

THESE

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

Centre de Recherche : **GEOPAC**

Structure de Recherche : **Laboratoire de Géophysique et Risques Naturels**

Discipline : **Géophysique et Géologie Marine**

Spécialité : **Sédimentologie et Risques Côtiers**

Présentée et soutenue le 07/02/2019 par :

Zaineb BELKHAYAT

**IDENTIFICATION DES DEPÔTS DE PALEOTSUNAMIS DANS
LA COTE ATLANTIQUE MAROCAINE (LARACHE-LOUKKOS)-
UN DEFI MAJEUR POUR LA GESTION DES ZONES
COTIERES**

JURY

Abdelfattah TAHIRI	<i>PES, Institut Scientifique, Université Mohammed V Rabat</i>	Président
Nadia MHAMMDI	<i>PES, Institut Scientifique, Université Mohammed V Rabat</i>	Directeur de Thèse
Abdellah AMMAR	<i>PES, Faculté des Sciences, Université Mohammed V Rabat</i>	Rapporteur
Larbi BOUDAD	<i>PES, Faculté des Sciences, Université Moulay Ismail Meknès</i>	Rapporteur
Rachid ESSAMOUD	<i>PES, Faculté des Sciences BenMsik, Université Hassan II Casablanca</i>	Examineur
Athena TRAKADAS	<i>PH, National Museum of Denmark</i>	Examineur
Fida MEDINA	<i>Ex-PES, Institut Scientifique, Université Mohammed V Rabat Président, Association Marocaine des Géosciences</i>	Invité

Année Universitaire : 2018-2019

A mes chers parents

A ma famille

A handwritten signature in black ink, consisting of stylized, cursive letters that appear to be 'ZB'.

Avant-propos

Qui pourrait le croire ?! Enfin c'est fini. Un long voyage avec plusieurs arrêts pour mettre en ordre les idées et faire sortir le bon fruit au bon moment. En effet, ce travail de thèse a été réalisé au sein du laboratoire de Géophysique et Risques Naturels de l'Institut Scientifique, Université Mohammed V de Rabat, sous l'encadrement du Professeur MHAMMADI Nadia.

Pour cela, je tiens à remercier en premier lieu, mon Directeur de thèse le Dr. Nadia MHAMMADI ; Professeur de l'enseignement supérieur et Directeur du laboratoire de Géophysique et Risques Naturels à l'Institut Scientifique, Université Mohammed V de Rabat, pour la confiance qu'elle m'a accordée en acceptant de m'encadrer et pour l'inspiration, l'aide et le temps qu'elle a bien voulu me consacrer tout au long de ce travail de thèse. Je la remercie de m'avoir toujours impliquée dans toutes les activités du laboratoire et de m'avoir fait bénéficiée de plusieurs projets comme Loukkos, Casba, Face et Scolamar. Elle était toujours là à encourager mes initiatives, en m'autorisant une grande liberté d'actions et en me dotant de compétences multidisciplinaires en sédimentologie et géophysique marine. Enfin, j'ai été extrêmement sensible à ses qualités humaines d'écoute et de compréhension. Sa gentillesse, son sens de l'humour et son esprit d'équipe, pour lequel elle a pris pour devise « Plus on est de fous, plus on s'amuse ! », me marqueront à jamais. J'ai eu beaucoup de chances de l'avoir comme Directeur de thèse.

Mes remerciements les plus sincères vont aussi vers les membres du jury, qui m'ont fait l'honneur de bien vouloir étudier avec attention mon travail et d'avoir accepté de participer à mon jury de soutenance.

Au Dr. Abdelfattah TAHIRI ; Professeur de l'enseignement supérieur au laboratoire de Géo-biodiversité et Patrimoine Naturel, Directeur du centre de recherche Geophysics, Natural Patrimony and Green Chemistry GEOPAC à l'Institut Scientifique, Université

Mohammed V de Rabat et Président du jury de thèse, pour sa disponibilité ainsi que ses remarques et conseils bien avisés.

Au Dr. Abdellah AMMAR; Professeur de l'enseignement supérieur au laboratoire des Géosciences Multidisciplinaires Appliquées à la Faculté des Sciences, Université Mohammed V de Rabat, qui a accepté d'être un rapporteur de cette thèse et dont les remarques et commentaires m'ont permis de corriger certaines erreurs et d'améliorer la compréhension de ce mémoire.

Au Dr. Larbi BOUDAD; Professeur de l'enseignement supérieur au laboratoire de Géosciences, Patrimoine et Substances Utiles à la Faculté des Sciences, Université Moulay Ismail de Meknes, pour sa participation à mon jury de thèse en qualité de rapporteur de mon travail, pour le temps consacré à la lecture de cette thèse et pour les suggestions et les remarques judicieuses qu'il m'a indiquées.

Au Dr. Athena TRAKADAS; Professeur au National Museum of Denmark pour l'immense aide apportée le long de cette thèse, j'ai eu beaucoup de plaisir à travailler avec elle, de même que pour sa participation au jury en qualité d'examineur.

Au Dr. Rachid ESSAMOUD; Professeur de l'enseignement supérieur et Directeur du laboratoire Dynamics of Sedimentary Basins & Geological Correlations à la Faculté des Sciences Ben M'sik, Université Hassan II de Casablanca d'avoir accepté d'examiner avec intérêt mon travail.

J'en suis honorée et je leur exprime mes plus vifs remerciements.

J'adresse ma profonde reconnaissance au Dr. Fida MEDINA; ex-Professeur de l'enseignement supérieur à l'Institut Scientifique, Université Mohammed V de Rabat et Président de l'Association Marocaine des Géosciences, pour sa générosité et sa grande patience dont il a su faire preuve malgré ses charges professionnelles, ainsi, pour l'inspiration, l'aide et le temps qu'il a bien voulu me consacrer. J'en suis très reconnaissante.

Je remercie, également, le Dr. Mohamed FEKHAOUI ; Directeur de l'Institut Scientifique, Université Mohammed V de Rabat, pour son bon accueil au sein de l'établissement et pour m'avoir donné la possibilité de concrétiser cette thèse.

Je remercie aussi, tous les enseignants du département des sciences de la terre de l'Institut Scientifique, Université Mohammed V de Rabat qui ont accepté de répondre à mes questions avec gentillesse.

Mes remerciements vont, de même, vers le Dr. Lloyd HUFF, Professeur à University of New Hampshire qui a accepté de m'aider tout au long de ma thèse, nous avons passé de bons moments ensemble, son sens d'humour nous accompagnait toujours. Sans oublier ses bonnes astuces pour résoudre n'importe quel problème. J'ai appris beaucoup de choses en sa présence.

J'adresse mes vifs remerciements au Dr. Paulo LEGOINHA ; Professeur à Faculdade de Ciências e Tecnologia, Universidade Nova de Lisboa, qui a accepté de m'accueillir au sein de son laboratoire à Lisbonne, grâce à lui la paléontologie m'a dévoilé sa magie. Je n'oublie pas le Dr. Eric FONT ; actuellement Professeur à Universidade de Coimbra, pour avoir accepté généreusement de faire l'analyse de la susceptibilité magnétique des échantillons extraits des carottes à Universidade de Lisboa, Faculdade de Ciências.

J'exprime ma gratitude envers le Dr. Laurent DEZILLEAU ; actuellement Professeur à l'Université de Caen, pour avoir accepté de m'accueillir dans son laboratoire de Géosciences à l'Université de Montpellier, pour le temps consacré et les conseils avisés lors de la formation au laboratoire mais aussi sur le terrain. Merci aussi pour le dîner offert à toute l'équipe, c'était un régal je m'en souviendrais toujours.

Enfin je témoigne toute ma reconnaissance à tous mes proches qui m'ont toujours soutenue et encouragée au cours de la réalisation de ce mémoire de thèse.

Je souhaite commencer par ma famille, ils étaient toujours présents pour me soutenir pas à pas. Cher père Mohammed BELKHAYAT, tu es mon idole, je vois en toi la personne

courageuse et sincère qui a réussi à tracer son propre chemin malgré tous les obstacles présents, pour devenir un grand compositeur de musique, tu ne m'as jamais laissé tombé et tu m'as poussé à aller jusqu'au bout. Je te suis très reconnaissante. Chère mère Jamila, aucun mot ne peut te décrire, tu es et tu resteras la personne la plus chère au monde, tu étais là à mes côtés et tu m'as toujours encouragée. Ma réussite est venue grâce à toi, je t'aime. Mes frères Zakaria et Anass, ma chère Ilhame, ma belle-sœur Btissam et ma cousine Kfadja, je vous remercie d'avoir été toujours là pour me soutenir et partager des moments de folie avec moi.

Je ne pourrais oublier de remercier ma chère amie et sœur Hanane, cela remonte à 10 ans que l'on se connaît, nous étions ensemble durant tout le parcours universitaire pour le meilleur et pour le pire, tu es toujours là lorsqu'il le faut, merci pour ton soutien, tes conseils et le meilleur reste à venir !!

Pour finir, je remercie tous mes amis qui m'ont accompagnée au cours de ces années de thèse, un merci spécial à Ghizlane, Aicha, Amal, Rajae et Mohamed Ali.

Merci à tous et à toutes.

Résumé

Le Maroc est exposé aux séismes qui accommodent le déplacement de l'Afrique par rapport à l'Eurasie et menacent ainsi, ses côtes par le tsunami. La recherche des marqueurs sédimentaires des tsunamis permet de compléter les archives sur les paléo-événements, servant dans la gestion des zones côtières. Ainsi, dans l'estuaire de Loukkos à Larache, deux campagnes de prospection géophysique et sondages carottés suivies d'analyses granulométrique, paléontologique et magnétique, ont été utilisées pour décrire le caractère tsunamigène et distinguer les dépôts de tsunamis de ceux des tempêtes. De surcroît, une étude géomorphologique des cartes historiques a été réalisée pour relever les changements majeurs liés au tsunami de 1755. Ces travaux nous ont permis d'identifier des couches sableuses d'origine tsunamigène intercalées entre les niveaux argileux, établir leur correspondance avec certains tsunamis qui ont affecté la région [5000-3000 ans BP à 1755] et mettre en évidence certains critères de distinction des dépôts de tsunamis et tempêtes en se basant sur les tempêtes hivernales récentes qui ont affecté la côte atlantique marocaine. De plus, l'étude a soulevé la question quant à la vulnérabilité des zones côtières. Cela vient enrichir les données sur les événements extrêmes dans les côtes atlantiques marocaines.

Mots clés : Tsunami, Sédimentologie, Loukkos, Risque côtier, Tempête.

Abstract

Morocco is exposed to earthquakes that accommodate Africa's displacement from Eurasia and therefore threaten its coasts with the tsunami. The sedimentary research of tsunamis signs makes it possible to complement the palaeo-events database, used in coastal zone management. Thus, in the Loukkos estuary at Larache, two field surveys of geophysical prospecting and core drilling were conducted, followed by granulometric, paleontological and magnetic analyses to describe the tsunamigenic character and to distinguish between tsunami and storm deposits. In addition, a geomorphological study of historical maps was carried out to identify major changes related to the 1755 tsunami. This work allowed us to identify the tsunamigenic sandy layers interspersed between the clay levels, establish their correspondence with certain tsunamis that affected the region [5000-3000 years BP to 1755] and highlight some distinguishing criteria of tsunami deposits compared to storm deposits. Moreover this study raised the question of the vulnerability of coastal areas. This will further develop data on extreme events on the Moroccan Atlantic coasts.

Keywords : Tsunami, Sedimentology, Loukkos, Coastal hazard, Storm.

Table de matière

Avant-propos	III
Résumé	VII
Abstract.....	VIII
Table de matière	IX
Liste de figures	XII
INTRODUCTION GENERALE	1
Chapitre 1 : Travaux antérieurs	4
Introduction	5
I. Indices sédimentaires.....	5
1. Découverte des dépôts d'évènements extrêmes	5
2. Description des dépôts de tsunami	6
3. Distinction des dépôts de tsunamis et tempêtes.....	14
4. Outils d'identification des dépôts de tsunamis	15
II. Les tsunamis dans la côte atlantique marocaine.....	16
1. Caractéristiques physiques des tsunamis.....	16
2. Contexte tsunamigène au Maroc	22
3. Historique des tsunamis sur la côte atlantique marocaine.....	28
4. Le tsunami de 1755 sur la côte atlantique marocaine.....	31
III. Aperçu sur les tempêtes	33
1. Description du phénomène	33
2. Cadre général des tempêtes au Maroc	35
3. Données historiques.....	37
4. Prévisions des tempêtes	42
Conclusion.....	44
Chapitre 2 : Présentation de la zone d'étude	45
Introduction	46
I. Paramètres physiques	46
1. Cadres géographique et géomorphologique	46
2. Cadres structural et tectonique	48
3. Cadre géologique.....	48

II. Paramètres climatologique et hydrographique	51
1. Contexte climatique.....	51
2. Contexte hydrographique	53
III. Conditions météo-marines	55
1. Les houles.....	55
2. Les marées.....	56
3. Les courants atlantiques.....	57
Conclusion.....	58
Chapitre 3 : Matériel et méthodes d'étude.....	59
Introduction	60
I. Campagnes de terrain	60
1. Prospection géophysique	60
2. Missions de carottage	62
II. Traitement des données au laboratoire	64
1. Analyse granulométrique.....	66
2. Analyse des carbonates.....	68
3. Analyse paléontologique	69
4. Susceptibilité magnétique.....	70
III. Cadre chronologique	71
IV. Etude des cartes historiques	72
Conclusion.....	73
Chapitre 4 : Résultats.....	74
Introduction	75
I. Description des caractéristiques et composition des sédiments issus des carottes.....	75
1. Granulométrie.....	75
2. Morphoscopie	85
3. Paléontologie	86
II. Signature sédimentaire de dépôts de paléotsunamis dans l'estuaire du Loukkos	93
III. Signature géomorphologique et sédimentaire probable du tsunami de 1755 dans l'estuaire du Loukkos	113
1. Apport des cartes historiques.....	113

2. Signature sédimentaire	119
3. Estimation de l'âge	122
IV. Historique des tsunamis enregistrés dans les sédiments de l'estuaire du Loukkos.....	122
1. Signature géophysique.....	123
2. Signature sédimentaire	125
V. Distinction des dépôts de tsunamis et tempêtes.....	130
1. Effets des tempêtes hivernales sur la côte atlantique marocaine.....	130
2. Analyse sédimentologique des dépôts de la tempête de 2014.....	143
3. Distinction des dépôts de tsunamis et tempêtes.....	147
VI. Vulnérabilité des zones côtières.....	148
Conclusion.....	149
Chapitre 5 : Discussion.....	150
I. Milieu de dépôt.....	151
1. Signature sédimentaire	151
2. Signature géomorphologique.....	152
II. Type du dépôt de tsunami.....	153
1. Boulders ou méga-blocs rocheux	153
2. Sédiments fins	154
III. Récurrence des tsunamis	165
IV. Impact des événements extrêmes sur les zones côtières	165
V. Outils d'identification de dépôts de tsunamis.....	167
CONCLUSIONS GENERALES	170
BIBLIOGRAPHIE.....	i
ANNEXES.....	xxxiii

Liste de figures

Figure 1 : Quelques exemples de boulders rencontrés dans le monde	10
Figure 2 : Carte présentant les différents sites d'étude des blocs supposés liés au tsunami de 1755 dans la région de Rabat.	11
Figure 3 : Exemples de sédiments fins autour du monde	12
Figure 4 : Dépôts (boulders, sédiments fins) de tsunamis au Maroc.....	13
Figure 5 : Modèle schématisé de la propagation et des paramètres physiques d'une onde de tsunami	19
Figure 6 : Sismicité du Maroc et des régions limitrophes entre 1901-2006.....	23
Figure 7 : Carte des intensités maximales ressenties tenant compte des données historiques	23
Figure 8 : La limite des plaques Afrique - Eurasie dans sa partie occidentale.	24
Figure 9 : Bathymétrie et physiographie générale du Golfe de Cadix	26
Figure 10 : Contexte tectonique régional du Golfe de Cadix	27
Figure 11 : Modélisation numérique de la propagation du mégatsunami lié à l'éruption volcanique de la Palma aux îles Canaries	28
Figure 12 : Répartition des tsunamis qui ont affecté les côtes marocaines.	29
Figure 13. Historique des tsunamis dans la côte atlantique.....	30
Figure 14 : Modèles de propagation de tsunami pour de différentes sources sismiques du Golfe de Cadiz.	33
Figure 15. Hauteur significative (Hs), période de pic (Tp) et direction moyenne des vagues (MWD) enregistrées dans le point P3 entre 1953 et 2009..	36
Figure 16: a. Nombre de tempêtes par an au large de Tanger ; b. Nombre des tempêtes des classes III, IV et V par an au large de Tanger	37
Figure 17: Hauteurs significatives enregistrées dans le point Simar 105036 par Puertos de Estado.	41
Figure 18: Modèles de prévision. a. Modèle Al Bachir. b. Modèle Wave Watch III.....	43
Figure 19 : Carte géomorphologique du secteur d'étude.	47
Figure 20 : Carte géologique du secteur d'étude (Extrait de la carte géologique de Larache 1/50000, 1997)	49
Figure 21 : Répartition des précipitations moyennes mensuelles pour la station de Larache.	52
Figure 22 : Répartition des températures moyennes mensuelles pour la station de Larache.	52
Figure 23 : Rose des vents annuels (a) et mensuels (b) de Larache entre 2005 et 2009	53
Figure 24 : Réseau hydrographique de l'oued Loukkos.....	54
Figure 25 : Caractéristiques de la houle à Larache au point SIMAR 5040000 pour la période de 1958 à 2018....	56
Figure 26 : Carte des courants atlantiques.	58
Figure 27 : Délimitation de la zone de prospection géophysique.....	61
Figure 28 : Photos de la mission de prospection géophysique dans le Loukkos dans le cadre du projet OLS	61
Figure 29 : Photos du vibrocarottier de l'Université de Bordeaux et vue panoramique de l'emplacement des carottes CARLA dans le cadre du projet CARLA	62
Figure 30 : Localisation des carottes LOUK de la 2 ^e campagne OLS	63
Figure 31 : Carottier à piston utilisé lors de la deuxième campagne OLS	63
Figure 32 : Localisation des carottes « Carla, Louk » prélevées lors des deux missions	64
Figure 33 : Sciage et description des carottes	65
Figure 34 : Analyse granulométrique.....	67
Figure 35 : Analyse des carbonates.....	68
Figure 36 : Analyse paléontologique	70
Figure 37 : Localisation des échantillons datés de Trakadas et al., (2015) et Carmona & Ruiz (2009) par rapport à Carla et Louk.....	72
Figure 38: Description des carottes étudiées (Carla et Louk)	77
Figure 39: Description de Carla 2	79
Figure 40: Courbes cumulatives de C05, C06 et C07	80
Figure 41 : Description de Carla 11 (Susceptibilité magnétique, médiane, classement et asymétrie)	81

Figure 42: Courbes cumulatives de Carla 11	82
Figure 43: Description de C11	83
Figure 44: Description sédimentaire de Carla 12	84
Figure 45: Observation des constituants des niveaux sableux sous la loupe binoculaire	85
Figure 46: Bivalves présents dans les niveaux sableux des carottes étudiées et en surface	87
Figure 47: Identification des foraminifères présents dans Carla 11 et 12 sous la loupe binoculaire	88
Figure 48: Abondance et assemblage des foraminifères présent dans Carla 12 entre 350 et 500 cm	89
Figure 49 : Description de la séquence tsunamigénique de Carla 11	90
Figure 50 : Abondance et assemblages des foraminifères de la séquence tsunamigénique de Carla 11.	91
Figure 51: Foraminifères des carottes Carla 11 et 12 sous le MEB.	92
Figure 52 : Fig1. Simplified map of the Oued Loukkos lower valley and estuary, and location of the cores of the CARLA campaign.....	96
Figure 53 : Fig 2. Compilation and correlation of the cores obtained during the CARLA campaign along the Loukkos lower valley. Location in Figure 1.	97
Figure 54 : Fig 3. Photograph of the lower section of core CARLA-11 and description of the lithology of the observed subunits of the inferred tsunami deposit.	99
Figure 55 : Fig 4. Cumulative frequency curves of the deposits of the subunits in core CARLA-11.....	100
Figure 56 : Fig 5. Optical microscope photographs of the shelly deposits of core CARLA-11.....	101
Figure 57 : Fig 6. SEM of some Foraminifera found in the tsunami deposit of core CARLA-11.	102
Figure 58 : Fig 7. C-M Passega diagram of the samples of the tsunami bed of core CARLA-11.	103
Figure 59 : Fig 8. Magnetic susceptibility curve of core CARLA-11.	104
Figure 60: Comparaison entre le Loukkos de 1610 et celui d'aujourd'hui	114
Figure 61: Estuaire du Loukkos avant 1755 ; carte historique de l'embouchure du Loukkos en 1610.....	115
Figure 62: Estuaire du Loukkos avant 1755 ; carte historique de l'embouchure du Loukkos en 1668.....	116
Figure 63: Estuaire du Loukkos après 1755 ; carte historique de l'embouchure du Loukkos entre 1760-1765 ..	117
Figure 64: Estuaire du Loukkos après 1755 ; carte historique de l'embouchure du Loukkos en 1774.....	118
Figure 65 : Situation de la zone d'étude et des carottes étudiées	119
Figure 66 : Description sédimentaire de Carla 5	120
Figure 67 : Description du dépôt de tsunami rencontré dans la coupe verticale louk7.	121
Figure 68 : Identification des tsunamis dans le profil 1 situé dans l'embouchure.....	124
Figure 69 : Identification des tsunamis dans le profil 2 situé au sud du Loukkos	125
Figure 70 : Premier et deuxième dépôt de tsunami identifié dans Carla 11	126
Figure 71 : Troisième dépôt de tsunami identifié dans Louk 6	127
Figure 72 : Dépôt du tsunami de 1755 dans Louk 7 et Carla 5	128
Figure 73 : Corrélation entre les tsunamis enregistrés dans les sédiments du Loukkos	129
Figure 83 : Fig.1. weather chart Of 28 february 2017 at 00.00 UTC..	133
Figure 84 : Fig 2. Significant height (a) recorded in SIMAR point 1052036 by Puertos del Estado (b) superimposed with high tide (c).	133
Figure 85 : Fig 3. Damage caused by the storm surge on the Coast of Rabat..	134
Figure 86 : Fig 4. Damage caused by the storm surge on Temara..	135
Figure 74 : Prévisions pour le mardi 7 janvier	138
Figure 75 : Carte isobarique de surface pour le 07 janvier 2014.....	139
Figure 76 : a. Enregistrement de la bouée de Mohammedia et du marégraphe installé à Casablanca entre le 6 janvier à 15h et le 8 à 10h 2014. b. Evolution de la période T1/3 de la houle enregistrée par la bouée de Mohammedia entre le 6 et 8 janvier 2014.	140
Figure 77 : Hauteur significative enregistrée dans le point SIMAR (5040000) par Puertos del Estado.	141
Figure 78 : Dégâts causés au niveau des ouvrages de protection et d'accostage	142
Figure 79: Carte simplifiée du Loukkos avec positionnement des carottes et de l'échantillon étudiés.	143
Figure 80 : a. Description de Louk1. b.Coquilles déposées sur les rives du Loukkos par la tempête de 2014	144

Figure 81 : a. Diagramme logarithmique bivariable de la moyenne (ϕ) par rapport au classement (ϕ) (L1); b. Diagramme de Passega C-M (L1).....	145
Figure 82 : Corrélation entre C17 (2004), S5 (2008) et L1 (2015)	146
Figure 87: a. Dépôt du tsunami de 1755 identifié dans l'estuaire de Boca do Rio au Portugal (Font <i>et al.</i> , 2013). b. Dépôt du tsunami de 1755 identifié dans l'estuaire du Loukkos au Maroc	155
Figure 88: a. Dépôt délaissé par le tsunami de Storegga au Norvège (Bondevik <i>et al.</i> , 1997) b. Dépôt de tsunami identifié dans Carla 11 (Mhammdi <i>et al.</i> , 2015).	156
Figure 89: a. Foraminifères fossiles et récents identifiés dans le dépôt du tsunami de Tohoku oki (Pilarczyk <i>et al.</i> , 2012). b. Foraminifères identifiés dans le dépôt de tsunami de Carla 11.....	160
Figure 90: Description des séquences typiques de tsunami et tempête	162
Figure 91: Séquences de dépôts de tsunamis/tempêtes	163

Liste de tableaux

Tableau 1 : Critères de distinction des dépôts de tsunamis et tempêtes.	14
Tableau 2 : Outils d'identification des dépôts de tsunamis	15
Tableau 3. Echelle Imamura et Iida (1942).	20
Tableau 4 : Catalogue des tsunamis qui ont probablement touché le Maroc.	29
Tableau 5. Effets du tsunami de 1755 sur les côtes : marocaine et européenne.....	31
Tableau 6: Historique des tempêtes au Maroc entre 1909 et 2014.....	38
Tableau 7: Classification des tempêtes dans l'échelle de Dolan/Davis.....	40
Tableau 8. Les principales phases de déformations structurales du Rif externe	48
Tableau 9: faciès sédimentaires identifiés dans les carottes.....	75
Tableau 10 : Foraminifères présents dans les échantillons du dépôt tsunamigénique de Carla 11.	90
Tableau 11 : Table 1. Characteristics of the CARLA-11 deposits which may be present in tsunami and storm deposits.	109
Tableau 12 : Catalogue des tsunamis qui ont probablement touché la côte atlantique du Maroc.	123
Tableau 13 : Paramètres granulométriques, couleur et taux de carbonates des carottes et de l'échantillon du Loukkos.	143
Tableau 14 : Caractéristiques majeures de l'ancien tsunami détecté dans Carla 11 et la tempête de 2014.....	147
Tableau 15 : Outils d'identification de dépôts de tsunamis.	167

INTRODUCTION GENERALE

L'identification des événements extrêmes représente une donnée de référence cruciale pour la caractérisation des risques côtiers, la prévision de leurs impacts ou encore l'évaluation de l'efficacité et de la durée de vie des aménagements de protection mis en place. En effet, la position géographique des villes côtières du Maroc, les rend vulnérables aux risques naturels et aux événements extrêmes tels que les tempêtes et les tsunamis, qui ont un impact considérable tant sur l'Homme que sur son environnement. De plus, de part leur position charnière au Nord-Ouest de l'Afrique, elles constituent le siège d'interactions entre les plaques Afrique-Amérique à l'Ouest et Afrique-Eurasie au Nord, qui provoquent ainsi, des activités sismiques (Minster *et al.*, 1974, Udias *et al.*, 1976 ; Ben Sari, 1978 ; Frogneux, 1980 ; Cherkaoui, 1991 ; Ramdani, 1991). Dans ce sens, les catalogues de séismes établis montrent que les tsunamis générés au Maroc ont été provoqués par des tremblements de terre de magnitude supérieure à 5 sur l'échelle de Richter (Campos, 1991, El Mrabet, 2005, Kaabouben *et al.*, 2009, Baptista & Miranda, 2009 et Maramai *et al.*, 2014). Cette forte sismicité représente la cause principale des tsunamis, cependant une autre source d'origine volcanique a été récemment relevée par certains auteurs et qui pourrait générer un mégatsunami sur la côte atlantique, c'est l'éruption du volcan Cumbre Vieja, situé sur l'île de Palma aux Canaries (Ward & Day, 2001).

Actuellement, il existe un grand débat sur la validité des proxies sédimentologiques, minéralogiques et géochimiques, des dépôts de tsunami et plus particulièrement les dépôts fins, du fait que ces derniers sont (i) très vulnérables aux agents d'érosion et de transport, de plus, (ii) ils sont très difficiles à dater directement au radiocarbone car ils se composent de stocks coquilliers fossiles et remobilisés et puis finalement, (iii) les dépôts de tsunamis sont très similaires à ceux des tempêtes. La principale limitation réside dans le fait que, dans la plupart des cas d'études, les signatures des dépôts de tsunamis sont dépendantes de la source (Chagué-Goff, *et al.*, 2011), c'est-à-dire de la nature du substratum de la plateforme océanique, de la morphologie de la zone de dépôt ou encore de la nature de la barrière littorale. Il est donc impératif d'apporter de nouvelles données sur les dépôts de tsunamis du Maroc afin de compléter une base de données déjà existante et d'établir des modèles et stratégies pour la gestion du territoire et l'évaluation des risques naturels du littoral marocain.

Les dépôts de tsunamis ont fait l'objet de nombreuses études depuis les dernières décades. Suite au tsunami dévastateur de 2004, dans l'océan indien, leur nombre a connu une augmentation exponentielle. Ces recherches récentes ont été menées partout dans le monde où des tsunamis ont frappé récemment ou historiquement, y compris le Golfe de Cadix, où de nombreux dépôts de tsunami ont été identifiés. Le plus connu et le plus étudié est le tsunami du séisme de Lisbonne en 1755, dont l'enregistrement sédimentaire est préservé dans les estuaires de la région de l'Algarve au Portugal (Hindson & Andrade, 1999 ; Font *et al.*, 2010 ; Costa, *et al.*, 2011) ou du sud de l'Espagne (Ruiz, *et al.*, 2005 ; Rodriguez-Vidal, *et al.*, 2011). Cependant le Maroc reste la seule région du Golfe de Cadix où peu de dépôts de tsunami ont été documentés dans la littérature et cela contrairement à ce qu'indiquent les récits historiques et les modèles numériques. En effet, dans le cas du tsunami de 1755, ils suggèrent que la majeure partie de la côte nord-ouest du Maroc, de Tanger à Safi, a été fortement affectée par la vague de tsunami (Omira, *et al.*, 2009) et que l'existence de blocs rocheux supra-littoraux dont le déplacement a été attribué au tsunami de 1755 ait été rapportée dans la région de Rabat et de Larache (Mhammdi *et al.*, 2008, Medina, *et al.*, 2011, Chahid *et al.*, 2016b).

Ainsi, la compilation des données historiques, instrumentales et géologiques des tsunamis au Maroc prouve que ce risque est réel. Néanmoins, outre les tsunamis récents médiatisés de 2004 et 2018 en Indonésie et de 2011 au Japon, une telle catastrophe n'est toujours pas considérée, par les marocains, comme une menace majeure, par rapport à d'autres risques côtiers naturels très récurrents tels les tempêtes. Ces derniers, bien qu'ils aient des origines et ampleurs différentes des tsunamis, ils ont souvent des effets dévastateurs sur les populations côtières, en termes de vies humaines, mais aussi sur le plan économique. Ceci a été prouvé lors des dernières tempêtes hivernales vécues au Maroc de 2014 et de 2017 (Belkhayat *et al.*, 2017, 2018 a).

La raison pour laquelle, dans ce projet de thèse, nous proposons d'une part d'identifier les dépôts de tsunamis dans l'estuaire de Loukkos, près de Larache au Maroc et d'étudier leurs signatures sédimentaires et d'autre part de distinguer les dépôts des événements extrêmes (tsunamis/tempêtes), en se basant sur les tempêtes hivernales récentes qui ont affecté le littoral atlantique marocain. Cette étude permettra ainsi, de (1) guider les décideurs dans le choix des aménagements et des ouvrages de protection des environnements littoraux, souvent

affectés par des évènements extrêmes et de (2) les aider à intégrer l'aléa tsunami dans les politiques d'aménagement du territoire et ainsi, limiter au maximum les dommages potentiels.

Ce mémoire de thèse s'articule, ainsi, sur cinq chapitres :

Le premier chapitre aborde la thématique de recherche, en mettant le point sur les dépôts d'évènements extrêmes, en particulier ceux des tsunamis, les approches utilisées pour les caractériser et les distinguer de ceux des tempêtes et enfin les paramètres physiques, l'historique et la récurrence des tsunamis et tempêtes au Maroc.

Le deuxième chapitre vise à décrire les paramètres physiques, climatologiques et hydrographiques et les conditions météo-marines du secteur d'étude.

Le troisième chapitre met en relief, les matériels et méthodes utilisés pour identifier et décrire les dépôts des évènements extrêmes à savoir la prospection géophysique, les campagnes de carottage et les appareillages de mesures utilisés pour la caractérisation des dépôts de tsunamis identifiés dans les carottes sédimentaires.

Le quatrième chapitre présente les différents résultats issus de cette étude.

Et pour finir, le dernier chapitre est consacré à la discussion globale des différentes approches utilisées pour identifier et différencier les dépôts de tsunamis de ceux des tempêtes.

Chapitre 1 : Travaux antérieurs

Introduction

L'étude de l'archive sédimentaire des dépôts de tsunamis constitue une science récente qui a pris de l'ampleur suite au tsunami de 2004 dans l'océan indien et de celui du Japon en 2011, du fait que les tsunamis ont tendance à transporter du sédiment de toute taille depuis le large vers le continent, mais aussi remanier le stock sédimentaire préexistant. Elle permet d'identifier les événements extrêmes passés qui ont pu déclencher les tsunamis et d'établir des modélisations et scénarios de tsunamis qui ont affecté une certaine région par l'aide des propriétés hydrodynamiques des tsunamis.

Cependant, des questions se posent quant à l'origine de ces dépôts souvent confondue avec ceux des tempêtes, d'où la nécessité de faire des études approfondies et pluridisciplinaires pour relever les caractéristiques typiques des tsunamis et pouvoir les différencier de ceux des tempêtes.

I. Indices sédimentaires

1. Découverte des dépôts d'événements extrêmes

Les changements morphologiques côtiers majeurs et brusques liés au recul du trait de côte, au transport et dépôts de sédiments de tailles différentes allant des fins aux grossiers ainsi qu'à la destruction des structures de protection sont des conséquences d'une inondation atypique par la mer, causée par les événements dits extrêmes tels les tsunamis et les tempêtes.

Ainsi, plusieurs dépôts particuliers ont été découverts le long des côtes, à l'échelle mondiale et décrits par de nombreux auteurs, ces dépôts ont été souvent attribués aux tsunamis vu l'ampleur du phénomène et sont représentés par des méga blocs qui nécessitent une énergie d'eau très élevée pour être transportés et/ou déplacés et des couches de sables emprisonnées dans les environnements calmes à faible énergie comme les rivières. Cependant, il est avancé que le transport et la mise en place de certains de ces dépôts à des altitudes incompatibles avec le régime actuel des vagues de tempête pourraient être attribués à des périodes de tempête accrue, plutôt qu'à une inondation par un tsunami ou même à une élévation du niveau moyen de la mer, du fait que les tempêtes présentent une fréquence beaucoup plus élevée (Oliveira 2017).

On retrouve ces dépôts au niveau de l'Atlantique Est (Williams & Hall, 2004 ; Hall *et al.*, 2006, 2008 ; Hansom & Hall, 2009 ; Knight *et al.*, 2009 ; Suanez *et al.*, 2009 ; Williams, 2010 ; Etienne & Paris, 2010 ; Hall 2011 ; Fichaut & Suanez, 2011 ; Costa *et al.*, 2011 ; Oliveira *et al.*, 2011 ; Knight & Burningham, 2011 ; Cox *et al.*, 2012 ; Pérez-Alberti *et al.*, 2012), dans l'Atlantique ouest (Jones & Hunter, 1992 ; Scheffers, 2004 ; Morton *et al.*, 2006 ; 2008), dans la Méditerranée (Mastronuzzi & Sansò, 2000 ; Morhange *et al.*, 2006 ; Gracia *et al.*, 2006 ; Mastronuzzi *et al.*, 2007 ; Scicchitano *et al.*, 2007 ; Scheffers & Scheffers, 2007 ; Vött *et al.*, 2008 ; Scheffers *et al.*, 2008 ; Maouche *et al.*, 2009 ; Barbano *et al.*, 2010 ; Dalal & Torab, 2013), dans l'océan indien (Goto *et al.*, 2007, 2009a, 2010b ; Paris *et al.*, 2007 ; 2009, 2010 ; Etienne *et al.*, 2011), et dans le Pacifique (Bourrouilh-Le Jan & Talandier, 1985 ; Young *et al.*, 1996 ; Nott, 1997, 2003, 2004 ; Lange *et al.*, 2006 ; Goto *et al.*, 2009b, 2010a).

La côte atlantique marocaine enregistre un grand nombre de dépôts qui nécessitent une attention particulière pour mieux décrire les événements responsables (tsunami ou tempête) et pouvoir faire la distinction entre eux, chose qui est essentiel pour estimer avec précision leurs risques relatifs.

2. Description des dépôts de tsunami

2.1. Les travaux antérieurs

Les tsunamis sont des vagues qui transportent du sédiment depuis le large vers le continent, mais aussi font que le sédiment préexistant soient remobilisé, et donc on se retrouve devant un mélange de sédiments hétérogène, marins et détritiques à la fois. La force du courant permet de mobiliser des sédiments de toute taille, allant des grands blocs rocheux aux sédiments fins.

L'étude des dépôts de tsunamis permet d'identifier les événements extrêmes passés qui ont pu le déclencher, donc elle représente un outil indispensable et un enregistrement témoin pour de grands événements tels les séismes et paléoséismes (Pinagina & Bourgeois, 2001). Elle permet aussi de déterminer le run up de la vague du tsunami par corrélation des dépôts dans de différents endroits de la zone d'étude (Paris *et al.*, 2007) ou par corrélation avec des événements historiques connus (Tada *et al.*, 2003 ; Goto *et al.*, 2004, 2008) ou événements plus récents comme les inondations. De plus, les dépôts de tsunamis permettent

d'enregistrer l'épaisseur de la couche d'eau ou « flow depth » et la vitesse d'écoulement ou « flow speed » (Jaffe & Gelfenbaum, 2007 ; Smith *et al.*, 2007), qui sont d'une aide utile pour les ingénieurs côtiers. Sans oublier que l'étude des dépôts liés aux tsunamis permet de contraindre les modèles et les scénarios de tsunamis ou de paléotsunamis qui ont affectés une certaine région, en combinant les propriétés hydrodynamiques des tsunamis et celles de sédimentation et ce dans le cadre de l'étude de la vulnérabilité de ladite région.

Les études portées sur les dépôts de tsunami ont débuté dans les années 60 mais n'ont commencé à prendre de l'ampleur que dans les années 80 (Atwater, 1987 ; Bourgeois & Reinhart, 1989 ; Bourgeois *et al.*, 1988 ; Dawson *et al.*, 1988 ; Kastens et Cita, 1981 ; Long *et al.*, 1989 ; Reinhart & Bourgeois, 1987), surtout suite au tsunami de 2004 qui s'est produit dans l'océan indien (Moore *et al.*, 2006 ; Hawkes *et al.*, 2007 ; Paris *et al.*, 2007, 2010 ; Nentwing *et al.*, 2015). Les chercheurs ont commencé à donner de l'intérêt à ces dépôts qui fournissent beaucoup plus d'informations que ce que l'on peut avoir juste par étude sismique, cartographique etc.... C'est donc une étude complémentaire mais aussi nécessaire et très utile qui vient affirmer ou infirmer les événements extrêmes anciens.

De différentes appellations ont été données aux dépôts délaissés par les tsunamis telles que : les dépôts de tsunami, les tsunamigènes, les dépôts tsunamigéniques et les tsunamiites. Ce dernier terme a été utilisé pour la première fois par Yamazaki *et al.*, (1989) pour décrire les dépôts de tsunami du Miocène dans l'environnement bathyal du Japon central. Cependant, certains auteurs étaient contre cette dénomination sous prétexte qu'il ne faut pas utiliser des appellations liées aux interprétations, du fait qu'elles diffèrent d'une personne à l'autre. Et donc pour éviter toute confusion, nous avons choisi d'utiliser l'appellation de « dépôt de tsunami » dans la présente thèse.

Marinatos (1939) pourrait être la première personne à décrire les dépôts de tsunami suite à l'éruption Théra qui a frappé la mer Egée dans la côte de Crète, dans la fin de l'âge du bronze il y a 3700 ans. Cet archéologue grec a identifié une épaisse couche de sable marin prise en sandwich entre les étages de ruines Minoan et une couche de ponce maritime de Théra. Quant aux premières investigations sur les sédiments de tsunamis, ils ont commencé après le tremblement de terre chillien de 1960 qui a généré un tsunami, laissant ainsi, comme dépôt, des couches de sable et de limon marin sur la côte pacifique du Nord-Est du Japon

(Kon'no, 1961) et sur la plaine alluviale du Chili (Wright & Mella, 1963). Par la suite, Minoura & Nakaya (1991) ont suggéré que les traces d'un tsunami pourraient être conservées dans les dépôts sédimentaires en tant que dépôt de tsunamis venant interrompre la succession sédimentaire d'un endroit donné, suite aux modélisations faites d'après l'observation du tsunami de 1983 sur la mer du Japon.

Ainsi, Sato *et al.*, (1995) ont réussi à identifier une couche de sable surmontée d'une couche de boue mince, dont l'épaisseur diminue progressivement à l'intérieur des terres, sur la côte du Nord de Honshu et Hokkaido, suite à un tsunami généré par un séisme sur la mer du Japon le 26 mai 1983 et qui a déferlé sur une dune côtière et traversé les rizières situées près de l'embouchure de la rivière. La source de ce dépôt était locale (Sato *et al.*, 1995). On cite que des dépôts de paléotsunamis ont été observés à l'Est de l'Ecosse (Dawson *et al.*, 1991 ; Shi *et al.*, 1995), Washington (Atwater & Moore, 1992) et à Terre-Neuve (Dawson *et al.*, 1996).

2.2. Caractéristiques des dépôts de tsunamis

Lorsque la vague du tsunami se déplace, elle a une tendance à éroder le fond de la mer et à mettre ainsi, en suspension toutes sortes de particules sédimentaires allant de la plus fine « silts » aux blocs rocheux « boulders », de plusieurs dizaines de tonnes, souvent imbriqués, indiquant ainsi, des paléocourants et oscillations (Lavigne & Paris, 2011). L'inondation de tsunami se fait généralement en 3 phases, *uprush*, *slack* et *backwash* (Wassmer *et al.*, 2010). L'*uprush* se forme immédiatement après le déferlement de la vague de tsunami, avec une forte énergie tout près du littoral. Avec la progression de la vague à l'intérieur des terres, l'énergie diminue jusqu'à atteindre l'extension maximale de l'inondation. Sa direction varie en fonction des reliefs côtiers et de la progradation initiale de la vague. Le *slack* représente une période à faible énergie où les substrats de boue et les foraminifères sont abondamment déposés avant la reprise d'écoulement vers la mer : *backwash*, guidée par la topographie et de façon perpendiculaire à la côte (Dawson & Stewart, 2007), où l'eau augmente d'énergie progressivement en se rapprochant de la mer et remobilise ainsi, le stock sédimentaire préexistant. Le retrait complet de l'eau des surfaces inondées pourrait prendre plus d'une dizaine d'heures (Lavigne *et al.*, 2009 ; Wassmer *et al.*, 2010).

Plusieurs types de dépôts sont alors identifiés sur le terrain et au laboratoire, on les reconnaît par la présence de morceaux de bois, plantes, fragments de sol (Lavigne & Paris, 2011) et bioclastes (espèces marines, coquilles et fragments de coraux) (Dawson & Shi, 2000 ; Rhodes *et al.*, 2006), mais aussi par un granoclassement le plus souvent normal (Jaffe & Gelfenbaum, 2002 ; Shanmugam, 2006 ; Morton *et al.*, 2007), mais des fois inverse (Rhodes *et al.*, 2006 ; Morton *et al.*, 2007), voire même sans granoclassement (Morton *et al.*, 2007). Un autre granoclassement relié à la direction du transport pourrait être présent. On peut également y trouver des structures sédimentaires qui reflètent l'influence des courants sur le processus de dépôts et direction des flux comme les laminations croisées bi-directionnelles, les ripple-marks (marques d'ondulation laissées par les vagues), les discontinuités et les formes d'érosion. (Lavigne & Paris, 2011).

Les tsunamis à forte amplitude sont capables de transporter du sédiment fin à plus de 1 km à l'intérieur, voire 30 km le long de la côte ouest australienne (Bryant & Nott 2001), pour ce qui est des blocs solitaires ou assemblages de blocs, ils pourraient être déposés à plusieurs mètres au-dessus du niveau de la mer et à 100- 400 m à l'intérieur des terres (Sugawara *et al.*, 2008). Les analyses des sédiments fins représentent 45% de la littérature (Dawson *et al.*, 1988 ; Long *et al.*, 1989 ; Darienzo & Peterson, 1990 ; Minoura & Nakaya, 1991 ; Andrade, 1992 ; Atwater, 1992 ; Bourgeois, 1993 ; Yeh *et al.*, 1993 ; Clague *et al.*, 1994 ; Minoura *et al.*, 1994 ; Sato *et al.*, 1995 ; Shi *et al.*, 1995 ; Bondevik, 1996 ; Hindson *et al.*, 1996 ; Clague, 1997 ; Moya, 1999 ; Clague *et al.*, 2000 ; Genet 2011 ; Mellas *et al.*, 2012 ; Costa *et al.*, 2012 ; Font *et al.*, 2013 ; Mhammdi *et al.*, 2015 ; El Talibi *et al.*, 2016 ; Quintela *et al.*, 2016 ; Costa *et al.*, 2016b). Alors qu'environ 55% des articles se concentrent sur des blocs rocheux (Davies & Hughes, 1983 ; Miyoshi *et al.*, 1983 ; Moore & Moore, 1984, 1988 ; Bourrouilh-Le Jan & Talandier, 1985 ; Ota *et al.*, 1985 ; Harmelin-Vivien & Laboute, 1986 ; Talandier & Bourrouilh Le Jan, 1988 ; Paskoff, 1991 ; Bryant *et al.*, 1992, 1996 ; Jones & Hunter, 1992 ; Jones, 1993 ; Nakata & Kawana, 1993, 1995 ; Shi *et al.*, 1993, 1995 ; Moore *et al.*, 1994 ; Nishimura & Miyaji, 1995 ; Schubert, 1994 ; Bryant *et al.*, 1996 ; Nott, 1997, 2000 ; Mastronuzzi & Sanso 2000 ; Felton *et al.*, 2000 ; Kelletat & Schellmann, 2001, 2002 ; Scheffers, 2002a, b ; Dawson & Smith, 2000 ; Noormets, 2004 ; Maouche *et al.*, 2009 ;

Pignatelli *et al.*, 2009 ; Mhammdi *et al.*, 2008 ; Medina *et al.*, 2011 ; Watanabe *et al.*, 2016 ; Aydan & Tokashiki 2018).

2.2.1. Les boulders à l'échelle mondiale et nationale

Le transport et l'accumulation de blocs rocheux ou boulders nécessitent de fortes énergies, en particulier si le matériau est dissocié des plates-formes rocheuses, des terrasses ou des fronts de falaises. Les boulders ainsi déplacés, peuvent varier de 200 t (Caraïbes: voir Scheffers, 2002a, b; ou Queensland / Australie: voir Nott, 1997), jusqu'à 1800 t dans le Pacifique Sud (Bourrouilh- le Jan & Talandier, 1985) et voire même 2000 t aux Bahamas (Hearty, 1997).

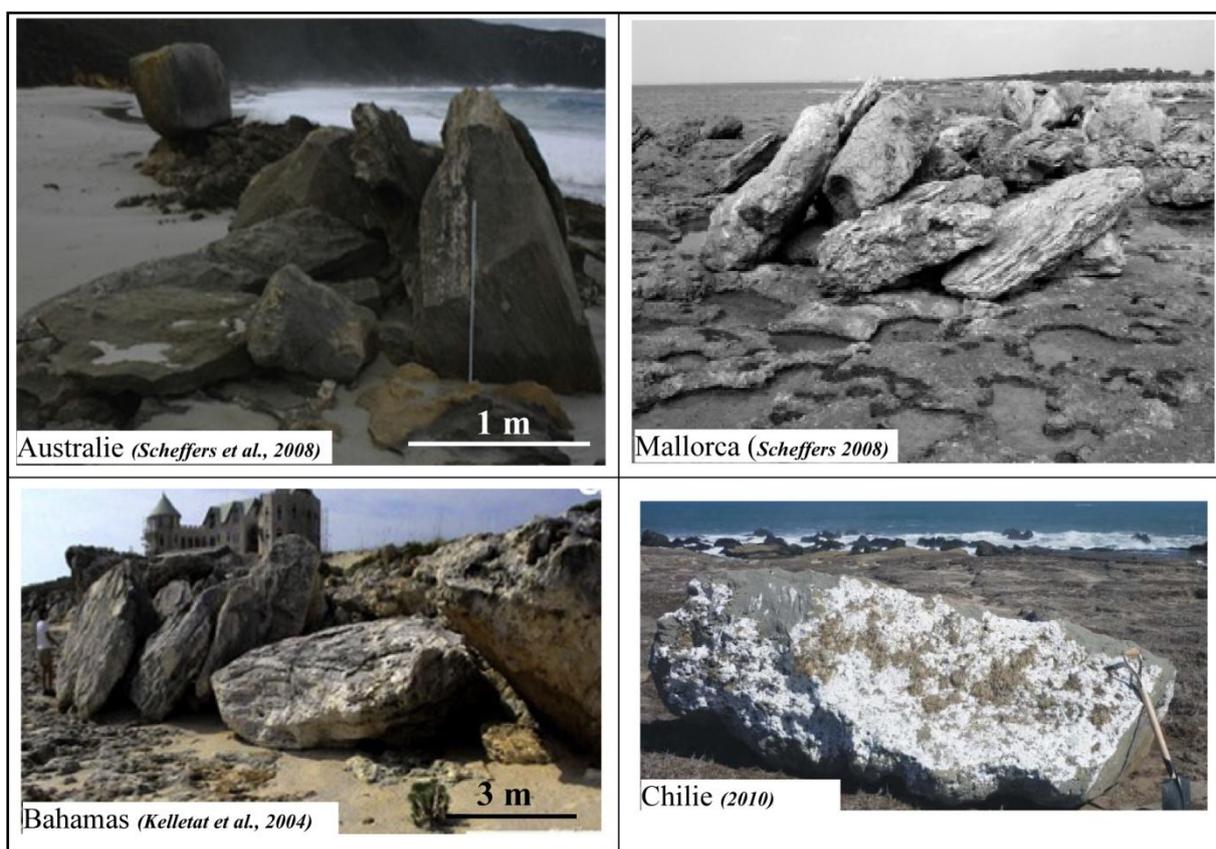


Figure 1 : Quelques exemples de boulders rencontrés dans le monde

Plusieurs méga-blocs attribués aux tsunamis, ont été décrits dans de diverses régions du monde (fig.1) telles que Hawaii (Noormets, 2004), l'Australie (Nott, 1997), les Bahamas (Scheffers *et al.*, 2003) et même autour de la Méditerranée (Maouche *et al.*, 2009 ; Pignatelli *et al.*, 2009). Le long des zones côtières du Sud-Ouest de l'Ibérie et du Nord-Ouest du Maroc,

ils ont été identifiés à partir de Cap Trafalgar (Whelan & Kelletat, 2005) en Espagne, à l'ouest de Lisbonne, au Portugal (Scheffers et Kelletat, 2005) (fig.1), et des régions de Rabat et de Larache au Maroc (fig.1 et 2) (Mhammdi *et al.*, 2008 ; Medina *et al.*, 2011 ; Chahid *et al.*, 2016b). Ces derniers présentent des masses et des volumes très variables mais aussi très importants suivant les différents sites étudiés. Plusieurs types d'arrangement de ces blocs ont été observés : en blocs solitaires parfois fracturés, souvent retournés ; en trains de blocs imbriqués indiquant la direction de propagation de la vague du tsunami ; en amas chaotiques témoignant d'une forte énergie couplée à des conditions locales (présence de matériel sédimentaire, absence de barrière qui casse la vague...) ou sous forme de ride de blocs alignés.

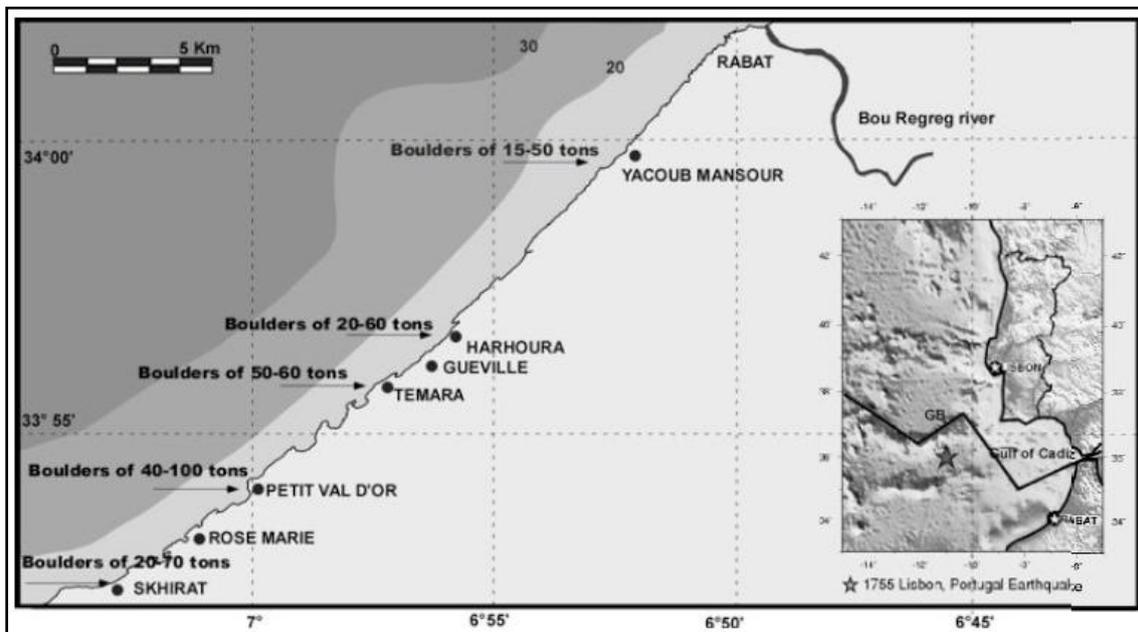


Figure 2 : Carte présentant les différents sites d'étude des blocs supposés liés au tsunami de 1755 dans la région de Rabat (Mhammdi *et al.*, 2008).

2.2.2. Les sédiments fins à l'échelle mondiale et nationale

L'océan pacifique connaît la fréquence la plus élevée des tsunamis dévastateurs, avec la présence de sédiments de tsunamis en Indonésie, la Nouvelle-Guinée, le Nord et le Sud- de l'Australie et de la Nouvelle-Zélande (Nichol *et al.*, 2003). Le tsunami se produit en particulier dans les îles Hawaii, la côte nord-ouest des Etats-Unis, en Colombie-Britannique et en particulier le Japon et les îles Kouriles. En Méditerranée, les sédiments déposés sont situés

dans le sud de l'Italie, la mer Egée et à Chypre. Au niveau de l'océan indien, on les retrouve au Nord-Ouest de l'Australie (Nott, 2000; Bryant, 2001). (fig. 3)

Dans le Golfe de Cadix, plusieurs niveaux minces ont été identifiés au cours des dix dernières années et ont été associés aux vagues de tsunami, en particulier celles liées au tremblement de terre de Lisbonne du 1er novembre 1755. Ces lits sont conservés dans les estuaires de l'Algarve, du Portugal et du sud de l'Espagne. Au Maroc, peu de sédiments sableux de haute énergie ont été décrits (Genet 2011 ; Mellas *et al.*, 2012 ; Mhammdi *et al.*, 2015 ; El Talibi *et al.*, 2016), bien que la majeure partie de la côte nord-ouest du Maroc ait été fortement touchée par des tsunamis historiques, comme en témoigne l'existence de blocs supra-littoraux sur les côtes de Rabat et Larache (Mhammdi *et al.*, 2008 ; Medina *et al.*, 2011) et dont le déplacement a été attribué au tsunami de 1755. (fig.4)

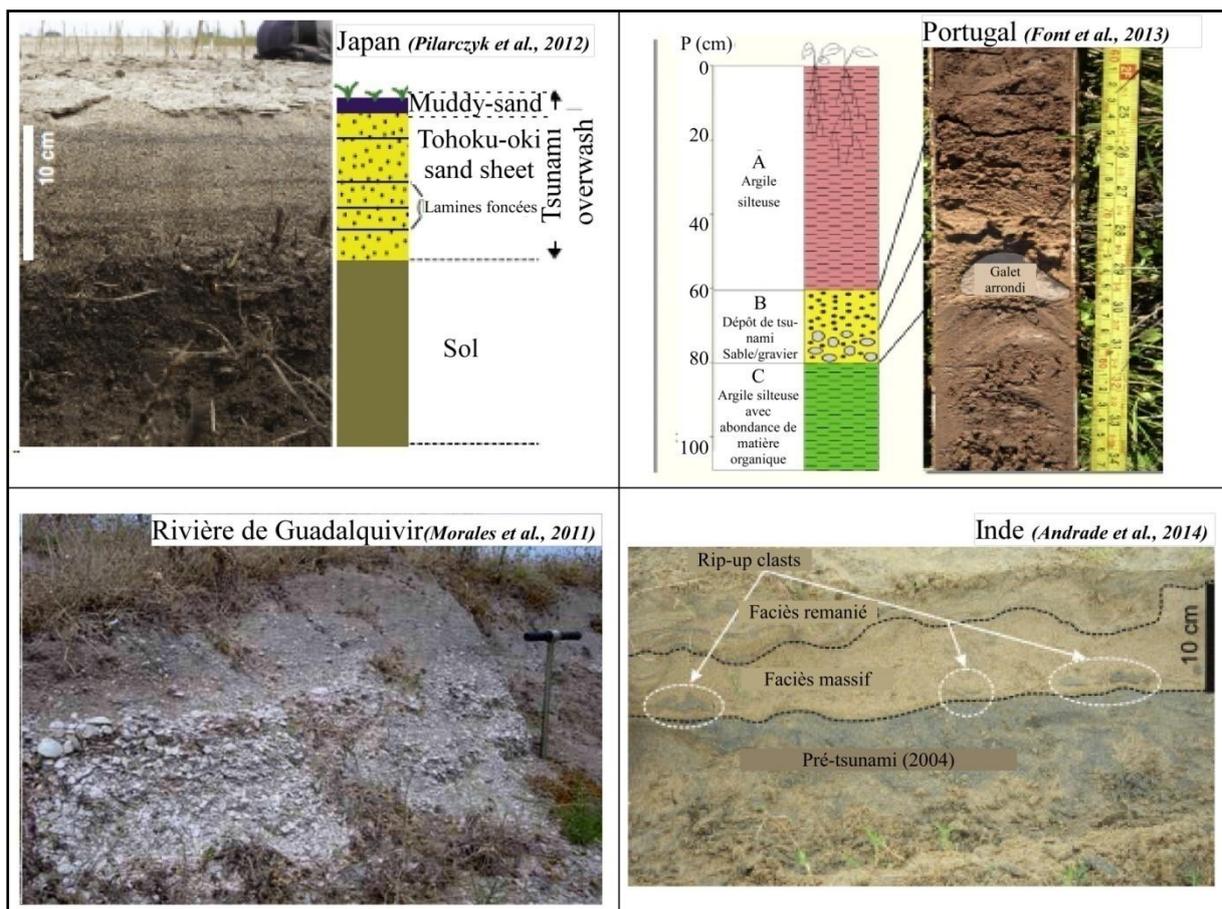


Figure 3 : Exemples de sédiments fins autour du monde

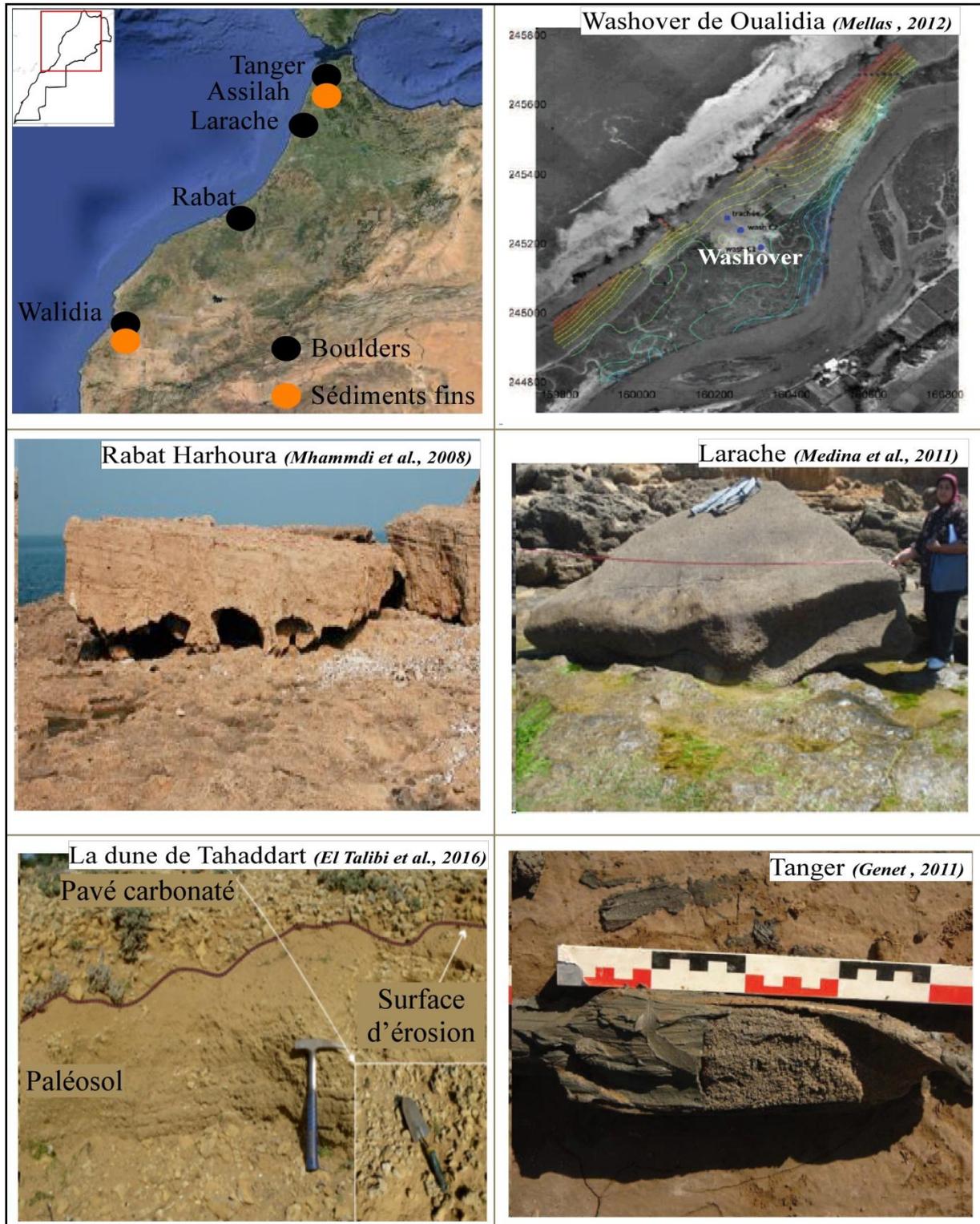


Figure 4 : Dépôts (boulders, sédiments fins) de tsunamis au Maroc

3. Distinction des dépôts de tsunamis et tempêtes

La distinction entre les dépôts de tsunamis et de tempêtes représente une problématique, comme ils sont pratiquement semblables et donc peuvent induire à l'erreur et la confusion et ainsi, fausser les ouvertures des travaux en termes d'analyse rétrospective du risque. Néanmoins, certaines différences peuvent être relevée par l'intermédiaire d'une approche multidisciplinaire (Nanayama *et al.*, 2000 ; Bryant & Nott, 2001 ; Dawson *et al.*, 1988, 1996 ; Kortekaas & Dawson, 2007 ; Shanmugam, 2006 ; Morton *et al.*, 2007 ; Lario *et al.*, 2010 ; Morales *et al.*, 2011). Le tableau 1 représente les différents critères de distinction des dépôts de tsunamis et tempêtes cités dans la littérature (d'après Kortekaas & Dawson, 2007).

Tableau 1 : Critères de distinction des dépôts de tsunamis et tempêtes.

Critères	Dépôts de tsunami	Dépôts de tempête
Morphologiques	<ul style="list-style-type: none"> • Eventails de washover en arrière du littoral affecté 	<ul style="list-style-type: none"> • Idem.
Stratigraphiques	<ul style="list-style-type: none"> • Couches fines à l'intérieur des terres, devenant discontinues. • Particules fines à l'intérieur des terres. • Contact érosif avec le sol. • Large extension à l'intérieur des terres. 	<ul style="list-style-type: none"> • Courbes fines à l'intérieur des terres. • Idem. • Idem. • Extension relativement moins large à l'intérieur des terres.
Sédimentologiques	<ul style="list-style-type: none"> • Transport et dépôt de blocs rocheux • Granoclassement normal vers le sommet du dépôt. Dépôt parfois homogène. • Présence de clastes de sol. • Imbrication bidirectionnelle. • Peu à très mal trié. 	<ul style="list-style-type: none"> • Accumulations de blocs : plages à blocs, cordons de blocs en haut de falaise. • Granoclassement normal vers le sommet ou séquence homogène. • Absence de clastes de sol. • Imbrication unidirectionnelle. • Dépôt relativement mal trié.
Géochimiques	<ul style="list-style-type: none"> • Forte présence d'éléments géochimiques d'origine marine mais aussi continentale (backwash). 	<ul style="list-style-type: none"> • Signature surtout marine.
Paléontologiques	<ul style="list-style-type: none"> • Bioclastes marins • Grande diversité (origine marine et eaux saumâtres) • Fragments de plantes • Présence de charbons. 	<ul style="list-style-type: none"> • Idem • Diversité faible • Charbons non mentionnés.

4. Outils d'identification des dépôts de tsunamis

(Morton *et al.*, 2007; Goff *et al.*, 2010; Peters & Jaffe, 2010; Chagué-Goff *et al.*, 2011; Goff *et al.*, 2012) ont élaboré des listes d'indicateurs ou outils permettant l'identification de dépôts de tsunamis, bien que ces listes soient toujours en cours d'élaboration et donc ne pourraient être exhaustives. Le tableau 2 est un résumé des outils couramment utilisés, proposés par Chagué-Goff *et al.*, (2011) sous le nom de « toolbox for tsunami studies ».

Tableau 2 : Outils d'identification des dépôts de tsunamis

Indicateurs géologiques	<ul style="list-style-type: none"> • Taille des dépôts allant des blocs rocheux aux sédiments fins ; • Granoclassement décroissant en allant vers le sommet du dépôt et à l'intérieur des terres ; • Formation d'une unité sédimentaire ou de sous-unités sédimentaires laminés distinctes par chaque vague ; • Contact inférieur souvent érosif et non concordant ; • Possibilité d'identification des sous-unités basales et sommitales marquant ainsi, le flux et vague de retour ; • Structures de charges associées des fois à la base du dépôt ; • Présence possible de clastes de matériaux remaniés ; • L'ASM est combinée aux analyses granulométriques pour plus d'informations quant aux conditions hydrodynamiques lors du dépôt de sédiments ; • Laminations de minéraux lourds souvent présentes à côté de la base de l'unité ou la sous-unité, dont la source dépend du pourcentage des diatomées terrestres remaniés et présents au sommet. Un grand nombre de valves brisées reflète la turbulence du courant. La variation de diatomées indique la source et l'ampleur de l'événement.
Indicateurs biologiques	<ul style="list-style-type: none"> • Changement dans l'assemblage de foraminifères, apport des espèces du fond marin et/ou augmentation dans l'abondance ou cassures des tests de foraminifères ; • Concentration faible des pollens dans le dépôt de tsunami du fait de l'origine marine, changement de pollens au-dessus du dépôt causé par le changement de végétation suite à l'inondation par les eaux salines ; • Présence de coquilles individuelles ou formant des niveaux, avec plus de coquilles entières que de brisées. Possibilité de présence de petites coquilles fragiles près de la surface du dépôt ; • Dépôt souvent associé aux plantes et sol enfoui et/ou restes squelettiques ; • Coquilles, morceaux de bois et débris denses rencontrés près du sommet du dépôt ;

Indicateurs géochimiques	<ul style="list-style-type: none"> • Dépôt de tsunami souvent associé à une augmentation dans l'abondance des assemblages de diatomées saumâtres à marines (dinoflagellés, nannolithes). • Augmentation des concentrations de sulfure de sodium, chlore (indicateur de paléosalinité), calcium, strontium, magnésium (des coquilles et coraux) titane, zirconium (associé aux minéraux lourds) dans les dépôts de tsunamis par rapport à la base et au sommet, indiquant ainsi, une inondation d'eau salée et/ou teneur élevée en coquilles ou coraux marins et/ou un environnement à haute énergie ; • Contamination possible du dépôt par les métaux lourds et métalloïdes ; • Extension plus large que celle des dépôts sédimentaires, vers l'intérieur des terres, des indices géochimiques et microfossiles.
Indicateurs archéologiques	<ul style="list-style-type: none"> • Dépôt de tsunami souvent associé aux vestiges archéologiques.
Indicateurs géomorphologiques	<ul style="list-style-type: none"> • Géomorphologie altérée, signes de soulèvement ou d'affaissement.
Indicateurs contextuels	<ul style="list-style-type: none"> • Taille des dépôts allant des blocs rocheux aux sédiments fins ; Les sources tsunamigènes locales ou éloignées connues peuvent être avancées ou identifiées.

Ainsi, l'étude de dépôts de paléotsunamis constitue un effort multidisciplinaire regroupant les approches sédimentologique/granulométrique, stratigraphique combinées aux études paléontologique, géochimique (Chagué-Goff *et al.*, 2012) et d'anisotropie de la susceptibilité magnétique (Wassmer *et al.*, 2010 ; Chagué-Goff *et al.*, 2011), qui permet de déterminer les conditions hydrodynamiques.

II. Les tsunamis dans la côte atlantique marocaine

1. Caractéristiques physiques des tsunamis

1.1. Origines du tsunami

Tsunami du japonais « tsu : port » et « nami : vague », est un mot composé qui signifie « vague portuaire ». C'est un ensemble de vagues énormes résultant d'une déformation géologique rapide du fond de la mer et de sa surface (Roger, 2011). Cette dernière est provoquée par plusieurs mécanismes à l'exclusion des phénomènes atmosphériques (Clague, 2001 ; Paine, 1999). Autrefois, il était très difficile de déterminer les causes du tsunami du fait que les vagues parcouraient d'importantes distances avant d'arriver

au bord de la mer. Aujourd'hui, beaucoup de progrès ont été faits, révélant ainsi, l'origine ou les origines du tsunami.

- **La tectonique :** les tsunamis sont le plus souvent la conséquence de séismes sous-marins (Roger, 2011 ; Satake & Tanioka, 1999), ces derniers sont définis par un tremblement brusque du fond marin sous l'effet de fortes contraintes extensives, compressives ou même décrochantes, provoquant ainsi, la rupture de la plaque et la libération d'énergie par les failles. Ce mouvement donne ainsi, naissance à une vague d'une très grande longueur d'onde qui se propage très rapidement pour se jeter sur les côtes maritimes à leur rencontre. On dit souvent que la majorité des séismes sous marins susceptibles de provoquer des tsunamis se produisent au niveau des zones de subduction situées dans la périphérie du Pacifique, or il existe des cas infirmant cette règle, dont l'exemple le plus concret est le séisme du Portugal de 1755 qui a produit un tsunami dévastateur connu sous le nom du tsunami de Lisbonne. Il est à noter que l'importance du tsunami n'est pas toujours liée à la magnitude du séisme, car il existe des tsunamis dévastateurs que l'on nomme « Tsunamis Earthquake » ou « Séismes Tsunamigènes » générés par des séismes de faible magnitude et dont le foyer est situé dans de très faibles profondeurs. (Kanamori, 1972).
- **Les glissements de terrain :** les séismes ainsi que les éruptions volcaniques sont le plus souvent la cause des glissements de terrain. Ces derniers se propagent sur de longues distances, dans des canyons sous marins, générant ainsi, la naissance de tsunamis ravageurs si le volume de terrain effondré est important. Un des glissements tsunamigènes le plus connu est le complexe de glissements de Storegga, en mer du Nord (Bugge *et al.*, 1987; Dawson *et al.*, 1988), dont des dépôts ont été retrouvés sur les côtes norvégiennes (Bondevik *et al.*, 1997, 2003, 2005a), écossaises (Dawson *et al.*, 1988; Dawson & Smith, 2000; Smith, 2004), les îles Shetland (Bondevik *et al.*, 2003, 2005b) et les îles Feroé (Grauert *et al.*, 2001).
- **Les éruptions volcaniques :** les tsunamis d'origine volcanique sont peu fréquents mais souvent beaucoup plus meurtriers que les tsunamis d'origine tectonique. Selon Latter, (1981), ils peuvent être activés par un séisme accompagnant une éruption, une éruption sous-marine (Belousov *et al.*, 2000), une coulée de pyroclastites arrivant en mer (Paris *et*

al., 2014a), l'effondrement d'une partie d'un édifice volcanique (Cita & Aloisi, 2000) ou un glissement de grande ampleur, l'effondrement d'une caldera ou la subsidence de terrains en mer, l'arrivée de lave en mer et l'onde de choc d'une explosion volcanique.

- **Les facteurs externes :** la chute de météorites ainsi que les explosions sous marines nucléaires, sont des causes rares (Weiss & Wünnemann, 2007 ; Sahal, 2011) mais non négligeables et qui peuvent bien déclencher un tsunami. A titre d'exemple la collision et l'explosion de deux bateaux transportant des matières explosives dans le port d'Halifax au Canada, qui a donné naissance à un tsunami de plusieurs mètres de hauteur (Greenberg *et al.*, 1993).

1.2. Propagation et quantification des tsunamis

Les tsunamis sont des ondes longues qui se forment au large, où la profondeur moyenne de l'océan est de l'ordre de 4000 mètres. Leur longueur d'onde qui dépasse les 100 km est beaucoup plus grande par rapport à la profondeur de l'océan, ainsi, les particules se déplacent sur une ellipse. La hauteur des vagues n'étant que de quelques centimètres n'influe pas sur la vitesse de propagation au large. Ainsi, la vitesse de propagation C au large dépend du type d'onde et elle est définie comme suit :

$$C = \sqrt{\frac{g\lambda}{2\pi}} \quad \text{Où : } g : \text{accélération de la pesanteur et } \lambda : \text{longueur d'onde.}$$

En s'approchant des côtes, la profondeur, la longueur d'onde et la vitesse de propagation diminuent, et la période des vagues reste la même, d'où la conservation d'énergie. En effet, la perte d'énergie est inversement proportionnelle à la longueur d'onde, et puisque cette dernière est très grande, la perte d'énergie devient négligeable. Quant à l'amplitude des vagues, elle augmente générant ainsi, des hauteurs élevées des vagues. La vitesse de propagation des tsunamis en eau peu profonde dépend de la profondeur et est définie par :

$$C = \sqrt{gd} \quad \text{Où : } g : \text{accélération de la pesanteur et } d : \text{profondeur.}$$

Ainsi, un tsunami qui passe inaperçu au large, son amplitude peut atteindre rapidement des dizaines de mètres en arrivant près de la côte, générant ainsi, des vagues très hautes meurtrières et destructibles. Ces dernières peuvent se succéder pendant plusieurs heures mais

les plus importantes peuvent ne pas être forcément les premières (d'après la Commission Intergouvernementale Océanographique de l'UNESCO).

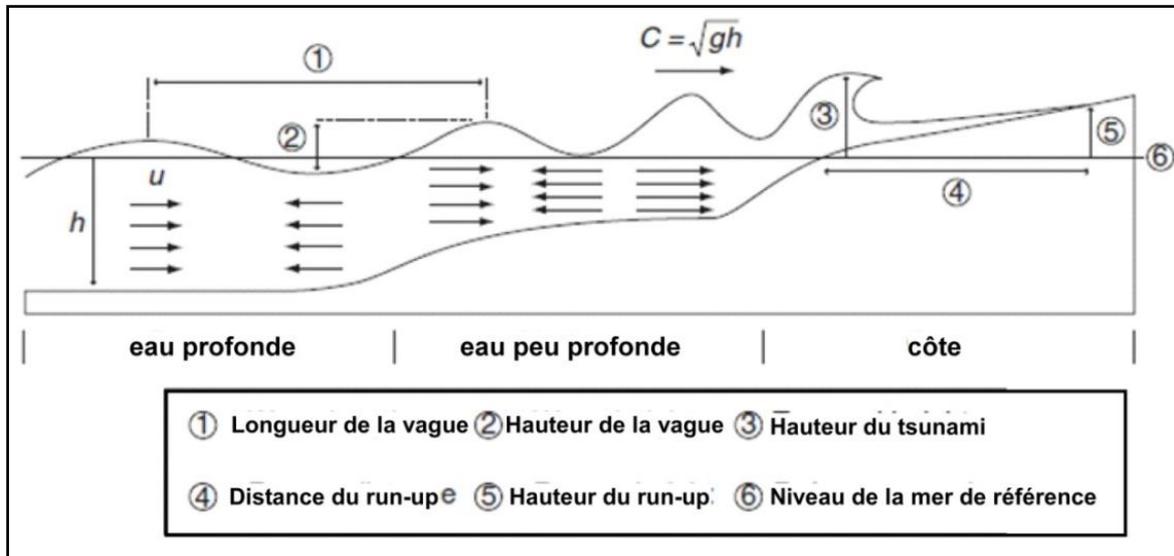


Figure 5 : Modèle schématique de la propagation et des paramètres physiques d'une onde de tsunami (Sugawara *et al.*, 2008)

Les paramètres physiques des vagues de tsunami (fig.5) permettent ainsi, de déterminer et comparer l'ampleur des tsunamis (Sugawara *et al.*, 2008) :

- **La Hauteur** : c'est la dénivellation verticale entre la crête et le creux de la vague de tsunami, elle est définie par la différence entre le niveau d'eau de référence et la crête ou le creux du tsunami enregistrés par les bouées de marée ou de tsunamis.
- **La Période** : c'est l'intervalle de temps calculé en un point donné entre le passage de deux crêtes successives. De façon générale, la période des tsunamis est identifiée par les bouées d'enregistrements de marées ou de tsunamis installées dans les zones côtières.
- **La Hauteur du Run-up** : ou hauteur d'inondation est l'altitude maximale atteinte par l'inondation. Elle correspond généralement à la trace marquée par l'eau dans les constructions.
- **L'Intensité** : est l'estimation ou l'évaluation du degré d'impact d'un tsunami sur le côté humain, économique et environnemental.
- **La Magnitude** : c'est un paramètre physique qui mesure l'énergie répandue par la source du tsunami et ne reflète pas les impacts et dégâts de tsunami. Une échelle de magnitude « m »

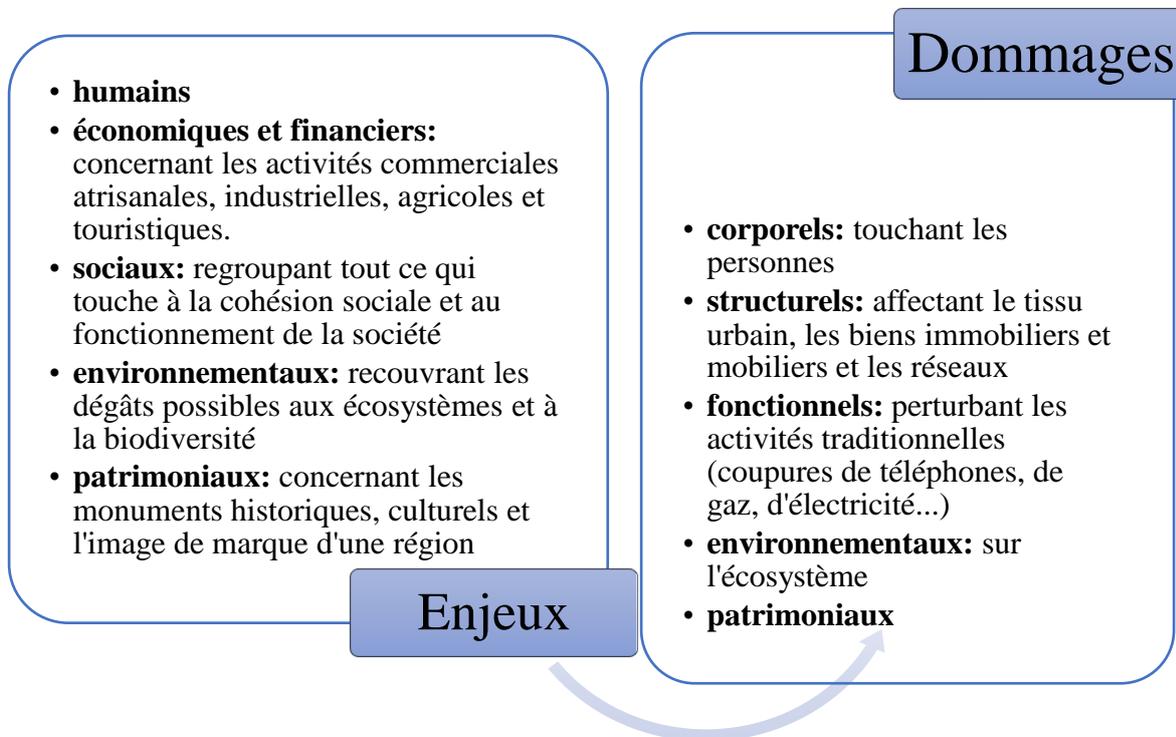
en fonction de l'amplitude maximale H_{max} des vagues a été établie (tab.3), c'est l'échelle Imamura et Iida avec $m = \log_2(H_{max})$ ou $H_{max} = 2^m$.

Tableau 3. Echelle Imamura et Iida (1942).

m= -1	tsunami mineur
m=0	la hauteur des vagues au large est d'environ 10 cm, la vague la plus forte atteint 1 m ; il n'y a pas de préjudice
m=1	la hauteur des vagues au large est d'environ 25 cm, la vague la plus forte atteint 2 m ; dégâts aux maisons et aux navires
m=2	la hauteur des vagues au large est de 50 cm, la vague la plus forte atteint 4 à 6 m ; destruction de navires, perte humaines
m=3	la hauteur des vagues au large est d'environ 1 m, la vague la plus forte atteint 10 à 20 m ; destruction des côtes sur environ 200 km
m=4	la hauteur des vagues au large est d'environ 2m ; la vague la plus forte atteint plus de 30m, destruction des côtes sur environ 500 km

1.3. Enjeux du tsunami

Les enjeux sont les personnes, les biens, les équipements et l'environnement, menacés par l'aléa et susceptibles de subir des dommages et des préjudices. (Roland, 2007)



1.4. Surveillance et prévention

La propagation de l'onde des tsunamis peut prendre quelques minutes à plusieurs heures (Roland, 2007) pour atteindre la plupart des pays touchés. Une alerte peut donc être donnée par un réseau de surveillance approprié. Le réseau de sismomètres permet de localiser l'épicentre et le foyer d'un tremblement de terre et de mesurer sa magnitude afin de déterminer si ce dernier peut provoquer un tsunami. Dans l'affirmative, les données des tsunamimètres et des marégraphes permettent de valider ou d'infirmer la présence d'un tsunami et d'affiner les informations concernant son amplitude. La détection rapide d'un tsunami exige donc non seulement des réseaux d'instruments de mesure en nombre suffisant, mais également des réseaux dotés de moyens de communication perfectionnés qui autorisent la transmission des données en temps réel. (Roland, 2007).

1.4.1. Systèmes de détection internationaux

- **Le Pacific Tsunami Warning Center (P.T.W.C)** crée en 1949 est situé à Hawaii, il regroupe en total 28 pays, dont l'Amérique, la Russie, le Japon, la Chili.... Ce système permet d'enregistrer les données des sismographes et détecter les séismes sous marins dans le Pacifique, afin d'en déduire leurs conséquences et prévenir par la suite les pays qui pourraient être touchés.
- **Le Centre International d'Information sur les Tsunamis (CIIT)** joue un rôle fondamental dans le système d'alerte aux tsunamis : en tant que secrétaire du groupe intergouvernemental de coordination du système d'alerte aux tsunamis du Pacifique, il coordonne les activités liées aux actions de prévention et préconise les améliorations nécessaires dans le domaine de l'acquisition et de la dissémination des données. (Roland, 2007).

1.4.2. Systèmes de détection nationaux

Ce type de système accorde une protection aux populations de certaines zones mal couvertes par le système d'alerte aux tsunamis dans le Pacifique, en complétant le dispositif international et multipliant le nombre d'instruments de mesure et de données à sa disposition, ainsi que les capacités d'analyse et d'expertise

Dans le cadre du projet Nearest de la Commission Européenne (CE), Le Maroc a participé à l'installation d'un observatoire sous-marin de tsunamis dans le Golfe de Cadix, à travers l'Institut National de Géophysique du Centre National pour la Recherche Scientifique et Technique (CNRST). Le site sous-marin, distant de 150 km du Sud-Ouest du Portugal, a été sélectionné par le projet Nearest (Integrated Observations from NEAR Shore sources of Tsunamis : towards an early warning system) et vise le développement d'un système de détection précoce de tsunamis.

2. Contexte tsunamigène au Maroc

Le Maroc est limité par le craton africain au Sud, bordé par l'Atlantique à l'Ouest, et la Méditerranée au Nord. Sa position charnière au Nord-Ouest de l'Afrique, fait de lui le siège d'interactions entre les plaques Afrique-Amérique à l'Ouest et Afrique-Eurasie au Nord, provoquant ainsi, des activités sismiques (Minster *et al.*, 1974 ; Udias *et al.*, 1976 ; Ben Sari, 1978 ; Frogneux, 1980 ; Cherkaoui, 1991 ; Ramdani, 1991 ; Tahayt, 2008). Plusieurs recherches et catalogues nationaux et internationaux ont été établis sur les tsunamis générés au Monde entier mais aussi au Maroc (El Mrabet, 1991, 2005 ; El Alami *et al.*, 1991 ; Pelaez *et al.*, 2007 ; Kaabouben *et al.*, 2009). Ces études montrent que les tsunamis générés au Maroc ont été provoqués par des tremblements de terre de magnitude supérieure à 5. Plus récemment, une autre source d'origine volcanique a été citée par certains auteurs et qui pourrait générer un mégatsunami sur la côte atlantique, c'est l'éruption du volcan Cumbre Vieja, situé sur l'île de Palma aux Canaries, et qui provoquera un glissement de son flanc et par conséquent un déferlement de vagues de tsunami qui pourraient atteindre la côte atlantique marocaine en une heure (Ward & Day, 2001).

2.1. Contexte tectonique

Le Maroc se situe dans la zone d'Afrique la plus active du point de vue sismique (Udias *et al.*, 1976 ; Ben Sari, 1978 ; Frogneux, 1980 ; Cherkaoui, 1991 ; Ramdani 1991), c'est la zone de collision entre les deux plaques d'Afrique et d'Eurasie, qui correspond à un rapprochement de 5 mm/an au niveau du détroit de Gibraltar (fig.6).

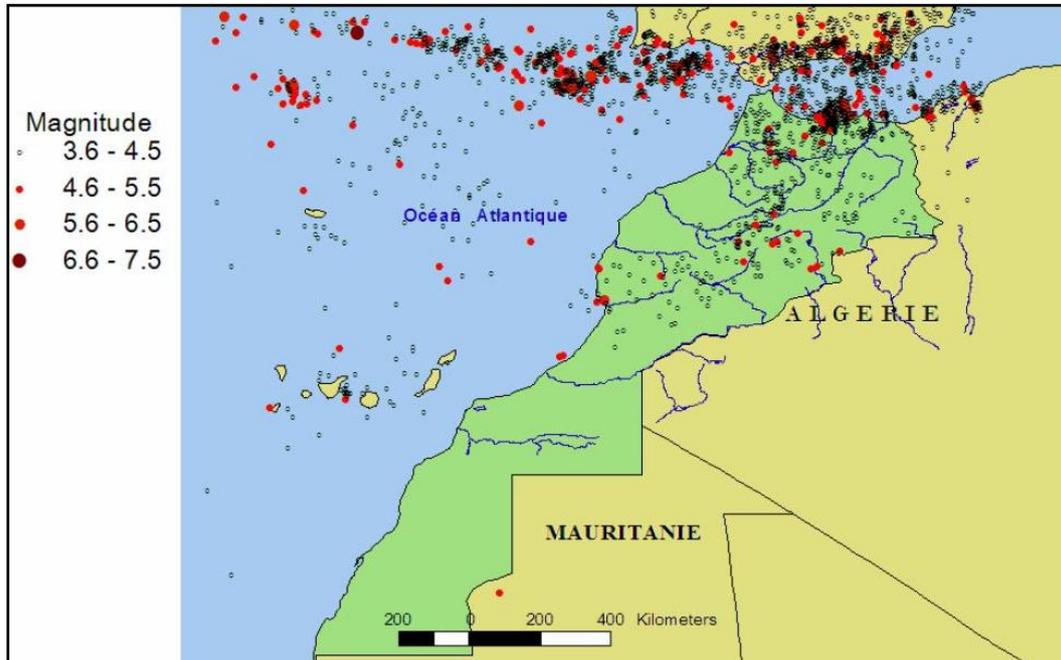


Figure 6 : Sismicité du Maroc et des régions limitrophes entre 1901-2006 (Cherkaoui, 2007)

Les enregistrements des anciens séismes océaniques dévastateurs, et plus particulièrement celui du 1er novembre 1755, montrent que la côte nord atlantique marocaine est la plus affectée par les tremblements de terre, avec des intensités maximales qui ont été ressenties même à l'intérieur du pays (Fès : VIII, MSK : *échelle de Medvedev-Sponheuer-Karnik*). (fig.7)

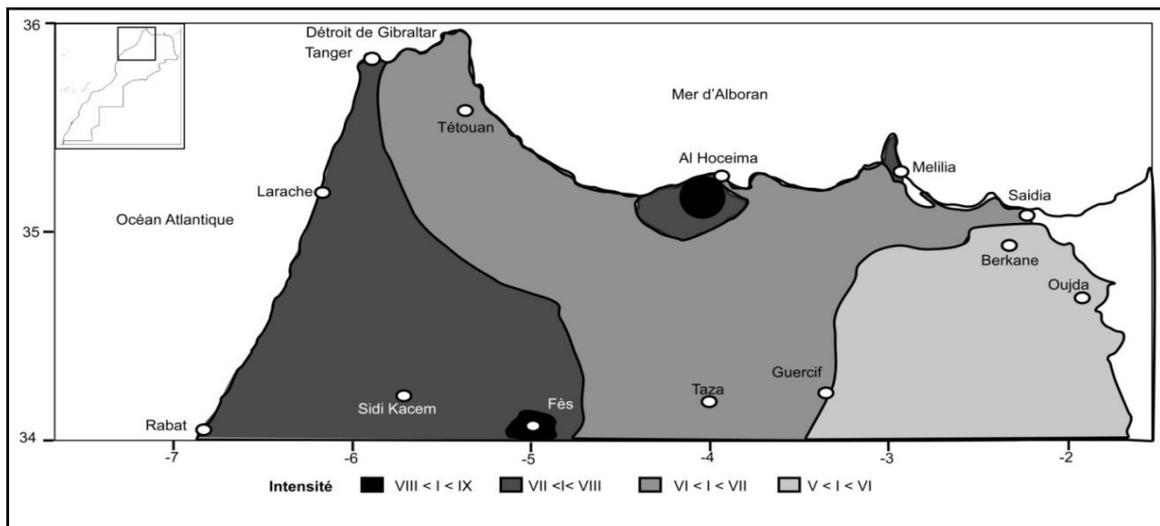


Figure 7 : Carte des intensités maximales ressenties tenant compte des données historiques (d'après Cherkaoui, 2007, modifiée)

Selon les données géologiques et géophysiques, la limite des plaques, entre l'Afrique et l'Eurasie, présente de différents contextes géodynamiques en allant de l'Atlantique à l'Ouest vers la Méditerranée à l'Est (fig. 8) :

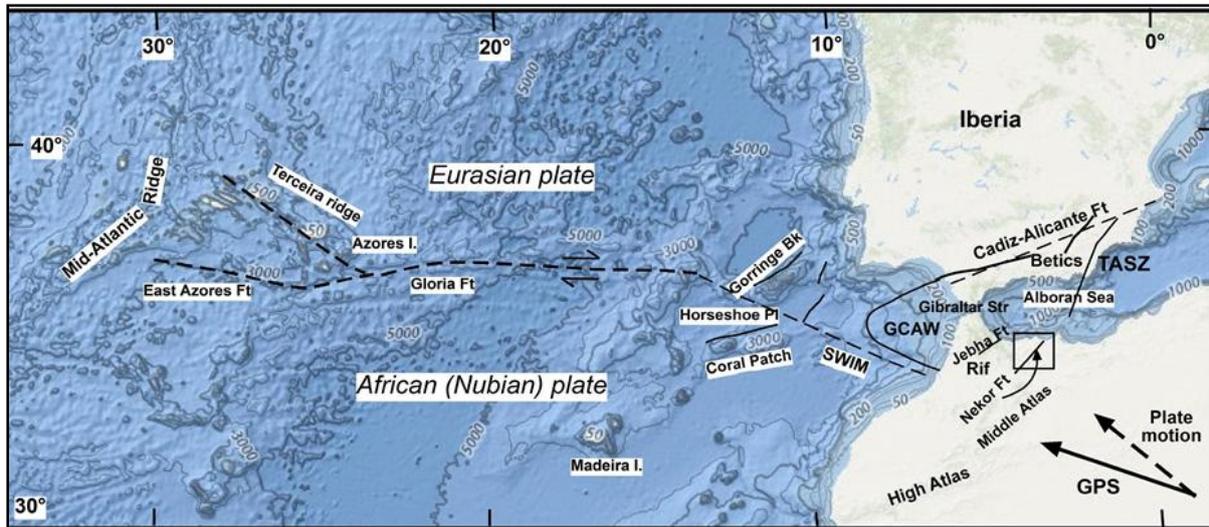


Figure 8 : La limite des plaques Afrique - Eurasie dans sa partie occidentale (Medina 2015). (GCAW: Zone d'accrétion du Golfe de Cadix ; TASZ: Zone de cisaillement Trans-Alboran)

- **La zone des Açores** est caractérisée par la présence d'une sismicité à magnitude modérée et de profondeur faible, inférieure à 30 km (Borges *et al.*, 2001). Cependant, deux séismes de magnitude $M_s \sim 7$ ont été enregistrés dans cette région en 1939 et 1980 (Buform *et al.*, 1988 ; Borges *et al.*, 2007). En effet, l'activité sismique est concentrée à l'Ouest, le long du rift médio-océanique et le Nord de la zone de fracture des Açores, quant à la partie Est, elle est sismiquement inactive. L'émergence des îles Açores est favorisée par la présence d'un volcanisme actif dans la région (Buform *et al.*, 1988).
- **La faille de Gloria** constitue l'extension Est de la zone de fracture des Açores, c'est une zone à sismicité faible mais qui a connu des séismes de forte magnitude, on en cite celui du 20 mai 1931 ($M_s = 7,1$), du 25 novembre 1941 ($M_s = 8,4$) et du 25 mai 1975 ($M_s = 7,9$) (Buform *et al.*, 2004; Borges *et al.*, 2007).
- **Le Golfe de Cadix** se situe dans la zone transformante dextre des Açores-Gibraltar, c'est une région à forte activité sismique, elle est à l'origine de grands séismes historiques comme celui de Lisbonne en 1755 (magnitude 8,7) et de février 1969 (magnitude 7,9) (Baptista *et al.*, 1998 ; Zitellini *et al.*, 1999, in Hanquiez, 2002 ; Martinez-Solares & López Arroyo,

2004 ; Grandin *et al.*, 2007). Ces deux séismes sont à l'origine de deux tsunamis le premier étant dévastateur et le deuxième à ampleur faible. Le Golfe de Cadix est caractérisé par une bathymétrie irrégulière et une morphologie concave vers le SW, qui reflètent ainsi, son histoire géologique complexe. (Heezen & Johnson, 1969 ; Mélières, 1974 ; Malod, 1982 in Hanquiez, 2006). (fig.9). La sismicité est alignée selon deux directions NE-SW et NW-SE, la direction NE-SW est la continuité en mer des failles actives observées sur la péninsule Ibérique (Plasencia-Alentenjo, Guadaquivir et Cadiz Alicante ; Buform *et al.*, 2004). Le Golfe de Cadix renferme un plateau continental étroit de 30 à 40 Km de large et une pente moyenne de 0,2 à 0,4°. La rupture de pente est située à une profondeur moyenne de 120m (Heezen & Johnson, 1969). La pente continentale est subdivisée en trois zones (Nelson *et al.*, 1993) :

- Une pente continentale supérieure (2-3°) entre 130 et 400 m de profondeur, formant une ceinture étroite ;
- Une pente médiane entre 400 et 1200 m de profondeur entrecoupée par deux terrasses horizontales et de pente inférieure à 1°, le secteur central entre les terrasses montre la présence de volcans de boue (Pinheiro *et al.*, 2003), de vallées de 1 à 3 Km de large et de rides curvilignes étroites, orientées ENE-WSW, d'une longueur de 3 à 40 Km avec des pentes raides pouvant atteindre 30° d'origine diapirique (Maldonado & Nelson, 1999 ; Pinheiro *et al.*, 2003; Somoza *et al.*, 2003) ;
- Une pente inférieure entre 1200 et 2000m de profondeur, montrant une inclinaison de 2° à 4° et incisée par de petites vallées étroites, de direction NE-SW. Des volcans de boue ont récemment été identifiés dans cette partie de pente et dans les plaines abyssales adjacentes jusqu'à 3500 m de profondeur (Pinheiro *et al.*, 2003).

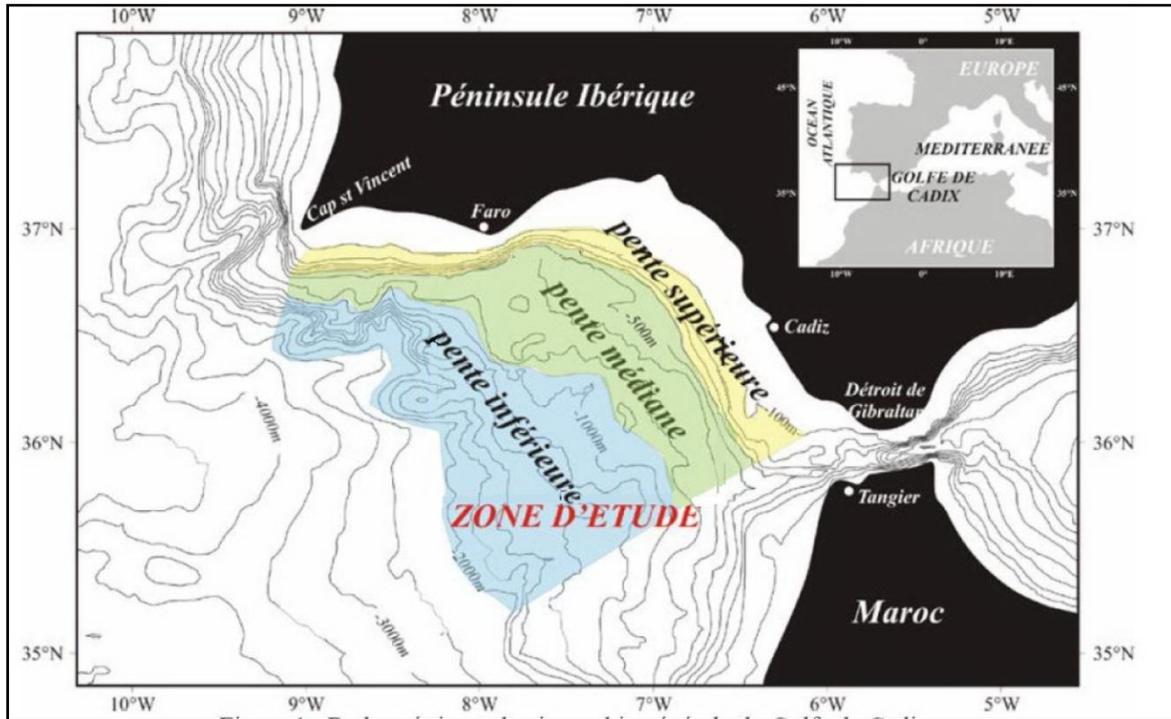


Figure 9 : Bathymétrie et physiographie générale du Golfe de Cadix (Toucanne, 2004)

Le Golfe de Cadix est limité par les failles transformantes Açores Gibraltar au Nord et par les ceintures alpines du Sud de l'Europe et du Nord de l'Afrique, il est à cheval sur les frontières des plaques lithosphériques africaine et ibérienne et délimité à l'ouest par l'arc orogénique de Gibraltar (Maldonado *et al.*, 1999) (fig.10). C'est une zone gouvernée par l'orogénèse alpine. La rotation antihoraire de l'Afrique par rapport à l'Europe au Miocène tardif (-10 Ma) a permis la mise en place d'un olistostrome (Maldonado *et al.*, 1999), qui est un prisme d'accrétion en relation avec une subduction océanique active sous Gibraltar. Une plaque lithosphérique originaire du domaine atlantique du Golfe de Cadix, à pendage Est, s'étend depuis l'Ouest d'Alboran jusque sous la région de Grenade (Gutscher *et al.*, 2002). Cette zone a connu plusieurs régimes océanographiques et conditions de dépôts (Maldonado, *et al.*, 1999 ; Lobo, 2000) suite aux phases tectoniques de l'ouverture du Déroit de Gibraltar et des variations des taux de subsidence du Golfe. (fig.10)

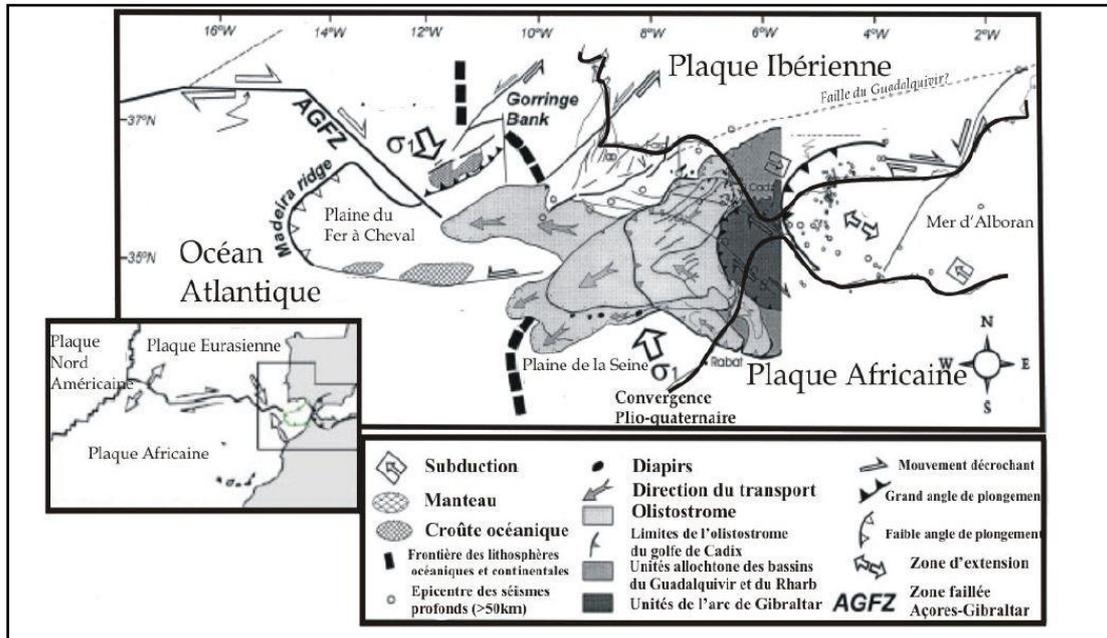


Figure 10 : Contexte tectonique régional du Golfe de Cadix (d'après Maldonado *et al.*, 1999)

2.2. Source volcanique

Il existe une source volcanique non négligeable, c'est le volcan Cumbre Vieja situé sur l'île de Palma dans l'archipel des Canaries. Ce volcan est susceptible d'engendrer un tsunami de grande amplitude qui toucherait les côtes atlantiques marocaines en moins de 1h30 selon les simulations faites par Ward & Day en 2001. En effet, c'est un volcan récent qui fait 25 km de longueur et 15 km de largeur, toujours en activité et particulièrement instable. Son éruption en 1949 a fait que le flanc ouest s'est affaissé de 4 m, ce qui signifie qu'une prochaine explosion pourrait induire un glissement du flanc et un mégatsunami qui toucherait la majorité des côtes atlantiques. (Fig.11)

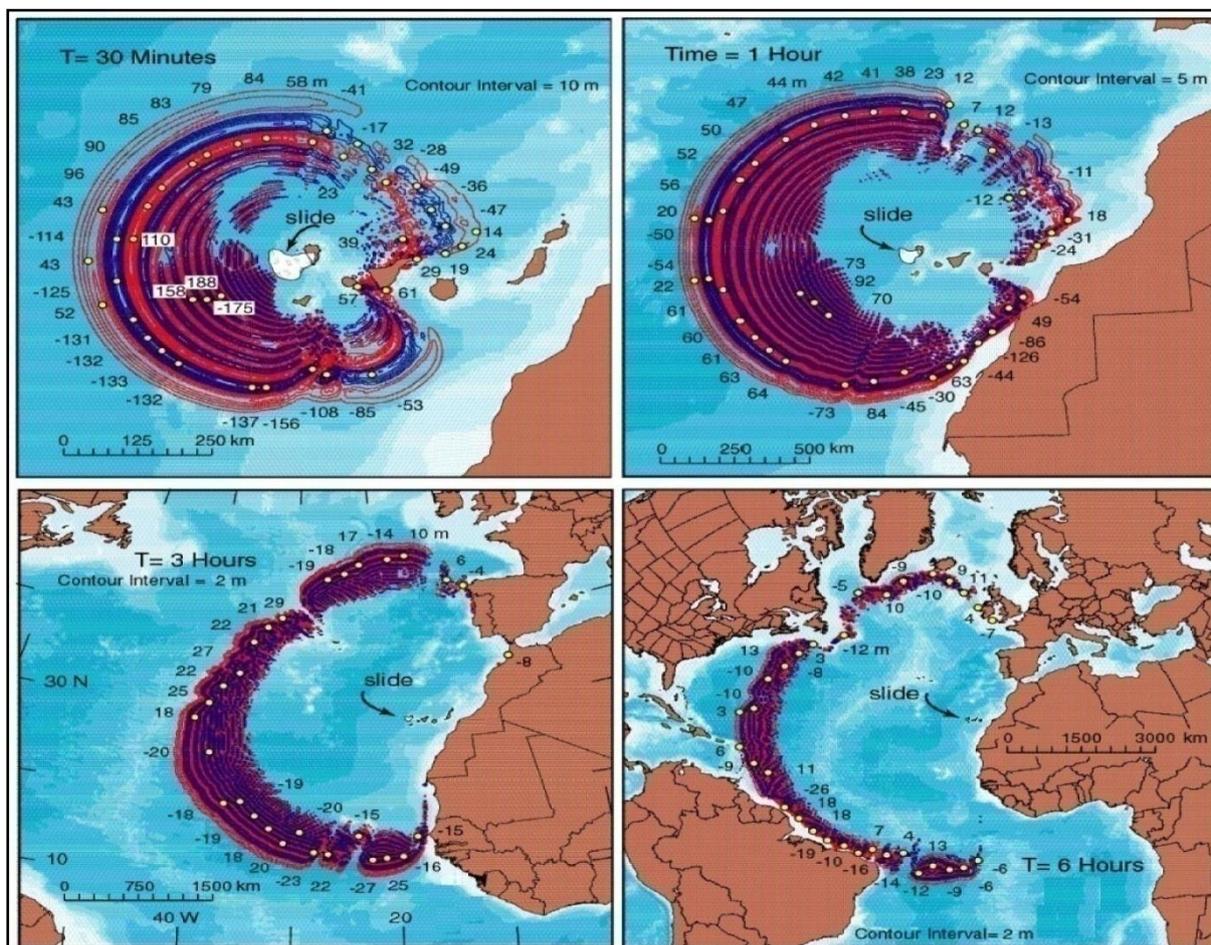


Figure 11 : Modélisation numérique de la propagation du mégatsunami lié à l'éruption volcanique de la Palma aux îles Canaries (Les contours rouges et bleus représentent respectivement les régions élevées et basses de l'océan, les points en jaune et chiffres positifs et négatifs représentent respectivement les hauteurs des crêtes et creux de vagues en mètre). (Ward & Day 2001).

3. Historique des tsunamis sur la côte atlantique marocaine

L'analyse des récits historiques d'historiens, navigateurs, commerçants et missionnaires a permis de dresser des catalogues de tsunamis historiques pour le Maroc et les régions voisines. Les catalogues les plus récents incluant les côtes marocaines sont ceux de Campos (1991), El Mrabet (2005), Kaabouben *et al.*, (2009), Baptista & Miranda. (2009) et Maramai *et al.*, (2014). Le tableau 4 et les figures 12 et 13 représentent les événements répertoriés dans le catalogue de Kaabouben *et al.*, (2009).

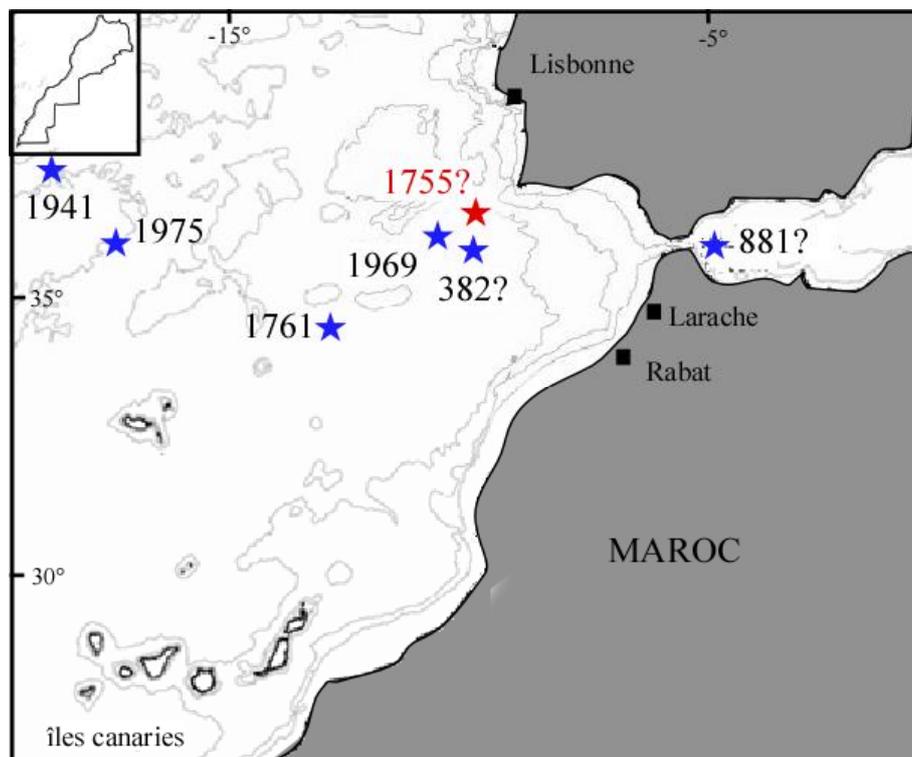


Figure 12 : Répartition des tsunamis qui ont affecté les côtes marocaines. (D'après Kaabouben *et al.*, 2009, modifiée)

Tableau 4 : Catalogue des tsunamis qui ont probablement touché le Maroc. (d'après Kaabouben *et al.*, 2009).

Date	Longitude	Latitude	Source	Magnitude	Intensité	Sources
382	-10	36	S-W de l'Ibérie	–	2	3;4
881	–	–	W-Med	–	4	1
1755	-10	36,5	S-W de l'Ibérie	8,7	4	1;3;5;6;7;8
1761	-13	34,5	Faille de Gloria	8,5	3	2;9
1941	-18,98	37,42	Faille de Gloria	8,2	4	6;10
1969	-10,57	36,01	S-W de l'Ibérie	7,9	4	11;12;13;14;15;16;17
1975	-17,56	35,98	Faille de Gloria	7,9	4	11;18

Sources: (1) El Mrabet (1991, 2005); (2) Baptista *et al.*, (2006); (3) Catalogo GITEC; (4) Sousa (1678); (5) Gazette de Cologne (1756); (6) Debrach (1946); (7) Gazette d'Amsterdam (1755); (8) Verdadera Relacion (1756); (9) Le Journal Historique (1773); (10) Moreira (1968); (11) Baptista *et al.*, (1992); (12) Heinrich *et al.*, (1994); (13) Gjevik *et al.*, (1997); (14) Rabinovich *et al.*, (1998); (15) Diario de Noticias (1969); (16) Diario da Manha (1969); (17) Al Alam (1969); (18) Kaabouben *et al.*, (2008)

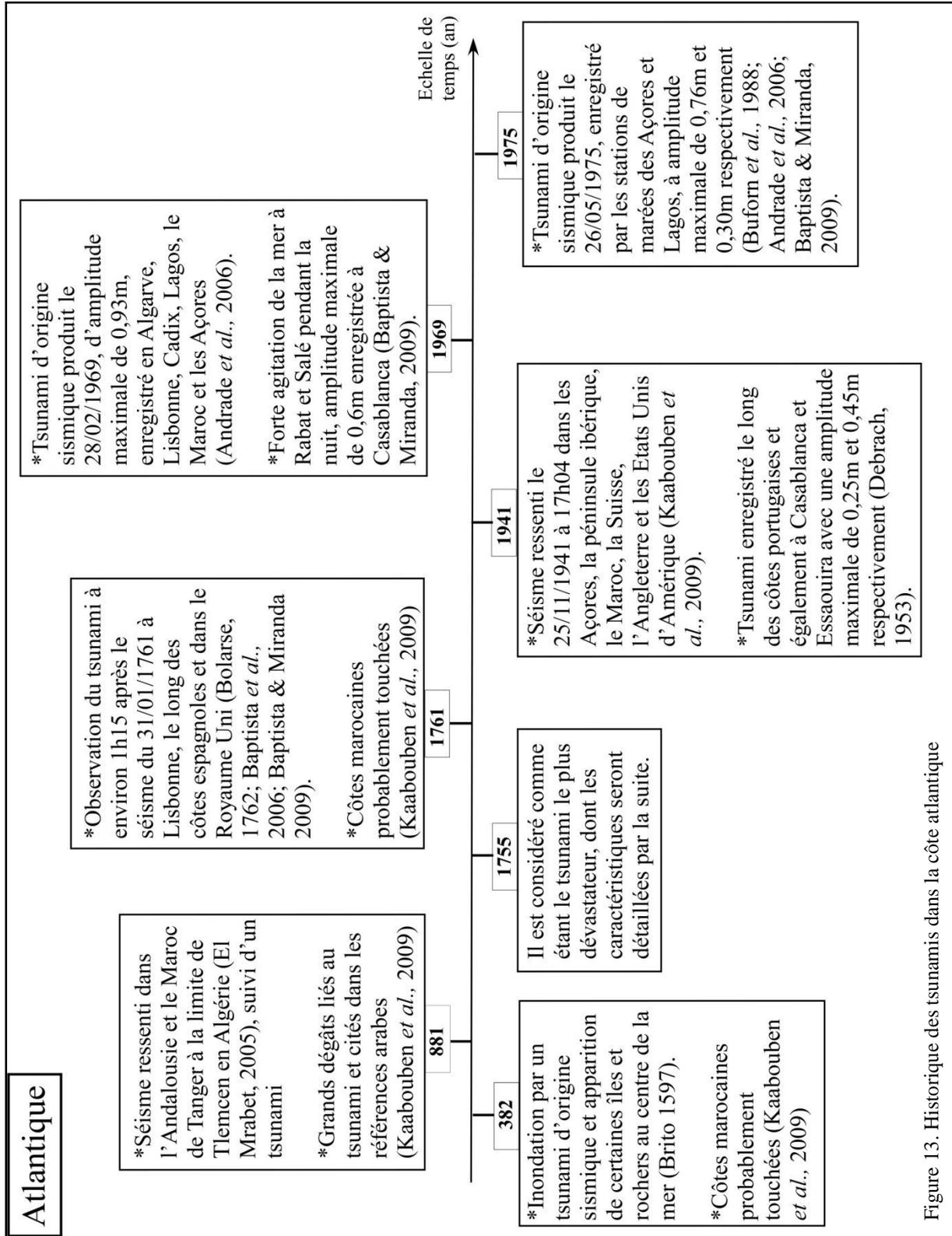


Figure 13. Historique des tsunamis dans la côte atlantique

4. Le tsunami de 1755 sur la côte atlantique marocaine

D'origine sismique (Baptista *et al.*, 2003a), il a été observé dans l'Atlantique africain et européen, mais les rapports les plus importants étaient ceux du Portugal, Espagne et Maroc, il a fait l'objet de plusieurs recherches historiques par El Mrabet (2005), Kaabouben *et al.*, (2009) et Blanc (2009, 2011). Les plus grandes vagues ont été observées à Lisbonne (estuaire du Tage, run-up de 5 m), à l'Algarve (run-up 10 m), à Cadix (run-up environ 15 m), à Madère (run-up d'environ 4 m) et dans le Nord du Maroc. Le séisme responsable est considéré comme l'un des séismes les plus forts jamais rapportés (Richter, 1958) à magnitude de 8,25 à 8,75 (Solares & Arroyo, 2004). La localisation de sa source ainsi que le mécanisme de rupture ont été référenciés par plusieurs chercheurs, cependant ces deux informations demeurent incertaines à nos jours. (Johnston, 1996 ; Gutscher *et al.*, 2006 ; Zitellini *et al.*, 2001 ; Baptista *et al.*, 2003). Des géologues ont émis l'hypothèse que la faille qui aurait joué lors de cette secousse se trouverait dans le Golfe de Cadix à environ 200 km au Sud-Ouest du Cap Saint-Vincent.

Le tsunami de 1755 est le plus ancien enregistré dans les annales de l'Histoire au Maroc. Certes, ils existent d'autres tsunamis avant cette date mais ils n'ont pas laissé de traces historiques, du moins au stade de la recherche actuelle. Causé par un séisme, il demeure difficile de différencier les dégâts du tremblement de terre de ceux du tsunami du fait du manque de précision. Toutefois, les récits historiques rapportent un grand nombre de victimes dans les ports marocains de l'Atlantique de Tanger à Agadir comparant aux ports de la Méditerranée (El Mrabet, 1991). Parmi les villes touchées (tab.5) :

Tableau 5. Effets du tsunami de 1755 sur les côtes : marocaine et européenne

Ville	Effets
Sebta	<ul style="list-style-type: none"> ○ élévation du niveau de la mer : 2,5m. ○ retrait de la mer au bout de 15min. ○ Poissons et bateaux délaissés sur la terre. ○ Poursuite de l'avancé/recul de mer jusqu'au lendemain matin (El Mrabet, 1991).
Tanger	<ul style="list-style-type: none"> ○ Hauteur des vagues : 15km (Gazette d'Amsterdam, 1756 ; Debrach 1946 ; El Mrabet 1991). ○ Inondation : 2km. ○ Emersion du port et dépôt de sable et poissons. ○ Agitation continue de la mer jusqu'à 6h du soir.

Asilah	<ul style="list-style-type: none"> ○ Double effet destructeur du séisme et tsunami sur la tour d'Asilah. ○ Inondation de la moitié de la ville et entraînement d'un parmi 3 bateaux anglais transportant une cargaison de blé à l'intérieur de la ville. ○ Destruction de certaines maisons. (El Mrabet 1991).
Salé	<ul style="list-style-type: none"> ○ Inondation : 4km. ○ Dégâts humains et matériels importants. ○ Mort de 200 passagers dans 2 embarcations (Kadiri, 1982). ○ Découvertes de grandes quantités de poissons et morts lors du retrait de la mer (El Mrabet, 1991).
Rabat	<ul style="list-style-type: none"> ○ Effondrement d'un pan du minaret de la grande mosquée Hassan et de grands bâtiments. ○ Noyade de 200 personnes à Rabat (El Mrabet, 1991).
El Jadida	<ul style="list-style-type: none"> ○ Hauteur des vagues : 22,5m (El Mrabet 1991) ; 2,5m (Blanc 2009). ○ Pertes en vies humaines et destructions de champs d'orge et des bateaux du Roi portugais. ○ Poissons délaissés après retrait de la mer.
Safi et Agadir	<ul style="list-style-type: none"> ○ Inondation de Safi : 1,5km (Gazette d'Amsterdam du 26/12/1756). ○ Destruction de plusieurs caravanes par les vagues et les fissures du sol. ○ Destruction de plusieurs bateaux et enregistrement d'un grand nombre de morts de 10h du matin à 6h de soir.
Les côtes européennes	<p>Lisbonne :</p> <ul style="list-style-type: none"> ○ Destruction totale de la ville sous l'effet du séisme et tsunami ○ Nombre de victimes : plus de 900 personnes ○ élévation de l'eau : plus de 6m ○ Période des vagues : 10min ○ Inondation : 250-300m (Baptista <i>et al.</i>, 1998). <p>Algarve : disparition de plusieurs habitations.</p> <p>Lagos :</p> <ul style="list-style-type: none"> ○ Hauteur des vagues : 8m ○ Destruction des murs de la ville (Baptista & Miranda, 2009). <p>Madère : (Baptista & Miranda (2009)</p> <ul style="list-style-type: none"> ○ Retrait brusque de la mer et avancement jusqu'à débordement du rivage et pénétration dans la ville. ○ élévation de l'eau : 4,5m.

Simulation du tsunami de 1755

La source exacte du séisme du 1^{er} novembre 1755 est toujours incertaine, cependant, 4 sources ont été utilisées afin de modéliser le tsunami de 1755 (Omira *et al.*, 2009). (fig. 14): **GBZ**: Gorringe bank zone; **HMZ**: Horseshoe/Marques de Pombal zone; **AZ**: South Algarve zone and **ABZ**: Alboran wedge Slab zone, impliquant 5 failles tsunamigènes : **GBF**: Gorringe

Bank fault; **MPF**: Marques de Pombal fault, **HSF**: Horseshoe fault, **PBF**: Portimao Bank fault and **CWF**: Cadiz Wedge fault.

Les résultats de cette modélisation montrent que la source HSF (Horseshoes Fault), proposée par Gracia *et al.*, (2003) est celle qui impacte le plus les côtes atlantiques marocaines, et génère ainsi, le tsunami le plus énergétique.

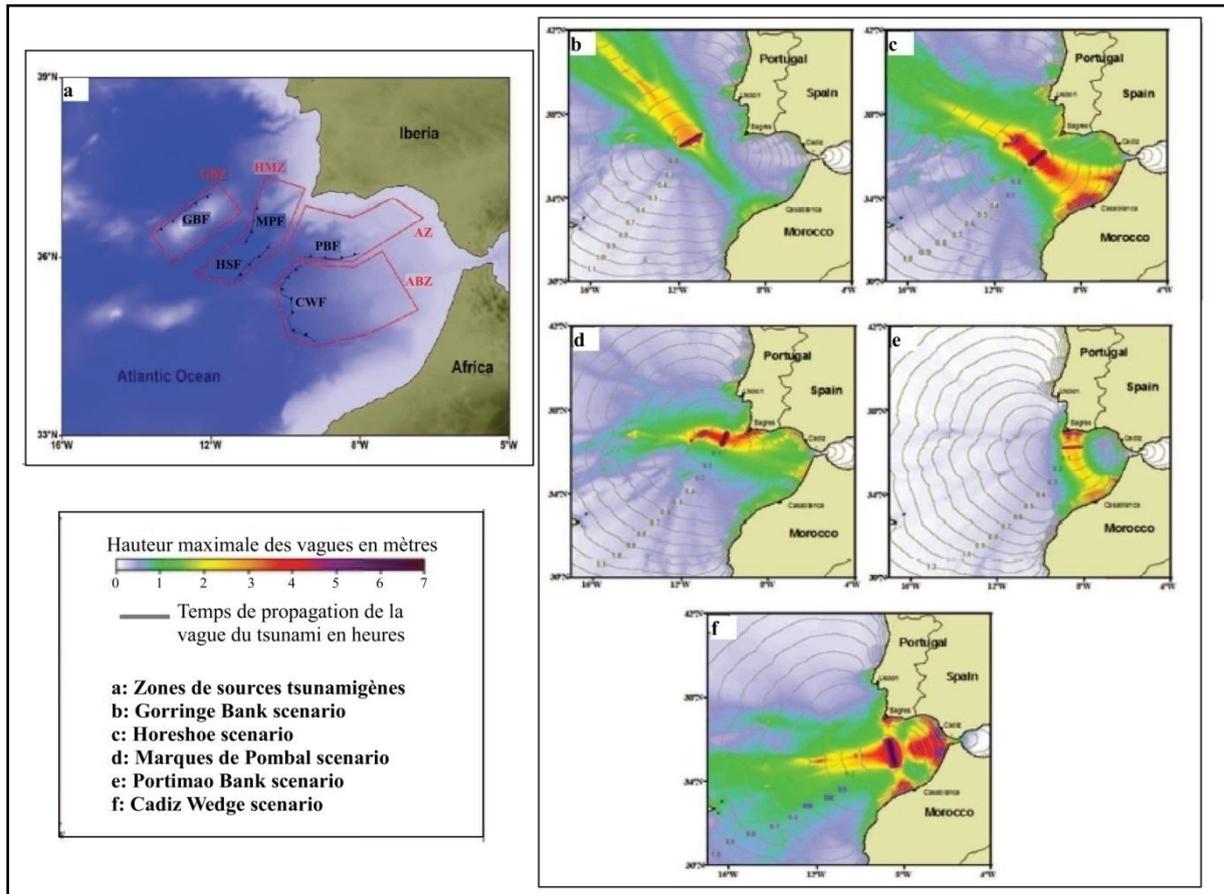


Figure 14 : Modèles de propagation de tsunami pour de différentes sources sismiques du Golfe de Cadiz (temps de parcours en heures et hauteurs maximales de vagues en mètres) (Omira I.,2009).

III. Aperçu sur les tempêtes

1. Description du phénomène

Plusieurs définitions pourraient être attribuées aux tempêtes (Rangel-Buitrago & Anfuso., 2012). En effet, les ingénieurs côtiers utilisent le nombre de tempêtes ou le nombre d'heures pendant lesquelles un certain seuil de hauteur de vague est dépassé (Goda, 1988 ; Lemm, *et al.*, 1999 ; Barr, 2004). Les météorologues quant à eux, utilisent le nombre de

systemes orageux, caractérisés par des valeurs de vitesse du vent supérieures à un certain seuil ou des valeurs de pression atmosphérique centrale inférieures à 1000 hPa (Schmith *et al.*, 1998 ; Zielinski, 2002 ; Keim *et al.*, 2004). D'autres chercheurs utilisent le nombre d'événements ou le nombre d'heures durant lesquelles un seuil spécifique du niveau d'eau est dépassé (Eliot & Clarke, 1986 ; Zhang *et al.*, 2000 ; Bromirski *et al.*, 2003 ; Pattiaratchi & Elliot, 2008 ; Phillips, 2008), pour le cas du Golfe de Cadix, la hauteur significative H_s est ≥ 5 m, la durée minimale est de 12 h et la période entre tempêtes est d'un jour (Rangel-Buitrago & Anfuso (2013). Et pour finir, Oliveira *et al.*, (2018) définissent une tempête comme étant " une période d'état de mer pendant laquelle H_s dépasse un seuil prédéfini pendant une période minimale de 6 h ".

Pour chaque période d'observation (séries temporelles), les paramètres obtenus peuvent être définis comme suit :

- H_s Hauteur significative des vagues : la moyenne des hauteurs du tiers des vagues les plus hautes ;
- H_{max} : Hauteur maximale des vagues ; la plus probable est comprise entre 1,5 et 2 fois H_s (El Messaoudi *et al.*, 2016) ;
- T_z Période moyenne : la période d'onde moyenne (passage à zéro) ;
- θ_m Direction moyenne des ondes : la direction moyenne des ondes correspondant à la période de pic (calculée par analyse spectrale). Elle représente la direction de propagation des ondes les plus énergétiques.
- σ_θ Dispersion directionnelle : la largeur directionnelle en période de pointe.

Lors des tempêtes côtières, les niveaux d'eau extrêmes liés à la faible pression atmosphérique et les vents, sont souvent plus élevés que les niveaux prédits (Benavente *et al.*, 2006). Ainsi, les quantités d'énergie mises en jeu, lors de la formation des tempêtes, expliquent la violence des vents engendrés, qui occasionnent des dégâts importants (Joly 1992, Levi & Partrat 1991). Il est à noter que l'analyse des conditions météorologiques des événements passés montre que depuis 1967, près de 70 % des cas de submersions sévères se sont réalisés au moment ou peu après le passage d'un front froid (Costa *et al.*, 2004, Caspar *et al.*, 2007). Ce dernier permet d'expliquer l'ampleur et la fréquence de ces phénomènes générateurs de dommages. Les tempêtes sont caractérisées par la présence du wave runup qui

est une composante du niveau instantané de l'eau due au forçage des vagues après déferlement, elle dépend des caractéristiques des vagues (hauteur, période et direction) (Battjes 1974, Komar 1998, Ruggiero *et al.*, 2001, Stockdon *et al.*, 2009, Cariolet 2011 ; Cariolet *et al.*, 2012).

La fréquence des tempêtes dans le monde entier est susceptible de croître sous l'effet du réchauffement climatique. En effet, ce dernier provoque une élévation eustatique du niveau de la mer et par conséquent une submersion marine. (Pachauri & Reisinger, 2007, Lozano & Swail, 2002).

2. Cadre général des tempêtes au Maroc

La côte atlantique du Maroc est menacée par des événements extrêmes dont les sources peuvent être situées dans le Golfe de Cadix (tsunamis) ou plus au Nord-Ouest (forte houle).

Récemment, en particulier pendant l'hiver 2013/2014, l'océan atlantique nord a été la source de plusieurs tempêtes extrêmes, qui ont provoqué de fortes houles et vagues, des vents forts et, par la suite, une érosion et des dégâts considérables le long des côtes occidentales de plusieurs pays tels que l'Irlande et le Royaume-Uni (Masselink *et al.*, 2016), la France (Castelle *et al.*, 2015) et le Portugal (Santos *et al.*, 2015). Vers le sud, les tempêtes ont atteint les côtes marocaines (El Messaoudi *et al.*, 2016 ; Aouiche *et al.*, 2016) et les îles Canaries (Ponce de Leon *et al.*, 2015).

Plusieurs seuils des vagues en périodes de tempête ont été proposés selon les régions proches du Maroc :

- 4,5 m pour les sites de Sines et Leixões sur la côte ouest ouverte du Portugal (Oliveira *et al.*, 2018)
- 2,5 m au large des côtes abritées de l'Algarve et de Huelva-Cadiz (Ribera *et al.*, 2011, Rangel-Buitrago & Anfuso, 2013, Oliveira *et al.*, 2018)
- 3,3 m dans le Golfe de Cadix lors des marées de vives-eaux (Del Rio *et al.*, 2012)

Dodet *et al.*, (2010) ont étudié la variabilité des paramètres atmosphériques dans le Nord-Est de l'océan atlantique entre 1953 et 2009, obtenue avec un modèle spectral d'onde

forcé avec une analyse des champs de vent dans 3 points différents. Le point P3 (12,5° W-35,01° N) nous concerne le plus puisqu'il est situé tout près du Maroc. (Fig. 15)

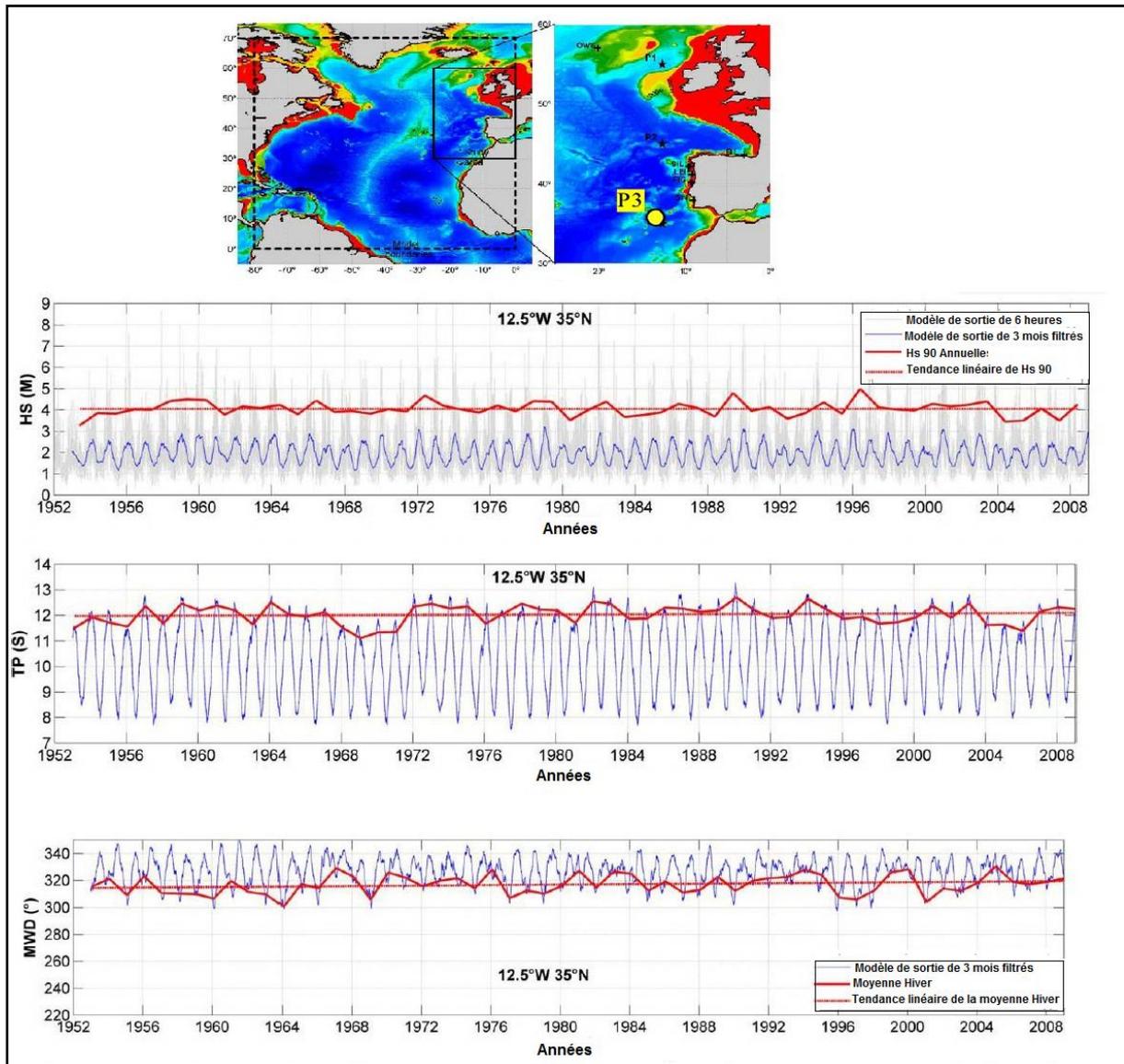


Figure 15. Hauteur significative (Hs), période de pic (Tp) et direction moyenne des vagues (MWD) enregistrées dans le point P3 entre 1953 et 2009. (D'après Dodet *et al.*, 2009).

Les courbes montrent que pendant la période de l'hiver, la hauteur significative est souvent de l'ordre de 2,5 m, la période de pic correspond à 12 s et la direction moyenne des vagues est de 317°, alors qu'en été, Hs est de 1,4 m, Tp est de 8,21 s et MWD est de 336° (Dodet *et al.*, 2010). De plus sur la période étudiée, la hauteur significative a connu une légère augmentation de 0,02 m.y⁻¹.

Une autre étude a été faite par Anfuso *et al.*, (2016) pour caractériser et classer les tempêtes affectant le Golfe de Cadix, à partir des points les plus exposés (Cape San Vicente-Portimão), les plus abrités (Faro-Huelva-Cadiz) et au sud ceux modérément exposés (Bologna-Tangier). Cette étude montre l'existence de 481 tempêtes ($H_s \geq 5$ m) au large de Tanger pour la période 1958-2001, dont 328 (68%) de catégorie I, 86 (18%) de catégorie II, 44 (9%) de catégorie III, 16 (3%) de catégorie IV et 7 (1%) de catégorie V, selon la classification de Dolan & Davis (1992). La hauteur et la période maximales des vagues sont respectivement de 7 m et 9,41 m et la puissance maximale de la tempête enregistrée est de 8651,4 m^2h . (fig. 16).

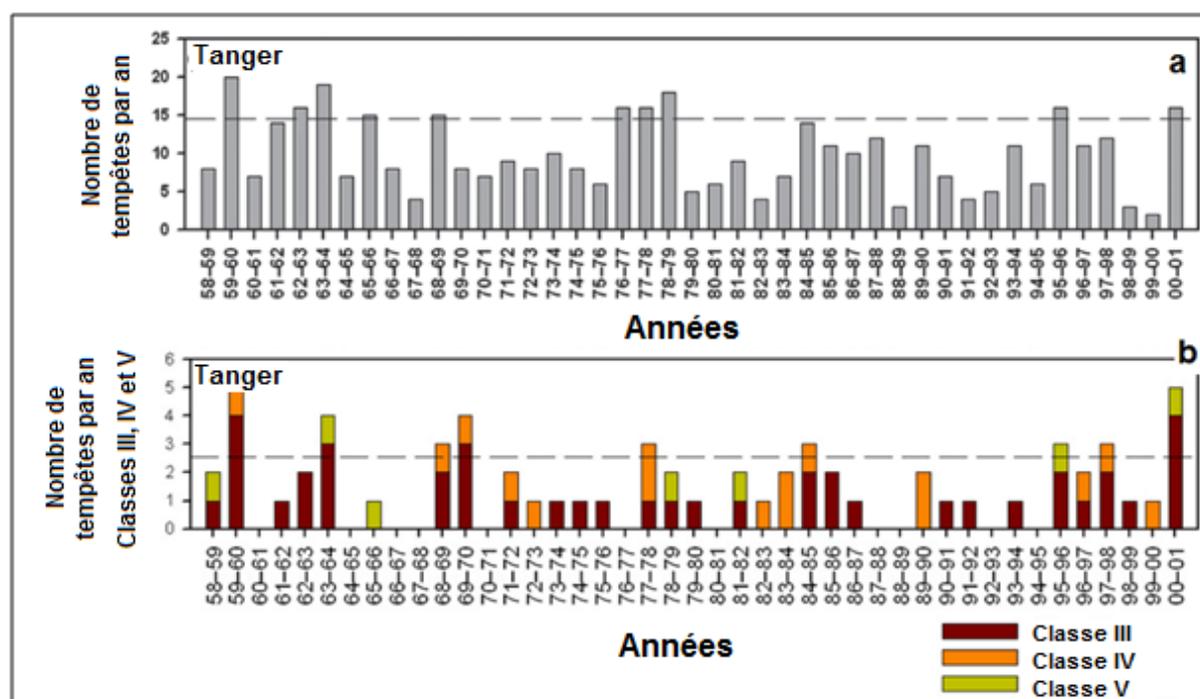


Figure 16: a. Nombre de tempêtes par an au large de Tanger ; b. Nombre des tempêtes des classes III, IV et V par an au large de Tanger (Anfuso *et al.*, 2016)

3. Données historiques

La connaissance des tempêtes et de leurs impacts morphologiques et socio-économiques est une donnée de référence cruciale pour la caractérisation des risques côtiers, la prévision de leurs impacts ou encore l'évaluation de l'efficacité et de la durée de vie des aménagements de protection mis en place. Cependant, les statistiques concernant les tempêtes produites au Maroc sont rares. Simonet & Tanguy (1956) ont publié des données de tempêtes

anciennes de la période 1928-1952, enregistrées par le Service de Physique du Globe et Météorologie de l'Institut Scientifique Chérifien. Ces données comprennent les amplitudes de houle, les hauteurs, les périodes, et les directions des tempêtes dans plusieurs ports marocains.

Les événements plus récents de 1966 à 2014 ont été répertoriés par El Messaoudi *et al.*, (2016), les plus fortes tempêtes ont été enregistrées les 5 et 6 janvier 2008 (965 hPa) et plus tard la tempête « Hercules » du 6 et 7 janvier 2014 (935 hPa) (Belkhayat *et al.*, 2018) avec des hauteurs de vagues maximales d'environ 15,85 m et 13,6 m et des périodes de 18,8 s et 22s respectivement (El Messaoudi *et al.*, 2016). D'autres données ont été fournies par Cherfaoui & Doghmi (2002) et Minoubi *et al.*, (2013), comme la tempête de novembre 2003 avec des hauteurs de vagues d'environ 14 m, qui a affecté les installations marines de Mehdia, Bouregreg et Mohammedia et a remanié 500.000 m² de sédiments par km de plage. (tab.6)

Tableau 6: Historique des tempêtes au Maroc entre 1909 et 2014

Date	Lieu	Caractéristiques	Dégâts	Référence
1909-1910	Casablanca	Pas d'information	50 m de la jetée nouvellement construite du port a été emportée par la mer	Cherfaoui et Doghmi (2002)
1910-1911			Les terre-pleins ont été ravagés par la houle	
Fin décembre 1912			Destruction de 9 barcasses et un remorqueur par un ouragan	
Janvier 1913			5 voiliers avec leur cargaison ont été jetés sur la côte	
Octobre 1913			Ecoulement de 3 navires et mort de 8 personnes à l'entrée du port	
1937	Côte atlantique	-Hmax : 10m	Dommages matériels	El Messaoudi (2016)
2-3 février 1949		Pas d'information	Erosion au niveau des sédiments adossés à la falaise	Service Hydrographique et Océanographique de la marine (Minoubi <i>et al.</i> , 2013)
28 décembre 1951		-Hmax : 6,70 m	Dommages matériels	El Messaoudi <i>et al.</i> , (2016)
Février 1966		-Direction : WNW -Période : entre 15 et 20m -Hmax : de 8 à 10m au large	Dégâts remarquables au niveau de la côte atlantique	Laboratoire Central d'Hydraulique de France. (Minoubi <i>et al.</i> , 2013)
Décembre 1973		-Direction du vent : NW de 70 km/h au large et WSW de 50 km/h à la côte		Minoubi <i>et al.</i> , 2013

		-Hmax : 7m		
28 février 1978		-Période : 19s -Hmax : 8m	Dommages matériels	El Messaoudi <i>et al.</i> , (2016)
16 février 1995		-Période : 17s -Hmax : 6,6 m		
6 février 2002		-Période : 15,6 s -Hmax : 11,25m		
14 novembre 2002		-Période : 11,7s -Hmax : 11,52m		
27 décembre 2002		-Période : 14,4s -Hmax : 10,04m		
11 mars 2003		-Période : 19,3s -Hmax : 11,14m		
13 avril 2003		-Période : 14s -Hmax : 11,28m		
Novembre 2003	Entre Kenitra et Mohammedia	-Hmax : 14m	Dégâts au niveau des 3 installations maritimes (Mehdia, Bouregreg et Mohammedia) et Remaniement de 500.000 m ² de sédiments par kilomètre de plage	Minoubi <i>et al.</i> , 2013
19 janvier 2005	Côte atlantique	-Période : 17s -Hmax : 12m	Dommages matériels	El Messaoudi <i>et al.</i> , (2016)
4 janvier 2008		-Période : 18,80 s -Hmax : 15,85m		
31 Janvier 2009		Pas d'information	Dégâts au niveau de la côte et un changement net au niveau du trait de côte	Minoubi <i>et al.</i> , 2013
7 janvier 2014		-Période : 21,60s -Hmax : 13,62m	Dommages matériels	El Messaoudi <i>et al.</i> , (2016)

Ces effets sont toujours associés à des tempêtes hivernales de fortes énergies souvent considérées comme des événements anormaux voire même des « mini-tsunamis » par les médias et communauté. Cependant, les paramètres des vagues, au-delà desquels une tempête génère un impact significatif sur le littoral demeurent indéterminés, ceci est expliqué par le fait que les paramètres et effets des tempêtes dépendent surtout des conditions locales de la zone affectée, telles que les marées, le stock sédimentaire disponible, la bathymétrie, etc. (Ferreira *et al.*, 2010 ; Ciavola *et al.*, 2011 ; Diogo *et al.*, 2014a, b).

Dolan *et al.*, (1992) avaient proposé une classification des tempêtes basée sur la relation entre la houle, les hauteurs des vagues de tempête et la réponse côtière prévue (érosion, inondation et dommages), à partir des expériences faites sur plusieurs tempêtes ayant produits des effets considérables sur le littoral atlantique (tab.7). Bien que cette classification soit propre à la région étudiée par Dolan *et al.*, (1992) (Cape Hatteras), ils

estiment que les critères utilisés pour classer chaque tempête dans l'une des cinq catégories sont universellement applicables.

Tableau 7: Classification des tempêtes dans l'échelle de Dolan/Davis

Classification des tempêtes	Hauteur significative des vagues	Effets sur le littoral
1. Faible	2 m	Peu ou pas d'érosion sans dégâts matériels
2. Modérée	2,5 m	Erosion faible avec peu de dégâts matériels
3. Significative	3,3 m	Erosion qui s'étend sur la plage avec endommagement de quelques structures sur l'échelle locale
4. Sévère	5 m	Forte érosion avec retrait du trait de côte et pertes de structures sur l'échelle de la communauté
5. Extrême	> 7 m	Forte érosion avec des dégâts sévères voire même irréparables.

Ainsi, d'après cette classification, on déduit que les tempêtes qui se produisent entre décembre et mars sont classées comme violentes de type IV et V. Nous avons utilisé la base de données récente en ligne de Puertos de España (puertos del estado), qui permet d'obtenir les paramètres des vagues sur un réseau dense de points (SIMAR), chose qui est très utile pour retracer l'histoire des vagues dans la région. L'analyse des hauteurs significatives des vagues, enregistrés par le point Simar 1052063, situé sur la côte atlantique marocaine tout près de la ville de Rabat, vient en appui à l'étude de Dolan *et al.*, (1992) et montre que la majorité des tempêtes ayant sévi au Maroc et produit d'immenses dégâts, est générée en hiver (fig. 17).

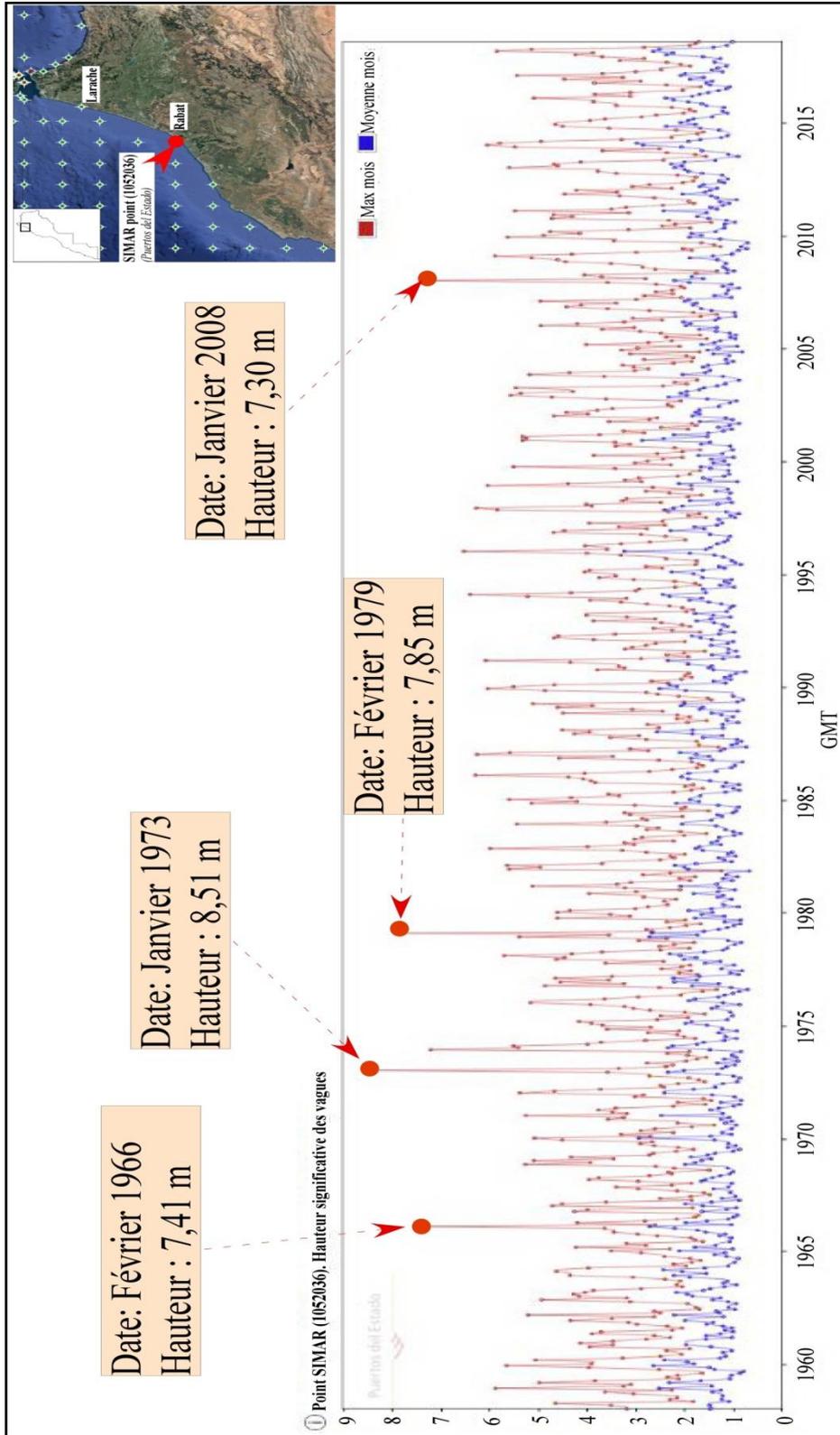


Figure 17: Hauteurs significatives enregistrées dans le point Simar 105036 par Puertos de Estado.
<http://www.puertos.es/en-us/oceanografia/Pages/portus.aspx>

4. Prévisions des tempêtes

Pour but de suivre et prévoir les situations météorologiques maritimes de forte énergie, plusieurs modèles numériques atmosphériques et maritimes pourraient être utilisés (El Messaoudi *et al.*, 2016), on en cite :

- Les modèles atmosphériques Al BACHIR du Maroc, ARPEGE de la France et CEP du centre européen (fig. 18 a) ;
- Les modèles de prévision des vagues de troisième génération, il s'agit du modèle Wave Watch III (WW III) adapté aux eaux profondes (Tolman, 2009) et du modèle SWAN adapté à la zone côtière (Booij *et al.*, 1996) (fig. 18 b). La chaîne opérationnelle utilise les techniques d'imbrication sur des domaines multiples (Nord Atlantique, Maroc, Méditerranée, Détroit, domaines portuaires) et avec des forçages multiples par les champs de vent issus des modèles atmosphériques marocains et étrangers (CEP et UK Met Office).

De plus, une bouée est implantée à Mohammedia pour renseigner sur les houles et tempêtes qui touchent l'atlantique marocain, cela dit, il faudrait prévoir d'autres nouvelles bouées ou radars de mesure de houles pour renforcer la signalisation d'évènements météorologiques futurs.

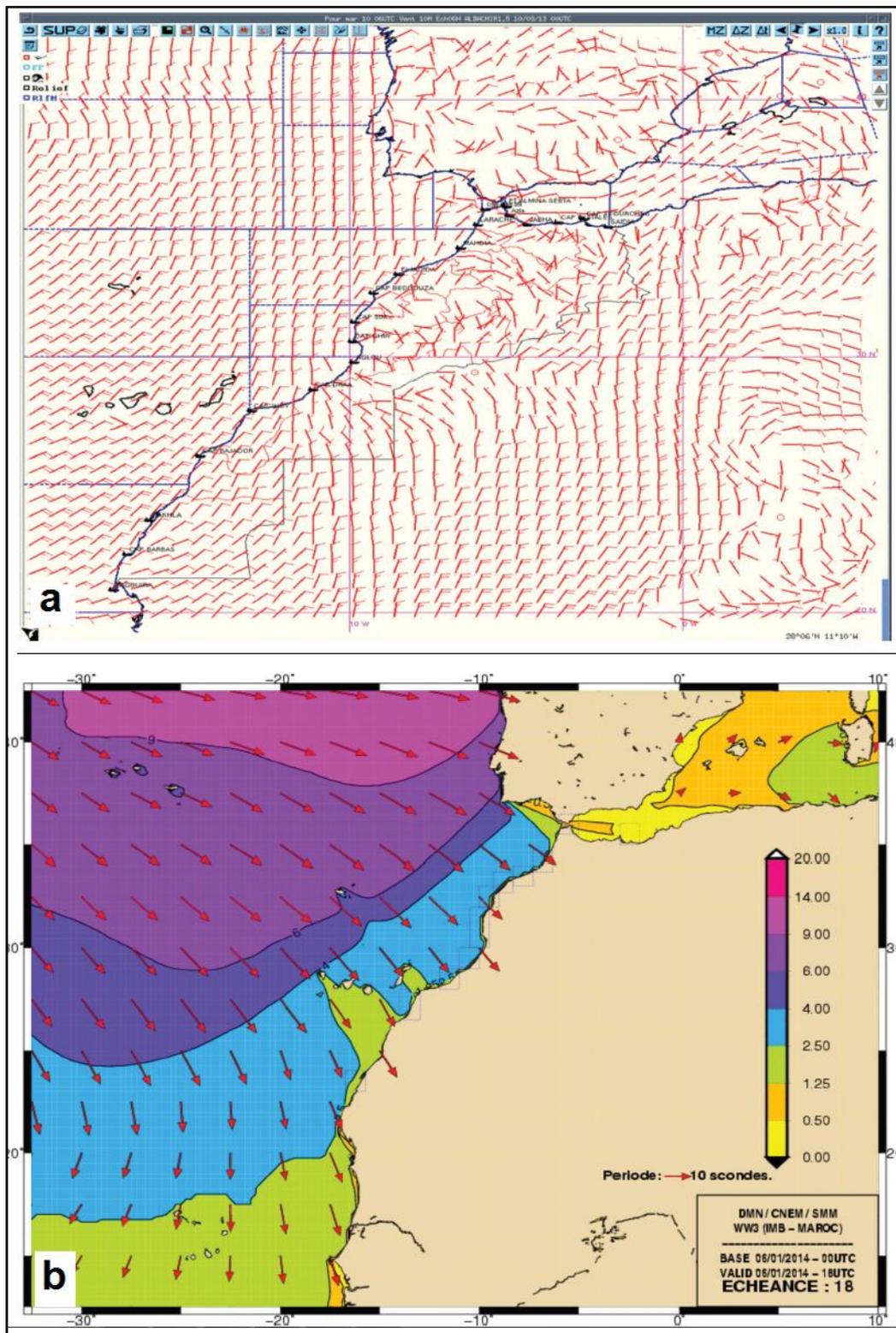


Figure 18: Modèles de prévision. a. Modèle Al Bachir. b. Modèle Wave Watch III (El Messaoudi et al., 2016)

Conclusion

L'analyse des récits historiques rapportés par de nombreux témoignages a permis de dresser des catalogues de tsunamis historiques pour le Maroc, cependant malgré les efforts de compilation, la documentation mentionnant des observations directes de tsunamis au Maroc demeure rare, ainsi, le recours à l'étude des dépôts de tsunamis s'avère intéressant puisqu'elle permet une reconstitution des tsunamis anciens et récents, et ainsi une détermination de la période de récurrence et de la force des séismes qui les ont provoqués.

En effet, en se déplaçant, la vague de tsunami transporte du sédiment depuis le large vers le continent, le remanie avec le stock préexistant pour déposer un sédiment hétérogène, de toute taille, allant des grands blocs rocheux aux sédiments fins. Lors de son passage, elle laisse de nombreuses traces telle la présence de foraminifères marins en abondance, de blocs hétérométriques, d'une base érosive, de coquilles et de coraux. Ces éléments sont très utiles pour reconnaître les caractéristiques de tsunami et les identifier dans le passé mais aussi de les distinguer des dépôts de tempête qui sont de nature très similaire.

Chapitre 2 : Présentation de la zone d'étude

Introduction

Le dépôt de tsunami peut se produire dans les milieux côtiers et les milieux paraliques. Ces derniers dont les estuaires permettent de mieux observer les processus de sédimentation de dépôts de tsunamis, qui sont généralement identifiés comme une couche de sable distincte intercalée dans les sédiments limoneux à argileux. Ainsi, ces environnements représentent un potentiel de préservation élevé comparés aux zones côtières, où la majeure partie des dépôts de tsunamis est susceptible d'être perturbée ou érodée par l'effet des vagues. Cela signifie qu'il y a beaucoup plus de chances de trouver des dépôts de tsunamis dans les environnements estuariens que côtiers.

Dans cette thèse, l'estuaire de Loukkos, de la ville de Larache, situé dans le domaine rifain a été choisi comme zone d'étude pour identifier les dépôts de paléotsunamis.

I. Paramètres physiques

1. Cadres géographique et géomorphologique

Oued Loukkos est situé dans la péninsule tangitaine, au Nord Ouest du Maroc sur la côte atlantique, il s'insère dans la province de Larache ($35^{\circ}9'N$ _ $35^{\circ}14'N$; $06^{\circ}5'W$ _ $06^{\circ}10'W$) (Fig.19), son apport moyen annuel est de 1200 mm^3 . Il prend naissance dans le Rif central à Jbel Khézéna à 1200 m d'altitude, draine la limite nord de la plaine du Rharb en serpentant une série de barre sableuse tertiaire et quaternaire et se termine dans l'océan atlantique au Nord de la ville de Larache. Les faciès rencontrés sont typiquement estuariens, avec du bas vers le haut : des faciès grossiers de chenaux, des faciès sableux de sandflats s'affinant vers le haut et de slikke, des faciès siltoargileux de schorre et des faciès vaseux de la plaine d'inondation (Trentesaux *et al.*, 2005). La profondeur du chenal principal varie entre -2 et -4 m sous le zéro hydrographique mais peut aller jusqu'à -15m (Snoussi 1980).

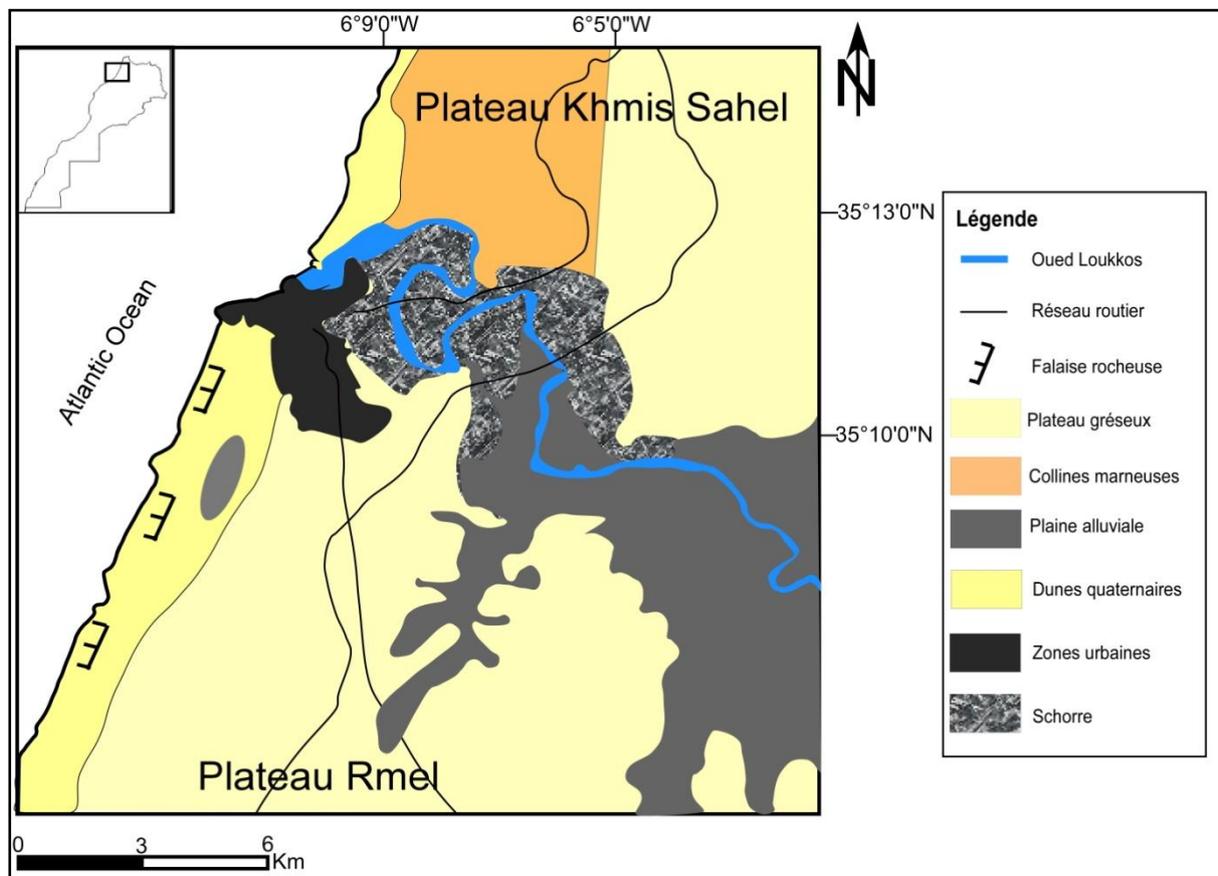


Figure 19 : Carte géomorphologique du secteur d'étude. (D'après Ballouche, 2013)

Au Nord de Larache plusieurs niveaux quaternaires marins sont emboîtés et déformés, selon El Gharbaoui (1981), trois plateaux sont distincts :

- le plateau de R'mel, commence par des altitudes basses au Nord (Entre 20 et 30 m) pour atteindre des altitudes plus élevées au Sud (Environ 100 à 140 m), au SE des collines de Ghabat Raïssouni et Khalifa,
- le plateau de Khemis Sahel, avec des altitudes plus élevées que celles du plateau de R'mel, comprises entre 80 et 200 m près de Raissana-Chamalia. Ce dernier est déformé par bombement et subdivisé en panneaux par des fractures,
- le plateau d'Asilah, avec son point culminant à environ 200 m à Tnin Sidi Yamani et qui diminue progressivement en se dirigeant vers la vallée de l'oued Hachef, qui constitue sa limite au Nord. Le pliocène est perché à 150 m près d'Asilah et affleure sur d'importante superficie dans la vallée basse de l'oued Gharifa.

2. Cadres structural et tectonique

Du point de vue structural le Rif est subdivisé en trois grands domaines structuraux et paléogéographiques. De l'ouest vers l'Est, on distingue : Le domaine interne, le domaine des Flyschs et le domaine externe (Fallot, 1937 ; Andrieux *et al.*, 1971; Kornprobst, 1974). Le secteur d'étude est une partie intégrante du domaine externe rifain. L'histoire tectonique et néotectonique du Rif externe a fait l'objet de plusieurs travaux scientifiques, tels que les travaux d'Andrieux (1971), Leblanc (1975, 1979), Frizon de Lamotte (1979), Wildi (1983), Benyaich (1991); Abdelkhaliki (1997), Chaoui (1999), etc.... et a permis de retracer la chronologie des principales phases de déformations structurales de l'Eocène supérieure jusqu'à l'Actuel (tab.8).

Tableau 8. Les principales phases de déformations structurales du Rif externe

Eocène supérieur- Oligocène moyen	Formation d'un bassin d'avant fosse au front de l'Intrarif (Abdelkhaliki, 1997)
Oligocène supérieur- Langhienne	Tectonique synsédimentaire : extension bidirectionnelle (N 10 et N 95) séparée par une période compressive fini Burdigalienne (Chaoui <i>et al.</i> , 2009)
Serravalo- tortonienne	Succession de deux épisodes compressifs, chevauchement de la zone mésorifaine à vergence ouest (Durant Delga, 1980 ; Chaoui, 1999)
Fini-Miocène, Pliocène inférieur	Succession de deux épisodes extensifs qui affectent les formations post-nappes et le bassin de Charf l'Aquab (Chaoui <i>et al.</i> , 2009)
Pliocène supérieur à l'Actuel	Alternance d'épisodes compressifs et extensifs (Chaoui, 1999 ; Chaoui <i>et al.</i> , 2009)

3. Cadre géologique

Le secteur d'étude est dominé par les nappes intrarifaines, notamment la nappe de Hapt, le préif interne et les formations plio-quaternaires (Durand Delga *et al.*, 1960-62 ; Suter & Fiechter, 1966) (fig.20).

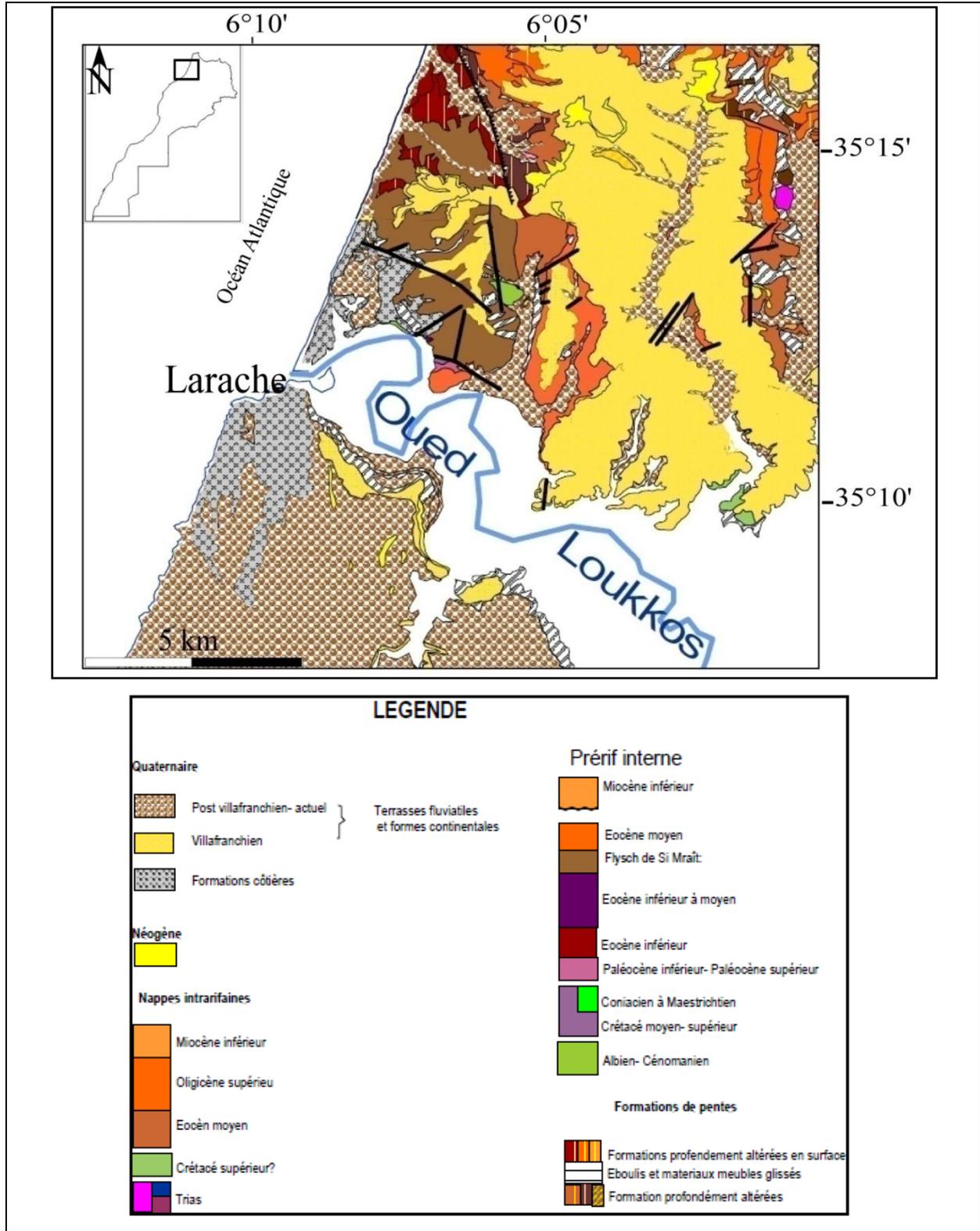


Figure 20 : Carte géologique du secteur d'étude (Extrait de la carte géologique de Larache 1/50000, 1997)

3.1. La Nappe de Habt

La nappe de Habt est située dans la partie nord occidentale du Rif externe, elle est décollée et déplacée vers l'Ouest à la suite de la phase paroxysmale de charriage Tortonienne (Suter et Fiechter, 1966), et constitue la couverture de l'unité de Tanger. Elle repose sur les terrains mésozoïques et cénozoïques du pré-rif ; localement chevauchée par des éléments du massif et de l'unité intrarifaine du Loukkos (Chalouan et *al.*, 2008).

Pendant l'oligocène, des olistostromes se sont produits en partie dans le Habt (Rirha et unités de Meliana), tandis qu'un flysch silicoclastique et le grès d'Asila-Larache, se sont accumulés dans le sous bassin externe de Habt (Chalouan et *al.*, 2008).

3.2. Le Pré-rif interne

Ecailles enracinées sous le Mésorif. Il comprend dans sa série stratigraphique des calcaires du Lias et du Dogger qui forment les grès de Mrayt (Tejera de Leon, 1993) et des carbonates de plateforme du Kimméridgien et du Tithonique (Durand Delga et *al.*, 1960, 1962).

3.3. Les formations plio-quadernaires

La zone du bas Loukkos représente la partie nord du bassin sédimentaire du Gharb, qui est un bassin post nappe. Ce dernier correspond à la partie occidentale du sillon sud rifain qui s'étend de l'Atlantique à la Méditerranée. Il est limité au Nord et au Sud par la chaîne rifaine et l'avant pays mésetien, séparé à l'Est du bassin de Saïss par le seuil d'el Kansera et à l'Ouest, il est ouvert sur l'Océan atlantique. (Ait Brahim 1991).

Le comblement du bassin se fait par les coulées boueuses et olistostromes à matrice marneuse emballant des éléments de nature, d'âge et de taille variés, qui proviennent du front de l'allochtone et des unités en position plus interne de l'édifice structural rifain (Benyaich, 1991).

On retrouve dans la zone du bas Loukkos des dépôts marins et des dépôts continentaux (Snoussi, 1982) :

a. Les Dépôt marins

Le comblement du bassin de Gharb a commencé depuis le Tortonien supérieur, suite à la succession de plusieurs phases transgressives et régressives (Snoussi, 1982). Dans le bas

Loukkos, la phase transgressive est représentée par le dépôt des marnes bleues qui affleurent au SE de Ksar El Kebir près d'Arbaoua.

Les dépôts marins post-miocènes du bas Loukkos, sont représentés par les marnes et grès astiens dans la zone d'Ouled Ogbane et les dépôts de lumachelles et grès dans la partie avale de la plaine alluviale (Snoussi, 1982).

b. Les Dépôts continentaux

Les formations continentales villafranchiennes sont situées sur les bordures de la plaine du Loukkos, au Nord, au Sud et à l'Ouest (Snoussi, 1982) ; Au Nord, les formations limono-sableuses de Khemis-Sahel; à l'Ouest, dans le plateau de R'mel, les formations villafranchiennes sableuses et au Sud, le villafranchien caillouteux (Snoussi, 1982). Le bas Loukkos constitue le milieu de sédimentation du produit de l'érosion du rif septentrional apporté par Oued Loukkos. Le Quaternaire de la plaine du bas Loukkos correspond à une sédimentation fluviatile caractéristique des plaines d'inondations (Snoussi, 1982).

II. Paramètres climatologique et hydrographique

1. Contexte climatique

La zone du Loukkos est caractérisée par un climat de type méditerranéen à influence océanique avec alternance d'une saison humide et fraîche (Novembre-Avril) et d'une autre sèche et chaude (Mai-Octobre). Les précipitations sont très concentrées pendant la saison froide (Emberger, 1964). Ce climat présente une grande hétérogénéité qui résulte de l'interaction de trois éléments : l'altitude, la latitude et l'océanisation (Direction régionale de Tanger-Tétouan, 2008).

1.1. Précipitations

La pluviométrie dans la zone du Loukkos représente des variations saisonnières. En effet la saison sèche enregistre de faibles précipitations pouvant atteindre 0,7 à 28 mm/mois, quant à la saison pluvieuse, elle est caractérisée par un maximum de précipitations allant jusqu'à 134,4 mm/mois. (fig.21). La concentration de la pluviométrie en une durée de l'année engendre des érosions et des submersions de plusieurs hectares de la plaine du bas Loukkos et même des inondations.

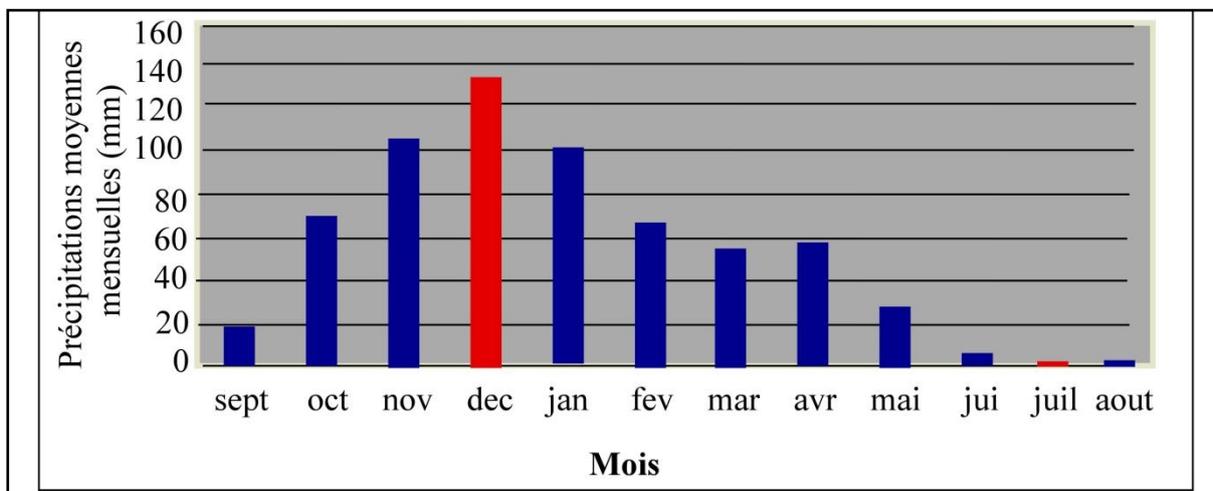


Figure 21 : Répartition des précipitations moyennes mensuelles pour la station de Larache (ABHL 2007, El Mkadem 2014). En rouge les maximales et minimales.

1.2. Température

Les températures moyennes mensuelles oscillent entre 11,9 °C et 23,6 °C (fig.22). Ces températures augmentent au fur et à mesure qu'on s'éloigne du littoral et que l'on descend en latitude (El Mkadem 2014).

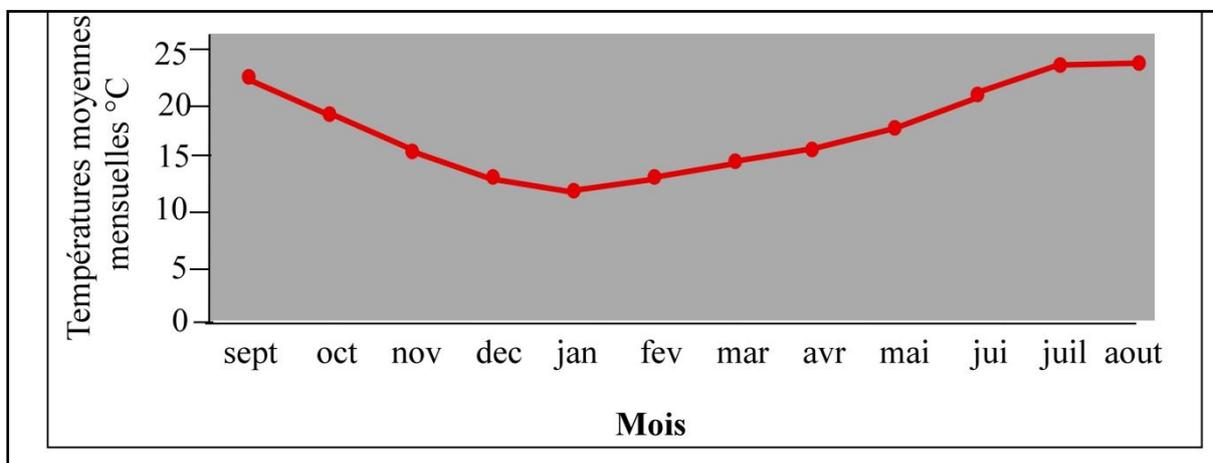


Figure 22 : Répartition des températures moyennes mensuelles pour la station de Larache (ABHL 2007, El Mkadem 2014).

L'étude de la pluviométrie et température dans la zone du Loukkos met en évidence les deux saisons : hivernale, fraîche et humide avec des précipitations allant jusqu'à 138 mm et estivale, chaude et sèche avec des températures allant jusqu'à 24 °C.

1.3. Vents

Le régime des vents sur les côtes ouest du Maroc, est étroitement liés aux deux principaux centres d'action - interaction : L'anticyclone des Açores et les dépressions nord atlantique (El Gharbaoui, 1981; El Moutchou, 1995).

Les vents dominants dans la zone de Larache pour la période entre 2005 et 2009 sont des vents du secteur WNW (24 %), W (21 %) et NW (14 %), avec une vitesse comprise entre 5 et 10 m/s. Ces vents marins alternent près de la côte, en été, avec le chergui, d'origine continentale, qui souffle de l'Est. (Fig.23)

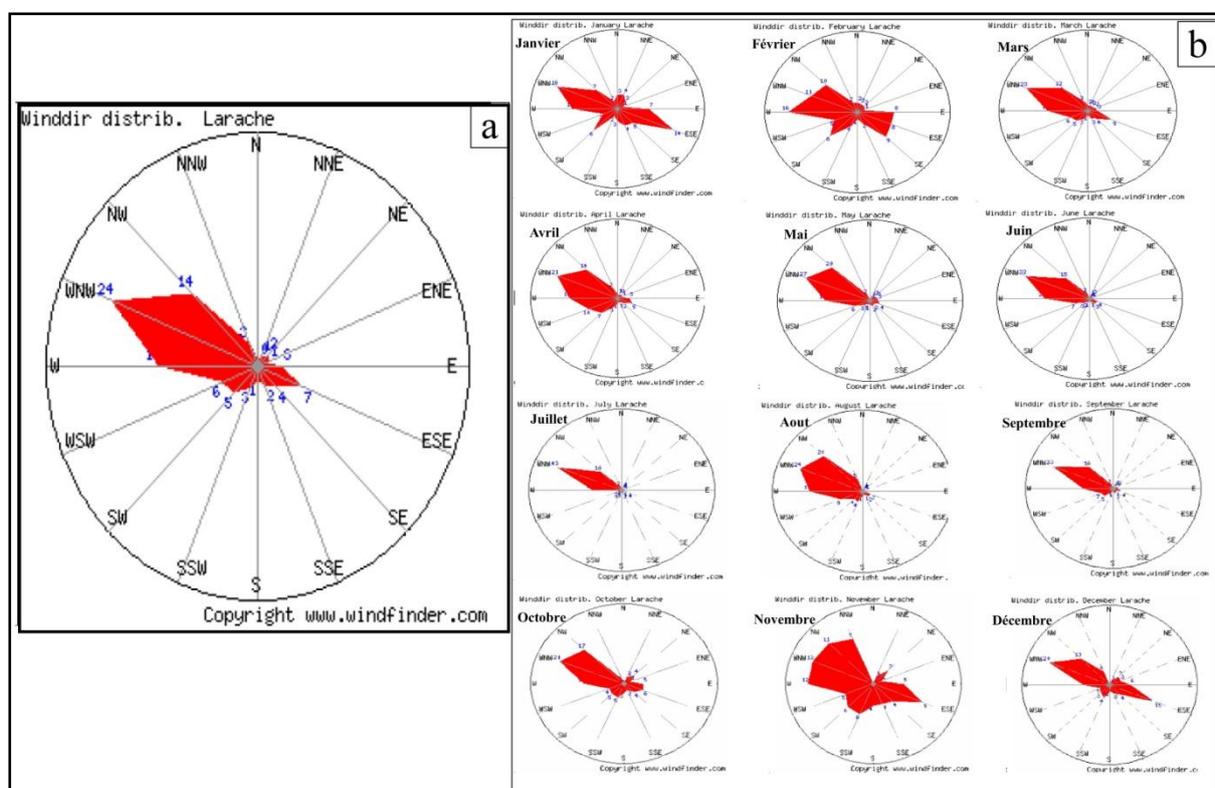


Figure 23 : Rose des vents annuels (a) et mensuels (b) de Larache entre 2005 et 2009 (Windfinder, Elmkaedem 2014)

2. Contexte hydrographique

Les cours d'eaux sont extrêmement dense et dessinent un réseau hydrographique strictement hiérarchisé (fig.24) (El Gharbaoui, 1981,1987 ; Mamouni, 2012).

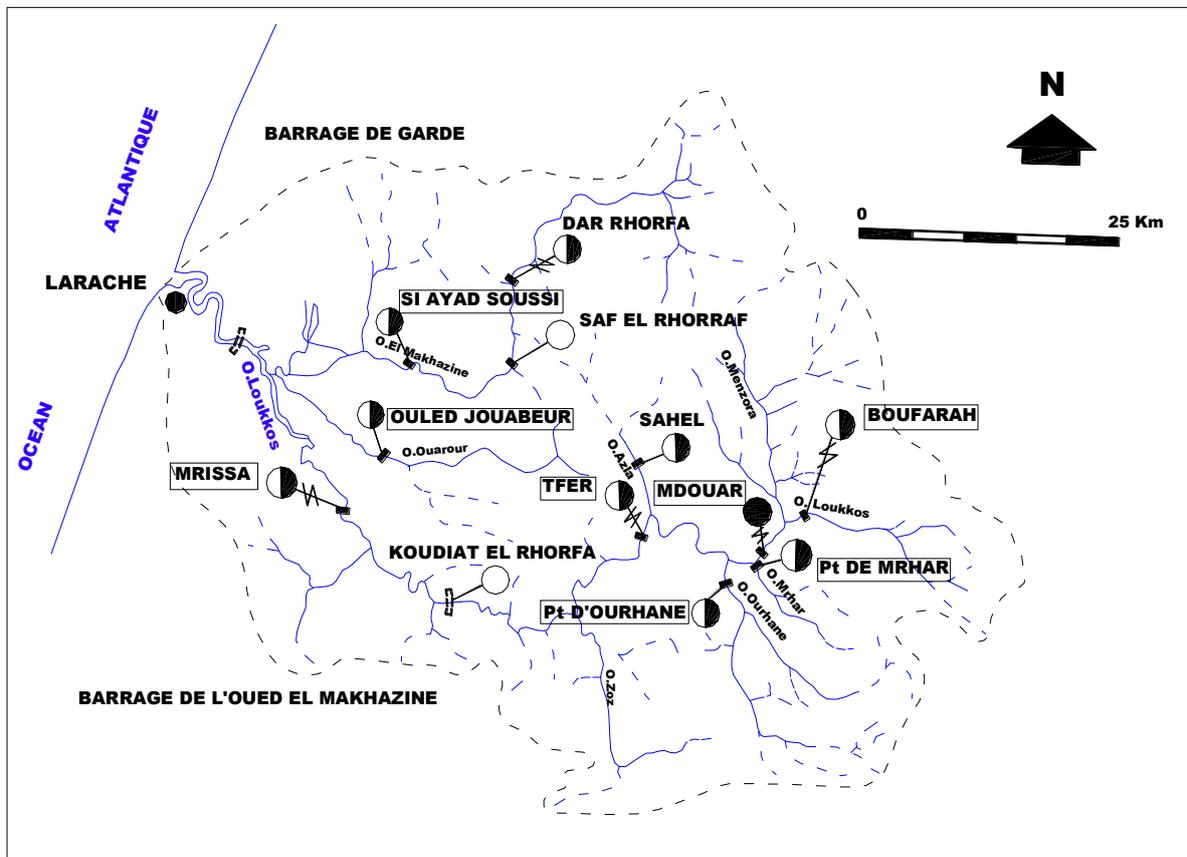


Figure 24 : Réseau hydrographique de l'oued Loukkos (d'après documents DRE Rabat 1978)

Au niveau du Loukkos, le cours central peut être subdivisé en trois tronçons (Tejera, 1980):

- **Le cours supérieur** : il est très raide sur une longueur de 40 km environ, de Jbel Khézéna jusqu'au confluent de l'oued Ourhane. Sa pente moyenne est de 2% atteignant localement 20% dans le bassin de réception.
- **Le cours moyen** : encore très sinueux, il s'étend sur 90 km, jusqu'à Ksar El-Kébir. La pente est moins forte, 1% en moyenne. Le barrage de l'oued El Makhazine a été installé entre la confluence de l'oued Zaz et Ksar El-Kébir.
- **Le cours inférieur** : de Ksar El-Kébir à l'embouchure, sur une longueur de 50 km et avec une pente pratiquement nulle, l'oued dessine de nombreux méandres dans la plaine. Les difficultés de l'écoulement des eaux dans la plaine, dues à la faible pente et à l'influence des marées, provoquent de fréquents débordements, lors des périodes de crues

(Thauvin, 1971). Le lit de la rivière atteint le niveau de la mer à environ 40 km de l'embouchure (Maurer, 1968), cette dernière est relativement étroite et bordée au Nord par une dune sableuse et au Sud par une falaise rocheuse.

Le bassin de Loukkos est caractérisé par la présence des marais qui comprennent la partie estuarienne de l'oued Loukkos, soumise aux effets de balancement des marées de l'océan atlantique.

III. Conditions météo-marines

Les principaux processus hydrodynamiques qui contrôlent le comportement des zones côtières et ainsi, l'évolution morphodynamique des plages et le régime morphosédimentaire sont la houle, la marée et les courants associés. (Davis, 1985; Short, 1999; Woodroffe, 2003).

La côte atlantique marocaine est une succession de plages sableuses, caillouteuses et plateformes rocheuses séparées par des marais, lagunes et estuaires. (El Gharbaoui, 1989). Le régime hydrodynamique est méso à macro tidal avec un degré énergétique des milieux de dépôt dépendant à la fois de l'action des fortes houles atlantiques et de la morphologie et nature du substrat. (Jaaidi & Cirac, 1987).

1. Les houles

Les fortes houles et tempêtes atlantiques constituent l'agent hydrodynamique le plus énergétique qui affecte la côte atlantique nord marocaine et sa plate-forme adjacente (Cirac *et al.*, 1989).

A Larache, les houles proviennent essentiellement du secteur W à NW avec dominance des houles parallèles à la côte de direction WNW, d'après le point SIMAR 5040000 (<http://www.puertos.es/en-us/oceanografia/Pages/portus.aspx>) (fig.25.a,b). Ainsi, les houles provenant de la direction NW progressent vers la côte avec une certaine obliquité, engendrant une dérive littorale généralement orientée N - S (LCHF, 1970, 1971 ; Charrouf, 1982 ; Jaaidi *et al.*, 1993 ; EL Mekadem *et al.*, 2011 ; Taaouati, 2012). Ces houles sont essentiellement générées par les variations dans le régime des vents suite aux changements dans les conditions météorologiques qui règne sur l'Atlantique (Jaaidi & Cirac, 1987). Elles ont fréquemment une hauteur significative de l'ordre de 0,5 m à 1,5 m et une période supérieure à 10 sec (http://www.puertos.es/es/oceanografia_y_meteorologia). (Fig.25.c,d)

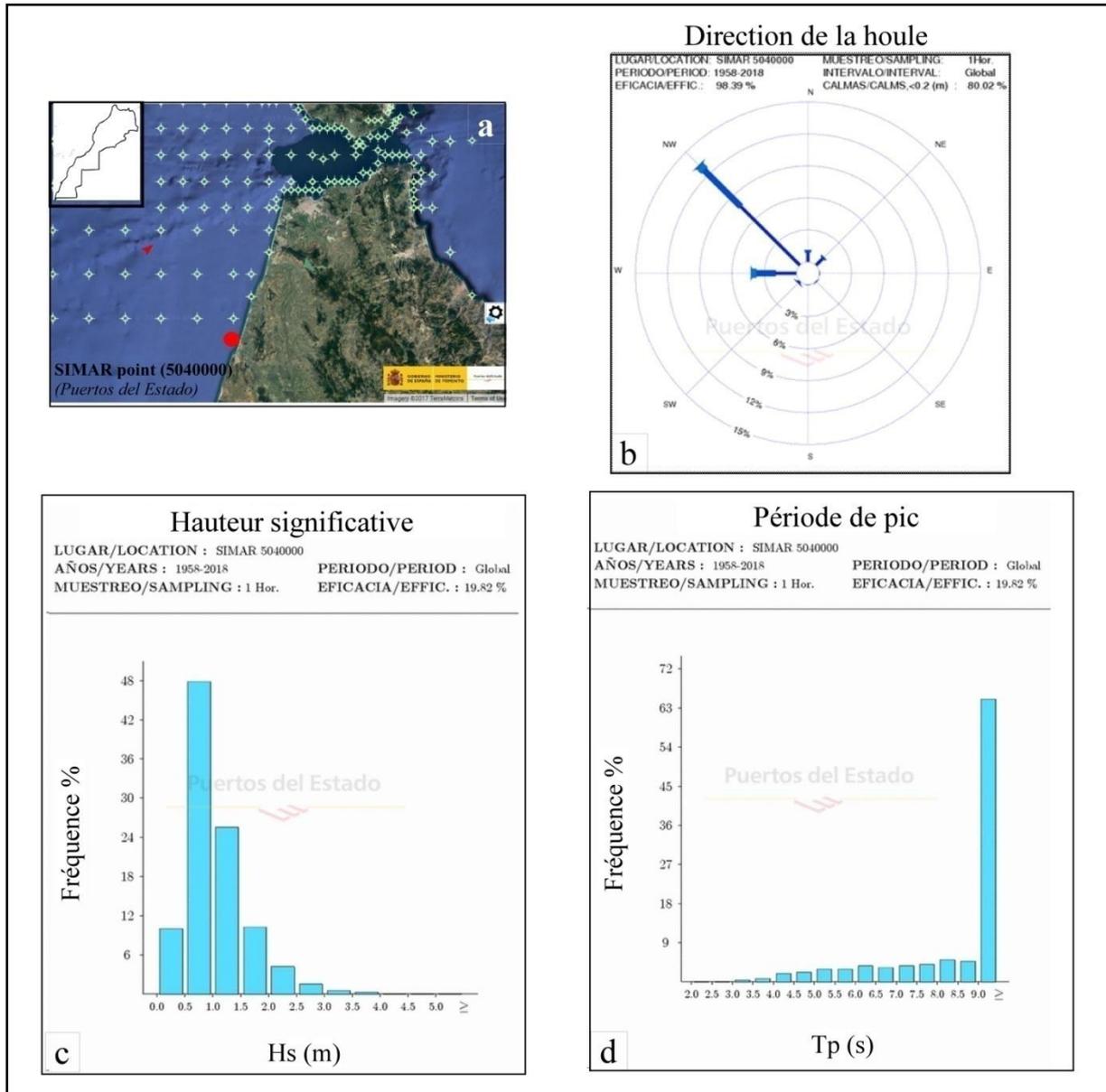


Figure 25 : Caractéristiques de la houle à Larache au point SIMAR 5040000 pour la période de 1958 à 2018 (a. situation du point SIMAR, b. Direction de la houle, c. Hauteurs significatives, d. Périodes de pic (<http://www.puertos.es/en-us/oceanografia/Pages/portus.aspx>))

2. Les marées

L'onde de marée se propage vers le Nord pour engendrer un courant de flot portant au Nord et de jusant portant au Sud (Jaaidi & Cirac, 1987; Cirac *et al.*, 1989; Jaaidi *et al.*, 1993), ce caractère est surtout perceptible près des côtes. La vitesse de ces courants est variable suite

aux déformations que subit l'onde de marée en fonction de la topographie des fonds. À proximité des côtes, cette vitesse est de l'ordre de 4 nœuds (≈ 2 m/s) (Jaaidi *et al.*, 1993).

L'estuaire du Loukkos est considéré parmi ceux dominés par la marée mésotidale à marnage maximal d'environ 3 m, qui induit des courants de faible énergie (Cirac *et al.*, 1989). La marée est semi diurne ($T = 12$ h) et provoque un remaniement des sédiments, un mélange des eaux marines et fluviatiles et délimite le schorre et la slikke. L'intrusion saline pénètre dans l'estuaire jusqu'à la confluence du Loukkos avec le Makhazine en période d'étiage. En hiver, ce front salé est repoussé en aval jusqu'à la darse.

3. Les courants atlantiques

Les courants atlantiques dominant dans la côte atlantique nord marocaine sont les courants profonds et froids de Canaries, qui forment la branche orientale du gyre subtropical atlantique, orientée dans le sens anticyclonique et longent les côtes marocaines jusqu'aux environs du Cap Blanc en été, et jusqu'aux côtes sénégalaises en hiver. (Cirac *et al.*, 1989 ; Moujane *et al.*, 2011). Ces courants ont une direction d'écoulement dirigée du Nord vers le Sud à côté des côtes, avec des vitesses qui varient de 0,1 à 0,5 m/s. Ils sont très irréguliers à cause de l'influence de la morphologie et de la géométrie des côtes (Cirac *et al.*, 1989). Les mesures faites au large de Larache montrent que les courants de canaries sont faibles avec une médiane comprise entre 20 et 50 cm/s, et une direction de NNW - SSE (LCHF, 1970, 1971 ; Charrouf, 1982).

Les courants de canaries sont froids (18°C en plein été) puisqu'ils proviennent de latitudes plus septentrionales et se nourrissent, en partie, des remontées d'eaux profondes « upwelling » qui se produisent au large des côtes marocaines. Ces derniers, constituent une caractéristique de la circulation océanique au niveau de la plateforme atlantique marocaine, ils sont dus à l'interaction des alizés et du courant des canaries. Leur vitesse maximale est de l'ordre de 0,1 cm/s (Boje & Tomczak, 1978). (fig.26)

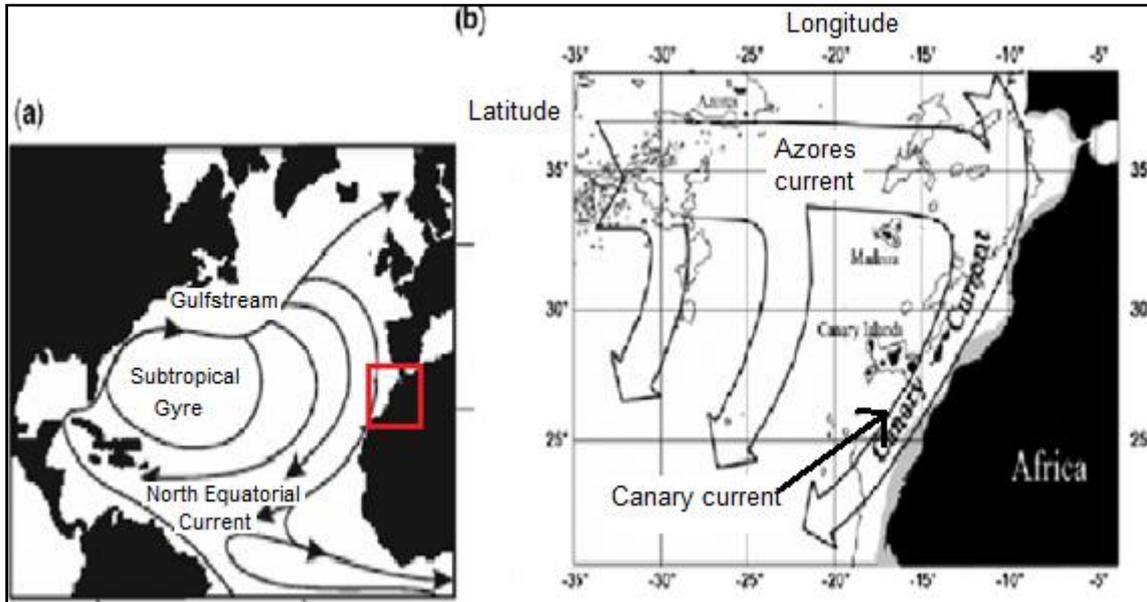


Figure 26 : Carte des courants atlantiques. a. Modèle de circulation du gyre subtropical de l'Atlantique. b. modèle de circulation le long de la branche du gyre subtropical atlantique. (Mhammdi *et al.*, 2014)

Conclusion

La zone du Loukkos s'insère dans un cadre à prédominance de formations plio-quadernaires et formations tendres des nappes de Hapt et du préif interne. Son évolution géomorphologique et morphosédimentaire est conditionnée par les principaux facteurs climatique, hydrographique et météo-marin (Vent, houle, marée et courants atlantiques). Le climat est de type méditerranéen à influence océanique, les vents dominants sont de direction WNW, les houles WNW et les marées sont de type semi-diurne à marnage d'environ 3m.

Chapitre 3 : Matériel et méthodes d'étude

Introduction

La recherche de tsunamis et paléotsunamis, que ce soit à travers les investigations dans les archives ou via les recherches in situ, est initiée grâce aux résultats de modélisation ; en effet, ceux-ci peuvent révéler des régions qui sont particulièrement bien réceptives aux arrivées de ces longues ondes, ce qui pousse alors à mener des recherches approfondies pour valider ces résultats de calcul et les modèles associés. La simulation du tsunami de 1755 ainsi que les récits historiques montrent bel et bien que la ville de Larache a été fortement touchée par cet événement catastrophique, le choix du Loukkos comme site d'étude vient en raison du potentiel de préservation élevé de ce type d'environnement.

Ainsi, un ensemble d'analyses, complémentaires les unes aux autres, a été utilisé pour identifier ces tsunamis dans les archives sédimentaires du Loukkos, à travers des méthodes de carottages, prospections géophysiques, analyses de cartes historiques et l'utilisation des indicateurs granulométrique, micropaléontologique et de susceptibilité magnétique. De plus, pour établir un cadre chronologique des événements de tsunamis passés, une datation par corrélation a été réalisée ; elle est basée sur les datations faites par Trakadas *et al.*, (2016) et Carmona & Ruiz (2009) dans la même zone d'étude. Pour finir, une étude complémentaire liée aux tempêtes hivernales récentes a été réalisée dans le but de distinguer les dépôts de tsunamis de ceux des tempêtes.

I. Campagnes de terrain

Deux campagnes ont été réalisées dans Oued Loukkos durant lesquelles nous avons fait une prospection géophysique tout au long du Loukkos et prélevé plusieurs carottes sédimentaires (Annexe I).

1. Prospection géophysique

Les sondeurs de sédiment du fond marin sont utilisés pour obtenir des informations sur la structure interne du lit de la rivière, ce qui peut indiquer des processus d'érosion et de dépôt sédimentaires qui se sont produits dans le passé. Plusieurs profils ont été enregistrés à l'aide de l'échosondeur Knudsen 320M utilisé dans les eaux peu profondes, lors de la mission géophysique de 2015, qui a duré 2 jours et qui rentre dans le cadre du projet multidisciplinaire Oued Loukkos Survey OLS (Trakadas *et al.*, 2016) (fig.27, 28). La lecture des profils de

l'échosondeur va permettre d'identifier les faciès acoustiques et les calibrer par la suite avec les carottes sédimentaires pour mieux les décrire.



Figure 27 : Délimitation de la zone de prospection géophysique (en jaune)



Figure 28 : Photos de la mission de prospection géophysique dans le Loukkos dans le cadre du projet OLS

2. Missions de carottage

Une première campagne de 9 jours a été menée en 2004 dans le Loukkos (Aloussi 2009). Dans ce cadre, vingt carottes nommées CARLA (C) ont été prélevées à l'aide d'un vibro carottier à piston et percussion et ce à de différentes parties de l'oued (amont, aval, slikke et schorre) (fig.29). Le carottier utilisé est celui de l'Université de Bordeaux, il est de type vibro carottage à piston et percussion (Fig.29).

Une deuxième campagne de 3 jours a été réalisée en 2015 dans la même zone d'étude, dans le cadre du projet multidisciplinaire Oued Loukkos Survey OLS (Trakadas *et al.*, 2016) et durant laquelle six nouvelles carottes nommées LOUK (L) ont été extraites à l'aide du carottier à piston Eijkelkamp, d'une moyenne de 50 cm chacune, en plus d'une coupe verticale à marée basse (fig.30,31). Les carottes prélevées sont gardées dans des tubes PVC découpés à l'avance en 2. Leurs positions géographiques sont enregistrées à l'aide du GPS portatif Garmin.



Figure 29 : photos du vibrocarottier de l'Université de Bordeaux et vue panoramique de l'emplacement des carottes CARLA dans le cadre du projet CARLA (Aloussi 2008)



Figure 30 : Localisation des carottes LOUK de la 2^e campagne OLS

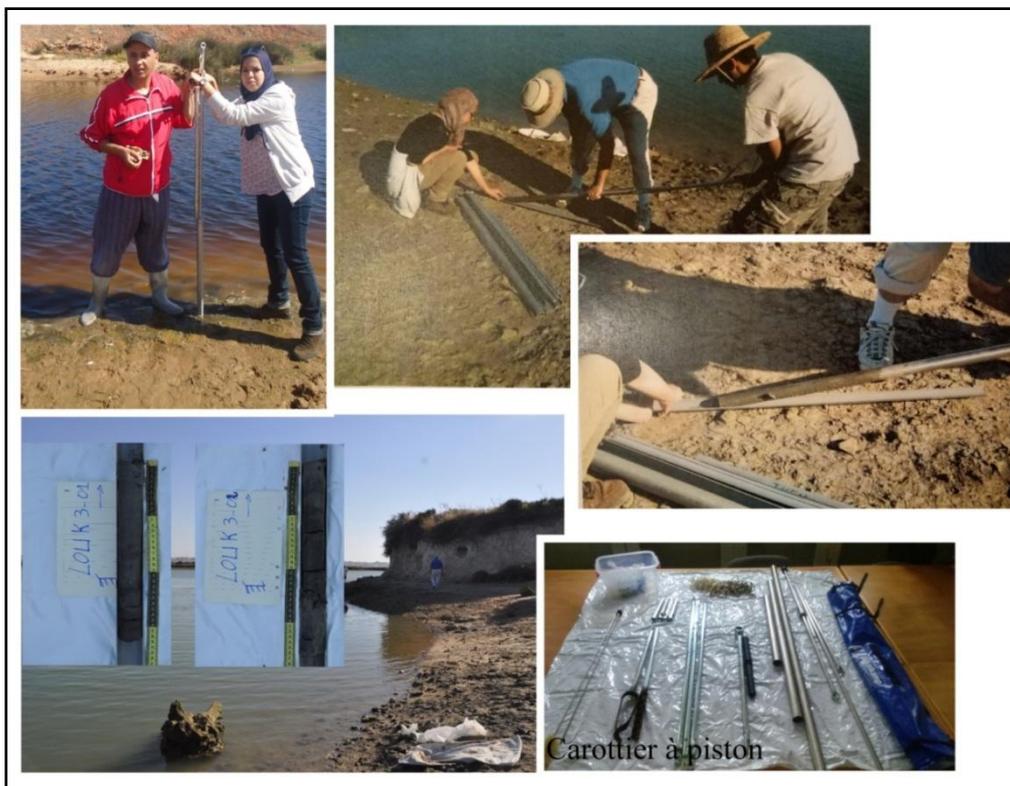


Figure 31 : Carottier à piston utilisé lors de la deuxième campagne OLS

Ainsi, les deux missions nous ont permis d'extraire plusieurs carottes sédimentaires qui vont servir à mieux décrire le caractère sédimentaire du Loukkos, identifier le maximum d'événements extrêmes ayant touché la région d'étude et limiter ainsi, les zones côtières à risque (fig.32). Un point très important à signaler c'est qu'au cours du carottage, il est nécessaire de préserver l'échantillon carotté de tout type d'altération, pour éviter la modification des paramètres physico-chimiques initiaux.

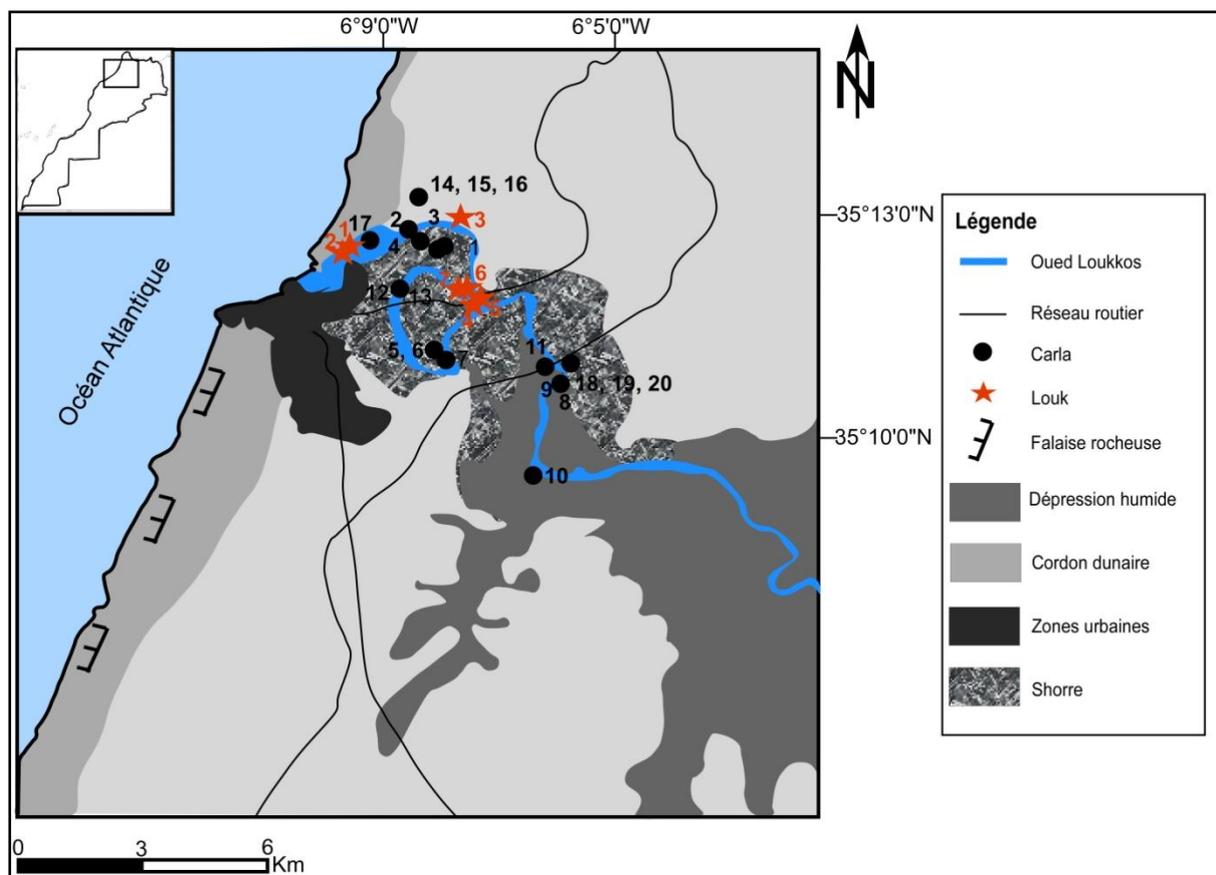


Figure 32 : Localisation des carottes « Carla, Louk » prélevées lors des deux missions

II. Traitement des données au laboratoire

Les carottes sédimentaires sont coupées en deux dans la longueur : une moitié utilisée pour l'analyse, l'autre est conservée pour archive, étiquetées, emballées dans un film plastique et protégées dans un tube en plastique. (Fig. 33)

Plusieurs analyses ont été réalisées dans de différents laboratoires à savoir, le laboratoire du département de Physique du Globe de l'Institut Scientifique de Rabat, le laboratoire de Géologie et d'Océanographie de l'Université de Bordeaux en France, le laboratoire des Processus et Bilans des Domaines Sédimentaires de l'Université de Lille1, le laboratoire du département des sciences de la terre de la Faculté des Sciences et Technologies Nova de Lisbonne et la faculté des sciences de Lisbonne.

Les analyses consistent, dans un premier temps, en une description rapide et précise des carottes. Lors de cette description, il est important de tenir compte de la couleur du sédiment, des variations granulométriques, du degré d'oxydation, des bioturbations (terriers, empreintes, animaux ou végétaux...), des structures rencontrées ou encore de leur absence et d'autres singularités qui seront ensuite tous reportés sur des logs sur ordinateur à l'aide du logiciel Canvas (fig.33)



Figure 33 : Sciage et description des carottes

1. Analyse granulométrique

Deux types d'analyse granulométrique ont été réalisés ; la granulométrie par tamisage, et la granulométrie par diffraction laser. (fig.34).

La granulométrie par tamisage consiste à introduire le sédiment dans le tamis supérieur d'une colonne de tamisage. L'ouverture des mailles des tamis est d'ordre croissant du bas vers le haut de la colonne avec des mailles comprises entre 63 et 2000 μ m. L'agitation de la colonne de tamisage favorise le déplacement des grains vers le bas jusqu'à ce que le sédiment soit piégé dans le tamis, dont l'ouverture des mailles est inférieure à la taille nominale des particules. Le poids des refus de tamis a été inséré par la suite dans le logiciel open source GRADISTAT pour en retirer les courbes cumulatives (Rivière, 1977) permettant le calcul des indices granulométriques (le classement, la médiane et l'asymétrie) (Folk & Ward, 1957 ; Rivière 1977 et Chamley, 1987). (Annexe II et III).

Quant à la granulométrie par diffraction laser, elle fournit des résultats d'une grande résolution en quelques secondes, et les données sauvegardées numériquement sont accessibles pour le tracé des courbes. L'appareil utilisé pour cette étude est le Malvern Mastersize qui consiste en la diffraction et la diffusion d'un faisceau laser monochrome sur des particules, préalablement mises en suspension suffisamment longue, pour empêcher la présence d'agrégats.

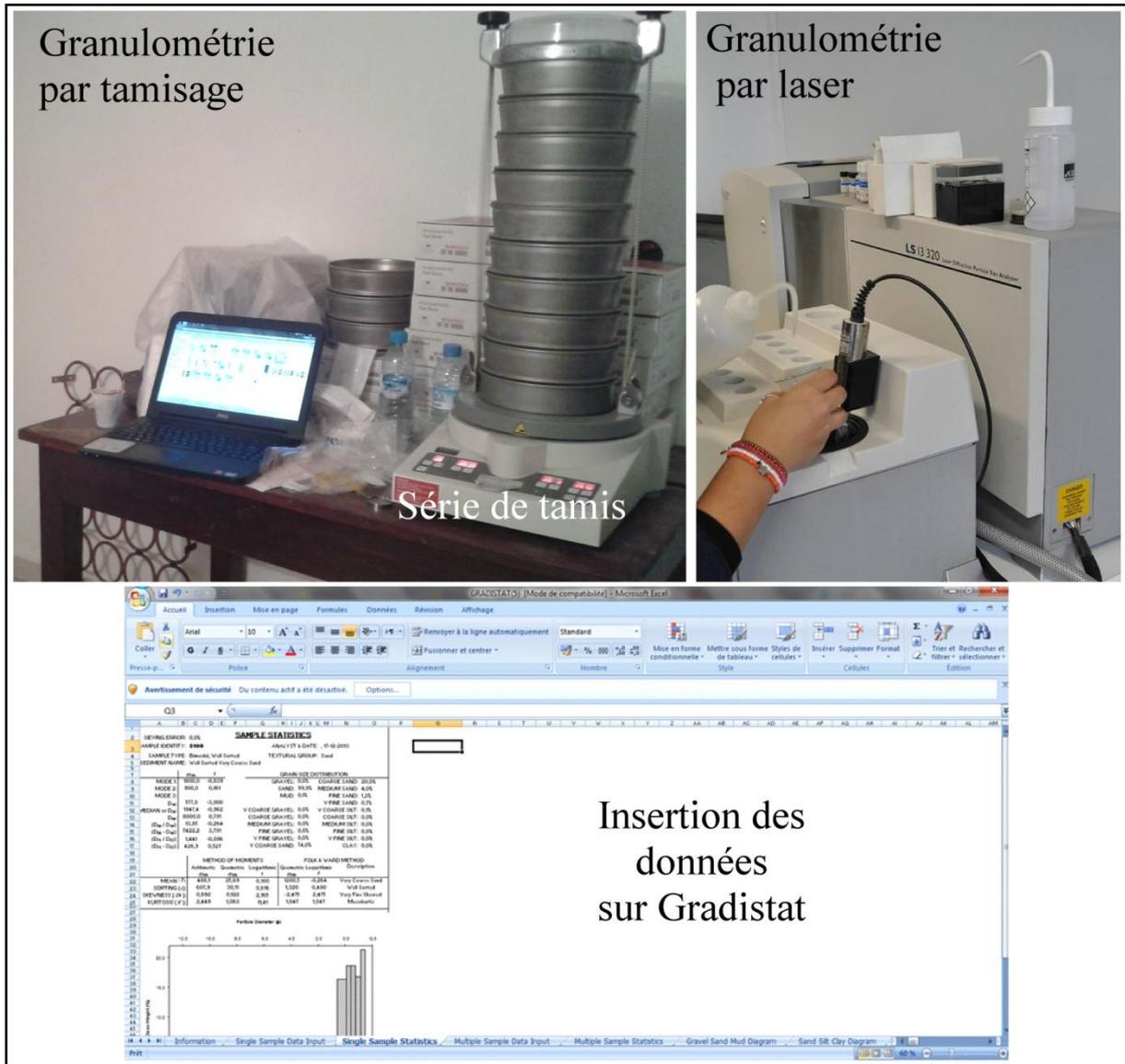


Figure 34 : Analyse granulométrique

Les résultats des deux analyses ont été fusionnés par la suite pour obtenir des informations précises concernant les indices granulométriques ce qui permettra de déterminer l'hydrodynamisme du transport et dépôt du sédiment.

Les résultats des analyses granulométriques ont été interprétés à l'aide du diagramme CM Passega (1957, 1964) et du Diagramme logarithmique bivariable de la moyenne par rapport au tri, pour en déterminer les mécanismes de transport et dépôt de ces sédiments par

la suite, une observation des refus de tamis à la loupe binoculaire a été réalisée pour étudier le type et la forme des grains.

2. Analyse des carbonates

Cette analyse a pour but de déterminer la teneur en carbonates des échantillons prélevés dans de différents niveaux des carottes et connaître ainsi, l'origine des sédiments (terrigenes ou biologiques).

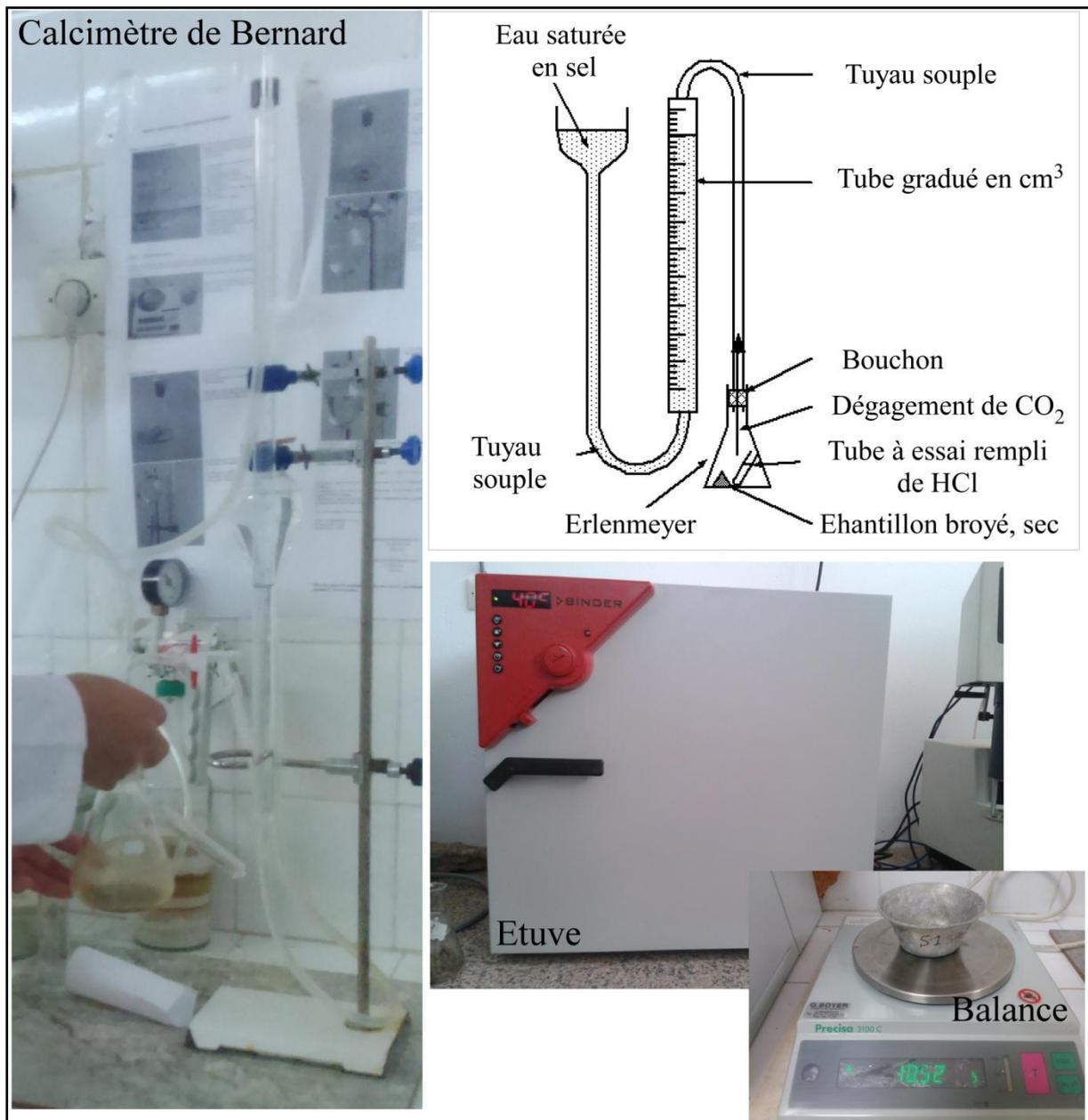


Figure 35 : Analyse des carbonates

L'appareil utilisé est le calcimètre de Bernard, qui consiste à mesurer le volume de CO₂ dégagé dans un tube gradué après séchage à l'étuve et attaque du sédiment par l'acide chlorhydrique HCl (dilué à 10%) (fig.35). Ainsi, en se basant sur la formule ci-dessous, on peut passer facilement du volume de CO₂ au pourcentage de CaCO₃.

$$\% \text{ CaCO}_3 = [(V2-V1) * 100 / \text{coef}] / m$$

V1 : volume initial, V2 : volume final, coef : 22400, m : masse de l'échantillon.

3. Analyse paléontologique

L'étude des fossiles a pour but de connaître les environnements successifs qui ont régné au cours de la sédimentation en termes d'hydrologie et de communication avec le milieu marin (interface eaux douces/salées). Les bioclastes étudiés dans cette thèse correspondent principalement à des bivalves et des foraminifères. (fig.36).

La collecte des bivalves s'est faite manuellement puisque ces derniers sont macroscopiques, quant aux foraminifères, ils ont été extraits à la manière suivante : les sédiments prélevés ont été mis dans un bécher avec l'eau mélangée à quelques gouttes de l'eau oxygénée H₂O₂, laissés décanter pendant une heure afin de détruire la matière organique, lavés par la suite dans un tamis à maille 63 µm. Le refus du tamis a été séché dans une étuve à 40°C, tamisé à sec dans 3 tamis (250µm, 125µm et 63µm). Le refus du tamis à maille 125µm a été observé par loupe binoculaire dans le but de collecter les foraminifères et les étudier par la suite. 2g de chaque échantillon ont été observés à maintes reprises pour en extraire les foraminifères présents et étudier leurs assemblages.



Figure 36 : Analyse paléontologique

La détermination s'effectue en comparant les individus à ceux décrits dans des ouvrages de référence. Les individus de chaque espèce sont comptés afin d'établir des fréquences, des pourcentages et des courbes qui, en considérant la signification paléoécologiques de chacune d'entre elles, permettront une interprétation paléo-environnementale.

4. Susceptibilité magnétique

La susceptibilité magnétique constitue un bon indicateur de tsunamis induisant des dépôts dans les côtes et spécialement dans les estuaires. Cette méthode est utilisée en sciences

de l'environnement, en paléoclimatologie et en stratigraphie pour surveiller les changements qualitatifs et quantitatifs du contenu des minéraux magnétiques dans les matériaux environnementaux, les sols et les roches (Le Borgne, 1955 ; Maher & Thompson, 1999 ; Evans & Heller, 2003 ; Font *et al.*, 2010 ; Riquier *et al.*, 2010 ; Bogalo *et al.*, 2017 ; Judd *et al.*, 2017). Les variations de la susceptibilité magnétique SM dans le sédiment traduisent les proportions de carbonates, d'argiles et d'oxydes magnétiques et reflètent les variations paléoenvironnementaux d'une région donnée (Grabowski *et al.*, 2013 ; Ghilardi *et al.*, 2017)

La mesure a été faite dans le laboratoire de l'Institut Dom Luis de l'Université de Lisbonne, par l'appareil MFK1 kappabridge (AGICO), sur des échantillons préalablement collectés des carottes et mis dans des cubes en plastiques 2•2•2, la normalisation s'est faite par la masse de l'échantillon (exprimée en m³/kg) (Annexe IV).

III. Cadre chronologique

Les dépôts de tsunami sont très difficiles à dater directement au radiocarbone car ils se composent de stocks coquilliers fossiles remobilisés. Cependant nous avons utilisé les datations des coquilles appartenant à la Terrasse de Bou Hanani situé au sud du Loukkos (Trakadas *et al.*, 2016, Carmona & Ruiz 2009) et des carottes situées tout près de Carla (Carmona & Ruiz 2009) pour établir par corrélation un cadre chronologique des différents tsunamis cités par Kaabouben (2009) et rencontrés dans nos carottes sédimentaires (fig.36). Il est à noter qu'une datation précise est toujours en cours.

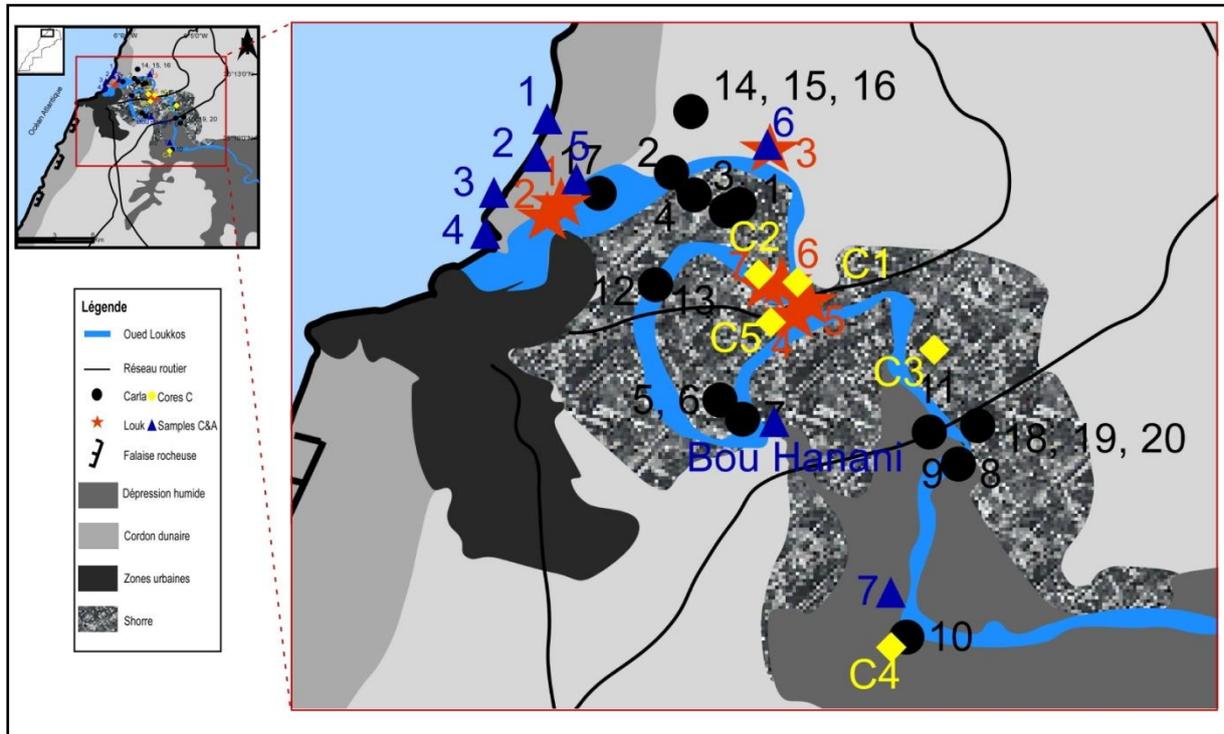


Figure 37 : Localisation des échantillons datés de Trakadas et al., (2015) et Carmona & Ruiz (2009) par rapport à Carla et Louk

Les datations radiométriques ont été réalisées par Beta Analytic Laboratory où les âges ont été reportés comme suit RCYBP (années de radiocarbone avant l'actuel). La référence moderne standard était de 95% de l'activité du C14 et a été calculée par le Libby C14 demi vie (5568 ans). Les rapports C13/C12 (delta C13) ont été calculés par rapport à la norme PDB-1. L'âge conventionnel de radiocarbone représente l'âge radiocarbone corrigé par le fractionnement isotopique, calculé à l'aide du delta C13.

IV. Etude des cartes historiques

Les tsunamis sont des événements extrêmes de haute énergie qui causent des changements morphologiques brusques dans la zone affectée. En effet, la description et l'étude des observations historiques collectées auprès des archives, des centres de documentation et des bibliothèques permettent d'avoir des informations primaires quant aux propriétés physiques des tsunamis mais aussi des impacts environnementaux et dégâts humains et matériels de ces événements.

Pour ce faire, plusieurs cartes historiques (ex : 1610, 1668, 1760-1765 et 1774) ont été étudiées pour en extraire les changements géomorphologiques majeurs qu'a subis la région suite au tsunami de 1755, les références utilisées ont été tirées de Gasco (2001) et de Chahboune (2014), ce sont des croquis dessinés à la main par Joao Mateo Benedetti, Diego Noble et d'autres inconnus et qui reflètent l'état du Loukkos avant et après 1755, accompagnés de descriptions historiques tirées de certains ouvrages et qui reflètent l'impact du tsunami de 1755 sur la côte de Larache.

Conclusion

Ainsi, plusieurs proxies ont été appliquées pour caractériser les sédiments de tsunamis présents dans les carottes étudiées, et mettre en relief l'impact des tsunamis sur la morphologie des zones touchées. Ces analyses géophysiques et sédimentologiques combinées à l'étude des cartes historiques constituent entre elles une approche multidisciplinaire dédiée à l'identification des événements extrêmes dans le Loukkos et qui sont déjà répertoriés dans les catalogues de tsunamis au Maroc.

Chapitre 4 : Résultats

Introduction

Les différentes analyses réalisées nous ont permis de (i) identifier les dépôts de certains tsunamis majeurs, répertoriés ou non dans les catalogues marocains de tsunamis et ayant touché la région de Larache et de (ii) mettre en relief certains critères de distinction des dépôts de tsunamis de ceux des tempêtes.

I. Description des caractéristiques et composition des sédiments issus des carottes

1. Granulométrie

L'analyse granulométrique verticale de l'ensemble des carottes issues des deux campagnes Carla et Louk a permis l'identification des faciès sédimentaires suivants (tab.9).

Tableau 9: faciès sédimentaires identifiés dans les carottes

Type du faciès	Description	Faciès
Faciès argilo-silteux	De couleur grise ou vert olive, il est présent le plus souvent au sommet des carottes et peut contenir des restes de végétaux, des coquilles et de la matière organique. On note aussi la présence de certaines figures sédimentaires et traces d'oxydation.	
Faciès sableux	Allant du fin au grossier, il est coloré en beige et ses nuances et contient de la matière organique ainsi que des coquilles.	
Tidalites	ce sont des alternances d'argile et ou silt avec du sable argileux ou fin indiquant un milieu agité sous l'effet de marée.	

Matière organique De couleur noire et représentée en des niveaux pouvant atteindre les 2cm. Elle indique un milieu confiné.



Dépôts bioclastiques Rencontrés dans de différents endroits des carottes, mais peuvent être organisés en des niveaux coquilliers.



Ces faciès constituent une séquence typique caractéristique de l'estuaire du Loukkos avec à la base, du sable moyen à grossier souvent coquillier, expliqué par l'action marine à forte énergie, au-dessus, des tidalites marquées par l'alternance de lamines vaseuses, sableuses ou vaso-sableuses et qui indiquent un milieu estuarien soumis aux courants de marée. Le sommet des carottes correspond à un système confiné argilo-silteux marquant la dominance de l'effet fluvial. Cependant, mis à part les bancs sableux marquant la base des carottes, la description nous a permis d'identifier d'autres couches de sable grossier à coquilles intercalées dans les unités argileuses (fig.38).

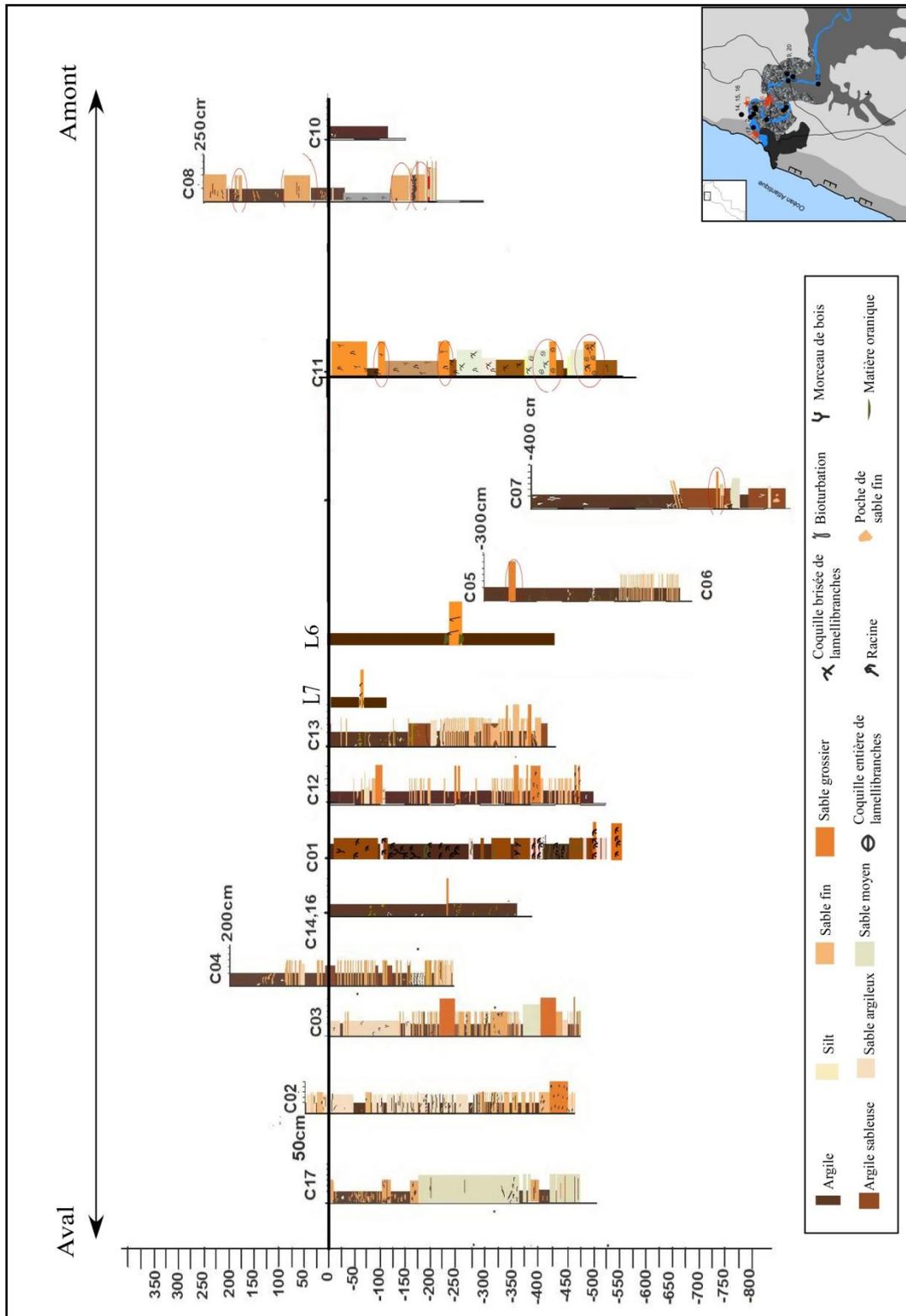


Figure 38: Description des carottes étudiées (Carla et Louk)

Ci-après, un descriptif détaillé de quelques-unes des carottes qui ont suscité notre intérêt.

Carla 2

Carla 2 a été prélevée dans la partie slikke sur la rive droite du Loukkos, elle est d'une longueur de 4,5 m. Les sédiments sont en vert olive sur toute la carotte. C'est une alternance de niveaux sableux interrompus par des passés argilo silteuses. La séquence est grandécroissante et constituée de trois unités citées du bas vers le haut comme suit : (1) un sable grossier à coquilles (439-408 cm) pouvant caractériser un événement paroxysmal à forte énergie (fig.39 en rouge), (2) des tidalites à sable fin (408-250 cm) déposées sous l'action des marées, des tidalites à sable argileux riche en matière organique et contiennent des fragments de coquilles et (3) une fraction argilo-silteuse (250-0 cm) à morceaux de bois, poche de sable, matière organique et coquilles parfois entières, qui indique une dominance de l'action fluviale.

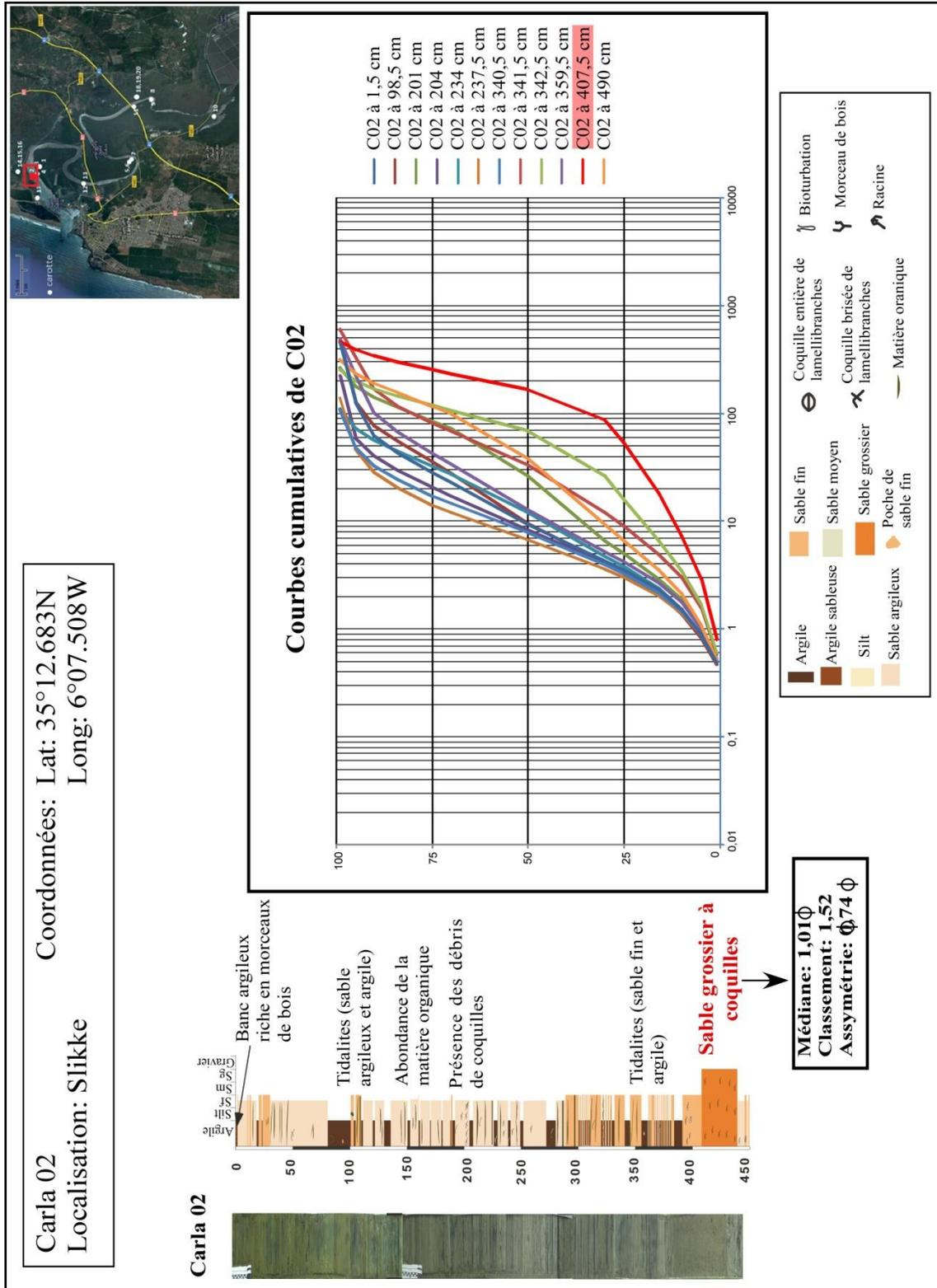


Figure 39: Description de Carla 2

Carla 5, 6 et 7

Prélevées dans le schorre sur la rive gauche du Loukkos. Carla 5-6 fait 375 cm de longueur. A La base on retrouve de la vase et sable fin qui témoigne un milieu tidal soumis à l'action des marées, Au dessus une série argilo-silteuse, caractérisée par l'abondance de la matière organique et la présence d'un niveau coquillier de lamellibranches brisées qui peut indiquer une augmentation locale de l'énergie du milieu. Ce faciès est surmonté d'un banc de sable grossier attestant d'une énergie forte et au sommet on retrouve de l'argile consolidée. Carla 7 comprend à la base une alternance d'argile sableuse, silteuse et argile avec une intrusion de sable grossier vers 350 cm de profondeur, et vers le sommet de l'argile à morceaux de bois et matière organique. (fig. 40)

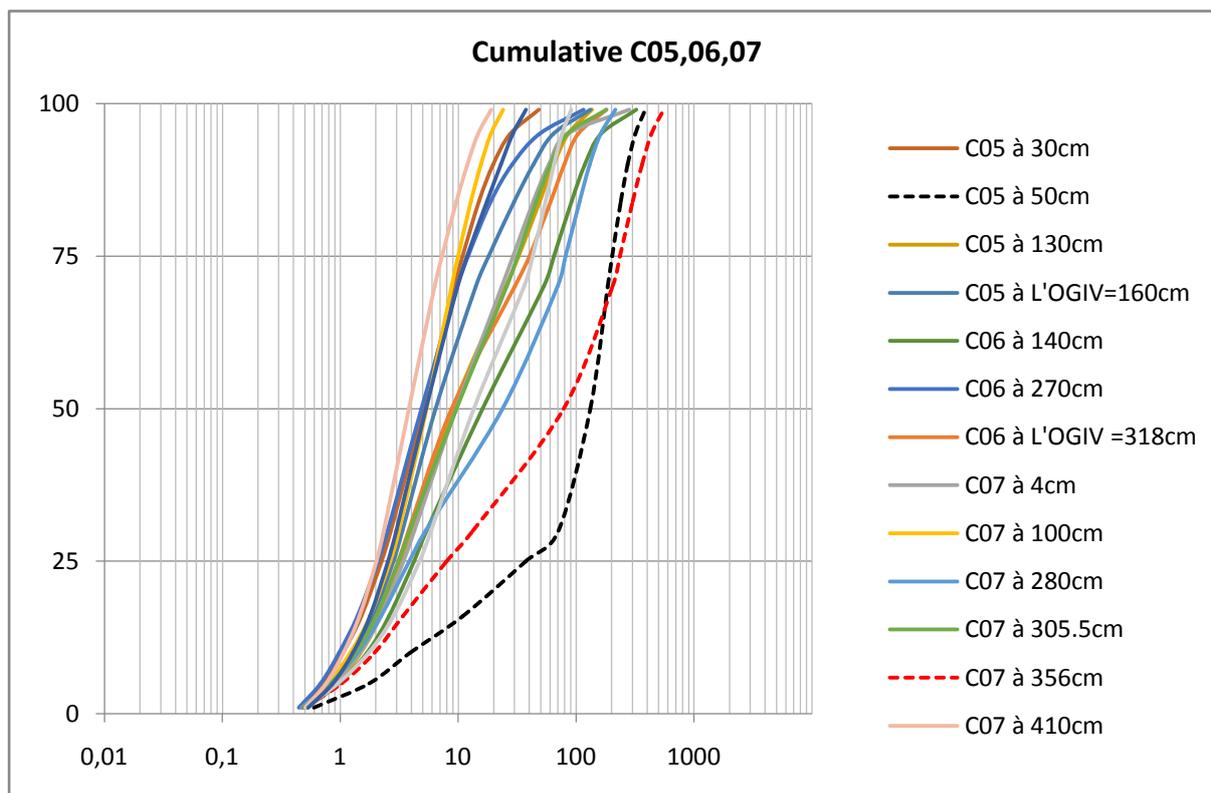


Figure 40: Courbes cumulatives de C05, C06 et C07

Carla 11

Carla 11 a été prélevée au niveau de la berge sur la rive gauche du Loukkos, elle est d'une longueur de 523 cm. Les sédiments vaseux sont gris ou verts quant à ceux du sable ils sont beiges. De la base au sommet, on reconnaît de la vase sableuse à matière organique,

débris de coquilles et traces de végétaux, un banc de sable grossier coquillier caractérisant un événement paroxysmal à haute énergie ensuite du sable fin et de la vase qui indiquent un milieu de balancement de la marée avec intrusion de couches à sable grossier à coquilles partout dans la carotte (fig.41, 42).

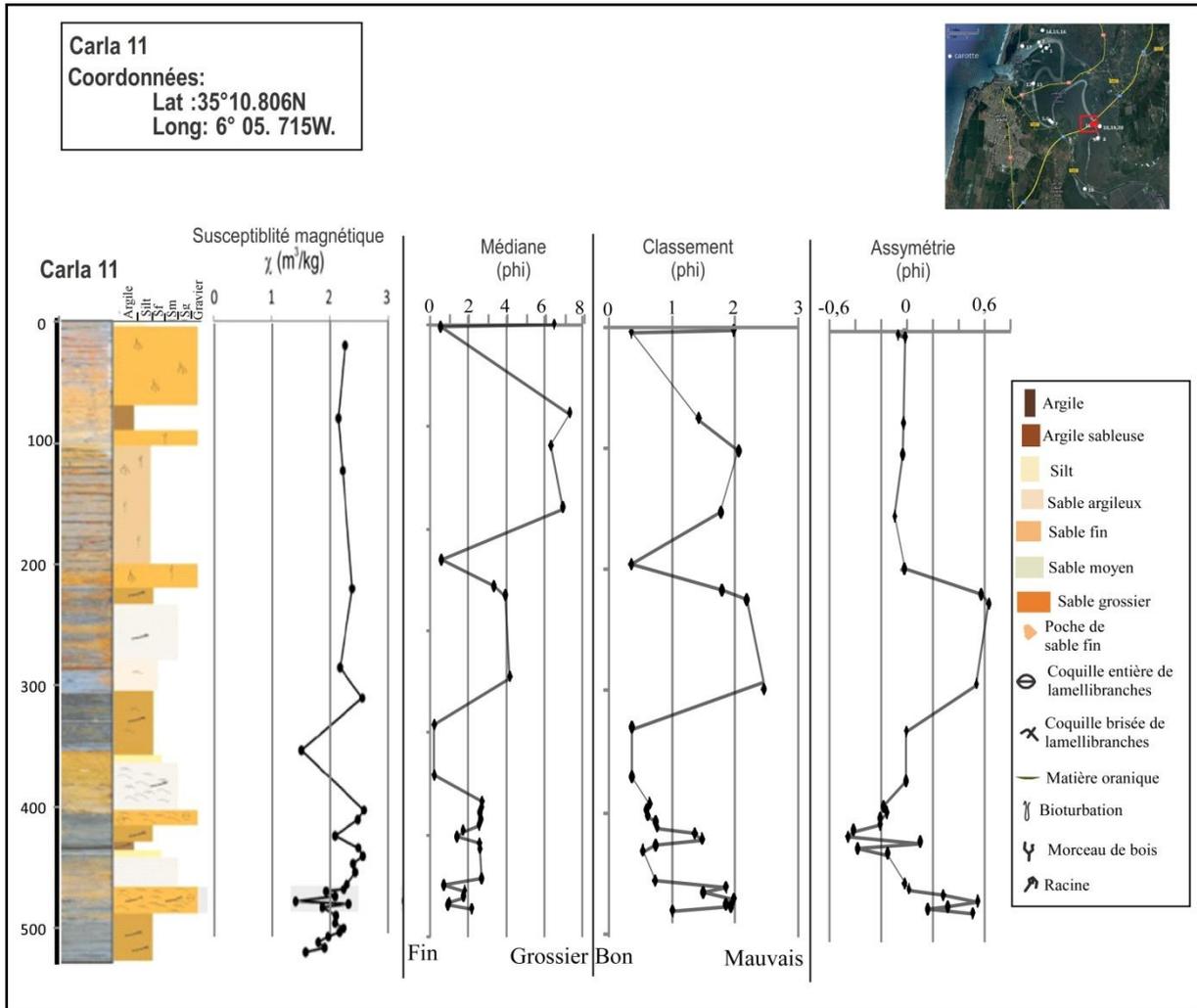


Figure 41 : Description de Carla 11 (Susceptibilité magnétique, médiane, classement et asymétrie)

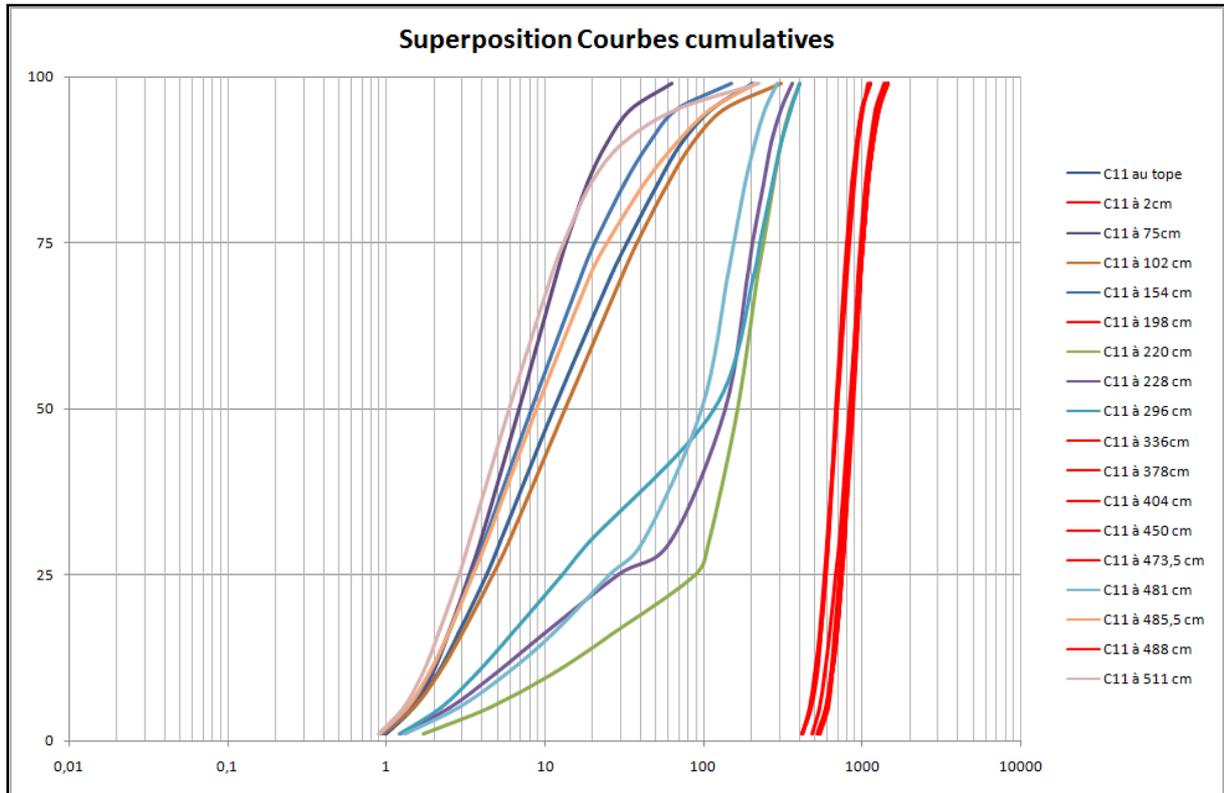


Figure 42: Courbes cumulatives de Carla 11

Le diagramme de Passega CM (1975,1964) est une autre méthode de présentation des résultats obtenus à partir d'analyses granulométriques, où C est le premier percentile et M la médiane. Les paramètres des valeurs sont extrapolés à partir des courbes cumulatives calculées pour la construction des diagrammes CM et ce afin de corrélérer les données de granulométrie avec le transport et d'obtenir les conditions hydrauliques dans lesquelles les sédiments ont été déposés. Ce diagramme montre que les niveaux grossiers se situent dans la zone à roulement, indiquant ainsi, la dynamique turbulente du transport et dépôt (fig. 43 a), le graphe logarithmique bivariable de la moyenne par rapport au classement vient en appui et montre que les sédiments grossiers se trouvent dans la zone à forte énergie. (fig. 43 b)

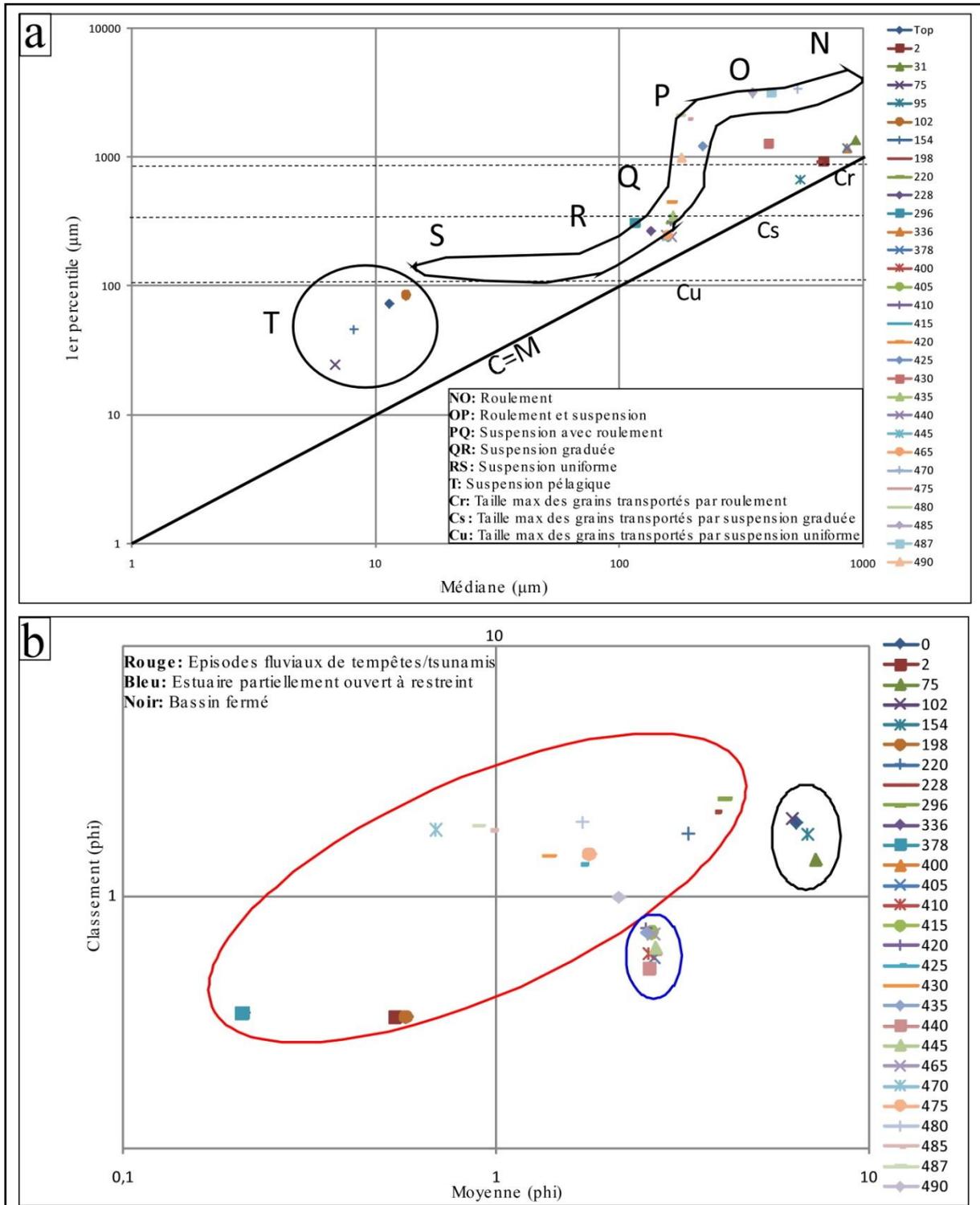


Figure 43: Description de C11 a. diagramme de passega C-M, b. diagramme logarithmique bivariable de la moyenne (phi) par rapport au classement (phi)

Carla 12

Carla 12 a été prélevée dans la partie slikke du Loukkos, elle est d'une longueur de 525 cm. Les sédiments vaseux sont gris ou vert gris. De la base au sommet, on rencontre du sable grossier indiquant un milieu agité à forte action marine, des tidalites de sable fin et de vase qui marquent les milieux de balancement de marée et au sommet un faciès argilo-silteux qui désigne les milieux confinés. (fig. 44)

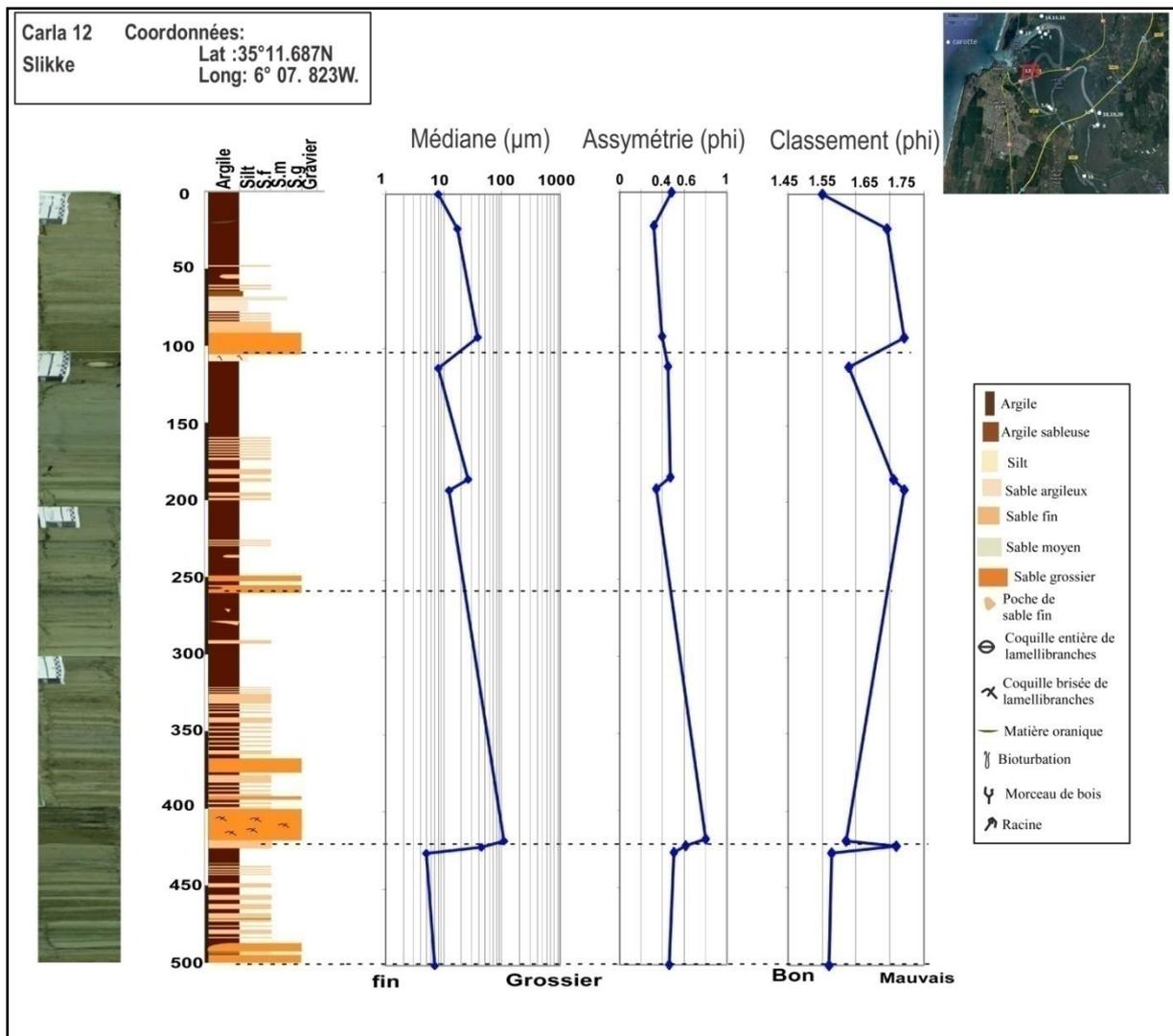


Figure 44: Description sédimentaire de Carla 12

En général, les niveaux sableux montrent une forte asymétrie vers les petites tailles et un classement faible indiquant ainsi, un mauvais tri des sédiments lors du transport et dépôt.

2. Morphoscopie

Les sédiments des carottes montrent des formes subarrondies à arrondies marquant ainsi, un transport fluvial qui s'effectue en un temps long, cependant, les dépôts de tsunami comprennent un grand pourcentage de grains de quartz subangulaires à subarrondis probablement dérivés du sable de la plage mais aussi fournis par la rivière à partir des formations gréseuses cénozoïques avoisinantes. De près, ces quartzs présentent des traces fraîches de chocs de très haute énergie comme des macrocupules, des figures d'écrasement, des fissures ou des cassures fraîches ; celles-ci, acquises récemment, sont dues à la collision des grains dans un écoulement turbulent durant leur transport. (fig. 45)

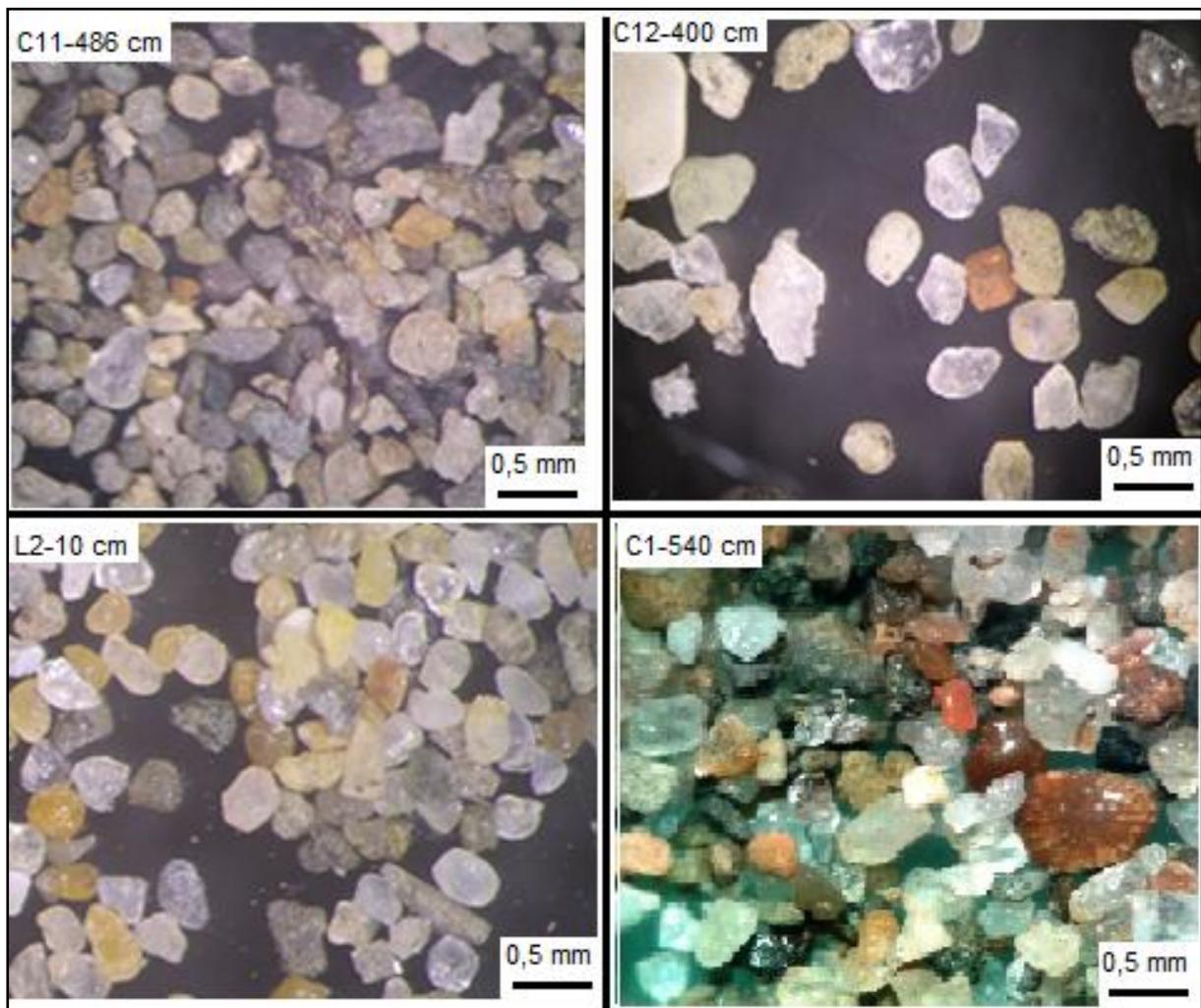


Figure 45: Observation des constituants des niveaux sableux sous la loupe binoculaire

3. Paléontologie

Cette étude nous a permis d'identifier les bioclastes, bivalves et foraminifères, présents dans les niveaux sableux.

Les coquilles entières ou brisées de bivalves les plus dominantes sont *Cerastoderma glaucum* (Bruguière, 1789), *Cerastoderma edule* (Linnaeus, 1758) et *Scrobicularia plana* (Costa 1778) (fig.46.b), ce sont des coquilles marines de taille comprise entre 0,5 cm et 2 cm et se retrouvent soit dispersées au niveau du sable grossier ou rassemblées pour former des niveaux à coquilles, ce qui indique l'action d'événements à forte énergie. Les niveaux coquilliers sont visibles dans les carottes et en surface (fig.46 a,c).

Les foraminifères présents dans les échantillons sont de faibles quantités, ils caractérisent les environnements marins et hyposalins (Schiebel & Hemleben 2005, Koster & Reicherter 2014). Le bas et le haut des couches sableuses indiquent un environnement hyposalin, ils sont caractérisés par la présence de l'espèce *Ammonia beccari* fraîche et conservée, associé à des foraminifères planctoniques recristallisés, brisés avec quelques espèces fraîches. Les espèces *Ammonia beccari* et *Haynesina germanica* sont caractéristiques de l'environnement hyposalin et leur présence est donc liée à une origine fluviale, tandis que les espèces planctoniques reminéralisées et brisées comme *Globgerina* sont érodées et remaniés des terrains avoisinants.

Les dépôts sableux se composent principalement d'un mélange d'espèces benthiques et planctoniques, marines et hyposalines d'âges différents (Oligocène, Miocène, Pléistocène, Holocène, Néogène) (fig.47). Ce mélange pourrait être expliqué par le remaniement sédimentaire provoqué par les vagues de forte énergie. On remarque une augmentation de l'abondance des espèces marines, les espèces brisées et remaniées témoignent de l'action de la vague à haute énergie (fig. 48).

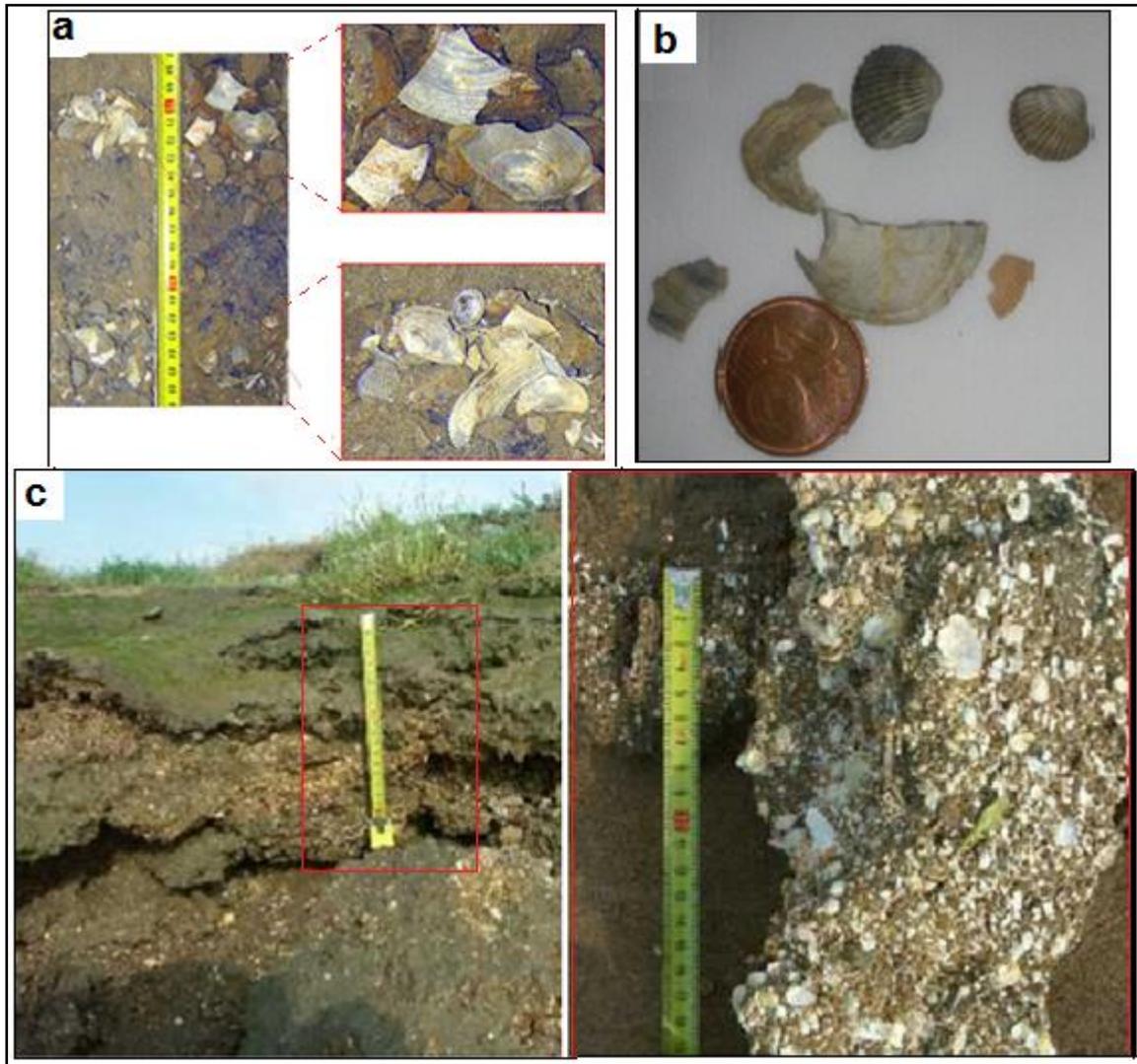


Figure 46: Bivalves présents dans les niveaux sableux des carottes étudiées et en surface

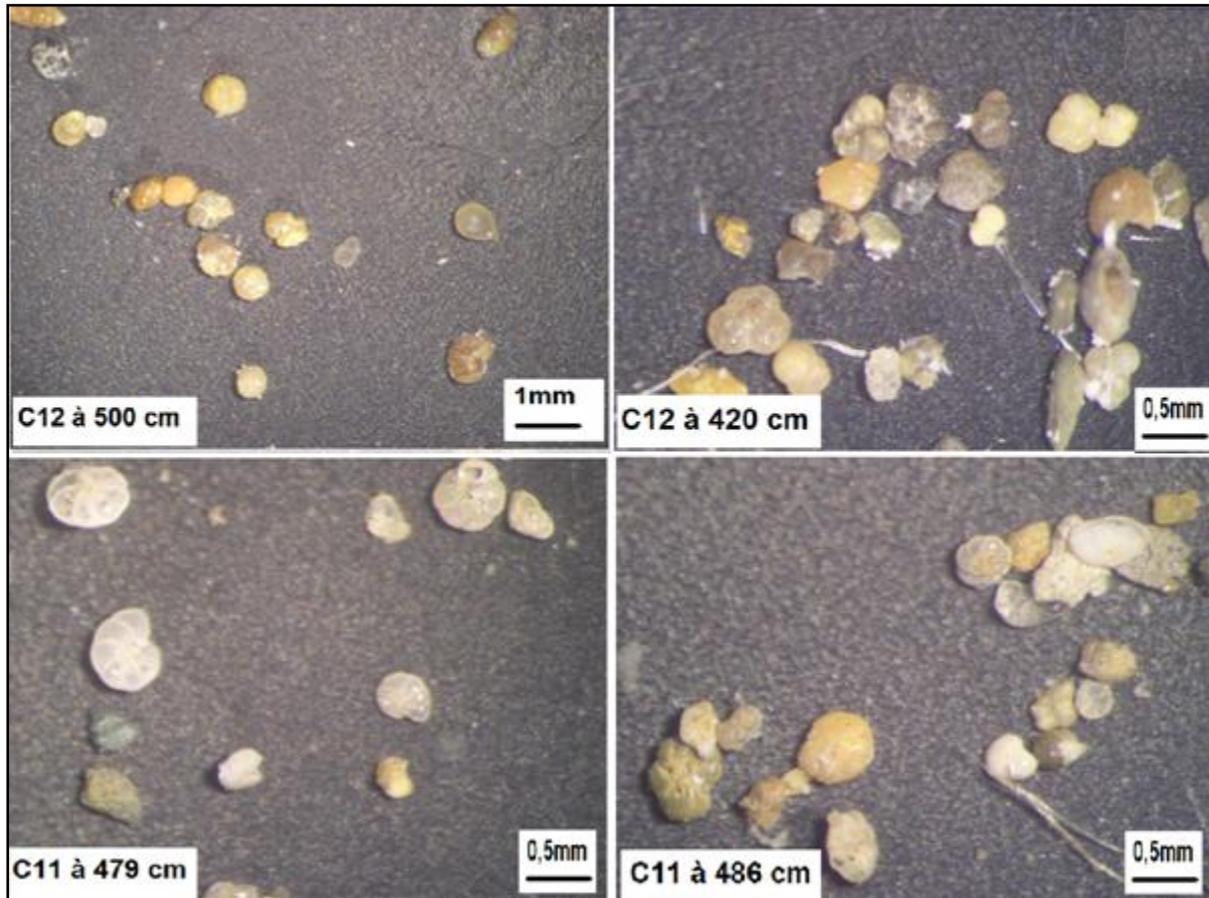


Figure 47: Identification des foraminifères présents dans Carla 11 et 12 sous la loupe binoculaire

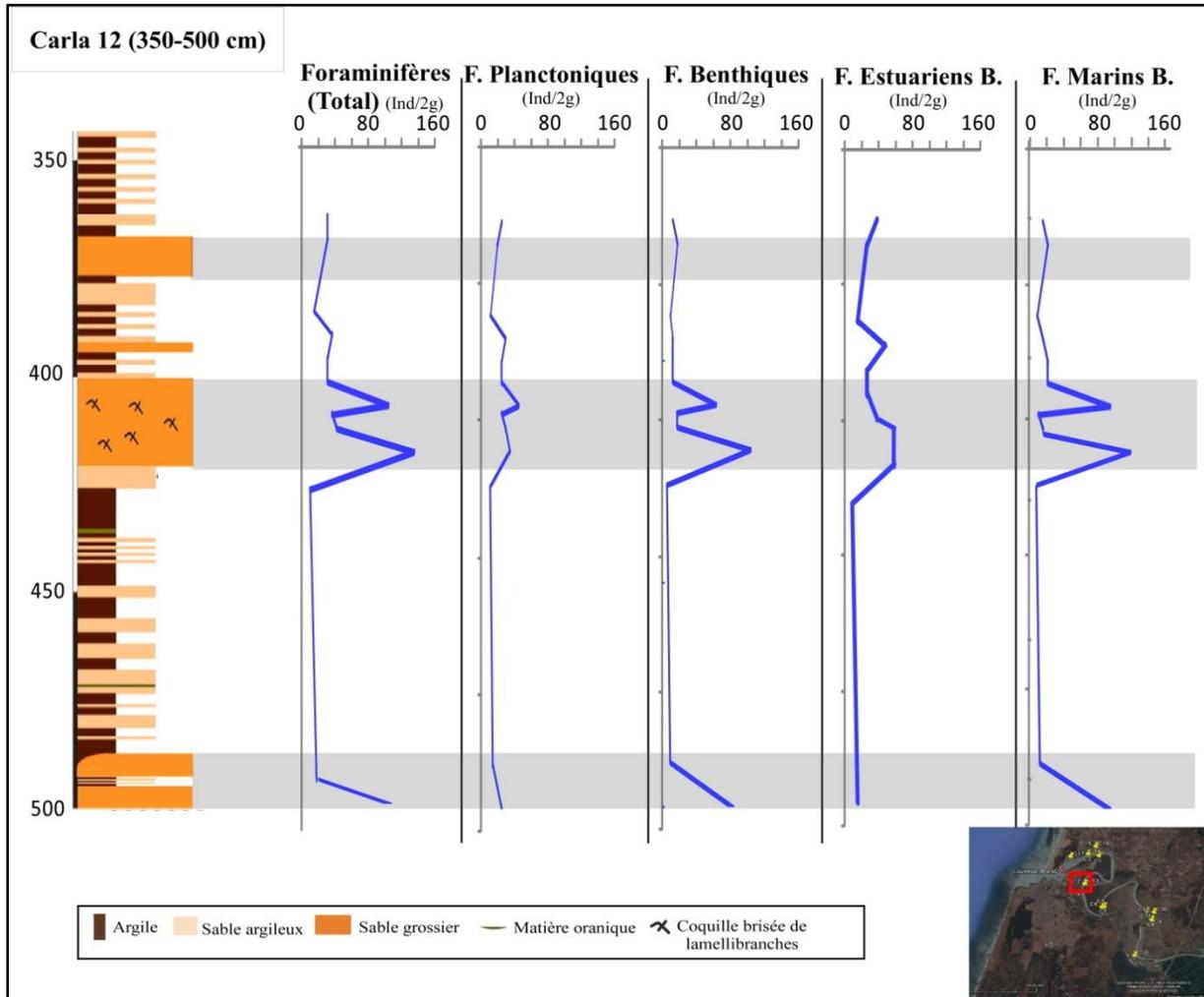


Figure 48: Abondance et assemblage des foraminifères présent dans Carla 12 entre 350 et 500 cm

Au niveau de Carla 11, 6 échantillons ont été prélevés du dépôt de tsunami (fig. 49) (voir plus tard Mhammdi *et al.*, 2015), leur analyse nous a permis de quantifier le nombre total des foraminifères (benthiques et planctoniques) présents dans chaque 2g (tab.10).

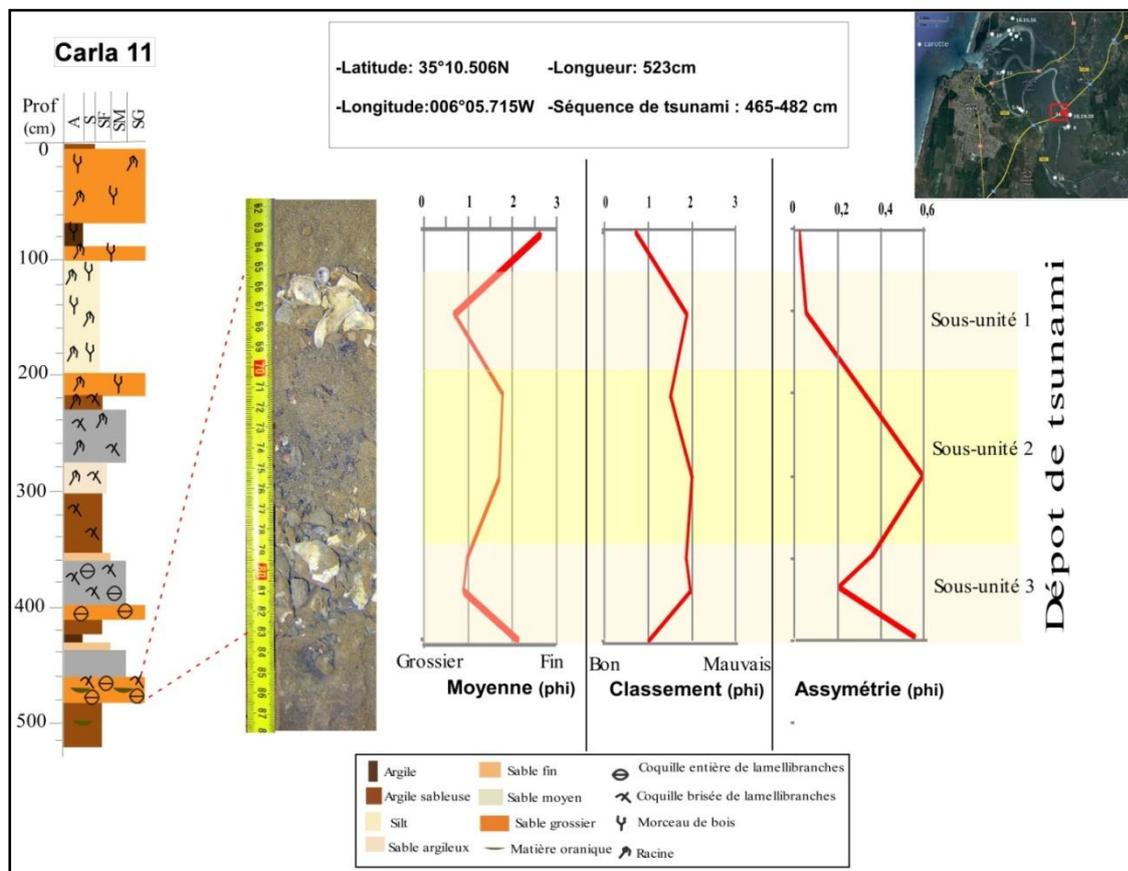


Figure 49 : Description de la séquence tsunamigénique de Carla 11

Tableau 10 : Foraminifères présents dans les échantillons du dépôt tsunamigénique de Carla 11.

Echantillon		Foraminifères
Post-tsunami	S6 : 463 cm	30 forams : <i>Ammonia beccarii</i> , <i>Globigerina Ciproensis</i> , <i>Globorotalia ugleri</i> , <i>Elphidium crispum</i> , <i>Lenticulina sp</i> , <i>Haynesina germanica</i>
Dépôt de tsunami	Sous unité 3 : S5 : 466 cm	50 forams : <i>Ammonia beccarii</i> , <i>Globigerina Ciproensis</i> , <i>Globorotalia ugleri</i> , <i>Lenticulina sp</i> , <i>Globigerinoides subquadratus</i> , <i>Haynesina germanica</i> , <i>Haplophragmoides pettersi</i> , <i>Textularia truncata</i> , <i>Uvigerina mediterranea</i> , <i>Bolivina sp.</i>
	Sous unité 2 : S4 : 473 cm	100 forams : <i>Ammonia beccarii</i> , <i>Globigerina Ciproensis</i> , <i>Globorotalia ugleri</i> , <i>Lenticulina sp</i> , <i>Globigerinoides subquadratus</i> , <i>Haynesina germanica</i> , <i>Haplophragmoides pettersi</i> , <i>Textularia truncata</i> , <i>Uvigerina mediterranea</i> , <i>Quinqueloculina sp</i> , <i>Bolivina sp</i> , <i>Oolina borealis</i> .
	Sous unité 1 : S3 : 480 cm	150 forams : <i>Ammonia beccarii</i> , <i>Globigerina Ciproensis</i> , <i>Globorotalia ugleri</i> , <i>Lenticulina sp</i> , <i>Globigerinoides subquadratus</i> , <i>Haynesina germanica</i> , <i>Haplophragmoides</i>

		<i>pettersi</i> , <i>Textularia truncata</i> , <i>Uvigerina mediterranea</i> , <i>Quinqueloculina sp</i> , <i>Bolivina sp</i> , <i>Oolina borealis</i> .
	S2 : 482 cm	100 forams : <i>Ammonia beccarii</i> , <i>Globigerina Ciproensis</i> , <i>Globorotalia ugleri</i> , <i>Lenticulina sp</i> , <i>Globigerinoides subquadratus</i> , <i>Haynesina germanica</i> , <i>Haplophragmoides pettersi</i> , <i>Textularia truncata</i> , <i>Uvigerina mediterranea</i> , <i>Quinqueloculina sp</i> , <i>Oolina borealis</i> .
Pré-tsunami	S1 : 486 cm	20 forams : <i>Ammonia beccarii</i> , <i>Globigerina Ciproensis</i> , <i>Globorotalia ugleri</i> , <i>Trocamina sp</i> , <i>Haynesina germanica</i> .

L'étude des 6 échantillons montre une quantité faible de foraminifères, ces espèces caractérisent les environnements marins et estuariens. La base et le sommet du dépôt contiennent de faibles quantités de foraminifères planctoniques et benthiques estuariens préservés et remaniés, quant au dépôt tsunamigénique, il est marqué par une augmentation brusque dans les espèces planctoniques et benthiques marines. (Fig.50).

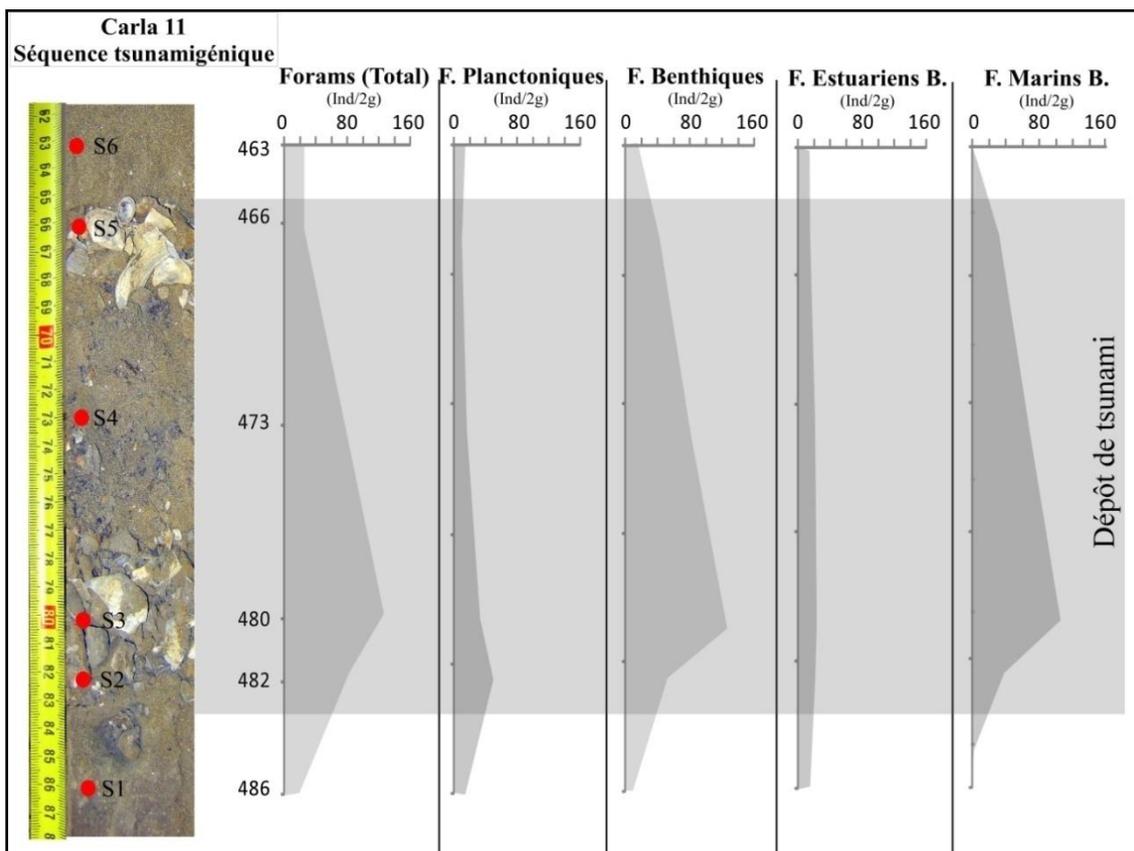


Figure 50 : Abondance et assemblages des foraminifères de la séquence tsunamigénique de Carla 11. (Nombre des individus par 2g)

De façon générale, l'étude des foraminifères montre des assemblages mixtes, entre marin et continental, récent et ancien, altéré et frais, ce qui a toujours une interférence d'événements affectant l'estuaire. L'étude comparative en même profondeur des carottes Carla 11 et Carla 12 montre des assemblages différents avec une grande importance de foraminifères marins dans la Carla 12 puisqu'elle se situe tout près de l'embouchure.

Sous le microscope électronique à balayage MEB, les foraminifères présents dans les niveaux grossiers peuvent être subdivisés en 2 groupes ; le premier contient des foraminifères fossiles robustes, tandis que le second rassemble des espèces fraîches récentes montrant des signes de fragmentation, d'abrasion et de dissolution (fig. 51).

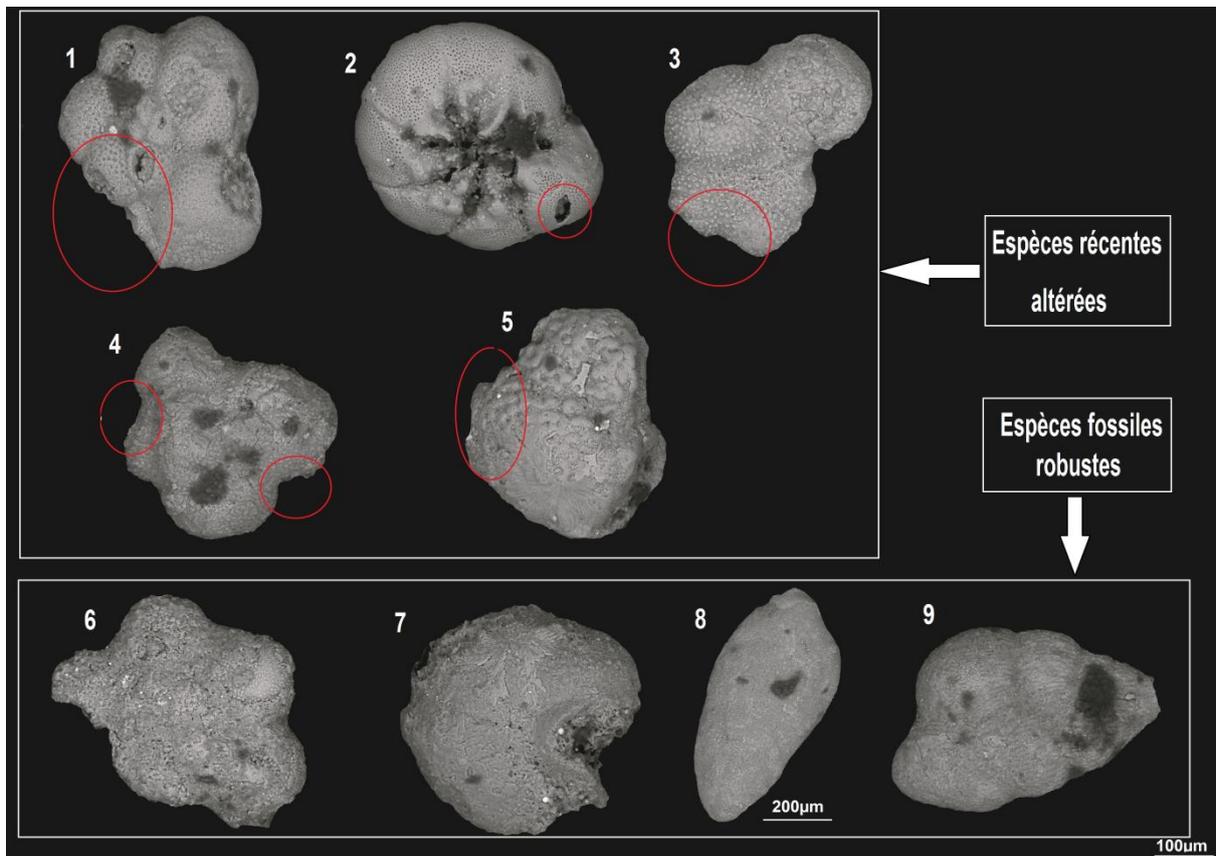


Figure 51: Foraminifères des carottes Carla 11 et 12 sous le MEB. (1-5): Espèces récentes altérées. (6-9): Espèces fossiles robustes. (1): *Globigerina* sp. (2): *Ammonia beccarii*. (3): *Globigerina* sp. (4): *Globigerina* sp. (5): *Globoturborotalita tenella*. (6): *Paratrochamminoides* sp. (7): *Globigerina* sp. (8): *Bolivina* sp. (9): *Textularia globulosa*.

II. Signature sédimentaire de dépôts de paléotsunamis dans l'estuaire du Loukkos

Résumé

La carotte Carla 11 étudiée dans cet article, se situe à 14 km de l'embouchure (6 km sur carte) (fig. 52), elle renferme un niveau sableux de 17 cm, situé à plus de 400 m de profondeur et riche en fragments de coquilles, intercalé entre deux niveaux argileux (fig. 53). Ce sable est similaire aux dépôts d'événements extrêmes (tempête, tsunami), déposé dans un environnement lacustre et fluvial à énergie faible. Des analyses approfondies de sédimentologie, granulométrie et susceptibilité magnétique ont été faites dans le but de caractériser ce dépôt et discuter son origine. Les résultats obtenus montrent que ce niveau pourrait être subdivisé en 3 sous unités (fig. 54,55) :

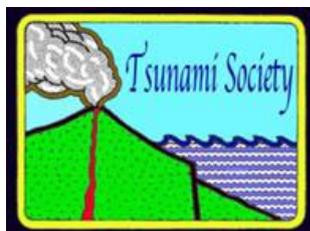
- **Sous-unité 1 (482-476 cm) :** sable moyen à grossier à érosion basale qui renferme des coquilles marines *Cerastoderma glaucum* et *C. edule*, de la matière organique, des restes de végétaux et des rip-up clasts. Ce dépôt est polymodal, à classement faible et asymétrie vers les particules les plus fines.
- **Sous-unité 2 (476-469 cm) :** est une structure à flamme constituée de sable grossier contenant une couche de matière organique et une autre d'argile grisâtre. Le dépôt est polymodal, mal trié et symétrique.
- **Sous-unité 3 (469-465 cm) :** similaire à la sous-unité 1 dans la composition.

Ce niveau sableux est composé principalement de 60 à 90% de quartz subangulaires à subarrondis, probablement transportés de la plage par le Loukkos, de 5 à 30% d'orthopyroxènes, de 10% de minéraux lourds et de faibles quantités de goethite. Les fragments de coquilles peuvent être dispersés ou rassemblés pour former des niveaux coquillers. De plus, on note la présence de foraminifères planctoniques fossiles mélangés avec d'autres benthiques récents. Les espèces minéralisées sont érodées et remobilisées des terrains tertiaires des nappes rifaines, alors que celles fraîches à cassures angulaires sont d'origine marine et ont été transportées et déposées dans le niveau étudié (fig. 56,57).

En outre, le diagramme CM (Passega 1957) montre que le dépôt de sable se situe dans les zones NO et PO qui sont caractérisées par un transport par roulement et roulement et

suspension sous des conditions hydrodynamiques fortes (fig. 58). D'une autre part, la susceptibilité magnétique faite sur toute la carotte montre un pic qui corrèle avec le dépôt de sable étudié (fig. 59, annexe IV). En se référant à des datations faites dans les sites à proximité (Carmona and Ruiz, 2009), l'âge approximatif du dépôt de tsunami étudié se situe entre 3000 et 5000 ans BP.

En résumé, les résultats sédimentologiques viennent en appui à l'hypothèse du tsunami (Dawson & Smith, 2000; Goff *et al.*, 2001; Tuttle *et al.*, 2004; Morton *et al.*, 2007), et le fait de retrouver un tel dépôt typiquement marin dans un environnement calme et à une distance de 14 km de l'embouchure est fortement lié à l'action des tsunamis (Peterson *et al.*, 1993 ; Witter, 1999 ; Morales *et al.*, 2011; Costa *et al.*, 2012,). Ainsi, la sous-unité 1 pourrait être interprétée comme étant la première vague du tsunami avec un changement brusque dans la sédimentation et par conséquent dans les conditions hydrodynamiques. La 2^e sous-unité correspond à la deuxième vague quant à la 3^e sous-unité, elle représente la vague de retour.



**SEDIMENTARY EVIDENCE OF PALAEO-TSUNAMI DEPOSITS ALONG THE
LOUKKOS ESTUARY (MOROCCAN ATLANTIC COAST)**

**Nadia Mhammdi¹, Fida Medina², Alain Trentesaux³ Eric Font⁴, Zaineb Belkhayat^{1,5} and
Mohammed-Ali Geawhari^{1,5}**

1 University Mohammed V, Institut Scientifique, Laboratoire de Physique du Globe B.P. 703 Agdal, Rabat, Morocco

2 Moroccan Association of Geosciences, rue Oued Dra, n°28, Apt. 1, Agdal, Rabat, Morocco

3 Université de Lille, UMR CNRS 8187 LOG, 59 655 Villeneuve d'Ascq, France

4 Instituto Dom Luiz, Universidade de Lisboa, Faculdade de Ciências, Edifício C8, Campo Grande, 1749-016, Portugal

5 University Mohammed V, Faculté des Sciences, Département des Sciences de la Terre B.P. 1014, R.P., Rabat, Morocco

ABSTRACT

Analysis of the CARLA-11 core drilled along the lower Loukkos valley near Larache in northern Morocco shows a thin level of shelly sand at 465 to 482 cm depth, whose sedimentological features are those of a high-energy, certainly a tsunami deposit. The level can be subdivided into 3 subunits: Subunit 1 (6 cm) shows a sharp erosive base and comprises basal medium to coarse sands containing numerous marine shell fragments of bivalves, plant fragments and rip-up clasts of organic matter. Subunit 2 (7 cm) is a flame structure consisting of coarse sand containing a layer of organic matter and another one of greyish clay. Subunit 3 (4 cm) is similar to subunit 1 and consists of coarse sands containing numerous complete or broken shells of bivalves, plant fragments and dark organic matter. The deposit is mostly composed of subangular to subrounded quartz grains derived from nearby Miocene sandstones. Benthic and planktonic foraminifera are common within the samples. Magnetic susceptibility measurements show two major lows at ~350 cm, and especially at 477 cm within the high-energy deposit. Subunit 1 can be interpreted as the result of the first wave uprush of a tsunami, the fine mud level of subunit 2 capping subunit 1 can be interpreted as emplaced during a decantation phase, and subunit 2 probably corresponds to a second wave

uprush, Subunit 3 might be interpreted as the result of the backwash (outflow phase). The age of this event can be roughly dated between 5 and 3 ky BP according to recent dating of nearby levels.

Keywords: *Loukkos, Gulf of Cadiz, sedimentology, high-energy events, tsunami*

1. INTRODUCTION

The Gulf of Cadiz is a well-known seismogenic and tsunamigenic zone, to which are related catastrophic events such as the Lisbon earthquake and tsunami on 1st November 1755, one of the strongest earthquakes in human history. Several studies along the coastal areas of Portugal, Spain and Morocco, which are the regions that are most exposed to the tsunami threat, have shown that the 1755 and older events (listed in Baptista and Miranda 2009; Maramai et al. 2014) were recorded along the coasts by either the displacement of large boulders (Scheffers and Kelletat 2005; Whelan and Kelletat 2005; Mhammdi et al. 2008; Medina et al. 2011) or the deposition of generally thin shelly sand levels within the generally finer marsh or lagoonal sediments (Dawson et al. 1995, Luque et al. 2001; Scheffers and Kelletat 2005; Kortekaas and Dawson 2007; Morales et al. 2008, 2011; Font et al. 2010, 2013; Rodriguez-Vidal et al. 2011; Costa et al. 2012; Cuvén et al. 2013).

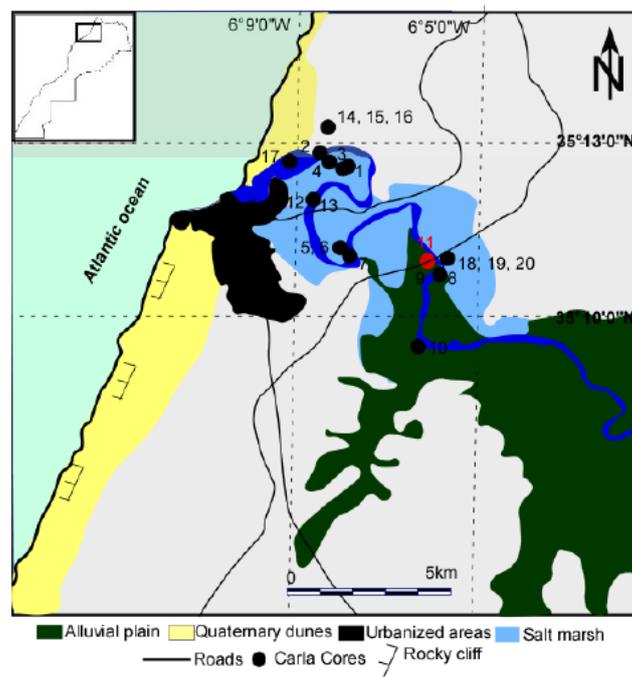


Figure 52 : Fig1. Simplified map of the Oued Loukkos lower valley and estuary, and location of the cores of the CARLA campaign.

As indicated in the previous paragraph, although large boulders related to high energy events were observed in Morocco, thin sandy levels typical of tsunami deposits (washovers) were only recently described along the Moroccan coast at Oualidia (Mellas 2012). In 2004, a coring campaign (named CARLA) was carried out along the Loukkos estuary in Northwest Morocco (Fig. 1). One of the cores (CARLA 11) showed the presence of a level rich in coarse sands and shell fragments, similar to highenergy deposits (tsunamis, storms), intercalated within low to medium-energy fluvial and lacustrine strata (Fig. 2). This paper exposes the results of the sedimentological, grain size and magnetic susceptibility analyses of the high-energy levels of core CARLA-11 in order to discuss their eventual tsunamic origin.

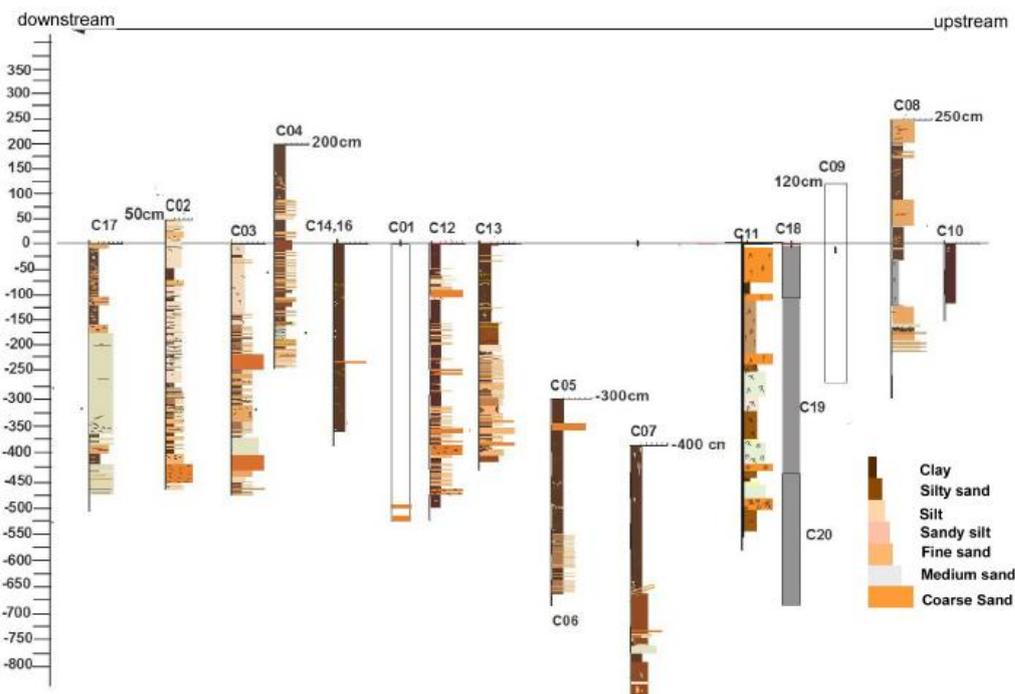


Figure 53 : Fig 2. Compilation and correlation of the cores obtained during the CARLA campaign along the Loukkos lower valley. Location in Figure 1.

2. GENERAL SETTING

The CARLA-11 core is situated on the left bank of the lower valley of the Loukkos river (oued) in northwest Morocco (**Fig. 1**; $x=35^{\circ}10.933'N$; $y=6^{\circ}07.245'W$), the largest river of the region with a watershed of 3,740 km². Topographically, the lower valley of Oued Loukkos is very flat (10–15 m.a.s.l) with a negligible slope. The valley is even below sea

level at 44 km from the river mouth. The main channel depth varies from 2 to -4 m a.s.l. but may reach -15 m a.s.l. (Snoussi 1980).

The climate of the Loukkos basin is of Mediterranean type with an oceanic influence (El Gharbaoui 1981, 1987). The average annual rainfall is 700 mm. The hydrological network of the Loukkos watershed is formed by surface waters of the Loukkos river and its tributaries. The Loukkos drainage is characterized by an irregular inter-annual regime; the low flows are generally zero, except for streams that drain the water from the left bank with an average flow of 500 l/s (El Gharbaoui 1981, 1987).

The mesotidal Loukkos estuary is a tide-dominated system (tide of 3.5 m, semi diurnal with $T \sim 12$ h 20 min), according to the classification of Dalrymple (1992). For the Larache coast, Tejera de León and Duplantier (1981) indicate that the main wind direction is W-WNW with a mean velocity of 5-10 m.s⁻¹, and that the main swell (amplitude >0.5 m) direction is N290° to N305° according to a quoted brief study by LHCF from October 1969 to January 1970. However, swell with maximum energy has a SW direction.

The history of the Loukkos valley started after the Villafranchian (Early Quaternary), represented by mostly continental red deposits overlying Pliocene sandstones and Miocene marine marls (Bouhmadi et al. 1994). Fluvial deposition characterizes the valley during the Quaternary except during the Flandrian (called Mellahian in Morocco) transgression and more recently by the progression of the sandy spit (Trentesaux et al. 2005; Aloussi 2008; Carmona and Ruiz 2009).

3. CORING AND ANALYTICAL METHODS

During the CARLA sampling campaign carried out in 2004, twenty cores were collected along the Loukkos estuary using a Vibrocoring apparatus of Lille University (Fig. 2). The cores were 7.6 cm in diameter and 2–5 m in length (depth). One half of each core was preserved and archived and the other was used for sedimentological analyses. For the present study, we describe one of the most distal cores with respect to the river mouth, which was chosen in order to avoid the interference with deposits related to proximal coastal dynamics. The other cores will be described later in a more detailed paper focused on sedimentology.

Sedimentary facies are described following the classification of Reineck and Wunderlich (1968) based on color, texture, structure, bedding and type and concentration of accessory materials such as plant fragments, organic matter content, mud and peat clasts. Carbonate content was measured using a Bernard calcimeter. Grain size analyses of the <2 mm sediment fraction were performed using a Coulter Laser LS230 particle sizer at the University of Lille; the distinguished classes were clays (<4 µm), fine silt (4–15 µm), medium silt (15–30 µm), coarse silt (30–63 µm), very fine sand (63–125 µm), fine sand (125– 250 µm), medium sand (250–500 µm) and coarse sand (500–1000 µm) (Table 1). Magnetic susceptibility (MS) was measured each 2–10 cm by using a MFK1 kappabridge (AGICO ent.) at the Laboratory of Rock Magnetism of the Institute Dom Luís, University of Lisbon, Portugal. Before, hand samples were filled into 2•2•2 plastic cubic boxes and MSs were subsequently normalized by the mass of the sample (expressed in m3/kg).

4. STRATIGRAPHY, SEDIMENTARY FACIES AND COMPOSITION

Core CARLA-11 (Fig. 3) is 523 cm long and shows four coarsening-upward sequences, each starting with silts and sandy clays and topped by coarse sands. The three upper sequences are ~1 m thick whereas the lower one is more than 2 m thick. In this article, we only describe the results of the analysis of the upper part of the lowest sequence, which we consider as a probable palaeo-tsunami deposit because of its particular sedimentary characteristics.

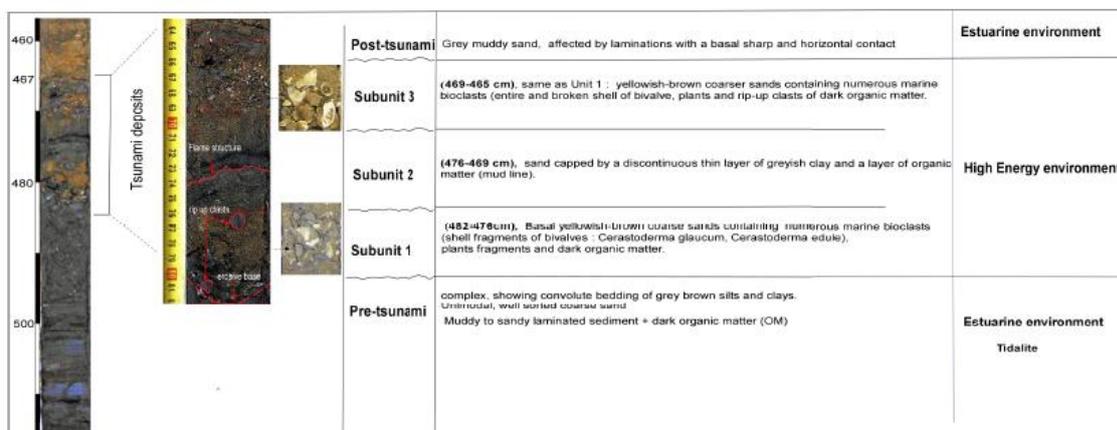


Figure 54 : Fig 3. Photograph of the lower section of core CARLA-11 and description of the lithology of the observed subunits of the inferred tsunami deposit.

From the bottom of the core to 482 cm, the deposits correspond to a sandy mud with organic matter, which is sharply overlain by the lower contact of the high-energy marine deposit, which appears from 465 to 482 cm depth as a shelly coarse sand, that can be subdivided into 3 subunits (Fig. 3):

1- The basal bed, subunit 1 (482-476 cm) shows an erosional base (Fig. 3) and comprises at its base yellowish-brown medium to coarse sands (median=536.7 μm ; Fig. 4) with numerous marine shell fragments of bivalves *Cerastoderma glaucum* and *C. edule*, plant fragments and organic matter-rich rip-up clasts . The sediment is polymodal, poorly sorted (1.987 F) and very fine skewed (0.566 F).

2- Subunit 2 (476-469 cm) is a flame structure consisting of coarse sand (median=690 μm ; Fig. 4) containing a layer of organic matter and another one of greyish clay. The deposit is polymodal, poorly sorted (1.496 F) and symmetrical (0.003 F).

3- Subunit 3 (469-465 cm) is similar to subunit 1 and consists of yellowish-brown coarse sands (median=618.7 μm ; Fig. 4) containing numerous entire or broken shells of bivalves *Cerastoderma glaucum* and *C. edule*, plant fragments and dark organic matter. The sediment is bimodal, poorly sorted (1.866 F) and almost symmetrical (0.036 F).

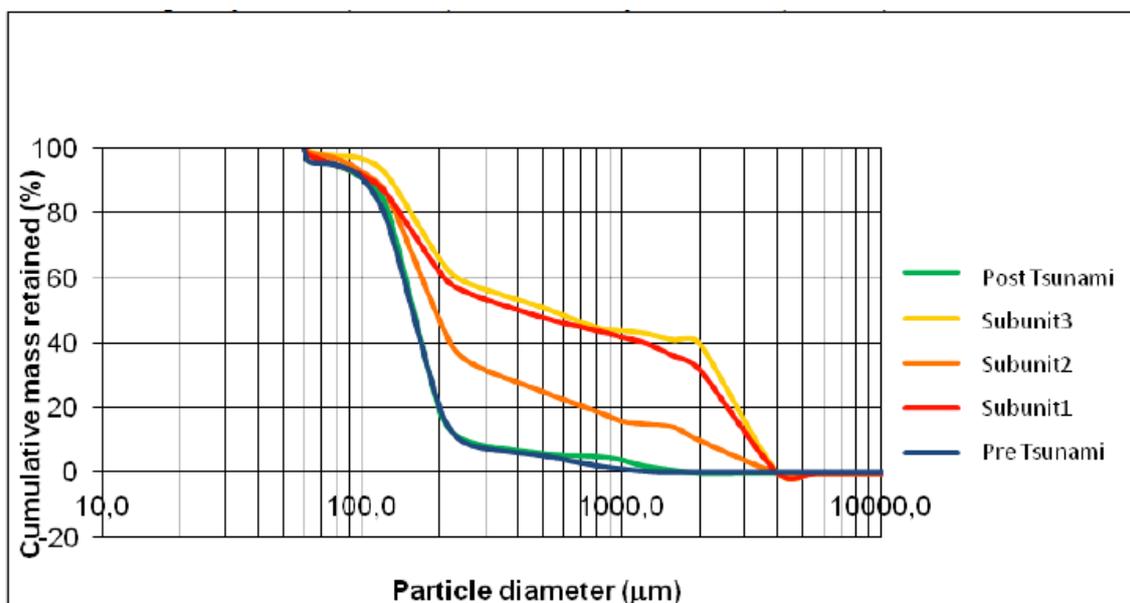


Figure 55 : Fig 4. Cumulative frequency curves of the deposits of the subunits in core CARLA-11. Note that the pre- and post-tsunami samples have the same characteristics and that the two layers are "sandwiching" the tsunami sediments.

The upper boundary of the high-energy deposit contains coarse to fine sand to silt, and then forms a fining-upwards sequence which ends at 423 cm. The high-energy deposit is mostly (at 60–90%) composed of subangular to subrounded quartz grains (Fig. 5A) probably derived from beach sands supplied by the Loukkos river from nearby Cenozoic sandstones, together with sub-rounded orthopyroxenes (5–30%), other heavy minerals (10%), and minor amounts of goethite. In addition to the fragments of shells (mainly bivalves), numerous marine bioclasts were identified such as sponge spicules and calcareous rhodophyta (Fig. 5B), which are scattered throughout the bed, but can sometimes form shell levels. Under SEM, we observed fossil foraminifera (mainly planktonic) and more recent – mainly benthic – foraminifera. Observed smoothed and re-mineralized specimens are clearly reworked from the Tertiary strata of the Rif nappes, while those that are more fresh with angular breaks were living and have been transported by the waves from the sea (Fig. 6).



Figure 56 : Fig 5. Optical microscope photographs of the shelly deposits of core CARLA-11. A, quartz grains; B, foraminifera.

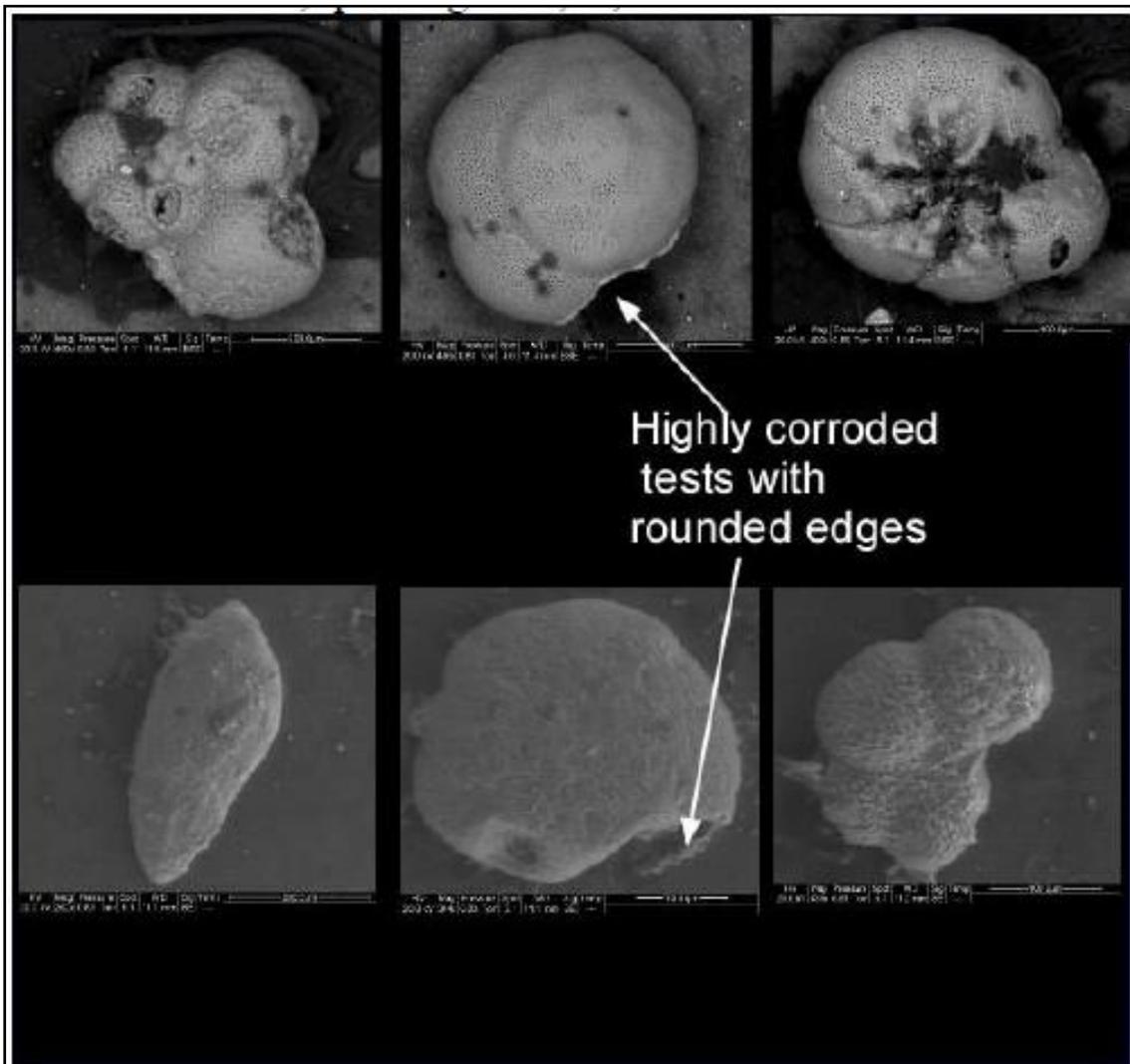


Figure 57 : Fig 6. SEM of some Foraminifera found in the tsunami deposit of core CARLA-11.

In order to determine the flow type that transported the high-energy sediment, the samples were plotted in a C–M diagram (Passega 1957). Samples of the high-energy deposit of the Loukkos estuary plot mainly within the N–O and O–P segments (Fig. 7), which suggests that the majority of the grains were transported by rolling, and a small fraction by rolling and suspension under strong hydrodynamic conditions.

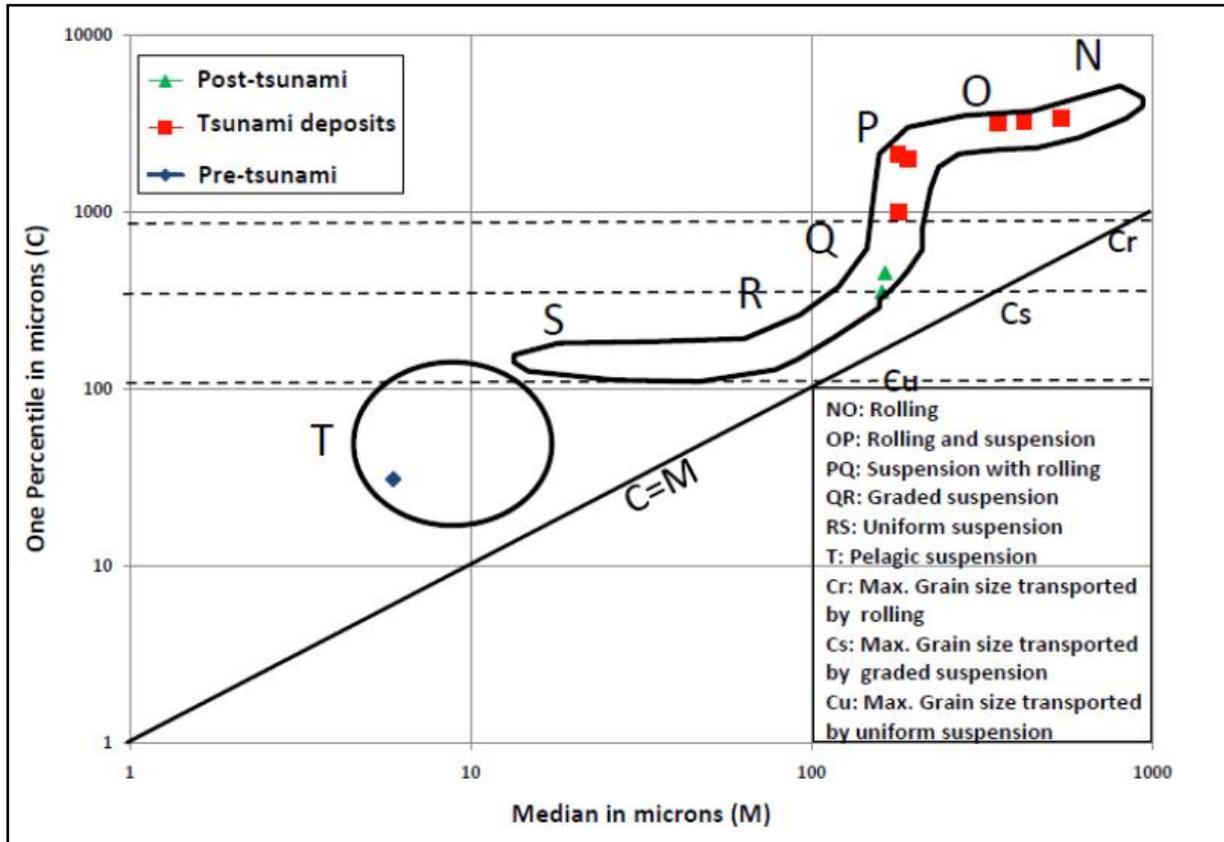


Figure 58 : Fig 7. C-M Passega diagram of the samples of the tsunami bed of core CARLA-11.

Magnetic susceptibility measurements show no large differences between the high energy beds and the upper part of the core, although the latter was not tightly sampled. However, two major lows appear at ~350 cm, and especially at 477 cm within the high-energy deposit (Fig. 8). The latter was sampled tightly and shows a clear vertical variability from one sample to another.

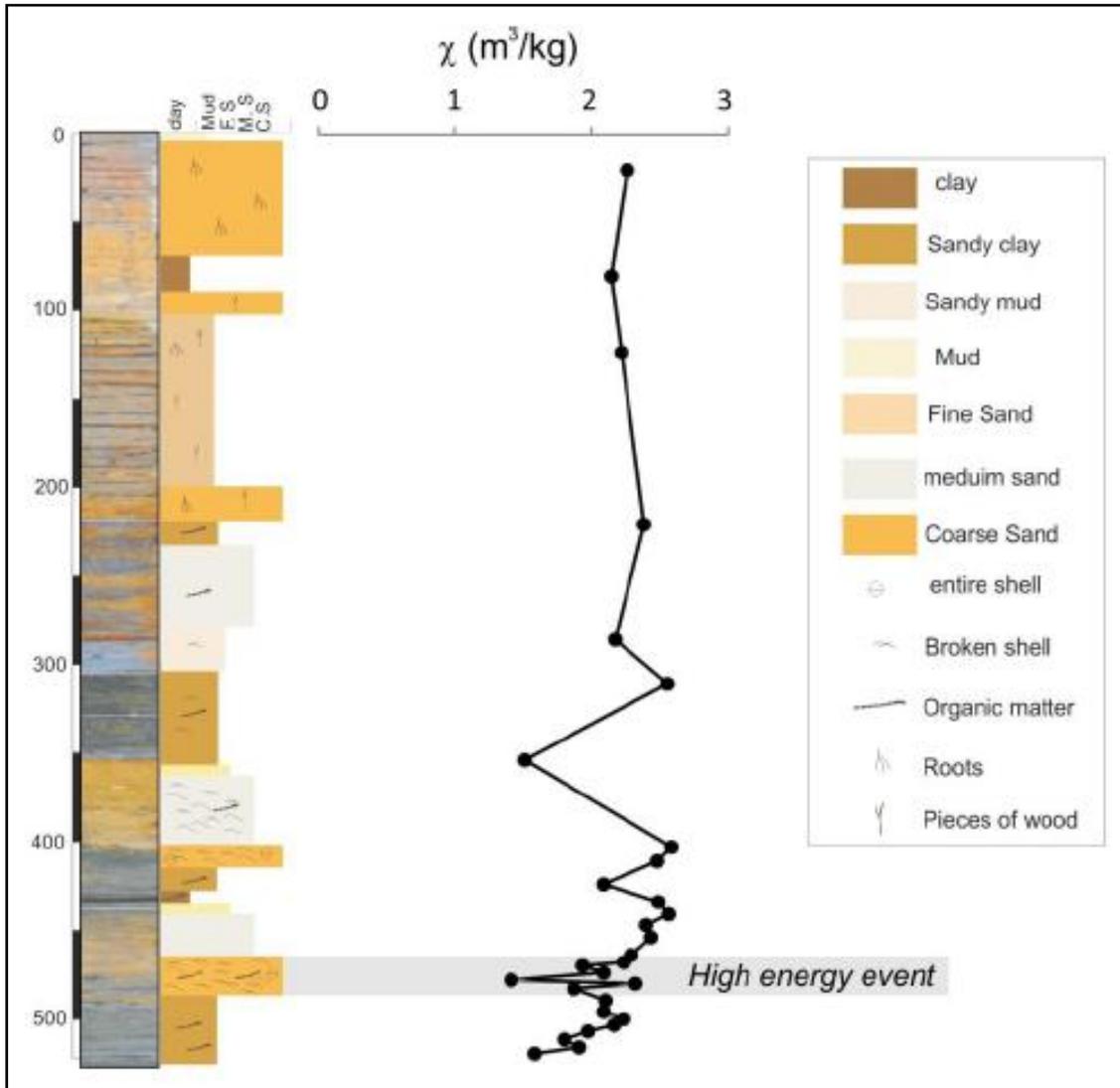


Figure 59 : Fig 8. Magnetic susceptibility curve of core CARLA-11.

5. INTERPRETATION

The fact that such a marine shelly level was found within marsh fluvial deposits at a large distance from the river mouth is indicative of a high-energy event, which may correspond to extreme waves generated either by a storm or by a tsunami. In the following, we assess the tsunami scenario because of the very large distance to the river mouth (6 km on map) and because any explanation for the origin of this unit should include a plausible mechanism for depositing large (≤ 0.5 m diameter), angular, poorly sorted clasts, various sized shell fragments, and sand into the low energy environment of the marsh estuary.

In the tsunami scenario, the observed sub-units can be interpreted as the following:

- Subunit 1 can be interpreted as the result of the first wave uprush, characterized by a pulse of sandsize sediments mostly composed of sand with bioclasts. The abrupt transition from dark grey clays to coarser deposits is indicative of a change in flow energy. Erosion of the underlying clay is attested by numerous rip-up clasts. Subunit 1 is very poorly sorted and dominated by traction. The fine mud level capping subunit 1 can be interpreted as emplaced during a decantation phase.
- Subunit 2 probably corresponds to a second wave uprush, but its characteristics differ slightly from subunit 1 in terms of composition (few marine bioclasts), texture (inverse grading) and sediment source (organic matter-rich rip-up clasts in the upper part of the subunit).
- Subunit 3 might be interpreted as the result of the backwash (outflow phase). Compared to uprush subunits, it is characterized by abundant small-size marine bioclasts, numerous rip-up clasts and renewed traction.

The tsunami deposit is poorly sorted, with negative skewness indicating that the transport was under high hydrodynamics during a short time (Tuttle et al. 2004). This may be the result of the first tsunami wave and the second less energetic tsunami inundation or the backwash from the first wave that comes from the offshore, erodes the material from the littoral and mixes it with reworked materials before being deposited.

Rip-up clasts (fragments of a cohesive substrate contained within a sedimentary deposit) indicate high-energy flows and also suggest that the material was not reworked for periods of time that are long enough to break apart the material into individual grains.

An assessment of the backflow transport conditions of this mixed material suggests that bedload transport was achieved by supercritical flows, whereas deposition occurred when currents had decelerated enough on the low-gradient lower valley. The marine-brackish to 'chaotic' assemblages comprising marine, brackish and freshwater taxa, and Foraminifera assemblages from mostly large to small benthic taxa, reflect the changes in flow condition during the waves.

6. POSSIBLE AGE

Because radiometric dating from the shells collected in the cores are still being performed, we use the ages determined by Carmona and Ruiz (2009) from nearby sites, which correspond to the Bou Hanani terrace, located to the west of CARLA-11, and Core 5, located at a distance of 4 km south of CARLA-11. The Bou Hanani terrace outcropping shells yielded ages of $4,740 \pm 40$ to $5,080 \pm 40$ B.P. which clearly correspond to the Holocene maximum inundation. Core 5 yielded ages of $3,080 \pm 50$ B.P. at 3.1 m depth and $2,470 \pm 40$ B.P. at 3.5 m. As the studied level is located at more than 4.5 m depth, the age of the tsunami deposit can be between 5,000 and 3,000 B.P., assuming a steady deposition rate, which is a rough approximation in fluvial settings. This age interval is much older than any recorded event, since the oldest historical tsunami in the Gulf of Cadiz occurred some 2,000 years ago (60 BC according to Baptista and Miranda 2009).

7. DISCUSSION

In recent years, numerous studies have dealt with the geological record of past high energy events such as storms, hurricanes and tsunamis, using (litho-)stratigraphical, sedimentological, geochemical, magnetic, faunal and radiocarbon datings for this purpose (e.g., Clague et al. 2000; Goff and McFadgen 2002; Radtke et al. 2003; Smith et al. 2004). These studies show that tsunamis and storms may significantly disturb the actual sedimentation regimes of coastal areas, by depositing sands far inland, a feature which constitutes the most common signature of flooding in intermediate to slightly reflective coastal environments. However, despite the increase in the palaeo-tsunami studies during the recent years, especially after the 2004 Indian Ocean event, it still appears problematic to distinguish from geological evidence the tsunami deposits from other coastal flooding events like storms (e.g. Kortekaas and Dawson 2007).

7.1. Distance to the shoreline

The fact that these marine deposits were found far inland (6 km on map, 14 km upstream) is a common case of tsunami deposition. For instance, in the Gulf of Cadiz, tsunami deposits of the 1755 event are located as far as 4 km and 16 km respectively from the Atlantic Ocean at Lagoa de Obidos in Portugal and from Huelva estuary in Spain (Morales et

al. 2011; Costa et al. 2012). Tsunami deposits at Seven Mile Creek along the Coquille River estuary are located at 8 km from the shoreline (Witter 1999). At Young's Bay, along the Columbia River, they have been found 10 km upstream (Peterson et al. 1993). Tsunami deposits along the Bone, Niawiakum, and Palix rivers near Willapa Bay, Washington, reach up to 3 km inland (Reinhart and Bourgeois 1987; Reinhart 1991; Atwater and Hemphill-Haley 1997). Along the Niawiakum River, marine diatoms have been found overlying buried soils up to 4 km inland, 1 km beyond the limit of tsunami sediments (Hemphill-Haley 1995).

7.2. General depositional features

Tsunami deposits are typically produced through suspended load transport. There are common characteristic features, which have been described by numerous researchers (e.g. Dawson and Smith 2000; Goff et al. 2001; Tuttle et al. 2004; Morton et al. 2007): (i) Laterally extensive and thickly bedded sand sheets (often structureless) showing landward thinning; (ii) normal or inverse grading; (iii) presence of marine microfossils and macrofauna. In contrast, storm deposits typically are produced through bedload transport and display extensive planar laminae, foresets, troughs, and climbing ripples with a maximum bed thickness close to shore thinning abruptly landward (Morton et al. 2007).

The typical depositional features comprise (Morton et al. 2007): (i) an erosional base; (ii) coarser sediments than in the overlying and underlying beds; (iii) a fabric characterized by a remarkably poor internal arrangement; (iv) the presence of exotic sedimentary particles from environments external to those where they are deposited; and (v) abundance of alien marine organisms such as foraminifera, diatoms, and even mollusk shells. In the CARLA-11 section, all these features were encountered, so they attest for their origin from tsunami waves.

7.3. Sediment composition

The composition of tsunami sediments reflects the local coastal environments from which the sediment is derived (Jaffe et al. 2003; Goff et al. 2006; Morton et al. 2007). Several worldwide examples have recently been described for recent tsunamis; for instance, at Playa Jahuay in Peru, following the 21 June 2001 tsunami, the mineralogy of the tsunami deposit was similar to the sand found on the nearby beach and contrasted with the mineralogy of the

underlying fluvial sand (Jaffe et al. 2003). Nanayama and Shigeno (2006) found that a bimodal distribution in deposits from the 1993 Hokkaido tsunami indicate both a marine sediment source and a terrestrial source. The deposits of the December 2004 tsunami in Indonesia have been described by Paris et al. (2007) as a poorly sorted sediment.

Heavy minerals, including magnetite, amphibole, ilmenite, garnet, zircon, rutile, monazite, and sillimanite, were present in the tsunami deposits of Java (Razzhigaeva et al. 2006; Bahlburg and Weiss 2007; Fritz et al. 2007; Narayana et al. 2007; Jackson 2008; Jagodziski et al. 2009).

Jagodziski et al. (2009) found a depletion of tourmalines in the tsunami deposit compared to the underlying deposits. Kortekaas and Dawson (2007) have shown that the tsunami deposits near Lisbon contain significant percentages of shells, shell debris and benthic foraminifera in shallow water environments. The altered Foraminifera have been used as a tsunami indicator; it provides information about energy and transport condition. (e.g. Mamo et al. 2009, and references therein; Uchida et al. 2010; Pilarczyk et al. 2011; Pilarczyk and Reinhardt 2012b) through their different taphonomic characters (Pilarczyk et al. 2011).

Measurements show that most of the sediments have a relatively high MS reflecting the magnetized clay content; however, low MS can be clearly observed at the tsunami deposit, which match the shelly sand levels described in the previous section (Font et al., 2010).

In our case, the composition of the CARLA-11 tsunami bed includes all these features. However, it is useless to compare the sands in the core to those of the present-day beach because of the older age of the deposit and the change in marine and fluvial dynamics since that time (~3-4 ky).

7.4. Summary

In Table 1 we list the observed characters among those proposed by Kortekaas and Dawson (2007) to distinguish between tsunami and storm deposits. Most observed features are those of tsunami deposits, but others could not be observed because of the age, the position and the technical conditions of the core, including severe oxidation.

Tableau 11 : Table 1. Characteristics of the CARLA-11 deposits which may be present in tsunami and storm deposits. P= present; A = absent; ? = unknown or not studied.

Evidence (tsunami/storm)	P/A	Comments
Morphological		
Wash-over fans behind breached barriers / <i>idem</i>	?	Ancient morphology
Stratigraphical		
Thins inland and becomes discontinuous / <i>thins inland</i>	?	Correlations are difficult
Fines inland / <i>idem</i>	?	Difficult to observe
Erosional basal contact / <i>idem</i>	P	
Large inland extent / <i>Relative smaller inland extent</i>	P	6-14 km
Sedimentological		
Boulders / <i>Boulder deposition has been reported</i>	A	Found at the beach
One or more fining upward sequences, sometimes homogeneous / <i>fining upward or homogeneous</i>	P	
Intraclasts from underlying material / <i>not found</i>	P	
Loading structures at the base / <i>not found</i>	P	
Bi-directional imbrications / <i>Unidirectional imbrication</i>	?	It is possible that coring altered structures
Poorly sorted (particle size ranging from mud to boulders) / <i>relatively better sorted</i>	P?	
Sedimentary structures very seldom found / <i>sedimentary structures more common</i>	P	It is however possible that coring altered structures
Geochemical		
Increase in geochemical elements indicating marine origin / <i>No information found, but similar signature is expected because of marine origin</i>	?	No geochemical analyses were performed because of high alteration of core
Palaeontological		
Marine fossils / <i>idem</i>	P	
Increased diversity (mixture marine and brackish fossils) / <i>mixture of marine and fresh water fossils</i>	?	
Relative well/poorly preserved fossils / <i>poorly preserved fossils</i>	P	
Plant fragments / <i>idem</i>	?	
Shell rich units / <i>shell fragments</i>	P	
Rafting light material / <i>not found</i>	P	
Buried plants at base / <i>idem</i>	?	

8. CONCLUSION

Numerous high-energy thin levels have been identified around the tsunamigenic Gulf of Cadiz in the last decade, and have been associated to tsunami waves, especially those following the Lisbon earthquake of 1st November 1755. These beds are preserved in the estuaries of the Algarve, Portugal and southern Spain. In Morocco, no such high-energy sandy deposits were described although most of the northwest coast of Morocco was strongly affected historical tsunamis, as attested by the existence of supra-littoral boulders in Rabat and Larache coasts (Mhammdi et al. 2008; Medina et al. 2011) whose displacement has been attributed to the tsunami of 1755. The present study is the first report of such fine deposits along the Moroccan coast, although they seem to belong to an early to middle Holocene event. We expect that similar deposits of more recent age may be better preserved within calm

lagoons such as the Moulay Bouselham or El Walidiya lagoons, as they are less exposed to fluvial actions than in estuaries.

ACKNOWLEDGEMENTS

The authors would like to express their deep gratitude to all the members of the CARLA campaign team, including researchers, students, technical personnel and drivers. The local authorities of Larache are also acknowledged for their support. We would like to thank Prof. Rabea Zougary from the Faculty of Sciences of Rabat for helping in the determination of the Foraminifera. This study was undertaken under the supervision of INQUA International Focus Group SHELVES: Rapid environmental changes and human activity impacting continental shelf systems.

REFERENCES

- Aloussi, L. 2008. Evolution spatio-temporelle de l'estuaire du Loukkos; étude préliminaire. DESA Memoir, Fac. Sci. Rabat, 58 p. + append.
- Atwater, B. F., and Hemphill-Haley, E. 1997. Recurrence intervals for great earthquakes of the past 3,500 years at northeastern Willapa Bay, Washington. US Geological Survey Professional Paper, n°1576, pp.1-108.
- Bahlburg, H., and Weiss, R. 2007. Sedimentology of the December 26, 2004, Sumatra tsunami deposits in eastern India (Tamil Nadu) and Kenya. *International Journal of Earth Sciences*, vol. 96, n°6, pp.1195-1209.
- Baptista, M. A., and Miranda, J. M., 2009. Revision of the Portuguese catalog of tsunamis. *Natural Hazards and Earth Systems Sciences*, vol. 9, pp.25–42.
- Bouhmadi, B., Benavente, J., and Cruz-Sanjulian, J. J., 1994. Geometria, piezometria y parametros hidraulicos de los acuíferos de la Cuenca baja del rio Loukkos (Marruecos). *Geogaceta*, vol. 16, pp. 11-14.
- Carmona, P., and Ruiz, J. M. 2009. Geomorphological evolution of the river Loukkos estuary around the Phoenician city of Lixus on the Atlantic littoral of Morocco. *Geoarcheology*, vol. 24, n° 6, pp. 821–845.
- Clague, J.J., Bobrowsky, P.T., Hutchinson, I., 2000. A review of geological records of large tsunamis at Vancouver Island, British Columbia. *Quaternary Science Reviews*, vol. 19, pp. 849–863.
- Costa, P. J. M., Leroy, S. A. G., Dinis, J. L., Dawson, A. G. and Kortekaas, S. 2012. Recent highenergy marine events in the sediments of Lagoa de Obidos and Martinhal (Portugal): recognition, age and likely causes. *Natural Hazards and Earth Systems Science*, vol. 12, pp. 1367–1380.
- Cuven, S., Paris, R., Falvard, S., Miot-Noirault, E., Benbakkar, M., Schneider, J.-L., and Billy, I. 2013. High-resolution analysis of a tsunami deposit: case study from the 1755 Lisbon tsunami in southwestern Spain. *Marine Geology*, vol. 337, pp. 98–111.
- Dalrymple, R. W. 1992. Tidal depositional systems. *Facies models: Response to sea level change*, pp. 195-218.
- Dawson, S., and Smith, D. E. 2000. The sedimentology of Middle Holocene tsunami facies in northern Sutherland, Scotland, UK. *Marine Geology*, vol. 170, n°1, pp. 69-79.
- Dawson, A. G., Hindson, R., Andrade, C., Freitas, C., Parish, R., and Bateman, M. 1995. Tsunami sedimentation associated with the Lisbon earthquake of 1 November AD 1755: Boca do Rio, Algarve, Portugal. *The Holocene*, vol. 5, n° 2, pp. 209-215.
- El Gharbaoui, A., 1981. La Terre et l'Homme dans la péninsule tangitaine. Etude sur l'Homme et le milieu Naturel dans le Rif occidental. *Travaux de l'Institut Scientifique, Rabat, Série Géologie and Géographie physique*, n°15, 439 p.
- El Gharbaoui, A., 1987. Les climats, In: El Gharbaoui A (ed) *La Grande Encyclopédie du Maroc*; vol. Géographie physique et Géologie, Edition GEI, Rabat, pp. 14-31.

- Font, E., Nascimento, C., Omira, R., Baptista, M. A. and Silva, P. F., 2010. Identification of tsunami induced deposits using numerical modeling and rock magnetism techniques: a study case of the 1755 Lisbon tsunami in Algarve, Portugal. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, vol. 182, pp. 187–198.
- Font, E., Veiga-Pires, C., Pozo, M., Nave, S., Costas, S., Ruiz Muñoz, F., Abad, M., Simoes, N., Duarte, S., and Rodriguez-Vidal, J., 2013. Benchmarks and sediment source(s) of the 1755 Lisbon tsunami deposit at Boca do Rio Estuary. *Marine Geology*, vol. 343, pp. 1–14.
- Fritz, H. M., Kongko, W., Moore, A., McAdoo, B., Goff, J., Harbitz, C., and Synolakis, C. 2007. Extreme runup from the 17 July 2006 Java tsunami. *Geophysical Research Letters*, vol. 34, p. 12.
- Goff, J. R., and McFadgen, B. G. 2002. Seismic driving of nationwide changes in geomorphology and prehistoric settlement—a 15th century New Zealand example. *Quaternary Science Reviews*, vol. 21, n°20, pp. 2229–2236.
- Goff, J., Chagué-Goff, C., and Nichol, S. 2001. Palaeotsunami deposits: a New Zealand perspective. *Sedimentary Geology*, vol. 143, n°1, pp. 1–6.
- Hemphill-Haley, E. 1995. Diatom evidence for earthquake-induced subsidence and tsunami 300 yr ago in southern coastal Washington. *Geological Society of America Bulletin*, vol. 107, n°3, pp. 367–378.
- Jackson, K. L. 2008. Paleotsunami History Recorded in Holocene Coastal Lagoon Sediments, Southeastern Sri Lanka. Open Access Theses. Paper 171. http://scholarlyrepository.miami.edu/oa_theses/171
- Jaffe, B., Gelfenbaum, G., Rubin, D., Peters, R., Anima, R., Swenson, M., and Riega, P. C. 2003. Identification and interpretation of tsunami deposits from the June 23, 2001 Peru tsunami. In *Proceedings of the International Conference on Coastal Sediments*, Vol. 2003, p. 13.
- Jagodźński, R., Sternal, B., Szczuciński, W., and Lorenc, S., 2009. Heavy minerals in 2004 tsunami deposits on Kho Khao Island, Thailand. *Polish Journal of Environmental Studies*, vol. 18, n°1, pp. 103–110.
- Kortekaas, S., and Dawson, A. G., 2007. Distinguishing tsunami and storm deposits: an example from Martinhal, SW Portugal. *Sedimentary Geology*, vol. 200, n°3–4, 208–221.
- Luque, L., Lario, J., Zazo, C., Goy, J. L., Dabrio, C. J., and Silva, P. G., 2001. Tsunami deposits as paleoseismic indicators: examples of the Spanish coast. *Acta Geologica Hispanica*, vol. 3, n° 3–4, pp. 197–211.
- Mamo, B., Strotz, L., and Dominey-Howes, D. 2009. Tsunami sediments and their foraminiferal assemblages. *Earth Science Reviews*, vol. 96, pp. 263–278.
- Maramai, A., Brizuela, B., and Graziani, L., 2014. The Euro-Mediterranean tsunami catalogue. *Annals of Geophysics*, vol. 57, n°4, S035, doi: 10.441/ag-6437, pp. 1–26.
- Medina, F., Mhammdi, N., Chiguer, A.; Akil, M. and Jaaidi, E.B., 2011. The Rabat and Larache boulder fields; new examples of high-energy deposits related to extreme waves in northwestern Morocco. *Natural Hazards*, vol. 59, pp. 725–747, DOI: 10.1007/s11069-011-9792-x
- Mellas, S. (2012). Evaluation du risque tsunamique sur le littoral atlantique marocain (Doctoral dissertation, Université Chouaib Doukkali).
- Mhammdi, N., Medina, F., Kelletat, D., Ahmamou, M., and Aloussi, L. 2008. Large boulders along the Rabat coast (Morocco); possible emplacement by the November, 1st, 1755 a.d. tsunami. *Sci. Tsunami Haz.*, vol. 27, n°1, pp. 17–30
- Morales, J. A., Borrego, J., San Miguel, E. G., Lopez-Gonzalez, N. and Carro, B. 2008. Sedimentary record of recent tsunamis in the Huelva Estuary (southwestern Spain). *Quaternary Science Reviews*, vol. 27, pp. 734–746.
- Morales, J. A., Gutiérrez Mas, J. M., Borrego, J., and Rodriguez-Ramirez, A. 2011. Sedimentary characteristics of the Holocene tsunamigenic deposits in the coastal systems of the Cadiz Gulf (Spain). In: Mörner, N-A. (Ed.) *The tsunami threat – research and technology*, Intech, pp. 237– 258.
- Morton, R. A., Gelfenbaum, G., and Jaffe, B. E., 2007. Physical criteria for distinguishing sandy tsunami and storm deposits using modern examples. *Sedimentary Geology*, vol. 200, n°3, pp. 184–207.
- Nanayama, F., and Shigeno, K., 2006. Inflow and outflow facies from the 1993 tsunami in southwest Hokkaido. *Sedimentary Geology*, vol. 187, n°3, pp. 139–158.
- Narayana, A. C., Tatavarti, R., Shinu, N., and Subeer, A. 2007. Tsunami of December 26, 2004 on the southwest coast of India: Post-tsunami geomorphic and sediment characteristics. *Marine Geology*, vol. 242, n°1, pp. 155–168.
- Paris, R., Lavigne, F., Wassmer, P., and Sartohadi, J. 2007. Coastal sedimentation associated with the December 26, 2004 tsunami in Lhok Nga, west Banda Aceh (Sumatra, Indonesia). *Marine Geology*, vol. 238, n°1, pp. 93–106.

- Passega, R. (1957). Texture as characteristic of clastic deposition. *AAPG Bulletin*, vol. 41, n°9, 1952–1984.
- Peterson, C. D., Darienzo, M. E., Burns, S. F., and Burris, W. K., 1993, Field trip guide to Cascadia paleoseismic evidence along the northern Oregon coast: Evidence of subduction zone seismicity in the central Cascadia margin: Oregon Department of Geology and Mineral Industries, *Oregon Geology*, vol 5, pp. 99-114.
- Pilarczyk, J.E., Reinhardt, E.G., Boyce, J.I., Schwarcz, H.P., Donato, S.V., 2011. Assessing surficial foraminiferal distributions as an overwash indicator in Sur Lagoon, Sultanate of Oman. *Marine Micropaleontology*, vol. 80, pp. 62-73.
- Pilarczyk, J. E., and Reinhardt, E. G., 2012. Testing foraminiferal taphonomy as a tsunami indicator in a shallow arid system lagoon: Sur, Sultanate of Oman. *Marine Geology*, vol. 295, pp. 128–136.
- Radtke, U., Schellmann, G., Scheffers, A., Kelletat, D., Kromer, B., and Uwe Kasper, H. 2003. Electron spin resonance and radiocarbon dating of coral deposited by Holocene tsunami events on Curaçao, Bonaire and Aruba (Netherlands Antilles). *Quaternary Science Reviews*, vol. 22, n°10, pp. 1309-1315.
- Razzhigaeva, N. G., Ganzei, L. A., Grebennikova, T. A., Ivanova, E. D., and Kaistrenko, V. M. (2006). Sedimentation particularities during the tsunami of December 26, 2004, in northern Indonesia: Simelue Island and the Medan coast of Sumatra Island. *Oceanology*, vol. 46, n°6, pp. 875-890.
- Reineck, H. E., and Wunderlich, F. 1968. Classification and origin of flaser and lenticular bedding. *Sedimentology*, vol. 11, n°1--2, 99-104.
- Reinhart, M. A., and Bourgeois, J. 1987. Distribution of anomalous sand at Willapa Bay. In Washington-Evidence for large-scale landward-directed processes [abstract]: EOS, American Geophysical Union Transactions, vol. 68, p. 44.
- Rodriguez-Vidal, J., Cáceres, L. M., Abad, M., Ruiz, F., González-Regalado, M. L., Finlayson, C., Finlayson, G., Fa, D., Rodriguez-Llanes, J. M. and Bailey, G. 2011. The recorded evidence of AD 1755 Atlantic tsunami on the Gibraltar coast. *Journal of Iberian Geology*, vol. 37, n°2, pp. 177–193.
- Scheffers A, Kelletat D (2005) Tsunami relics on the coastal landscape west of Lisbon, Portugal. *Sci Tsunami Haz*, vol. 23, n°1, pp. 3-15.
- Smith, D. E., Shi, S., Cullingford, R. A., Dawson, A. G., Dawson, S., Firth, C. R., and Long, D. (2004). The holocene storegga slide tsunami in the United Kingdom. *Quaternary Science Reviews*, vol. 23, n°23, pp. 2291-2321.
- Snoussi M. 1980. Géochimie et minéralogie des sédiments fins de l'estuaire de Loukkos (Côte atlantique marocaine); Contribution à l'étude d'un écosystème estuarien. D.E.S. de 3ème Cycle, Univ. Mohammed V, Fac. Sci. Rabat.
- Tejera de León, J. and Duplantier, F. (1981) Origine et signification sédimentologique des dépôts meubles de l'estuaire du Loukkos et du prisme littoral adjacent (littoral nord atlantique marocain). *Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine*, n°29, 133-159.
- Trentesaux, A., Cirac, P., Mhammdi, N., Maazi, H., Malengros, D. and De Resseguier, A. 2005. Comblement récent de l'oued Loukkos (nord du Maroc) à la limite estuaire-fleuve, 10^{ème} Congrès des Sédimentologues Français, Marseille, France, 7-16 octobre 2005.
- Tuttle, M.P., Ruffman, A., Anderson, T. and Jeter, H., 2004. Distinguishing tsunami from storm deposits in eastern North America: the 1929 Grand Banks tsunami versus the 1991 Halloween storm. *Seismological Research Letters*, vol. 75, 117-131.
- Uchida, J. I., Fujiwara, O., Hasegawa, S., and Kamataki, T. 2010. Sources and depositional processes of tsunami deposits: analysis using foraminiferal tests and hydrodynamic verification. *Island Arc*, vol. 19, n°3, 427-442.
- Witter, R.C. 1999, Late Holocene paleoseismicity, tsunamis and relative sea-level changes along the south-central Cascadia subduction zone, southern Oregon, U.S.A. [Ph.D. Thesis]: Eugene, Oregon, University of Oregon, 178 p.
- Whelan, F., and Kelletat, D. 2005. Boulder deposits on the southern Spanish Atlantic coast: possible evidence for the 1755 AD Lisbon tsunami. *Science of Tsunami Hazards*, vol. 23, n°3, 25–38.

III. Signature géomorphologique et sédimentaire probable du tsunami de 1755 dans l'estuaire du Loukkos

Le Golfe de Cadix semble abriter les sources les plus dangereuses. Les failles qui y sont présentes ont déjà généré de grands séismes et les tsunamis associés qui ont frappé les villes côtières marocaines dans le passé, en particulier le 1er novembre 1755, événement connu sous le nom du Séisme de Lisbonne (El Mrabet 2005), il s'est produit vers 9h du matin et a été observé dans l'Atlantique africain et européen, mais les rapports les plus importants étaient ceux du Portugal, Espagne et Maroc. Il est considéré comme l'un des séismes les plus forts jamais rapportés (Richter 1958) à magnitude de 8,25 à 8,75.

1. Apport des cartes historiques

L'un des effets les plus spectaculaires des tsunamis est, sans aucun doute, le grand changement géomorphologique que peut subir la région touchée, d'où l'orientation des études récentes vers l'identification de changements géomorphologiques liés aux événements de haute énergie (Mascarenhas 2006 ; Fagherazzi & Du 2008 ; Kench *et al.*, 2008). Ce changement est surtout lié à l'inondation des zones côtières, l'arrachement et la mise en place de blocs rocheux sur les côtes (Nott 2003 ; Noormets 2004).

L'estuaire du Loukkos, utilisé comme port depuis l'époque phénicienne, a suscité un grand intérêt politique et économique de la part des marines et des commerçants portugais et espagnols, de sorte qu'il existe une précieuse base de données sur le site de Larache, comme des rapports et cartes élaborés à des fins civiles et militaires. Ceci fait de l'estuaire une zone clé pour déchiffrer les récents changements climatiques (Carmona & Ruiz, 2009), la sédimentation (Tejera de Leon & Duplantier, 1981) et les effets des événements à haute énergie comme le tsunami du 1er novembre 1755 (Mhammdi *et al.*, 2015).

Ainsi, plusieurs cartes historiques (1610, 1668, 1760-1765 et 1774) ont été étudiées pour en extraire les changements géomorphologiques majeurs qu'a subis la région suite au tsunami de 1755, les références utilisées ont été tirées de Gasco (2001) et de Chahboune (2014), ce sont des croquis dessinés à la main par Joao Mateo Benedetti, Diego Noble et d'autres inconnus et qui reflètent l'état du Loukkos avant et après 1755.

Les cartes historiques disponibles fournissent une perspective générale sur les effets géomorphologiques du tsunami de 1755. Sur le plan général, le Loukkos d'autrefois paraît

complètement différent de celui d'aujourd'hui (fig. 60), comme les croquis historiques sont faits à la main, sans aucune mesure précise, la superposition s'est donc avérée difficile, cependant nous avons essayé de tirer les changements majeurs visibles en prenant comme référence le site Lixus et l'orientation de l'océan atlantique. Ainsi, la carte historique de 1610 montre que la rivière se jette dans une vaste lagune, quant à la carte de 2018, on voit que la rivière se jette dans l'océan, et que le périmètre de l'estuaire, devenu méandrique, a diminué.

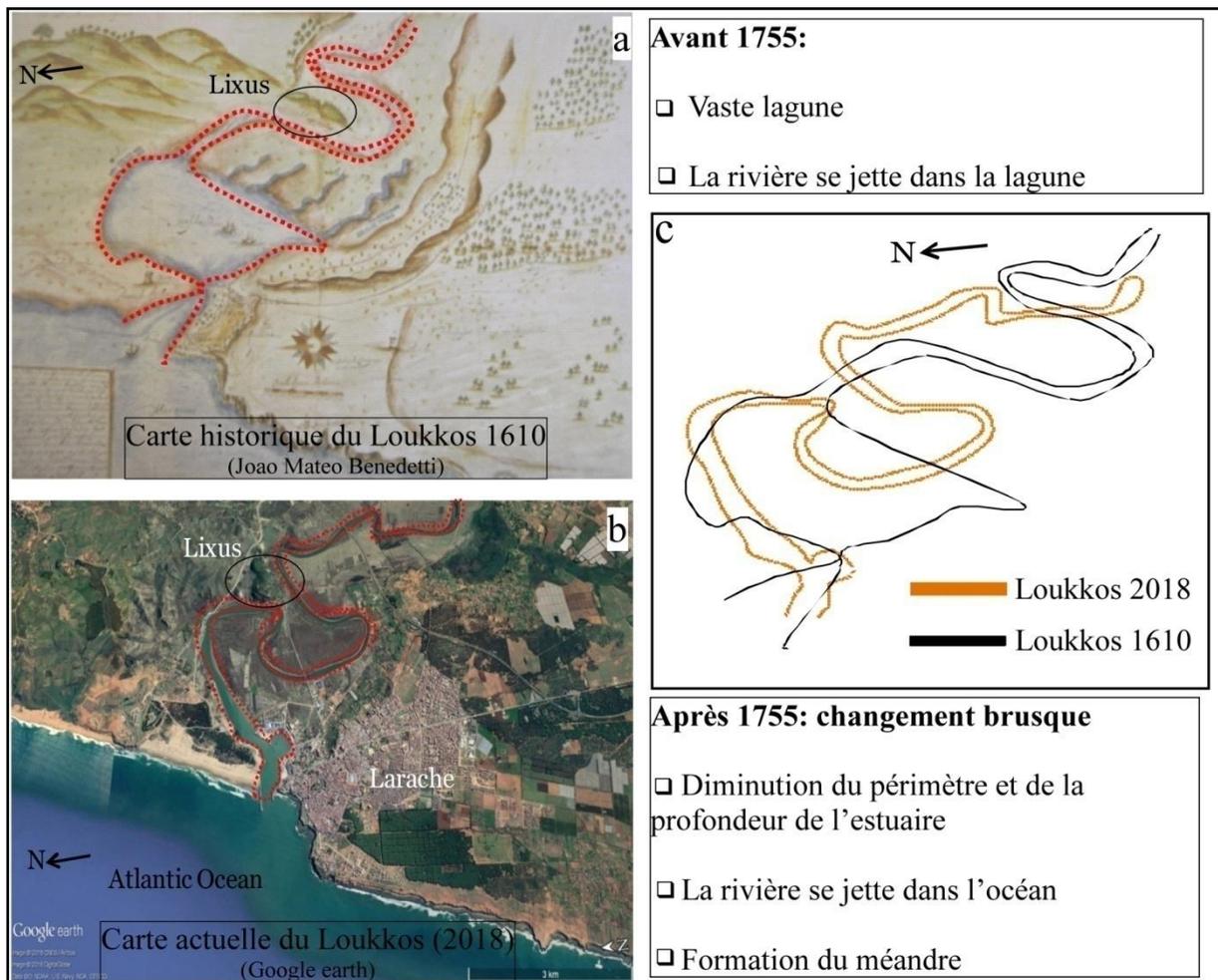


Figure 60: Comparaison entre le Loukkos de 1610 et celui d'aujourd'hui

Plus particulièrement, on remarque la perte d'un bras faisant que l'île antique de Lixus se retrouve au milieu des terres (fig. 61, 63). De surcroît, la personne qui a dessiné la carte n'a pas réussi à relever certains détails et les mettre en évidence après 1755 du fait que plusieurs zones ont été détruites (fig. 62, 64).

Les croquis qui datent d'avant 1755 montrent une vaste lagune avec des navires dans l'estuaire, la rivière se jetait à l'intérieur de cette lagune sans atteindre la côte océanique (fig. 61, 62), contrairement aux cartes post-1755, elles montrent que le méandre s'est déjà formé et que la rivière se déverse dans l'océan atlantique. (fig. 63, 64)



Figure 61: Estuaire du Loukkos avant 1755 ; carte historique de l'embouchure du Loukkos en 1610 (Joao Mateo Benedetti).



Figure 62: Estuaire du Loukkos avant 1755 ; carte historique de l'embouchure du Loukkos en 1668 (Inconnu)

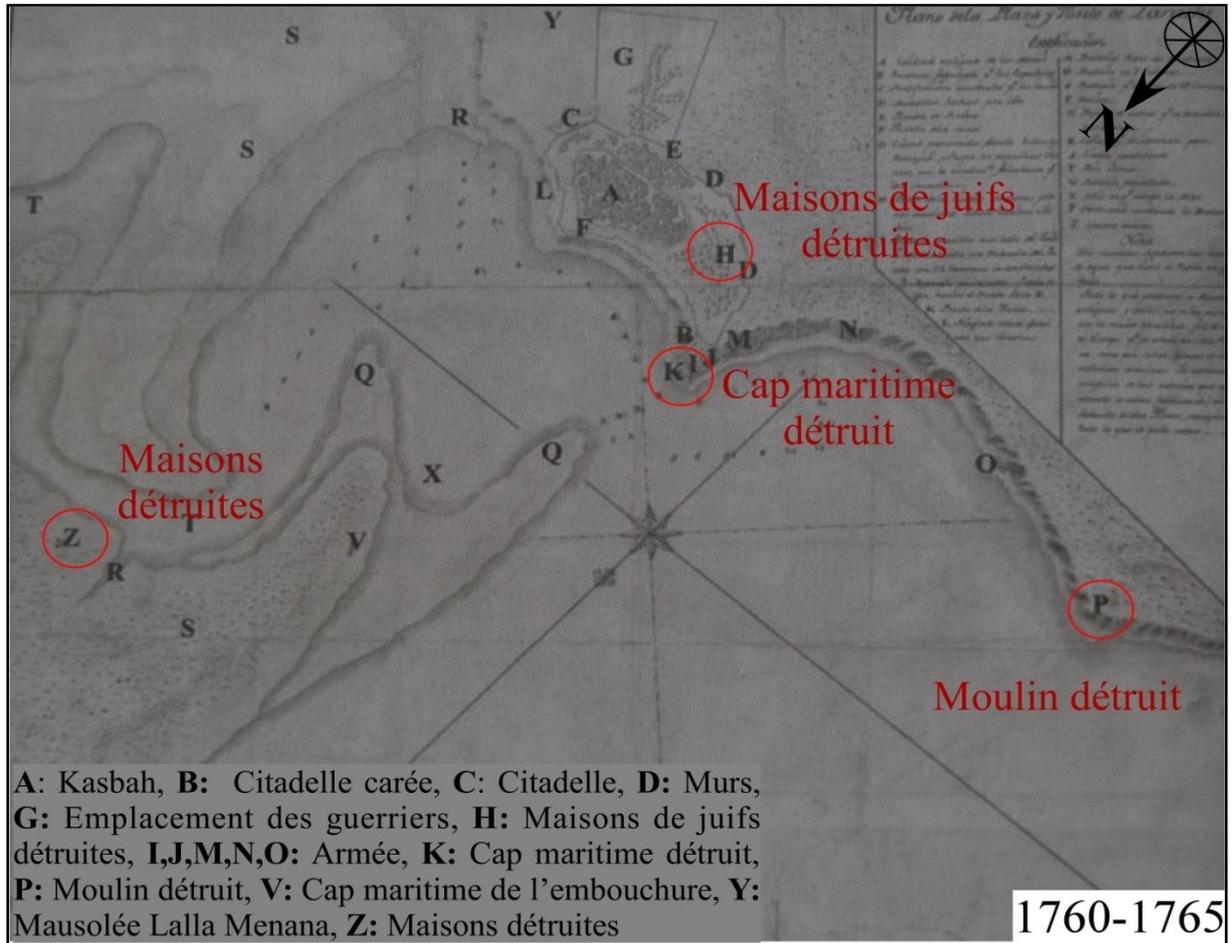


Figure 63: Estuaire du Loukkos après 1755 ; carte historique de l'embouchure du Loukkos entre 1760 et 1765 (Inconnu).



Figure 64: Estuaire du Loukkos après 1755 ; carte historique de l’embouchure du Loukkos en 1774 (Diego Noble. Bibliothèque nationale de France).

Ainsi, le tsunami de 1755 a causé des changements importants et brusques dans la zone étudiée, avec la diminution rapide du périmètre et de la profondeur de l’estuaire (Carmona & Ruiz 2009) et la destruction de certaines constructions, cependant, cette destruction pourrait être également due aux batailles liées à la décolonisation de la ville dirigé par Moulay Ismail en 1689 contre la colonisation espagnole. De plus, d’après les récits historiques, le double effet du séisme et tsunami de 1755 aurait été accompagné de fissurations au niveau des murs de constructions des monuments historiques de Lixus (Ouacha, 2018) et d’un taux élevé de mortalité.

2. Signature sédimentaire

L'étude sédimentologique a été limitée au premier mètre de la carotte Carla 5 et la coupe verticale Louk 7 (fig.65). Le choix des carottes vient en réponse à ce que les sédiments fins sont vulnérables aux agents d'érosion et de transports et donc ne peuvent être préservés dans toutes les carottes, mais aussi que le tsunami de 1755 est un événement récent, et d'après les datations de Carmona & Ruiz (2009), le premier mètre des carottes correspond au dernier millénaire.

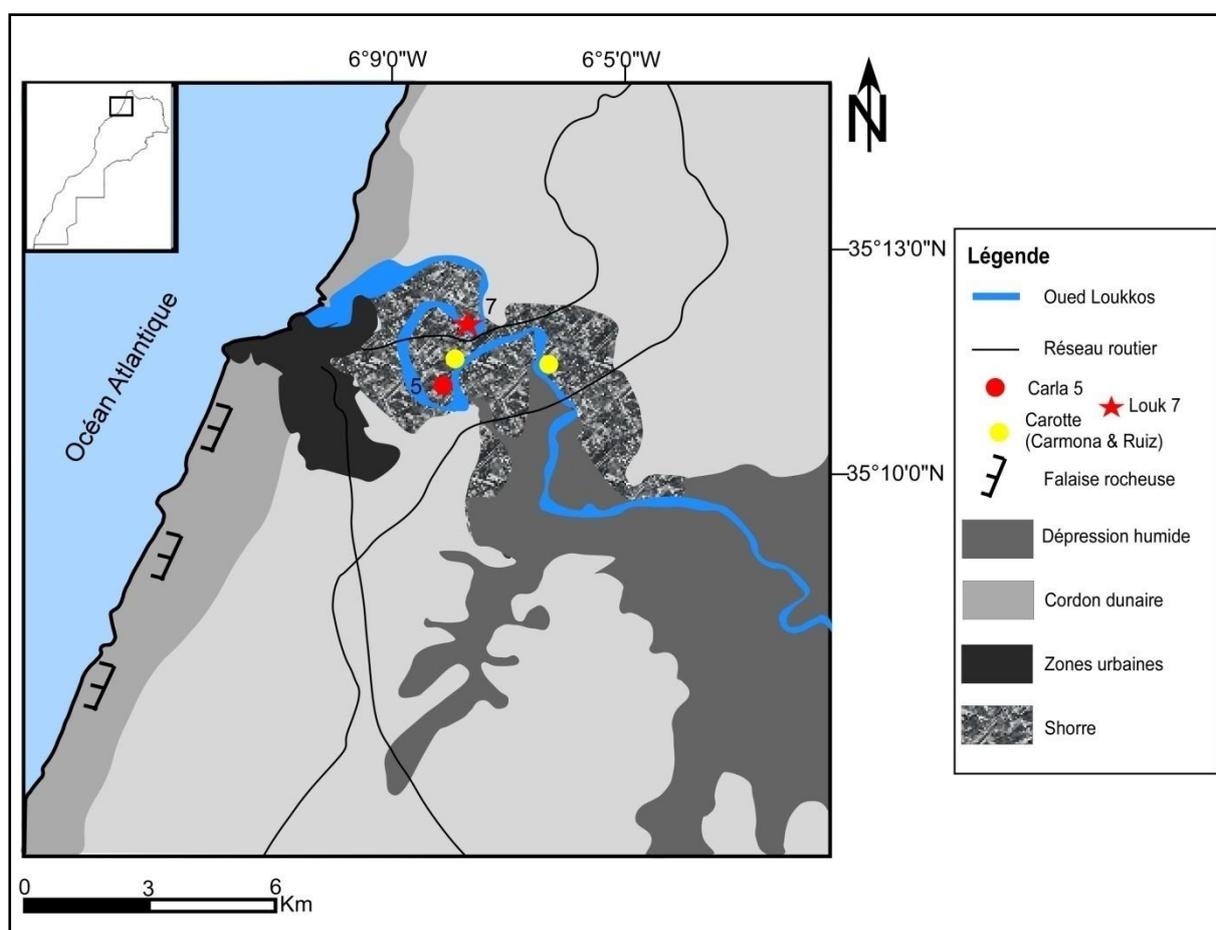


Figure 65 : Situation de la zone d'étude et des carottes étudiées

Carla :

Les carottes extraites représentent dans leurs sommets un faciès argilo-silteux de couleur grise ou vert olive, qui contient des restes de végétaux, des gastéropodes et de la matière organique, typique du milieu confiné. Toutefois, certaines de ces carottes sont marquées par la présence de niveaux minces de sable.

L'analyse sédimentologique de la carotte Carla 5 a montré que la couche sableuse représente des caractéristiques granulométriques différentes des couches argileuses (fig. 66). Elle renferme une base érosive et principalement constituée de sable grossier à fragments de bivalves, mal classé et asymétrique vers les particules fines ce qui indique que le transport de ce sable s'est produit sous une forte énergie en un temps court (Tuttle *et al.*, 2004). Sous la loupe binoculaire, les grains de quartz de ce dépôt sont subangulaires à subarrondis, similaires de ceux de la plage et sont mélangés à de nombreux foraminifères benthiques et planctoniques, de spicules et de spongiaires.

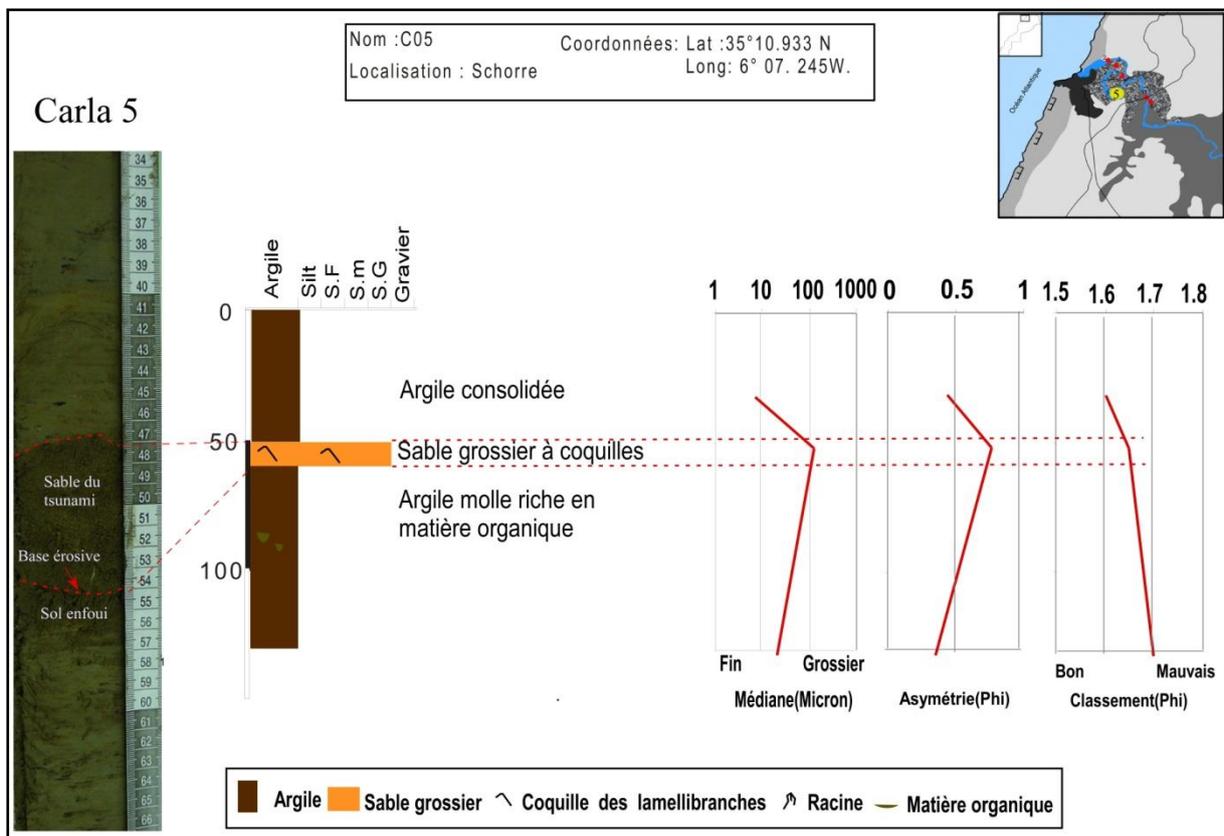


Figure 66 : Description sédimentaire de Carla 5

Louk7 :

La coupe verticale Louk 7 (fig. 67) marque la présence du même passage sableux rencontré dans Carla 5, compris entre la vase et la matière organique. Cette couche sableuse à coquilles fait environ 5 cm d'épaisseur et se situe à une profondeur de 50 cm, elle est caractérisée par une érosion basale et contient des cristaux de sel, du zircon, des débris de

coquilles, des traces de végétaux et des rip up clasts. Le sable est moyen à fin similaire à celui de la plage. La matière organique présente constitue la base et le sommet de cette couche de sable. Cette matière organique est considérée par Fujino *et al.*, (2006) comme preuve d'un tsunami, cependant, il n'est toujours pas clair comment une couche de matière organique puisse être déposée juste avant le dépôt grossier du tsunami, puisqu'elle prend beaucoup de temps à décanter et devrait donc être déposée en dernier (fig. 67). Ce dépôt renferme les mêmes caractéristiques des niveaux de sable rencontrés dans les carottes étudiées, ce qui nous permet d'établir une corrélation de ces différentes couches sableuses et les attribuer au tsunami de 1755.

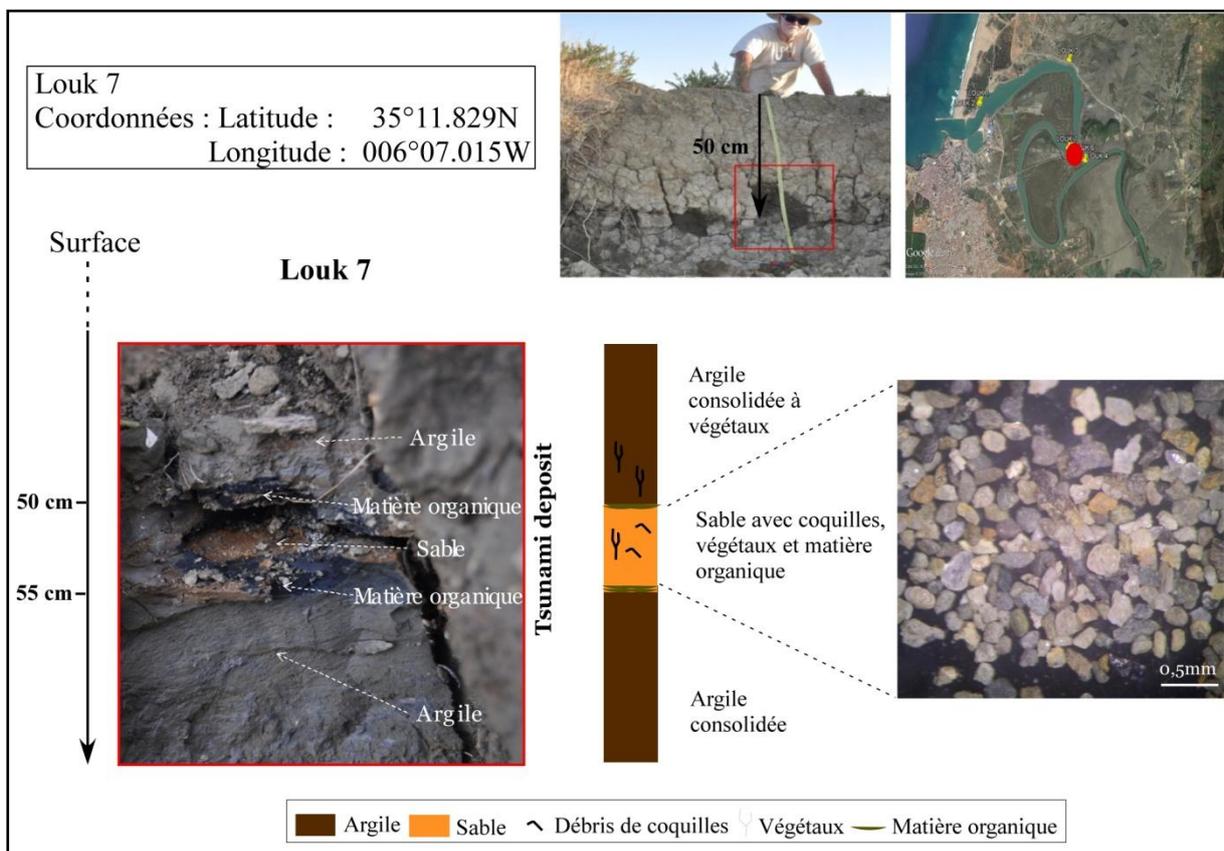


Figure 67 : Description du dépôt de tsunami rencontré dans la coupe verticale louk7.

La présence ou absence des dépôts fins de tsunamis dans l'ensemble des carottes prélevées sur le site d'étude pourraient être expliquées par les changements géomorphologiques, tectoniques et érosifs que peut subir la région et qui peuvent aller jusqu'à éroder complètement le dépôt, quant à l'épaisseur du dépôt, elle dépend surtout des pièges

géomorphologiques, de la présence ou non de l'érosion, du milieu du dépôt et de la proximité de l'embouchure où l'action marine est beaucoup plus accentuée (Wassmer *et al.*, 2010).

3. Estimation de l'âge

Les dépôts de tsunami sont très difficiles à dater directement au radiocarbone car ils se composent de stocks coquilliers fossiles remobilisés. Cependant l'étude faite par Carmona & Ruiz (2009) sur des carottes prélevées dans le même site d'étude montre que le premier mètre correspond à la période allant du 17^e siècle jusqu'au présent. Etant donné que le plus ancien tsunami daté dans la région étudiée se situe dans la carotte Carla 11 à une profondeur de 4m avec des âges allant de 3000 à 5000 cal BP (Mhammdi *et al.*, 2015), et si l'on compare l'altitude de ce dépôt avec les datations données par Carmona & Ruiz (2009), il devient clair que le dépôt lié au tsunami de 1755 se situe bel et bien dans le premier mètre des carottes. Néanmoins une datation absolue et précise est toujours en cours pour trancher, et malgré tout, les archives montrent que le tsunami de 1755 était le plus fort et le plus important pour aller jusqu'à provoquer des changements importants dans les zones affectées et détruire toute trace d'anciens événements extrêmes, ce qui nous laisse soutenir l'hypothèse établie du tsunami de 1755.

IV. Historique des tsunamis enregistrés dans les sédiments de l'estuaire du Loukkos

Comme les sédiments fins de tsunamis sont difficiles à identifier, la plupart des études tentent de préférence d'utiliser les régions documentées dans les différents catalogues de tsunamis ou séismes, la présente étude illustre ce point. Nous avons choisi le catalogue de Kaabouben *et al.*, (2009) comme référence pour corréliser les passages sableux identifiés dans nos carottes sédimentaires. Les datations utilisées sont celles de Trakadas *et al.*, (2016) et Carmona & Ruiz (2009), elles ont permis de déduire le taux approximatif de sédimentation par an et ainsi, lier chaque couche à un intervalle d'âge.

Ainsi, plusieurs couches de sable ont été identifiées dans les carottes des deux missions, déposées dans un environnement plus ou moins calme à sédimentation argileuse, ce qui signifie qu'on a devant nous plusieurs événements historiques qui ont interrompu la sédimentation normale ou le cycle sédimentaire habituel de la zone. La datation et la

corrélation de ces événements représentent un élément clé et un défi dans la reconstitution des archives préhistoriques et la prévention des risques naturels.

Parmi les tsunamis produits et cités dans le catalogue de Kaabouben *et al.*, (2009), seul celui de 1755 a été identifié dans les sédiments du Loukkos (tab.12) de plus, la profondeur des forages réalisés et des profils géophysiques extraits nous a permis de détecter d'autres paleotsunamis non répertoriés dans les catalogues, que nous allons nommer respectivement, premier et deuxième dépôt de tsunami (3000 et 5000 cal BP) situés entre 3 et 5m de profondeur et troisième dépôt de tsunami (2000 et 3000 cal BP) situé entre 2 et 3m de profondeur.

Tableau 12 : Catalogue des tsunamis qui ont probablement touché la côte atlantique du Maroc. (En gris le tsunami identifié dans le Loukkos) (d'après Kaabouben *et al.*, 2009).

Date	Longitude	Latitude	Source	Magnitude	Intensité	Sources
382	-10	36	S-W de l'Ibérie	–	2	3;4
881	–	–	W-Med	–	4	1
1755	-10	36,5	S-W de l'Ibérie	8,7	4	1;3;5;6;7;8
1761	-13	34,5	Faille de Gloria	8,5	3	2;9
1941	-18,98	37,42	Faille de Gloria	8,2	4	6;10
1969	-10,57	36,01	S-W de l'Ibérie	7,9	4	11;12;13;14;15;16;17
1975	-17,56	35,98	Faille de Gloria	7,9	4	11;18

Sources: (1) El Mrabet (1991, 2005); (2) Baptista et al. (2006); (3) Catalogo GITEC; (4) Sousa (1678); (5) Gazette de Cologne (1756); (6) Debrach (1946); (7) Gazette d'Amsterdam (1755); (8) Verdadera Relacion (1756); (9) Le Journal Historique (1773); (10) Moreira (1968); (11) (Baptista et al. (1992); (12) Heinrich et al. (1994); (13) Gjevik et al. (1997); (14) Rabinovich et al. (1998); (15) Diario de Noticias (1969); (16) Diario da Manha (1969); (17) Al Alam (1969); (18) Kaabouben et al. (2008).

1. Signature géophysique

Les profils géophysiques étudiés montrent des interfaces inférieures réfléchissantes au niveau actuel du lit du Loukkos. De façon générale, les couches inférieures réfléchissantes sont le résultat d'événements sédimentologiques passés, qui peuvent comprendre la migration du lit de la rivière et ou l'impact des tempêtes et tsunamis à forte énergie. Pour notre cas, nous avons corrélié ces réflexions avec les tsunamis répertoriés mais aussi les non répertoriés que nous avons réussi à identifier dans les carottes sédimentaires.

Le profil 1 (fig.68) est situé dans l'embouchure, tout près des carottes C3, C14, C15, C16, L1 et L2. Il montre la présence de deux principaux réflecteurs situés à 2m et 3m de profondeur respectivement, les facies acoustiques réfléchis pourraient correspondre au deuxième et troisième dépôt de tsunami non répertoriés mais décrits dans les carottes sédimentaires. En ce qui concerne les tsunamis répertoriés dans le catalogue, leur identification sur le profil s'avère difficile.

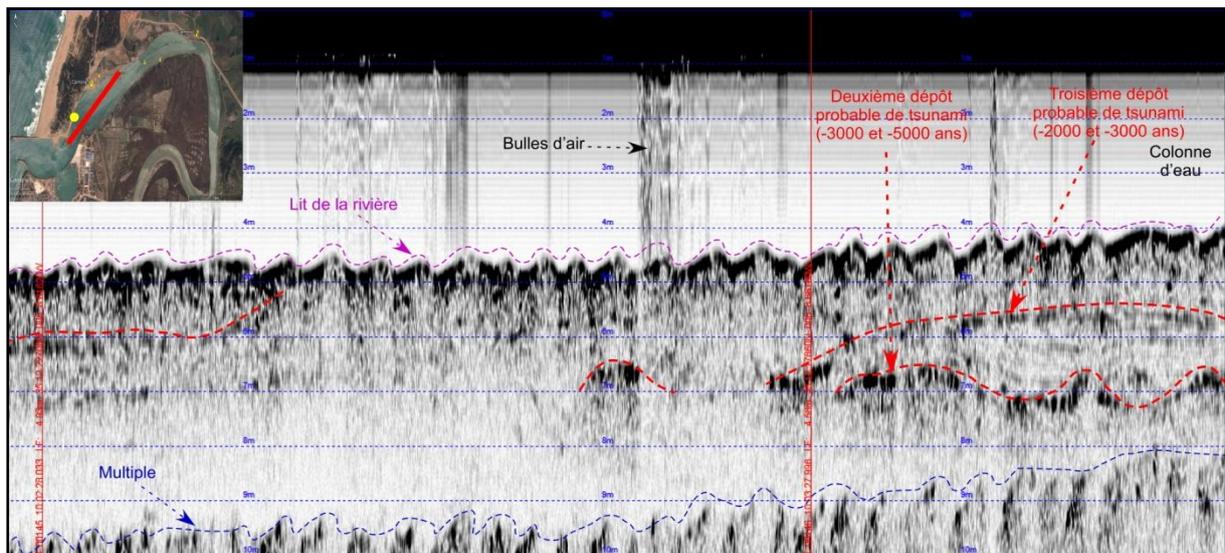


Figure 68 : Identification des tsunamis dans le profil 1 situé dans l'embouchure

Le profil 2 (fig.69) est situé au sud du Loukkos, à proximité des carottes C5, C6, C7, L6 et L7, il montre la présence de deux principaux réflecteurs situés à moins d'un mètre et à presque 2m de profondeur respectivement, le facies acoustique réfléchi tout près de la surface pourrait correspondre au tsunami de 1755 rencontré dans C5 quant au deuxième il pourrait représenter le troisième dépôt de tsunami détecté dans L6.

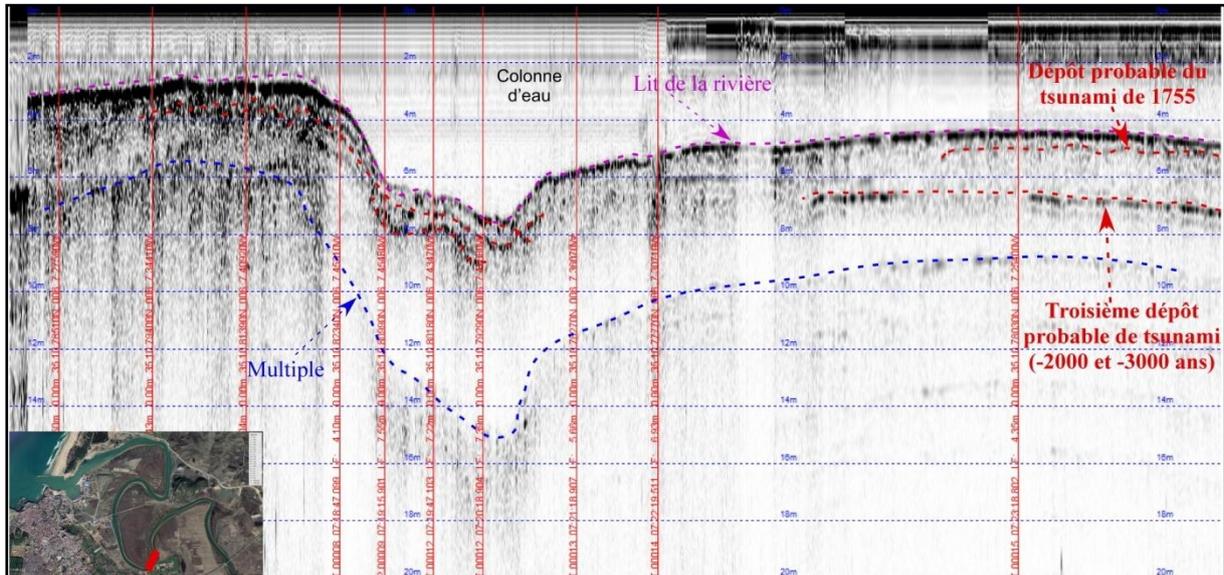


Figure 69 : Identification des tsunamis dans le profil 2 situé au sud du Loukkos

2. Signature sédimentaire

2.1. Tsunamis non répertoriés

Nous avons réussi à identifier précédemment l’empreinte de dépôts de tsunamis dans les différentes carottes étudiées, le plus ancien est d’âge compris entre 3000 et 5000 cal BP, situé à une profondeur entre 4 et 5m dans Carla 11 (Mhammdi *et al.*, 2015) (fig.70) c’est-à-dire que les terrains de 5m de profondeur datent de presque 5000 ans. Par calcul, on se retrouve avec un taux de sédimentation relatif d’environ 0,1 cm/ an, ce qui limite la corrélation des tsunamis cités par Kaabouben et al., (2009) aux 2 premiers mètres des carottes sédimentaires et profils géophysiques. Ceci dit, une datation absolue (en cours) nous permettrait par la suite de relever le taux réel de sédimentation dans l’estuaire du Loukkos et confirmer ainsi, l’origine de ces dépôts sédimentaires. C’est pourquoi, dans ce qui suit, nous allons dresser un inventaire heuristique de l’historique des tsunamis enregistrés dans les archives sédimentaires du Loukkos.

Dans la même carotte (Carla 11), un deuxième assemblage de tsunami, situé entre 333 et 303cm a été identifié et qui renferme les mêmes caractéristiques du premier dépôt de tsunami (fig.70). Le sédiment est polymodal, à classement faible ($2,475\Phi$) et asymétrie vers les particules fines ($0,557\Phi$).

Les mesures de susceptibilité magnétique montrent en plus du premier pic de 477 cm un deuxième pic à environ 350 cm de profondeur et colle parfaitement avec le dépôt du deuxième tsunami d'âge compris en 3000 et 5000 cal BP (Fig. 70).

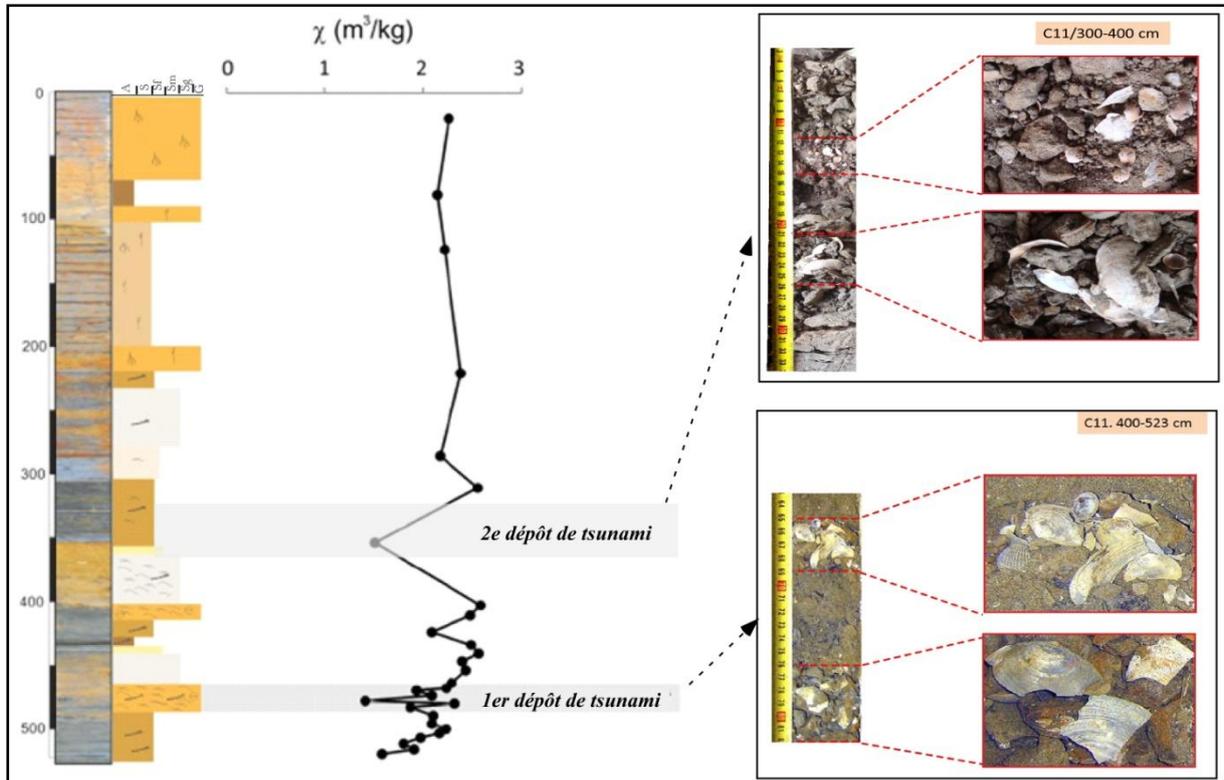


Figure 70 : Premier et deuxième dépôt de tsunami identifiés dans Carla 11

Un troisième niveau sableux apparaît entre 200 et 300 cm dans certaines carottes et dont les caractéristiques sont similaires aux dépôts de tsunamis, pourrait être d'âge compris en 2000 et 3000 cal BP. (fig.71)

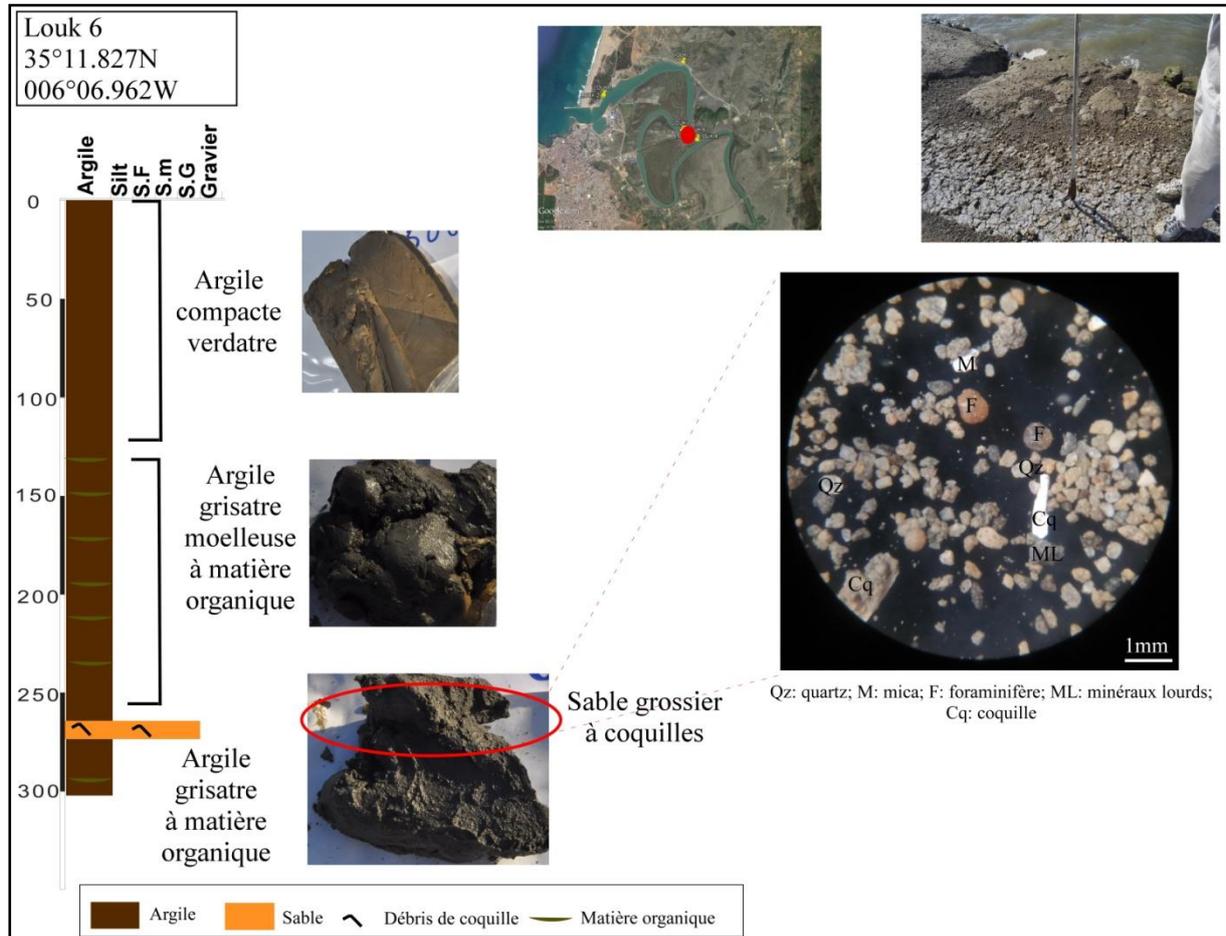


Figure 71 : Troisième dépôt de tsunami identifié dans Louk 6

2.2. Tsunamis répertoriés

L'étude des deux premiers mètres des carottes montre la présence seule du tsunami de 1755 cité dans le catalogue de Kaabouben *et al.*, (2009) et précédemment décrit de façon détaillée. (fig. 72)

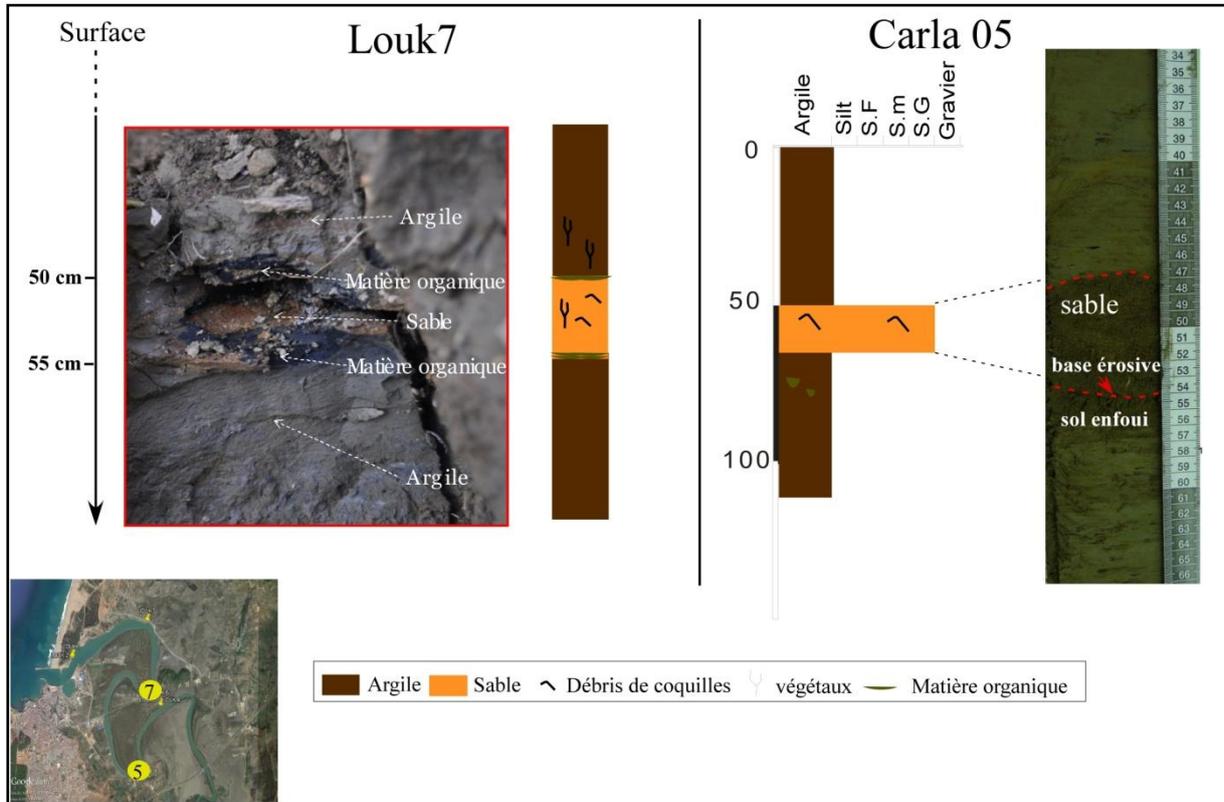


Figure 72 : Dépôt du tsunami de 1755 dans Louk 7 et Carla 5

Ainsi, l'étude des carottes sédimentaires nous a permis d'identifier et corrélérer 4 tsunamis ayant probablement touché la région (fig.73), la présence ou absence de certains de ces dépôts dans l'ensemble des carottes est à mettre en relation avec les changements géomorphologiques, tectoniques et érosifs que peut subir la région et qui peuvent aller jusqu'à éroder complètement le dépôt (absence de dépôts de certains tsunamis cités dans le catalogue de Kaabouben *et al.*, 2009).

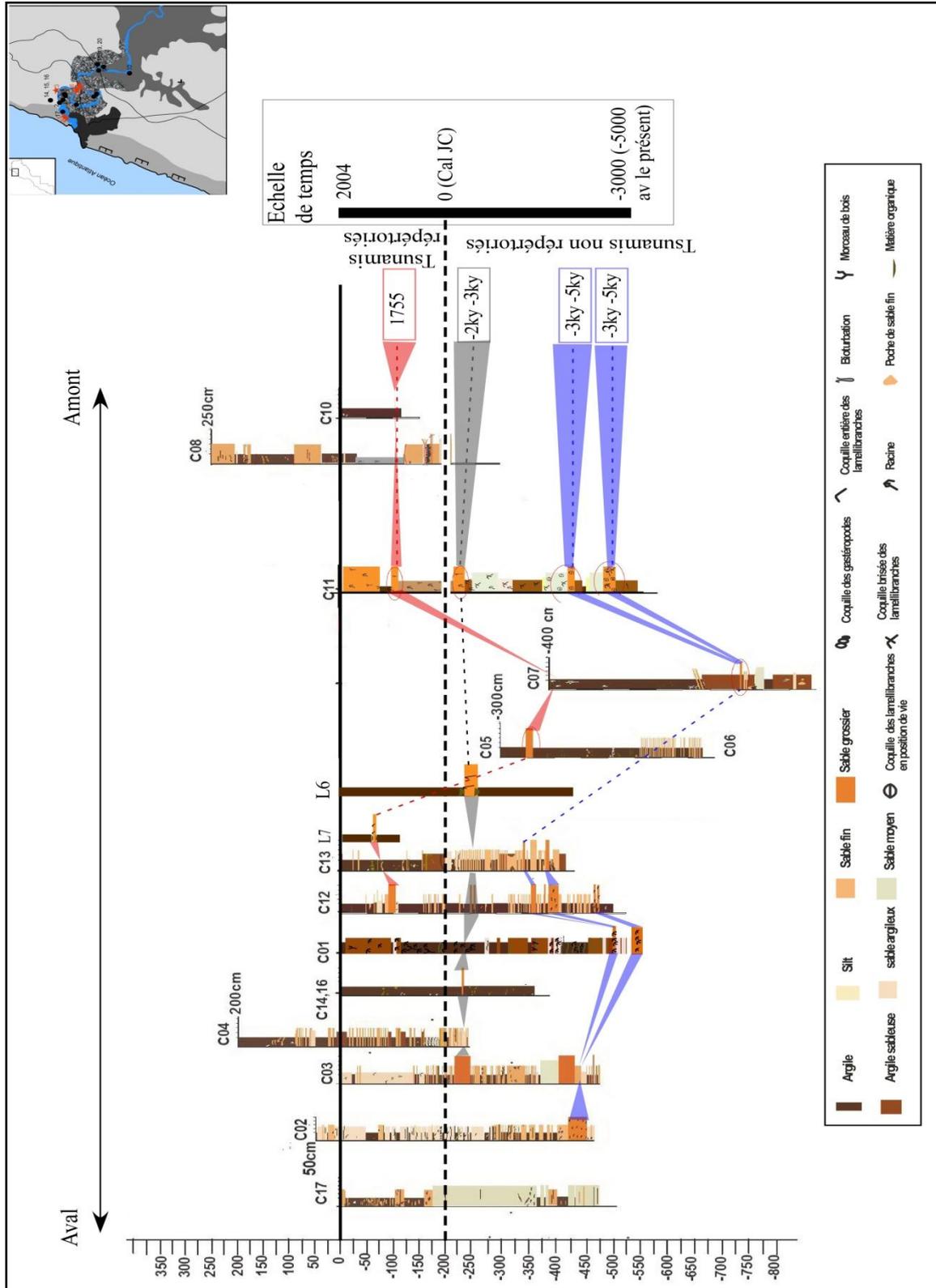


Figure 73 : Corrélation entre les tsunamis enregistrés dans les sédiments du Loukkos

V. Distinction des dépôts de tsunamis et tempêtes

Un défi majeur en matière d'identification des tsunamis dans les archives sédimentaires, consiste à distinguer la signature du tsunami des autres événements extrêmes, en particulier les tempêtes. La raison pour laquelle, nous avons réalisé une étude comparative basée sur les résultats obtenus de l'étude des tsunamis et les tempêtes hivernales qui ont récemment touché le Maroc.

En effet, la côte atlantique marocaine est fréquemment touchée par les tempêtes hivernales régulières associées surtout aux dépressions de l'Atlantique Nord et entraînant ainsi une érosion, une redistribution des sédiments et de graves dommages aux infrastructures. Dans ce qui suit, nous allons présenter l'impact de deux tempêtes fortes, produites en 2014 et 2017, sur la côte de Larache et Rabat comme exemple d'appui, notamment sur l'Homme, les infrastructures et les installations touristiques mais aussi sur la répartition sédimentaire, pour mettre en évidence les critères de distinction des dépôts des tsunamis et tempêtes.

1. Effets des tempêtes hivernales sur la côte atlantique marocaine

1.1. Effets des tempêtes hivernales de 2017

Résumé

Cet article présente les résultats préliminaires des effets de tempêtes sur la côte de Rabat au Maroc, surgies entre le 28 février et le 1^{er} mars 2017 et liées à une dépression dans l'océan atlantique combinée aux vents violents (100 km) et à la marée haute, pour but d'identification et de gestion des zones côtières à risque dans le futur (Annexe V). En effet, les plages ont été fortement érodées, les enrochements ont été déstabilisés et les constructions ont été submergées et détruites.

Effects of the winter storms of 2017 on the Atlantic coast of Rabat: A preliminary evaluation

*Effets des tempêtes hivernales de 2017 sur la côte Atlantique de Rabat :
Evaluation préliminaire*

Zaïneb BELKHAYAT*, Rajae EL AOULA & Nadia MHAMMDI

*Geophysics and Natural Hazards Laboratory (LGRN), Institut scientifique; Geophysics, Natural Patrimony and Green Chemistry Research Center (GEOPAC), University Mohammed V in Rabat, Maroc. *(belkhayat-zineb@live.com)*

Abstract. This paper considers the preliminary results of storms effects on the Rabat coast that occurred on 28 February and 1st March, 2017 in Morocco, in order to identify and manage risk coastal areas in the future. Indeed, the beaches were strongly eroded, the rock fills were destabilized and the constructions have been flooded and devastated.

Keywords: Storm, Erosion, Coast, Rabat.

Résumé. Cet article présente les résultats préliminaires des effets de tempêtes sur la côte de Rabat au Maroc, survenues entre le 28 février et le 1er mars 2017, pour but d'identification et de gestion des zones côtières à risque dans le futur. En effet, les plages ont été fortement érodées, les enrochements ont été déstabilisés et les constructions ont été submergées et détruites.

Mots-clés: Tempête, Erosion, Côte, Rabat.

INTRODUCTION

The geographical situation of the Moroccan coastal cities makes them vulnerable to natural hazards and extreme events such as storms, tsunamis, floods and erosion ... In general, statistical data on the storms that affected the Moroccan coast during the last century are rare, although some references were quoted by Simonet & Tanguy (1962), Cherfaoui & Doghmi (2002), Minoubi et al. (2013) and El Messaoudi et al. (2016) about storm events that were

generated during the winter, and caused damage to infrastructures, property and personal injury.

The storms of 28 February and 1st March, 2017 generated waves with 6 to 7 m of significant height that reached the Moroccan coast between Kenitra and Tarfaya (National Meteorological Department, unpublished data). The objective of this short report is to describe some effects of this storm on buildings and coastal infrastructure along the coast of Rabat (34°N; 6°W).

STUDY AREA

The coast of Rabat is located in the north-west of Morocco, is oriented NE-SW and is mostly composed of lithified sand dunes parallel to the coastline, separated by longitudinal cliffs and depressions (locally called Oulja), transversally cut by the Bouregreg estuary that separates Rabat from Salé city.

Morphologically, the barrier beach of Rabat is characterized by lithified high dunes (probably ancient spits) eroded frontally by sea cliff. The southern part of the coast is made in general by small sandy beaches (Casino, Sables d'Or, Skhirat...) separated by rocky cliffs and limestone pavement platforms (South of Temara, Miramar, Guéville). (Gigout 1957, Akil 1980, Saaidi 1988, Chabli et al. 2003, Akil et al. 2008, Chahid, 2017).

MARINE WEATHER

According to the Moroccan National Meteorological Department, the storms that affected the Moroccan coast between Kenitra and Tarfaya on 28 February and 1st March 2017, and engendered swells, winds and windwaves from the north-west was due to a depression located in the North Atlantic Ocean combined with strong winds (100 km/h) and elevated tide amplitude (Fig. 1). The maximum significant height recorded in SIMAR point 1052036 by Puertos del Estado (<http://www.puertos.es/en-us/oceanografia/Pages/portus.aspx>) was about 3.68 m while the high tide was about 3.49 m on 28 February at 15h37 and 3.60 m on 1st March at 3h54 (<http://maree.shom.fr/harbor/RABAT/hlt/0?date=2017-02-28&utc=0>) (Fig. 2).

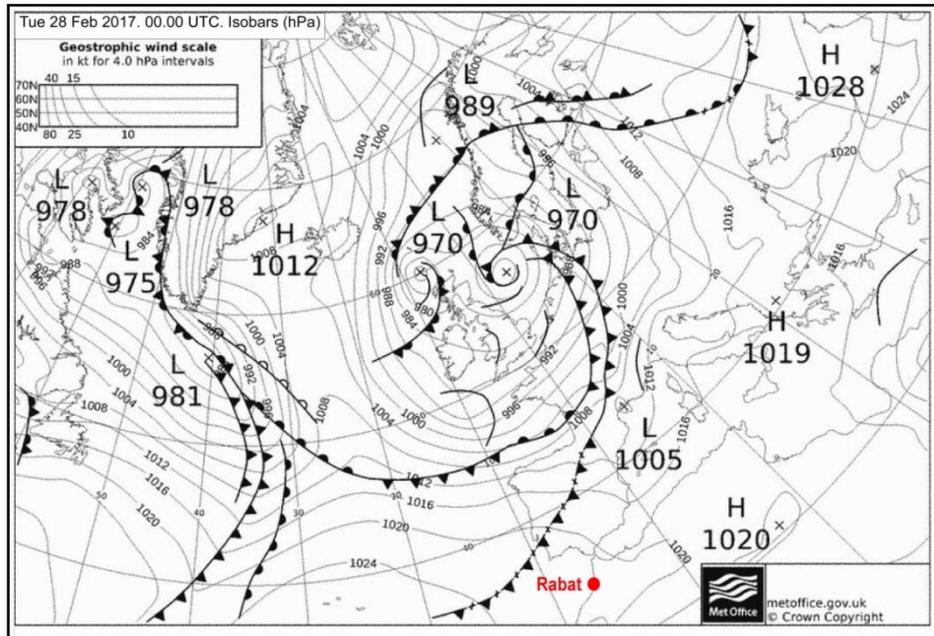


Figure 74 : Fig.1. weather chart Of 28 february 2017 at 00.00 UTC. Isobars in hPa. Altitude information is referenced to mean sea level.

<http://www.wetterzentrale.de/reanalysis.php?map=1&model=bra&var=45&jaar=2017&maand=2&dag=28&uur=0000&h=1&nmaps=24>

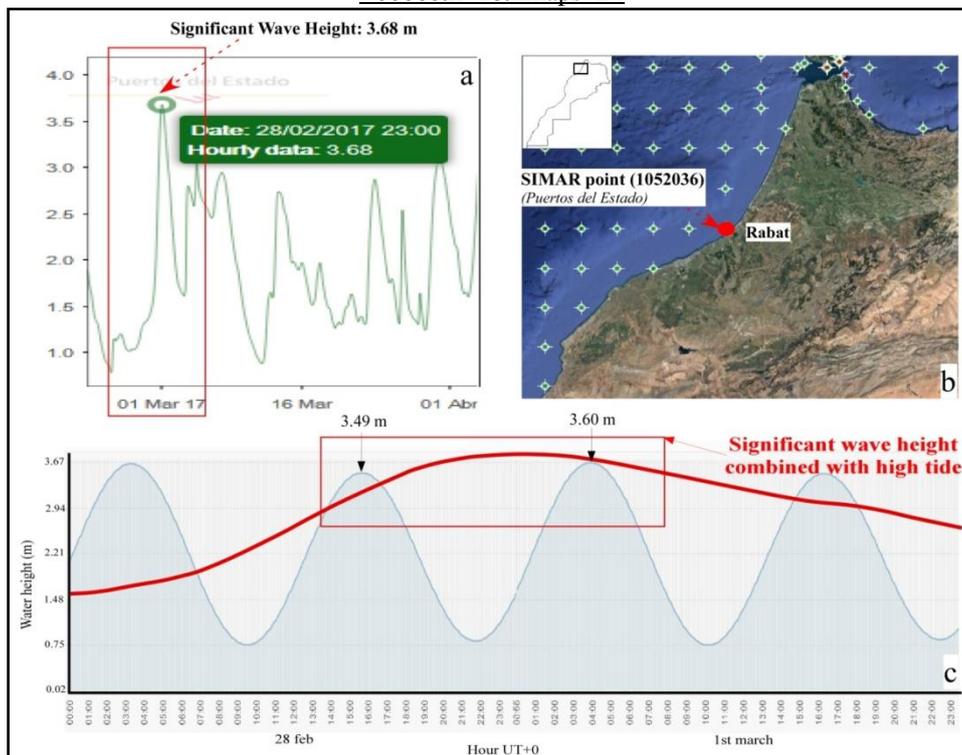


Figure 75 : Fig 2. Significant height (a) recorded in SIMAR point 1052036 by Puertos del Estado (b) superimposed with high tide (c). <http://www.puertos.es/en-us/oceanografia/Pages/portus.aspx> ;

<http://maree.shom.fr/harbor/RABAT/hlt/0?date=2017-02-28&utc=0>

EFFECTS OF THE STORM OF 2017

The observed effects of both storms are mainly illustrated in figures 3 and 4.

Effects on the rocky cliff of Rabat

On the coast of Rabat, the waves reached buildings at a distance of 170 m from the shoreline. (Fig. 3-C) (N 34°1'46.48"; W 6°50'45.43"). Inundation damaged parts of the rocky cliff, the road and some coastal infrastructures, displaced boulders, washed away and deposited sand and trash on the 12 m high road (Fig. 3-C,D). By 7 March, although sand and stones had been cleared from the road and parking (Fig. 3-C2) by the Municipality, damage was still visible (Fig. 3-B).

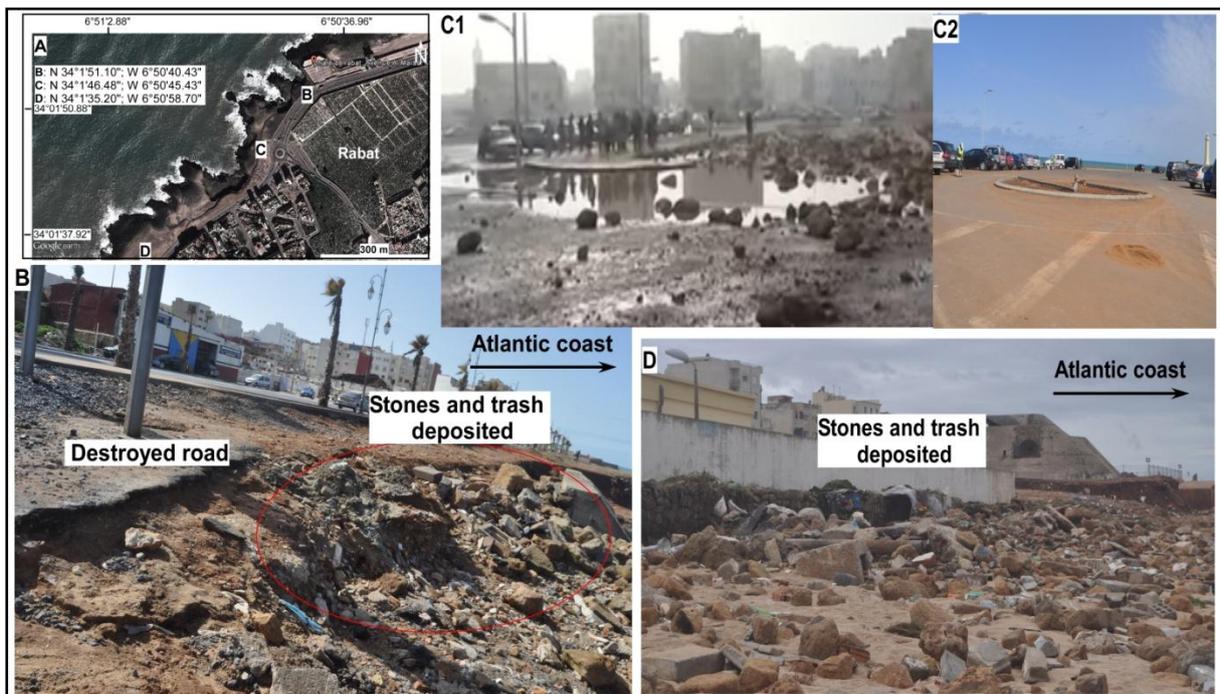


Figure 76 : Fig 3. Damage caused by the storm surge on the Coast of Rabat. A: Location of the observation sites; B: Destroyed road, stones and trash deposited in the road; C1: Stones dragged away in parking; C2: Parking cleaned after the storm surge; D: Stones and trash deposited.

Effects on the sandy coast of Harhoura-Temara

Damage caused to the sandy coast of Harhoura and Skhirat was spectacular as coastal structures were severely affected since they were close to the beach and marine hydrodynamic energy was strongest. Flooding was observed along the coastal road and especially in the

areas where the coastline was closest to infrastructures. The inundation depth reach was about 150 m (Fig. 4-C). The wave currents were strong enough to destroy the 6 m high sidewalk (N 33°55'49.59"; W 6°57'26.40"), break and then displace stairs (N 33°55'45.41"; W 6°57'31.5") and wash away sand and boulders carved from the cliff (N 33°55'48.15"; W 6°57'23.99"). The largest boulder found at 30 m from coastline, attained a volume of ~0.6 m³ (1.4 × 0.8 × 0.5 m) and 1.2 tons assuming a volumetric weight of 2000 kg/m³ (Fig. 4). In addition, 6 persons were caught by the huge waves in Val d'Or beach; some were able to escape while a woman died in the hospital.



Figure 77 : Fig 4. Damage caused by the storm surge on Temara. A: Location of the observation sites; B: Destroyed and displaced wall, displaced boulder (1.4 x 0.8 x 0.5 m); C: inundation marked by sand deposited (~150m); D: Sidewalk and wall destroyed.

DISCUSSION AND CONCLUSION

The effects of the winter storm of 2017 on the Atlantic coast of Rabat were briefly described in this note based on field observations, and showed that waves completely flooded the inland and caused several damages on coastal buildings and infrastructures.

This extreme phenomenon was referred to using various terminologies; it could be a storm surge since it was induced by a summation of the effects of the depression off the North Atlantic Ocean, the strong winds and the high tide (Galli & Hontarrède 2001). It can also be due to superimposed waves as the study area is far from the depression center. Based on scientific literature, the flooding may also correspond to a “meteotsunami” or “meteorological tsunami” because it was characterized by long period waves causing comparable behaviour to the tsunami (Defant 1961; Rabinovich & Monserrat 1996 and 1998, Bryant 2014, González et al. 2001). The meteo-tsunami phenomenon has much in common with storm surges (Levin & Nosov 2009), and the only formal difference between a storm surge and a meteo-tsunami consists in the difference between their maximum periods. The maximum period for a meteotsunami does not exceed several hours, while storm surges may last several days (O’Brien et al. 2013).

The same phenomenon occurred three years ago in January 2014, during a North Atlantic low pressure system called “*Hercules* that affected the Atlantic coast in Portugal, England, Spain, Morocco... and caused several damages (Mallet et al. 2014, Ministère de l’équipement du transport et de la logistique 2014). Therefore, it is important to understand the physical processes of erosion, flood and coastal development to sustainably manage the coastal zone.

ACKNOWLEDGEMENTS

This work was realized under a research program of “*le Laboratoire de Physique du Globe, Institut Scientifique*” with the help of Toubkal Project N° TBK/15/CASBA: “*Caractères Anthropiques et environnementaux de l’érosion des versants du barrage Sidi Mohamed Ben Abdellah*”. Authors would like to thank Dr. Medina and the reviewers for their advised remarks and their contribution to improve the first version of the paper

REFERENCES

- Akil M. 1980. Contribution à l’étude sédimentologique des formations littorales quaternaires de la région de Rabat. *Mém. Dipl. Etudes Sup, Univ. Mohammed V, Fac Sci Rabat*. 137 p.
- Akil M., Galindo-Zaldivar J., Chalouan A. et al. 2008. Mise en évidence d’un corps volcanique par l’aéromagnétisme en offshore au sud de Kenitra ; relation avec les augites des formations quaternaires littorales entre Rabat et El Jadida (Meseta côtière septentrionale, Maroc). *Bull Inst Sci Rabat Sect Sci Terre* 30:23–28.

- Bryant, E.A., 2014. Tsunami: The Underrated Hazard. *Cambridge University Press, Cambridge*. 320 p.
- Chabli A., Galindo-Zaldivar J., Akil M. *et al.* 2003. Nouvelles observations sédimentologiques, stratigraphiques et néotectoniques sur les formations plio-quaternaires de la région de Temara. *Notes et Mém Serv Géol Maroc* 452:293–300.
- Chahid D., 2017. Paléoenvironnements littoraux atlantiques (Pleistocene moyen-supérieur, Holocene) de Rabat-Temara (Maroc) : lithostratigraphie, pétrographie et géochronologie. *Thèse de Doctorat, Fac Sci Meknès*, 249 p.
- Cherfaoui N. & Doghmi H. 2002. Vagues dans l’océan : nouveau regard sur les digues portuaires : théorie et exemples, *Casablanca, sciences de l’ingénieur, Maroc*. 435 p.
- Defant, A., 1961. *Physical Oceanography*. Pergamon Press, Oxford. Vol 1. 729 p.
- El Messaoudi, B.; Ait Laâmel, M. ; El Hou, M. & Bouksim, H. 2016. Situations des fortes houles sur les côtes atlantiques marocaines. *Actes Session Plénière Académie Hassan II des Sciences & Techniques, Rabat, 24-25 février 2015*, pp. 79-99.
- Galli F.L., Hontarrede M., 2001. Surcote et marée de tempête. *Met. Mar.*, 49, 79-89.
- Gigout M. 1957. L’Ouljien dans le cadre du Tyrrhénien. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 7,4-5, 385-400.
- González, J.I., Farreras, S.F., Ochoa, J., 2001. Seismic and meteorological tsunami contributions in the Manzanillo and Cabo San Lucas seiches of September 14, 1995. *Marine Geodesy* 24, 219–227.
- Levin, B. and Nosov, M. 2009. Physics of Tsunamis, chap. 4: The Physics of Tsunami Formation by Sources of Nonseismic Origin. *Springer*. Vol 327. 388 p.
- Mallet C., Garnier C., Maugard F. *et al.* 2014. Compte-rendu des observations post-tempêtes sur le littoral aquitain (décembre 2013 –janvier 2014). *Rapport final. BRGM/RP-63182-FR*, 81 p.
- Ministère de l’équipement du transport et de la logistique 2014. Impacts de la houle exceptionnelle du 06-07 janvier 2014 sur les infrastructures portuaires. 33 p.
- Minoubi A., El Khalidi K., Chaibi M. *et al.* 2013. Variation morphosédimentaire saisonnière et impact de la tempête de Janvier 2009 sur la côte de Safi, Maroc. *ScienceLib Editions Mersenne*, 5,130202. 24 p.
- O’Brien L., Dudley J.M. and Dias F., 2013. Extreme wave events in Ireland: 14680 BP-2012. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 13, 625–648.
- Rabinovich, A.B., Monserrat, S., 1996. Meteorological tsunami near the Balearic and Kuril Islands: descriptive and statistical analysis. *Natural Hazards* 13, 55–90.
- Rabinovich, A.B., Monserrat, S., 1998. Generation of meteorological tsunami (large amplitude seiches) near the Balearic and Kuril Islands. *Natural Hazards* 18, 27–55
- Saaidi E. 1988. Géologie du Quaternaire marocain. *Ed SMER, Rabat*. 440 p.
- Simonet R, Tanguy R 1962. Etude statistique de la houle dans les différents ports marocains pour la période 1928–1952. *Ann Serv Phys Globe Meteorol Rabat XVI*:109–130

1.2. La tempête « Hercules »

1.2.1. Conditions météo-marines

Selon la Direction de Météorologie Nationale, la tempête qui a touché les côtes marocaines le 7 janvier 2014 est due à une dépression de 935 hPa au large de l’océan atlantique, qui a entraîné des vents violents (110-130 Km/h) et des vagues de 15 à 20 m sur les côtes atlantiques européennes et de 6 à 7 m sur la côte atlantique marocaine entre Larache et Sidi Ifni (prévisions du mardi 7 janvier 2014 fournies par le *Fleet Numerical Meteorology and Oceanography Center FNMOC Wave Watch*) (Fig.78).

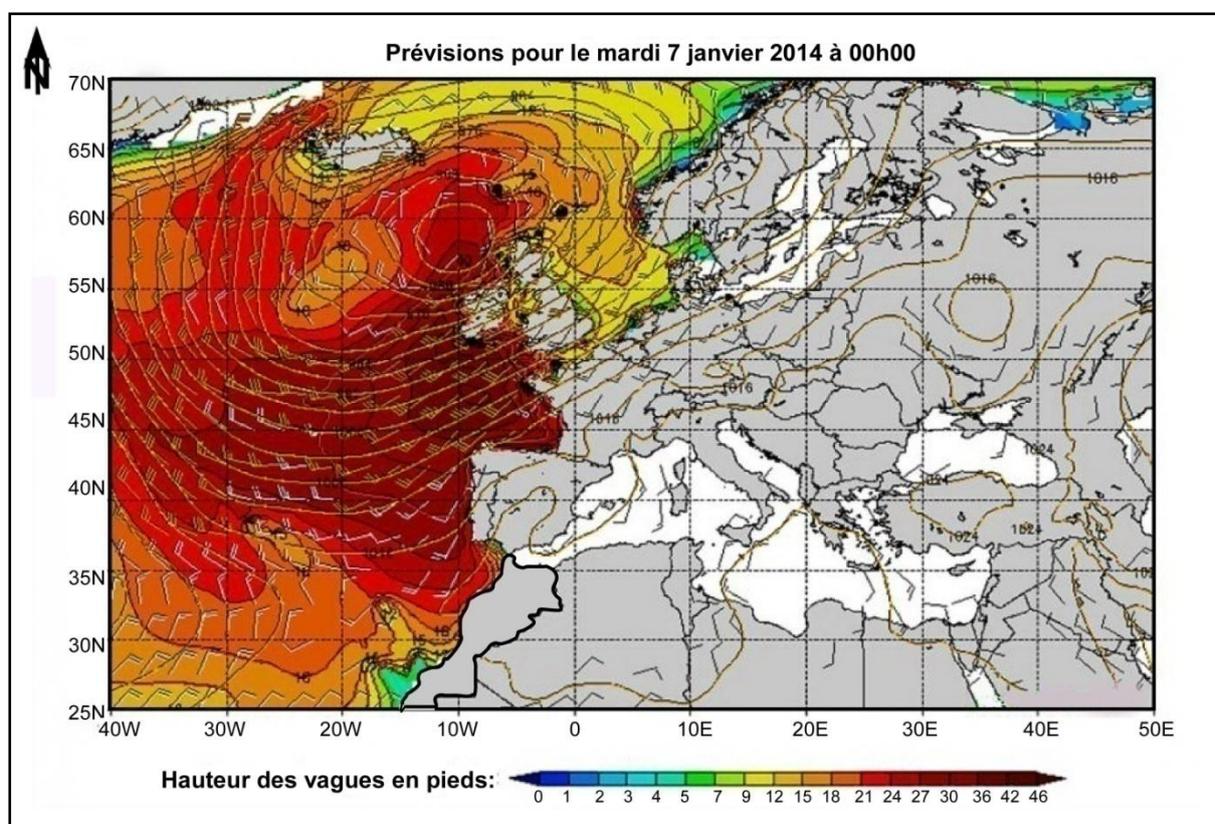


Figure 78 : Prévisions pour le mardi 7 janvier (Archive FNMOC) pied = 0.3048 mètre

La carte isobarique (Fig.79) du 7 janvier, montre une zone de haute pression (1025 hPa) au Maroc. La dépression responsable de la tempête a été générée dans le Nord-Ouest, au Sud de Terre-neuve et a migré sur les côtes d’Europe de l’Ouest. Arrivée sur les Iles Britanniques, celle-ci a engendré des vents violents et des houles exceptionnelles au niveau du Maroc.

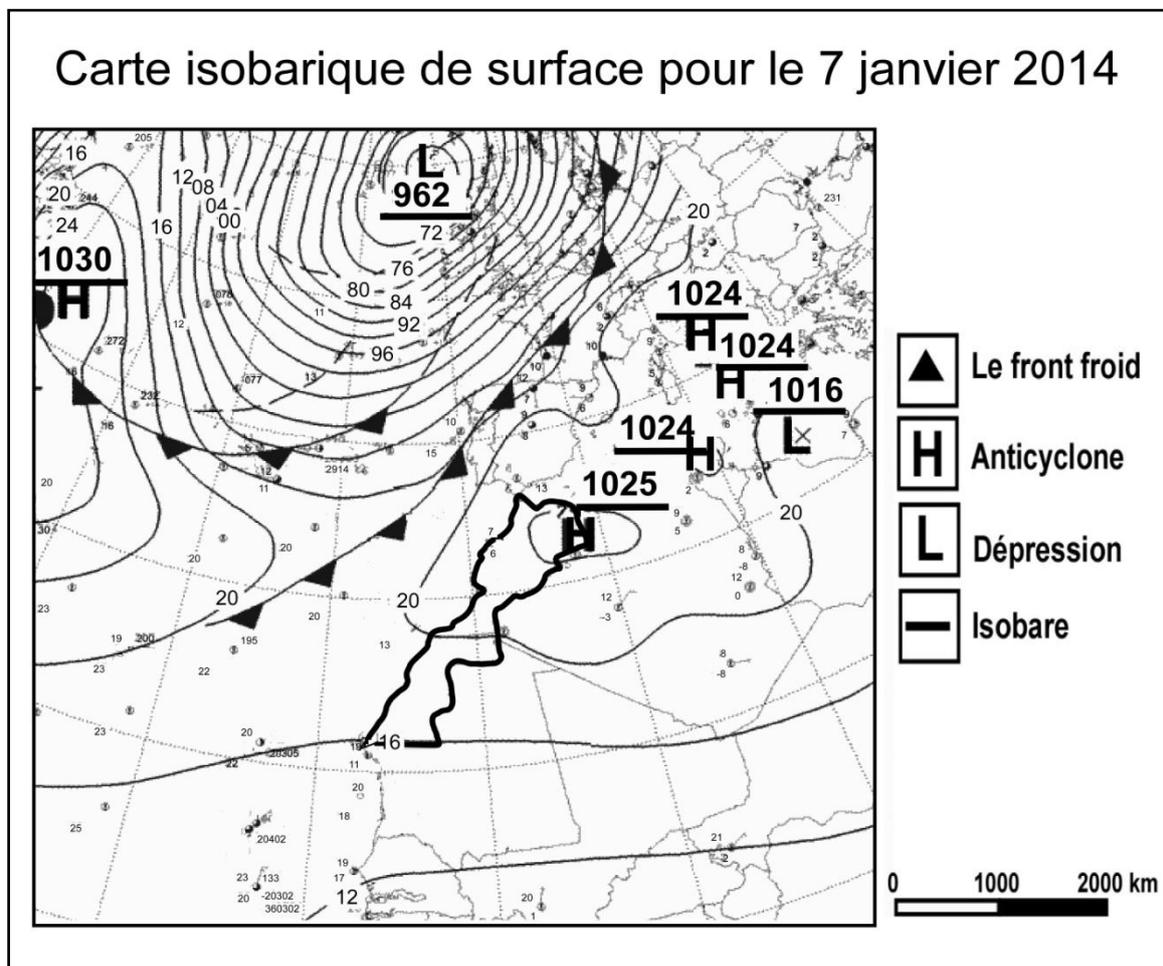


Figure 79 : Carte isobarique de surface pour le 07 janvier 2014 (Delta Fox Météo).

La bouée de l'Agence Nationale des Ports installée au port de Mohammedia a permis d'avoir plus d'informations concernant l'ampleur de cette houle. Le graphe (Fig.80.a) représente la superposition des hauteurs atteintes par la houle au large de Mohammedia et l'enregistrement du marégraphe installé à Casablanca du 6 au 8 janvier 2014. Les hauteurs significatives ont atteint 9 mètres à deux reprises le 6 et 7 janvier, quant aux hauteurs maximales, elles ont dépassé 13m. Le 7 janvier, la hauteur significative était à peu près de 7m sauf que la hauteur maximale de 13,62m a coïncidé avec la marée haute de 3,5m. La combinaison des deux phénomènes a entraîné un run up de vagues arrivant jusqu'à la route et provoquant ainsi, des dégâts. Quant aux périodes enregistrées de la houle, elles sont arrivées jusqu'à 22s, donnant naissance ainsi, à de fortes houles. (Fig.80.b)

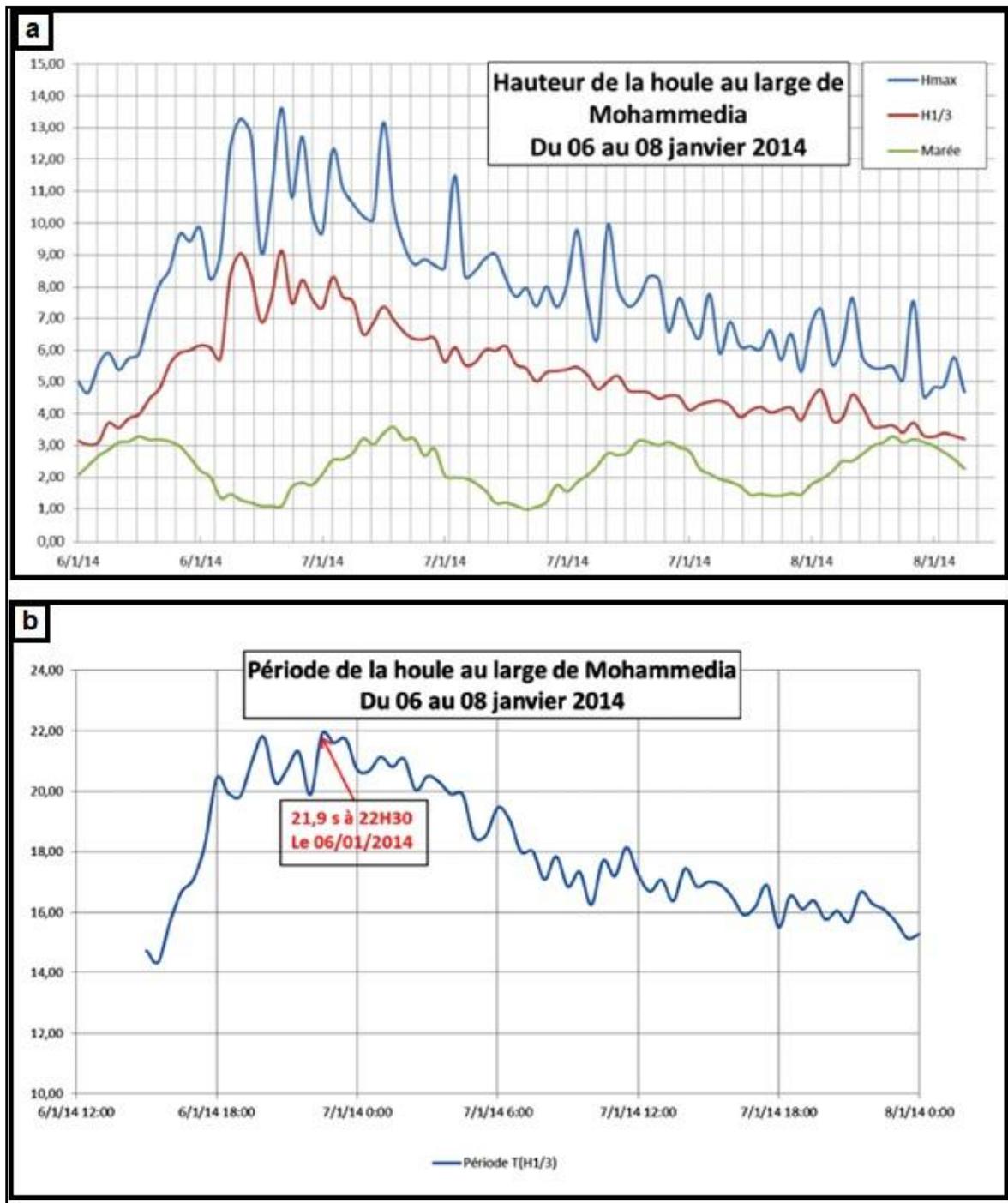


Figure 80 : a. Enregistrement de la bouée de Mohammedia et du marégraphe installé à Casablanca entre le 6 janvier à 15h et le 8 à 10h 2014. b. Evolution de la période T1/3 de la houle enregistrée par la bouée de Mohammedia entre le 6 et 8 janvier 2014. (El Messaoudi *et al.*, 2015)

Tout près de Larache, la hauteur significative enregistrée par Puertos del estado (fig.81) le 7 janvier, au point SIMAR (5040000) était d'environ 4,43 m alors que la hauteur maximale l'a dépassé, combinée à la marée haute, elle a causé plusieurs dégâts sur les installations portuaires et les infrastructures de protection.

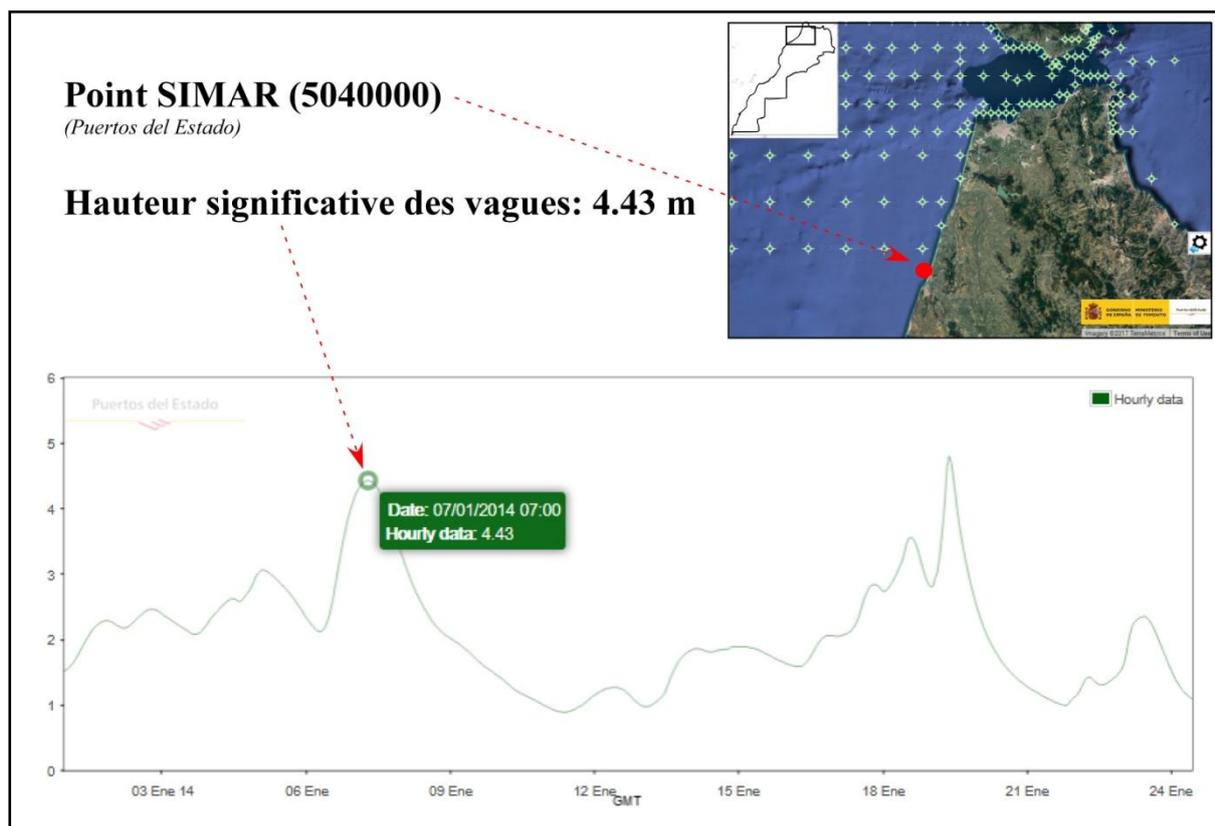


Figure 81 : Hauteur significative enregistrée dans le point SIMAR (5040000) par Puertos del Estado.

<http://www.puertos.es/en-us/oceanografia/Pages/portus.aspx>

1.2.2. Effets de la tempête sur la côte de Larache

L'ampleur de la tempête de 2014 est surtout visible dans les infrastructures de protections et du port. La digue de protection située tout près de l'embouchure a été partiellement détruite et les rochers ont été déplacés et dispersés dans la même zone. D'autres effets ont été reportés par le ministère des équipements, de transport et de logistique dans le port de Larache : (fig.82)

Pour les ouvrages de protection :

* Digue Nord : (digue à talus) :

- Déplacement des enrochements vers le couronnement de la digue
- Glissement des enrochements du talus (Coté oued)

* Digue sud : (digue à talus) :

- Tassement des enrochements de la digue sur une surface d'environ 10 m²
- Arrachement du support du feu vert de la digue sud

Pour les ouvrages d'accostage :

- Dégâts visualisés au niveau du quai en appontements flottants
- Dégradation des planchers en bois des appontements
- Dégradation de deux points de liaison entre les appontements
- Dégradation des points d'appui de cinq passerelles
- Glissement du talus derrière les appontements flottants d'environ 70 cm

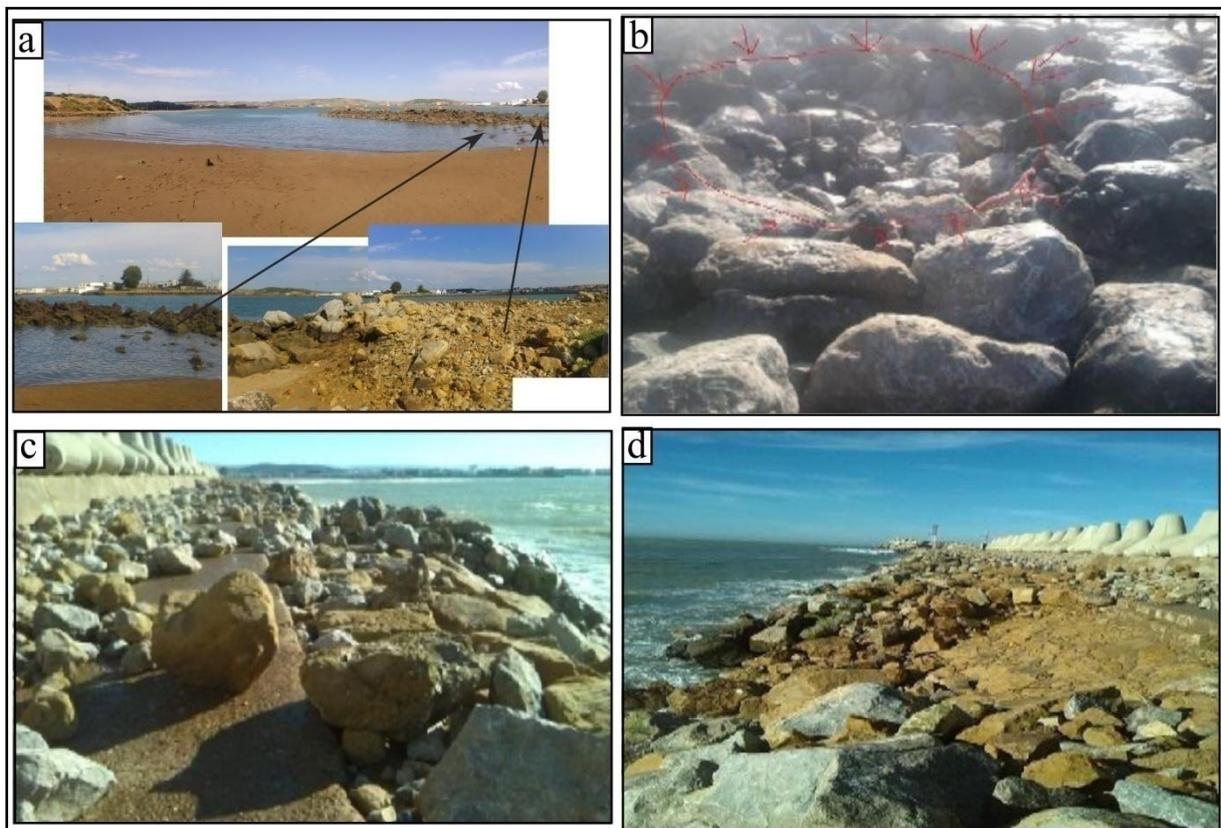


Figure 82 : Dégâts causés au niveau des ouvrages de protection et d'accostage

2. Analyse sédimentologique des dépôts de la tempête de 2014

Pour mieux comprendre et décrire le dépôt probable de la tempête de 2014, nous avons comparé les résultats de description des carottes Louk 1, Louk 3 prélevées en 2015 avec la carotte Carla 17 prélevée en 2004 et l'échantillon de surface prélevé en 2009 par Carmona et Ruiz (2009) (fig.83). Les résultats de l'analyse des carottes et de l'échantillon sont présentés dans le tableau 13 et la figure 84.

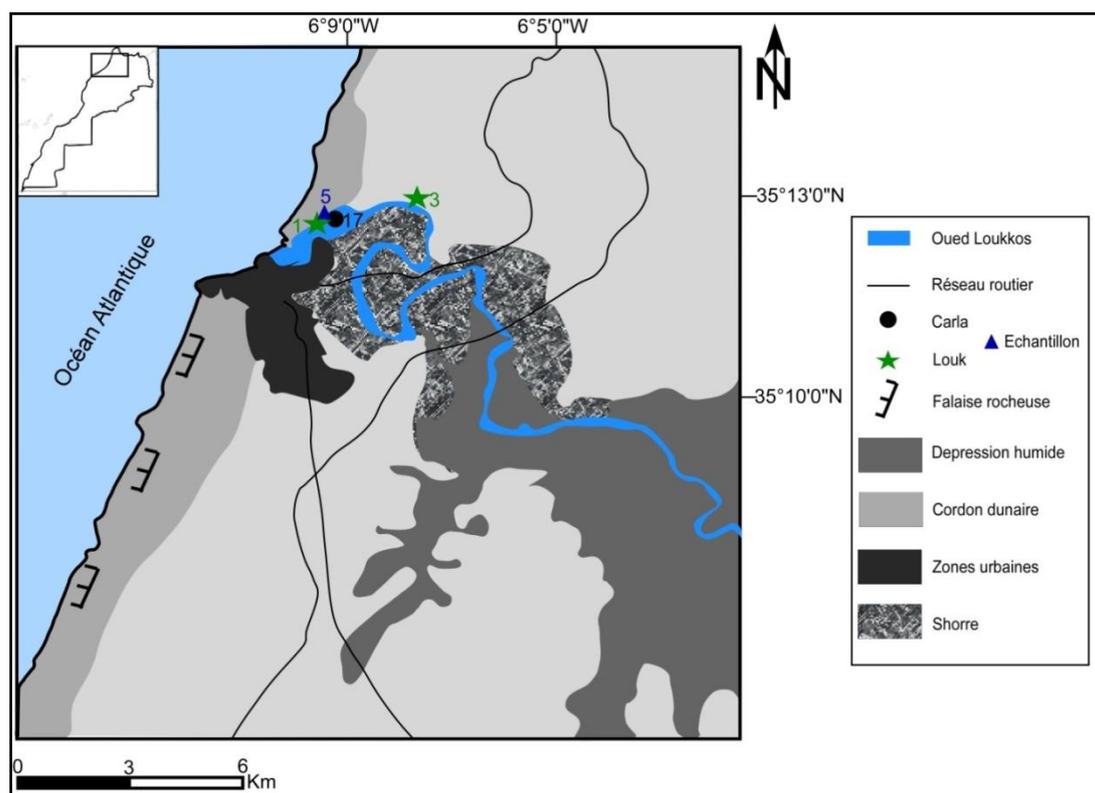


Figure 83: Carte simplifiée du Loukkos avec positionnement des carottes et de l'échantillon étudiés.

Tableau 13 : Paramètres granulométriques, couleur et taux de carbonates des carottes et de l'échantillon du Loukkos.

Carotte/Echantillon	Couleur	Texture	Carbonate	Moyenne	Tri	Asymétrie
L1 au sommet (2015)	Brune	Sable moyen	20%	1.092	1.009	-0.413
L1 à 28 cm (2015)	Brune	Sable fin	16%	2.053	0.573	-0.146
L3 au sommet (2015)	Brune	Sable fin	-	2.3	0.453	-0.134
S5 (Carmona and Ruiz 2009)	Brune jaunâtre	Sable fin	36%	2.6	0.4	-0.1
C17 au sommet (2004)	Brune	Sable fin	-	-	-	-

Louk 1 (fig.84.a) contient du sable à granoclassement croissant vers le sommet, allant du sable fin unimodal et assez bien classé au sable moyen bimodal et mal classé, alors que Louk3 contient du sable fin assez bien classé au sommet. Carmona et Ruiz (2009) ont décrit l'échantillon S5 comme étant du sable fin moyennement classé tandis que Carla 17 est composé de sable fin au sommet. L'analyse des carbonates montre que le sable de Louk 1 est peu carbonaté (entre 9,7% et 20,38%). L'élévation du taux de carbonates est liée à l'intrusion marine, ceci paraît très clair dans Louk1 où la valeur augmente suite au changement du faciès. Lors de la mission sur bateau de 2015, nous avons constaté la présence de couches de coquilles en surface des rives du Loukkos, ces coquilles seraient la réponse de la tempête de 2014, elles ont été délaissées par les vagues lors de l'intrusion marine (fig.84.b).

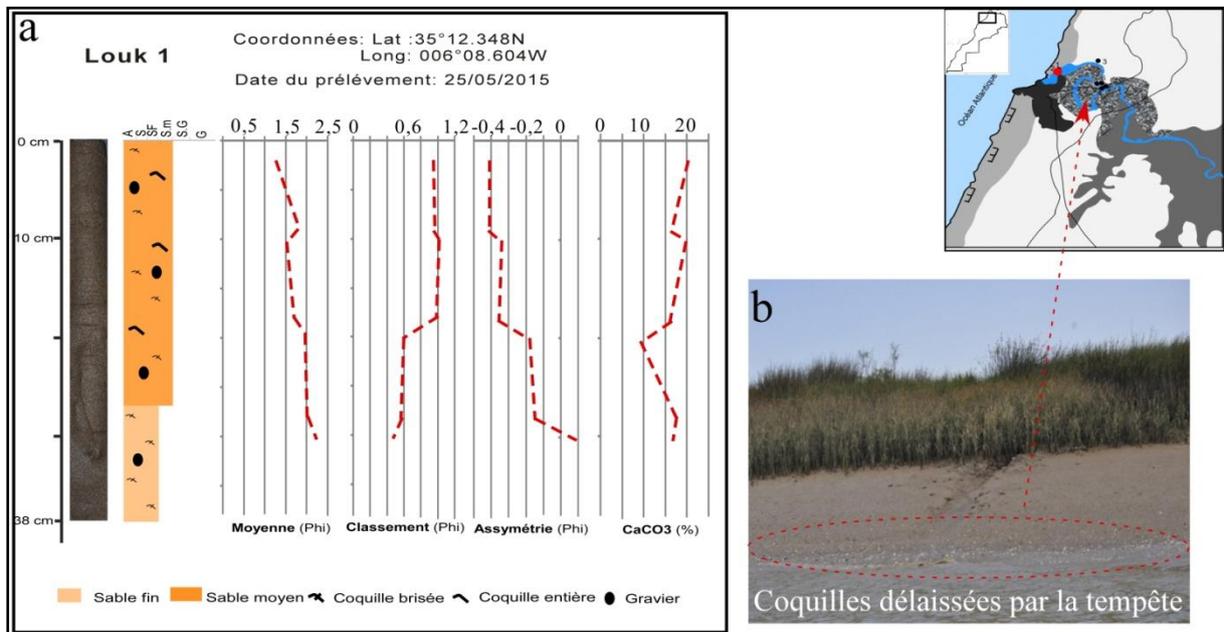


Figure 84 : a. Description de Louk1. b.Coquilles déposées sur les rives du Loukkos par la tempête de 2014

La courbe logarithmique de la moyenne par rapport au classement comprend les caractéristiques des dépôts de tempêtes, de fleuves et de tsunamis (fig 85.a). Dans notre cas, les échantillons prélevés du dépôt de tempête se situent dans la zone des dépôts fluviaux, de chenaux et de tempête à haute énergie et sont comparables aux études récentes (Lario *et al.*, 2002; Wassmer *et al.*, 2010; Chagué-Goff *et al.*, 2011; Szczucinski *et al.*, 2012; Koster & Reicherter. 2014); tandis que les échantillons de la base du dépôt de tempête se trouvent dans la zone à faible énergie.

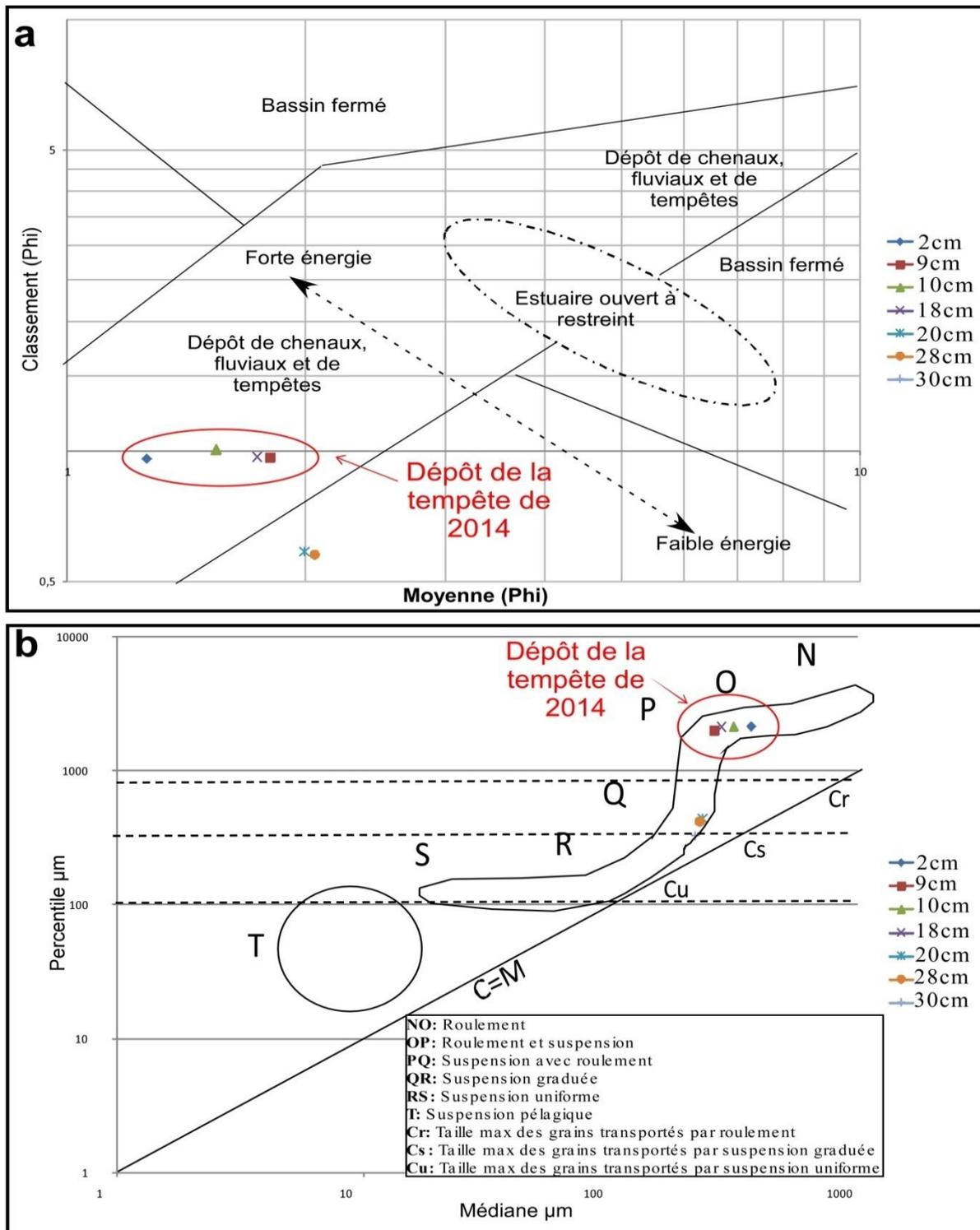


Figure 85 : a. Diagramme logarithmique bivariable de la moyenne (ϕ) par rapport au classement (ϕ) (L1); b. Diagramme de Passega C-M (L1)

Le diagramme de Passega CM montre que tous les échantillons provenant des dépôts de tempête se trouvent dans la zone de roulement qui correspond aux conditions énergétiques les plus élevées, tandis que les échantillons de base, ils se trouvent dans la zone de suspension uniforme et graduée, ce qui signifie que l'énergie est faible (fig.85.b). L'épaisseur du dépôt de tempête est expliquée par le fait que l'événement est instantané, fort et ramène plusieurs sédiments et les dépose à la fois en même temps.

D'après Aloussi, 2008, Trentesaux *et al.*, 2005, l'analyse verticale de l'estuaire du Loukkos montre que le sommet est un système unimodal confiné, composé de boue et de limon. La transition abrupte du sable fin au sable moyen bimodal à graviers et coquilles est révélatrice d'un changement d'énergie d'écoulement. Le dépôt de tempête est caractérisé par une asymétrie négative indiquant que le transport était soumis à une hydrodynamique élevée (Tuttle *et al.*, 2004). (fig.86)

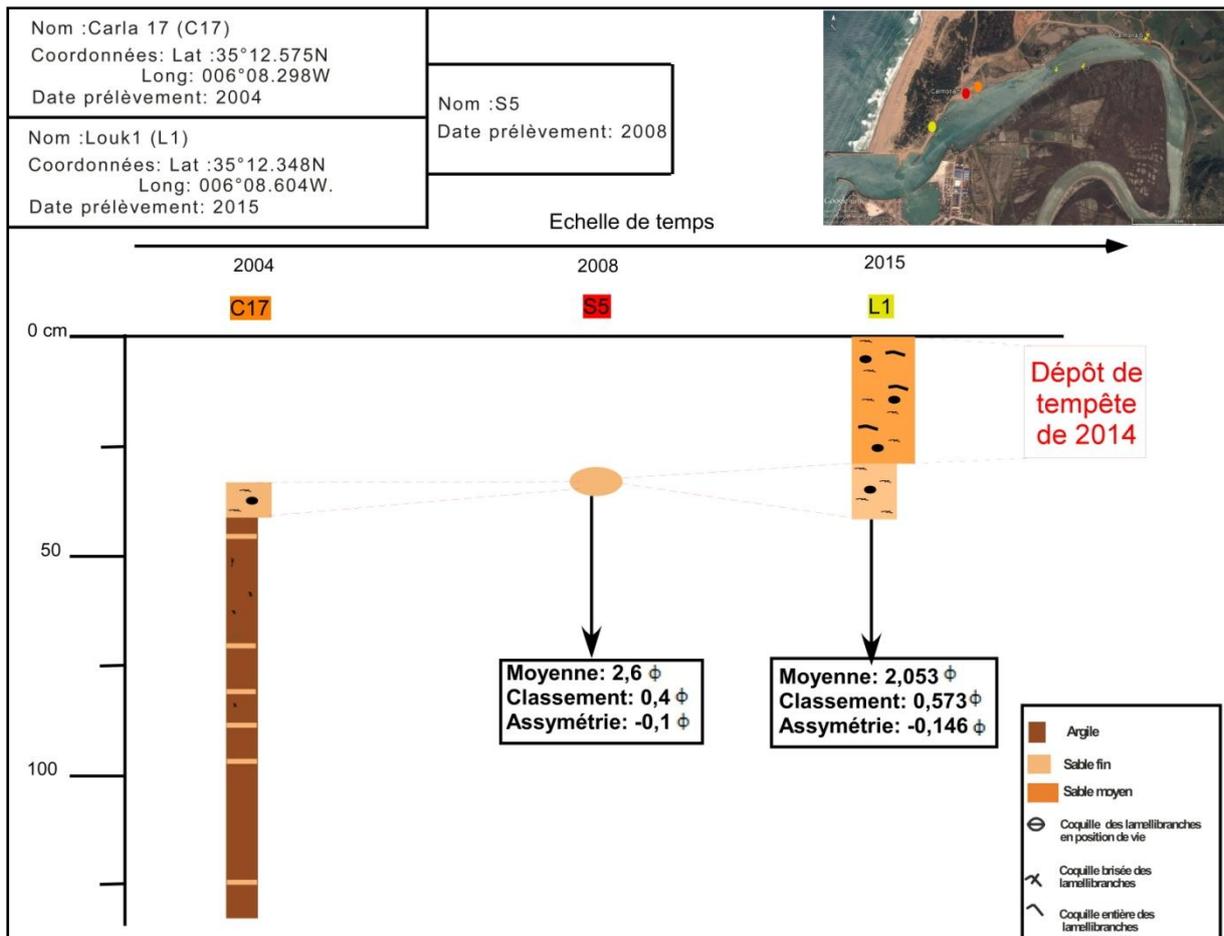


Figure 86 : Corrélation entre C17 (2004), S5 (2008) and L1 (2015)

Louk 3 est constituée de sable fin, ce qui signifie qu'il n' y a eu aucun changement quant à la sédimentation dans cette zone. Ce qui nous laisse penser que la limite d'inondation de la tempête de 2014 était d'environ 4 km puisque L3 se trouve dans cette zone.

3. Distinction des dépôts de tsunamis et tempêtes

Nous avons réussi à relever certaines différences, cités par de nombreux scientifiques, entre la tempête de 2014 et le plus ancien tsunami détecté dans Carla 11. Cependant, il reste encore des difficultés quant à la distinction des deux évènements et le débat persiste toujours. L'étude de Nanayama *et al.*, (2000) a été utilisé comme exemple d'appui pour mettre en relief les caractéristiques majeures des sédiments des tsunamis et tempêtes (tab.14).

Tableau 14 : Caractéristiques majeures de l'ancien tsunami détecté dans Carla 11 et la tempête de 2014

Evènement	Tsunami C11 (3000 et 5000 cal BP)	Tempête 2014
Faciès sédimentaire	3 unités	1 unité
Epaisseur du dépôt	17 cm	28 cm
Profondeur d'inondation	14 km	3 km
Sens du courant	Deux vagues d'inondation et de retour	Une seule vague d'inondation
Composition sédimentaire	<ul style="list-style-type: none"> • Sable grossier marin • Diminution de l'abondance des bioclastes en allant vers le sommet du dépôt. • Classement très faible 	<ul style="list-style-type: none"> • Sable moyen marin • Présence des bioclastes dans tout le dépôt • Classement faible

En effet, d'après Nanayama *et al.*, (2000), le dépôt du tsunami de 1993 fait environ 45 cm d'épaisseur, il est subdivisé en 4 unités et produit par l'effet de deux vagues d'inondation et de retour dont la première a permis de déposer du sédiment en majorité marin avec des bioclastes, la deuxième vague a délaissé principalement du sédiment non marin à traces de sol et plantes. Le dépôt de la tempête de 1959 quant à lui est composé d'une seule couche de sable marin bien classé, d'environ 50 cm d'épaisseur et qui est le résultat d'une seule vague.

Ainsi, pour conclure, ces résultats vont en parallèle avec ce que nous avons réussi à trouver dans les dépôts des deux évènements.

VI. Vulnérabilité des zones côtières

Les risques naturels menacent particulièrement les zones côtières où divers agents géodynamiques peuvent se combiner et être accentués par les facteurs humains comme l'accumulation de pluie, les vents terrestres, la basse pression atmosphérique, la marée, l'élévation relative du niveau de la mer induite par l'érosion côtière, la subsidence naturelle et artificielle, le réchauffement climatique et particulièrement la forte densité et pression humaine.

Certains risques d'une intensité exceptionnelle peuvent affecter les domaines côtiers comme (i) les tempêtes qui causent des dégâts catastrophiques aux biens humains et peuvent être désastreuses pour les populations vivant dans des régions plates, mal équipées et mal protégées et (ii) les tsunamis qui acquièrent une hauteur et une énergie considérables en s'approchant de la zone côtière. Ces derniers, souvent formées dans le Pacifique, elles ont cédé la place à des systèmes d'alerte et de protection très efficaces, facilités par le temps de propagation relativement long de ces ondes géantes.

L'érosion des rives par les vagues et la houle, accentuée par les tempêtes et les cyclones, est responsable d'un recul côtier presque mondial. Ce phénomène, induit par la période préétablie de l'inter-glaciation est localement exacerbé par les activités humaines : piégeage actif de particules dans des lacs artificiels construits le long de nombreux bassins fluviaux, extraction de sable et de gravier sous-marins, détérioration des structures de protection naturelle (îles-barrières, berges sous-marines peu profondes et champs d'algues marines). Ces activités perturbent la dynamique côtière en mettant en œuvre de nombreuses structures de protections telles les brise-lames et les épis. Les méthodes de protection actuelles tendent à réduire la densité des dispositifs côtiers permanents et, lorsque c'est possible, à privilégier le rechargement du sable des plages érodées et le remodelage du fond sous-marin peu profond, mais ils ont souvent atteint un stade de développement excessif, ce qui conduit à divers aspects négatifs: efficacité discutable face aux événements à très haute énergie, dégradation des côtes et du paysage, apparence de sécurité trompeuse qui accélère la

concentration de l'occupation humaine et donc la série de perturbations dans les différents compartiments des écosystèmes.

Conclusion

Ainsi, cette étude a permis de relever la présence de plusieurs couches de sable dans les carottes des deux missions CARLA et LOUK et qu'on pourrait attribuer à de différents événements extrêmes tels les tsunamis et tempêtes, en se basant sur les indicateurs sédimentologiques, paléontologiques, minéralogiques et historiques, mais aussi sur les catalogues marocains de tsunamis. La datation et la corrélation de ces événements représente un élément clé et un défi dans la reconstitution des archives préhistoriques et la prévention des risques naturels.

Parmi les tsunamis produits et cités dans le catalogue de Kaabouben (2009), seul le tsunami de 1755 a été identifié dans les sédiments du Loukkos, de plus, la profondeur des forages réalisés et des profils géophysiques extraits nous a permis de détecter d'autres paléotsunamis non répertoriés dans les catalogues dont le plus ancien est d'âge compris entre 3000 et 5000 cal BP. En parallèle, une comparaison des dépôts de tsunami et tempête a mis en évidence certains critères de distinction sédimentaire de ces types d'événements.

De plus, l'étude des effets des tempêtes hivernales in situ a montré que les côtes marocaines sont très vulnérables aux risques côtiers (Annexe VI), ce qui soulève la question quant à la compréhension des processus physiques d'érosion, d'inondation et de développement côtier et l'intégration de l'aléa tsunami/tempête dans les politiques d'aménagement du territoire pour une bonne gestion des zones côtières

Chapitre 5 : Discussion

Le tsunami de 2004 a fait que plusieurs chercheurs se sont penchés ces dernières années sur la question de l'identification de paléo-événements à haute énergie tels que les tempêtes et les tsunamis dans les sédiments, en utilisant des données lithostratigraphiques, sédimentologiques, géochimiques, magnétiques, fauniques et radiocarboniques (Clague *et al.*, 2000; Goff & McFadgen 2002; Radtke *et al.*, 2003; Smith *et al.*, 2004), ce qui permet une approche comparative.

I. Milieu de dépôt

1. Signature sédimentaire

L'étude des carottes sédimentaires du Loukkos a permis de relever l'empreinte de certains tsunamis ayant affecté la zone d'étude comme le plus ancien d'âge compris entre 3000 et 5000 cal BP et celui de 1755 connu comme étant le plus dévastateur. L'identification s'avère ainsi, possible dans ce type d'environnement puisque ça représente un endroit essentiellement calme et propice pour l'enregistrement et la reconstitution des paléoévénements, du point de vue morphologique et sédimentologique. D'autre part, les zones côtières sont des zones non stables et souvent affectées par l'érosion, ce qui fait que les dépôts de tsunamis seraient facilement perturbés et érodés. Ainsi, il y a beaucoup plus de chances de retrouver les dépôts de tsunamis emprisonnés dans les lagunes, lacs et rivières que dans les plaines côtières. Cela dit, il faut choisir un endroit de forage plus approprié et loin de tout type d'activité humaine, pouvant fausser l'interprétation des couches de sable présents dans les carottes (Tsuji *et al.*, 2002).

En effet, Minoura & Nakaya (1991) ont réussi à observer et décrire directement les dépôts du tsunami déclenché par le séisme de 1983 dans les lagunes intertidales au Japon. Une couche de sable de plus de 1 m d'épaisseur a été détectée dans les lagunes côtières peu profondes des îles de Scilly et a été corrélée avec le tsunami de 1755 (Foster *et al.*, 1993). Un tsunami qui date de -7000 ans avant le présent a été identifié dans les lacs côtiers norvégiens suite au glissement de Storegga (Bondevik *et al.*, 1997). Au Pacifique, des couches de sable identifiées dans les lacs situés au Nord-Est et au centre du Japon ont été relié à plusieurs tsunamis d'origine sismique (Minoura *et al.*, 1994 ; Okamura *et al.*, 2000; Hirose *et al.*, 2002; Nanayama *et al.*, 2002; Okahashi *et al.*, 2002; Tsuji *et al.*, 2001, 2002). Au niveau de la lagune de Salgados, une couche de sable moyen à fin massive et macroscopique à coquilles

marines et rip up clasts a été identifiée et attribuée au tsunami de 1755 (Costa *et al.*, 2012 a). Dans les estuaires de Odiel Tinto, la rivière de Guadalquivir et la baie de Cadix, des couches de sable grossier attribuées aux tsunamis ont été détectées (Rodriguez Ramirez *et al.*, 1996 ; Dabrio *et al.*, 1998 ; Luque *et al.*, 2002 ; Ruiz *et al.*, 2005 ; Gracia *et al.*, 2006 ; Morales *et al.*, 2008 ; Rodriguez Ramirez & Yanez 2008 ; Gutiérrez Mas *et al.*, 2009 a,b)

2. Signature géomorphologique

Les tsunamis sont des événements extrêmes de haute énergie qui causent des changements morphologiques brusques dans la zone affectée, ainsi, suite au tsunami de 1755, de nombreux chercheurs se sont penchés sur la description de l'effet du tsunami sur la morphologie des rivières et estuaires. À El Puerto de Santa Maria, ce dernier a provoqué l'inondation de plusieurs maisons situées à côté de la rivière de Guadalete, et a traîné plusieurs bateaux vers le continent (Luque, 2008). Au niveau de Cadix, de nombreuses destructions ont été notées, notamment dans les infrastructures portuaires, les bastions de défense et les salines (Campos, 1992). Au Portugal, une carte datée de 1762 et dessinée par Carpinetti Lisbonense, montre les îles de Tavira et d'Armona situées dans le domaine intertidal, d'après Andrade & Costa (2017), le tsunami de 1755 pourrait être responsable de l'inondation responsable de la transfiguration des îles-barrières de Tavira et d'Armona, et aussi du fait qu'environ 10 ans après l'impact, ces barrières n'étaient toujours pas complètement restaurées. Au niveau de Martinhal, une succession typique témoin du remplissage progressif d'un petit estuaire a été érodée en partie par le tsunami de 1755. (Cunha *et al.*, 2015). Le tsunami qui a frappé le Grand Japon oriental en 2011 a provoqué de profonds changements morphologiques le long de la côte touchée dans le Nord-Est du Japon Tanaka *et al.*, (2012, 2014a), Tappin *et al.*, (2012) et Udo *et al.*, (2012). Plusieurs années après le tsunami, la morphologie de certaines embouchures de rivières s'est restaurée, tandis que d'autres gardent toujours les mêmes dégâts enregistrés (Hoang *et al.*, 2018).

Pour notre cas d'étude, l'analyse des cartes et récits historiques du Loukkos nous a permis de relever des effets de ce tsunami, qui se manifestent surtout par la diminution du périmètre de l'estuaire, la perte du bras du Loukkos, l'ouverture de la rivière sur l'océan atlantique et la destruction des constructions côtières (Belkhatat *et al.*, 2018 b).

II. Type du dépôt de tsunami

Sur les côtes, un tsunami laisse en général de nombreuses traces de son passage, notamment des dépôts sédimentaires allant des blocs rocheux souvent connus sous le nom de « boulders » aux sédiments fins. L'inondation par un tsunami se fait le plus souvent en 3 phases : *uprush*, *slack* et *backwash*. Lors de la première phase le dépôt délaissé près du rivage est grossier et indifférencié, sa taille et son épaisseur diminuent au fur et à mesure que l'on s'éloigne de la ligne du rivage et que l'énergie du transport diminue. La deuxième phase est une phase à faible énergie et se produit à la fin du *uprush* et au début du *backwash*, les signatures ainsi, sont le plus souvent conservés dans la zone distale loin du rivage, quant à la dernière phase, elle correspond à une augmentation de l'énergie dans la zone distale, c'est la phase du retour de la vague (Wassmer *et al.*, 2007). La signature de ces 3 phases a été relevée dans notre étude et est représenté par les 3 sous-unités identifiées dans Carla 11, où la première sous-unité représente l'*uprush*, la 2e est liée à la période de *slack* et suivie par une deuxième vague, quant à la 3e sous-unité, elle correspond au *backwash* de la vague du tsunami.

1. Boulders ou méga-blocs rocheux

Les tsunamis sont des événements extrêmes de forte énergie qui arrachent et mettent en place des méga-blocs rocheux ou boulders sur les plates-formes rocheuses ou sur les plages (Nott, 2003; Noormets, 2004). Les méga-blocs ainsi concentrés au pied de la falaise de Larache et qui sont de différentes tailles mais souvent imbriqués, sont expliqués par l'effet du tsunami de 1755, suite aux datations faites sur la bioérosion située en bas de ces blocs (Mhammdi *et al.*, 2008 ; Medina *et al.*, 2011). Plusieurs chercheurs ont étudié les boulders rencontrés dans de diverses régions du monde et qui sont similaires à ceux rencontrés au niveau de Larache, avec des arrangements en blocs solitaires parfois fracturés souvent retournés, en trains de blocs imbriqués indiquant la direction de propagation de la vague du tsunami, en amas chaotiques témoignant d'une forte énergie couplée à des conditions locales ou sous forme de ride de blocs alignés. Ils ont attribué leurs mises en place à l'effet de tsunamis, on en cite Hawaii (Noormets, 2004), l'Australie (Nott, 1997), les Bahamas (Scheffers *et al.*, 2003) la Méditerranée (Maouche *et al.*, 2009; Pignatelli *et al.*, 2009), l'Espagne (Whelan & Kelletat, 2005) et le Portugal (Scheffers & Kelletat, 2005).

L'étude des boulders est très utile dans la mesure où elle permet d'estimer la hauteur des vagues nécessaires pour les déplacer et ainsi, établir des mesures de prévention et de protection des zones côtières, tout en utilisant les paramètres morphométriques des blocs et des équations mathématiques (Nott 2003). Ainsi, d'après Medina *et al.*, (2011), la hauteur calculée des vagues de tsunami responsable du déplacement et de la mise en place des boulders étudiés est de l'ordre de 7 m au Val d'Or (Rabat), d'environ 6 m à Harhoura (Rabat), 11 m à Yacoub El Mansour (Rabat) et 4,5 m à Larache. Cependant, de telles vagues rappellent celles des tempêtes et en particulier la tempête de « *Hercules* » et la question reste ouverte quant à l'attribution de la mise en place des boulders aux tsunamis ou aux tempêtes.

Le résultat de l'analyse faite sur les effets des tempêtes sur les côtes marocaines rapporte une preuve non négligeable quant à la mise en place des boulders attribués aux tsunamis, dans ce sens les photographies prises avant et après la tempête au niveau de Rabat et Témara, montrent que la majorité des mégablocs n'a pas pu être déplacée par la tempête, contrairement à Bouznika dans la plage de Dahomey, où un mégabloc qui fait 6m de longueur a été déplacé par la dite tempête (Medina *et al.*, 2018). La taille du bloc renversé mesurée sur le terrain est de 5,5*3*1 m, soit un volume maximal de 16,5 m³ et un poids de 33 tonnes, en prenant en compte la densité de 2000 kg/m³ pour une calcarénite poreuse (Medina *et al.*, 2018).

D'autres comparaisons ont été établies à Queen's Beach, du côté sud-est d'Oahu où quatre tsunamis différents ont inondé cette plage au cours du siècle dernier par des vagues d'une hauteur de 3 à 4 m et qu'en 2003, une tempête hivernale, avec une hauteur de vague côtière proche de celle du tsunami précédent, a touché la plage. Bien que la tempête ait eu des hauteurs de vagues similaires, elle n'a pas transporté de dépôts au-dessus de la berme près de l'arrière de la plage alors que le tsunami a inondé toute la zone côtière. (Keating *et al.*, 2008)

2. Sédiments fins

2.1. Caractéristiques et composition des sédiments fins

Ces derniers correspondent à des couches de sédiments marins incrustés dans des dépôts continentaux limoneux à argileux dans les environnements paraliques, témoignant ainsi, un milieu stable à faible énergie, ce qui rend leur identification facile dans ce type d'environnement. Ainsi, plusieurs couches minces identifiées autour du Golfe de Cadix au

cours des dix dernières années ont été associés aux vagues de tsunami, en particulier celles liées au tremblement de terre de Lisbonne du 1er novembre 1755 (Font *et al.*, 2013) (fig.87). Ces lits sont conservés dans les estuaires de l'Algarve, du Portugal, du Sud de l'Espagne et au Maroc (Genet 2012 ; Mellas *et al.*, 2012 ; Mhammdi *et al.*, 2015 ; El Talibi *et al.*,2016).

Ils sont souvent caractérisés par un contact basal érosif et intègrent des fragments de rip-up clasts à la partie inférieure du dépôt qui résultent de processus d'érosion des écosystèmes estuariens boueux ou lagunaire (Atwater, 1987 ; Morton *et al.*, 2007), des coquilles de bivalves et foraminifères, des coraux et plantes terrestres (Bondevik *et al.*, 1997 ; Goff *et al.*, 2004 ; Hawkes *et al.*, 2007 ; Kortekaas & Dawson, 2007 ; Costa *et al.*, 2012 ; Font *et al.*, 2013 ; Quintela *et al.*, 2016 ; Costa *et al.*, 2016b). Le granoclassement est souvent normal avec une base grossière qui devient de plus en plus fine vers le haut de la séquence et vers la zone distale. (Bondevik *et al.*, 1997; Foster *et al.*, 1993), ce qui indique l'énergie de la vague du tsunami et la direction du transport des sédiments, et permet ainsi, l'identification du run up et la délimitation de la zone vulnérable aux événements extrêmes.

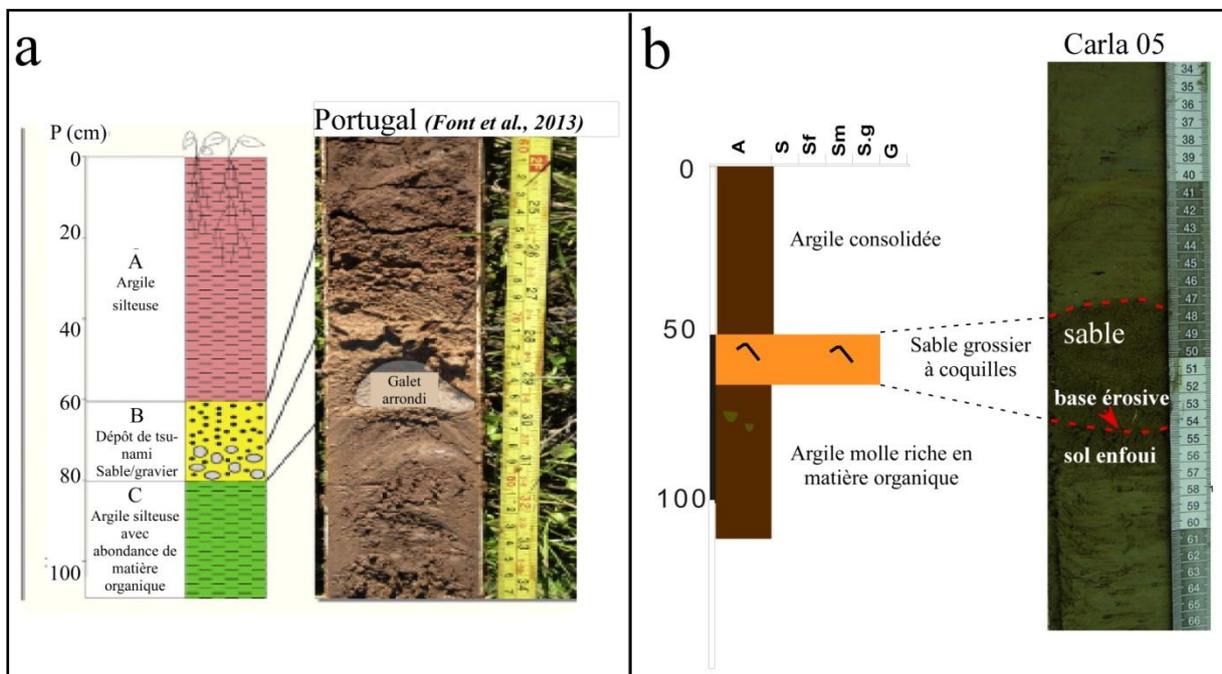


Figure 87: a. Dépôt du tsunami de 1755 identifié dans l'estuaire de Boca do Rio au Portugal (Font *et al.*, 2013).

b. Dépôt du tsunami de 1755 identifié dans l'estuaire du Loukkos au Maroc

En résumé, les sédiments de tsunamis sont définis de par leur signature granulométrique, morphoscopique, microtexturale, minéralogique et bioclastique. Ainsi, les

caractéristiques de dépôts typiques de tsunami, décrits par plusieurs chercheurs, ont été rencontrés dans les sédiments étudiés dans certaines carottes et sont les suivantes : (1) une base érosive ; (2) des sédiments plus grossiers que dans les lits sus-jacents et sous-jacents ; (3) un classement faible du dépôt ; (4) la présence de sédiments allochtones ; et (5) l'abondance d'organismes marins tels que les foraminifères et les coquilles de mollusques (fig. 88). L'épaisseur, la présence ou l'absence de ces dépôts dans certaines carottes prélevées sont à lier aux changements géomorphologiques, tectoniques et érosifs de la zone étudiée (Wassmer *et al.*, 2010).

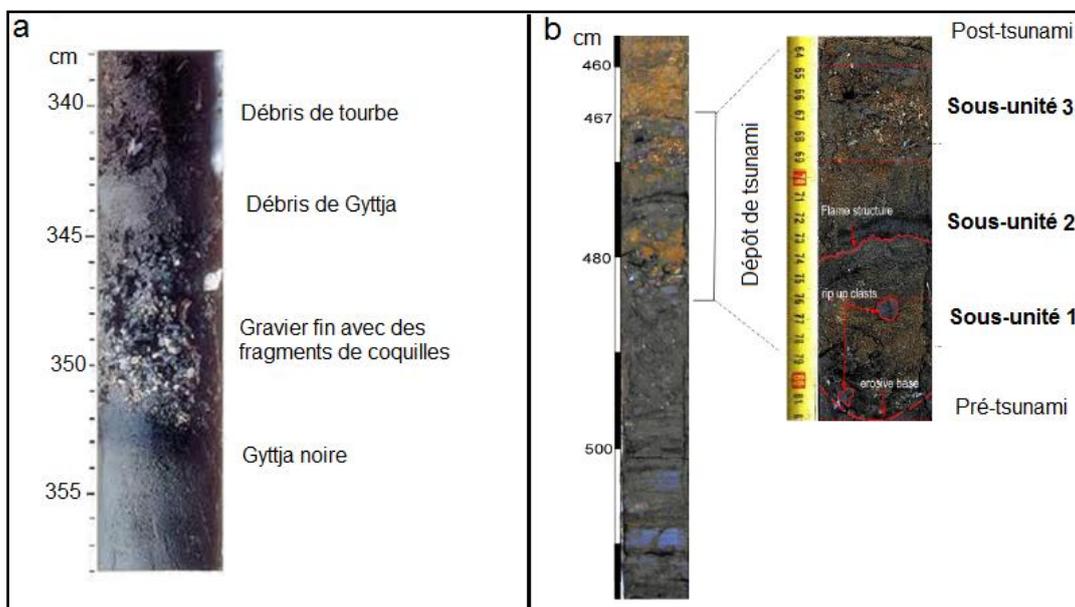


Figure 88: a. Dépôt délaissé par le tsunami de Storegga au Norvège (Bondevik *et al.*, 1997) b. Dépôt de tsunami identifié dans Carla 11 (Mhammdi *et al.*, 2015).

2.1.1. Granulométrie

Les dépôts de tsunamis sont bimodaux, mal triés, à asymétrie négative indiquant que le transport s'est produit sous une forte hydrodynamique en un temps court (Tuttle *et al.*, 2004). Pour appuyer cette interprétation, nous avons utilisé le diagramme CM de Passega (1975, 1964) qui est une autre méthode de présentation des résultats obtenus à partir d'analyses granulométriques, où C est le premier percentile et M la médiane. Ce diagramme indique les conditions hydrauliques dans lesquelles les sédiments ont été déposés. Pour notre cas, les dépôts de tsunami étudiés ont été retrouvés dans les segments NO (Roulement) et OP (Roulement et suspension), ce qui indique des conditions hydrodynamiques violentes, tandis

que les dépôts pré et post-tsunami se trouvent dans le PQ (Suspension avec roulement) et T (Suspension pélagique), caractérisant un milieu moins turbulent.

Plusieurs exemples ont été décrits pour des tsunamis récents ; par exemple, Nanayama & Shigeno (2006) ont constaté qu'une distribution bimodale dans les dépôts du tsunami de Hokkaido de 1993, indique à la fois une source de sédiments marins et une source terrestre. Les dépôts du tsunami de décembre 2004 en Indonésie ont été décrits par Paris *et al.*, (2007) comme un sédiment mal trié.

2.1.2. Morphoscopie

Les sédiments des carottes étudiés montrent des formes subarrondies à arrondies marquant ainsi, un transport fluvial qui s'effectue en un temps long, cependant, les dépôts de tsunami comprennent un grand pourcentage de grains de quartz subangulaires à subarrondis probablement dérivés du sable de la plage mais aussi fournis par la rivière à partir des formations gréseuses cénozoïques avoisinantes. De près, ces quartz présentent des traces fraîches de chocs de très haute énergie comme des macrocupules, des figures d'écrasement, des fissures ou des cassures fraîches; celles-ci, acquises récemment, sont dues à la collision des grains dans un écoulement turbulent durant leur transport; ceci rejoint les résultats de Bruzzi & Prone (2000) et Costa *et al.*, (2009) quant à la forme anguleuse et les traces de chocs rencontrées dans les grains de quartz déposés, suite au tsunami de 1755, de Paris *et al.*, (2012) pour les microtextures fraîches caractérisant l'impact du tsunami de 2004 en Indonésie sur les grains de quartz et de Costa *et al.*, (2012) sur les valeurs élevées des marques de percussion et des surfaces fraîches (ce qui suggère de forts processus hydrodynamiques avant le dépôt).

L'origine des marques de percussion a fait l'objet de plusieurs études. A titre d'exemple, Mahaney (2002), Madhavaraju *et al.*, (2009) et Deane (2010) ont suggéré que les formes d'origine mécanique proviennent principalement de milieux subaquatiques à haute énergie, Lindé & Mycielska-Dowgiallo (1980) ont testé expérimentalement des grains dans des environnements sédimentaires, et ont noté que ces derniers ont été soumis à une abrasion mécanique en milieu aqueux. Ainsi, bien que l'origine des marques de percussion soit encore en discussion, elle est typiquement associée à des conditions aqueuses à haute énergie.

Il est à savoir que les tsunamis, mêmes s'ils sont des événements de courte durée, ils sont capables d'imprimer la surface des grains par les traces de choc puisque l'énergie

impliquée et la concentration de sédiments associés à chaque événement sont les principaux facteurs qui contrôlent la nature et la quantité des empreintes microtexturales observées dans les surfaces des grains (Costa *et al.*, 2012).

2.1.3. Minéralogie

Les dépôts de tsunami étudiés dans le Loukkos sont principalement composés d'un grand pourcentage de grains de quartz (60-90%) ainsi que d'orthopyroxènes (5-30%), d'autres minéraux lourds comme le zircon (10%) et un pourcentage fin de goethite. La teneur de ces minéraux lourds est assez élevée par rapport aux couches déterminant la base et le sommet du dépôt de tsunami. Ceci va en parallèle avec les résultats des études faites sur les dépôts de tsunami partout dans le monde.

En effet, Bahlburg & Weiss (2007) et Costa *et al.*, (2012) ont détecté des concentrations plus élevées de minéraux lourds à la base des dépôts de tsunami, quant à Morton *et al.*, (2007), ils ont conclu que les dépôts de tempête et de tsunami peuvent contenir des laminations de minéraux lourds à la base et à l'intérieur du dépôt énergétique, parce que l'assemblage de minéraux lourds dépend de la source. Dans l'île de Java en Indonésie, la présence de minéraux lourds, y compris la magnétite, l'amphibole, l'ilménite, le grenat, le zircon, le rutile, la monazite et la sillimanite a été relevée par plusieurs chercheurs (Razzhigaeva *et al.*, 2006 ; Bahlburg & Weiss 2007 ; Fritz *et al.*, 2007 ; Narayana *et al.*, 2007 ; Jackson 2008 ; Jagodzinski *et al.*, 2009). Jagodzinski *et al.*, (2009) ont remarqué un appauvrissement de tourmalines au niveau du dépôt du tsunami par rapport aux couches pré et post-tsunami.

Les mesures de susceptibilité magnétique montrent que la plupart des sédiments ont une SM relativement élevée, ce qui reflète la teneur en argile magnétisée ; cependant, une faible SM peut être clairement observée dans les dépôts de tsunamis et qui correspond à la présence de sable à coquilles attestant l'action de tsunamis. (Font *et al.*, 2010).

2.1.4. Paléontologie

L'étude paléontologique a permis l'identification des bioclastes (bivalves et foraminifères) présents dans les dépôts de tsunamis.

En effet les coquilles entières ou brisées de bivalves (*Cardium*, *Cerastoderma Glaucum* et *C. edule*), de taille comprise entre 0,5 cm et 2 cm sont les dominantes et se retrouvent soit dispersées au niveau du dépôt de tsunami ou rassemblées pour former des niveaux coquilliers, ce qui indique l'action d'événements à forte énergie, ceci va en concordance avec les résultats de Kortekaas & Dawson (2007), qui montrent que les dépôts de tsunami près de Lisbonne contiennent des pourcentages significatifs de coquilles et de débris de coquilles.

Les foraminifères sont utilisés comme indicateur de tsunami ; ils fournissent des informations sur l'énergie et les conditions de transport. (Mamo *et al.*, 2009; Uchida *et al.*, 2010 ; Pilarczyk *et al.*, 2011 ; Pilarczyk & Reinhardt 2012b), à travers leurs différents caractères taphonomiques (Pilarczyk *et al.*, 2011). Ainsi, la description des foraminifères présents dans les échantillons des carottes montrent de faibles quantités, ils caractérisent les environnements marins et hyposalins (Schiebel & Hemleben 2005, Koster & Reicherter 2014). Les dépôts pré et post tsunami indiquent un environnement hyposalin. Ils sont caractérisés par la présence de l'espèce *Ammonia beccari* fraîche et conservée, associée à des foraminifères planctoniques recristallisés, brisés avec quelques espèces fraîches. Les espèces *Ammonia beccari* et *Haynesina germanica* sont caractéristiques de l'environnement hyposalin et leur présence est donc liée à une origine fluviale, tandis que les espèces planctoniques recristallisés et brisées comme *Globgerina* sont érodées et remaniées à partir des formations avoisinantes.

Le dépôt du tsunami se compose principalement d'un mélange d'espèces benthiques et planctoniques, marines et hyosalines d'âges différents (Oligocène, Miocène, Pléistocène, Holocène, Néogène), ce qui ne nous permet pas de définir l'assemblage exact ; ceci s'explique par le remaniement des sédiments, causé par la forte vague de tsunami. La signature paléontologique est caractérisée par des changements marqués dans la population indiquant l'augmentation de l'abondance des espèces marines (Costa *et al.*, 2012, Quintela *et al.*, 2016). Les espèces brisées et remaniées témoignent de l'action de la vague du tsunami qui est à haute énergie (Chagué-Goff *et al.*, 2012 ; Costa *et al.*, 2012, Quintela *et al.*, 2016). Les processus post-tsunami peuvent conduire à une dégradation partielle et complète et à la dissolution des foraminifères (Mamo *et al.*, 2009, Yawsangratt *et al.*, 2012).

L'observation par Microscope Electronique à Balayage a permis de décrire les espèces identifiées d'après plusieurs références (Villanueva *et al.*, 2008, Mojtahid *et al.*, 2009 ; Martin *et al.*, 2004 ; Koho *et al.*, 2007) et distinguer ainsi, les foraminifères fossiles et robustes (fig. 89), facilement identifiables puisqu'ils conservent généralement leurs structures même après agitation et désagrégation de leur roche mère (Pilarczyk *et al.*, 2012), de ceux récents et altérés qui montrent des signes de désagrégation, d'abrasion et de dissolution. Les espèces altérées fournissent des informations sur l'énergie et les conditions de transport. (Hawkes *et al.*, 2007 ; Kortekaas & Dawson, 2007 ; Satyanarayana *et al.*, 2007 ; Uchida *et al.*, 2010 ; Pilarczyk *et al.*, 2011 ; Pilarczyk *et al.*, 2012 ; Pilarczyk & Reinhardt, 2012b) à travers leurs différents caractères taphonomiques (Berkeley *et al.*, 2009 ; Pilarczyk *et al.*, 2011).

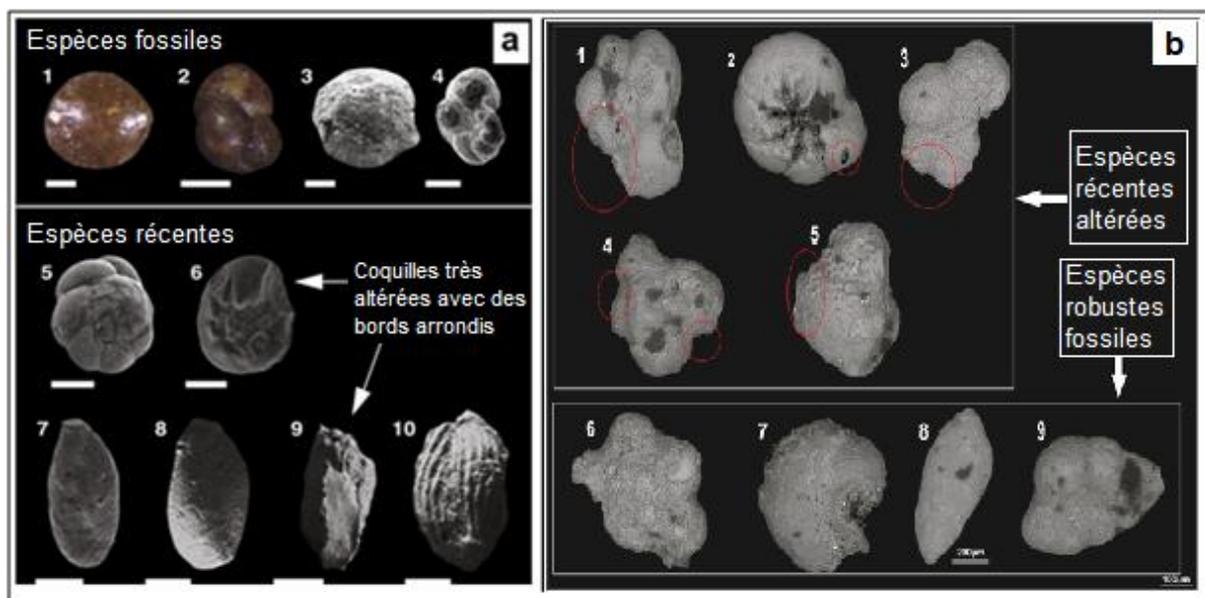


Figure 89: a. Foraminifères fossiles et récents identifiés dans le dépôt du tsunami de Tohoku oki (Pilarczyk *et al.*, 2012). b. Foraminifères identifiés dans le dépôt de tsunami de Carla 11

Les foraminifères benthiques identifiés dans les dépôts de tsunamis du Loukkos sont similaires à ceux du Nord du plateau continental du Golfe de Cadix, des rivières de Guadiana et Guadalquivir et de certaines régions de l'Europe occidentale, le plateau méditerranéen français dans le Rhône prodelta (Mojtahid *et al.*, 2009), le Nord-Ouest de l'Espagne dans la Ria de Vigo (Diz & Frances, 2008), la côte ouest du Portugal (Martins, 1997), le Nord-Est du

Golfe de Cadix (Villanueva & Canudo, 2008), la côte ouest du Portugal (Martins et Gomes, 2004) et la côte nord atlantique de Tanger (El Talibi., 2016).

2.2. Provenance des sédiments de tsunamis

Les dépôts de tsunami sont principalement composés de bioclastes et d'un grand pourcentage de grains de quartz associé aux orthopyroxènes, zircons et grenats. La comparaison textural, morphoscopique, minéralogique et paléontologique des dépôts du Loukkos et des sources possibles suggère que la séquence grossière du tsunami provient essentiellement de sédiments de plage mais aussi des formations avoisinantes par lessivage. La plage apparaît comme une source très probable en termes d'angularité et de surfaces fraîches des grains mais aussi des espèces de foraminifères et bivalves, alors que les formations avoisinantes sont suggérées comme source majeure des espèces recristallisées et reminéralisées.

Plusieurs auteurs ont discuté la source probable des dépôts de tsunamis et ont conclu que les dunes et plages était la principale source sédimentaire des tsunamis (Sato *et al.*, 1995 ; Hindson *et al.*, 1996 ; Hindson & Andrade 1999 ; Oliveira, 2009 ; Costa *et al.*, 2012). La présence des bioclastes constitue un bon marqueur de l'énergie extrême impliquée dans le transport des sédiments de tsunami, du fait que les espèces rencontrées sont à prédominance marine et présentent un contraste avec les assemblages observés dans les dépôts pré et post-tsunami, qui caractérisent l'environnement estuarien hyposalin (Goff *et al.*, 1998, 2001 ; Hindson *et al.*, 1996 ; Hindson & Andrade, 1999 ; Oliveira, 2009 ; Costa *et al.*, 2012).

2.3. Distinction entre les dépôts de tsunamis et tempêtes

Les tsunamis ont des longueurs d'onde allant jusqu'à des centaines de kilomètres et une hauteur de quelques centimètres à plusieurs mètres. En s'approchant du continent, ils réduisent leurs vitesses, tout en augmentant leurs hauteurs (Sugawara *et al.*, 2008). Bien que les ondes de tempête provoquée par le vent ou la chute de pression atmosphérique puissent produire des longueurs d'onde et des amplitudes similaires à celles des tsunamis, elles ont une vitesse inférieure à celle des ondes de tsunami, par conséquent, elles se développent avec de faibles amplitudes en libérant moins d'énergie (Switzer & Jones, 2008). Ainsi, les sédiments du tsunami seraient déposés en réponse à un régime turbulent et / ou d'écoulement laminaire

dans des minutes et des heures, tandis que les dépôts de tempête, ils sont principalement associés à des conditions d'écoulement laminaire et un processus de sédimentation qui a lieu dans des heures voire des jours (Tuttle *et al.*, 2004). Cependant, malgré la différence entre les deux processus hydrodynamiques et l'augmentation des études de paléotsunamis au cours des dernières années, en particulier après l'événement de 2004 dans l'océan indien, il semble toujours difficile de distinguer les dépôts du tsunami des autres inondations côtières, comme les tempêtes (Kortekaas & Dawson, 2007). Néanmoins, certaines différences peuvent être relevées d'après les différentes études faites sur les dépôts des tsunamis et tempêtes comme l'étendue, l'épaisseur, la distribution granulométrique, les matériaux et la stratification (Nanayama *et al.*, 2000; Dawson *et al.*, 1988,1996; Dawson, 2005; Kortekaas & Dawson, 2007) (fig. 90).

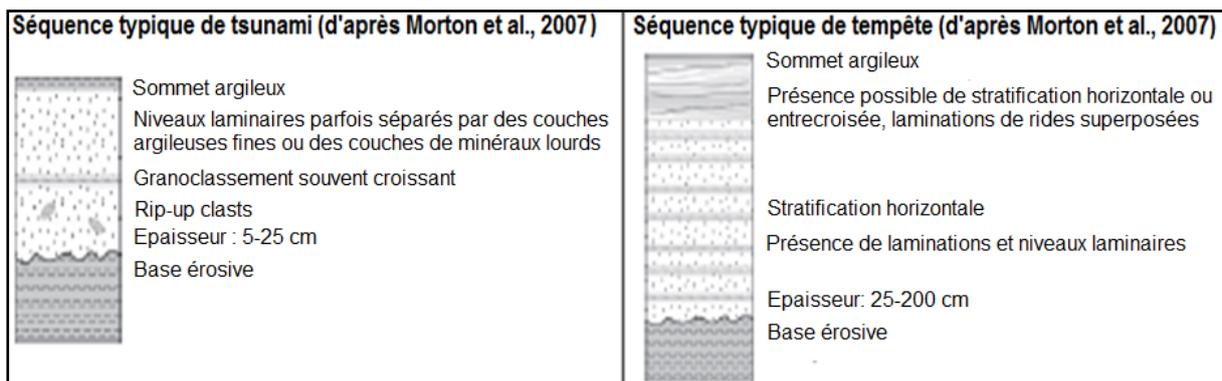


Figure 90: Description des séquences typiques de tsunami et tempête (d'après Morton *et al.*, 2007)

Nous avons pu relever plus de traces de tsunamis que de tempêtes dans les dépôts du Loukkos étudiés, à titre d'exemple, l'étendue ou la profondeur d'inondation d'où la présence de dépôt de tsunami à une profondeur de 14 km de l'embouchure, ceci va dans le sens de Kon'no (1961), où il note la distribution plus étendue des dépôts de tsunamis dans les zones touchées. Lors de l'étude du tsunami du Sud-Ouest d'Hokkaido de 1993 et du typhon Miyakojima de 1959 dans le Nord du Japon, Nanayama *et al.*, (2000) ont montré que les dépôts du tsunami étaient composés de quatre couches de sable d'origine continentale et marine; les dépôts de tempête, par contre, ne comprenaient qu'une seule couche de sable marin, ceci est clairement visible dans les dépôts des tsunamis composés de plusieurs couches dans un même dépôt et de ceux de tempête constitués d'une seule couche de sable au niveau du Loukkos. Selon une analyse paléontologique, les dépôts de tsunami provenaient du fond

marin à des profondeurs de 50 à 60 m, alors que les dépôts de tempête étaient composés de sable marin bien trié provenant des zones côtières, d'où la présence de foraminifères benthiques du fond marin dans les dépôts de tsunamis du Loukkos. En général, les dépôts de tsunamis s'étendent beaucoup plus loin à l'intérieur des terres que les dépôts de tempêtes, ils ont une base érosive, sont mal classés et renferment souvent des rip up clasts et des restes de végétaux (Paskoff, 1991; Dawson *et al.*, 1988,1996; Nanayama *et al.*, 2000; Dawson, 2004, Morales *et al.*, 2011).

Lario *et al.*, (2010) ont établi une comparaison de quatre dépôts attribués aux tsunamis (fig. 91), avec les caractéristiques de distinction des tsunamis et tempêtes, leur étude a montré que le dépôt de Huelva « Hel-2 » lié au tsunami de 1531, le dépôt de Huelva « Hel-1 » du tsunami de 1755 ainsi que la séquence de Donana interprétée comme dépôt de tsunami d'âge compris entre 2700 et 2000 calBP, pourraient être liés à des tempêtes ou vague à énergie extrême puisqu'ils manquent de certaines caractéristiques des tsunamis. Quant au dépôt de Valdelagranad du tsunami de 1755, il comprend les caractéristiques typiques des tsunamis.

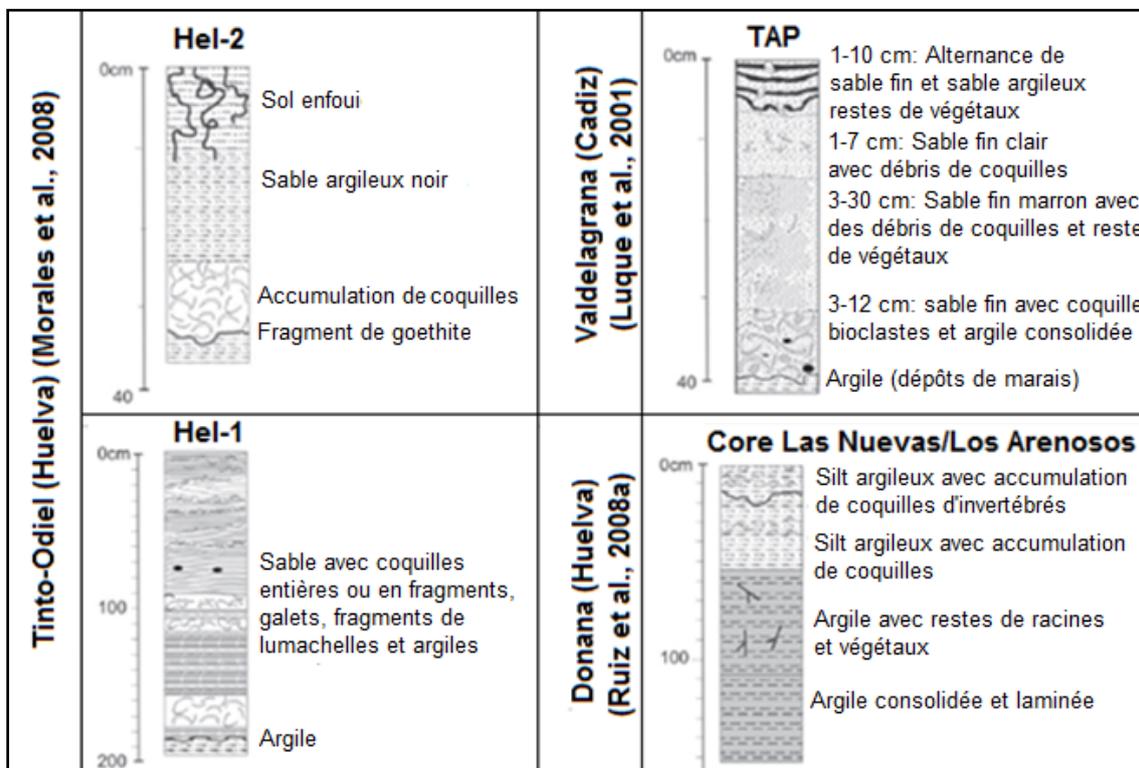


Figure 91: Séquences de dépôts de tsunamis/tempêtes (d'après Lario *et al.*, 2010)

2.4. Cadre chronologique

Comme la datation radiométrique des coquilles collectées dans les carottes est toujours en cours, sans oublier de mentionner que les dépôts de tsunami sont très difficiles à dater directement au radiocarbone car ils se composent de stocks à coquilles fossiles remobilisées, nous avons utilisé l'âge déterminé par corrélation aux datations faites par Trakadas *et al.*, (2016) et Carmona & Ruiz (2009) dans les terrasses et carottes situés dans le Loukkos et les avons associés aux descriptions historiques et géomorphologiques acquises de la même zone.

Les coquilles qui affleurent dans la terrasse de Bou Hanani située dans le Loukkos ont donné des âges de $4\ 740 \pm 40$ à $5\ 080 \pm 40$ cal BP qui correspondent clairement à l'inondation maximale de l'Holocène, quant aux carottes de Carmona & Ruiz (2009), ils ont donné des âges de $3\ 080 \pm 50$ cal BP. à 3,1 m de profondeur et $2\ 470 \pm 40$ cal BP. à 3,5 m. Comme le premier dépôt de tsunami étudié est à plus de 4,5 m de profondeur, son âge pourrait se situer entre 5 000 et 3 000 cal BP (Mhammdi *et al.*, 2015). Cet intervalle d'âge correspond au plus ancien tsunami enregistré dans le Golfe de Cadix et il a été aussi identifié en Espagne par Koster & Reichester (2014). Si l'on compare la profondeur de ce dépôt avec les datations données par Carmona & Ruiz (2009), il devient clair que le dépôt lié au tsunami de 1755 se situe bel et bien dans le premier mètre des carottes.

Ainsi, la corrélation a permis d'établir un cadre chronologique des différents tsunamis produits et ayant touché le Loukkos tout en utilisant les différents indicateurs d'identification des tsunamis et les descriptions historiques et géomorphologiques comme appui, dans l'attente des résultats de datations radiométriques absolues qui vont ainsi, confirmer de façon plus précise leurs âges exacts.

2.5. Profondeur d'inondation

Les dépôts de tsunami peuvent se trouver à une distance allant jusqu'à 1 km de la côte et à plusieurs kilomètres de l'embouchure des estuaires. Les carottes étudiées sont situées dans de différents points tout au long du Loukkos, la plus éloignée est la C11, elle renferme le dépôt du plus ancien tsunami d'âge compris entre 3000 et 5000 cal BP (Mhammdi *et al.*, 2015). Le fait que ces dépôts marins ont été trouvés loin à l'intérieur des terres (6 km sur la carte, 14 km en amont) est un cas courant de dépôt de tsunamis.

En parallèle, des dépôts liés au tsunami de 1755 ont été identifiés à 4 km de l'océan atlantique au Portugal à Lagoa de Obidos et à 16 km dans l'estuaire de Huelva en Espagne (Abrantes *et al.*, 2008 ; Morales *et al.*, 2011; Costa *et al.*, 2012). Dans la rivière de Colombia, des dépôts de tsunamis ont été rencontrés à 10 km de l'embouchure (Peterson *et al.*, 1993), dans la plaine de Sendai, le tsunami de 2011 s'est propagé à plus de 5 km de la côte (Mori *et al.*, 2011). Ainsi, rencontrer des sédiments très distants de l'embouchure ou de la côte est un cas fréquent partout dans le monde et nous permet d'identifier les anciens tsunamis.

III. Récurrence des tsunamis

La première étude sur le risque de tsunami au Maroc, publiée par El Alami & Tinti (1991), est basée sur la probabilité de récurrence des plus grands séismes susceptibles de provoquer des tsunamis en Alboran et en Atlantique. Leurs résultats indiquent qu'en Alboran la période de retour serait de 71 années pour les séismes de magnitude $M \geq 6$ et à 269 années pour ceux de magnitude $M \geq 6,6$. En Atlantique, elle serait de 9,5 années à 25 années.

Une autre étude basée sur les datations des couches de tsunamis documentées dans les milieux marins profonds en Espagne (Gràcia *et al.*, 2010) et les estuaires (Ruiz *et al.*, 2005 ; Morales *et al.*, 2008 ; Lario *et al.*, 2011) a permis d'estimer la période de récurrence des tsunamis dans la région du Golfe de Cadix (Ruiz *et al.*, 2005). Ainsi, le résultat montre une récurrence tous les 700-1000 ans avec des tsunamis intermédiaires possibles (par exemple 382 après J.-C. ; 1531 après J.-C.). Cette période de récurrence est plus courte que la période (1200 1500 ans) proposée par Lario *et al.*, (2011) pour les tsunamis dévastateurs dans le Golfe de Cadix, ou la période de récurrence avancée par Gràcia *et al.*, (2010) pour les grands séismes (1800 ans) dans la même zone. Néanmoins, Matias *et al.*, (2013) ont récemment proposé une période de récurrence similaire (700 ans) pour les événements de $M_w=8$ dans cette région, en utilisant les taux de glissement de faille obtenu suite à la modélisation néotectonique de Cunha *et al.*, (2012).

IV. Impact des événements extrêmes sur les zones côtières

Les zones côtières attestent d'une démographie croissante (RGPH 2014), par conséquent, les risques liés aux aléas naturels augmentent de façon spectaculaire (Adger *et al.*, 2005, Belkhatat *et al.*, 2017, 2018a). Ces risques côtiers résultent de façon générale de

deux principaux processus et dont les conséquences sur l'équilibre sédimentaire sont très différentes. D'une part, l'érosion des côtes par les vagues et la houle, accentuée par les tempêtes, est responsable d'un recul côtier presque mondial. Ce phénomène naturel est localement prononcé par les activités humaines : extraction de sable et graviers de plage et du fond marin, piégeage de particules dans les lacs artificiels, détérioration de structures de protection naturelle. D'autre part, le déferlement des vagues et systèmes de houle de façon oblique détermine une dérive sédimentaire littorale qui ne modifie pas significativement l'équilibre global mais provoque un transit sédimentaire et des changements morphologiques importants. L'action humaine perturbe ces dynamiques côtières en construisant de nombreuses structures de protection contre les risques côtiers.

L'étude et la compréhension des risques côtiers constituent un aspect fondamental de la plupart des sociétés modernes. Les risques extrêmes, tels que les tsunamis, même s'ils sont rares, représentent des menaces pour les régions côtières d'autant plus que la population n'est toujours pas sensibilisée à ces événements jusqu'à ce qu'ils se produisent. Les côtes atlantiques marocaines ne comptent peut-être pas parmi les côtes les plus dangereuses parce que les tsunamis sont rares dans la région. Cependant, le tsunami reste une menace réelle le long de la côte marocaine, comme en témoignent des événements historiques comme le tsunami du 1er novembre 1755 (El Mrabet 1991 ; Batipsta *et al.*, 1998 ; Zitellini *et al.*, 2001 ; Gutscher 2004 ; Kaabouben *et al.*, 2009).

Les vagues de tsunamis tout comme celles des tempêtes sont généralement dévastatrices car elles causent des dégâts importants tant sur le plan environnemental qu'économique et humain (Belkhayat *et al.*, 2017, 2018a). Ainsi, leurs évaluations jouent un rôle important dans la conception de stratégies de prévention et d'atténuation des risques naturels mais aussi d'intervention en cas d'incidence. En général, cette évaluation est souvent couverte par la modélisation numérique des inondations résultantes par la méthode déterministe (Tinti & Armigliato 2003 ; Tinti *et al.*, 2005, Lovholt *et al.*, 2006 ; Baptista *et al.*, 2011 ; Omira *et al.*, 2011 ; Omira *et al.*, 2013) ou l'analyse probabiliste (Gonzalez *et al.*, 2009 ; Omira *et al.*, 2016). Les systèmes de prévention et de protection, qui doivent être très efficaces, ils sont surtout facilités dans le cas de tsunamis par le temps de propagation relativement long de ces ondes géantes. En effet, les mesures de prévision deviennent

efficaces lorsque les tsunamis se forment à une distance supérieure à 750 km des côtes menacées, ceci permet au moins 1h pour alerter les populations côtières.

Les pays développés ont atteint un niveau d'efficacité satisfaisant en mettant en œuvre des systèmes de prévention et de protection plus souples comme la destruction partielle de certaines digues de rivière pour permettre un méandre contrôlé des cours d'eau, la restauration de certaines zones humides, le réapprovisionnement des plages de sable pour compenser l'érosion côtière et la plantation d'espèces végétales adaptées aux risques d'érosion du sol.

V. Outils d'identification de dépôts de tsunamis

L'ensemble des techniques développées dans l'étude des dépôts de tsunamis a permis la mise en place progressive d'une liste de critères d'identification assez conséquente, dont l'application dans différents contextes a permis de reconnaître des caractéristiques communes à la majorité des dépôts (Bourgeois, 2009 ; Chagué-Goff *et al.*, 2011 ; Goff *et al.*, 2012). Dans la présente thèse nous avons réussi à mettre en jeu la plupart de ces critères pour définir les dépôts de tsunamis présents dans le secteur d'étude (tab.15).

Tableau 15 : Outils d'identification de dépôts de tsunamis. U= utilisé ; NU = non utilisé

Indicateurs géologiques	• Taille des dépôts allant des blocs rocheux aux sédiments fins ;	U
	• Granoclassement décroissant en allant vers le sommet du dépôt et à l'intérieur des terres ;	U
	• Formation d'une unité sédimentaire ou de sous-unités sédimentaires laminés distinctes par chaque vague ;	U
	• Contact inférieur souvent érosif et non concordant ;	U
	• Possibilité d'identification des sous-unités basales et sommitales marquant ainsi, le flux et vague de retour ;	U
	• Structures de charges associées des fois à la base du dépôt ;	U
	• Présence possible de rip-up clasts de matériaux remaniés ;	U
	• L'ASM combinée aux analyses granulométriques pour plus d'informations quant aux conditions	NU

	hydrodynamiques lors du dépôt de sédiments ;	
	<ul style="list-style-type: none"> • Laminations de minéraux lourds souvent présent à côté de la base de l'unité ou la sous-unité, dont la source dépend du pourcentage des diatomées terrestres remaniés et présents au sommet. Un grand nombre de valves brisées reflète la turbulence du courant. La variation de diatomées indique la source et l'ampleur de l'événement. 	U
	<ul style="list-style-type: none"> • Changement dans l'assemblage de foraminifères, apport des espèces du fond marin et/ou augmentations dans l'abondance ou cassures des tests de foraminifères ; 	U
Indicateurs biologiques	<ul style="list-style-type: none"> • Concentration faible des pollens dans le dépôt de tsunami du fait de l'origine marine, changement de pollens au-dessus du dépôt causé par le changement de végétations suite à l'inondation par les eaux salines ; 	NU
	<ul style="list-style-type: none"> • Présence de coquilles individuelles ou formant des niveaux, avec plus de coquilles entières que les brisées. Possibilité de présence de petites coquilles fragiles près de la surface du dépôt ; 	U
	<ul style="list-style-type: none"> • Dépôt souvent associé aux plantes et sol enfouis et/ou restes squelettiques ; 	U
	<ul style="list-style-type: none"> • Coquilles, morceaux de bois et débris denses rencontrés près du sommet du dépôt ; 	U
	<ul style="list-style-type: none"> • Dépôt de tsunami souvent associé à une augmentation dans l'abondance des assemblages de diatomées saumâtres à marines (dinoflagellés, nannolithes). 	NU
		<ul style="list-style-type: none"> • Augmentation des concentrations de sulfure de sodium, chlore (indicateur de paléosalinité), calcium, strontium, magnésium (des coquilles et coraux) titanium, zirconium (associé aux minéraux lourds) dans les dépôts de tsunamis par rapport la base et au sommet, indiquant ainsi, une inondation d'eau salée et/ou teneur élevée en coquilles ou coraux marins et/ou un environnement à haute énergie ;

	<ul style="list-style-type: none"> • Contamination possible du dépôt par les métaux lourds et métalloïdes ; 	NU
	<ul style="list-style-type: none"> • Extension plus large que celle des dépôts sédimentaires, vers l'intérieur des terres, des indices géochimiques et microfossiles. 	U
Indicateurs archéologiques	<ul style="list-style-type: none"> • Dépôt de tsunami souvent associé aux vestiges archéologiques. 	NU
Indicateurs géomorphologiques	<ul style="list-style-type: none"> • Géomorphologie altérée, signes de soulèvement ou d'affaissement. 	U
Indicateurs contextuels	<ul style="list-style-type: none"> • Taille des dépôts allant des blocs rocheux aux sédiments fins ; Les sources tsunamigènes locales ou éloignées connues peuvent être avancées ou identifiées. 	U

CONCLUSIONS GENERALES

De multiples recherches ont été menées partout dans le monde où des tsunamis ont frappé que ce soit dans le passé ou récemment, notamment au Golfe de Cadix, où de nombreux dépôts de tsunami ont été identifiés, en particulier ceux du tsunami de 1755. L'enregistrement sédimentaire de ce dernier est préservé dans les estuaires de la région de l'Algarve au Portugal et également au sud de l'Espagne. Cependant, le Maroc reste le seul pays du Golfe de Cadix où peu de dépôts de tsunami ont été identifiés. L'étude des dépôts de tsunamis permet de connaître le risque de tsunami qu'encourt une région donnée en fonction de l'aléa et de la vulnérabilité et de délimiter des zones potentiellement exposées au risque et également des endroits les plus vulnérables. Le grand tsunami du 26 décembre 2004 et plus tard les tsunamis dévastateurs du Japon 2011 et de l'Indonésie de 2018, ont permis de rendre cet axe de recherche prioritaire à travers le monde. Ces études montrent que ces événements extrêmes peuvent perturber de manière significative les régimes de sédimentation des zones côtières, en déposant du sédiment marin à l'intérieur des terres, caractéristique qui constitue la signature la plus courante des inondations dans les environnements côtiers.

Les dépôts des tsunamis sont de nature très similaire aux dépôts de tempêtes, de nombreuses techniques élaborées sont utiles pour relever leurs origines, mais dans de nombreux endroits, les dépôts ne peuvent être clairement identifiés comme ayant été déposés par l'un ou l'autre de ces deux événements. En outre, les dépôts des tsunamis peuvent être remaniés par de violentes tempêtes.

Au niveau du Loukkos, l'approche multidisciplinaire utilisée pour caractériser les sédiments de tsunamis présents dans les carottes, regroupe un ensemble d'analyses sédimentologique, minéralogique, paléontologique et géophysique pour mettre en relief l'impact des tsunamis sur la morphologie des zones touchées. Elle nous a permis de relever l'empreinte de certains tsunamis ayant affecté la zone d'étude comme le plus ancien d'âge compris entre 3000 et 5000 cal BP et celui de 1755 connu comme étant le plus dévastateur.

Les dépôts de tsunami identifiés sont composés de sable grossier coquillier, à grains de quartz subanguleux à subarrondis et fragments de coquilles (bivalves), d'autres bioclastes marins ont été identifiés tels les foraminifères benthiques et les spicules d'éponges. Ils sont dispersés dans toute la carotte ou rassemblés pour former des niveaux coquilliers. Les

sédiments sont mal triés à asymétrie négative indiquant ainsi, un mécanisme de transport à forte énergie et dans un temps très court. Les caractéristiques des dépôts de tsunamis décrites par plusieurs chercheurs ont été rencontrées dans les sédiments étudiés. Ces caractéristiques sont les suivantes :

- ✓ Présence d'une couche argileuse comprise entre deux niveaux à sable grossier ;
- ✓ Présence de sédiments grossiers mal triés à grains de quartz anguleux ;
- ✓ Abondance des organismes marins tels que les foraminifères et les bivalves ;
- ✓ Présence de débris de coquilles autochtones et allochtones ;
- ✓ Changement brusque dans le faciès indiquant une rupture dans les modes de sédimentation;
- ✓ Dépôt subdivisé en sous-unités.

L'identification était possible dans ce type d'environnement puisque ça représente un endroit essentiellement calme et propice pour l'enregistrement et la reconstitution des paléoévénements, du point de vue morphologique et sédimentologique, comparant aux zones côtières non stables et souvent affectées par l'érosion. De plus, une comparaison des dépôts de tsunami et tempête a mis en évidence certains critères de distinction sédimentaire de ces types d'évènements.

Les côtes atlantiques marocaines ne comptent peut-être pas parmi les côtes les plus dangereuses parce que les tsunamis sont rares dans la région. Cependant, le tsunami reste une menace réelle le long de la côte marocaine comme en témoignent des événements historiques. De plus, de par sa position géographique, le Maroc est un pays très vulnérable aux risques naturels et aux évènements extrêmes tels que les tempêtes, un phénomène très récurrent et qui a un impact considérable sur l'Homme et son environnement, notamment avec la croissance démographique et économique très accentuée dans les zones côtières. Ainsi, l'identification de ces évènements extrêmes représente une donnée de référence cruciale pour la caractérisation des risques côtiers, la prévision de leurs impacts ou encore l'évaluation de l'efficacité et de la durée de vie des aménagements de protection mis en place. Ceci dit, il faudrait délimiter les zones potentiellement exposées aux tsunamis, sensibiliser les gens quant aux risques côtiers, réduire la pression humaine dans la zone littorale et rendre les outils d'observation plus efficaces pour évaluer et modéliser les risques, en se basant justement sur les études scientifiques comme la présente étude.

BIBLIOGRAPHIE

- Abdelkhaliki L. 1997. Evolution tectono-sédimentaires des dépôts gravitaires dans le Prérif interne et l'unité du Habt (Rif externe occidental, Maroc) : mise en place dans les bassins néogènes d'avant-fosse. *Thèse 3cycle. Univ. Mohamed V. Rabat*. 176p.
- ABHL 2007. Données climatologiques de la région de Larache, ABHL, 2007. Maroc.
- Abrantes F., Alt-Epping U., Lebreiro S., *et al.* 2008. Sedimentological record of tsunamis on shallow-shelf areas: The case of the 1969 AD and 1755 AD tsunamis on the Portuguese Shelf off Lisbon. *Marine Geology*, 249(3-4), 283-293.
- Adger W. N., Hughes T. P., Folke C., Carpenter S. R., Rockström J., 2005. Social-ecological resilience to coastal disasters. *Science*, 309(5737), 1036-1039.
- Ait Brahim L. 1991. Tectoniques cassantes et états de contraintes récentes au Nord du Maroc. *Thèse Doc. D'Etat Univ. Rabat*. 273 p
- Al Alam 1969. Journal, 1 et 2 Mars, 1969 *Maroc*.
- Alasset P.J., Hebert H., Maouche S., Calbini V., 2006. The tsunami induced by the 2003 Zemmouri earthquake (Mw=6.9, Algeria): modelling and results, *Geophys. J. Int.*, 166(93), 213–226, doi: 10.1111/j.1365-246X.2006.02912x.
- Aloussi L. 2008. Evolution spatio-temporelle de l'estuaire du Loukkos; étude préliminaire. *DESA Memoir, Fac. Sci. Rabat*, 58 p.
- Andrade C., 1992. Tsunami generated forms in the Algarve barrier islands (South Portugal). *Sci. Tsunami Haz.*, 10, 21-34.
- Andrade C., Andrade A., Kortekaas S., Dawson S., 1997. Sedimentological traces of tsunamigenic overwash of the Martinhal lowland (Western Algarve-Portugal). *In: Seminario sobre a Zona Costeira do Algarve (Ed. By A. Eurocoast-Portugal)*, 11-18, Faro, Portugal
- Andrade C., Borges P., Freitas M. C., 2006. Historical tsunami in the Azores archipelago (Portugal). *Journal of volcanology and geothermal research*, 156(1-2), 172-185.
- Andrade C. & Costa P. J. M. 2017. Tsunami deposits in the Algarve coast of Portugal. *5th International Tsunami Field Symposium*. 100 p.
- Andrieux J., 1971. La structure du Rif central: étude des relations entre la tectonique de compression et les nappes de glissement dans un tronçon de la chaîne alpine (Vol. 235). *Editions du Service géologique du Maroc*.
- Andrieux J., Fontbote J.M., Mattauer M., 1971. Sur un modèle explicatif de l'arc de Gibraltar, *Earth and Planet, Sc. Lett.* 12 : 191-198
- Anfuso, G., Rangel-Buitrago, N., Cortés-Useche, C., Castillo, B. I., & Gracia, F. J. (2016). Characterization of storm events along the Gulf of Cadiz (eastern central Atlantic Ocean). *International Journal of Climatology*, 36(11), 3690-3707.
- Aouiche, I., Daoudi, L., Anthony, E. J., Sedrati, M., Harti, A., & Ziane, E. (2016). The impact of storms in the morphodynamic evolution of a human-impacted semi-sheltered beach (Agadir Bay, Morocco). *Journal of African Earth Sciences*, 115, 32-47.

- Atwater B.F., 1987. Evidence for great Holocene earthquakes along outer coast of Washington State. *Science* 236, 942-944.
- Atwater B.F., 1992. Geologic evidence for earthquakes during the past 2000 years along the Copalis River, southern coastal Washington. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 97, 1901–1919.
- Atwater B. F., Moore A. L. 1992. A tsunami about 1000 years ago in Puget Sound, Washington. *Science*, 258(5088), 1614-1617.
- Aydan Ö., Tokashiki, N. 2018. Tsunami boulders and their implications on the potential for a mega-earthquake along the Ryukyu Archipelago, Japan. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 1-9.
- Bahlburg H., Weiss R. 2007. Sedimentology of the December 26, 2004, Sumatra tsunami deposits in eastern India (Tamil Nadu) and Kenya. *International Journal of Earth Sciences*, vol. 96, n°6, pp.1195-1209
- Ballouche, A. 2013. Contribution à l'histoire récente de la végétation du Bas-Loukkos (Province de Larache, Maroc). *Physiogéo*, 7, 67-82.
- Baptista M. A., Miranda P. M. A., Miranda J. M., Mendes Victor, L. 1992. Rupture extent of the 1755 Lisbon earthquake inferred from numerical modeling of tsunami data. *Physics and chemistry of the Earth* 21 (1-2): 65-70.
- Baptista M. A., Heito S., Mranda J.M., Miranda P., Mendes-Victor L. 1998. The 1755 Lisbon earthquake; evaluation of the tsunami parameters, *J. Geodyn.* 25, 143-157.
- Baptista M.A., Miranda J. M., Chierrici F., Zitellini N. 2003. New study of the 1755 earthquake source based on multi-channel seismic survey data and tsunami modeling, *Natural Hazards and earth system sciences*, 3, 333-340.
- Baptista M. A., Miranda J. M., Luis J. F. 2006. In search of the 31 March 1761 Earthquake and Tsunami Source, *Bul. Seismol. Soc. Of America*, 96, (2), 713-721.
- Baptista, M.A., Miranda, J.M. 2009. Revision of the Portuguese catalog of tsunamis. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 9, 25-42
- Barbano, M.S., Pirrota, C. Gerardi, F. 2010. Large boulders along the south-eastern Ionian coast of Sicily: Storm or tsunami deposits? *Marine Geology*, 275, pp. 140-154.
- Barr S. 2004. *Port beach Coastal Erosion Study, Technical Report 427*. Department for planning and infrastructure: Fremantle.
- Battiau-Queney Y., Billet J.-F., Chaverot S., Lanoy-Ratel P. 2003. Recent shoreline mobility and geomorphologic evolution of macrotidal sandy beaches in the north of France, *Marine geology*, No.194, 31-45.
- Battjes J. A. 1974. Computation of set-up, longshore currents, run-up and overtopping due to wind-generated waves, Report 74-2. *Ph.D. thesis at the Technische hogeschool, Delft University*.
- Belkhatay Z., El Aoula R., Mhammdi N. 2017. Effects of the winter storms of 2017 on the Atlantic coast of Rabat: A preliminary evaluation. *Bulletin de l'Institut Scientifique, Rabat*, (39), 135-139.
- Belkhatay Z., Mhammdi N., Medina F. 2018 a. Effects of the storm Hercules/Christina (7 January 2014) on the Moroccan coast between Rabat and Casablanca.

- Conference paper: IX Symposium on the Iberian Atlantic Margin. Coimbra, Portugal.*
- Belkhatay Z., Mhammdi N., Trakadas A., Huff L., Medina F. 2018 b. New observations of tsunami deposits along the Loukkos estuary; possible evidence for the AD 1755 Lisbon tsunami. *Conference paper: IX Symposium on the Iberian Atlantic Margin. Coimbra, Portugal.*
- Belousov A., Voight B., Belousova M., Muravyev Y., 2000. Tsunamis Generated by Subaquatic Volcanic Explosions: Unique Data from 1996 Eruption in Karymskoye Lake, Kamchatka, Russia. *Pure appl. geophys.* 157, 1135–1143.
- Benavente J., Del Río L., Gracia F. J., Martínez-del-Pozo J. A. 2006. Coastal flooding hazard related to storms and coastal evolution in Valdelagrana spit (Cadiz Bay Natural Park, SW Spain). *Continental Shelf Research*, 26(9), 1061-1076.
- Ben Sari D. 1978. Connaissance géophysique du Maroc. *Thèse d'Etat, Univ. Grenoble.* 262 p
- Ben Yaich A. 1991. Evolution tectono- sédimentaire du Rif externe centrooccidental (Régions de M'sila et Ouezzane, Maroc) : la marge africaine du Jurassique au Crétacé, les bassins néogènes d'avant fosse. *Thèse Doc. D'Etat. Univ. De Pau et des pays de l'Adour.* 308p.
- Bezzeghoud M., Buforn E. 1999. Source parameters of the 1992 Melilla (Spain, MW= 4.8), 1994 Alhoceima (Morocco, MW= 5.8), and 1994 Mascara (Algeria, MW= 5.7) earthquakes and seismotectonic implications. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 89(2), 359-372.
- Berkeley A., Perry, C. T., Smithers S. G. 2009. Taphonomic signatures and patterns of test degradation on tropical, intertidal benthic foraminifera. *Marine Micropaleontology*, 73(3-4), 148-163.
- Blanc P. L. 2009. Earthquakes and tsunami in November 1755 in Morocco : a different reading of contemporaneous documentary sources. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 9, 725-738.
- Blanc P.L. 2011. The Atlantic Tsunami on November 1st, 1755: World Range and Amplitude According to Primary Documentary Sources, in: Mörner, N.A. (Ed.), *The tsunami threat – Research and Technology. InTech*, pp. 423-446.
- Bógalo M. F., Ramírez-Herrera M. T., Gogutchiaichvili A., Rey D., Mohamed K. J., Calvo-Rathert, M., Corona N. 2017. Magnetic signature of the 22 June 1932 tsunami deposits (J alisco, M exican P acific coast). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 18(6), 2370-2387.
- Boje R. Tomczak M. 1978. Ecosystem analysis and the definition of boundaries in upwelling regions. In: R. Boje and M. Tomczak (Editors), *Upwelling Ecosystems. Springer-Verlag, Berlin*, p. 3-11.
- Bondevik S., 1996. The Storegga tsunami deposits in western Norway and postglacial sea-level changes on Svalbard. *Doctoral dissertation, University of Bergen.*
- Bondevik S., Svendsen J. I., Mangerud J. A. N. 1997. Tsunami sedimentary facies deposited by the Storegga tsunami in shallow marine basins and coastal lakes, western Norway. *Sedimentology*, 44(6), 1115-1131.

- Bondevik S., Mangerud J., Dawson S., Dawson A., Lohne Ø. 2003. Record-breaking height for 8000-year-old tsunami in the North Atlantic. *Eos, Transactions American Geophysical Union* 84, 289–293.
- Bondevik S., Lovholt F., Harbitz C., Mangerud J., Dawson A., Svendsen J.I. 2005. The Storegga slide tsunami : comparing field observations with numerical simulations. *Marine and Petroleum Geology*, 22 (1-2), 195-208.
- Borges J.F., Fitas A.J.S. Bezzeghoud M., Teves-Costa P. 2001. Seismotectonics of Portugal and its adjacent Atlantic area. *Tectonophysics*, 337: 337-87.
- Borges J. F., Bezzeghoud M., Buforn E., Pro C., Fitas A. 2007. The 1980, 1997 and 1998 Azores earthquakes and some seismo-tectonic implications. *Tectonophysics*, 435(1-4), 37-54.
- Borlase W. 1762. Some account of the extraordinary agitation of the waters in Mount's-bay, and other places, on the 31st of March 1761: in a letter for the Reverend Dr. C. Lyttelton. *Philosophical Transactions of the Royal Society*, 52, 418-431.
- Bourgeois J., Hansen T.A., Wiberg P.L., Kauffman E.G. 1988. A tsunami deposit at the Cretaceous – Tertiary boundary in Texas. *Science* 241, 567-570.
- Bourgeois J., Reinhart M.A. 1989. Onshore erosion and deposition by the 1960 tsunami of the Rio Lingue estuary, south-central Chile. (*Transactions of the American Geophysical Union*) 70, 1331.
- Bourgeois J. 1993. Tsunami deposits from 1992 Nicaragua event: implications for interpretation of paleotsunami deposits. *EOS Abstracts*, O32C-7, 350, *American Geophysical Union 1993 Fall Meeting, San Francisco*.
- Bourgeois J. 2009. Geologic effects and records of tsunamis, in Bernard, E.N., and Robinson, A.R., eds., *The Sea: Volume 15, Tsunamis: Cambridge, Massachusetts, Harvard University Press*, 55-91.
- Bourrouilh-Le Jan F. G., Talandier J. 1985. Sedimentation et fracturation de haute energie en milieu récifal: tsunamis, ouragans et cyclones et leurs effets sur la sédimentologie et la géomorphologie d'un atoll: Motu et Hoa, a rangiroa, Tuamotu, Pacifique SE. *Marine Geology*, 67(3-4), 263-333.
- Bromirski PD, Flinck RE, Cayan DR. 2003. Storminess variability along the California coast 1858-2000. *Journal of Climate* 16(6):982-993.
- Bruzzi C., Prone A., 2000. A method of sedimentological identification of storm and tsunami deposits: exoscopic analysis, preliminary results, *Quaternaire* 11 (3-4), 167-177.
- Bryant E.A., Young R.W., Price D.M. 1992. Evidence of tsunami sedimentation on the southeastern coast of Australia. *Journal of Geology* 100, 753–765.
- Bryant E. AR ;, Young R. W., Price D. M. 1996. Tsunami as major control on coastal evolution, southeastern Australia. *Journal of Coastal Research*, 12(4), 831-840.
- Bryant E. A., Nott J. 2001. Geological indicators of large tsunami in Australia. *Natural Hazards*, 24(3), 231-249.
- Bryant E. 2001. Tsunami. The Underrated Hazard. *Cambridge Univ.*, 320 pp.
- Buforn E., Udias A., Mezcua J. 1988. Seismicity and focal mechanisms in south Spain. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 78, 2008-2224.

- Burford E., Galdeano C. S. D., Udias A. 1995. Seismotectonics of the Ibero-Maghrbrian region. *Tectonophysics*; 248; 247-161.
- Burford E., Bezzegoud M., Udias A., Pro C., 2004. Seismic sources on the Iberia-African plate boundary and their tectonic implications. *Pure Appl Geophys* 161: 623-626.
- Bugge T., Befring S., Belderson R.H., Eidvin T., Jansen E., Kenyon N.H., Holtedahl H., Sejrup H.P. 1987. A giant three-stage submarine slide off Norway. *Geo-Marine Letters* 7, 191–198.
- Campos M.L. 1991. Tsunami hazard on the Spanish coasts of the Iberian Peninsula. *Science of Tsunami Hazards*, 9(1), 83-90.
- Campos M.L. 1992. El riesgo de Tsunamis en España. Análisis y valoración geográfica. IGN, Monografías, 9, 204 p.
- Cariolet J.-M. 2011. Quantification du runup sur une plage macrotidale à partir des conditions morphologiques et hydrodynamiques. *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, vol. 1, 95-108.
- Cariolet J.-M., Suanez S., Annaïg C., et al., 2012. Cartographie de l'aléa de submersion marine et PPR: éléments de réflexion à partir de l'analyse de la commune de Guissény (Finistère, France). *Cybergeo: European Journal of Geography*, vol. 586, 1-21.
- Carmona, P., Ruiz, J. M. 2009. Geomorphological evolution of the river Loukkos estuary around the Phoenician city of Lixus on the Atlantic littoral of Morocco. *Geoarcheology*, vol. 24, n° 6, pp. 821–845.
- Carte géologique du Maroc 1:50,000. [NI 29 XXIV-2-b], Larache / Royaume du Maroc, Ministère de l'énergie et des mines, Direction de la géologie ; levés géologiques par : M. Haddane et al.
- Cartwright J.H.E., Nakamura H. 2008. Tsunami: a history of the term and of scientific understanding of the phenomenon in Japanese and Western culture. *Notes and Records of the Royal Society*, 62, 151-166.
- Caspar R., Costa S., Jacob, E. 2007. Fronts froids et submersions de tempêtes dans le nord-ouest de la France : le cas des inondations par la mer entre l'estuaire de la Seine et de la Somme, *La Météorologie*, n° 57, p. 37-47.
- Castelle B., Marieu V., Bujan S., Splinter K. D., Robinet A., Sénéchal N., Ferreira S. 2015. Impact of the winter 2013–2014 series of severe Western Europe storms on a double-barred sandy coast: Beach and dune erosion and megacusp embayments. *Geomorphology*, 238, 135-148.
- Chagué-Goff C., Schneider J.L., Goff J.R., Dominey-Howes D., Strotz L. 2011. Expanding the proxy toolkit to help identify past events-lessons from the 2004 Indian Ocean Tsunami and the 2009 South Pacific Tsunami. *Earth-science reviews* 107, 107-122.
- Chagué-Goff C., Niedzielski P., Wong H.K.Y., Szczucinski W., Sugawara D., Goff J. 2012. Environmental impact assessment of the 2011 Tohoku-oki tsunami on the Sendai plain. *Sedimentary Geology* 282, 175-187.
- Chagué-Goff C., Andrew A., Szczucinski W., Goff J., Nishimura Y. 2012a. Geochemical signatures up to the maximum inundation of the 2011 Tohoku-oki

- tsunami-implications for the 869 AD Jogan and other palaeotsunamis. *Sedimentary Geology* 282, 65-77.
- Chahboune I. 2014. العرائش في تاريخ المغرب قبل عهد الحماية: جوانب من الحياة السياسية والاقتصادية. مطبوعات أكاديمية المملكة المغربية، سلسلة تاريخ المغرب، مطبعة المعارف الجديدة، الرباط والعمرانية، 2014، ص580.
- Chahid D., Boudad L., Lenoble A., Van Vliet-Lanoë B. (2016b) - Enregistrements sédimentaire d'événements de haute énergie, exemples de la côte atlantique de Rabat-Skhirat (Maroc), *Quaternaire*, 27, (2), p. 157-171.
- Chalouan A., Michard A., El Kadiri K., Negro F., De Lamotte D. F., Soto J. I., Saddiqi O. 2008. The Rif Belt. In *Continental evolution: the geology of Morocco. Springer Berlin Heidelberg*. pp. 203-302
- Chamley H. 1987. *Sédimentologie*. Bordas, Paris, 175 p
- Chaouni A. 1999. Relation entre la circulation des eaux, les instabilités des bassins versants avec la fracturation dans la rive sud du détroit de Gibraltar (Rif septentrional, Maroc). *Doctorat, Faculté des Sciences et Techniques Fès*.
- Chaouni A., Ait Brahim L., Mastere M., Abdelouafi A., El Fahchouch A.N. 2009. Champs de contraintes néogènes et quaternaires dans le domaine atlantique de la péninsule de Tanger (Tanger/Larache), *3ème conférence annuel IGCP N°526, Maroc*
- Charrouf L., 1982. Les problèmes d'ensablement des ports marocains sur la façade atlantique. Leur impact sédimentologique sur le littoral. *Thèse Univ. Paris sud* 307 p.
- Cherfaoui N., Doghmi H., 2002. Vagues dans l'océan : nouveau regard sur les digues portuaires : théorie et exemples, Casablanca, sciences de l'ingénieur, Maroc. 435 p.
- Cherkaoui T.-E. 1991: Contribution à l'étude de l'aléa sismique au Maroc. *Thèse d'état; Université Joseph Fourier, Grenoble*, 247 p.
- Cherkaoui T.-E. avec la collaboration de Bensaid I., Rimi A et Harnafi M. 2007. Réseau sismologique du Département de Physique du Globe (1937-2007). Document publié à l'occasion du 70ème anniversaire de l'installation de la première station sismologique au Maroc et du 50 ème anniversaire de l'Université Mohammed V-Agdal. *Pub. Institut Scientifique, Rabat*, 47p.
- Cirac P., Resseguier A., Weber O., 1989. Situation courantologique et hydrologique sur le plateau continental atlantique Nordmarocain (mission GEOMAR II). *Bulletin de l'Institut géologique du bassin d'Aquitaine, Bordeaux*, n° 46, p. 81-95.
- Ciavola P., Ferreira Ó., Haerens P., Koningsveld M.V., Armaroli, C. 2011. Storm impacts along European coastlines. Part 2: Lessons learned from the MICORE project. *Environmental Science & Policy*, 14, pp. 924-933.
- Cita M.B. Aloisi G. 2000. Deep-sea tsunami deposits triggered by the explosion of Santorini (3500y BP), eastern Mediterranean. *Sedimentary Geology* 135, 181–203.
- Clague J.J., Bobrowski P.T., Hamilton T.S. 1994. A sand sheet deposited by the 1964 Alaska tsunami at port Alberni British Columbia. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 38 (4), 413-421.

- Clague J. J. 1997. Evidence for large earthquakes at the Cascadia subduction zone. *Reviews of Geophysics*, 35(4), 439-460.
- Clague J.J., Hutchinson I., Mathewes R.W., Petterson R.T. 1999. Evidence for late Holocene tsunamis at Catala Lake, *British Columbia. Journal of Coastal Research*, 15 (1), 45-60.
- Clague J.J., Bobrowsky P.T., Hutchinson, I. 2000. A review of geological records of large tsunamis at Vancouver Island, British Columbia. *Quaternary Science Reviews*, vol. 19, pp. 849–863.
- Clague J.J., Bobrowsky P.T., Hutchinson I., 2000. A review of geological records of large tsunamis at Vancouver Island, British Columbia. *Quaternary Science Reviews*, vol. 19, pp. 849–863.
- Clague J. J. 2001. Tsunamis, In: G. R. Brooks (ed.), A Synthesis of Geological Hazards in Canada, *Geological Survey of Canada Bulletin* 548, pp. 27–42.
- Commission océanographique intergouvernementale. Édition révisée 2012. Glossaire sur les tsunamis, 2012. Paris, UNESCO. Série technique de la COI, n° 85. Français, espagnol et arabe (Original anglais) (IOC/2008/TS/85 rev)
- Costa S. 1997. Dynamique littorale et risques naturels : l'impact des aménagements, des variations du niveau marin et des modifications climatiques entre la Baie de Seine et la Baie de Somme, *Thèse de Doctorat, Université de Paris I*, 376 p.
- Costa S. Cantat O. Pirazzoli P. A. et al. 2004. Vents forts et submersions de tempête en Manche Orientale : analyse météo-marine sur la période historique récente. *Actes du Colloque de l'Association Internationale de Climatologie « Climat, mémoire du temps. Les relations climat-espace-société »*, p. 277-280.
- Costa S., Levoy F., Monfort O. et al. 2008. Impact of sand content and cross-shore transport on the morphodynamics of macrotidal gravel beaches (Haute-Normandie, English Channel)", *Zeitschrift für Geomorphology, Suppl.* vol. 3, n° 52, p. 41-62.
- Costa P.J.M., Andrade C., Freitas M.C., Oliveira M.A., Jouanneau J.M., 2009. Preliminary results of exoscopic analysis of quartz grains deposited by a palaeotsunami in Salgados lowland (Algarve, Portugal). *Journal of Coastal Research*, SI 56, 39-43.
- Costa P.J.M., Andrade C., Freitas, M.C., Oliveira, M.A., da Silva, C.M., Omira, R., Tabora, R., Baptista, M.A., Dawson, A.G. 2011. Boulder deposition during major tsunami events. *Earth Surface Processes and Landforms* 36, 2054–2068
- Costa P. J. M., Andrade C., Freitas M.C., Oliveira M.A., Lopes V., Dawson A.G., Moreno J., Fatela F., Jouanneau J.M. 2012 (a). A tsunami record in the sedimentary archive of the central Algarve coast, Portugal: Characterizing sediment, reconstructing sources and inundation paths, *The Holocene*, 22(8): 899–914.
- Costa P. J. M., Leroy S. A. G., Dinis J. L., Dawson A. G., Kortekaas S. 2012. Recent highenergy marine events in the sediments of Lagoa de Obidos and Martinhal (Portugal): recognition, age and likely causes. *Natural Hazards and Earth Systems Science*, vol. 12, pp. 1367–1380.

- Costa P. J. M. 2012. Sedimentological signatures of extreme marine inundations. Departamento de Geologia, University of Lisbon, Portugal. *PhD thesis*: 245 pp.
- Costa P.J. M., Costas S., Oliveira M.A., González-Villanueva R., Roelvink D., Andrade C., Freitas M.C., Cunha P.P., Martins A., Buylaert J.P., Murray A. 2016b. How did the AD 1755 tsunami impact on sand barriers across the southern coast of Portugal? *Geomorphology*, 268: 296-311.
- Cox R., Zentner D.B., Kirchner B.J., Cook M.S. 2012. Boulder Ridges on the Aran Islands (Ireland): Recent Movements Caused by Storm Waves, Not Tsunamis. *The Journal of Geology*, 120, pp. 249-272.
- Cunha T. A., Matias L. M., Terrinha P., Negredo A. M., Rosas F., Fernandes R. M. S., Pinheiro L. M. 2012. Neotectonics of the SW Iberia margin, Gulf of Cadiz and Alboran Sea: a reassessment including recent structural, seismic and geodetic data. *Geophysical Journal International*, 188(3), 850-872.
- Cunha P., Martins A., Cabral J., Gouveia M., Buylaert J-P., Murray A. 2015b. Staircases of wave cut platforms in western central Portugal (Cape Mondego to Cape Espichel) – relevance as indicators of crustal uplift. Proceedings, VIII Simposio El Margen Ibérico Atlántico (MIA15), Málaga: 137 -144.
- Dabrio C. J.; Goy J. L, Zazo C. 1998. The record of the tsunami caused by 1755 Lisbon earthquake in Valdelagrana spit (Gulf of Cadiz, Southwestern Spain). *Geogaceta*, 23: 31-44.
- Dalal N., Torab M. 2013. Large boulders deposits on the coast of Ras El Hekma, NW coast, Egypt. Storm or tsunami. In: The 2nd International Symposium on Kaz Mountains (Mount Ida) and Edremit: Human - Environment Interactions and Ecology of Mountain Ecosystems. İzmir, Turkey: Meta Basım, pp. 505-511.
- Darienzo M. E., Peterson C. D. 1990. Episodic tectonic subsidence of late Holocene salt marshes, northern Oregon central Cascadia margin. *Tectonics*, 9(1), 1-22.
- Davis R. A. J., 1985. Beach and nearshore zone. *Coastal Sedimentary environments. Jr., Springer-Verlag*. p. 379-445.
- Davies P. J., Hughes H., 1983. High-energy reef and terrigenous sedimentation, boulder reef, great barrier-reef. *BMR Journal of Australian Geology & Geophysics*, 8(3), 201-209.
- Davis R. J. 1987. Four decades of American weather modification law. *The Journal of Weather Modification*, 19(1), 102-106.
- Dawson A.G., Long D., Smith D.E., 1988. The Storegga slides: evidence from eastern Scotland for a possible tsunami. *Marine Geology*, 82 (3-4). 271-276.
- Dawson A.G., Foster I.D.L., Shi S., Smith D.E., Long D. 1991. The identification of tsunami deposits in coastal sediment sequences. *Science of Tsunami Hazards*. 9(1°), 73-82.
- Dawson S., Smith D.E., Ruffman A., Shi S., 1996. The diatom biostratigraphy of tsunami sediments: Examples from recent and middle Holocene events. *Physics and Chemistry of the Earth*, 21 (1-2), 87-92.
- Dawson A. G., Shi S. 2000. Tsunami deposits. *Pure and applied geophysics*, 157(6-8), 875-897.

- Dawson S., Smith D. E. 2000. The sedimentology of Middle Holocene tsunami facies in northern Sutherland, Scotland, UK. *Marine Geology*, vol. 170, n°1, pp. 69-79.
- Dawson A.G., Stewart I. 2007. Tsunami deposits in the geological record. *Sedimentary Geology* 200, 166-183.
- Deane S.M., 2010. Quartz grain microtextures and sediments provenance: using scanning electron microscopy to characterize tropical highland sediments from Costa Rica and the Dominican Republic. *Master's Thesis, University of Tennessee*, 122 pp.
- Debrach I., 1946. Raz de marée d'origine sismique enregistrée sur le littoral atlantique du Maroc (in french), *Service de Physique du Globe et de Météorologie, Annales, Maroc*.
- Debrach J., 1953. Raz de marée d'origine séismique enregistré sur le littoral atlantique du Maroc. *Annales du Service de Physique du Globe et de Météorologie de l'Institut Scientifique Chérifien*, 59-71.
- Del Río L, Plomaritis TA, Benavente J, Valladares M, Ribera P. 2012. Establishing storm thresholds for the Spanish Gulf of Cádiz coast. *Geomorphology* 143-144: 13-23.
- Diario da Manha 1969. 1 de Marco de 1969, *Lisboa (in Portuguese)*.
- Diario de Noticias 1969. De Marco de 1696. *Lisboa (in Portuguese)*.
- Diogo Z., Bastos A., Lira C., Taborda R., Andrade C., Silveira T. M., Ribeiro M., Silva A.N., Carapuço M.M., Pinto C.A., Freitas M.C. 2014a. Morphological impacts of Christina storm on the beaches of the central western portuguese coast. *Comunicações Geológicas*, V101 (III), pp. 1445-1448.
- Diogo Z.S., Lira C., Bastos A.P., Silva A.N., Carapuço A.M., Taborda R., Andrade C.F., Freitas M.C. 2014b. Impacto da tempestade Christina nas praias da APA, I.P./ARH Tejo. Supplementary report of the project "Creation and implementation of a Costal Monitoring System for the jurisdiction area of Administração da Região Hidrográfica do Tejo IP. Lisboa, Portugal: Centro de Geologia & Instituto Dom Luiz, p. 78.
- Direction Régionale de Tanger-Tétouan 2008. Monographie de la région Tétouan-Tanger. Haut Commissariat Au Plan, *Royaume du Maroc*. 178 p.
- Diz P., Francés G., 2008. Distribution of live benthic foraminifera in the Ría de Vigo (NW Spain). *Marine Micropaleontology*, 66(3-4), 165-191.
- Dodet G., Bertin X., Taborda R. 2010. Wave climate variability in the North-East Atlantic Ocean over the last six decades. *Ocean modelling*, 31(3-4), 120-131.
- Dominey-Howes D., Dawson A., Smith D., 1998. Late Holocene coastal tectonics at Falasarna, western crete: a sedimentary study. *Geological society of London, Stewart I., Vita C., (Eds.) (Coastal Tectonics)*, 343-352.
- Dolan R., Davis RE. 1992. An intensity scale for Atlantic coast northeast storms. *J. Coast. Res.* 8: 352-364.
- Durand Delga M., Hottinger L. ; Marçais J. ; Matauer M. Millard Y. et Suter G. 1960.. Données actuelles sur la structure du Rif. *M.h.Sér.Soc.géol.Fr.(livre, Mém.P.Fallot)* , 1 :399-1057

- Durand-Delga M. 1962. Esquisse structurale de l'Algérie en 1961. *Lexique stratigraphique international*, 4.
- El Alami S. O. & Tinti S. 1991. A preliminary evaluation of the tsunami hazards in the Moroccan coasts. *Science of Tsunami Hazard*, 9(1), 31-38.
- El Gharbaoui M., 1981. La Terre et l'homme dans la Péninsule Tingitane. Etude sur l'homme et le milieu naturel dans le Rif occidental. *Trav. Inst. Se, Serie Géologie et Géographie physique*, n° 15, 439p.
- El Gharbaoui, A., 1987. Les climats, In: El Gharbaoui A (ed) La Grande Encyclopédie du Maroc; vol. Géographie physique et Géologie, Edition GEI, Rabat, pp. 14-31.
- El Gharbaoui A., 1989. Grande encyclopédie du Maroc : *Climat et géomorphologie*. 231p.
- Eliot IG, Clarke DJ. 1986. Minor storm impact on the beach face of a sheltered sandy beach. *Marine Geology* 73(1-2): 61-83.
- El Messaoudi B.; Ait Laâmel M. ; El Hou M., Bouksim H. 2016. Situations des fortes houles sur les côtes atlantiques marocaines. *Actes Session Plénière Académie Hassan II des Sciences & Techniques*, Rabat, 24-25 février 2015, pp. 79-99.
- El Mekadem N., Bernabeu A.M., El Moutchou B. El Hajjaji Kh. 2011. Aplicación del modelo SWAN para caracterizar el impacto del oleaje sobre la costa: ejemplo para la costa atlántica entre Asilah y Larache (NO Marruecos). *ACT 2, 14-25, 2011*. p. 14- 25.
- EL Mkadem N. 2014. Evolution historique multitudes, géomorphologique et occupation de l'espace du littoral atlantique marocain entre Asila et Larache et son arrière pays (Maroc) *Thèse 3ème cycle, Université Abdelmalek Essaadi Faculté des Sciences Tetouan*
- El Moutchou B. 1995. Dynamique côtière actuelle et évolution morphosédimentaire de la frange littorale Méditerranéenne entre M'diq et Oued laou (Région de Tétouan,, Maroc Nord occidental), *Thèse de 3ème cycle, Université Med V, Faculté des Sc. Rabat*, 131p.
- El Mrabet A.,T. 1991. Histoire sismologique du Maroc. *Thèse 3ème cycle, Fac. des Lettres, Univ. Mohammed V, Rabat*, 375p. (En arabe).
- El Mrabet T. 2005. The great earthquakes in the Maghreb region and their consequences on man and environment. *Imprimerie Beni Snassene, Rabat* (en Arabe).
- El Messaoudi B., Ait Laâmel M., El Hou M., Bouksim H. 2016. Situations des fortes houles sur les côtes atlantiques marocaines. *Actes Session Plénière Académie Hassan II des Sciences & Techniques, Rabat*, 24-25 février 2015, pp. 79-99.
- El Talibi H., El Moussaoui S., Zaghoul M. N., *et al.* 2016. New sedimentary and geomorphic evidence of tsunami flooding related to an older events along the Tangier-Asilah coastal plain, *Morocco. Geoenvironmental Disasters*, 3(1), 14 p.
- Emberger L. 1964. La position phytogéographique du Maroc dans l'ensemble méditerranéen. *Al Awamia, INRA, Rabat*, 12, 1-15.
- Etienne S., Paris R. 2010. Boulder accumulations related to storms on the south coast of the Reykjanes Peninsula (Iceland). *Geomorphology*, 114, pp. 55-70.

- Etienne S., Buckley M., Paris R., Nandasena A.K., Clark K., Strotz L., Chagué-Goff C., Goff J., Richmond, B. 2011. The use of boulders for characterizing past tsunamis: lessons from the 2004 Indian Ocean and 2009 South Pacific tsunamis. *Earth Science Reviews*, 107, pp. 76-90.
- Evans M., Heller F. 2003. *Environmental magnetism: principles and applications of enviromagnetics* (Vol. 86). Elsevier.
- Fagherazzi S., Du X. 2008. Tsunamigenic incisions produced by the December 2004 earthquake along the coasts of Thailand, Indonesia and Sri Lanka. *Geomorphology*, 99(1-4), 120-129.
- Fallot P. 1937. Essai sur la géologie du Rif septentrional. Notes et mem. *Ser. V. geol. Maroc*. 40,553 p.
- Felton E.A., Crook K.A.W., Keating B.H. 2000. The Hulopoe Gravel, Lanai, Hawaii, new sedimentological data and their bearing on the “giant wave” (mega tsunami) emplacement hypothesis. *Pure and Applied Geophysics* 157 (6–8), 1257–1284.
- Ferreira Ó., Almeida L.P., Rodrigues B., Matias A. 2010. Determination of thresholds for storm impacts. In: *Avances de la Geomorfologia en España, 2008- 2010, XI Reunión Nacional de Geomorfologia*. Solsona, Spain: Sociedad Española de Geomorfologia, pp. 35-42.
- Fichaut B., Suanez S., 2011. Quarrying, transport and deposition of cliff-top storm deposits during extreme events: Banneg Island, Brittany. *Marine Geology*, 283, pp. 36–55.
- Folk RL, Ward WC. 1957. Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology* 27: 3–26.
- Font E., Nascimento C., Omira R., Baptista M. A., Silva P. F. 2010. Identification of tsunami induced deposits using numerical modeling and rock magnetism techniques: a study case of the 1755 Lisbon tsunami in Algarve, Portugal. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, vol. 182, pp. 187–198.
- Font E., Veiga-Pires C., Pozo M., Nave S., Costas S., et al. 2013. Benchmarks and sediment source (s) of the 1755 Lisbon tsunami deposit at Boca do Rio Estuary. *Marine Geology*, 343, 1-14.
- Foster I. D. L., Dawson A. G., Dawson S., Lees J. A., Mansfield L. 1993. Tsunami sedimentation sequences in the Scilly Isles, south-west England. *Sci. Tsunami Hazards* 11(1), 35–45.
- Frizon De Lamotte D. 1979. Contribution à l'étude de l'évolution structurale du Rif oriental (Maroc). *Thèse de doctorat. Univ. Paris- Sud. Paris, France 1 vol.* 175 p.
- Fritz H. M., Kongko W., Moore A., McAdoo B., Goff J., Harbitz C., Synolakis C. 2007. Extreme runup from the 17 July 2006 Java tsunami. *Geophysical Research Letters*, vol. 34, p. 12.
- Frogneux M. 1980. La sismicité marocaine de 1972 à 1978: étude des paramètres à la source des seismes proches. *Doctoral dissertation*.
- Fujino S., Masuda F., Tagomori S., Matsumoto D. 2006. Structure and depositional processes of a gravelly tsunami deposit in a shallow marine setting: Lower Cretaceous Miyako Group, Japan. *Sedimentary Geology*, 187(3-4), 127-138.

- Gascó Aranegui C. 2001. Lixus. Colonia fenicia y ciudad púnico-mauritana. Anotaciones sobre su ocupación medieval. *Saguntum Vol Extra 4. Valencia Universidad.*
- Gazette de Cologne 1756. Africa De Ceuta, le 20 Novembre, 1756.
- Gazette d'Amsterdam 1755. Suite des nouvelles d'Amsterdam du 26 décembre 1755.
- Genet P., 2011. Signature sédimentaire des tsunamis sur la côte atlantique marocaine entre Tanger et Larache et implications en termes de risque. *Mémoire master 1 Géoenvironnement. Université Blaise Pascal Clermont-Ferrand.* 95p.
- Ghilardi M., Delanghe D., Demory F., Leandri F., et al., 2017. Enregistrements d'événements extrêmes et évolution des paysages dans les basses vallées fluviales du Taravo et du Sagone (Corse occidentale, France) au cours de l'âge du Bronze moyen à final: une perspective géoarchéologique. *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, 23(1), 15-35.
- Gjevik B., Pedersen G., Dybesland E., Harbzt C.B., Miranda P.M.A., Baptista M.A., Mendes-Victor L., Heinrich Ph., Roche R., et Guesima M. 1997. Modelling tsunamis from earthquake sources near Gorringe Bank southwest of Portygal J., *Geophys Res.*, 102, C13, 27931-27949.
- Goda Y. 1988. On the methodology of selecting design wave height. In *Proceedings of the twenty-first coastal engineering conference.* Malaga, Spain.
- Goff J.R., Crozier M., Sutherland V., Cochran U., Shane P. 1998. Possible tsunami deposits from the 1855 earthquake, North Island, New Zealand. *Geological Society of London, Special Publication* 146, 353-376.
- Goff J., Chagué-Goff C., Nichol S. 2001. Palaeotsunami deposits: a New Zealand perspective. *Sedimentary Geology*, vol. 143, n°1, pp. 1-6.
- Goff J. R., McFadgen B. G. 2002. Seismic driving of nationwide changes in geomorphology and prehistoric settlement—a 15th century New Zealand example. *Quaternary Science Reviews*, vol. 21, n°20, pp. 2229-2236.
- Goff J.R., Wells A., Chagué-Goff C., Nichol S.L., Devoy R.J.N. 2004. The elusive AD 1826 tsunami, South Westland, New Zealand. *New Zealand Geographer* 60 (2), 28-39.
- Goff J., Dudley W.C., deMaintenon M., Cain G., Coney J.P. 2006. The largest local tsunami in 20th century Hawaii. *Marine Geology* 226, 65–79.
- Goff J., Weiss R., Courtney C., Dominey-Howes D. 2010b. Testing the hypothesis for tsunami boulder deposition from suspension. *Marine Geology*, 277 (1-4), 73-77.
- Goff J., Pearce S., Nichol S.L., Chagué-Goff C., Horrocks M., Strotz L., 2010c. Multi-proxy records of regionally sources tsunamis, New Zealand. *Geomorphology*, 118 (3-4), 369-382.
- Goff J.R., Chagué-Goff C., Nichol S.L., Jaffe B., Dominey-Howes D., 2012. Progress in Palaeotsunami research. *Sedimentary Geology*, 243-244, 70-88.
- González J.I., Farreras, S.F., Ochoa, J., 2001. Seismic and meteorological tsunami contributions in the Manzanillo and Cabo San Lucas seiches of September 14, 1995. *Marine Geodesy* 24, 219–227.

- González F. I., Geist E. L., Jaffe B., et al., 2009. Probabilistic tsunami hazard assessment at seaside, Oregon, for near-and far-field seismic sources. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 114(C11).
- Goto K., Tada R., Tajika E., Bralower T.J., Hasegawa T., Matsui T. 2004. Evidence for ocean water invasion into the Chicxulub crater at the Cretaceous/Tertiary boundary. *Meteoritics & Planetary Science*, 39(7), 1233-1247.
- Goto K., Chavanich S.A., Imamura F., Kunthasap P., Matsui T., Minoura K., Sugawara D. and Yanagisawa H. 2007. Distribution, origin and transport process of boulders deposited by the 2004 Indian Ocean tsunami at Pakarang Cape, Thailand. *Sedimentary Geology*, 202, pp. 821-837.
- Goto K., Tada R., Tajika E., Matsui T. 2008. Chapter 15- Deep-sea tsunami deposits in the Proto-Caribbean Sea at the Cretaceous/Tertiary boundary. *Tsunamiites*, 251-275.
- Goto K., Okada K., Imamura F. 2009a. Characteristics and hydrodynamics of boulders transported by storm waves at Kudaka Island, Japan. *Marine Geology*, 262, pp. 14-24.
- Goto K., Okada K., Imamura F. 2009b. Importance of the initial waveform and coastal profile for the tsunami transport of boulders. *Polish Journal of Environmental Studies*, 18, pp. 53-61.
- Goto K., Kawan, T., Imamura, F. 2010a. Historical and geological evidence of boulders deposited by tsunamis, southern Ryukyu Islands, Japan. *Earth-Science Reviews*, 102, pp. 77-99.
- Goto K., Miyagi K., Kawamata H., Imamura F. 2010b. Discrimination of boulders deposited by tsunamis and storm waves at Ishigaki Island, Japan. *Marine Geology*, 269, pp. 34-45.
- Grabowski J., Schnyder J., Sobieñ K., Koptikova L. et al. 2013. Magnetic susceptibility and spectral gamma logs in the Tithonian–Berriasian pelagic carbonates in the Tatra Mts (Western Carpathians, Poland): Palaeoenvironmental changes at the Jurassic/Cretaceous boundary. *Cretaceous Research*, 43, 1-17.
- Grandin R., Borges J.F., Bezzegoud M., Caldeira B., Carrilho F. 2007. Simulations of strong ground motion in SW Iberia for the 1696 February 28 (Ms=8.0) and the 1755 November 1 (M~8.5) earthquakes-II. Strong ground motion simulations. *Geophys. J. Int.*, 71, 1144-1161.
- Gracia E., Donabeitia J., Vergés J., Team P. 2003. Mapping active Faults offshore Portugal (36°N-38°N) : Implications for seismic hazard assessment along the southwest iberian margin. *Geology* 31 (1), 83-86.
- Gracia E., Pallas R., Soto J.I., Comas M., Morena X., Masana E., Santanach P., Diez S., Garcia M., Danobeitia J. 2006. Active faulting offshore SE Spain (Alboran Sea) : implications for earthquake hazard assessment in the Southern Iberian Margin. *Earth and Planetary Science Letters*, 241, 734-749.
- Gracia F.J, Alonso C., Benavente J., Anfuso G., Del Río, L. 2006. The different coastal records of the 1755 tsunami waves along the South Atlantic Spanish coast. *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementbände*, 146: 195-220.

- Gracia E., Vizcaino A., Escutia C., Asioli A., Rodes A., Pallas R., Garcia-Orellana J., Lebreiro S., Goldfinger C. 2010. Holocene earthquake record offshore Portugal (SW Iberia): testing turbidite paleoseismology in a slow-convergence margin. *Quaternary Science Reviews*, 29(9-10), 1156-1172.
- Grauert M., Björck S., Bondevik S. 2001. Storegga tsunami deposits in a coastal lake on Suouroy, the Faroe Islands. *Boreas* 30, 263–271.
- Greenberg D.A., Murty T.S., Ruffman, A. 1993. A numerical model for the Halifax harbor tsunami due to the 1917 explosion. *Marine Geodesy*, 16(2), 153-167.
- Gutierrez-Mas J.M., Juan C., Morales J.A. 2009a. Evidence of high-energy events in shelly layers interbedded in coastal Holocene sands in Cadiz Bay (south-west Spain). *Earth Surface Processes and Landforms*, 34: 810-823.
- Gutierrez-Mas J.M., López-Arroyo J., Morales J.A. 2009b. Recent marine lithofacies in the Cadiz Bay (SW Spain). Sequences, Processes and control factors. *Sedimentary Geology*, 218: 31–47.
- Gutscher M.A., Malod J., Rehault J.P., Contrucci I., Klingelhoefer F., Mendes-Victor L., Spakman W. 2002. Evidence for active subduction beneath Gibraltar, *Geology* 30 1071-1074.
- Gutscher M. A. 2004. What caused the great Lisbon earthquake?. *Science*, 305(5688), 1247-1248.
- Gutscher M.A., Baptista M.A., Miranda J.M. 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 modelling and seismic intensity, *Tectonophysics*, 15, 2, 15-20.
- Hall A.M., Hansom J.D., Williams D.M., Jarvis J. 2006. Distribution, geomorphology and lithofacies of cliff-top storm deposits: Examples from the high-energy coasts of Scotland and Ireland. *Marine Geology*, 232, pp. 131–155.
- Hall A.M., Hansom, J.D., Jarvis J. 2008. Patterns and rates of erosion produced by high energy wave processes on hard rock headlands: The Grind of the Navir, Shetland, Scotland. *Marine Geology*, 248, pp. 28-46.
- Hall A.M. 2011. Storm wave currents, boulder movement and shore platform development: a case study from East Lothian, Scotland. *Marine Geology*, 283, pp. 98–105.
- Hansom J.D., Hall, A.M. 2009. Magnitude and frequency of extra-tropical North Atlantic cyclones: A chronology from cliff-top storm deposits. *Quaternary International*, 195, pp. 42-52.
- Hanquiez V. 2002. Analyse morpho-sédimentaire du Golfe de Cadix. *DEA, Université Bordeaux*, 1, 30.
- Hanquiez V. 2006. Processus sédimentaires et activité de la Veine d'Eau Méditerranéenne au cours du Quaternaire terminal dans le Golfe de Cadix. *Doctoral dissertation, Université Sciences et Technologies-Bordeaux I*.
- Harmelin-Vivien M. L., Laboute P. 1986. Catastrophic impact of hurricanes on atoll outer reef slopes in the Tuamotu (French Polynesia). *Coral reefs*, 5(2), 55-62.
- Hawkes A.D., Bird M., Cowie S., Grundy-Warr C., Horton B.P., Shau Hwai A.T., Law L., Macgregor C., Nott J., Ong J.E., Rigg J., Robinson R., Tan-Mullins M., Sa

- T.T., Yasin Z., Aik L.W. 2007. Sediments deposited by the 2004 Indian Ocean tsunami along the Malaysia-Thailand Peninsula. *Marine Geology* 242, 169-190.
- Hearty P. J. 1997. Boulder deposits from large waves during the last interglaciation on North Eleuthera Island, Bahamas. *Quaternary Research*, 48(3), 326-338.
- Heezen B. C., Johnson G. L. 1969. *Mediterranean undercurrent and microphysiography west of Gibraltar*. Institut océanographique.
- Heinrich Ph., Baptista M.A., et Miranda P., 1994. Numerical simulations of the 1696 tsunami along the Portuguese coasts, *Preliminary results Sc of tsunami hazards* 12, 1,3-25.
- Hindson R. A., Andrade C., Dawson A. G. 1996. Sedimentary processes associated with the tsunami generated by the 1755 Lisbon earthquake on the Algarve coast, Portugal. *Physics and Chemistry of the Earth*, 21(1-2), 57-63.
- Hindson R.A., Andrade C. 1999. Sedimentation and hydrodynamic processes associated with the tsunami generated by the 1755 Lisbon earthquake. *Quaternary International* 56, 27-38.
- Hindson R.A., Andrade C. 1999. Sedimentation and hydrodynamic processes associated with the tsunami generated by the 1755 Lisbon earthquake. *Quaternary International* 56, 27-38.
- Hirose K., Goto T., Mitamura M., Okahashi H., Yoshikawa S. 2002. Event deposits and environment changes detected in marsh deposits at Aisa, Toba City. *Chikyu Monthly* 280, 692-697 (in Japanese).
- Hoang V. C., Tanaka H., Mitobe Y. 2018. Estuarine morphology recovery after the 2011 Great East Japan earthquake tsunami. *Marine Geology*, 398, 112-125.
- Hori K., Kuzumoto R., Hirouchi D., Umitsu M., Janjirawuttikul N., Patanakanog B., 2007. Horizontal and vertical variations of 2004 Indian tsunami deposits: an example of two transects along the western coast of thailand. *Marine Geology* 239, 163-172.
- Imamura et Iida. 1942. Echelle d'intensité des tsunamis
- Jaaidi E.B., Cirac P., 1987. La couverture sédimentaire meuble du plateau continental atlantique marocain entre Larache et Agadir. *Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine, Bordeaux*, n°42, p : 33-51.
- Jaaidi E.B., Ahmamou M., Zougary R., Chatre B., El Moutchou B., Malek F., Naim K., 1993. Le littoral méditerranéen entre Tétouan et Ceuta, et atlantique entre Tanger et Asilah (Maroc) : Impact des aménagements portuaires sur la dynamique côtière. In : « Aménagement du littoral et évolution des côtes : L'environnement côtier marocain en péril ». *Publ. Com. Nat. Géogr. Maroc. Sept* 1993, p: 21- 34.
- Jackson K. L. 2008. Paleotsunami History Recorded in Holocene Coastal Lagoon Sediments, Southeastern Sri Lanka. *Open Access Theses*. Paper 171.
- Jaffe B.E., Gelfenbaum G. 2002. Using tsunami deposits to impose assessment of tsunami risk, solution to coastal disasters 02. *Conference Proceedings, ASCE*, 836-847.
- Jaffe, B., Gelfenbaum, G., Rubin, D., Peters, R., Anima, R., Swensson, M., and Riega, P. C 2003. Identification and interpretation of tsunami deposits from the June 23,

- 2001 Peru tsunami. In Proceedings of the International Conference on Coastal Sediments, Vol. 2003, p. 13.
- Jaffe B.E., Gelfenbaum G. 2007. A simple model for calculating tsunami flow speed from tsunami deposits. *Sedimentary Geology* 200, 347-361.
- Jagodziński R., Sternal B., Szczuciński W., Lorenc S. 2009. Heavy minerals in 2004 tsunami deposits on Kho Khao Island, Thailand. *Polish Journal of Environmental Studies*, vol. 18, n°1, pp. 103-110.
- Jiménez-Munt I., Fernández M., Torne M., Bird P. 2001. The transition from linear to diffuse plate boundary in the Azores- Gibraltar region: results from a thin sheet model. *Earth and Planetary Science Letters*. 192, 175–189.
- Johnston A. 1996. Seismic moment assessment of earthquakes in stable continental regions. New Madrid, 1811-1812, Charleston 1886 and Lisbon 1755, *Geophys. J. Int.*, 126, 314-344.
- Joly D. 1992. Usage de données satellites et altitudinales pour l'étude du paysage et l'aménagement de l'espace. *Actes du colloque FI3G «L'information géographique sans frontière»*, Strasbourg, 131-138.
- Jones B., Hunter I. G., 1992. Very large boulders on the coast of Grand Cayman: the effects of giant waves on rocky coastlines. *Journal of coastal research*, 763-774.
- Jones A.T. 1993. Elevated fossil coral deposits in the Hawaiian Islands, a measure of island uplift in the Quaternary. *Unpublished Ph.D. thesis, University of Hawaii*
- Judd K., Chagué-Goff C., Goff J., Gadd P., Zawadzki A., Fierro D. 2017. Multi-proxy evidence for small historical tsunamis leaving little or no sedimentary record. *Marine Geology*, 385, 204-215.
- Kaabouben F., Iben Brahim A., Toto E., Baptista M. A., Miranda J. M., Soares P., Luis, J. F. 2008. On The Focal Mechanism of the 26 May 1975 North Atlantic Event: Contribution From Tsunami Modeling, *J. Seismol.* 12 (4), 575–583.
- Kaabouben, F., Baptista, M.F., Iben Brahim, A., El Mouraouah, A. et Toto, A. 2009. On the Moroccan tsunami catalogue. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 9, 1227-1236.
- Kadiri M. T. E. 1982. Nacher Al Mathani Lahl lkarn lhadi Acharwa thani, Casablanca, 412 pp., (en arabe).
- Kanamori H. 1972. Mechanism of tsunami earthquakes. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 6, 346–359.
- Kastens K.A., Cita M.B. 1981. Tsunami-induced sediment transport in the abyssal mediterranean sea. *Geological Society of America Bulletin, Part 1*, 845-857.
- Keating B. H., Wanink M., Helsley C. E. 2008. Introduction to a tsunami-deposits database. In *Tsunamiites* (pp. 359-381).
- Keim BD, Muller RA, Stone GW. 2004. Spatial and temporal variability of coastal storms in the North Atlantic Basin. *Marine Geology* 210: 7-15.
- Kelletat D., Schellmann G. 2001. Sedimentologische und geomorphologische Belege starker tsunami-Ereignisse jung-historischer Zeitstellung im Westen und Südosten Zyperns. *Essener Geographische Arbeiten*, 32, 1-74.
- Kelletat D., Schellmann G. 2002. Tsunamis on Cyprus: field evidences and 14C dating results. *Zeitschrift für Geomorphologie*, NF, 19-34.

- Kench P. S., Nichol S. L., Smithers *et al.* 2008. Tsunami as agents of geomorphic change in mid-ocean reef islands. *Geomorphology*, 95(3-4), 361-383.
- Knight J., Burningham H., Barret-Mold, C. 2009. The geomorphology and controls on development of a boulder-strewn rock platform, NW Ireland. *Journal of Coastal Research*, SI56, pp. 1646-1650.
- Knight J., Burningham H. 2011. Boulder dynamics on an Atlantic-facing rock coastline, northwest Ireland. *Marine Geology*. 283 (1-4), pp. 56-65.
- Koho K. A., Kouwenhoven T. J., De Stigter H. C., Van Der Zwaan G. J. 2007. Benthic foraminifera in the Nazaré Canyon, Portuguese continental margin: Sedimentary environments and disturbance. *Marine Micropaleontology*, 66(1), 27-51.
- Komar P. D. 1998. The modelling of processes and morphology in the coastal zone reflections on the maturity of our science. *Shore and Beach*, 66: pp. 10 - 22.
- Kornprobst J. 1974. Contribution à l'étude pétrographique et structurale de la zone interne de Rif (Maroc septentrionale). *Notes et mém Serv Géol. Maroc*, n°:251,256p.
- Kon'no E. 1961. Geological observations of the Sanriku coastal region damaged by the tsunami due to the Chile Earthquake in 1960. *Contributions to the Institute of Geology and Paleontology of Tohoku University* 52, pp. 1-45.
- Kortekaas, S., Dawson, A. G. 2007. Distinguishing tsunami and storm deposits: an example from Martinhal, SW Portugal. *Sedimentary Geology*, vol. 200, n°3-4, 208-221.
- Koster B., Reicherter K.. 2014. Sedimentological and geophysical properties of a ca. 4000 year old tsunami deposit in southern Spain. *Sedimentary Geology* 314, 1-16.
- Lange W.P, Lange P.J., Moon V.G. 2006. Boulder transport by waterspouts: An example from Aorangi Island, New Zealand. *Marine Geology*, 230, pp. 115-125.
- Lario J., Spencer C., Plater A., Zazo C., Goy J., Dabrio C. 2002. Particle size characterization of Holocene back-barrier sequences from North Atlantic coasts (SW Spain and SE England). *Geomorphology* 42, 25-42.
- Lario J., Luque L., Zazo C., Goy J. L., Spencer C., Cabero A., Bargaji T., Borja F., Dabrio C.J., Civis J., Delgado J., Borja C., González-Delgado J. Á. 2010. Tsunami vs. storm surge deposits: a review of the sedimentological and geomorphological records of extreme wave events (EWE) during the Holocene in the Gulf of Cadiz, Spain. *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementary Issues*, 54(3), 301-316.
- Lario J., Zazo C., Goy J.L., Silva P.G., Bardaji T., Cabero A., Dabrio C.J. 2011. Holocene palaeotsunami catalogue of SW Iberia. *Quaternary International* 242, 196-200.
- Latter J.H. 1981. Tsunamis of volcanic origin: Summary of causes, with particular reference to Krakatoa, 1883. *Bull Volcanol* 44, 467-490.
- Lavigne F., Paris R., Grancher D., Wassmer P., Brunstein D., Vautier F., Leones F., Flohic F., De Coster B., Gunawan T., Gomez C., Setiawan A., Cahyadi R., Fachrizal. 2009. Reconstruction of tsunami inland propagation on December 26, 2004 in Banda Aceh, Indonesia, through field investigations. *Pure and Applied Geophysics*, 166, 259-281.

- Lavigne F., Paris R. 2011. Tsunarisque: le tsunami du 26 décembre 2004 à Aceh, Indonésie. *Publications de la Sorbonne*.
- Leblanc D. 1975. Etude géologique dans le Rif externe oriental au N de Taza (Maroc). *Thèse d'Etat. Univ. Paul- Sabatier, Toulouse*, 294 p.
- Leblanc D. 1979. Etude géologique dans le Rif externe oriental au Nord de Taza (Maroc). *Notes et Mémoires du Service géologique du Maroc*, 281, 160 p.
- Le Borgne E. 1955. Susceptibilité magnétique anormale du sol superficiel. In *Annales de géophysique* (Vol. 11, p. 399).
- Lemm A.J., Hegge B.J., Masselink G. 1999. Offshore wave climate, Perth (Western Australia): 1994-1996. *Marine and Freshwater Research* 50: 95-102.
- Leone F., Denain J. C., Vinet F., Bachri S. 2006. Analyse spatiale des dommages au bati de Banda Aceh (Sumatra, Indoésie): contribution a la connaissance du phenomene et a l'élaboration de scenarios de risque tsunami, *Scientific report of Tsunarisque* (2005-2006)
- Leone F., Lavigne F., Paris R., Denain J.C., Vinet F. 2010. A spatial analysis of the December 26th, 2004 tsunami-induced damages : Lessons learned for a better risk assessment integrating buildings vulnerability, *Applied Geography*.
- Levi C., Partrat C. 1991. Statistical analysis of natural events in the United States. *Astin Bulletin*, 21, 253-276.
- Lindé K., Mycielska-Dowgiallo E. 1980. Some experimentally produces microtextures on grain surfaces of quartz sand. *Geografiska Annaler, Series A, Physical Geography* 62 (3/4), 171-184.
- Long D. Smith D.E., Dawson A.G., 1989. A Holocene tsunami deposit in eastern Scotland. *Journal of Quaternary Science* 4, 61-66.
- Løvholt F., Bungum H., Harbitz C. B., Glimsdal S., Lindholm C. D., Pedersen G. K. 2006. Earthquake related tsunami hazard along the western coast of Thailand.
- Lozano I., V. Swail 2002. The link between wave height variability in the North Atlantic and the storm track activity in the last four decades. *Atmosphere - Ocean* 40 (4), 377-388.
- Luque L., Lario J., Civis P.G., Zazo C., Goy J.L., Dabrio J.C., Silva P.G. 2002. Tsunami deposits as paleosismic indicators: examples from the Spanish coast. *Acta Geológica Hispánica*, 36, N° 3-4: 197-211.
- Luque L. 2008. El impacto de eventos catastróficos costeros en el litoral del Golfo de Cádiz. *Revista Atlántica-Mediterránea de Prehistoria y Arqueología Social* 10, 131-153.
- Madhavaraju J., Garcia Y Barragan J.C., Hussain S.M., Mohan S.P. 2009. Microtextures on quartz grains in the beach sediments of Puerto Penasco and Bahia Kino, Gulf of California, Sonora, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geologicas* 26 (2°), 367-379.
- Mahaney W. C. 2002. Atlas of sand grain surface textures and applications. *Oxford University Press, USA*.

- Maher B. A., Thompson, R. 1999. Palaeomonsoons I: the magnetic record of palaeoclimate in the terrestrial loess and palaeosol sequences. *Quaternary climates, environments and magnetism*, 81-125.
- Maldonado A., Nelson C. H. 1999. Interaction of tectonic and depositional processes that control the evolution of the Iberian Gulf of Cadiz margin. *Marine Geology*, 155(1-2), 217-242.
- Maldonado A., Somoza L., Pallares L. 1999. The Betic orogen and the Iberian-African boundary in the Gulf of Cadiz: geological evolution (central North Atlantic), *Marine Geol.* 155 9-43.
- Malod J. A. 1982. Comparaison de l'évolution des marges continentales au Nord et au Sud de la Péninsule Ibérique. *Unité d'enseignement et de recherche des sciences de la terre*.
- Mamo B., Strotz L., Dominey-Howes D. 2009. Tsunami sediments and their foraminiferal assemblages. *Earth Science Reviews*, vol. 96, pp. 263–278.
- Mamouni A. (2012) : Apport de l'analyse géomorphologique dans l'étude de la fracturation de surface dans la région de Tanger (Maroc Nord Occidental). *Mémoire de Master. Univ. Abdelmalek Essaâdi*. 2012 - 85p
- Maouche S., Morhange C., Meghraoui M. 2009. Large boulder accumulation on the Algerian coast evidence tsunami events in the western Mediterranean. *Marine Geology*, 262(1-4), 96-104.
- Maramai A., Brizuela B., Graziani L. 2014. The Euro-Mediterranean tsunami catalogue. *Annals of Geophysics*, 57(4), 1-26
- Marinatos S. 1939. The volcanic destruction of Minoan Crete. *Antiquity*, 13(52), 425-439.
- Martin J. B., Day S. A., Rathburn A. E., Perez M. E., Mahn C., Gieskes J. 2004. Relationships between the stable isotopic signatures of living and fossil foraminifera in Monterey Bay, California. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 5(4).
- Mascarenhas A. 2006. Extreme events, intrinsic landforms and humankind: post-tsunami scenario along Nagore–Velankanni coast, Tamil Nadu, India. *Current Science*, 1195-1201.
- Masselink G., Castle B., Scott T., Dodet G., Suanez S., Jackson D., Floch F. 2016. Extreme wave activity during 2013/2014 winter and morphological impacts along the Atlantic coast of Europe. *Geophysical Research Letters*, 43(5), 2135-2143.
- Mastronuzzi G., Sansò P. 2000. Boulders transport by catastrophic waves along the Ionian coast of Apulia (southern Italy). *Marine Geology*, 170(1-2), 93-103.
- Mastronuzzi G., Pignatelli C., Sansò P., Selli G. 2007. Boulder accumulations produced by the 20th of February, 1743 tsunami along the coast of southeastern Salento (Apulia region, Italy). *Marine Geology*, 242, pp. 191-205.
- Matias L. M., Cunha T., Annunziato A., Baptista M. A., Carrilho F. 2013. Tsunamigenic earthquakes in the Gulf of Cadiz: fault model and recurrence. *Natural hazards and earth system sciences*, 13(1), 1-13.
- Maurer G. 1968. Les paysans du haut Rif central. *Revue de géographie du Maroc*, (14), 3-70.

- McKenzie D. 1972. Active tectonics of the Mediterranean region. *Geophysical Journal International*, 30(2), 109-185.
- Medina F., Mhammdi N., Chiguer A., Akil M., Jaaidi E.B. 2011. The Rabat and Larache boulder fields; new examples of high-energy deposits related to extreme waves in northwestern Morocco. *Natural Hazards*, vol. 59, pp. 725-747, DOI: 10.1007/s11069-011-9792-x
- Medina F. 2015. Coulomb Stress Perturbations Related to the Al Hoceima (Morocco) Earthquakes of 1994 and 2004. *Open Journal of Earthquake Research*, 4, 37-54. doi: 10.4236/ojer.2015.41004.
- Medina F., Mhammdi N., Emran A., Hakdaoui S. 2018. A case of uplift and transport of a large boulder by the recent Winter storms at Dahomey beach (Morocco). *Conference paper: IX Symposium on the Iberian Atlantic Margin. Coimbra, Portugal.*
- Mellas S., Leone F., Omira R., Gherardl M., Baptista M.A., Zourarah B., Péorche M., Lagahé R. 2012. Le risque tsunamique au Maroc : modélisation et évaluation eu moyen d'un premier jeu d'indicateurs d'exposition du littoral atlantique. *Physio-Géo- Géographie Physique et Environnement (VI)*, 199-139.
- Mélières F. 1974. *Recherches sur la dynamique sédimentaire du Golfe de Cadix (Espagne)* (Doctoral dissertation).
- Mhammdi N., Medina F., Kelletat D., Ahmamou M., Aloussi L. 2008. Large boulders along the Rabat coast (Morocco); possible emplacement by the November, 1st, 1755 a.d. tsunami. *Sci. Tsunami Haz.*, vol. 27, n°1, pp. 17-30
- Mhammdi N., Snoussi M., Medina F., Jaaidi E. B. 2014. Recent sedimentation in the NW African shelf. *Geological Society, London, Memoirs*, 41(1), 131-146.
- Mhammdi N., Medina F., Trentesaux A., Font E., Belkhatay Z., Geawhari M.A. 2015. *Science of Tsunami Hazards* 34 (2), 83-100
- Ministère de l'équipement du transport et de la logistique 2014. Impacts de la houle exceptionnelle du 06-07 janvier 2014 sur les infrastructures portuaires. 33 p.
- Minoubi A., El Khalidi K., Chaibi M. et al. 2013. Variation morphosédimentaire saisonnière et impact de la tempête de Janvier 2009 sur la côte de Safi, Maroc. Science Lib Editions Mersenne, 5,130202.
- Minoura K., Nakaya S., 1991. Traces of tsunami preserved in inter-tidal lacustrine and marsh deposits: some examples from northeast Japan. *Journal of Geology*, 99, 265-287.
- Minoura K., Nakaya S., Uchida M. 1994. Tsunami deposits in a lacustrine sequence of the Sanriku coast, northeast Japan. *Sedimentary Geology*, 89 (1-2), 25-31.
- Minster J. B., Jordan T. H., Molnar P., Haines E. 1974. Numerical modelling of instantaneous plate tectonics. *Geophysical Journal International*, 36(3), 541-576.
- Miyoshi H., Iida K., Suzuki H., Osawa Y. 1983. The largest tsunami in the Sanriku District. In: Iida, K., Iwasaki, T. (Eds.), International Tsunami Symposium 1981, IUGG Tsunami Commission, May 1981. *Advances in Earth and Planetary Science. Terra Publishing, Sendai, Japan*, pp. 205–211.
- Mojtahid M., Jorissen F., Lansard B., Fontanier C., Bombled B., Rabouille C. 2009. Spatial distribution of live benthic foraminifera in the Rhône prodelta: Faunal

- response to a continental–marine organic matter gradient. *Marine Micropaleontology*, 70(3-4), 177-200.
- Morales J. A., Borrego J., San Miguel E. G., Lopez-Gonzalez N., Carro B. 2008. Sedimentary record of recent tsunamis in the Huelva Estuary (southwestern Spain). *Quaternary Science Reviews*, vol. 27, pp. 734-746.
- Morales J. A., Gutiérrez Mas J. M., Borrego, J., Rodriguez-Ramirez A. 2011. Sedimentary characteristics of the Holocene tsunamigenic deposits in the coastal systems of the Cadiz Gulf (Spain). In: Mörner, N-A. (Ed.) *The tsunami threat – research and technology*, Intech, pp. 237- 258.
- Moreira V.S. 1968. Tsunamis observados em Portugal, *Publicacao GEO 134, Servico Meterologico Nacional* 17.
- Morhange C., Marriner N., Pirazzoli P.A. 2006. Evidence of Late-Holocene tsunami events in Lebanon. *Zeitschrift für Geomorphologie*, NF 146, pp. 81-95.
- Mori N., Takahashi T., Yasuda T., Yanagisawa H. 2011. Survey of 2011 Tohoku earthquake tsunami inundation and run-up. *Geophysical research letters*, 38(7).
- Moore G.W., Moore J.G. 1984. Deposits from a giant wave on the island of Lanai, Hawaii. *Science* 226, 1312-1315.
- Moore G.W., Moore J.G. 1988. Large scale bedforms in boulder gravel produced by giant waves in Hawaii. *Geological Society of America*, 229, 101-109.
- Moore J.G., Bryan W.B., Ludwig K.R. 1994. Chaotic deposition by a giant wave, Molokai, Hawaii. *Geological Society of America Bulletin* 106, 962–967.
- Moore L.J., Ruggiero P., List J.H. 2006. Comparing mean high water and high water line shorelines: should proxy-datum offsets be incorporated into shoreline change analysis. *Journal of Coastal Research*, 22, p894-905.
- Moore A., Nishimura Y., Gelfenbaum G., Kamataki T., Triyono, R 2006. Sedimentary deposits of the 26 December 2004 tsunami on the northwest coast of Aceh, Indonesia. *Earth, Planets and Space*, 58(2), 253-258.
- Morton R.A., Richmond B.M., Jaffe B.E. Gelfenbaum G. 2006. Reconnaissance investigation of Caribbean extreme wave deposits – preliminary observations, interpretations, and research directions, Open-File Report 2006-1293. [online]. St. Petersburg, United States of America: U.S. Geological Survey, p. 41.
- Morton R. A., Gelfenbaum G., Jaffe B. E. 2007. Physical criteria for distinguishing sandy tsunami and storm deposits using modern examples. *Sedimentary Geology*, vol. 200, n°3, pp. 184-207.
- Moujane A., Chagdali M., Blanke B., Mordane S. 2011. Impact des vents sur l’upwelling au sud du Maroc; apport du modèle ROMS forcé par les données ALADIN et QuikSCAT. *Bulletin de l’Institut Scientifique, Rabat*, (33), 53-64.
- Moya J.C. 1999. Stratigraphical and morphologic evidence of tsunami in northwestern Puerto Rico. *Sea Grant College Program University of Puerto Rico, Mayaguez Campus*.
- Muñoz D., Udías A. 1985. Estudios recientes del riesgo sísmico en España. *Seminario sobre Sismicidad y Riesgo Sísmico, Comm. y Ponon., Inst Geogr Nac, 1*, 105-114.
- Murray J.W. 2006. *Ecology and Applications of Benthic Foraminifera*. Cambridge University Press, Cambridge, 440 pp.

- Nakata T., Kawana T. 1993. Historical and prehistorical large tsunami in the southern Ryukyus, Japan. *Tsunami '93*, 297–307, Wakayama, Japan.
- Nakata T., Kawana T. 1995. Historical and prehistorical large tsunamis in the southern Ryukyus, Japan. In *Tsunami: Progress in prediction, disaster prevention and warning*. Springer, Dordrecht (pp. 211-221).
- Nanayama F., Shigeno K., Satake K., Shimokawa K., Koitabashi S., Miyasaka S., Ishii M. 2000. Sedimentary differences between the 1993 Hokkaido-nansei-oki tsunami and the 1959 Miyakojima typhoon at Taisei, southwestern Hokkaido, northern Japan. *Sedimentary Geology*, 135, (1-4). 255-264.
- Nanayama H., Kaga A., Kinoshita H., Yokoyama Y., Satake K., Nakata T., Sugiyama Y., Tsukuda E. 2002. Traces of the Nankai earthquake tsunami discovered at Tomogashima, Kidan Strait. *Kaiyo Monthly (extra edition)* 28, 123–131 (in Japanese).
- Nanayama F., Shigeno K. 2006. Inflow and outflow facies from the 1993 tsunami in southwest Hokkaido. *Sedimentary Geology*, vol. 187, n°3, pp. 139–158.
- Narayana A. C., Tatavarti R., Shinu N., Subeer A. 2007. Tsunami of December 26, 2004 on the southwest coast of India: Post-tsunami geomorphic and sediment characteristics. *Marine Geology*, vol. 242, n°1, pp. 155-168.
- Nentwig V., Bahlburg H., Monthy D. 2015. Sedimentology of Coastal Deposits in the Seychelles Islands—Evidence of the Indian Ocean Tsunami 2004. *Pure and Applied Geophysics*, 172(3-4), 641-656.
- Nichol S.L., Lian O.B., Carter C.H. 2003b Sheet-gravel evidence for a late Holocene tsunami run-up on beach dunes, Great Barrier Island, New Zealand. *Sediment Geol* 155:129–145
- Nishimura Y., Miyaji N. 1995. Tsunami deposits from the 1993 southwest Hokkaido earthquake and the 1640 Hokkaido Komagatake eruption, northern Japan. *Pure and Applied geophysics* 144, 719–733.
- Noormets R., Crook K. A., Felton E. A. 2004. Sedimentology of rocky shorelines: 3.: hydrodynamics of megaclast emplacement and transport on a shore platform, Oahu, Hawaii. *Sedimentary Geology*, 172(1-2), 41-65.
- Nott J. 1997. Extremely high-energy wave deposits inside the Great Barrier Reef, Australia: determining the cause—tsunami or tropical cyclone. *Marine Geology*, 141(1-4), 193-207.
- Nott J. 2000. Records of prehistoric tsunami from boulder deposits evidence from Australia. *Science of Tsunami Hazards* 18, 3–14
- Nott J. 2003. Tsunami or storm waves?: Determining the origin of a spectacular field of wave emplaced boulders using numerical storm surge and wave models and hydrodynamic transport equations. *Journal of Coastal Research*, 348-356.
- Nott J. 2004. The tsunami hypothesis—comparisons of the field evidence against the effects, on the Western Australian coast, of some of the most powerful storms on Earth. *Marine Geology*, 208, pp. 1 – 12.
- Okal E.A., Synolakis C.E. 2003. A theoretical comparison of tsunamis from dislocations and landslides. *Pure and Applied Geophysics*, 160, 2177-2188.

- Okahashi H., Akimoto K., Mitamura M., Hirose K., Yasuhara M., Yoshikawa S. 2002. Event deposits detected in marsh deposits at Aisa, Toba City, Mie Prefecture—identification of tsunami deposits using foraminifera. *Chikyu Monthly* 280, 698–703 (in Japanese).
- Okamura M., Matsuoka H., Tsukuda E., Tsuji Y. 2000. Monitoring of tectonics and historical tsunamis during the past 10,000 years by coastal lacustrine deposits. *Chikyu Monthly* (extra edition) 28, 162–168 (in Japanese).
- Oliveira M.A., 2009. Influencia da Geomorfologia local na preservacao de assinaturas sedimentares de eventos de alta energia no Algarve Ocidental. *University Of Lisbon, Portugal, Lisbon*. 272 pp.
- Oliveira M.A., Andrade C., Freitas M.C., Costa P., Taborda R., Janardo C., Neves R. 2011. Transport of large boulders quarried from shore platforms of the Portuguese west coast. *Journal of Coastal Research*, SI64, pp. 1871-1875.
- Oliveira M.A. 2017. Boulder deposits related to extreme marine events in the western coast of Portugal. *PhD thesis, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa*, 369 p.
- Oliveira T. C., Neves M. G., Fidalgo R., Esteves R. 2018. Variability of wave parameters and H max/H s relationship under storm conditions offshore the Portuguese continental coast. *Ocean Engineering*, 153, 10-22.
- Omira R., Baptista M.A., Matias L., Miranda J.M., Toto E., Catita C., Catalao J. 2009. Tsunami vulnerability assessment of Casablanca-Morocco using numerical modelling and GIS tools. *Natural Hazards* 54 (1): 75-95.
- Omira R., Baptista M.A. n Miranda J.M. 2011. Evaluating tsunami impact on the Gulf of Cadiz coast (Northeast Atlantic). *Pure Appl. Geophy.*, 168, 1033-1043.
- Omira R., Baptista M.A., Leone F., Matias L., Mellas S., Zourarah B., Miranda J.M., Carrilho F., Chereil J.P. 2013. Performance of coastal sea-defense infrastructure at El Jadida (Morocco) against tsunami threat: lessons learned from the Japanese 11 March 2011 tsunami. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 13 (2013): 1779-94. doi:10.5194/nhess-13-1779-2013.
- Omira R., Baptista M. A., Lisboa F. 2016. Tsunami characteristics along the Peru–Chile trench: Analysis of the 2015 Mw8. 3 Illapel, the 2014 Mw8. 2 Iquique and the 2010 Mw8. 8 Maule tsunamis in the near-field. *Pure and Applied Geophysics*, 173(4), 1063-1077.
- Ouacha H. 2018. L’altération des roches de constructions des monuments historiques de Lixus du Nord-Ouest du Maroc et de Luz au Sud du Portugal (Algarve). *Thèse de doctorat 3^{ème} cycle. Département des sciences de la terre, faculté des sciences Tétouan, Université Abdelmalek Essaadi*. 146 p.
- Ota Y., Pirazzoli P.A., Kawana T., Moriwaki H. 1985. Late Holocene coastal geomorphology and sea-level records on three small islands, the South Ryukyus, Japan. *Geographical Review of Japan* 58B, 185–194.
- Pachauri R., Reisinger A. 2007. Contribution of working groups I, II and III to the fourth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. IPCC, Genève, Suisse.

- Paine M. P. 1999. Asteroid impacts: the extra hazard due to tsunamis. *Science of Tsunami Hazards*, 17(3), 155-166.
- Paris R., Lavigne F., Wassmer P., Sartohadi J. 2007. Coastal sedimentation associated with the December 26, 2004 tsunami in Lhok Nga, west Banda Aceh (Sumatra, Indonesia). *Marine Geology*, vol. 238, n°1, pp. 93-106.
- Paris R., Wassmer P., Sartohadi J., Lavigne F., Barthomeuf B., Desgages E., Grancher D., Baumert P., Vautier F., Brunstein D., Gomez C. 2009. Tsunamis as geomorphic crises: Lessons from the December 26, 2004 tsunami in Lhok Nga, West Banda Aceh (Sumatra, Indonesia). *Geomorphology*, 104, pp. 59-72.
- Paris R., Fournier J., Poizot E., Etienne S., Morin J., Lavigne F., Wassmer P. 2010. Boulder and fine sediment transport and deposition by the 2004 tsunami in Lhok Nga (western Banda Aceh, Sumatra, Indonesia): A coupled offshore–onshore model. *Marine Geology*, 268, pp. 43–54.
- Paris R., Nandasena N.A.K., Fournier J. 2012. Comment on ‘Reconstructing tsunami runup from the characteristics of tsunami deposits on the Thai Andaman Coast’ by Srisutam and Wagner (2010). *Coastal Engineering* 61, 53-55.
- Paris R., Switzer A.D., Belousova M., Belousov A., Ontowirjo B., Whelley P.L., Ulvrova M. 2014a. Volcanic tsunami: a review of source mechanisms, past events and hazards in Southeast Asia (Indonesia, Philippines, Papua New Guinea). *Nat Hazards* 70, 447– 470.
- Paskoff R. 1991. Likely occurrence of a mega-tsunami in the Middle Pleistocene, near Coquimbo, Chile. *Revista Geologica de Chile* 18, 87–91.
- Passega R. 1957. Texture as characteristic of clastic deposition. *AAPG Bulletin*, vol. 41, n°9, 1952–1984.
- Passega R., 1964. Grain size representation by CM patterns as a geological tool. *Journal of Sedimentary Petrology* 34 (4), 830-847.
- Pattiaratchi C, Elliot M. 2008. Sea level variability in south-west Australia: from hours to decades. In *Proceedings of the 31st ASCE International Conference on Coastal Engineering*. Hamburg, Germany.
- Peiris N. 2006. Vulnerability functions for tsunami loss estimation. First European conference on Earthquake Engineering and Seismology (a joint event of the 13th ECEE and 30th General Assembly of the ESC), *Geneva, Switzerland, Paper number* 1121.
- Pelaez J. A., Chourak M., Tadili B., Ait Brahim L., Hamdache M., Casado L. C., Solares J. M. M., Martinez J. M. 2007. A Catalog of Main Moroccan Earthquakes from 1045 to 2005, *Seismological Research Letters*, 78, 614–621.
- Pérez-Alberti A., Trenhaile A.S., Pires A., López-Bedoya J., Chaminé H.I. Gomes A. 2012. The effect of boulders on shore platform development and morphology in Galicia, north west Spain. *Continental Shelf Research*, 48, pp. 122–137.
- Peterson C. D., Darienzo M. E., Burns S. F. Burris W. K. 1993, Field trip guide to Cascadia paleoseismic evidence along the northern Oregon coast: Evidence of subduction zone seismicity in the central Cascadia margin: Oregon Department of Geology and Mineral Industries, Oregon Geology, vol 5, pp. 99-114.

- Phillips M. 2008. Consequences of short-term changes in coastal processes: a case study. *Earth Surface Processes and Landforms* 33: 2094-2107.
- Pignatelli C., Sansò P., Mastronuzzi G. 2009. Evaluation of tsunami flooding using geomorphologic evidence. *Marine Geology*, 260(1-4), 6-18.
- Pinegina T. K., Bourgeois J. 2001. Historical and paleo-tsunami deposits on Kamchatka, Russia: long-term chronologies and long-distance correlations. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 1(4), 177-185.
- Pinheiro L. M., Ivanov M. K., Sautkin A., Akhmanov G. et al. 2003. Mud volcanism in the Gulf of Cadiz: results from the TTR-10 cruise. *Marine geology*, 195(1-4), 131-151.
- Pilarczyk J.E., Reinhardt E.G., Boyce J.I., Schwarcz H.P., Donato S.V., 2011. Assessing surficial foraminiferal distributions as an overwash indicator in Sur Lagoon, Sultanate of Oman. *Marine Micropaleontology*, vol. 80, pp. 62-73.
- Pilarczyk, J. E., and Reinhardt, E. G., 2012. Testing foraminiferal taphonomy as a tsunami indicator in a shallow arid system lagoon: Sur, Sultanate of Oman. *Marine Geology*, vol. 295, pp. 128-136.
- De León S. P., Soares C. G. 2015. Hindcast of the Hércules winter storm in the North Atlantic. *Natural Hazards*, 78(3), 1883-1897.
- Quintela M., Costa P.J.M., Fatela F., Drago T., Hoska N., Andrade C., Freitas M.C. 2016. The AD 1755 tsunami deposits onshore and offshore of Algarve (south Portugal): Sediment transport interpretations based on the study of Foraminifera assemblages. *Quaternary International*, 408, Part A: 123-138.
- Rabinovich A.B., Monserrat S. 1998. Generation of meteorological tsunami (large amplitude seiches) near the Balearic and Kuril Islands. *Natural Hazards* 18, 27-55
- Radtke U., Schellmann G., Scheffers A., Kelletat D., Kromer B., Uwe Kasper H. 2003. Electron spin resonance and radiocarbon dating of coral deposited by Holocene tsunami events on Curaçao, Bonaire and Aruba (Netherlands Antilles). *Quaternary Science Reviews*, vol. 22, n°10, pp. 1309-1315.
- Ramdani M. 1991. Etude sismotectonique du Nord du Maroc. *Thèse université Oujda*, 250p.
- Rangel-Buitrago N., Anfuso G. 2013. Winter wave climate, storms and regional cycles: the SW Spanish Atlantic coast. *International Journal of Climatology*, 33(9), 2142-2156.
- Razzhigaeva N. G., Ganzei L. A., Grebennikova T. A., Ivanova E. D., Kaistrenko V. M. 2006. Sedimentation particularities during the tsunami of December 26, 2004, in northern Indonesia: Simelue Island and the Medan coast of Sumatra Island. *Oceanology*, vol. 46, n°6, pp. 875-890.
- Reinhart M. A., Bourgeois J. 1987. Distribution of anomalous sand at Willapa Bay. In Washington-Evidence for large-scale landward-directed processes [abstract]: EOS, American Geophysical Union Transactions, vol. 68, p. 44.
- Rhodes B., Tuttle M., Horton B., Doner L., Kelsey H., Nelson A., Cisternas M. 2006. Paleotsunami research. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 87(21), 205-209.

- Ribera P, Gallego C, Pena-Ortiz L, Del Rio L, Plomaritis TA, Benavente J. 2011. Reconstruction of Atlantic historical winter coastal storms in the Spanish coasts of the Gulf of Cadiz, 1929–2005. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 11(6): 1715–1722.
- Richter C. F. 1958. *Elementary seismology*. Freeman.
- Riquier L., Averbuch O., Devleeschouwer X., Tribouillard N. 2010. Diagenetic versus detrital origin of the magnetic susceptibility variations in some carbonate Frasnian–Famennian boundary sections from Northern Africa and Western Europe: implications for paleoenvironmental reconstructions. *International Journal of Earth Sciences*, 99(1), 57-73.
- Rivière A. 1977. Méthodes granulométriques-Techniques et interprétations.
- Rodríguez-Ramírez A., Rodríguez Vidal, J., Cáceres, L., Clemente, L., Belluomini, G., Manfra, L., Improta, S. & de Andres, J.R. 1996. Recent coastal evolution of the Doñana National Park (S.Spain). *Quatern. Sci. Reviews*. 15, 803-809.
- Rodríguez-Ramírez, A. (1996). *Geomorfología continental y submarina del Golfo de Cádiz (Guadiana-Guadalquivir)*. Ph.D. Thesis, University of Huelva, Huelva. 370 pp.
- Rodríguez-Ramírez A., Yáñez-Camacho C.M. 2008. Formation of Chenier Plain of the Doñana marshland (SW Spain): Observations and geomorphic model. *Marine Geology* 254: 187-196.
- Rodríguez-Vidal J., Cáceres L. M., Abad M., Ruiz F., González-Regalado M. L., Finlayson C., Bailey G. 2011. The recorded evidence of AD 1755 Atlantic tsunami on the Gibraltar coast/Las evidencias registradas del tsunami atlántico de 1755 en la costa de Gibraltar. *Journal of Iberian Geology*, 37(2), 177.
- Roger J. 2011. Tsunamis générés par des séismes au niveau de la zone de collision entre les plaques africaines et eurasiennes: Etudes de cas pour l'évaluation du risque tsunami en Méditerranée occidentale et Atlantique nord. *Thèse de Doctorat. Université Pierre et Marie Curie, Paris, France*.
- Roland C. 2007. L'évaluation et la prévention du risque du tsunami sur les côtes françaises en métropole et outre-mer. *Rapport n° 117 (2007-2008) Office parlementaire d'évaluation des choix scientifiques et technologiques*.
- Roux G. 1934. Notes sur les tremblements de terre ressentis au Maroc avant 1933, *Mém. Soc. Scien. Nat. Maroc*, XXXIX; 42–71, 1934
- Ruiz F., Rodríguez-Ramírez A., Cáceres L. M., Vidal J. R., Carretero M. I., Abad M., Olias Pozo M. 2005. Evidence of high-energy events in the geological record: Mid-Holocene evolution of the southwestern Doñana National Park (SW Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 229(3), 212-229.
- Ruggiero P., Komar P. D., Marra J. J. *et al.* 2001. Wave runup, extreme water levels and the erosion of properties backing beaches, *J. Coastal Res.*, 17, 407–419.
- Sahal A. 2011. Le risque tsunami en France: contributions méthodologiques pour une évaluation intégrée par scénarios de risque (Doctoral dissertation, Université Panthéon-Sorbonne-Paris I).
- Santos A., Mendes S., Corte-Real J. 2015. Impacts of storm Hercules in southwestern Europe, RIMMA-Risk Information Management, Risk Models, and Applications, Horst Kremer and Alberto Susini. *Science*, 7, 39-48.

- Satake K., Tanioka Y. 1999. Sources of tsunami and tsunamigenic earthquakes in subduction zones. *Pure and Applied Geophysics*, 154, 467-483.
- Sato H., Shimamoto T., Tsutsumi A., Kawamoto E. 1995. Onshore tsunami deposits caused by the 1993 southwest Hokkaido and 1983 Japan sea earthquakes. *Pure and Applied geophysics*, 144, 693-717.
- Satyanarayana K., Reddy A. N., Jaiprakash B. C., Chidambaram L., Srivastava S. H. E. K. H. A. R., Bharktya D. K. 2007. A note on foraminifera, grain size and clay mineralogy of tsunami sediments from Karaikal-Nagore-Nagapattinam beaches, Southeast Coast of India. *JOURNAL-GEOLOGICAL SOCIETY OF INDIA*, 69(1), 70.
- Scheffers A. 2002a. Paleotsunami in the Caribbean, field evidences and datings from Aruba, Curacao and Bonaire. *Essener Geographische Arbeiten*, 33.
- Scheffers A. 2002b. Evidences of tsunami on Curacao, Bonaire and Aruba. *Proceedings Second Tsunami Symposium, Honolulu, Hawaii, May 2002*
- Scheffers A., Kelletat D. 2003. Sedimentologic and geomorphologic tsunami imprints worldwide—a review. *Earth-Science Reviews*, 63(1-2), 83-92.
- Scheffers A. 2004. Tsunami imprints on the Leeward Netherlands Antilles (Aruba, Curaçao, Bonaire) and their relation to other coastal problems. *Quaternary International*, 120, pp. 163-172.
- Scheffers A., Kelletat D. 2005. Tsunami relics on the coastal landscape west of Lisbon, Portugal. *Sci Tsunami Haz*, vol. 23, n°1, pp. 3-15.
- Scheffers A., Scheffers S. 2007. Tsunami deposits on the coastline of West Crete (Greece). *Earth and Planetary Science Letters*, 259, pp. 613–624.
- Scheffers A., Kelletat D., Vött A., May S.M., Scheffers S. 2008. Late Holocene tsunami traces on the western and southern coastlines of the Peloponnesus (Greece). *Earth and Planetary Science Letters*, 269, pp. 271–279.
- Scicchitano G., Monaco C., Tortorici L. 2007. Large boulder deposits by tsunami waves along the Ionian coast of south-eastern Sicily (Italy). *Marine Geology*, 238, pp. 75-91.
- Shanmugam G. 2006. The tsunamite problem. *Journal of Sedimentary research*, 76(5), 718-730.
- Shi S., Dawson A.G., Smith D.E. 1993. Geomorphological impact of the Flores tsunami of 12th December, 1992. In: Tsuchiya, Y., Shuto, N. (Eds.), *Tsunami '93. Proceedings of the IUGG/IOC International Tsunami Symposium, Wakayama, Japan, August 23–27*, pp. 689–696.
- Shi S., Dawson A.G., Smith D.E. 1995. Coastal sedimentation associated with the December 12th, 1992 tsunami in Flores, Indonesia. *Pure and Applied Geophysics*, 144, 525-536.
- Schiebel R., Hemleben C. 2005. Modern planktic foraminifera. *Palaontol. Z.* 79, 135-148.
- Schubert C., 1994. Tsunamis in Venezuela: Some observations on their occurrence. *Journal of Coastal Research*, 189-195.

- Schmith T., Kass E., Li TS. 1998. Northeast Atlantic winter storminess 1875-1995 re-analyzed. *Climate Dynamics* 14: 529-536.
- Simonet R., Tanguy R. 1956. Etude statistique de la houle dans les différents ports marocains pour la période 1928–1952. *Ann Serv Phys Globe Meteorol Rabat*, 16, 109-130.
- Smith D. E., Shi S., Cullingford R. A., Dawson A. G., Dawson S., Firth C. R., Long D. 2004. The holocene storegga slide tsunami in the United Kingdom. *Quaternary Science Reviews*, vol. 23, n°23, pp. 2291-2321.
- Smith D.E., Foster I.D.L., Long D., Shi S. 2007. Reconstructing the pattern and depth of flow onshore in a palaeotsunami from associated deposits. *Sedimentary Geology* 200, 362–371.
- Solares J.M.M., Arroyo A.L. 2004. The great historical 1755 earthquake. Effects and damage in Spain. *J. Seismol.* 8: p.275.
- Somoza L., Diaz-del-Río V., León R., Ivanov M., Fernández-Puga M. C., Gardner J. M., Hernandez-Molina F.J., Pinheiro L.M., Rodero J., Lobato A., Maestro A., Vazquez J.T., Medialdea T., Fernandez-Salas L.M. 2003. Seabed morphology and hydrocarbon seepage in the Gulf of Cadiz mud volcano area: Acoustic imagery, multibeam and ultra-high resolution seismic data. *Marine geology*, 195(1-4), 153-176.
- Sousa M. F. 1678. Europa portuguesa segunda edicion correta , ilustrada y añadida en tantos lugares y con tales ventajas que es labor nueva por su autor Manuel de Faria y Sousa, Tomo I [-III], printed by Craesbeeck de Mello, d' Antonio, 1678–1680, Biblioteca Nacional de Lisboa, Portugal, Tomo I, 491 pp, Tomo II 224 pp, Tomo III 540 pp (en portugais).
- Snoussi M. 1980. Géochimie et minéralogie des sédiments fins de l'estuaire de Loukkos (Côte atlantique marocaine); Contribution à l'étude d'un écosystème estuarien. *D.E.S. de 3ème Cycle, Univ. Mohammed V, Fac. Sci. Rabat*.
- Snoussi M. 1982. Géochimie et minéralogie des sédiments fins de l'estuaire du Loukkos. Contribution à l'étude d'un écosystème estuarien. *Thèse de 3ème cycle, Univ. Mohammed V, Rabat*.
- Stockdon H.; Doran K., Sallenger A. 2009. Extraction of lidar- based dune- crest elevations for use in examining vulnerability of beaches to inundation during hurricanes. *Journal of Coastal Research*, SI(53).
- Suanez S., Fichaut B., Magne R. 2009. Cliff-top storm deposits on Banneg Island, Brittany, France: Effects of giant waves in the Eastern Atlantic Ocean. *Sedimentary Geology*, 220, pp. 12–28.
- Sugawara D., Minoura K., Imamura F. 2008. Tsunamiites features and implications- *Chapter 2- Tsunamis and Tsunami Sedimentology*, 9-49.
- Suter G., Fiechter G. G. 1966. Le Rif Méridional atlantique (Maroc): aperçu structural sur la région Zoumi-Ouezzane et le pays du Habt (Larache). *Notes et Mémoires, Service Géologique du Maroc*, 188, 15-20.
- Szczuciński W., Kokociński M., Rzeszewski M., Chagué-Goff C., Cachão M., Goto K., Sugawara D. 2012. Sediment sources and sedimentation processes of 2011

- Tohokuoki tsunami deposits on the Sendai Plain, Japan — Insights from diatoms, nannoliths and grain size distribution. *Sedimentary Geology* 282, 40–56.
- Switzer A. D., Jones B. G. 2008. Setup, deposition, and sedimentary characteristics of two storm overwash deposits, Abrahams Bosom Beach, Southeastern Australia. *Journal of Coastal Research*, 24(sp1), 189-200.
- Taaouati M. 2012. Morphodynamique des plages et évolution du trait de côte sur le littoral atlantique du Tangerois (Maroc Nord Occidental) : Approches saisonnière et pluridécennale par techniques de la géomatique, *PhD thesis, University Abdelmalek essaadi*, 20-25 pp.
- Tada R., Iturralde-Vinent M.A., Matsui T., Tajika E., Oji T., Goto K., Nakano Y., Takayama H., Yamamoto S., Kiyokawa S., Toyoda K., Garcia-Delgado D., Diaz-Otero C., Rojas-Consuegra R. 2003. K/T boundary deposits in the paleo-western Caribbean basin, in C. Bartolini R.T., Buffler, Blickwede J., eds., *The Circum-gulf of Mexico and the Caribbean; hydrocarbon habitats, basin formation and plate tectonics*, *AAPG Memoir*, 79, 582-604.
- Tahayt A. 2008. Apport des mesures de la géodésie spatiale dans l'étude des déformations tectoniques actuelles dans la Méditerranée occidentale. *Thèse de doctorat, Université de Toulouse, Université Toulouse III-Paul Sabatier*.
- Talandier J., Bourrouilh-Le Jan F.G. 1988. High energy sedimentation in French Polynesia, cyclone or tsunami? In: El-Sabh, M.I., Murty, T.S. (Eds.), *Natural and Man-Made Hazards*. Reidel, Dordrecht, pp. 193–199
- Tanaka H., Tinh N.X., Umeda M., Hirao R., Pradjoko E., Mano A., Udo K.. 2012. Coastal and estuarine morphology changes induced by the 2011 Great East Japan earthquake tsunami. *Coast. Eng. J.* 54 (1), 1250010 (25 pages).
- Tanaka H., Adityawan M.B., Mano A. 2014a. Morphological changes at the Nanakita River mouth after the Great East Japan Tsunami of 2011. *Coast. Eng.* 86, 14–26.
- Tappin R., Evans H.M., Jordan C.J., Richmond B., Sugawara D., Goto K. 2012. Coastal changes in the Sendai area from the impact of the 2011 Tōhoku-oki tsunami: interpretations of time series satellite images, helicopter-borne video footage and field observations. *Sediment. Geol.* 282 (30), 151–174.
- Tejera De Leon J. 1980. Etude sédimentologique de l'estuaire de l'oued Loukkos et du proche plateau continental (côte atlantique marocaine). Evolution récente et actuelle. *Thèse de Doctorat, 3ème cycle. Univ. Mohammed V, Rabat*, 156 p.
- Tejera León H., González-González J. 1993. Macroalgas de Oaxaca. Biodiversidad Marina y costera de México, Comisión Nacional para el Conocimiento y Aprovechamiento de la Biodiversidad (CONABIO) y, México, DF, *Centro de Investigaciones de Quintana Roo (CIQRO), Quintana Roo*, 486-498.
- Tel E., Gonzalez M. J., Ruiz C., Garcia M. J. 2004. Sea level data archaeology: Tsunamis and Seiches and other phenomena. *4a Assembleia Luso Espanhola de Geodesia e Geofísica Figueira da Foz 2004, 4a Assembleia Hispano Portuguesa de Geodesia y Geofísica.*, Portugal.
- Thauvin J. P. 1971. Ressources en eau du Maroc, domaine du Rif et du Maroc oriental. *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc*, 231.

- Tinti S., Baptista, M. A., Harbitz, C. B., and Maramai, A. 1999: The unified European catalogue of tsunamis: a GITEC experience, Proc. International Conference on Tsunamis, Paris, 26–28 May 1998, 84–99.
- Tinti S., Armigliato A. 2003. The use of scenarios to evaluate the tsunami impact in southern Italy. *Marine Geology*, 199(3-4), 221-243.
- Tinti S, Armigliato A., Pagnoni G., Zaniboni F. 2005. Scenarios of giant tsunamis of tectonic origin in the Mediterranean, *ISET Journal of Earthquake Technology*, Paper 464, 4, 171–188.
- Tolman H. L. 2009. User manual and system documentation of WAVEWATCH III TM version 3.14. *Technical note, MMAB Contribution*, 276, 220.
- Toucanne S. 2005. Paleocirculation de la veine d'eau méditerranéenne dans le golfe de cadix approche sédimentologique. *Mémoire Master II. Univ. Bordeaux I*. 48p
- Trakadas A., Hassini H., Mhammdi N., Huff L., Harpster M., Fellow M.C., Geawhari M.A., Belkhatay Z. 2016. The Oued Loukkos Survey: preliminary findings from the 2015 archaeological campaign In : *Bulletin d'Archeologie Marocaine*. 23, p. 157-178
- Trentesaux A., Cirac P., Mhammdi N., Maazi H., Malengros D., De Resseguier A. 2005. Comblement récent de l'oued Loukkos (nord du Maroc) à la limite estuaire-fleuve, 10^{ème} Congrès des Sédimentologues Français, Marseille, France, 7-16 octobre 2005.
- Tsuji Y., Goto T., Okamura M., Matsuoka H., Hang S. 2001. Traces of historical and prehistorical tsunamis in the lake-bottom sedimentary sequences at Oh-Ike, Owase Sukari-Ura, Mie Prefecture, West Japan. *Tsunami Engineering Technical Report, Disaster Control Research Center of Tohoku University*. 18, 11–14 (in Japanese).
- Tsuji Y., Nishihata T., Sato T., Sato K. 2002. Distribution of heights of the tsunami caused by the 1741 Kampo eruption of volcano Oshima- Oshima, Hokkaido, *Gekkan Kaiyo special issue*, 28, 15–44, (in Japanese).
- Tuttle M.P., Ruffman A., Anderson T., Jeter, H. 2004. Distinguishing tsunami from storm deposits in eastern North America: the 1929 Grand Banks tsunami versus the 1991 Halloween storm. *Seismological Research Letters*, vol. 75, 117-131.
- Uchida J. I., Fujiwara O., Hasegawa S., Kamataki T. 2010. Sources and depositional processes of tsunami deposits: analysis using foraminiferal tests and hydrodynamic verification. *Island Arc*, vol. 19, n°3, 427-442.
- Udias A., Lopez Arroyo A., Mezcuca J. 1976. Sismotectonic of the Azores-Alboran région. *Tectonophysics* ; 31 ; pp : 259-289.
- Udo K., Sugawara D., Tanaka H., Imai K., Mano A. 2012. Impact of the 2011 Tohoku earthquake and tsunami on beach morphology along the northern Sendai Coast. *Coast. Eng. J.* 54 (01), 1250009 (25 pages).
- U.S. Geological Survey Science Data Catalog. Online database
- Verdadera Relacion, del lamentable estrago que ha ocasionado el horroroso terremoto ; acaecido el dia primero de Noviembre del Año de 1755 en la peninsula de España, Reyno de Portugal, Alemania, Cantones Suizos, Bohemia y Paises de Africa com un extracto de todas las desgracias y ruinas. Sacado de las cartas y relaciones

- auténticas de cada parage. *Barcelona : Por Pablo Campins, impressor a la Calle de Amargos, 6 pp., 1755(in Spanish).*
- Villanueva Guimerans P., Canudo J. I. 2008. Assemblages of recent benthic foraminifera from the northeastern Gulf of Cádiz.
- Vött A., Brückner H., May M., Lang F., Herd R., Brockmüller S. 2008. Strong tsunami impact on the Bay of Aghios Nikolaos and its environs (NW Greece) during classical-Hellenistic times. *Quaternary International*, 181, pp. 105-122.
- Ward S. N., Day S. 2001. Cumbre Vieja volcano—potential collapse and tsunami at La Palma, Canary Islands. *Geophysical Research Letters*, 28(17), 3397-3400.
- Wassmer P., Baumert P., Lavigne F., Paris R., Sartohadi J. 2007. Faciès et transferts sédimentaires associés au tsunami du 26 décembre 2004 sur le littoral au nord-est de Banda Aceh (Sumatra, Indonésie). *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, 13(4), 335-346.
- Wassmer P., Schneider J. L., Fonfrère A. V., Lavigne F., Paris R., Gomez C. 2010. Use of anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) in the study of tsunami deposits: application to the 2004 deposits on the eastern coast of Banda Aceh, North Sumatra, Indonesia. *Marine Geology*, 275(1-4), 255-272.
- Watanabe M., Goto K., Imamura F., Hongo C. 2016. Numerical identification of tsunami boulders and estimation of local tsunami size at Ibaruma reef of Ishigaki Island, Japan. *Island Arc*, 25(5), 316-332.
- Weiss R., Wünnemann K. 2007. Large waves caused by oceanic impacts of meteorites. In *Tsunami and Nonlinear Waves* (pp. 237-261). *Springer, Berlin, Heidelberg*.
- Whelan F., Kelletat D. 2005. Boulder deposits on the southern Spanish Atlantic coast: possible evidence for the 1755 AD Lisbon tsunami. *Science of Tsunami Hazards*, vol. 23, n°3, 25–38.
- Witter R.C. 1999. Late Holocene paleoseismicity, tsunamis and relative sea-level changes along the south-central Cascadia subduction zone, southern Oregon, U.S.A. Ph.D. Thesis: Eugene Oregon, University of Oregon, 178 p.
- Wildi W. 1983. La chaîne tello- rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie) : structure, stratigraphie et évolution de Trais au Miocène. *Rev.Géol.Dyn.Géogr.Phys*, Paris,24, 3, p. 201-259.
- Williams D. M., Hall, A. M. 2004. Cliff-top megaclast deposits of Ireland, a record of extreme waves in the North Atlantic—storms or tsunamis?. *Marine Geology*, 206(1-4), 101-117.
- Williams D.M. 2010. Mechanisms of wave transport of megaclasts on elevated cliff-top platforms: Examples from western Ireland relevant to the storm-wave versus tsunami controversy. *Irish Journal of Earth Sciences*, 28, pp. 13-23.
- Woodroffe C.D. 2003. Coast s: Form, Process and Evolution. *Cambridge Univ. Press*, 623p
- Wright C., Mella A. 1963. Modifications to the soil pattern of South-Central Chile resulting from seismic and associated phenomena during the period May to August 1960. *Bulletin of the Seismological Society of America* 53, 1367–1402.

- Yamazaki T., Yamaoka M., Shiki, T. 1989. Miocene offshore tractive current-worked conglomerates—Tsubutegaura, Chita Peninsula, central Japan. In “Sedimentary Facies and the Active Plate Margin” (A. Taira and M. Masuda, eds.), pp. 483–494. *Terra Publication, Tokyo*.
- Yawsangratt S., Szczucinki W., Chaimanee N., Chatprasert S., Majewski W., Lorenc S. 2012. Evidence of probable paleotsunami deposits on Kho Khao Island, Phang Nga Province, Thailand. *Nat. Hazards* 63, 151-163.
- Yeh H., Imamura F., Synolakis C., Ysui Y., Liu P., Shi S. 1993. The Flores Island tsunami. EOS Transactions, *American Geophysical Union* 74 (33), 369–373
- Yelles-Chaouche 1991. Coastal Algerian earthquakes: A potential risk of tsunamis in western Mediterranean, *Sci. Tsun. Hazards*, 9(1), *special issue*, 47–54.
- Young R. W., Bryant E. A., Price, D. M. 1996. Catastrophic wave (tsunami?) transport of boulders in southern New South Wales, Australia. *Zeitschrift für Geomorphologie*, NF 40, pp. 191–207.
- Zhang K, Douglas BC., Leatherman SP., 2000. Twentieth-century storm activity along the U.S. East Coast. *Journal of Climate* 13: 1748-1761.
- Zielinski G. 2002. A classification scheme for winter storms in the Easter and central United States with an emphasis on Noreasters. *Bulletin of the American Meteorological Society* 83: 37-51.
- Zitellini N., Chierici F., Sartori R., Torelli L. 1999. The tectonic source of the 1755 Lisbon earthquake, *Annali fi Geofisica*, 42 (1), 49-55.
- Zitellini N., Mendes L., Cordoba D., Danobeitia J., Nicolich R., Pellis G., Ribeiro A, Sartori R, Torelli L. 2001. Source of the 1755 Lisbon earthquake and tsunami investigated, *Eos Trans. AGU*, 82, (26), 285–291, 2001.

ANNEXES

Annexe I : Caractéristiques des sites de carottage de CARLA et LOUK : position géographique, longueur de la carotte et nombre de sections par carotte

Carotte N°	Lat. GPS	Long. GPS	longueur (cm)	Nombre de sections
carla1	35°12.596N	006°07.342W	350	3
Carla2	35°12.683N	006°07.508W	490	5
Carla 3	35°12.661N	006°07.710W	500	5
Carla 4	35°12.637N	006°07.489W	450	3
Carla 5	35°10.933N	006°07.245W	160	1
Carla 6	35°10.933N	006°07.245W	318	2
Carla 7	35°10.950N	006°07.159W	300	2
Carla 8	35°10.517N	006°05.550W	553	A Bordeaux
Carla 9	35°10.517N	006°05.556W	403	A Bordeaux
Carla 10	35°09.364N	006°06.132W	120	1
Carla 11	35°10.806N	006°05.715W	523	5
Carla 12	35°11.687N	006°07.823 W	525	5
Carla 13	35°11.695N	006°07.805W	434	2

Carla 14	35°12.906N	006°07.402W	200	2
Carla 15	35°12.906N	006°07.402W	100	1
Carla 16	35°12.906N	006°07.402W	270	3
Carla 17	35°12.575N	006°08.298W	553	A Bordeaux
Carla 18	35°10.768N	006°05.474W	106	1
Carla 19	35°10.768N	006°05.474W	343	3
Carla 20	35°10.768N	006°05.474W	263	3
Louk1	35°12.348N	006°08.604W	38	1
Louk2	35°12.349N	006°08.605W	35	1
Louk3	35°11.820N	006°06.994W	70	2
Louk4	35°11.690N	006°06.714W	36	1
Louk5	35°11.691N	006°06.715W	35	1
Louk6	35°11.827N	006°06.962W	267	9
Louk7	35°11.829N	006°07.015W	surface	6

Annexe II : Analyse granulométrique des échantillons de CARLA (C11-487 cm)

SIEVING ERROR: 0,0%		SAMPLE STATISTICS				
SAMPLE IDENTITY: C11-5 à 487cm		ANALYST & DATE: zaineb, 4/13/2014				
SAMPLE TYPE: Polymodal, Poorly Sorted		TEXTURAL GROUP: Sandy Gravel				
SEDIMENT NAME: Sandy Very Fine Gravel						
	μm	ϕ	GRAIN SIZE DISTRIBUTION			
MODE 1:	162,5	2,661	GRAVEL: 32,0%	COARSE SAND: 6,0%		
MODE 2:	3000,0	-1,500	SAND: 66,3%	MEDIUM SAND: 8,0%		
MODE 3:	61,50	4,024	MUD: 1,7%	FINE SAND: 30,0%		
D_{10} :	107,7	-1,688		V FINE SAND: 12,3%		
MEDIAN or D_{50} :	420,4	1,250	V COARSE GRAVEL: 0,0%	V COARSE SILT: 1,7%		
D_{90} :	3221,0	3,215	COARSE GRAVEL: 0,0%	COARSE SILT: 0,0%		
(D_{90} / D_{10}) :	29,90	-1,905	MEDIUM GRAVEL: 0,0%	MEDIUM SILT: 0,0%		
$(D_{90} - D_{10})$:	3113,3	4,902	FINE GRAVEL: 0,0%	FINE SILT: 0,0%		
(D_{75} / D_{25}) :	15,01	-2,207	V FINE GRAVEL: 32,0%	V FINE SILT: 0,0%		
$(D_{75} - D_{25})$:	2172,4	3,908	V COARSE SAND: 10,0%	CLAY: 0,0%		
	METHOD OF MOMENTS			FOLK & WARD METHOD		
	Arithmetic	Geometric	Logarithmic	Geometric	Logarithmic	Description
	μm	μm	ϕ	μm	ϕ	
MEAN (\bar{x}):	1250,8	547,0	0,870	536,7	0,898	Coarse Sand
SORTING (σ):	1267,5	3,933	1,976	3,843	1,942	Poorly Sorted
SKEWNESS (S_k):	0,522	0,054	-0,054	0,183	-0,183	Coarse Skewed
KURTOSIS (K):	1,437	1,349	1,349	0,575	0,575	Very Platykurtic

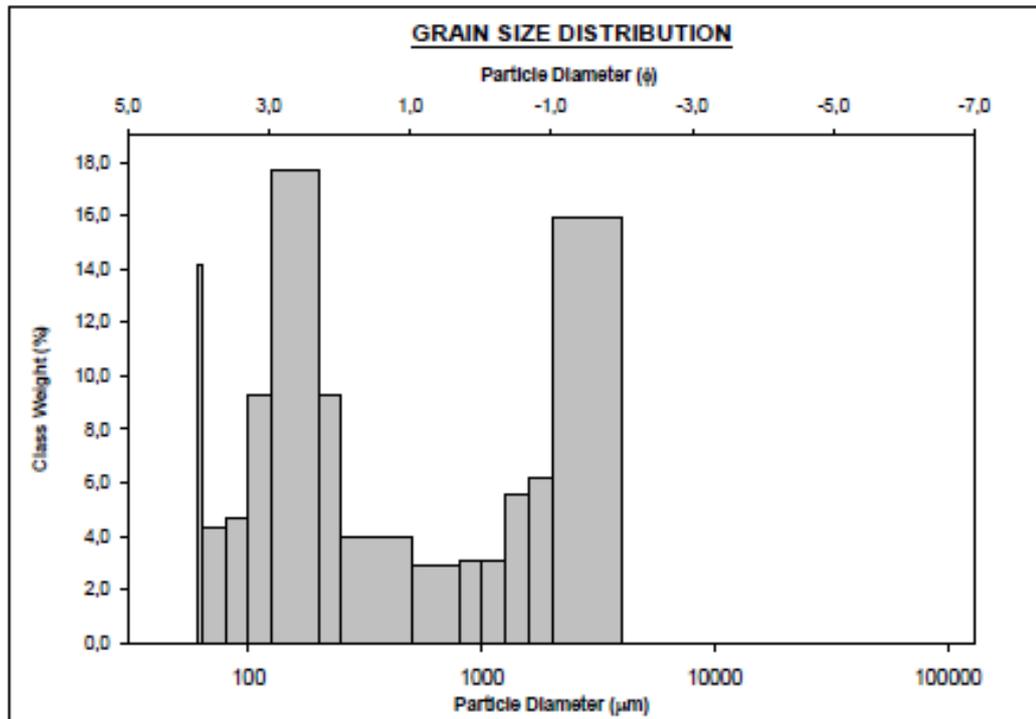
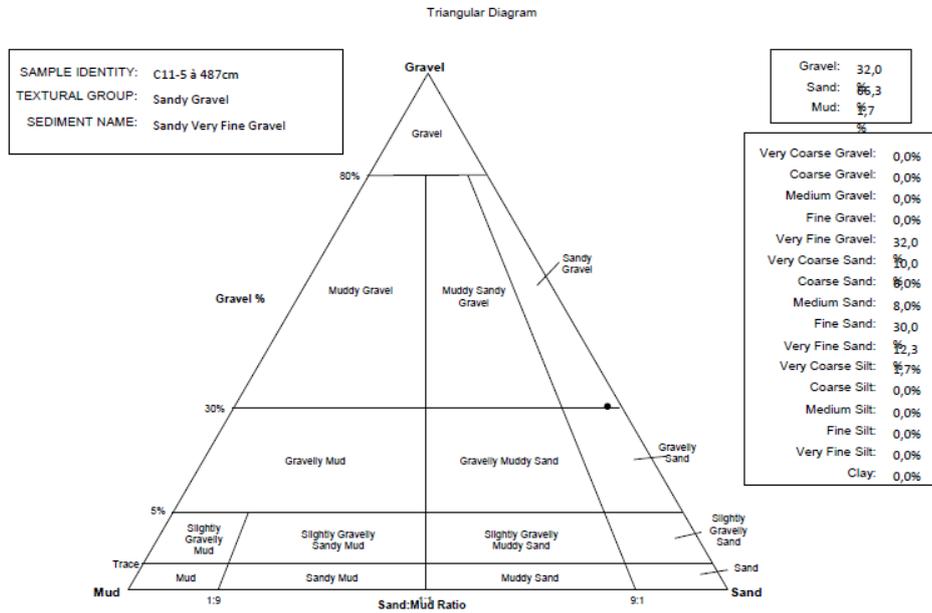
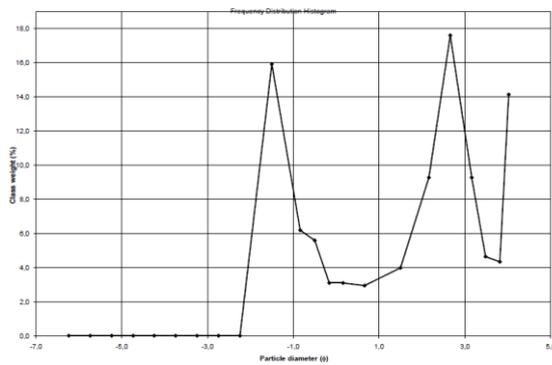


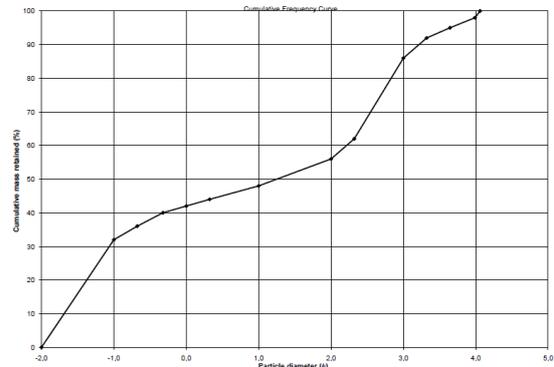
Diagramme triangulaire gravier-sable-argile



Distribution



Courbe cumulative



Annexe III : Analyse granulométrique des échantillons de LOUK (L1-9cm)

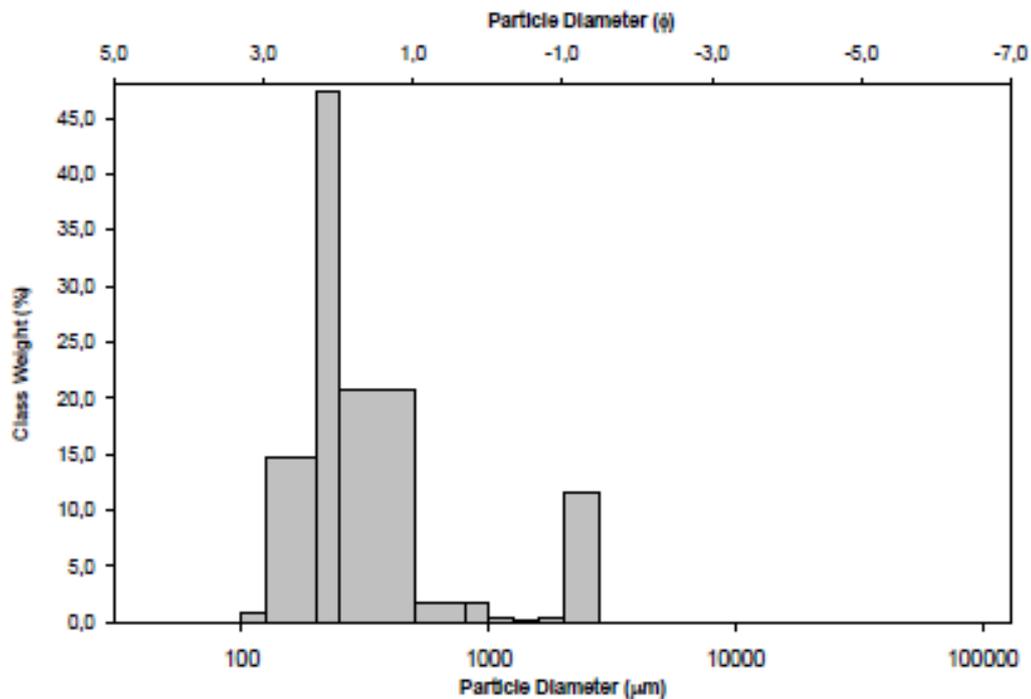
SAMPLE STATISTICS

SAMPLE IDENTITY: Louk1-9cm ANALYST & DATE: belkhayat, 18-02-2016
 SAMPLE TYPE: Bimodal, Moderately Sorted TEXTURAL GROUP: Gravelly Sand
 SEDIMENT NAME: Very Fine Gravelly Fine Sand

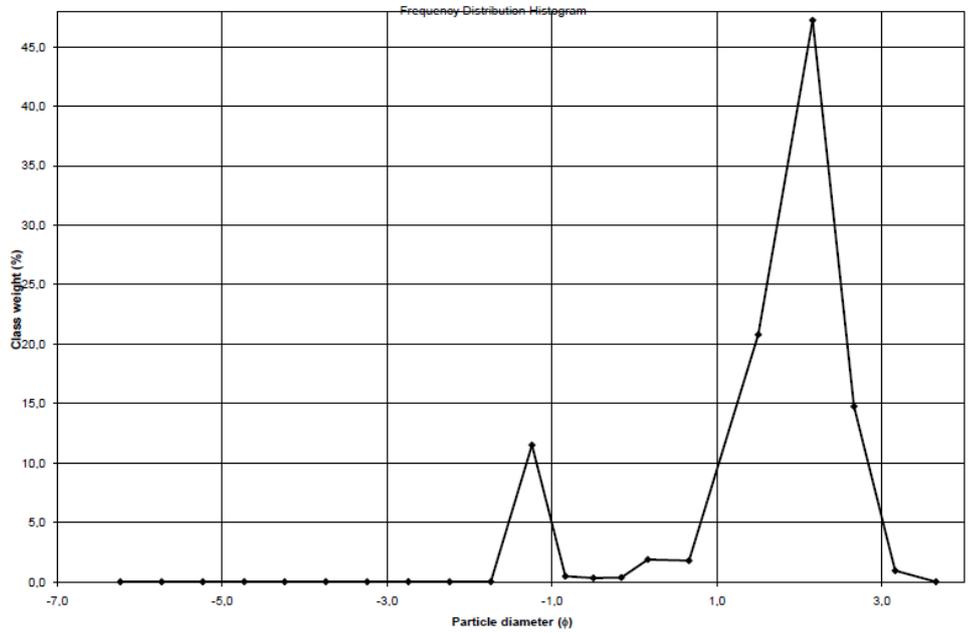
	μm	ϕ	GRAIN SIZE DISTRIBUTION	
MODE 1:	225,0	2,161	GRAVEL: 10,3%	COARSE SAND: 3,3%
MODE 2:	2400,0	-1,243	SAND: 89,7%	MEDIUM SAND: 38,5%
MODE 3:			MUD: 0,0%	FINE SAND: 46,6%
D_{10} :	158,9	-1,015		V FINE SAND: 0,6%
MEDIAN or D_{50} :	263,1	1,926	V COARSE GRAVEL: 0,0%	V COARSE SILT: 0,0%
D_{90} :	2021,5	2,654	COARSE GRAVEL: 0,0%	COARSE SILT: 0,0%
(D_{90} / D_{10}) :	12,72	-2,614	MEDIUM GRAVEL: 0,0%	MEDIUM SILT: 0,0%
$(D_{90} - D_{10})$:	1862,6	3,669	FINE GRAVEL: 0,0%	FINE SILT: 0,0%
(D_{75} / D_{25}) :	1,989	1,766	V FINE GRAVEL: 10,3%	V FINE SILT: 0,0%
$(D_{75} - D_{25})$:	203,2	0,978	V COARSE SAND: 0,7%	CLAY: 0,0%

	METHOD OF MOMENTS			FOLK & WARD METHOD		
	Arithmetic μm	Geometric μm	Logarithmic ϕ	Geometric μm	Logarithmic ϕ	Description
MEAN (\bar{x}):	520,9	334,8	1,579	287,0	1,801	Medium Sand
SORTING (σ):	656,7	2,153	1,106	1,955	0,967	Moderately Sorted
SKEWNESS (S_k):	2,389	1,571	-1,571	0,413	-0,413	Very Coarse Skewed
KURTOSIS (K):	7,005	4,731	4,731	1,714	1,714	Very Leptokurtic

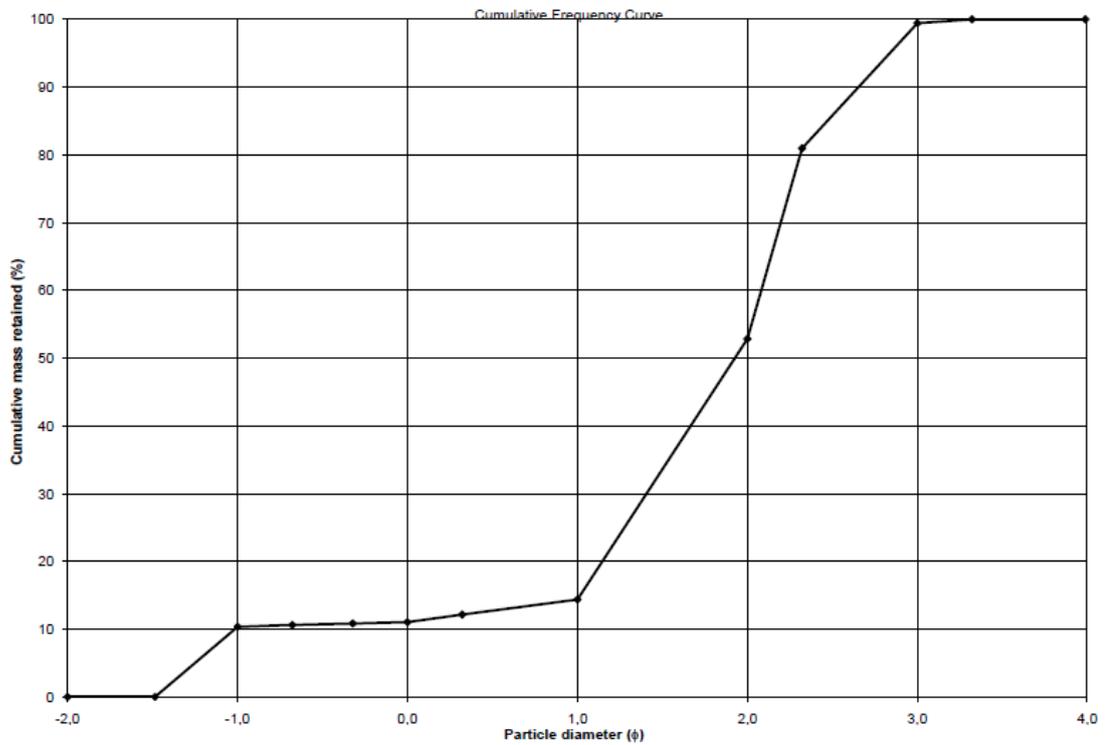
GRAIN SIZE DISTRIBUTION



Distribution



Courbe cumulative



Annexe IV: Résultats de l'analyse de la susceptibilité magnétique

Specimen	d(cm)	BSus	Mass	SI/Kg
C11.1	518,5	1,72E-04	10,878	1,58E-05
C11.2	515	2,00E-04	10,476	1,91E-05
C11.3	510,5	1,55E-04	8,636	1,80E-05
C11.4	506	1,75E-04	8,838	1,97E-05
C11.5	502,5	1,72E-04	7,941	2,16E-05
C11.6	499	2,47E-04	11,038	2,23E-05
C11.7	495	2,19E-04	10,501	2,09E-05
C11.8	488,5	2,34E-04	11,137	2,10E-05
C11.9	482	1,96E-04	10,457	1,87E-05
C11.10	479	1,72E-04	7,407	2,32E-05
C11.11	477	1,02E-04	7,19	1,41E-05
C11.12	473	1,94E-04	9,304	2,09E-05
C11.13	469	1,96E-04	10,127	1,94E-05
C11.14	467	2,38E-04	10,657	2,24E-05
C11.15	463	2,14E-04	9,358	2,29E-05
C11.16	453	2,19E-04	8,994	2,43E-05
C11.17	446	2,29E-04	9,563	2,40E-05
C11.18	440	2,10E-04	8,187	2,56E-05
C11.19	433	2,17E-04	8,712	2,49E-05
C11.20	423	1,84E-04	8,809	2,09E-05
C11.21	410	2,32E-04	9,375	2,48E-05
C11.22	402	2,26E-04	8,753	2,58E-05
C11.23	353	1,41E-04	9,312	1,51E-05
C11.24	310	2,75E-04	10,776	2,55E-05
C11.25	285	2,16E-04	9,959	2,17E-05
C11.26	220	2,20E-04	9,212	2,38E-05
C11.27	123	2,24E-04	10,071	2,22E-05
C11.28	80	1,81E-04	8,453	2,14E-05
C11.29	20	2,13E-04	9,41	2,26E-05

Annexe V : Pré-alerte de météorologie maritime (février-mars 2017)

To: 022464364 From: Date: 25/02/17 Time: 10:04 Page: 01

ROYAUME DU MAROC
Ministère délégué auprès du Ministre de
l'Énergie, des Mines, de l'Eau et de
l'Environnement, Chargé de l'Eau
DIRECTION DE LA METEOROLOGIE NATIONALE



المملكة المغربية
الوزارة المتكيفة لدى وزير الطاقة، المعادن،
الماء والبيئة المتكيفة بالماء
مديرية الأرصاد الجوية الوطنية

EN-R-05-00-07

PRE-ALERTE DE METEOROLOGIE MARITIME N°1
HOULE DANGEREUSE DE 5M
LE 25/02/2017 A 1000TU

ATTENTION: La vitesse moyenne du vent est donnée en échelle Beaufort. les rafales peuvent être jusqu'à 40% supérieures au vent moyen. L'état de la mer est donné en hauteur significative totale, elle correspond à la moyenne du tiers des vagues les plus hautes. La hauteur maximale des vagues individuelles peut aller jusqu'au double de la hauteur significative.

A PARTIR DE L'APRES-MIDI DU MARDI 28/02/2017, DES HOULES DANGEREUSES DE DIRECTION NORD-OUEST DONT LES HAUTEURS SIGNIFICATIVES POURRONT ATTEINDRE LES 5 METRES INTERESSERONT LES COTES ATLANTIQUES ENTRE KENITRA ET TARFAYA. LA PERIODE DE CES VAGUES POURRA ATTEINDRE 15 A 17 SECONDES.

IL EST A SIGNALER QUE LES MAREES HAUTES SUR LES COTES ATLANTIQUES SERONT OBSERVEES LE MARDI 28/02/2017 ET LE MERCREDI 01/03/2017 ENTRE 0300TU ET 0400TU ET ENTRE 1500TU ET 1600TU, AVEC DES HAUTEURS DE 2.70 A 3.70 METRES.

CETTE SITUATION CONNAITRA UNE ATTENUATION A PARTIR DE L'APRES-MIDI DE LA JOURNEE DU MERCREDI 01/03/2017.

DES INFORMATIONS PLUS DETAILLEES FERONT L'OBJET D'UN BULLETIN METEOROLOGIQUE SPECIAL.

Direction de la Météorologie Nationale - Boulevard Mohamed Taieb Naciri - Hay Hassani
BP 8106 Casa-Oasis - Tél : (+212) 522 654800 / 654900 - Fax : (+212) 522 913797

Annexe VI : Effets des tempêtes hivernales sur les côtes marocaines (2014 et 2017)

Salé



Rabat



Temara



Mohammedia



Casablanca



Essaouira



Agadir

