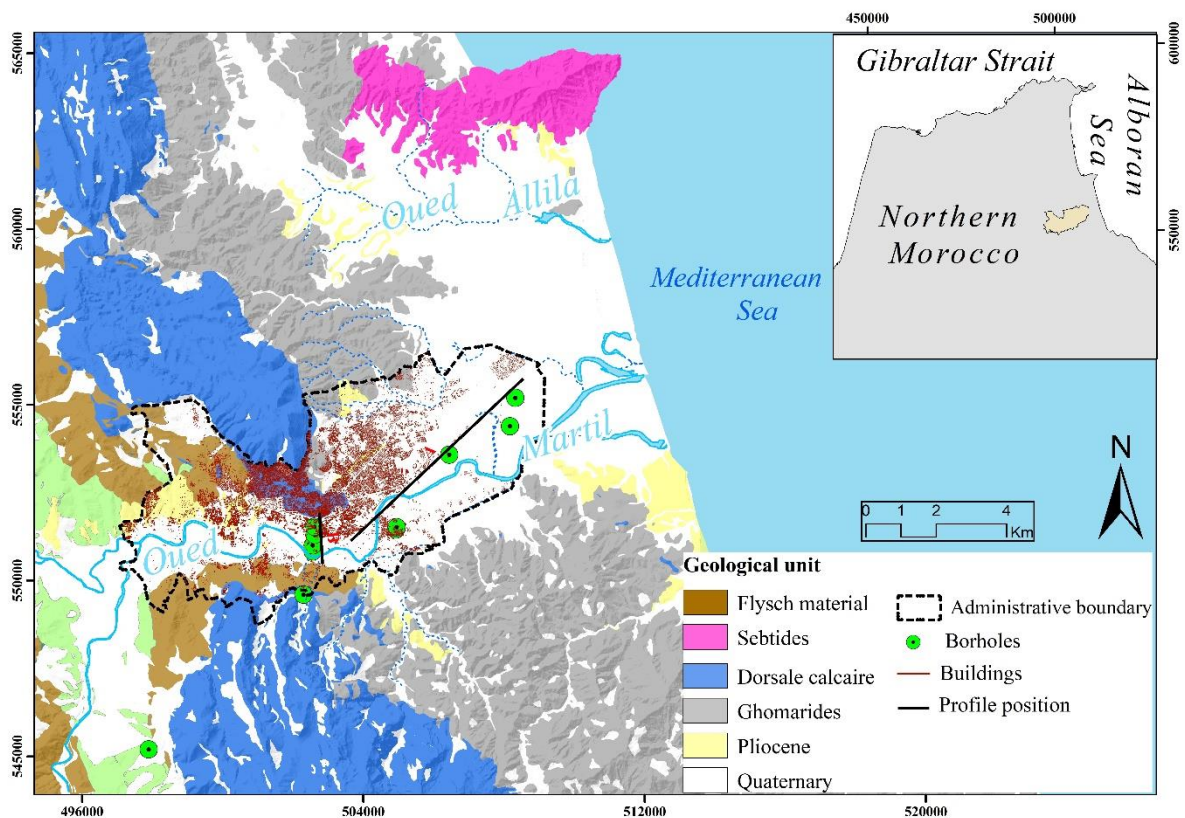


Figure 53 : Geological map of the study area (based on the geological map of Tetouan-Ras-Mazari, 1:50 000 scale).

From a lithological point of view, the city of Tetouan is built on very varied lithological units, the Medina is built on travertine's that rest on soft marl and or sandy marl, on both sides of the Oued Martil are developed ancient alluvium in the form of terraces at the foot of which we find current Quaternary alluvium (Fig. 53). Massive carbonate rocks mainly form the reliefs, by alternating units (sandstone, marl, and semi-rock).

The major structural events explaining the main tectonic features of the region can be summarized in the tectonic history of the Tetouan cluse, which began in the Oligocene with a NE-SW distensional phase, mainly responsible for the early collapse of the Alboran Sea and the first episodes of the opening of the Tetouan Cluse (Benmakhlouf 1990). In the Aquitano-Burdigalian period, a synsedimentary distensive phase occurs, which is responsible for the actual genesis of the Tetouan Cluse as a graben in the center of the Inner Rif limited by two horsts to the south and north (Benmakhlouf & Chalouan 1994).

Subsequently, an N-S compressive phase accentuated the collapse of the Tetouan Cluse, leading to the formation of a syncline, at the level of the cluse that separates two anticlines at Beni Bousera in the south and Beni Mzala in the north. This last phase and followed by a compressive period E-W which is at the origin of the birth of longitudinal folds, thrust, back thrust, and detachments (Benmakhlouf 1990, Benmakhlouf & Chalouan 1994). These deformations were guided by the Tetouan Cluse, which was open at that time. As the nappes advanced westward, parallel faults appeared at the level of the Tetouan cluse, whose dexterous play accompanied retrocharges in the Haouz chain and thrust in the limestone ridge south of Tetouan (Benmakhlouf 1990, Benmakhlouf & Chalouan 1994).

The end of the Miocene was characterized by a distension phase marked by normal faults that affected the entire internal Rif. It is responsible for the maximum collapse of the Alboran Sea and the E-W early Pliocene gulfs already open (Tetouan Cluse), which receive the Pliocene deposits (Benmakhlouf & Chalouan 1994). Note that during the Pliocene, the paleogeography of the Cluse, as well as that of the Martil plain, shows a thickening of the sandy marls from the periphery to the center. During the Quaternary Pontian, the Betic-Rifan-Kabyle arc was subject to distensive deformation materialized by vertical movements (Maurer 1968, Chalouan 1986) responsible, in the Tetouan Cluse, for the heightening of Quaternary deposits to altitudes beyond hundreds of meters.

3.1.3.2 Basin geometry of Tetouan plain

The lithological presentation has been exploited to construct the longitudinal and transverse geological crosse-section in the Tetouan-Martil Basin (Fig. 54). The first section oriented NE-SW (Fig. 54a), which the lithology are regular over a depth of about 60 m. The Pliocene substratum is formed by marls deposits with a depth of 40 m. Above this geological substratum, the layers of conglomerates are founded and overlaid by the Quaternary material deposits. The second section oriented N-S (Fig. 54b), shows an asymmetrical sedimentation in Tetouan plain caused by the normal fault of Tetouan Cluse (Benmakhlouf 1990, Benmakhlouf & Chalouan 1994) and by the important dynamics of Oued Martil (Stitou 2002). Although, the Quaternary layers deposits becomes deeper in the sudden town to the other side and the contact of the plain with the dorsale calcaire are mainly indicate by travertine deposits in the N part.

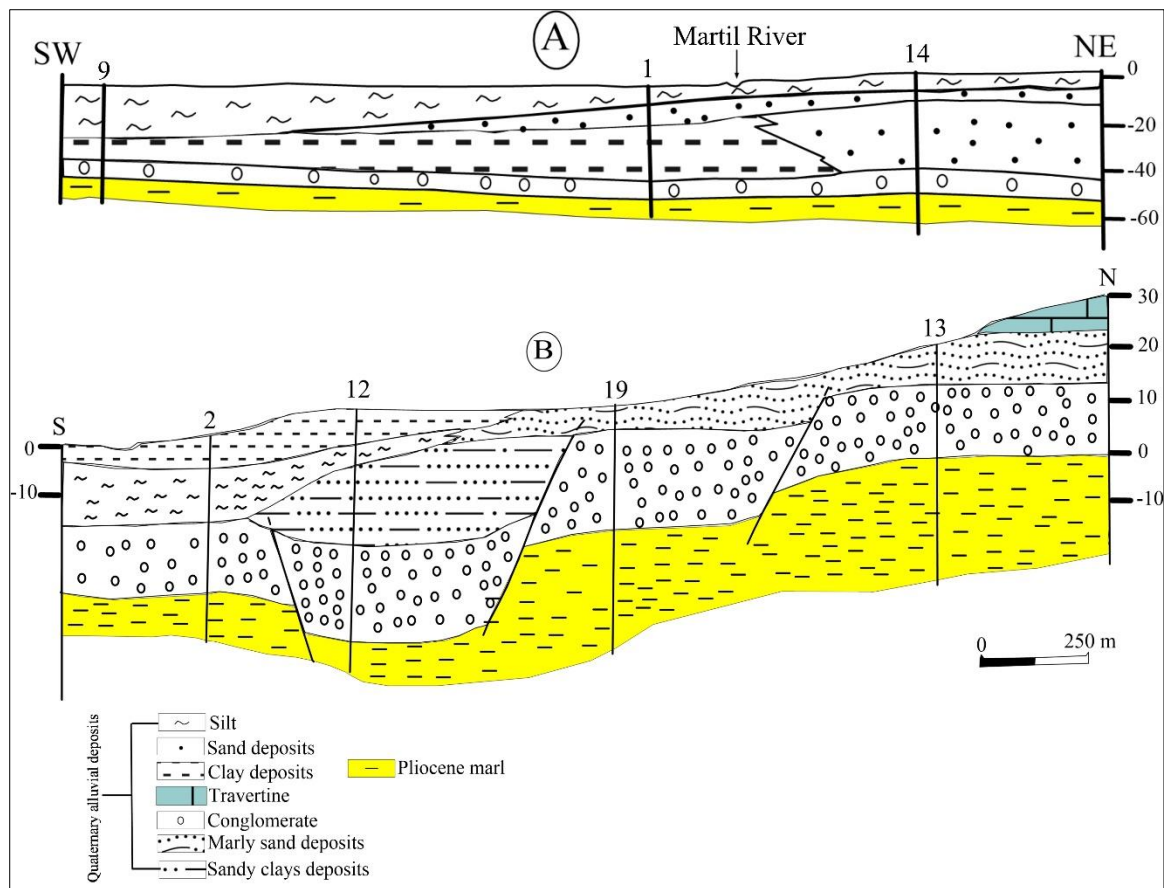


Figure 54 : Geological cross sections of Tetouan plain interpreted from core-drilling data (Ahniche 1997, modified). The location of each section is shown in figure 13

3.1.4 Socio-economic background

The city of Tetouan which is the subject of this work is an old city founded in the 15th century, it is constituted by the urban perimeter of the city of Tetouan to which is attached a coastal urban fringe formed by the communes of Martil, M'diq, and Fnideq. The urban population is both its capacity for development and an issue in terms of territorial planning, quality of life, environmental protection, and finally in case of major disasters. Thus, the urban fabric has experienced anarchic growth at an accelerated pace, which make this urban population face huge damage from the strength of earthquake, stability, erosion, flooding, etc.

According to the General Census of Population and Housing (RGPH 2014) report, the city of Tetouan has 380 787 inhabitants and 92 606 households with an average annual increase rate of 2.91% according to the RGPH (2014). While, housing, are the first elements to be taken into account in the analysis of risk or more precisely seismic risk. Therefore, it is necessary to assess the seismic vulnerability of existing buildings in the city of Tetouan. However, the province of Tetouan is characterized by a significant economic activity located mainly in the Tetouan city and coastal tourist centers. It covers various fields such as commerce, industry and fishing. Agricultural and pastoral activity are represented in the rest of the sector.

3.2 Seismic hazard

A seismic hazard is the possibility of a given site or region experiencing an earthquake. The evaluation of the hazard is the first step in the prevention of seismic risk. It requires the delimitation of "seismic zones", which are generally active faults that can generate future damaging earthquakes (Nicol *et al.* 2016). The identification of these zones on a global scale is relatively easy because the earthquakes are located on narrow bands at the plate boundaries. At the scale of a region, the delimitation of these source zones is complicated and imprecise, because the seismicity becomes diffuse, this is mainly due to localization errors, especially for historical earthquakes (Cherkaoui 1991).

Seismic hazard assessment studies in Morocco have shown that the highest values for north Morocco, expressed in centennial intensity (values likely to be exceeded once every hundred years), values between VI and VII MSK, are located in the western Rif, due to its proximity to oceanic earthquakes, and in the central Rif in the Al Hoceima region (Cherkaoui 1991, Cherkaoui & Asebriy 2003). In another study (Tadili 1991), where the values of seismic hazard are expressed in values of ground acceleration (which is one of the parameters of interest to civil engineers) corresponding to a 90% probability of not being exceeded for a period of 100 years, the highest values are 26% g for the region of Al Hoceima and 22% g at the level of Tangier peninsula.

On the other hand, the centennial intensity values can be converted into ground acceleration values using empirical relationships. While selecting the attenuation functions for this study, the attenuation functions of Ambraseys *et al.* (2005) and Akkar & Bommer (2010) have been considered. The attenuation functions of Ambraseys *et al.* (2005) are selected since they are the most preferred and commonly used for earthquake hazard models for Europe and the Middle East, while those of Akkar & Bommer (2010) are selected because they are the most recent (World Bank 2012).

The relationships established by (Ambraseys 1985, Ambraseys *et al.* 2005) describing the attenuation of horizontal ground motion as a function of earthquake magnitude and distance. In addition to the maximum horizontal acceleration of the ground.

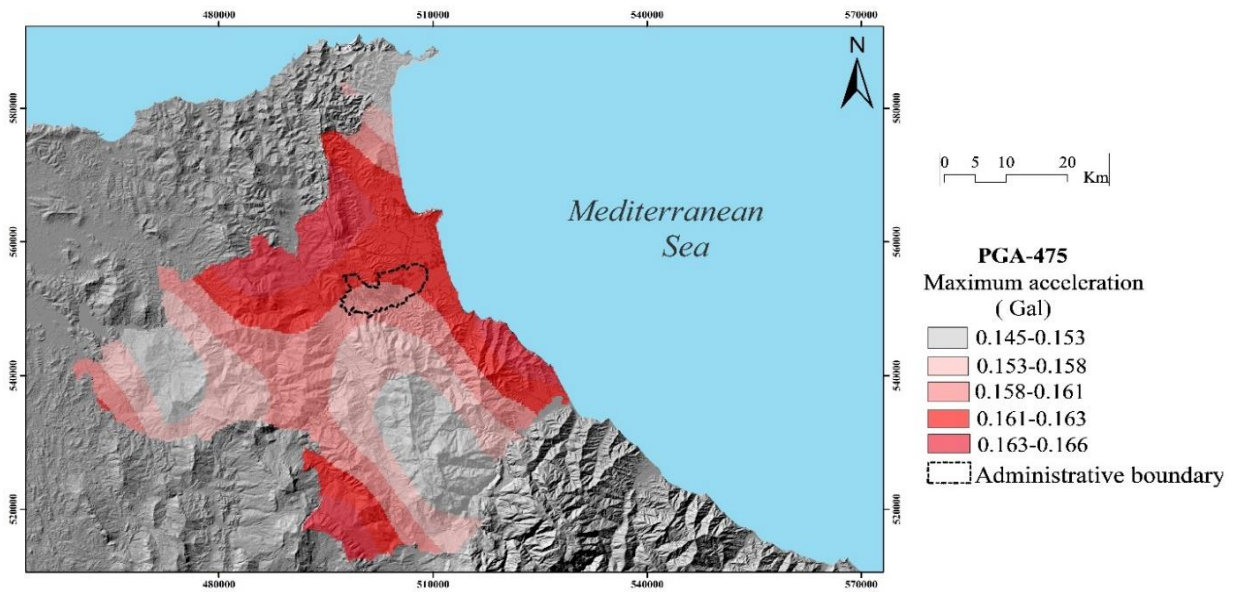


Figure 55 : Maximum horizontal ground acceleration calculated for the Tetouan city and neighbouring regions with the laws of (Ambraseys et al. 2005).

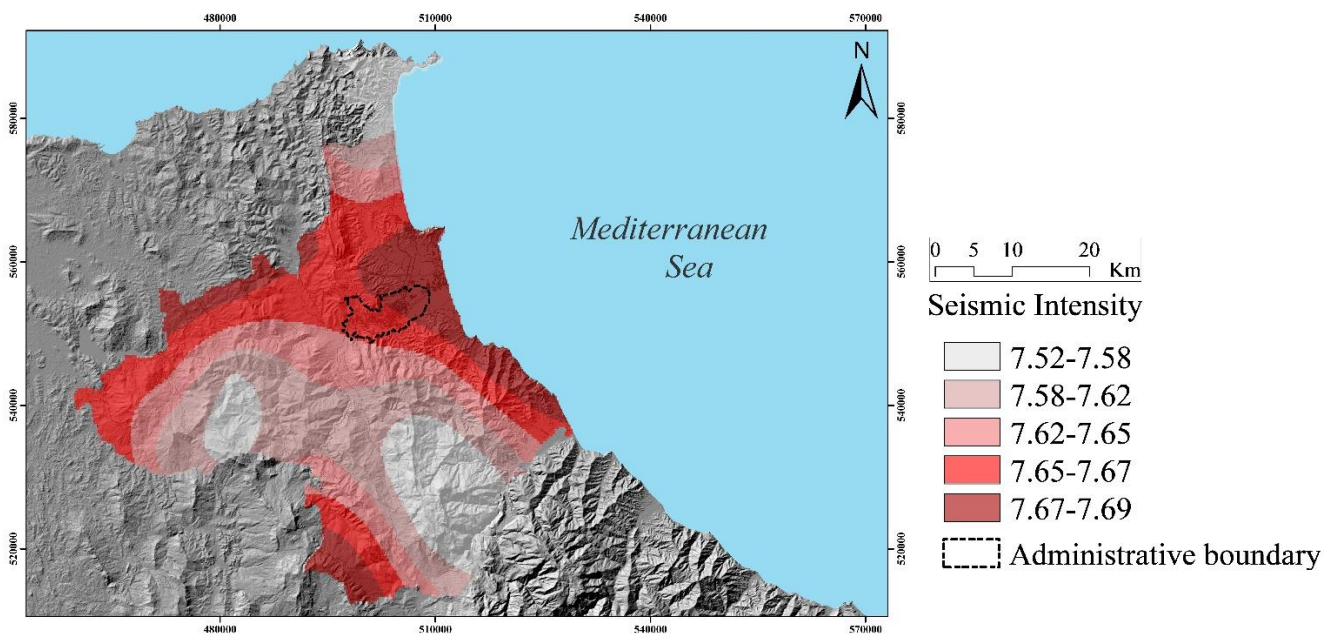


Figure 56 : Maximum intensities calculated in the province of Tetouan by probabilistic approach

Composite probabilistic risk values in terms of PGA (Peak Ground Acceleration) were calculated from all potential events and probabilistic seismic hazard analysis map for a return period of 475 years, were then generated for the province of Tetouan as shown in figure 55. The probabilistic analysis also had to be calculated in the form of a macroseismic intensity (Fig. 56) to allow the application of level 1 (methodology defined in the section assessment of the vulnerability of existing buildings). For this, the seismic intensity calculated from VII to VIII is probably at the level of the Tetouan regions (Table 6).

Tableau 6 : European Macroseismic Scale 1998 (Grünthal 1998)

EMS Intensity	Definition	Description of typical observed effects (abstracted)
I	Not felt	Not felt
II	Scarcely felt	Felt only by very few individual people at rest in houses
III	Weak	Felt indoors by a few people. People at rest feel a swaying or light trembling.
IV	Largely observed	Felt indoors by many people, outdoors by very few. A few people are awakened. Windows, doors and dishes rattle.
V	Strong	Felt indoors by most, outdoors by few. Many sleeping people awake. A few are frightened. Buildings tremble throughout. Hanging objects swing considerably. Small objects are shifted. Doors and windows swing open or shut.
VI	Slightly damaging	Many people are frightened and run outdoors. Some objects fall. Many houses suffer slight non-structural damage like hair-line cracks and fall of small pieces of plaster.
VII	Damaging	Most people are frightened and run outdoors. Furniture is shifted and objects fall from shelves in large numbers. Many well-built ordinary buildings suffer moderate damage: small cracks in walls, fall of plaster, parts of chimneys fall down, older buildings may show large cracks in walls and failure of fill-in walls.
VIII	Heavily damaging	Many people find it difficult to stand. Many houses have large cracks in walls. A few well-built ordinary buildings show serious failure of walls, while weak older structures may collapse.
IX	Destructive	General panic. Many weak constructions collapse. Even well-built ordinary buildings show very heavy damage: serious failure of walls and partial structural failure
X	Very destructive	Many ordinary well-built buildings collapse
XI	Devastating	Most ordinary well-built buildings collapse, even some with good earthquake resistant design are destroyed
XII	Completely devastating	Almost all buildings are destroyed

3.3 Methodolgy

A multitude of programs and approaches have been developed since then to mitigate seismic risk, including (ATC-13 1985, ATC-40 1996, HAZUS 1997, 1999 , Arnal & Martin 1999) and Risk-UE (Milutinovic & Trendafiloski 2003). The Vulnerability Index Method (VIM), as proposed in the Risk-UE project is used in this study. This method was previously proposed by (Benedetti & Petrini 1984) and is based on the European Macroseismic Scale (EMS-98)

(Grünthal 1998). It has advantages over similar statistical methods (ATC-13 1985 and EMS-98) because it emphasizes the differences between constructions that have the same structural system. Weighting coefficients were assigned to the most important parameters influencing the seismic strength of buildings. The seismic action is defined in terms of macroseismic intensity, while the structural resistance of buildings is defined in terms of a vulnerability index with values ranging from 0 (the least vulnerable building) to 1 (the most vulnerable building) for the possible damage that can be caused by an earthquake (Cherif *et al.* 2017).

This method provides a typological classification system (Giovinazzi & Lagomarsino 2002), in order to group structures with the same seismic performance V_I^{class} , and then adds behavioral modifiers specific to each building, to calculate a total vulnerability index $V_I^{building}$ for each building, according to the following equation (Milutinovic & Trendafiloski 2003):

$$V_I^{building} = V_I^{class} + \Delta M_R + \sum_{j=1}^n V_{mj}$$

Where V_I^{class} is the vulnerability index corresponding to the class of the building, ΔM_R is a regional modifier that takes into consideration the characteristics of the region or building period, and finally V_{mj} are behavioral modifiers that include other aspects that affect the seismic performance of buildings.

The vulnerability index is used to define a building vulnerability curve, this curve relates the seismic intensity, expressed in terms of macroseismic intensity to an average damage index μ_D . The mean damage grade shall be estimated for vulnerability index of buildings (VI) and the corresponding seismic intensity (I), as follows (Milutinovic & Trendafiloski 2003):

$$\mu_D = 2.5 \left[1 + \tanh\left(\frac{I+6.25V_I-13.1}{2.3}\right) \right]$$

The value μ_D defining the probability distribution corresponding to different degrees of damage. This distribution is done through a probability law whose parameters have been adapted according to real observations on damage after different earthquakes. The vulnerability curves represent the average damage for a building type as a function of the earthquake intensity.

3.3.1 Assessment of the seismic vulnerability of existing buildings in the city of Tetouan

Large-scale vulnerability studies apply to a group of buildings, an entire city, or a given region. The approach considered is generally statistical, as knowledge of the existing building stock is often partial. These empirical methods of vulnerability analysis are based on experience feedback and structural characteristics of buildings from visual inspections. This assessment approach is based on three steps:

3.3.1.1 Building survey and classification

To group buildings belonging to the same category, the notion of vulnerability class is introduced, representing, in one way or another, the probabilities of reaching a degree of damage according to the requests and their distribution (Milutinovic & Trendafiloski 2003).

From the field visits and using satellite images as well as the restitution maps (Fig. 57), we divide the city of Tetouan into homogeneous sectors according to the type of occupation and type of structure. Thus, to understand and categorize the inventory of buildings in the city of Tetouan, the team conducted a field sample and a field survey that lasted several days. During this survey, data is collected through personal means (contribution of the inhabitants of the city), photographs and includes understanding and collecting information on local building practices such as building materials and type of structure.



Figure 57 : Field visit of different buildings occupation

3.3.1.2 Study of building typology

During the fieldwork, a precise description is required containing the different typologies of buildings (Table 2) and the construction processes followed. Other these typologies take into account the seismic design of buildings, three levels of seismic design are introduced:

- Pre-code: Buildings with no seismic design for seismic regions are important, it consists in Morocco to this level of the design if it was built before 1961.
- Low-code: low seismic design, this level is considered for buildings built between 1961 and 2009
- Moderate-code: moderate paraseismic dimensioning and is considered for buildings built after 2009.

3.3.1.3 Calculation of the vulnerability index V_I

The methodology adopted for the assessment of the vulnerability of buildings is that of "level 1" as proposed in the Risk-UE project, which has been applied in several European cities including the city of Nice (Mouroux *et al.* 2004). This method is based on the EMS-98 as shown in table 1, whose principle is as follows: the vulnerability of a building is evaluated according

to its typology and aggravating factors (e.g., height, irregularity of the forms, position in relation to other buildings, etc.), which allows to assign it a vulnerability index V_I .

Indeed, the vulnerability of a building is established using two parameters. The typology depends on the construction materials and aggravating factors that are related to the way of building construction. The values of the aggravating factors vary according to the construction materials used if the buildings are made of reinforced concrete and steel (Table 7) or masonry (Table 8) and are considered in calculation of the values of the vulnerability index.

The values obtained for V_I are very useful, as it identifies vulnerable buildings and can be used in the decision-making of any risk management plan in a study area. Finally, the vulnerability index is scaled to obtain values between 0 and 1. Noting here that for reinforced concrete and steel constructions, the aggravating factors depend mainly on the age of the building, older (over 50 years) is defined as low code and what is between 20 and 50 years is defined as medium code.

Tableau 7 : Aggravating factors for reinforced concrete and steel buildings by Risk-UE 2003

Aggravating factors	Vulnerability factors		Low Code	Medium Code
for buildings RC and steel	Number of floors	Low (1, 2, or 3)	-0,04	-0,04
		Medium (4, 5, or 6)	0	0
		High (7 or more)	+0.08	+0.06
Plan Irregularity	Shape (L, C)	Yes	+0.02	+0.01
		No	0	0
	Protuberance	Yes	+0.02	+0.01
		No	0	0
Irregularity in elevation	Projection	Yes	+0.02	+0.01
		No	0	0
	Withdrawal	Yes	+0.02	+0.01
		No	0	0
	Insufficient seals (not PS)	Yes	+0.04	0
		No	0	0
Short posts	Yes	+0.02	+0.01	
	No	0	0	

Tableau 8 : Aggravating factors for masonry buildings by Risk-UE 2003

Aggravating factors for masonry buildings	Vulnerability factors		
	Aggravating factors for masonry buildings	State of maintenance	B = good
M = bad			+0.04
Number of floors		Bottom (1 or 2)	-0,04
		Medium (3, 4, or 5)	0
		High (6 or more)	+0.04
Irregularity in plan	Shape (L, C)	Yes	+0.02
		No	0
	Protuberances	Yes	+0.02
		No	0
Irregularity elevation	Projection	Yes	+0.01
		No	0
	Withdrawal	Yes	+0.01
		No	0
Interaction between buildings	Position in the block	A = angle	+0.04
		M = medium	-0.04
		T = head of the island	+0.06
	Height difference/neighbour	Yes	+0.02
		No	0
	Irregularity in roofing	Yes	+0.04
		No	0
	Floor offset	Yes	+0.04
	Transparency demolition	Yes	+0.04
	Balconies - fireplaces	Yes	+0.01
	Floors: different height	Yes	+0.04
		No	0

The methodology adopted for this study consists of two parts, bibliography and fieldwork. The bibliographical work is important to understand the area studied from a geological, tectonic, and seismic viewpoint. Then the fieldwork includes the visit of all the buildings and the inventory of all its typologies to establish the vulnerability curves. This methodology is represented on the flowchart in figure 58.

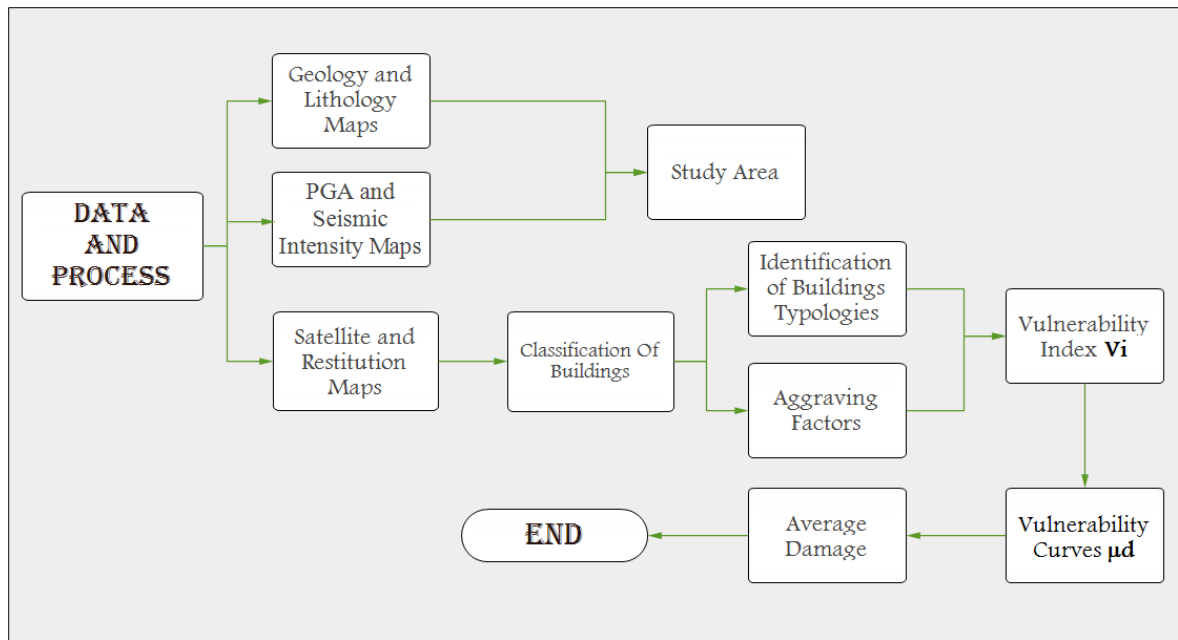


Figure 58 : Methodological flowchart of the vulnerability assessment in Tetouan city

3.4 Results

The study lists all the buildings in the city of Tetouan of which 82% of the total number of buildings studied are used for residential purposes (Moroccan houses, villa and apartments), and 13% of the total number of buildings studied are used as non-residential buildings (shops, industries, etc.), about 5% are used as essential facilities (hospitals, schools, administrations, etc.), and the rest occupy religious facilities (mosques, churches and religious schools) or are in an unclassified class (others), their distribution is represented in figure 59.

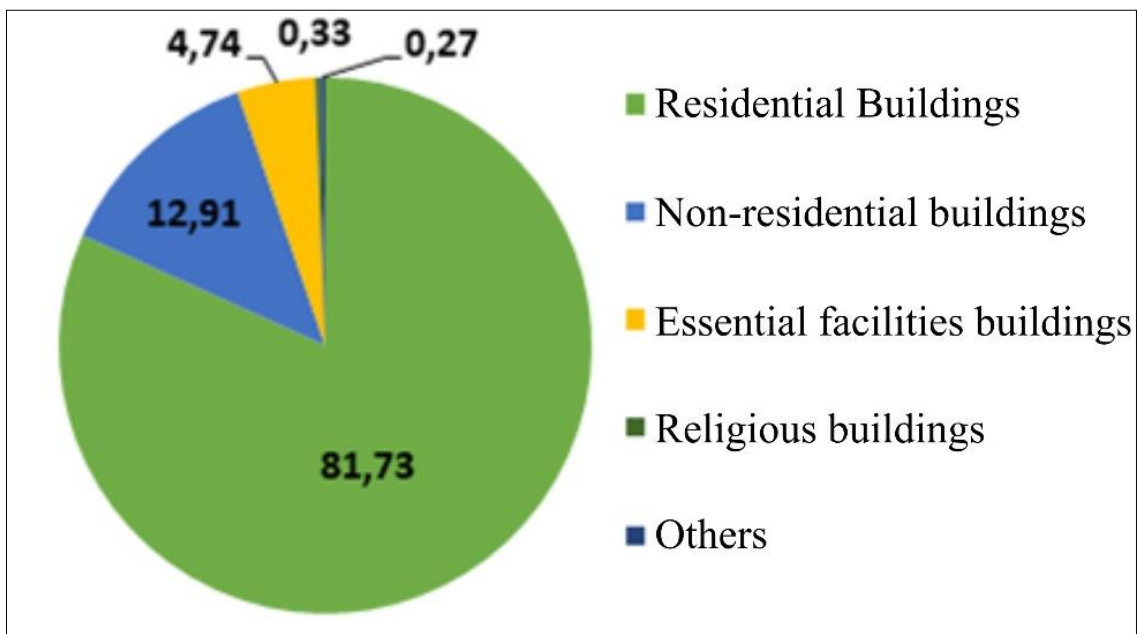


Figure 59 : Distribution of the buildings of Tetouan city according to their occupation in percent

The distribution of the different typologies studied in the area, provides an overview of the distribution of the buildings in the inventory by structural type. Moreover, the buildings of

Tetouan city consist largely of reinforced concrete constructions, masonry constructions, and load-bearing walls that are located mostly in the old Medina (Fig. 60) which are not, in general, in compliance with the seismic rules where the low resistance of these constructions facing the seismic action. The steel frames buildings are located in the industrial area and in shopping centers.

According to the vulnerability index map (Fig. 61) it can be seen that it depends mainly on the construction materials of buildings and their geometry. A vulnerability index between 0.6 - 1 indicates a high vulnerability of buildings to seismic risk, which coincides with the old Medina (Fig. 61).

In this area the type of constructions in the majority of masonry structures and load-bearing walls having built before the application of the seismic regulation code in Morocco RPS 2000, which geometries and typologies are different from other buildings. The second interval between 0.4 and 0.6 is considered as a less vulnerable interval that predominates in Tetouan city with all reinforced concrete constructions and the last interval located between 0 - 0.4, indicates areas of low vulnerability and reflects the steel frames.

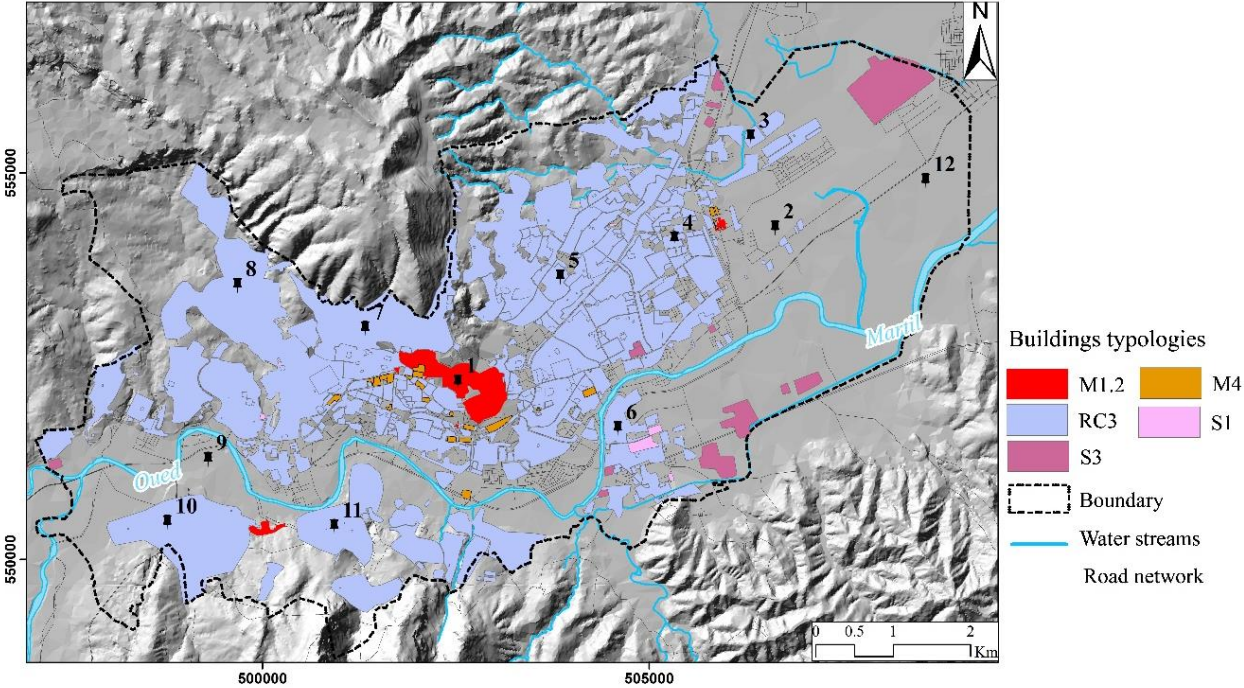


Figure 60 : The distribution of the different typologies studied in Tetouan city. 1: Old Medina, 2: Airport, 3: Souani, 4: Aviation, 5: Touelah, 6: Coelma, 7: Dersa, 8: Samsa, 9: Urban Park, 10: Tamouda, 11: Korat Sbaa, 12: The water treatment plant

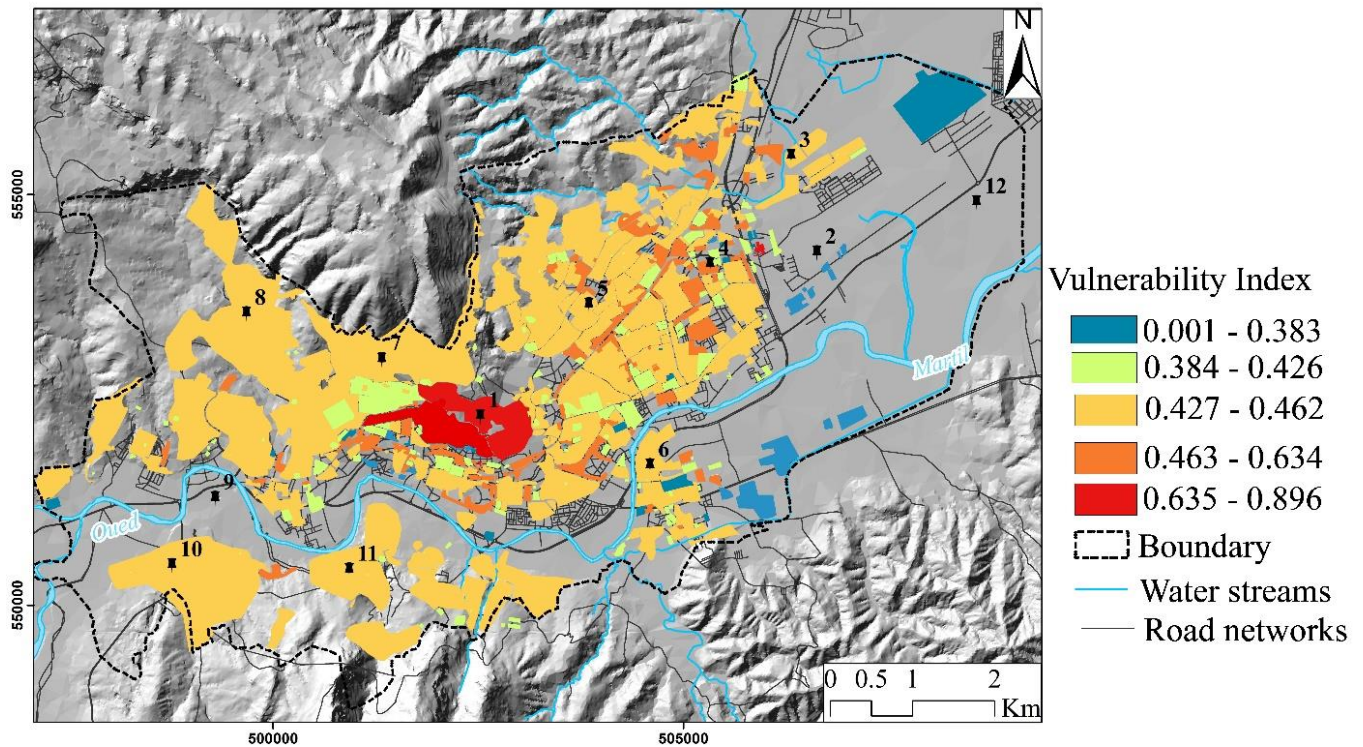
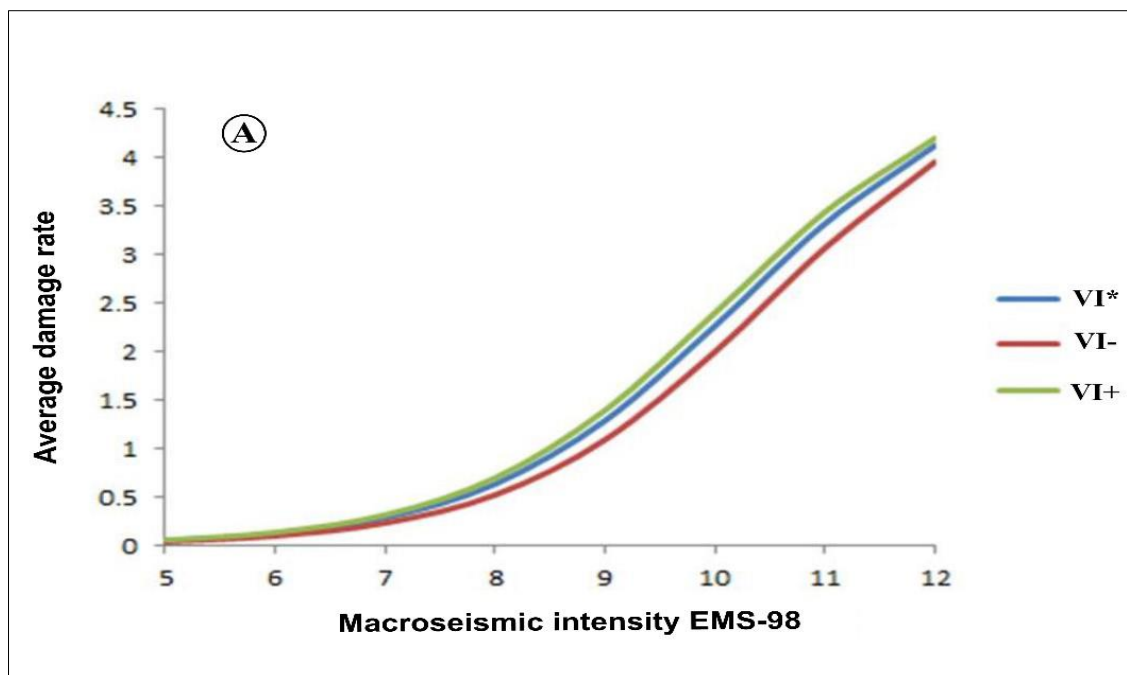


Figure 61 : The vulnerability index VI^* map of Tetouan city. 1: Old Medina, 2: Airport, 3: Souani, 4: Aviation, 5: Touelah, 6: Coelma, 7: Dersa, 8: Samsa, 9: Urban Park, 10: Tamouda, 11: Korat Sbaa, 12: The water treatment plant.

Thus, the vulnerability curves are the graphical representation of the average damage probability. These functions generally express the average damage or loss for a building or a class of buildings as a function of earthquake intensity. The vulnerability curves of the buildings corresponding to the typologies studied in Tetouan area are presented in figure 62.



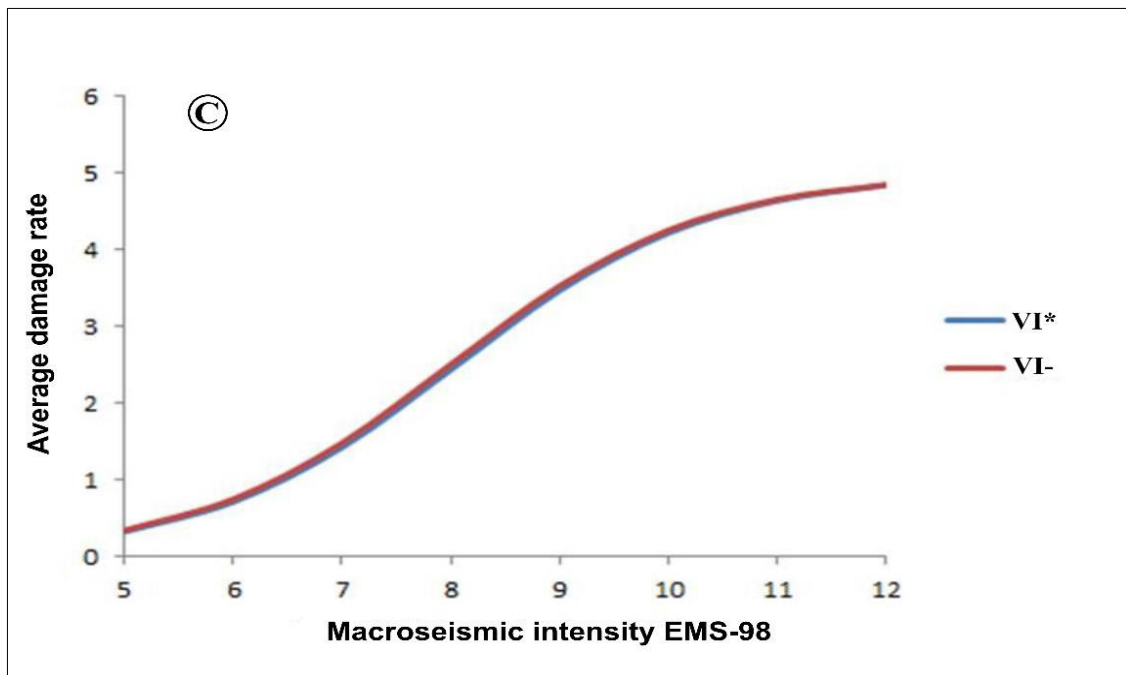
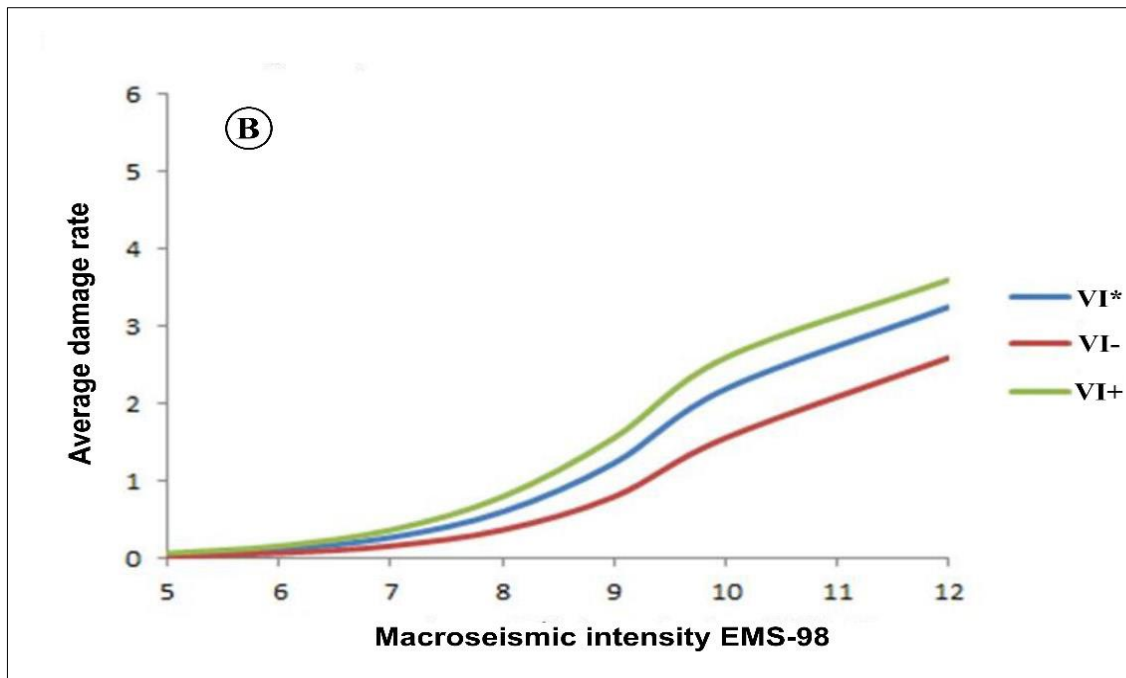


Figure 62 : Vulnerability curves for buildings corresponding to the a) RC3.1 typology, b) M4 typology and c) M1.2 typology. Where VI* (most probable value of the vulnerability index), Vi- and VI+ (limits of the plausible range of the vulnerability index).

The seismic intensities deduced from the maximum accelerations at the level of Tetouan and its region indicate a value of VII to VIII (Table 6). The vulnerability curves show that the average damage at the level of the RC3.1 and M4 typologies are lower than M1.2, which allows us to deduce that the M1.2 typology is more vulnerable in case of an earthquake intensity higher than VII. The different approaches of the vulnerability assessment are generally based on vulnerability curves that express the percentage of damage suffered by a type of structure for different seismic intensities. These curves are developed from the observation of damage during

past earthquakes, from expert opinion, or from analytical methods. However, the direct application of these curves cannot be done if the typology of the buildings under study is different from that of the buildings used to develop the vulnerability functions.

3.5 Discussion

The objective of the application carried out within the framework of the European research program (Risk-UE) was to initiate a process of taking into account the seismic risk in urban development and regional planning (Mouroux *et al.* 2004). This initiative was taken in close liaison and with the support of local services. The optimal goal of this study is to obtain the active appropriation of risk prevention by local authorities, based on their appreciation of the problem.

In a context where the elaboration of emergency measures to prepare for possible natural disasters, earthquakes as an example, is becoming more and more popular, the evaluation of the seismic vulnerability of existing buildings is a matter of necessity. Initially developed and applied in regions regularly affected by violent earthquakes, such as Al Hoceima city (Jabour *et al.* 2004, Stich *et al.* 2005, Akoglu *et al.* 2006, Kariche *et al.* 2018, Talhaoui *et al.* 2022), the seismic vulnerability assessment methods are now being extended to regions of low to medium seismicity such as the Tangier peninsula (Guerra-Merchán *et al.* 2014). This study helping for a better understanding of the vulnerability of the built heritage and consequently put in place a development and planning policy that will integrate the seismic risk in the various urban plans.

The analysis of the seismic vulnerability of existing buildings in Tetouan city gives an estimate in quantitative and qualitative terms, in particular the estimation of their degree of damage to seismic events. The estimation of this seismic vulnerability has been conducted in this study by a method of classification of buildings according to the VIM method. This method consists in assigning a vulnerability index V_I to each building. In this study, the old medina buildings built before 1961 with typology M4 and M1.2 (Fig. 60) and no seismic design (Pre-Code) are the more vulnerable buildings in Tetouan city (Fig. 61). On the other hand, most of the buildings in Tetouan city built before 2009 with typology RC3.1 (RPS 2000, v 2011), and corresponding to the low vulnerable buildings (moderate code).

Therefore, as Morocco has suffered by destructive and violent earthquakes with a high seismic intensities (Jabour *et al.* 2004; Cherkaoui *et al.* 2012), we present the average damage rate based on the macroseismic intensity scale (Table 6). However, the seismic intensities deduced from the maximum accelerations in the region level indicate a value of VII to VIII (Fig. 62). Thus, the vulnerability curves show that the average damage of the reinforced concrete typology is lower than masonry typology, which allows us to deduce that masonry buildings are more vulnerable in case of a seismic intensity higher than VII, which is in agreement with the above discussion.

Nevertheless, in northern Morocco, (Cherif *et al.* 2017, 2018), used the vulnerability index method in the context of urban developing planning as well as in risk mitigation. According to these studies, the VIM approach is a tool to provide useful information relating to the seismic vulnerability assessment. The same can be said about our study where the effectiveness of this method was considered sufficient to achieve our research goals.

In fact, the level 1 method of Risk-UE project remains a qualitative method and it needs to validate this approach. In this context, the next section will focus on seismic scenario assessment (acceleration spectrum) based on the Risk-UE project level 2 method.

4 Analyse et simulation des dommages : application de niveau 2

Les méthodes d'estimation de la probabilité de dommages à la construction utilisent les paramètres du mouvement du sol pour évaluer les dommages pour différents types de bâtiments. Quel que soit le danger, Cette méthodologie nécessite des bases de données et des inventaires, qui sont ensuite utilisés pour l'évaluation des dommages et de l'impact d'un danger spécifique. Les étapes suivantes expliquent la méthodologie sous une forme simplifiée.

4.1 Analyse déterministe des risques sismiques

Dans cette analyse, les paramètres de mouvement du sol sont spécifiés à partir d'un événement défini. Les paramètres comme la magnitude du séisme, le type de la faille à partir duquel le mouvement du sol sur le site est déterminé en fonction de la distance entre la source et la zone spécifique.

4.1.1 Mesure de la demande spectrale

Lorsque le sol tremblait en un point, l'énergie libérée de l'épicentre est représentée par le spectre. Le spectre représente le graphique entre l'accélération spectrale et le déplacement spectral. L'accélération spectrale en un point d'une période donnée est déduite des équations d'atténuation qui utilisent plusieurs paramètres tels que les conditions du sol, les types de roches, la distance de l'épicentre, etc.

On a utilisé la fonction d'atténuation dérivée de la loi d'Ambraseys et al. 2005 pour le calcul des pics de l'accélération spectrale du séisme 1909 pour les vitesses de cisaillement $360 < V_{S30} < 760$ m/s. L'accélération spectrale est représentée par rapport au déplacement spectral (Fig. 63).

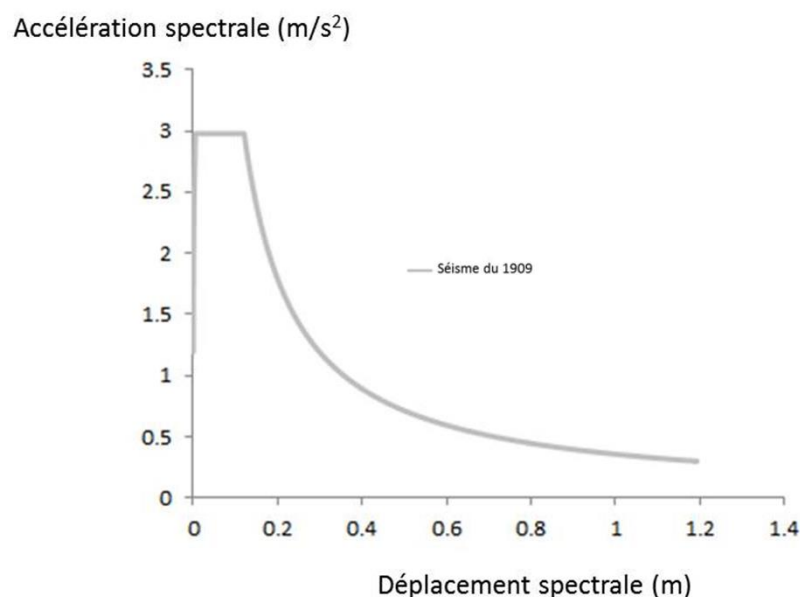


Figure 63 : Demande spectrale pour les vitesses de cisaillement $360 < V_{S30} < 720$

4.1.2 Courbe de capacité

Il convient aussi de définir le niveau de conception parasismique ou "*code level*" qui a été appliqué lors de la construction du bâtiment. Ce code est sélectionné en fonction de l'année de construction du bâtiment et de sa structure (tableau 9).

Tableau 9 : *Années de référence pour le niveau de conception parasismique*

Niveau de conception sismique pour des bâtiments typiques en fonction de l'année de construction et du type de bâtiment			
Type de construction	Année de construction		
	Pré-1961	1961-2007	Sup 2007
Maçonnerie	PC (Pre-Code)	LC (Low-Code)	MC (Moderate-Code)

Ces années de références doivent être ajustées selon la zone sismique considérée. *Pre Code* correspond aux bâtiments n'ayant aucune conception parasismique, *Low Code* correspond aux bâtiments ayant un faible dimensionnement parasismique, *Moderate Code* correspond aux bâtiments ayant un dimensionnement parasismique modéré et *High Code* correspond aux bâtiments ayant le plus haut niveau de dimensionnement parasismique. En effet, les types de bâtiment HAZUZ (URML-pre, RC3L-low et RC3M-low) sont les types de bâtiment identifiés dans la zone d'étude selon la conception parasismique. Les bâtiments avec des murs porteurs en maçonnerie non-armée (URM) présente une typologie particulièrement sensible au risque sismique.

La plupart des bâtiments de la ville de Tétouan étant construits avant 2007, près de 15.8% ont été construits selon le code moyen (M), 64.7% ont été construits selon le code faible (L), près de 19.5% sont pré-code (PC) et ceci laisse présager que les bâtiments construits selon le code faible (PC et L) seront plus sensibles aux séismes.

Les courbes de capacité sont générées à partir des points de rendement et de capacité ultime du bâtiment. Ces valeurs changent selon les types de bâtiments en fonction de leur niveau de conception sismique. Le poids du bâtiment et matériau de construction sont des facteurs importants dans le développement de ces courbes. Ces courbes définissent la force de la construction pour résister aux tremblements de terre.

La Figure 64, montre les courbes de capacité pour les systèmes à conception sismique faible code et conception sismique pré-code respectivement. C3L indique une hauteur faible structure en béton avec murs de remplissage en maçonnerie non armée. C3M indique un cadre en béton de hauteur moyenne, structure avec des murs de remplissage en maçonnerie non renforcée et URML-pre structure avec mur porteur en maçonnerie.

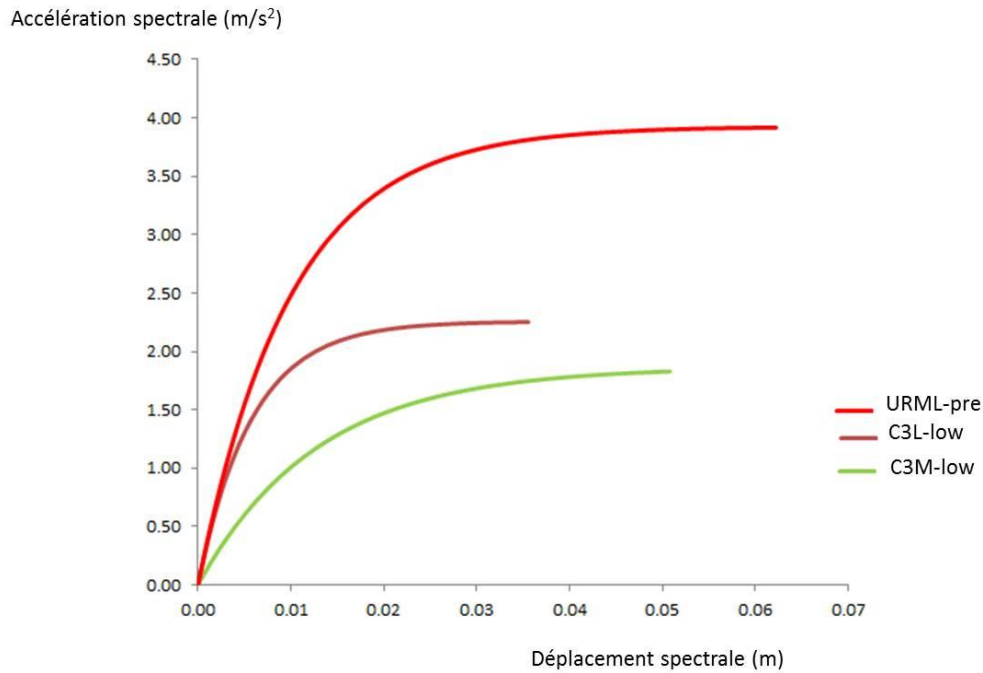


Figure 64: Courbe de capacité des typologies (URML_pre, C3L_low et C3M_low), définies au niveau de la province de Tétouan

Les courbes de capacité définissent le comportement non linéaire des bâtiments qui sont décrits par le point de rendement 'yield point' et la capacité ultime (Fig. 65 et tableau 10).

Les bâtiments réagissent aux tremblements de terre. Comme les bâtiments sont attachés au sol avec des fondations, l'extrémité libre, c'est-à-dire que le toit est plus secoué que le sol. Il y a toujours une force incorporée pour résister à la secousse. Mais quand la force atteint son niveau maximum, il tend à atteindre sa limite supérieure et finit par s'effondrer. Jusqu'à une limite, la résistance incorporée du bâtiment résiste à la secousse et permet au bâtiment de rester raide Droit, cela s'appelle le point de capacité de rendement « yield capacity : point seuil d'élasticité ». Lorsque la construction atteint sa capacité de rendement, elle commence à trembler jusqu'à une limite et à un stade où le bâtiment perd toute sa force et ne peut plus résister à la force de tremblement et les systèmes structurels des bâtiments échoue complètement. Ce point avant de perdre toute sa force à secouer est appelé « point ultime ». La courbe de capacité est généralement dérivée de ces deux points

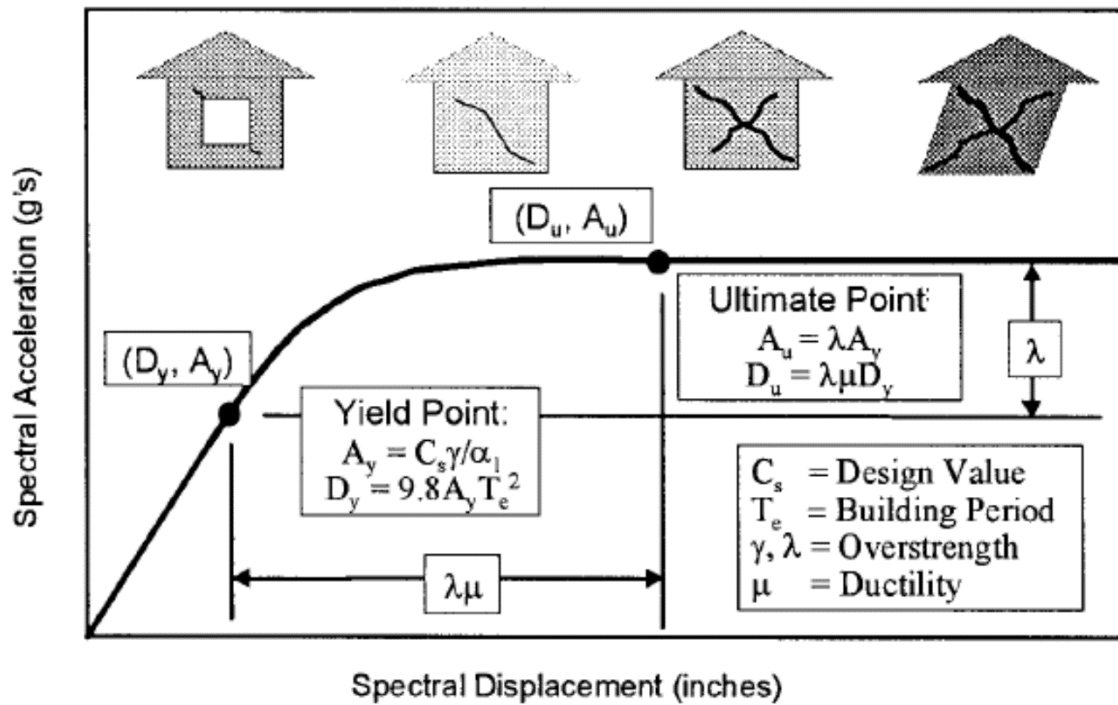


Figure 65 : Courbe de capacité indiquant les points de rendement et de capacité maximale (Kircher et al. 1997)

Tableau 10 : Point de rendement et capacité ultime au niveau des conceptions sismique à faible code et pré-code

Type de bâtiment	Niveau de conception sismique à faible code			
	point de capacité de rendement (Yield point)		point de capacité ultime (Ultimate point)	
	D_y (in.)	A_y (g)	D_u (in.)	A_y (g)
C3L	0.12	0.10	1.35	0.225
C3M	0.26	0.08	1.95	0.188
URML	Niveau de conception sismique pré-code			
	0.24	0.20	2.40	0.40

Le point de rendement et la capacité ultime des niveaux de conception sismique à faible code et pré-code présentent une différence mineure ce qui est dû au peu de considérations sismiques suivies dans les bâtiments de conception sismique à faible code. En raison de l'absence de ces considérations dans les bâtiments de conception sismique antérieurs au code, elles présentent des valeurs des spectres de déplacement plus élevés par rapport aux bâtiments à faible code, ce qui entraîne des dommages plus importants en cas de séisme.

Les bâtiments C3M qui ont plus de 5 étages ont généralement une fréquence propre inférieure, par conséquent, peut subir des dommages en raison de tremblement de terre à des périodes plus longues. Ces bâtiments montrent des valeurs de déplacement élevées à faible accélération spectrale. Au fur et à mesure que le nombre d'étages diminue, comme en faible

hauteur C3L, leur fréquence naturelle augmente et leur déplacement spectral est plus faible et une accélération comparativement plus élevée.

4.1.3 Réponse des bâtiments

La réponse du bâtiment est déterminée au point où le spectre croise la courbe de capacité (Kircher et al. 1997). Différents bâtiments ont différents points d'intersection à différents spectres de demande. Donc, pour une secousse donnée, chaque bâtiment a un niveau différent de dommages. La figure 66, montre que les bâtiments les plus solides ont généralement plus de temps avant la destruction que les plus faibles bâtiments, car ils ont tendance à prendre plus de temps pour atteindre leur capacité maximale par rapport au plus faible immeubles

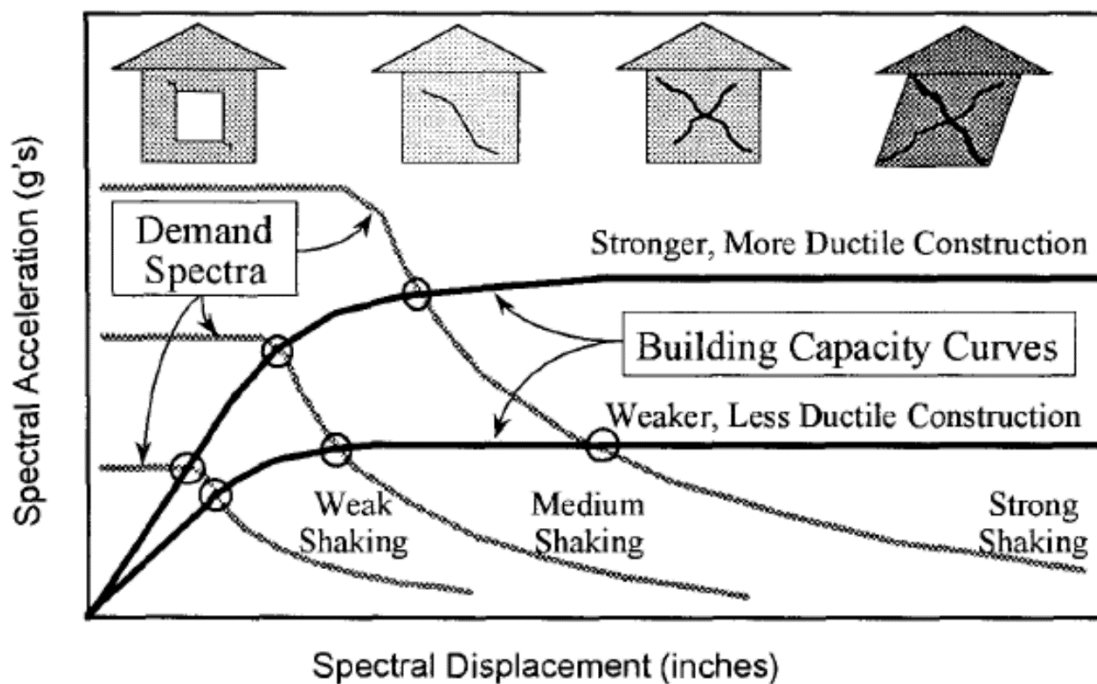


Figure 66 : Courbe de capacité indiquant les points de rendement et de capacité maximale (Kircher et al. 1997).

La réponse de la construction du code faible et du code pré au niveau de la province de Tétouan à l'accélération spectrale du séisme 1909 modélisée est présentée au niveau de la figure 67. Les courbes indiquent qu'il n'y a pas de différence majeure dans la réponse du bâtiment entre le code bas et le code pré de conception sismique. Cependant, les structures de type C3M ont la réponse de construction la plus élevée et en revanche, les bâtiments de type URML ont la réponse de construction la moins élevée par rapport à tous les autres types de bâtiments.

Accélération spectrale (m/s²)

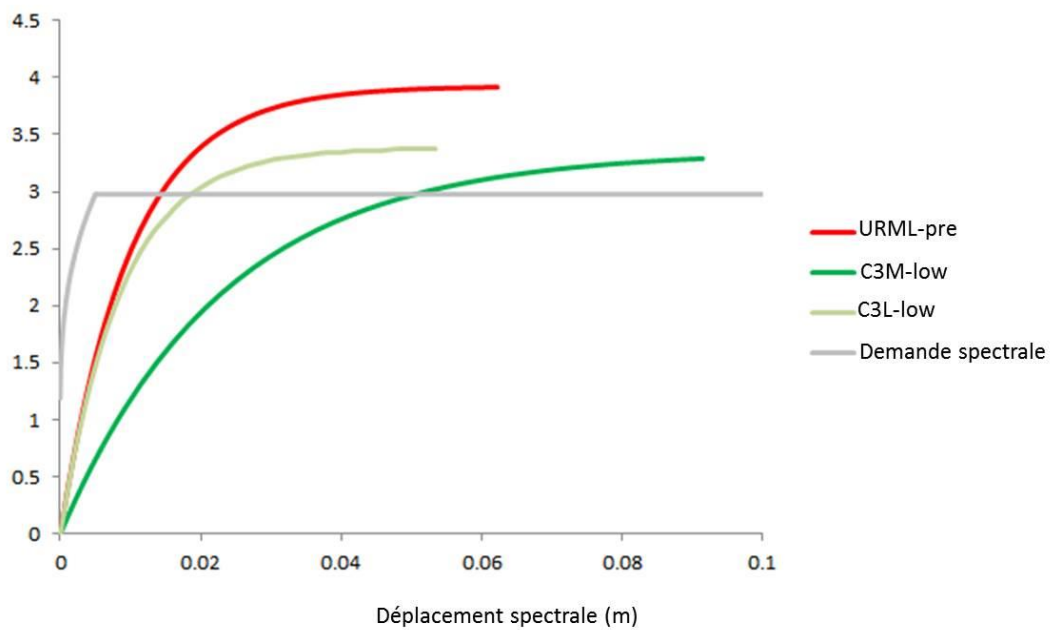


Figure 67 : Courbes de demande spectrale du séisme de 1909 et des capacités pour les conceptions sismique pré et faible code

4.1.4 Probabilités de dommages

Les courbes de fragilité sont définies par les fonctions log-normales décrivant la probabilité d’atteindre ou dépasser les dommages structurels et non structurels pour un déplacement spectral donné. Celles-ci déterminent la probabilité que les bâtiments subissent des dommages légers, modérés, importants ou complets (Fig. 68). Les dommages sont basés sur le niveau de conception sismique du bâtiment.

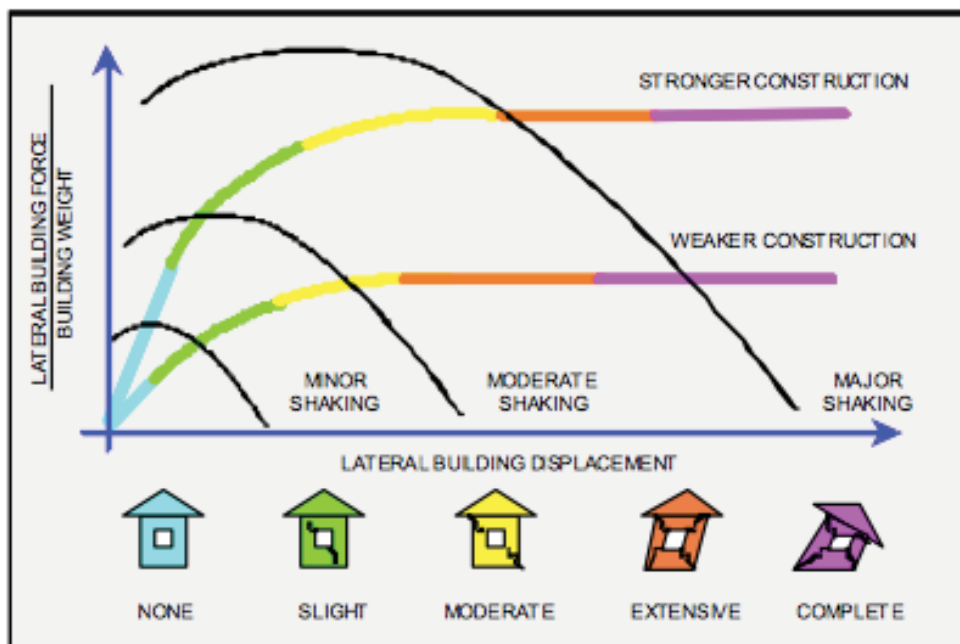


Figure 68 : Méthode du spectre de capacité montrant le niveau des dommages (FEMA 2011)

Au niveau de la province de Tétouan, les réponses des bâtiment étant située plus proche de la capacité ultime dans les trois type de construction (URLM, C3L et C3M) , les courbes de fragilité montrent qu'il y a une forte probabilité pour que les bâtiments subissent des dommages modéré à extensive.

4.2 Analyse probabiliste des risques sismiques

4.2.1 Demande spectrale

On utilise une accélération probabiliste à 475 ans (Fig. 69) ; ce qui correspond à une probabilité de 12% que cette accélération soit dépassée en 50 ans. L'utilisation d'un tel scénario permet d'avoir une idée du taux de dommage que l'on peut attendre en 400 ans.

Les préjudices physiques graves aux habitants se produisent essentiellement pour les degrés de dommage extensif et complet. Pour cette raison, les probabilités d'occurrence des dégâts au sein de chaque classe de construction sont calculées pour une accélération de 0.166g qui représente l'accélération maximale pour une période retour de 475 ans au niveau de la province de Tétouan (Fig. 69). La conception de spectres de la demande spectrale élastiques correspondant à l'accélération de 0.166g avec un amortissement (dumping) de 5% pour la classe de sol B ($360 < V_s > 760$) au niveau de la commune urbaine de Tétouan est présentée à la figure 29.

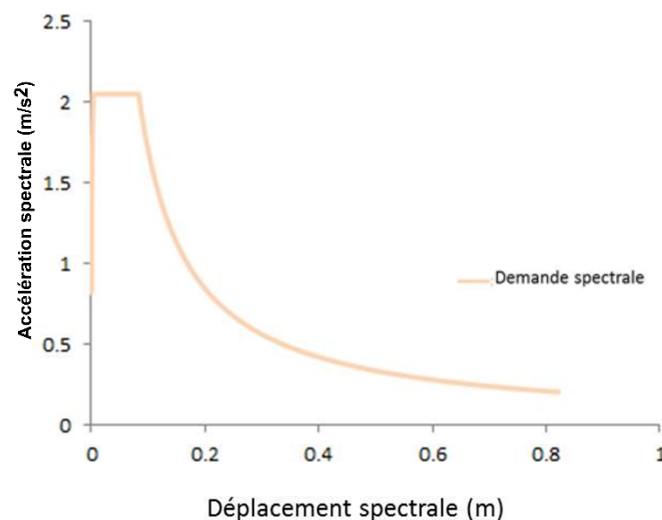


Figure 69 : Conception de spectre de la demande spectrale pour la période 400 ans

4.2.2 Réponse des bâtiments

Les réponses des bâtiments pour l'accélération probabiliste maximum à 400 ans sont présentées à la figure 70. Les valeurs 0.005 et 0.018 sont respectivement des valeurs correspondant aux réponses des bâtiments pour les typologies C3L-low, URML-low et C3M-low. Les réponses des bâtiments étant située plus proche de point de rendement dans les trois type de construction (URLM, C3L et C3M) ; les courbes de fragilité montrent qu'il y a une forte probabilité pour que les bâtiments subissent des dommages faibles à modérés.

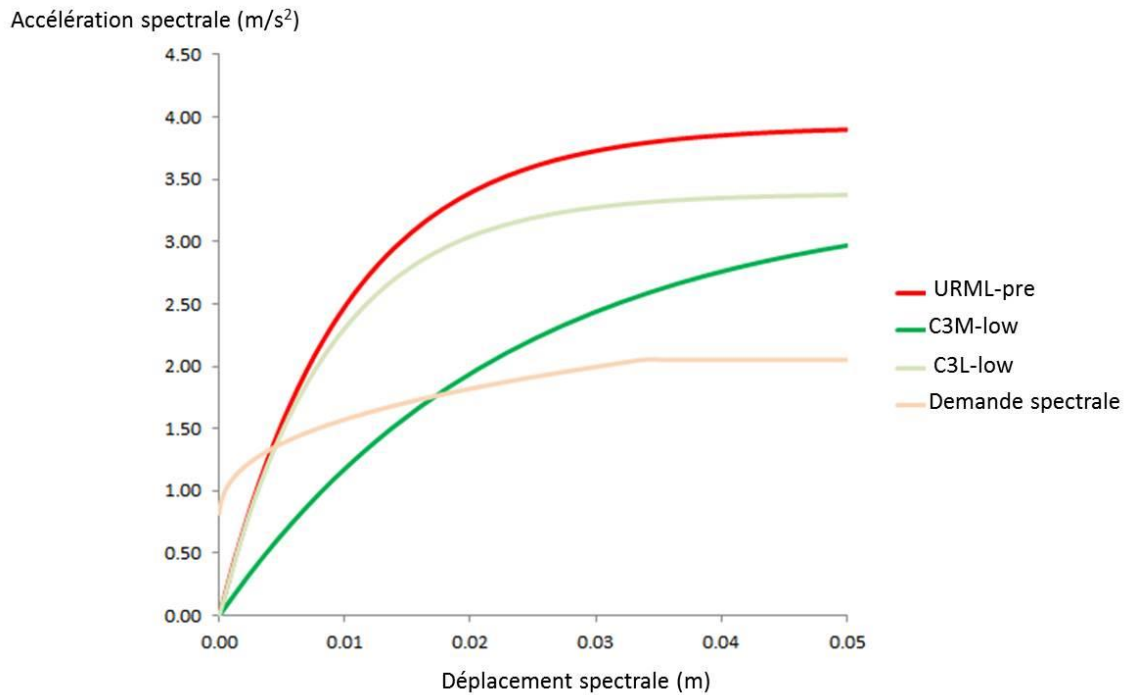


Figure 70 : Courbes de demande spectrale pour la période retour de 400 et des capacités pour les conceptions sismiques pré et faible code

4.3 Calcul des probabilités d'occurrence des dégâts

4.3.1 Commune urbaine de Tétouan

Les cartes suivantes représentent les probabilités d'occurrence des dégâts au sein de chaque classe de construction, pour les différents scénarios de séismes étudiés. Les probabilités de dommages discrets sont calculées à partir des probabilités de dommages cumulées. Sur la base de probabilités de dommages discrètes le pourcentage de dégâts pour chaque bâtiment type a été calculé. Les probabilités de dégâts de chaque type de bâtiment ont été calculées pour cinq degrés de dommages différents (aucune, légère, modérée, étendue, complète). Cependant, le nombre des bâtiments selon la typologie est présenté aux figures 71, 72 et 73.

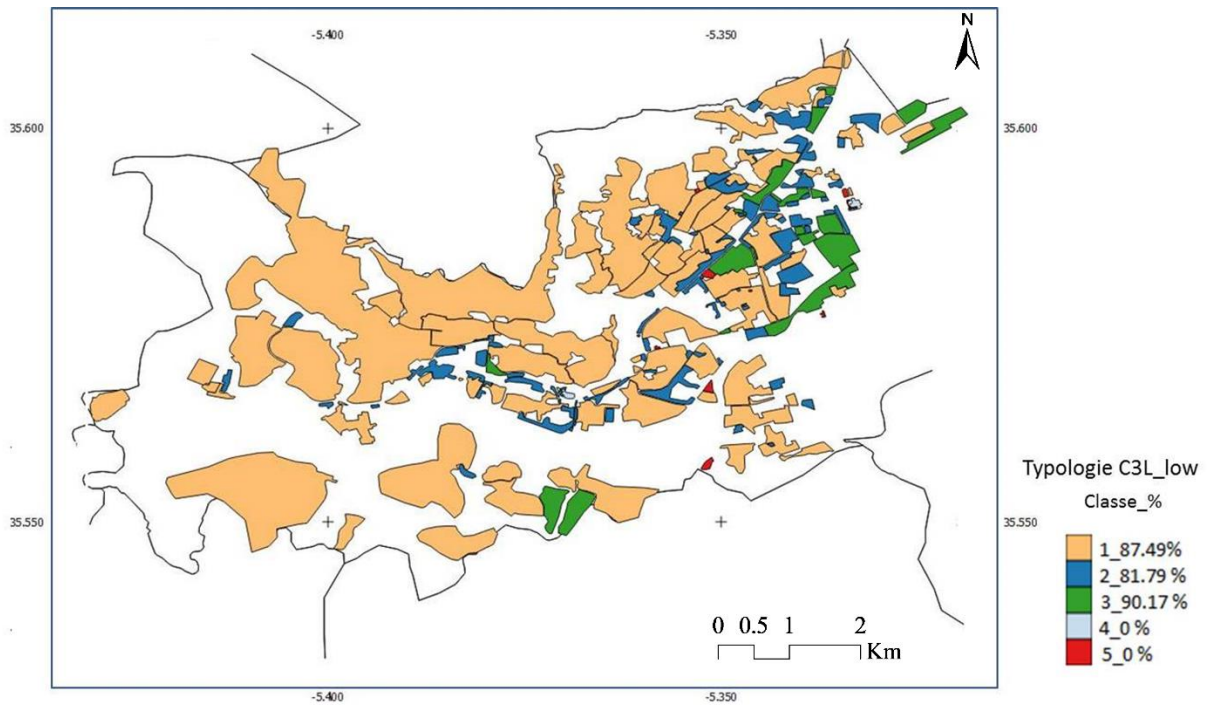


Figure 71 : Nombre de bâtiment en % pour la typologie C3L_low au niveau des classes :
 1 Maison marocaine, 2 Appartement, 3 Villa, 4 Construction sommaire et 5 Autres

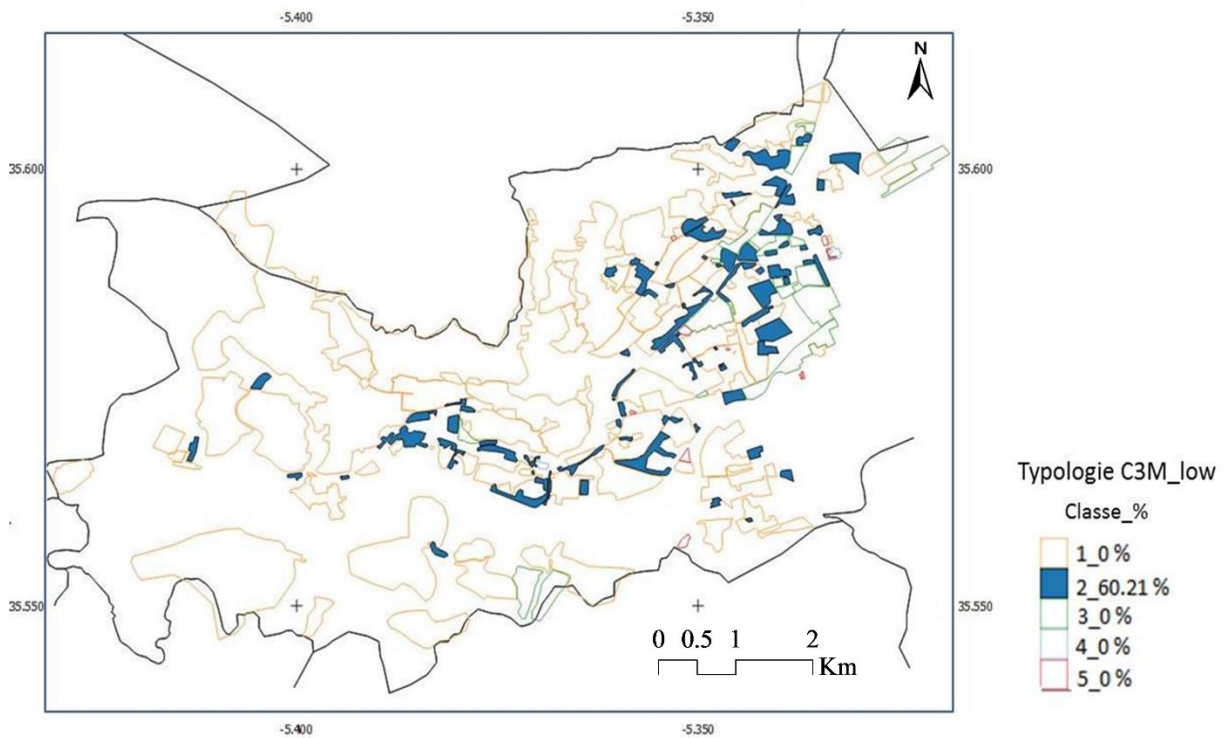


Figure 72 : Nombre de bâtiment en % pour la typologie C3M_low au niveau des classes :
 1 Maison marocaine, 2 Appartement, 3 Villa, 4 Construction sommaire et 5 Autres.

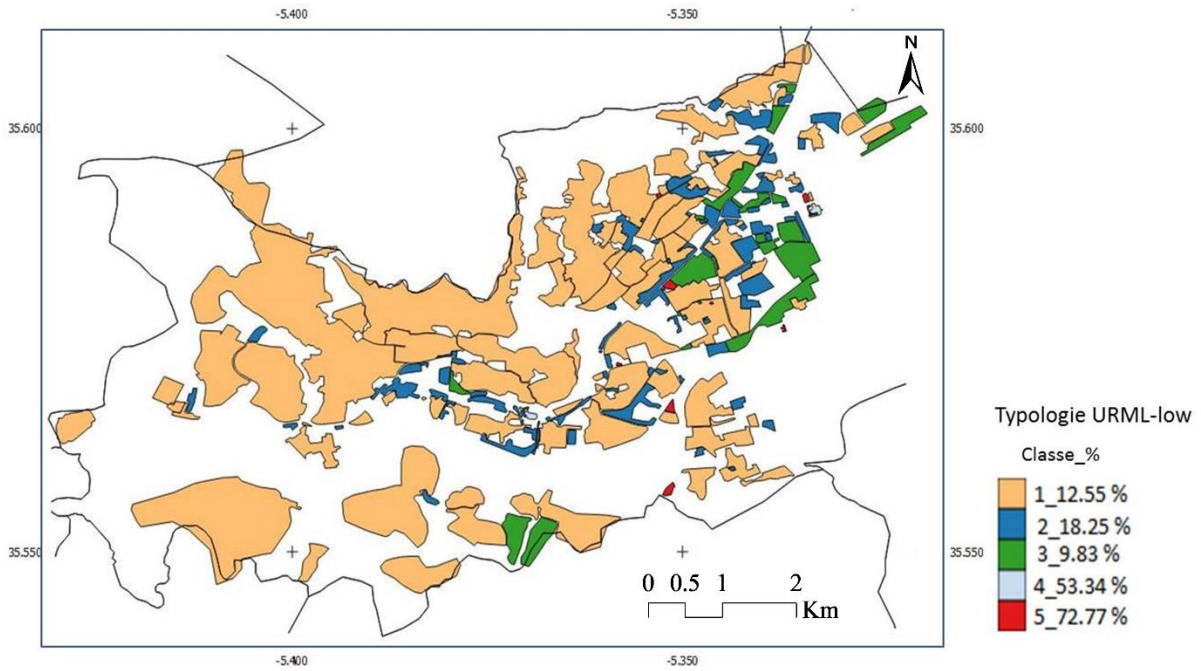


Figure 73 : Nombre de bâtiment en % pour la typologie URML_low au niveau des classes : 1 Maison marocaine, 2 Appartement, 3 Villa, 4 Construction sommaire et 5 Autres

Le nombre de la population de la ville de Tétouan au niveau de chaque classe (Maison marocaine, Appartement, Villa, Construction sommaire et Autre) est présenté à la figure 74 a.

Les probabilités des dégâts calculé par le programme SELENA v6.5 (Molina et al. 2015), sont présentées aux (figures 74 b, c, d) respectivement pour URML-pre, C3L-low et C3M-low.

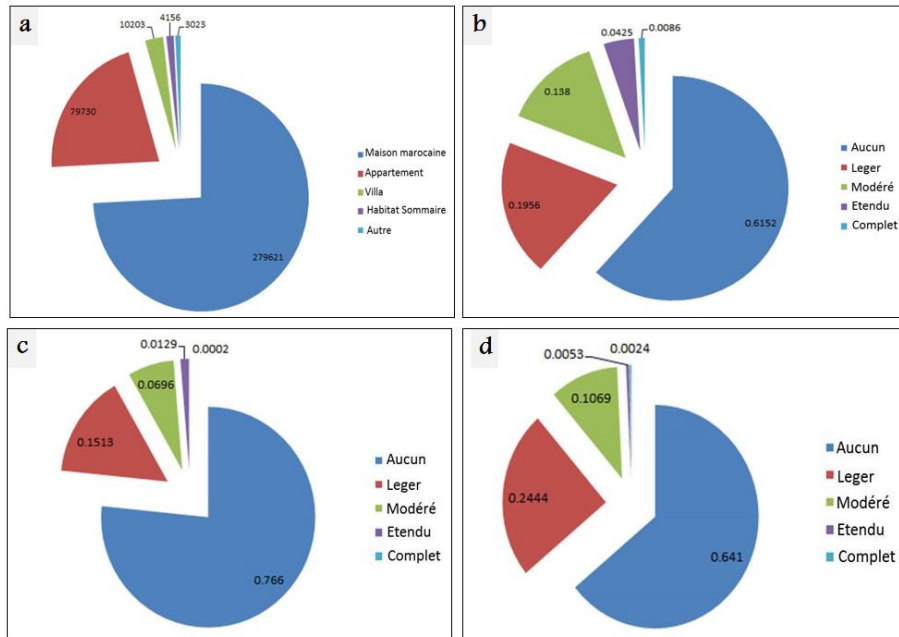


Figure 74 : A) Nombre de la population au niveau de chaque classe de résidence, B) Les probabilités de dégâts pour les bâtiments de type URML-pre. C) Les probabilités de dégâts

pour les bâtiments de type C3L_low et D) Les probabilités de dégâts pour les bâtiments de type C3M_low.

La date du tremblement de terre et la disponibilité de données individuelles sur le statut socio-économique nous ont offert une occasion unique d'étudier les effets de l'état de santé d'une personne sur ses chances de survie lors d'un tremblement de terre majeur. En ce sens, les séismes peuvent se produire dans la nuit, alors que la majorité des gens dormaient, il est peu probable que les effets observés du statut socioéconomique et de l'état de santé sur la vulnérabilité au décès dû au tremblement de terre aient été confondus avec des facteurs tels que l'emplacement de la personne (à l'intérieur ou à l'extérieur).

Il est raisonnable de penser que l'une des principales différences entre les personnes décédées (les cas) et celles qui ont survécu (les témoins) pourrait bien être le fait que l'état de santé au moment du tremblement de terre ait empêché les gens de sortir de leur logement ou de prendre d'autres mesures de protection. La généralisation des résultats de l'étude était élevée, car de nombreux tremblements de terre se produisent la nuit, et les tremblements de terre nocturnes ont tendance à faire plus de victimes humaines que les tremblements de terre diurnes (Alexander 1996).

Un scénario sismique de jour nécessiterait des données beaucoup plus précises sur les mouvements de population en fonction de l'heure ainsi que de la période de l'année. Par exemple, dans notre scénario sismique de nuit, seuls les habitants permanents sont considérés. Or, l'activité touristique de Tétouan étant prédominante, la population saisonnière peut fortement influencer l'évaluation de l'impact du séisme. Dans notre zone d'étude, le nombre et le type de blessé si le séisme a eu lieu la nuit, est présentée à la figure 75.

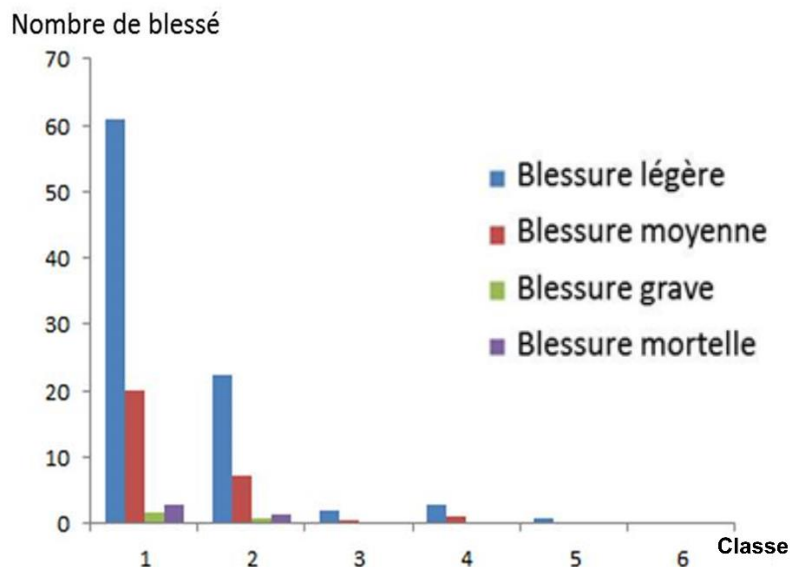


Figure 75 : Nombre de blessé au niveau des classes 1 (Maison marocaine), 2 (appartement), 3 (villa), 4 (Sommaire) et 5 (Autre), si le séisme a eu lieu dans la nuit.

L'ampleur des dommages causés au bâtiment et à son contenu est estimée directement par l'application d'une courbe de dommage associée à chaque classe d'occupation / bâtiment. Le

dommage moyen, une estimation des dommages causés aux bâtiments et aux autres installations à une accélération (g) donnée, exprimée en pourcentage des coûts de réparation du remplacement de la structure. Le MDR (rapport des dommages moyens) totale estimé pour la ville de Tétouan est de 0.023 (2.3%) pour une accélération estimée à 0.166 g. Le MDR pour chaque type de construction est présenté dans la figure 76.

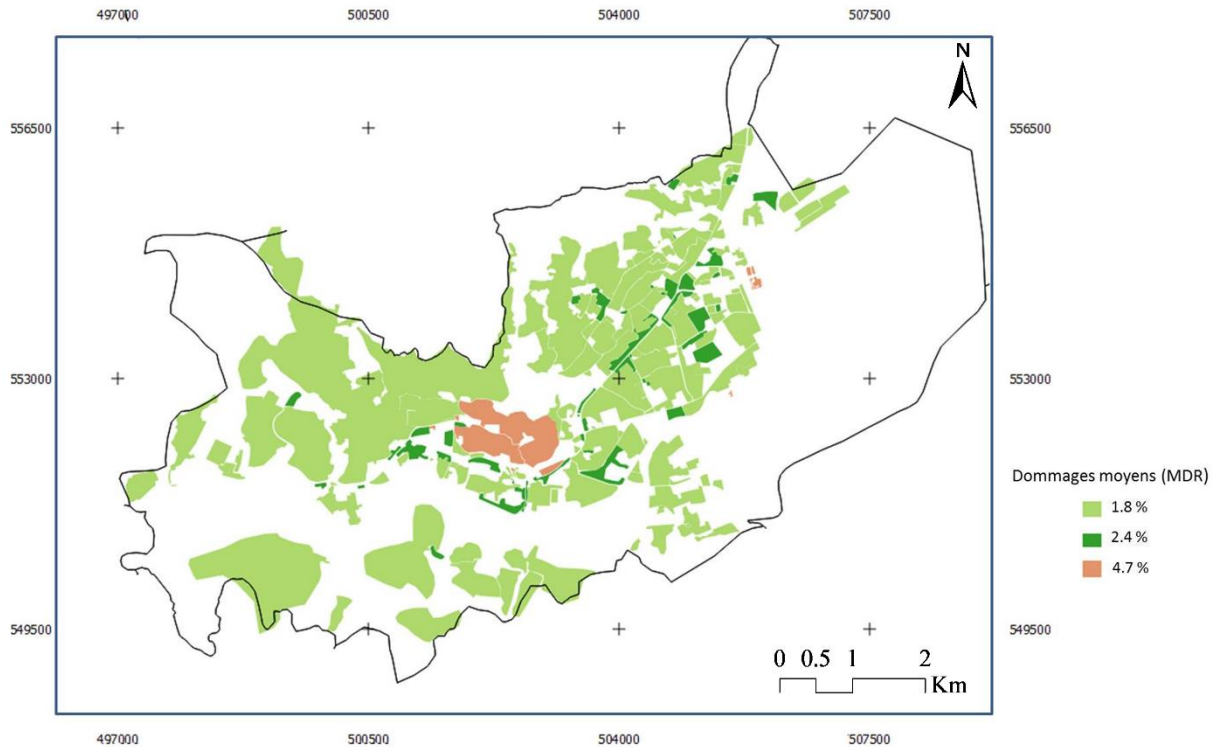


Figure 76 : Degré de dommages moyens (MDR) au niveau de la CU de Tétouan

5 Conclusion du chapitre VI

Dans ce chapitre, nous utilisons l'approche de la méthode de l'indice de vulnérabilité (MIV), qui a été développée dans le cadre du projet Risk-UE (2003) pour l'évaluation de la vulnérabilité sismique des bâtiments existants dans la ville de Tétouan. Nos résultats préliminaires suggèrent que les bâtiments de l'ancienne Médina et de son voisinage avec des typologies de murs en pierre simple et en maçonnerie renforcée et confinée ayant des indices de vulnérabilité plus élevé par rapport aux autres zones de la ville. En outre, nous concluons que la validité de la qualité de la méthode MIV dépend des données d'entrée (input) utilisées dans leurs procédures suivantes, ainsi que dans la préparation de base des données.

Conclusion général

L'évaluation du risque sismique à l'échelle nationale représente une ressource importante pour introduire des mesures susceptibles afin de réduire les pertes potentielles dues aux futurs tremblements de terre. Cette évaluation résulte de la combinaison de trois éléments : l'aléa sismique, la vulnérabilité structurelle et les données d'exposition. A l'échelle locale, ce travail de thèse a permis de déterminer la situation des bâtiments vis-à-vis des tremblements de terre, en considérant une méthodologie potentiellement adaptable au contexte de la construction marocaine. L'étude a également été consacrée à l'évaluation d'effet de site en se basant sur le bruit ambiant dans la zone urbaine, afin de permettre une meilleure stratégie préventive pour de futurs tremblements de terre. A l'échelle régionale, l'étude visent à améliorer notre compréhension de la structure et des processus terrestres en analysant les ondes sismiques et leurs interactions avec les limites de la subsurface. Ces études contribuent à divers domaines, notamment le génie civil, la géophysique, la sismologie, la tectonique...etc.

Les fonctions de réception sont une des techniques couramment utilisée en sismologie pour étudier la structure de vitesse de la croûte et du manteau supérieur à l'aide de sismomètres temporaires et permanents à trois composantes. La méthode des fonctions de réception présente l'avantage d'être exempte de réflexions multiples, ce qui la rend adaptée à l'étude des discontinuités sismiques à des profondeurs importants. La structure crustale de la chaîne du Rif, a été étudiée en appliquant les fonctions réceptrices (RFs), sous les 35 stations sismiques à large bande (Topo-Iberia, Picasso, CNRST) situées dans le nord du Maroc.

En conséquence, l'épaisseur de la croûte varie de 30 à 49 km dans la partie occidentale du domaine du Rif et de 23,7 à 32,5 dans la partie orientale. Dans la zone adjacente, l'épaisseur de la croûte observée varie de 26,8 à 43,2 et le rapport V_p/V_s moyen sous la zone d'étude varie de 1,7 à 1,8. Les variations latérales de l'épaisseur de la croûte ou des profondeurs du Moho montrent un soulèvement asymétrique sous le nord du Maroc. Cette observation pourrait être liée à l'effet tectonique régional et local, représentant l'effet des contextes tectoniques des régions d'Alboran, en plus de l'effet de la subduction de la plaque africaine avec la plaque européenne. Par rapport aux études précédentes, les recherches actuelles ont couvert la majeure partie du nord du Maroc et ont fourni de nouvelles données sur l'évolution tectonique et la structure crustale de ces régions. Les résultats de nos études sont cohérents avec ceux des études précédentes, en particulier dans les stations des mêmes régions.

Des études détaillées du sous-sol sont nécessaires pour comprendre les mouvements du sol enregistrés à la surface, tandis que la planification urbaine et l'atténuation des risques sismiques sont des actions qui doivent être basées sur des informations générales concernant les effets de site. L'objectif de ce travail était donc d'obtenir un premier modèle général de la structure interne du bassin d'Oued Martil qui pourrait expliquer les amplifications sismiques observées sur les signaux des tremblements de terre enregistrés dans la région. Un objectif implicite était d'évaluer, dans la mesure du possible, différentes techniques du bruit sismique avec lesquelles le sous-sol peut être imagé dans un environnement urbain, avec les défis que cela implique en matière de traitement des données.

Cette thèse a utilisé et analysé les données géophysiques collectées d'après des 197 mesures H/V du sol (microzonage sismique) et 43 mesures H/V au sein des bâtiments auscultés à travers le Tromino (séismographe) entre 2019 et 2020. Nos résultats, suggèrent des liens intéressants entre la géométrie du bassin et les structures du sous-sol avec les distributions spatiales de l'indice H/V, de l'indice de vulnérabilité de sol (K_g) et des V_{S30} . Ces effets doivent être étudiés de manière plus approfondie car ils peuvent expliquer non seulement les risques sismiques dans la zone d'étude, mais aussi dans des contextes géologiques similaires dans la région de la mer d'Alboran. Le fait que les zones dangereuses semblent être concentrées principalement dans la partie sud du bassin témoigne de l'importance de mener des enquêtes multi-stations, car l'aléa peut ne pas être réparti uniformément sur le même corps sédimentaire. Plus les mesures H/V sont nombreuses, plus les résultats sont fiables.

Les résultats soulignent également l'importance de ne pas baser sur une seule station pour caractériser des vastes zones hétérogènes, comme l'ont fait par des auteurs. Toutefois, la différence entre les fréquences des sols et les fréquences propres au niveau des bâtiments concernées par l'étude nous indique que le phénomène de résonance sol-structures en cas de séisme n'aura pas lieu au niveau des bâtiments ausculté. Enfin, nous estimons qu'il est important d'étudier le potentiel sismique de la région afin de déterminer si des événements sismiques peuvent ou non atteindre le bassin de Martil et provoquer les effets décrits ci-dessus.

L'aléa sismique ainsi que les effets de site ont été définis en termes d'intensité macrosismique en introduisant deux scénarios de séismes ; un scénario déterministe qui considère les tremblements de terre de 1960 et de 1979 comme séisme de référence et un scénario probabiliste d'une période de retour de 475 ans. Cette méthode s'est avérée être un outil statistique simple pour évaluer la vulnérabilité des bâtiments existant et d'évaluer le risque sismique lorsque des informations limitées sont disponibles.

Les résultats de la vulnérabilité sismique montrent que la plupart des bâtiments ont un faible indice (V_i), probablement liés à l'amélioration de la qualité de construction d'après RPS (2000, v 2001). Cependant, les bâtiments d'ancienne Médina ont des V_i importants, ce qui peut être principalement lié au non-respect des normes parasismiques. En effet, l'ampleur des dommages causés au bâtiment et à son contenu est estimée directement par l'application d'une courbe de dommage associée à chaque classe d'occupation / bâtiment. Le MDR (rapport des dommages moyens) totale estimé pour la ville de Tétouan est de 0.023 (2.3%) pour une accélération estimée à 0.166 g. Cela implique que les dommages les plus importants sont prévus dans les anciens quartiers (ancienne Médina), ce qui est rejoint par l'indice de vulnérabilité, où la majorité des constructions de la ville sont bâti avant 1961 (pré-code). Par conséquent, les habitants construisent leurs maisons dans des endroits inadéquats menacés principalement par des pentes, avec un minimum de considération pour les normes parasismiques de construction.

D'un point de vue socio-économique, les résultats de cette étude suggèrent que le phénomène des tremblements de terre est capable d'entraver le développement socio-économique de la région. Pour cette raison, nous suggérons que l'État investisse massivement dans l'étude et le développement de stratégies d'atténuation afin de limiter leur impact et d'éviter de lourdes pertes économiques dues aux future séismes.

Dans l'ensemble, les méthodes utilisées dans ce travail de thèse se sont avérées efficaces pour améliorer notre compréhension des risques sismiques et guider les processus de prise de décision. Ces études ont joué un rôle essentiel dans la réduction de la vulnérabilité des

communautés et des infrastructures aux événements sismiques, ce qui a permis de sauver des vies et de minimiser l'impact socio-économique des tremblements de terre. La poursuite des recherches et des progrès dans ce domaine améliorera encore notre capacité à évaluer et à gérer les risques sismiques à l'avenir.

Enfin, la validation des résultats est cruciale, et c'est un problème majeur pour les scénarios sismiques en raison des grandes incertitudes impliquées. Le meilleur test de validation est l'occurrence du scénario de tremblement de terre simulé ; cela prouverait les similitudes entre la simulation et les dommages observés et validerait à la fois la méthode utilisée et la qualité des données.

Perspective

Le travail de thèse a permis de franchir une étape importante pour une meilleure compréhension du risque sismique. Toutefois, autant que le travail répond à des questions, il en soulève d'autres. Autant de limites qui peuvent être explorées lors de projets futurs. C'est dans cette optique que l'on propose des suggestions pour de futurs travaux liés au risque sismique :

- Rénovation et amélioration des bâtiments : En donnant la priorité aux programmes de modernisation et en mettant en œuvre des mesures visant à améliorer les bâtiments existants (renforcement), il est possible d'accroître de manière significative leur résistance aux événements sismiques.
- Considérer d'élargir les bases de données déjà existantes dans les zones urbaines de Tétouan ainsi que de planifier des investigations dans les milieux ruraux de la chaîne du Rif.
- Un scénario basé sur des techniques de simulation des risques sismiques telles que l'approche PGA peut être utilisé pour comprendre les effets sismiques du site dans la plaine inondable de Martil, afin d'évaluer les effets induites par les tremblements de terre sur l'environnement bâti.
- Des mesures supplémentaires d'H/V à l'intérieur des bâtiments peuvent améliorer notre compréhension de la résonance sol-structure et aider les ingénieurs à concevoir des bâtiments plus résistants, ainsi qu'à développer des plans d'intervention d'urgence efficaces en cas de tremblement de terre.
- Comparer les données sismiques avec celles des régions sud d'Espagne afin de comprendre les liens entre la géométrie et la structure des bassins néogène, ainsi que pour une meilleure estimation du nouveau modèle de bruit
- Effectuer des cross-section déterminées pour résoudre les anomalies difficiles à interpréter

Références bibliographiques

- Abdelouahad B, Abdallah EH (2022) Macroseismic survey and geological investigations following the Al Hoceima (Morocco) earthquake of February 24 , 2004 investigations géologiques. 13–25
- Abudeif AM, Fat-Helbary RE, Mohammed MA, et al (2019) Estimation of the Site Effect Using Microtremor Technique at New Akhmim City, Akhmim, Sohag, Egypt. *Russ Geol Geophys* 60:231–239. <https://doi.org/10.15372/rgg2019036>
- Adresi P (2007) Determination of ground characteristics and noise analysis for locations of ktut-broad band earthquake recorder. 25–29
- Agharroud K, Siame LL, Ben Moussa A, et al (2021) Seismo-tectonic model for the southern Pre-Rif border (Northern Morocco): Insights from morphochronology. *Tectonics* 40:e2020TC006633
- Agnew DC, Lee WHK, Kanamori H, et al (2002) History of seismology. *Int Handb Earthq Eng Seismol* 81:3–11
- Ahniche M (1997) Etude géotechnique de la région de Tétouan. Thèse 3ème cycle, faculté des sciences, Tétouan, 83.
- Aït Brahim L (1991) Tectonique cassante et états de contraintes récentes au nord du Maroc. Thèse Dr l'Université Mohamed, 360.:
- Ait Brahim L, Tadili B, Nakhcha C, et al (2004) Using active faults and seismicity for the strong motion modeling in the Eastern Rif (Northern Morocco). In: *Seismic Ground Motion in Large Urban Areas*. Springer, pp 1081–1091
- Aki K (1965) A note on the use of microseisms in determining the shallow structures of the earth's crust. *Geophysics* 30:665–666
- Akkaya İ (2020) Availability of seismic vulnerability index (K g) in the assessment of building damage in Van, Eastern Turkey. *Earthq Eng Eng Vib* 19:189–204. <https://doi.org/10.1007/s11803-020-0556-z>
- Akoglu AM, Cakir Z, Meghraoui M, et al (2006) The 1994--2004 Al Hoceima (Morocco) earthquake sequence: Conjugate fault ruptures deduced from InSAR. *Earth Planet Sci Lett* 252:467–480
- Alam N, Alam MS, Tesfamariam S (2012) Buildings' seismic vulnerability assessment methods: a comparative study. *Nat hazards* 62:405–424
- Alexander D (1996) The health effects of earthquakes in the mid-1990s. *Disasters* 20:231–247
- Alfaro A, Pujades LG, Goula X, et al (2002) Preliminary map of soil's predominant periods in Barcelona using microtremors. In: *Earthquake Microzoning*. Springer, pp 2499–2511
- Ambraseys N (1985) Intensity-attenuation and magnitude-intensity relationships for northwest European earthquakes. *Earthq Eng & Struct Dyn* 13:733–778
- Ambraseys NN (1995) The prediction of earthquake peak ground acceleration in Europe. *Earthq Eng & Struct Dyn* 24:467–490
- Ammon CJ (1997) Receiver Function Overview, Penn State University, Retrieved Dec. 2010 <

<http://eqseis.geosc.psu.edu/~cammon/HTML/RftnDocs/rftn01.html>>

- Ammon CJ (1991) The isolation of receiver effects from teleseismic P waveforms: Seismological Society of America Bulletin, v. 81
- Anahnah F, Galindo-Zaldivar J, Chalouan A, et al (2011) Deep resistivity cross section of the intraplate Atlas Mountains (NW Africa): New evidence of anomalous mantle and related Quaternary volcanism. *Tectonics* 30:
- Anderson N, Thitimakorn T, Ismail A, Hoffman D (2007) A comparison of four geophysical methods for determining the shear wave velocity of soils. *Environ & Eng Geosci* 13:11–23
- Andrieux J, Fontbote J-M, Mattauer M (1971) Sur un modèle explicatif de l'Arc de Gibraltar. *Earth Planet Sci Lett* 12:191–198
- Andrieux J MM (1963) La nappe du Jbel Chouamat, nouvelle nappe «Ultra» du Rif septentrional. *C R Acad Sc Paris* 255:2481–2:
- Ansorge J, others (1978) Crustal structure under the Cordillera Betica-Preliminary results
- Arab O, Fellah Y El, Harnafi M, Sebbani J (2021) Estimation of the liquefaction potential in the region of Rif , Northern Morocco. *Arab J Geosci*
- Arai H, Tokimatsu K (2000) Effects of Rayleigh and Love waves on microtremor H/V spectra. In: *Proceedings of the 12th world conference on earthquake engineering*. pp 1–8
- Arnal, C., Martin R (1999) Projet GEMITIS Nice – Evaluation des dommages directs d'un séisme sur la ville de Nice, scénarios de risque. Extension des résultats au département des Alpes Maritimes
- Asebriy L, Bourgois J, Cherkaoui TE, Azdimousa A (1993) Evolution tectonique récente de la zone de faille du Nékor: importance paléogéographique et structurale dans le Rif externe, Maroc. *J African Earth Sci (and Middle East)* 17:65–74
- Asebriy L, Bourgois J, De Luca P, Butterlin J (1992) Importance d'une tectonique de distension pliocène dans le rif central (Maroc): la nappe de kétama existe-t-elle? *J African Earth Sci (and Middle East)* 15:49–57
- Asebriy L, Cherkaoui TE (1995) Tectonique cassante et sismotectonique dans le Rif et son avant-pays (Maroc). *Africa Geosci Rev* 2:181–188
- Asten MW (1978) Geological control on the three-component spectra of Rayleigh-wave microseisms. *Bull Seismol Soc Am* 68:1623–1636
- Asten MW, Henstridge JD (1984) Array estimators and the use of microseisms for reconnaissance of sedimentary basins. *Geophysics* 49:1828–1837
- ATC-13 (1985) *Earthquake Damage Evaluation Data for California*”, Applied Technology Council
- ATC-40 (1996) *Seismic evaluation and retrofit of concrete buildings*. Rep. ATC-40, Applied Technology Council, Redwood City, Calif
- Bakker HE, Jong K De, Helmers H, Biermann C (1989) The geodynamic evolution of the Internal Zone of the Betic Cordilleras (south-east Spain): a model based on structural analysis and geothermobarometry. *J Metamorph Geol* 7:359–381

- Balanyá JC, Garcia-Dueñas V (1987) Les directions structurales dans le Domaine d'Alborán de part et d'autre du Déroit de Gibraltar. *Comptes rendus l'Académie des Sci Série 2, Mécanique, Phys Chim Sci l'univers, Sci la Terre* 304:929–932
- Banda E, Ansorge J (1980) Crustal structure under the central and eastern part of the Betic Cordillera. *Geophys J Int* 63:515–532
- Banda E, Gallart J, Garcia-Dueñas V, et al (1993) Lateral variation of the crust in the Iberian peninsula: new evidence from the Betic Cordillera. *Tectonophysics* 221:53–66
- Banerji SK (1924) Microseisms associated with the incidence of the south-west monsoon. *Nature* 114:576
- Banerji SK (1925) Microseisms and the Indian monsoon. *Nature* 116:866
- Baratin L-M, Mazzotti S, Chéry J, et al (2016) Incipient mantle delamination, active tectonics and crustal thickening in Northern Morocco: Insights from gravity data and numerical modeling. *Earth Planet Sci Lett* 454:113–120
- Bard P-Y, others (1999) Microtremor measurements: a tool for site effect estimation. *Eff Surf Geol Seism motion* 3:1251–1279
- Barragán JM, De Andrés M (2015) Analysis and trends of the world's coastal cities and agglomerations. *Ocean & Coast Manag* 114:11–20
- Benabdelouahab S, Salhi A, Himi M, et al (2019) Geoelectrical investigations for aquifer characterization and geoenvironmental assessment in northern Morocco. *Environ Earth Sci* 78:. <https://doi.org/10.1007/S12665-019-8221-4>
- Benabdelouahab S, Salhi A, Himi M, et al (2018) Using resistivity methods to characterize the geometry and assess groundwater vulnerability of a Moroccan coastal aquifer. *Groundw Sustain Dev* 7:293–304. <https://doi.org/10.1016/j.gsd.2018.07.004>
- Benedetti D, Petrini V (1984) Sulla vulnerabilità sismica di edifici in muratura: un metodo di valutazione. A method for evaluating the seismic vulnerability of masonry buildings. *L'industria delle Costr* 66–74
- Benito MB, Navarro M, Vidal F, et al (2010) A new seismic hazard assessment in the region of Andalusia (Southern Spain). *Bull Earthq Eng* 8:739–766
- Benmakhlouf M (1990) Genèse et évolution de l'accident de Tétouan et son rôle transformant au niveau du Rif septentrional (Maroc)(Depuis l'oligocène jusqu'à l'actuel)
- Benmakhlouf M, Chalouan A (1994) Evolution Néogène du bassin de Tétouan-Martil, Rif septentrional, Maroc
- Beroya MAA, Aydin A, Tiglao R, Lasala M (2009) Use of microtremor in liquefaction hazard mapping. *Eng Geol* 107:140–153
- Bommer JJ, Rodríguez CE (2002) Earthquake-induced landslides in Central America. *Eng Geol* 63:189–220
- Boncio P, Amoroso S, Galadini F, et al (2020) Earthquake-induced liquefaction features in a late Quaternary fine-grained lacustrine succession (Fucino Lake, Italy): Implications for microzonation studies. *Eng Geol* 272:105621
- Bonnefoy-Claudet S (2004) Nature du bruit de fond sismique: implications pour les études des

effets de site. Grenoble 1

- Bonnefoy-Claudet S, Baize S, Bonilla LF, et al (2009) Site effect evaluation in the basin of Santiago de Chile using ambient noise measurements. *Geophys J Int* 176:925–937. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2008.04020.x>
- Bonnefoy-Claudet S, Cornou C, Bard PY, et al (2006a) H/V ratio: A tool for site effects evaluation. Results from 1-D noise simulations. *Geophys J Int* 167:827–837. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.03154.x>
- Bonnefoy-Claudet S, Cotton F, Bard P-Y (2006b) The nature of noise wavefield and its applications for site effects studies: A literature review. *Earth-Science Rev* 79:205–227
- Bonnefoy-Claudet S, Köhler A, Cornou C, et al (2008) Effects of Love waves on microtremor H/V ratio. *Bull Seismol Soc Am* 98:288–300
- Boukri M (2014) Développement d'une Méthodologie de Vulnérabilité d'Aide à la Décision. Thèse de Doctorat
- Brahim AI, El Mouraouah A, Kasmi M, El Mrabet T (2001) Seismic hazard assessment at the ali thailat dam within the rif intermountain belt; Morocco In: Workshop CEPRIS; Proceeding Rencontre Agadir. p 145
- Budi AP, Ginting RA, Sunardi B, Sukanta IN (2021) Combination of Passive Seismic (HVSr) and Active Seismic (MASW) Methods to Obtain Shear Wave Velocity Model of Subsurface in Majalengka. In: *Journal of Physics: Conference Series*. p 12002
- Cadet H, Macau A, Benjumea B, et al (2011) From ambient noise recordings to site effect assessment: The case study of Barcelona microzonation. *Soil Dyn Earthq Eng* 31:271–281
- Calvi GM, Pinho R, Magenes G, et al (2006) Development of seismic vulnerability assessment methodologies over the past 30 years. *ISET J Earthq Technol* 43:75–104
- Camelbeek T, Barszez A-M, Plumier A (2006) Le risque sismique et sa prévention en Région Wallonne. ISBN2-87401-209-2
- Capon J, Greenfield RJ, Kolker RJ (1967) Multidimensional maximum-likelihood processing of a large aperture seismic array. *Proc IEEE* 55:192–211
- Carbon D, Martin C, Clement C, et al (2010) A new seismic zonation for Morocco based on probabilistic seismic hazard assessment. *Eur Seismol Comm 32nd Gen Assem Montpellier, Fr*
- Cardona OD (2013) The need for rethinking the concepts of vulnerability and risk from a holistic perspective: a necessary review and criticism for effective risk management. In: *Mapping vulnerability*. Routledge, pp 37–51
- Cassidy JF (1992) Numerical experiments in broadband receiver function analysis. *Bull Seismol Soc Am* 82:1453–1474
- Castellaro S, Mulargia F, Rossi PL (2008) V_{S30} : Proxy for seismic amplification? *Seismol Res Lett* 79:540–543
- CERED Centre de recherche et d'études démographiques. Maroc. <https://data.bnf.fr/ark:/12148/cb12270529b>
- Charaoui A, Chourak M, Peláez JA, Cherif S (2021) Seismic site effects investigation in the

- urban area of Nador (NE Morocco) using ambient noise measurements. *Arab J Geosci* 14:1–19
- Chalouan A (1986) Les nappes Ghomarides (Rif septentrional, Maroc), un terrain varisque dans la chaîne alpine. Strasbourg 1
- Chalouan A, Gil AJ, Galindo-Zaldivar J, et al (2014) Active faulting in the frontal Rif Cordillera (Fes region, Morocco): Constraints from GPS data. *J Geodyn* 77:110–122
- Chalouan A, Michard A (1990) The Ghomarides nappes, Rif coastal range, Morocco: a variscan chip in the Alpine belt. *Tectonics* 9:1565–1583
- Chalouan A, Michard A, Feinberg H, et al (2001) The Rif mountain building (Morocco); a new tectonic scenario. *Bull la Société géologique Fr* 172:603–616
- Chalouan, A., Michard, A., Kadiri, K. E., Negro, F., Lamotte, D. F. D., Soto, J. I., & Saddiqi, O. (2008). The rif belt. Continental evolution: the geology of Morocco: structure, stratigraphy, and tectonics of the Africa-Atlantic-Mediterranean triple junction, 203-302.
- Chen Y, Niu F, Liu R, et al (2010) Crustal structure beneath China from receiver function analysis. *J Geophys Res Solid Earth* 115:
- Cherif S-E, Chaaoui A, Chourak M, et al (2022) Urban Seismic Risk Assessment and Damage Estimation: Case of Rif Buildings (North of Morocco). *Buildings* 12:742
- Cherif S, Chourak M, Abed M, Douiri A (2018) Potential seismic damage assessment of residential buildings in Imzouren City (Northern Morocco). *Buildings* 8:179
- Cherif S, Chourak M, Abed M, Pujades L (2017) Seismic risk in the city of Al Hoceima (north of Morocco) using the vulnerability index method, applied in Risk-UE project. *Nat hazards* 85:329–347
- Cherkaoui, Taj-Eddine El Hassani A (2015) Evaluation et atténuation de l'aléa sismique au {Maroc}. Actes la Sess plénière solennelle, 24-26 février 2015, Hassan II Acad Sci Technol 157–173
- Cherkaoui T-E, El Hassani A (2012a) Seismicity and Seismic hazard in Morocco. *Bull l'Institut Sci Rabat, Sect Sci la Terre* 34:45–55
- Cherkaoui T.-E. MFHD (1989) The Agadir, Morocco earthquake February 29, 1960. Examination of some of the parameters. In: Seismicity, seismotectonics and Seismic Risk of the Ibero-Maghrebian Region. In: Monografía n° 8, IGN, Spain. pp 133-148.
- Cherkaoui T, Asebriy L (2003) Le risque sismique dans le Nord du Maroc. 225–232
- Cherkaoui TE (1991) Contribution à l'étude de l'aléa sismique au Maroc. Thesis, University of Grenoble, Grenoble
- Cherkaoui TE, El Hassani A (2012b) Seismicity and Seismic Hazard in Morocco 1901-2010. *Bull l'Institut Sci Sect Sci la Terre* 34:45–55
- Choobbasti A, Naghizadehrokni M, Rezaei S, Choobbasti AJ (2014) Liquefaction assessment by microtremor measurements in Babol city
- Clayton RW, Wiggins RA (1976) Source shape estimation and deconvolution of teleseismic bodywaves. *Geophys J Int* 47:151–177
- Comas MC, Platt JP, Soto JI, Watts AB (1999) 44. The origin and tectonic history of the

- Alboran Basin: insights from Leg 161 results. In: Proceedings of the ocean drilling program scientific results. pp 555–580
- Corchete V, Chourak M, Hussein HM, et al (2017) Crustal and upper mantle structure of the north-east of Egypt and the Afro-Arabian plate boundary region from Rayleigh-wave analysis. *J African Earth Sci* 129:195–201
- Council BSS (1997) NEHRP guidelines for the seismic rehabilitation of buildings. FEMA-273, Fed Emerg Manag Agency, Washington, DC 2–12
- D B (2004) Révision et prévention des catastrophes naturelles et environnementales. Le cas du Maroc., Collection
- Daniell JE, Khazai B, Wenzel F, Vervaeck A (2012) The Worldwide Economic Impact of Historic Earthquakes. WCEE Lisboa 2012 10
- Darraz C, Hlila R, El Hajjaji K, others (2003) Écroulements et mouvements de versants associés au niveau du col de Onsar (Rif, Maroc) dans un contexte géologique de décrochement. *Rev française géotechnique* 3–11
- De Lis Mancilla F, Stich D, Morales J, et al (2012) Crustal thickness variations in northern Morocco. *J Geophys Res Solid Earth* 117:
- De Lis Mancilla F, Stich D, Morales J, et al (2012) Crustal thickness variations in northern Morocco. *J Geophys Res Solid Earth* 117:1–14. <https://doi.org/10.1029/2011JB008608>
- Delga MD, Hottinger L, Marçais J, et al (1962) Données actuelles sur la structure du Rif. *Livre mém P Fallot* 1:399–422
- DeMets C, Iaffaldano G, Merkouriev S (2015) High-resolution Neogene and quaternary estimates of Nubia-Eurasia-North America plate motion. *Geophys J Int* 203:416–427
- Desai B, Sarmiento JP (2015) Risking disaster--The role of private investment and public regulation in disaster risk management. *Int J Disaster Risk Reduct* 203–204
- Dewey JF, Helman ML, Knott SD, et al (1989) Kinematics of the western Mediterranean. *Geol Soc London, Spec Publ* 45:265–283
- Didon J, Durand-Delga M, Kornprobst J (1973) Homologies géologiques entre les deux rives du détroit de Gibraltar. *Bull la Soc géologique Fr* 7:77–105
- Doblas M, Oyarzun R (1989) Neogene extensional collapse in the western Mediterranean (Betic-Rif Alpine orogenic belt): Implications for the genesis of the Gibraltar Arc and magmatic activity. *Geology* 17:430–433
- Dobry R, Borcherdt RD, Crouse CB, et al (2000) New site coefficients and site classification system used in recent building seismic code provisions. *Earthq spectra* 16:41–67
- Douze EJ (1967) Short-period seismic noise. *Bull Seismol Soc Am* 57:55–81
- Dueker KG, Sheehan AF (1997) Mantle discontinuity structure from midpoint stacks of converted P to S waves across the Yellowstone hotspot track. *J Geophys Res Solid Earth* 102:8313–8327
- Duffaud F, Rothé J-P, Debrach J (1962) Le séisme d'Agadir du 29 février 1960. Editions du Service géologique du Maroc
- Dugda MT, Nyblade AA, Julia J (2007) Thin lithosphere beneath the Ethiopian Plateau revealed

- by a joint inversion of Rayleigh wave group velocities and receiver functions. *J Geophys Res Solid Earth* 112:
- Durand-Delga M (1960) Données actuelles sur la structure du Rif. En vente à la Société géologique de France
- Durand Delga M, Kornprobst J (1963) Esquisse géologique de la région de Ceuta (Maroc). *Bull la Société Géologique Fr* 7:1049–1057
- Durand Delga M, Mattauer M (1959) Existence dans le Rif (Maroc) d'une nappe supérieure à matériel "Numidien"(Nappe du J. Sougna). *CR Somm Soc Géol Fr* 8:225–227
- El-Hady S, Fergany EA-A, Othman A, ElKareem Abdrabou Mohamed G (2012) Seismic microzonation of Marsa Alam, Egypt using inversion HVSR of microtremor observations. *J Seismol* 16:55–66
- El Alami SO, Tadili BA, Cherkaoui T-E, et al (1998) The Al Hoceima earthquake of May 26, 1994 and its aftershocks: a seismotectonic study
- El Bakili A, Corsini M, Chalouan A, et al (2020) Neogene polyphase deformation related to the Alboran Basin evolution: new insights for the Beni Bousera massif (Internal Rif, Morocco). *BSGF-Earth Sci Bull* 191:10
- El Fellah Y, Bouskri G, Harnafi M, et al (2019) Tracking regional heterogeneities through seismic ambient noise constrains: what Rayleigh wave tomography can tell about deep structures in northern Morocco. *J African Earth Sci* 160:103615
- El Gharbaoui A (1977) Note préliminaire sur l'évolution geomorphologique de la péninsule de Tanger. *Bull la Société Géologique Fr* 7:615–622
- EL Hammoumi AEL, Brahim AI, Birouk A, et al (2009) Assessment of Seismic Vulnerability of Urban Buildings in Morocco. 3:44-48
- El Hilali M, Timoulali Y, Benyounes T, et al (2021) Earthquake-induced liquefaction in the coastal zone, Case of Martil city, Morocco. In: *E3S Web of Conferences*
- EL Hilali, M., Bounab, A., Timoulali, Y., El Messari, J. E. S., & Ahniche, M. (2023). Seismic site-effects assessment in a fluvial sedimentary environment: case of Oued Martil floodplain, Northern Morocco. *Natural Hazards*, 1-23.
- EL Kadiri K (1991) La Dorsale Calcaire (Rif interne, Maroc): stratigraphie, sédimentologie et évolution géodynamique d'une marge alpine durant le Mésozoïque. Mise en évidence d'un modèle
- El Kadiri K, de Galdeano CS, Pedrera A, et al (2010a) Eustatic and tectonic controls on Quaternary Ras Leona marine terraces (Strait of Gibraltar, northern Morocco). *Quat Res* 74:277–288
- El Kadiri K, Sáez FO, Rodriguez AL (1994) Evolution tectono-sédimentaire alpine autour de l'Arc de Gibraltar et mise en évidence de la cinématique de remontée d'un dôme de l'Asténosphère depuis le Jurassique jusqu'au Néogène. *Geogaceta* 104–106
- El Kadiri K, Serrano F, Guerra-Merchán A, et al (2010b) The Malalyine Pliocene succession (NE Rif, Morocco): sequence stratigraphy and regional correlation. *Rev la Soc Geológica España* 23:57–76
- El Kharim Y (2002) Etude des mouvements de versants dans la région de Tétouan (Rif

- occidental): Inventaire, analyse et cartographie. Thèse Dr d'Etat ès Sci 20p1
- El Kharim Y, Galindo-Zaldivar J, Benmakhlouf M, et al (2019) Activite de la faille du Col el Onsar et sa prolongation dans la Mer dAlboran
- El Maz A, Guiraud M (2001) Paragenese a faible variance dans les metapelites de la serie de Filali (Rif interne marocain); description, interpretation et consequence geodynamique. Bull la Société Géologique Fr 172:469–485
- El Mrabet T (2005) Les grands séismes dans la région maghrébine, These d'état, Faculté des lettres et des sciences humaines, Université Mohammed V
- El Mrini A, Nachite and D (2008) Interactions physico-naturelles et socio-economique sur le littoral tetouanais (maroc nord occiden....
- El Ouahabi M, Fagel N (2009) Characterization of clay Cretaceous and Pliocene of the Tangier-Tetouan (north-west of Morocco) and Miocene clay in the region of Meknes (center-northern Morocco) for their industrial application.
- Esper P, Tachibana E (1998) Lessons from the Kobe earthquake. Geol Soc London, Eng Geol Spec Publ 15:105–116
- Esteva L (1988) The Mexico earthquake of September 19, 1985—Consequences, lessons, and impact on research and practice. Earthq Spectra 4:413–426
- Faccioli E (2006) Seismic hazard assessment for derivation of earthquake scenarios in Risk-UE. Bull Earthq Eng 4:341–364
- Fäh D, Kind F, Giardini D (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
- Fajfar P (2000) A nonlinear analysis method for performance-based seismic design. Earthq spectra 16:573–592
- Fallot P (1937) Essai sur la géologie du Rif septentrional.-Serv. Mines et Carte géol. Maroc. Notes et Mémoires 553
- Feinberg H, Maate A, Bouhdadi S, et al (1990) Signification des dépôts de l'oligocène supérieur-miocène inférieur du Rif interne (Maroc), dans l'évolution géodynamique de l'Arc de Gibraltar. Comptes rendus l'Académie des Sci Série 2, Mécanique, Phys Chim Sci l'univers, Sci la Terre 310:1487–1495
- FEMA (2011) Coastal construction manual: principles and practices of planning, siting, designing, constructing, and maintaining residential buildings in coastal areas. FEMA P-55, Washington DC
- Fernàndez M, Torne M, Vergés J, et al (2019) Evidence of segmentation in the Iberia--Africa plate boundary: A Jurassic heritage? Geosciences 9:343
- Fnais MS, Abdelrahman K, Al-Amri AM (2010a) Microtremor measurements in Yanbu city of Western Saudi Arabia: A tool for seismic microzonation. J King Saud Univ - Sci 22:97–110. <https://doi.org/10.1016/j.jksus.2010.02.006>
- Fnais MS, Abdelrahman K, Al-Amri AM (2010b) Microtremor measurements in Yanbu city of Western Saudi Arabia: A tool for seismic microzonation. J King Saud Univ - Sci 22:97–110. <https://doi.org/10.1016/j.jksus.2010.02.006>

- for Deep Seismic Sounding in the Alboran Sea 1974 WG (1978) Crustal seismic profiles in the Alboran Sea—Preliminary results. *pure Appl Geophys* 116:167–180
- Frankel A, Stephenson W, Carver D (2009) Sedimentary basin effects in Seattle, Washington: Ground-motion observations and 3D simulations. *Bull Seismol Soc Am* 99:1579–1611
- Frolova NI, Larionov VI, Bonnin J, et al (2017) Seismic risk assessment and mapping at different levels. *Nat hazards* 88:43–62
- Fullea J, Fernandez M, Zeyen H, Vergés J (2007) A rapid method to map the crustal and lithospheric thickness using elevation, geoid anomaly and thermal analysis. Application to the Gibraltar Arc System, Atlas Mountains and adjacent zones. *Tectonophysics* 430:97–117
- Gallipoli MR, Mucciarelli M, Castro RR, et al (2004) Structure, soil--structure response and effects of damage based on observations of horizontal-to-vertical spectral ratios of microtremors. *Soil Dyn Earthq Eng* 24:487–495
- Gallipoli MR, Mucciarelli M, Šket-Motnikar B, et al (2010) Empirical estimates of dynamic parameters on a large set of European buildings. *Bull Earthq Eng* 8:593–607
- García-Jerez A, Luzón F, Navarro M, Pérez-Ruiz JA (2006) Characterization of the sedimentary cover of the Zafarraya basin, southern Spain, by means of ambient noise. *Bull Seismol Soc Am* 96:957–967
- García-Fernández M, Jiménez MJ, Kijko A (1989) Seismic hazard parameters estimation in Spain from historical and instrumental catalogues. *Tectonophysics* 167:245–251. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(89\)90075-9](https://doi.org/10.1016/0040-1951(89)90075-9)
- García-Jerez A, Luzón F, Navarro M, Pérez-Ruiz JA (2008) Determination of elastic properties of shallow sedimentary deposits applying a spatial autocorrelation method. *Geomorphology* 93:74–88. <https://doi.org/10.1016/J.GEOMORPH.2006.12.018>
- García JF (2007) Rapport final de PFE. Elabor D'une Méthode D'évaluation La Vulnérabilité Sismique Des Bâtiments Insa
- Gaspar-Escribano JM, Navarro M, Benito B, et al (2010) From regional- to local-scale seismic hazard assessment: examples from Southern Spain. *Bull Earthq Eng* 2010 86 8:1547–1567. <https://doi.org/10.1007/S10518-010-9191-9>
- Geissler WH, Kämpf H, Skácelová Z, et al (2012) Lithosphere structure of the NE Bohemian Massif (Sudetes)—a teleseismic receiver function study. *Tectonophysics* 564:12–37
- Giese P, Jacobshagen V (1992) Inversion tectonics of intracontinental ranges: High and Middle Atlas, Morocco. *Geol Rundschau* 81:249–259
- Gimeno-Vives O, Mohn G, Bosse V, et al (2019) The Mesozoic margin of the Maghrebic Tethys in the Rif belt (Morocco): Evidence for polyphase rifting and related magmatic activity. *Tectonics* 38:2894–2918
- Giovanizzi S (2005) The vulnerability assessment and the damage scenario in seismic risk analysis. UB
- Giovinazzi S, Lagomarsino S (2002) Wp04: guidelines for the implementation of the level I methodology for the vulnerability assessment of current buildings. RISK-UE project: an advanced approach to earthquake risk scenarios with applications to different European towns. Contract No EVK4-CT-2000-00014, Genoa

- Goffe B, Michard A, Garcia-Duenas V, et al (1989) First evidence of high-pressure, low-temperature metamorphism in the Alpujarride nappes, Betic Cordilleras (SE Spain). *Eur J Mineral* 139–142
- Gómez-Pugnaire MT, Fernández-Soler JM (1987) High-pressure metamorphism in metabasites from the Betic Cordilleras (SE Spain) and its evolution during the Alpine orogeny. *Contrib to Mineral Petrol* 95:231–244
- Gomez F, Barazangi M, Demnati A (2000) Structure and evolution of the Neogene Guercif Basin at the junction of the Middle Atlas Mountains and the Rif Thrust Belt, Morocco. *Am Assoc Pet Geol Bull* 84:1340–1364
- Gorstein M, Ezersky M (2015) Combination of HVSr and MASW Methods to Obtain Shear Wave Velocity Model of Subsurface in Israel. *Int J geohazards Environ* 20–41. <https://doi.org/10.15273/ijge.2015.01.004>
- Gosar A (2010) Site effects and soil-structure resonance study in the Kobarid basin (NW Slovenia) using microtremors. *Nat hazards earth Syst Sci* 10:761–772
- Gosar A (2017) Study on the applicability of the microtremor HVSr method to support seismic microzonation in the town of Idrija (W Slovenia). *Nat Hazards Earth Syst Sci* 17:925–937. <https://doi.org/10.5194/nhess-17-925-2017>
- Gosar A, Rošer J, Šket Motnikar B, Zupančič P (2010) Microtremor study of site effects and soil-structure resonance in the city of Ljubljana (central Slovenia). *Bull Earthq Eng* 8:571–592
- Graizer V (2009) Low-velocity zone and topography as a source of site amplification effect on Tarzana hill, California. *Soil Dyn Earthq Eng* 29:324–332. <https://doi.org/10.1016/j.soildyn.2008.03.005>
- Grevemeyer I, Gràcia E, Villaseñor A, et al (2015) Seismicity and active tectonics in the Alboran Sea, Western Mediterranean: Constraints from an offshore-onshore seismological network and swath bathymetry data. *J Geophys Res Solid Earth* 120:8348–8365
- Grünthal G (1998) European macroseismic scale 1998 (EMS 1998). Council of Europe, Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Sismologie, Luxembourg,. V. 15,:99p.
- Gübeli AA, Hochuli PA, Wildi W (1984) Lower Cretaceous turbiditic sediments from the Rif chain (Northern Morocco)—palynology, stratigraphy and palaeogeographic setting. *Geol Rundschau* 73:1081–1114
- Guerra-Merchán A, Serrano F, Hlila R, et al (2014a) Tectono-sedimentary evolution of the peripheral basins of the Alboran Sea in the arc of Gibraltar during the latest Messinian-Pliocene. *J Geodyn* 77:158–170. <https://doi.org/10.1016/J.JOG.2013.12.003>
- Guerra-Merchán A, Serrano F, Hlila R, et al (2014b) Tectono-sedimentary evolution of the peripheral basins of the Alboran Sea in the arc of Gibraltar during the latest Messinian-Pliocene. *J Geodyn* 77:158–170. <https://doi.org/10.1016/J.JOG.2013.12.003>
- Guerrera F, Martín-Algarra A, Perrone V (1993) Late Oligocene-Miocene syn-/late-orogenic successions in western and central Mediterranean chains from the Betic Cordillera to the southern Apennines. *Terra Nov* 5:525–544
- Guerrera F, Martín-Martín M, Perrone V, Tramontana M (2005) Tectono-sedimentary evolution of the southern branch of the Western Tethys (Maghrebian Flysch Basin and

- Lucanian Ocean): consequences for Western Mediterranean geodynamics. *Terra Nov* 17:358–367
- Guillier B, Chatelain JL, Hellel M, et al (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* 32:1–4. <https://doi.org/10.1029/2005GL023726>
- Gupta IN (1965) Standing-wave phenomena in short-period seismic noise. *Geophysics* 30:1179–1186
- Gutenberg B (1958) Microseisms. In: *Advances in geophysics*. Elsevier, pp 53–92
- Gutscher M-A, Baptista MA, Miranda JM, et al (2006) The Gibraltar Arc seismogenic zone (part 2): Constraints on a shallow east dipping fault plane source for the 1755 Lisbon earthquake provided by tsunami modeling and seismic intensity. *Tectonophysics* 426:153–166. <https://doi.org/10.1016/J.TECTO.2006.02.025>
- Gutscher M-A, Dominguez S, Westbrook GK, et al (2012) The Gibraltar subduction: A decade of new geophysical data. *Tectonophysics* 574:72–91
- Gutscher MA (2004) What caused the Great Lisbon earthquake? *Science* (80-) 305:1247–1248. <https://doi.org/10.1126/SCIENCE.1101351/ASSET/5AA1B67C-0EED-4FDF-8D6B-5177ED7C4B03/ASSETS/SCIENCE.1101351.FP.PNG>
- Harba P, Pilecki Z, Krawiec K (2019) Comparison of MASW and seismic interferometry with use of ambient noise for estimation of S-wave velocity field in landslide subsurface. *Acta Geophys* 67:1875–1883
- Hatzfeld D (1976) Etude sismologique et gravimetrique de la structure profonde de la mer d'alboran: mise en evidence d'un manteau anormal.
- Havenith H-B, Bourdeau C (2010) Earthquake-induced landslide hazards in mountain regions: a review of case histories from Central Asia (An inaugural lecture to the society). *Geol Belgica*
- HAZUS (1997) Earthquake loss estimation methodology. Hazus technical manuals. National Institute of Building Science, Federal Emergency Management Agency (FEMA), Washington
- HAZUS (1999) Estimated Annualized Earthquake Losses for the United States (FEMA 366), Federal Emergency Management Agency, Washington, D .C.
- Helfrich G, Wookey J, Bastow I (2013) *The seismic analysis code: A primer and user's guide*. Cambridge University Press
- Herak M (2008) ModelHVSRA—A Matlab® tool to model horizontal-to-vertical spectral ratio of ambient noise. *Comput Geosci* 34:1514–1526. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.cageo.2007.07.009>
- Himi M, Benabdelouahab S, Salhi A, et al (2017) Geophysical characterization of saltwater intrusion in a coastal aquifer: The case of Martil-Alila plain (North Morocco). *Journal of African Earth Sciences* 126:136–147. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2016.11.011>
- Hlila R, Sanz De Galdeano C, El Kadiri K, et al (2014) The early Pliocene Tirinense basin (SW of Oued Laou, Rif, Morocco): proposal of a formation model. *Geogaceta* 56:31–34

- Horita FEA, de Albuquerque JP, Marchezini V (2018) Understanding the decision-making process in disaster risk monitoring and early-warning: A case study within a control room in Brazil. *Int J disaster risk Reduct* 28:22–31
- Huang H, Dai S, Yu Y, Xie F (2022) Observing Earthquake-Induced Velocity Change on the Rock Slope Following the 2021 M 7.4 Maduo Earthquake 780 km Away. *Sustainability* 14:9345
- IGN National Geographic Institute : Spanish Seismic Catalog
- Iribarren L, Vergés J, Camurri F, et al (2007) The structure of the Atlantic--Mediterranean transition zone from the Alboran Sea to the Horseshoe Abyssal Plain (Iberia--Africa plate boundary). *Mar Geol* 243:97–119
- Irizarry J, Lantada N, Pujades LG, et al (2011) Ground-shaking scenarios and urban risk evaluation of Barcelona using the Risk-UE capacity spectrum based method. *Bull Earthq Eng* 9:441–466
- Ishimoto M (1939) Observations sur les seismes enregistrés par le microsismographe construit dernièrement. *Bull Earthq Res Inst Univ Tokyo* 17:443–478
- Ismail A, Denny FB, Metwaly M (2014) Comparing continuous profiles from MASW and shear-wave reflection seismic methods. *J Appl Geophys* 105:67–77
- Jabour N, Kasmi M, Menzhi M, et al (2004) The February 24th, 2004 Al Hoceima earthquake. *Cent Sismol Euro-Méditerranéen Eur Seismol Cent www emsc-csem org* 7
- Jaiswal K, Wald D (2010) An empirical model for Global Earthquake fatality estimation. *Earthq Spectra* 26:1017–1037. <https://doi.org/10.1193/1.3480331>
- JE. SEM (1995) Contribution à la connaissance hydrogéochimique des aquifères côtières Martil-Alila, oued Laou et Smir.
- Jolivet L, Faccenna C (2000) Mediterranean extension and the Africa-Eurasia collision. *Tectonics* 19:1095–1106
- Julià J, Ammon CJ, Herrmann RB (2003) Lithospheric structure of the Arabian Shield from the joint inversion of receiver functions and surface-wave group velocities. *Tectonophysics* 371:1–21
- Julia J, Ammon CJ, Herrmann RB, Correig AM (2000) Joint inversion of receiver function and surface wave dispersion observations. *Geophys J Int* 143:99–112
- Julià J, Ammon CJ, Nyblade AA (2005) Evidence for mafic lower crust in Tanzania, East Africa, from joint inversion of receiver functions and Rayleigh wave dispersion velocities. *Geophys J Int* 162:555–569
- Kaabouben F, Baptista MA, Iben Brahim A, et al (2009) On the moroccan tsunami catalogue. *Nat Hazards Earth Syst Sci* 9:1227–1236. <https://doi.org/10.5194/nhess-9-1227-2009>
- Kanai, K., and Tanaka T (1961) On Microtremor VIII,. *Bull Earthq Res Institute*, 39,:97-114.
- Karabulut S (2018) Soil classification for seismic site effect using MASW and ReMi methods: a case study from western Anatolia (Dikili-{\I}zmir). *J Appl Geophys* 150:254–266
- Kariche J, Meghraoui M, Timoulali Y, et al (2018a) The Al Hoceima earthquake sequence of 1994, 2004 and 2016: Stress transfer and poroelasticity in the Rif and Alboran Sea region.

Geophys J Int 212:42–53. <https://doi.org/10.1093/gji/ggx385>

- Kariche J, Meghraoui M, Timoulali Y, et al (2018b) The Al Hoceima earthquake sequence of 1994, 2004 and 2016: Stress transfer and poroelasticity in the Rif and Alboran Sea region. *Geophys J Int* 212:42–53
- Kenny C (2009) Why do people die in earthquakes? The costs, benefits and institutions of disaster risk reduction in developing countries. *Costs, Benefits Institutions Disaster Risk Reduct Dev Ctries* (January 1, 2009) World Bank Policy Res Work Pap
- Khabali H, Targuisti K, Ezzouak F, M VML (2003) Martil Entre 1966 et 2003. 114–127
- Kikuchi M, Kanamori H (1982) Inversion of complex body waves. *Bull Seismol Soc Am* 72:491–506
- Kind R, Yuan X, Kumar P (2012) Seismic receiver functions and the lithosphere--asthenosphere boundary. *Tectonophysics* 536:25–43
- Kircher CA, Nassar AA, Kustu O, Holmes WT (1997) Development of building damage functions for earthquake loss estimation. *Earthq spectra* 13:663–682
- Kobayashi M (1985) Urban post-earthquake fires in Japan. In: *Proceedings, US-Japan workshop on urban earthquake hazards reduction*. pp 3–85
- Konno K (1996) Amplification factors estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremor. In: *Proceedings of the 11th World Conference on Earthquake Engineering*. Acapulco, Mexico
- Konno K, Ohmachi T (1998) Ground-motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremor. *Bull Seismol Soc Am* 88:228–241
- Kornprobst, J. (1971). *Contribution à l'étude pétrographique et structurale de la zone interne du Rif* (Doctoral dissertation).
- Kostov M, Kaneva A, Vaseva M, et al (2007) An advanced approach to earthquake risk scenarios of Sofia. In: *Proceedings of the 8th Pacific conference on earthquake engineering*. pp 5–7
- Koulali A, Ouazar D, Tahayt A, et al (2011) New GPS constraints on active deformation along the Africa--Iberia plate boundary. *Earth Planet Sci Lett* 308:211–217
- Kramer SL (1996) *Geotechnical earthquake engineering*. Pearson Education India
- Kühn D, Ohrnberger M, Dahm T (2011) Imaging a shallow salt diapir using ambient seismic vibrations beneath the densely built-up city area of Hamburg, Northern Germany. *J Seismol* 15:
- Labbe P (2006) Introduction au risque sismique. *Géosciences* 6–11
- Lachet C, Hatzfeld D, Bard P-Y, et al (1996) Site effects and microzonation in the city of Thessaloniki (Greece) comparison of different approaches. *Bull Seismol Soc Am* 86:1692–1703
- Lachet C, Bard P-Y (1994) Numerical and theoretical investigations on the possibilities and limitations of Nakamura's technique. *J Phys Earth* 42:377–397
- Lacoss RT, Kelly EJ, Toksöz MN (1969) Estimation of seismic noise structure using arrays.

- Lagomarsino S, Giovinazzi S (2006) Macro seismic and mechanical models for the vulnerability and damage assessment of current buildings. *Bull Earthq Eng* 4:415–443
- Langston CA (1979) Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves. *J Geophys Res Solid Earth* 84:4749–4762
- Langston CA (1977) Corvallis, Oregon, crustal and upper mantle receiver structure from teleseismic P and S waves. *Bull Seismol Soc Am* 67:713–724
- Lantada N, Irizarry J, Barbat AH, et al (2010) Seismic hazard and risk scenarios for Barcelona, Spain, using the Risk-UE vulnerability index method. *Bull Earthq Eng* 8:201–229
- Laurendeau A, Cotton F, Ktenidou O-J, et al (2013) Rock and stiff-soil site amplification: Dependency on VS 30 and kappa (κ). *Bull Seismol Soc Am* 103:3131–3148
- Lavigne F (2016) *Tsunarisque: le tsunami du 26 décembre 2004 à Aceh, Indonésie*. Éditions de la Sorbonne
- Lazzali F, Farsi MN (2020) Rapid Seismic Vulnerability Assessment of Buildings in the Old Algiers. *J Mater Eng Struct* 7:377–387
- Lebrun B, Hatzfeld D, Bard PY (2002) Site effect study in urban area: experimental results in Grenoble (France). In: *Earthquake Microzoning*. Springer, pp 2543–2557
- Leprêtre R, de Lamotte D, Combiér V, et al (2018) The Tell-Rif orogenic system (Morocco, Algeria, Tunisia) and the structural heritage of the southern Tethys margin. *BSGF-Earth Sci Bull* 189:10
- Lermo J, Chávez-García FJ (1993) Site effect evaluation using spectral ratios with only one station. *Bull Seismol Soc Am* 83:1574–1594
- Lestuzzi P, Podestà S, Luchini C, et al (2016) Seismic vulnerability assessment at urban scale for two typical Swiss cities using Risk-UE methodology. *Nat Hazards* 84:249–269
- Ligorria JP, Ammon CJ (1999) Iterative deconvolution and receiver-function estimation. *Bull Seismol Soc Am* 89:1395–1400
- Livao H, Irmak TS, Güven IT (2017) Seismic vulnerability indices of ground for De ğ irmendere (Kocaeli). <https://doi.org/10.1007/s10064-017-1102-8>
- Livao ğ lu H, Irmak TS, Güven IT (2019) Seismic vulnerability indices of ground for De ğ irmendere (Kocaeli Province, Turkey). *Bull Eng Geol Environ* 78:507–517. <https://doi.org/10.1007/s10064-017-1102-8>
- Lomnitz C (1970) The Peru earthquake of May 31 1970. *Bull Seismol Soc Am* 60:1413–1416
- Lonergan L, White N (1997) Origin of the Betic-Rif mountain belt. *Tectonics* 16:504–522
- Longuet-Higgins MS (1950) A theory of the origin of microseisms. *Philos Trans R Soc London Ser A, Math Phys Sci* 243:1–35
- López Casado C, Garrido J, Delgado J, et al (2018) HVSR estimation of site effects in Melilla (Spain) and the damage pattern from the 01/25/2016 Mw 6.3 Alborán Sea earthquake. *Nat Hazards* 93:153–167
- Lumantarna E, Lam N, Tsang HH, et al (2014) Review of Methodologies for Seismic

- Vulnerability Assessment of Buildings. In: Proceedings of the Australian Earthquake Engineering Society Conference, Lorne, Victoria. pp 21–23
- Macau A, Benjumea B, Gabàs A, et al (2015) The Effect of Shallow Quaternary Deposits on the Shape of the H/V Spectral Ratio. *Surv Geophys* 36:185–208. <https://doi.org/10.1007/s10712-014-9305-z>
- Machane, D., Cheikh, G., & Hellel, M. (2014). Site effects study using ambient vibrations H/V at Algiers bay (Algeria). In Second European Conference on earthquake engineering and seismology, Istanbul.
- Mahajan AK, Kumar P (2018) Site characterisation in Kangra Valley (NW Himalaya, India) by inversion of H/V spectral ratio from ambient noise measurements and its validation by multichannel analysis of surface waves technique. *Near Surf Geophys* 16:314–327
- Maknassi TC (2012) Contribution à l'étude de l'aléa sismique au Maroc To cite this version : HAL Id : tel-00716698
- Martin-Chivelet J, Palma RM, López-Gómez J, Kietzmann DA (2011) Earthquake-induced soft-sediment deformation structures in Upper Jurassic open-marine microbialites (Neuquén Basin, Argentina). *Sediment Geol* 235:210–221
- Marthoenis M, Yessi S, Aichberger MC, Schouler-Ocak M (2016) Mental health in Aceh--Indonesia: a decade after the devastating tsunami 2004. *Asian J Psychiatr* 19:59–65
- Martin R, Imbault M, Arnal C MP (1991) Scénario sismique sur la ville de Nice Rapport de synthèse,
- Martínez-Cuevas S, Benito MB, Cervera J, et al (2017) Urban modifiers of seismic vulnerability aimed at Urban Zoning Regulations. *Bull Earthq Eng* 15:4719–4750
- Martinez-Solares JM, Arroyo AL, Mezcua J (1979) Isoleismal map of the 1755 Lisbon earthquake obtained from Spanish data. *Tectonophysics* 53:301–313. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(79\)90075-1](https://doi.org/10.1016/0040-1951(79)90075-1)
- Martinez Solares JM, Lopez Arroyo A, Mezcua J (1979) Isoleismal map of the 1755 Lisbon earthquake obtained from Spanish data. *Tectonophysics* 53:301–313. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(79\)90075-1](https://doi.org/10.1016/0040-1951(79)90075-1)
- Massa M, Barani S, Lovati S (2014) Overview of topographic effects based on experimental observations: Meaning, causes and possible interpretations. *Geophys J Int* 197:1537–1550. <https://doi.org/10.1093/gji/ggt341>
- Maurer G (1968) Les montagnes du Rif central; étude géomorphologique. *Trav. Inst Sci, série Géol & Géogr phys* 14:
- Medvedev S V (1963) Seismiche Scala. *Inst fur Bodendynamik und Erdbebenforschung, Jena*, 6 pp
- Medvedev S V, Sponheuer W (1969) Scale of seismic intensity. In: *Proc. IV World Conference of the Earthquake Engineering, Santiago, Chile, A-2*. pp 143–153
- Meghraoui M, Maouche S, Chemaï B, et al (2004) Coastal uplift and thrust faulting associated with the Mw= 6.8 Zemmouri (Algeria) earthquake of 21 May, 2003. *Geophys Res Lett* 31:
- Merzeraud G, Achalhi M, Cornée J-J, et al (2019) Sedimentology and sequence stratigraphy of the late-Messinian-Early pliocene continental to marine deposits of the Boudinar basin

- (North Morocco). *J African Earth Sci* 150:205–223
- Michard A. (1976) *Eléments de géologie marocaine. Notes et Mém. Serv. Carte géol. Maroc*, 252, 408 p. *Sciences Géologiques, bulletins et mémoires*, 29(4), 325-325.
- Michard A, Mokhtari A, Chalouan A, et al (2014) New ophiolite slivers in the External Rif belt, and tentative restoration of a dual Tethyan suture in the western Maghrebides. *Bull la Société géologique Fr* 185:313–328
- Micromed (2005) : *Tromino user manual*, Micromed, Treviso.
- Miller MS, O'Driscoll LJ, Butcher AJ, Thomas C (2015) Imaging Canary Island hotspot material beneath the lithosphere of Morocco and southern Spain. *Earth Planet Sci Lett* 431:186–194
- Milliard Y (1959) Les massifs métamorphiques et ultrabasiques de la zone paléozoïque interne du Rif. *Notes Mem Serv Géol Maroc* 18:125–160
- Milutinovic Z V, Trendafiloski GS (2003) Risk-UE An advanced approach to earthquake risk scenarios with applications to different european towns. Contract EVK4-CT-2000-00014, WP4 Vulnerability Curr Build 1–111
- Mohamed EK, Shokry MMF, Hassoup A, Helal AMA (2016) Evaluation of local site effect in the western side of the Suez Canal area by applying H/V and MASW techniques. *J African Earth Sci* 123:403–419
- Moho (2018) *Tromino, Portable ultra – light acquisition system for seismic noise and vibrations. In: User's manual, MoHo, Venice, . p 148 pp.*
- Moisidi M, Vallianatos F, Makris J, et al (2004) Estimation of Seismic Response of Historical and Monumental Sites Using Microtremors: a Case Study in the Ancient Aptera, Chania,(Greece). *Bull Geol Soc Greece* 36:1441–1450
- Molina S, Lang DH, Meslem A (2015) The SELENA--rise open risk package--towards the next generation of ELE software. In: *SECED 2015 conference: earthquake risk and engineering towards a resilient World*. pp 9–10
- Molnar S, Assaf J, Sirohey A, Adhikari SR (2020) Overview of local site effects and seismic microzonation mapping in Metropolitan Vancouver, British Columbia, Canada. *Eng Geol* 270:105568
- Mourabit T, Abou Elenean KM, Ayadi A, et al (2013) Neo-deterministic seismic hazard assessment in North Africa. *J Seismol* 18:301–318
- Mouroux P., Le Brun B., Depinois S., Bertrand E. MP, PCRD CE 5ème, Recherche D, et al *Projet européen RISK-UE : application à la ville de Nice Rapport final. BRGM/RP-53:*
- Mouroux P, Brun B (2006) Presentation of RISK-UE project. *Bull Earthq Eng* 4:323–339
- Mouroux P, Le Brun B (2008) RISK-UE project: an advanced approach to earthquake risk scenarios with application to different european towns. In: *Assessing and managing earthquake risk*. Springer, pp 479–508
- Muzet A, Tinguely G, Berengier M, et al (2018) To cite this version : International License *Évaluation des impacts sanitaires du bruit environnemental*
- Nakamura Y (1989) A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using

- microtremor on the ground surface. *Q Rep Railw Tech Res Inst* pp 30,:25–33.
- Nakamura Y (2008) On the H/V spectrum. In : The 13th World Conference on the Earthquake Engineering, Beijing, China, October 12–17. Nakamura, Y., 2009. Basic structure of QTS (HVSr) and examples of application. In : Increasing Safety by Combining Engineering Technologies an. In: - . NATO Science for Peace and Security Series C : Environmental Security. Springer.
- Nakamura Y (2000) Clear Identification of Fundamental Idea of Nakamura’s Technique and its Applications,. In: in Proc. of the 12th world conference on earthquake engineering,30 Jan - 4 Feb, New Zealand,
- Nakamura Y (1996) “Real-time information systems for hazard mitigation”,. In: 10th World Conference in Earthquake Engineering, Spain, Madrid.
- Nakamura Y (1997) Seismic vulnerability indices for ground and structures using microtremor : World Congress on Railway Research, Proceedings, 1–9. 2000, Clear identification of fundamental idea of Nakamura’s technique and its applications: In: 12th World Conference on Earthquake and Engineering, Proceedings,. pp 2656–2664.
- Nakamura Y, Gurler ED, Saita J, et al (2000) Vulnerability investigation of Roman Colosseum using microtremor. Proceeding, 12th WCEE 1–8
- Navarro M, Enomoto T, Sánchez FJ, et al (2002) Surface Soil Effects Study Using Short-period Microtremor Observations in Almería City, Southern Spain. *Earthq Microzoning* 2481–2497. https://doi.org/10.1007/978-3-0348-8177-7_12
- Navarro M, García-Jerez A, Alcalá FJ, et al (2014) Local site effect microzonation of Lorca town (SE Spain). *Bull Earthq Eng* 12:1933–1959. <https://doi.org/10.1007/s10518-013-9491-y>
- Navarro M, García-Jerez A, Alcalá FJ, et al (2013) Local site effect microzonation of Lorca town (SE Spain). *Bull Earthq Eng* 2013 125 12:1933–1959. <https://doi.org/10.1007/S10518-013-9491-Y>
- Navarro M, Vidal F, Enomoto T, et al (2007) Analysis of the weightiness of site effects on reinforced concrete (RC) building seismic behaviour: The Adra town example (SE Spain). *Earthq Eng Struct Dyn* 36:1363–1383. <https://doi.org/10.1002/EQE.685>
- Negro F, Beyssac O, Goffé B, et al (2006) Thermal structure of the Alboran Domain in the Rif (northern Morocco) and the Western Betics (southern Spain). Constraints from Raman spectroscopy of carbonaceous material. *J Metamorph Geol* 24:309–327
- Nguyen K-V (2005) Étude des effets de site dus aux conditions topographiques et géotechniques par une méthode hybride éléments finis/éléments frontières. Marne-la-vallée, ENPC
- Nogoshi M (1971) On the amplitude characteristics of microtremor, Part II. *J Seismol Soc Japan* 24:26–40
- Nold M, Uttinger J, Wildi W (1981) Géologie de la Dorsale calcaire entre Tétouan et Assifane (Rif interne, Maroc). *Notes Mémoires du Serv géologique du Maroc* 233:1–233
- Okazaki K (2000) Radius Initiative for IDNDR a Practical Approach to Reduce Urban Seismic Risk. In: *Earthquake Hazard and Seismic Risk Reduction*. Springer, pp 41–48
- Oliveira CS, Roca A, Goula X (2006) Assessing and managing earthquake risk. *Geo-Scientific*

- Ouazani Touhami A, Chalouan A, others (1994) La distension de L'Oligocène supérieur à Burdigalien dans les nappes Ghomarides (Rif interne septentrional, Maroc)
- Oubaiche EH, Chatelain JL, Bouguern A, et al (2012) Experimental relationship between ambient vibration H/V peak amplitude and shear-wave velocity contrast. *Seismol Res Lett* 83:1038–1046. <https://doi.org/10.1785/0220120004>
- Owens TJ (1987) Crustal structure of the Adirondacks determined from broadband teleseismic waveform modeling. *J Geophys Res Solid Earth* 92:6391–6401
- Owens TJ (1985) Determination of crustal and upper mantle structure from analysis of broadband teleseismic p-waveforms.
- Özalaybey S, Savage MK, Sheehan AF, et al (1997) Shear-wave velocity structure in the northern Basin and Range province from the combined analysis of receiver functions and surface waves. *Bull Seismol Soc Am* 87:183–199
- Fallot, P. (1937) Essai sur la géologie du Rif septentrional.
- Paleari S (2018) Natural disasters in Italy: do we invest enough in risk prevention and mitigation? *Int J Environ Stud* 75:673–687
- Palomeras I, Villaseñor A, Thurner S, et al (2017) Lithospheric structure of Iberia and Morocco using finite-frequency Rayleigh wave tomography from earthquakes and seismic ambient noise. *Geochemistry, Geophys Geosystems* 18:1824–1840. <https://doi.org/10.1002/2016GC006657>
- Pamuk E, Özdağ ÖC, Tunçel A, et al (2018) Local site effects evaluation for Aliğa/İzmir using HVSR (Nakamura technique) and MASW methods. *Nat Hazards* 90:887–899. <https://doi.org/10.1007/s11069-017-3077-y>
- Park CB, Miller RD, Rydén N, et al (2005) Combined use of active and passive surface waves. *Environ Eng Geophys* 10:323–334
- Park CB, Miller RD, Xia J (1999) Multichannel analysis of surface waves. *Geophysics* 64:800–808
- Park CB, Miller RD, Xia J, Ivanov J (2007) Multichannel analysis of surface waves (MASW)—active and passive methods. *Lead Edge* 26:60–64
- Parolai S, Bormann P, Milkereit C (2001) Assessment of the natural frequency of the sedimentary cover in the Cologne area (Germany) using noise measurements. *J Earthq Eng* 5:541–564
- Parolai S, Richwalski SM, Milkereit C, Bormann P (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
- Peláez JA, Chourak M, Tadili BA, et al (2007) A catalog of main Moroccan earthquakes from 1045 to 2005. *Seismol Res Lett* 78:614–621. <https://doi.org/10.1785/gssrl.78.6.614>
- Peterson J, others (1993) Observations and modeling of seismic background noise. US Geological Survey Reston, VA, USA
- Philippe Gueguen, Cecile Cornou, Stephane Garambois and JB (2007) On the Limitation of

the H / V Spectral Ratio Using Seismic Noise as an Exploration Tool : Application to the Grenoble Valley (France), a Small Apex Ratio Basin. 164:115–134. <https://doi.org/10.1007/s00024-006-0151-x>

- Phinney RA (1964) Structure of the Earth's crust from spectral behavior of long-period body waves. *J Geophys Res* 69:2997–3017
- Pilz M, Abakanov T, Abdrakhmatov K, et al (2015) An overview on the seismic microzonation and site effect studies in Central Asia. *Ann Geophys* 58:
- Piña-Flores J, Perton M, García-Jerez A, et al (2016) The inversion of spectral ratio H/V in a layered system using the diffuse field assumption (DFA). *Geophys J Int* ggw416
- Pitilakis K, Alexoudi M, Argyroudis S, Anastasiadis A (2006) Seismic risk scenarios for an efficient seismic risk management: the case of Thessaloniki (Greece). In: *Advances in earthquake engineering for urban risk reduction*. Springer, pp 229–244
- Pitilakis K, Argyroudis S (2014) Seismic vulnerability assessment: Lifelines. *Encycl Earthq Eng Springer Berlin/Heidelberg, Ger*
- Platt JP, Behr WM, Johannesen K, Williams JR (2013) The Betic-Rif arc and its orogenic hinterland: a review. *Annu Rev Earth Planet Sci* 41:313–357
- Platt JP, Soto J-I, Whitehouse MJ, et al (1998) Thermal evolution, rate of exhumation, and tectonic significance of metamorphic rocks from the floor of the Alboran extensional basin, western Mediterranean. *Tectonics* 17:671–689
- Platt JP, Vissers RLM (1989) Extensional collapse of thickened continental lithosphere: A working hypothesis for the Alboran Sea and Gibraltar arc. *Geology* 17:540–543
- Poujol A, Ritz J-F, Tahayt A, et al (2014) Active tectonics of the Northern Rif (Morocco) from geomorphic and geochronological data. *J Geodyn* 77:70–88
- Pugh S, Jenkins J, Boyce A, Cottaar S (2021) Global receiver function observations of the X-discontinuity reveal recycled basalt beneath hotspots. *Earth Planet Sci Lett* 561:116813
- Rampnoux JP, Angelier J, Colletta B, et al (1977) B-Les résultats de l'analyse structurale au Maroc. *Bull la Soc Geol Fr* 19:594–599
- Raoult J-F (1966) La chaîne du Haouz, du col d'Azlu d'Arabia au Bab Aonzar. *Notes Mémoires du Serv Géologique* 61–131
- Rathje EM, Stewart JP, Baturay MB, et al (2006) Strong ground motions and damage patterns from the 1999 Duzce earthquake in Turkey. *J Earthq Eng* 10:693–724
- Rezaei S, Choobbasti AJ (2017) Application of the microtremor measurements to a site effect study. *Earthq Sci* 30:157–164. <https://doi.org/10.1007/s11589-017-0187-2>
- RGPH (2014, 2014) Recensement Général de la Population et de l'Habitat. <https://www.hcp.ma/>
- Rodriguez CE, Bommer JJ, Chandler RJ (1999) Earthquake-induced landslides: 1980--1997. *Soil Dyn Earthq Eng* 18:325–346
- Rojahn C, Poland CD, Scawthorn C (1988) Rapid Visual Screening of Buildings for Potential Seismic Hazards: Supporting Documentation. Applied Technology Council
- Romagny A (2014) Evolution des mouvements verticaux néogènes de la chaîne du Rif (Nord-

- Maroc) : Apports d'une analyse structurale et thermochronologique. 283
- Roy N, Jakka RS (2017) Near-field effects on site characterization using MASW technique. *Soil Dyn Earthq Eng* 97:289–303. <https://doi.org/10.1016/j.soildyn.2017.02.011>
- RPS (2011) Le Reglement De Construction Parasismique RPS 2000-Version 2011
- Rus K, Kilar V, Koren D (2018) Resilience assessment of complex urban systems to natural disasters: A new literature review. *Int J disaster risk Reduct* 31:311–330
- Saddiqi O (1988) Tectonique de la remontée du manteau: les péridotites des Beni Bousera et leur enveloppe métamorphique, Rif interne, Maroc. *Strasbourg* 1
- Saeidi A (2010) La vulnérabilité des ouvrages soumis aux aléas mouvements de terrains; développement d'un simulateur de dommages. Institut National Polytechnique de Lorraine
- Serpelloni E, Vannucci G, Pondrelli S, et al (2007) Kinematics of the Western Africa-Eurasia plate boundary from focal mechanisms and GPS data. *Geophys J Int* 169:1180–1200
- SESAME (2004) Guidelines for the implementation of the H/V spectral ratio technique on ambient vibrations: measurements, processing, and interpretation. European research project
- Shang X, de Hoop M V, van der Hilst RD (2017) Common conversion point stacking of receiver functions versus passive-source reverse time migration and wavefield regularization. *Geophys J Int* 209:923–934
- Small C, Gornitz V, Cohen JE (2000) Coastal hazards and the global distribution of human population. *Environ Geosci* 7:3–12
- Small C, Nicholls RJ (2003) A global analysis of human settlement in coastal zones. *J Coast Res* 584–599
- Spieker K, Wölbern I, Thomas C, et al (2014) Crustal and upper-mantle structure beneath the western Atlas Mountains in SW Morocco derived from receiver functions. *Geophys J Int* 198:1474–1485. <https://doi.org/10.1093/gji/ggu216>
- Stanko D, Markušić S, Strelec S, Gazdek M (2016) Seismic response and vulnerability of historical Trakošćan Castle, Croatia using HVSR method. *Environ Earth Sci* 75:1–14
- Stein S, Wysession M (2009) An introduction to seismology, earthquakes, and earth structure. John Wiley & Sons
- Stich D, Mancilla F de L, Baumont D, Morales J (2005) Source analysis of the Mw 6.3 2004 Al Hoceima earthquake (Morocco) using regional apparent source time functions. *J Geophys Res Solid Earth* 110:
- Strasser FO, Bommer JJ, \cSe\csetyan KI, et al (2008) A comparative study of European earthquake loss estimation tools for a scenario in Istanbul. *J Earthq Eng* 12:246–256
- Suter G (1965) La région du Moyen Ouerrha (Rif, Maroc): étude préliminaire sur la tectonique et la stratigraphie. *Notes Mémoires du Serv géologique du Maroc* 24:7–17
- Tadili BA (1991) Étude du risque sismique au Nord du Maroc
- Tahayt A, Mourabit T, Rigo A, et al (2008) Mouvements actuels des blocs tectoniques dans l'arc Bético-Rifain à partir des mesures GPS entre 1999 et 2005 (Present-day movements of tectonic blocks in the Betic-Rif Arc from GPS measurements 1999-2005)

- Teves-Costa P, Matias L, Bard PY (1996) Seismic behaviour estimation of thin alluvium layers using microtremor recordings. *Soil Dyn Earthq Eng* 15:201–209
- Timoulali Y, Djellit H, Hahou Y, et al (2014a) New evidence of delamination in the Western Alboran Sea: Geodynamic evolution of the Alboran domain and its margins. *J Geodyn* 77:206–216. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2013.10.005>
- Timoulali Y, El Hilali M, Hosny A, et al (2022) Joint inversion of receiver functions and surface wave dispersion velocities to investigate the crustal structure of north of Morocco: case of Rif domain. *Mediterr Geosci Rev* 1–18
- Timoulali Y, Hahou Y, Jabour N, et al (2014b) Main features of the deep structure by local earthquake tomography and active tectonics: case of Rif Mountain (Morocco) and Betic Cordillera (Spain). *J Seismol* 18:221–234
- Toksoz MN (1964) Microseisms and an attempted application to exploration. *Geophysics* 29:154–177
- Torné M, Banda E (1992) Crustal thinning from the Betic Cordillera to the Alboran Sea. *Geo-Marine Lett* 12:76–81
- Torné M, Fernandez M, Comas MC, Soto JI (2000) Lithospheric structure beneath the Alboran Basin: results from 3D gravity modeling and tectonic relevance. *J Geophys Res Solid Earth* 105:3209–3228
- Torsvik A (2015) Receiver function analysis-Seismic imaging of the crust beneath TROLL seismic station in Queen Maud Land, Antarctica
- Touhami AO (2021) Evolution urbaine a tetouan et vulnerabilite sismique, rif septentrional (Maroc). Thèse d'Etat:1–256
- Triwulan W, Utama D, Warnana D (2010) Sungkono, Vulnerability index estimation for building and ground using microtremor. In: *The second International Seminar on applied Technology, Science and Arts*
- Udias A, Arroyo AL, Mezcua J (1976) Seismotectonic of the Azores-Alboran region. *Tectonophysics* 31:259–289
- UNDRO ND (1980) Vulnerability analysis. In: *Report of Experts Group Meeting, Geneva*
- Vaccari F, Tadili B, El Qadi A, et al (2001) Deterministic seismic hazard assessment for North Morocco. *J Seismol Earthq Eng* 3:1–12
- Vella A, Galea P, D'Amico S (2013) Site frequency response characterisation of the Maltese islands based on ambient noise H/V ratios. *Eng Geol* 163:89–100. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2013.06.006>
- Vernant P, Fadil A, Mourabit T, et al (2010) Geodetic constraints on active tectonics of the Western Mediterranean: Implications for the kinematics and dynamics of the Nubia-Eurasia plate boundary zone. *J Geodyn* 49:123–129
- Vinnik LP (1977) Detection of waves converted from P to SV in the mantle. *Phys Earth Planet Inter* 15:39–45
- Whitman R V, Reed JW, Hong ST (1973) Earthquake damage probability matrices. In: *Proceedings of the Fifth World conference on earthquake engineering*. pp 2531–2540

- Wildi W, Nold M, Uttinger J (1977) La Dorsale Calcaire entre Tetouan et Assifane (Rif interne, Maroc). *Eclogae Geol Helv* 70:371–415
- Wilson RR, Rojahn C, Sharpe RL (1985) Earthquake damage evaluation data for California
- Wood HO, Neumann F (1931) Modified Mercalli intensity scale of 1931. *Bull Seismol Soc Am* 21:277–283
- Wright DJ, Goodchild MF (1997) Data from the deep: Implications for the GIS community. *Int J Geogr Inf Sci* 11:523–528
- Wyss M, Speiser M, Tolis S (2022) Earthquake fatalities and potency. *Nat Hazards* 1–16
- XIA, J., MILLER, R.D. and PARK C. (1999) Estimation of nearsurface shear-wave velocity by inversion of Rayleigh waves. *Geophysics* 64:691–700
- Yuan X, Kind R, Li X, Wang R (2006) The S receiver functions: synthetics and data example. *Geophys J Int* 165:555–564
- Yuan X, Sobolev S V, Kind R, et al (2000) Subduction and collision processes in the Central Andes constrained by converted seismic phases. *Nature* 408:958–961
- Zeck HP (1999) Alpine plate kinematics in the western Mediterranean: a westward-directed subduction regime followed by slab roll-back and slab detachment. *Geol Soc London, Spec Publ* 156:109–120
- Zhang P, Yao H, Chen L, et al (2019) Moho depth variations from receiver function imaging in the northeastern North China Craton and its tectonic implications. *J Geophys Res Solid Earth* 124:1852–1870
- Zhu L, Kanamori H (2000) Moho depth variation in southern California from teleseismic receiver functions. *J Geophys Res Solid Earth* 105:2969–2980

Annexes

Name:.....	Date...../...../.....			
N° of inventory form:.....				
District:.....				
Islet:				
Address:				
Construction Type:				
Building <input type="checkbox"/>	Single house <input type="checkbox"/>	Hangar <input type="checkbox"/>	Mosque <input type="checkbox"/>	Precarious <input type="checkbox"/>
Other (precise)				
Construction Use:				
Dwelling <input type="checkbox"/>	Hospital <input type="checkbox"/>	Commercial <input type="checkbox"/>	Administrative <input type="checkbox"/>	Sports <input type="checkbox"/>
Industrial <input type="checkbox"/>	School <input type="checkbox"/>	Socio-cultural <input type="checkbox"/>	Hydraulic <input type="checkbox"/>	
Other (precise).....				
Structure Type:				
Reinforced concrete <input type="checkbox"/>	Masonry <input type="checkbox"/>	Steel <input type="checkbox"/>	Wood <input type="checkbox"/>	
Other (precise).....				
If Reinforced concrete:	Moment frame <input type="checkbox"/>	Shear wall <input type="checkbox"/>	Dual <input type="checkbox"/>	
If Masonry:	Confined <input type="checkbox"/>	Non-Confined <input type="checkbox"/>		
Date of construction (approximately):				
Before 1981 <input type="checkbox"/>	1981-1999 <input type="checkbox"/>	1999-2003 <input type="checkbox"/>	After 2003 <input type="checkbox"/>	
Number of stories:	Number of basement:			
Existence of under floor space:	Yes <input type="checkbox"/>	No <input type="checkbox"/>		
Dimension of the structure : X =m ; Y=m , Nb of bays:...				
Plane regularity:	Regular <input type="checkbox"/>	Light irregularity <input type="checkbox"/>	Irregular <input type="checkbox"/>	
Elevation regularity:	Regular <input type="checkbox"/>	Light irregularity <input type="checkbox"/>	Irregular <input type="checkbox"/>	
Building implantation:				
- On an unstable ground (settlement)	Yes <input type="checkbox"/>	No <input type="checkbox"/>		
- At the edge of a cliff	Yes <input type="checkbox"/>	No <input type="checkbox"/>		
- At top or bottom of a hill	Yes <input type="checkbox"/>	No <input type="checkbox"/>		
- At the border of a river	Yes <input type="checkbox"/>	No <input type="checkbox"/>		
- On a rough ground with break of significant slope	Yes <input type="checkbox"/>	No <input type="checkbox"/>		
Construction is at: Corner <input type="checkbox"/> Middle <input type="checkbox"/> Isolated <input type="checkbox"/>				
If existence of seismic joint:..... (Thickness):.....cm				
General state of the construction:				
Good <input type="checkbox"/>	Average <input type="checkbox"/>	Bad <input type="checkbox"/>		
General observations:				

Résumé

L'intérêt pour l'évaluation du risque sismique dans les régions du Maroc sujettes aux tremblements de terre s'est accru au cours des dernières décennies, en grande partie en raison de l'importance des dommages causés par les événements antérieurs. Dans ce contexte, la présente étude vise à contribuer à la compréhension du risque sismique au niveau des zones urbaines du Rif, l'une des zones de sismicité active du Maroc. A l'échelle régionale, les analyses des fonctions de récepteur à l'aide des 37 stations sismiques à large bande montrent des variations latérales de l'épaisseur de la croûte ou des profondeurs du Moho affirment un soulèvement asymétrique sous le nord du Maroc. A l'échelle urbaine, les méthodes de bruit de fond telles que l'H/V et V_{S30} ont été introduites afin d'effectuer un microzonage sismique dans la zone d'étude. Nos résultats, suggèrent des liens intéressants entre la géométrie du bassin et les structures du sous-sol avec les distributions spatiales de l'indice H/V, de l'indice de vulnérabilité de sol (K_g) et des V_{S30} . En outre, les résultats des H/V à l'intérieur des bâtiments auscultés nous indiquent que le phénomène de potentiel de résonance sol-structures en cas de séisme n'aura pas lieu au niveau des bâtiments concernés par l'étude. L'analyse de la vulnérabilité sismique montre que la plupart des bâtiments ont un faible indice de vulnérabilité (V_i), probablement liés à l'amélioration de la qualité de construction d'après la mise en place de RPS (2000, v 2011). Cependant, les bâtiments d'ancienne Médina ont des V_i importants et l'ampleur des dommages moyens estimés pour la ville de Tétouan est de 0.023 (2.3%) pour un scénario de séisme avec une accélération estimée à 0.166 g. D'un point de vue socio-économique, les résultats de cette étude suggèrent que le phénomène du tremblement de terre est capable d'entraver le développement socio-économique de la région. Pour cette raison, nous suggérons que l'État investisse massivement dans l'étude et le développement de stratégies d'atténuation pour limiter leur impact et d'éviter des pertes économiques dues aux tremblements de terre.

Mots-clefs : Risque sismique, Aléa sismique, Vulnérabilité des bâtiments, Bruit de fond, Rif Maroc

Abstract

The interest in seismic risk assessment in earthquake-prone regions of Morocco has increased over the past decades, largely due to the significant damages caused by previous events and the significant population growth in these areas. In this regard, the present study aims to contribute to the understanding of seismic risk in the urban areas of the Rif region, one of the most seismically active zones of Morocco. At the regional scale, analyses of receiver functions using the 37 broadband seismic stations reveal lateral variations in crustal thickness or Moho depths, indicating asymmetric uplift beneath northern Morocco. At the urban scale, the ambient noise methods such as H/V and V_{S30} have been used to perform seismic microzoning in the study area. Our findings, suggest interesting connections between the basin geometry and subsoil structures with H/V, K_g index spatial distributions and V_{S30} . In addition, the results of the H/V measurement inside the buildings indicate that the phenomenon of soil-structure resonance potential in case of an earthquake is not present in the buildings concerned by the study. The results of vulnerability of existing buildings, indicate that most buildings have a low vulnerability index (V_i), likely due to the improvement in construction quality following the RPS (2000, v 2001). However, buildings in the old Medina have significant V_i values and the estimated average damage for the city of Tetouan is 0.023 (2.3%) for a seismic scenario with an acceleration of 0.166 g. From a socio-economic perspective, the results of this study suggest that the earthquake phenomena is capable of impeding the socio-economic development of the region. For this reason, we suggest that the state invests heavily in studying and development of mitigation strategies for limiting their impact and avoid significant future economic losses caused by earthquakes.

Key Words: Seismic risk, Seismic hazard, Vulnerability of buildings, Ambient noise, Rif Morocco.