



HAL
open science

Enregistrements sédimentaires d'événements de haute énergie, exemples de la Côte Atlantique de Rabat-Skhirat (Maroc)

Driss Chahid, Arnaud Lenoble, Larbi Boudad, Brigitte van Vliet-Lanoë

► **To cite this version:**

Driss Chahid, Arnaud Lenoble, Larbi Boudad, Brigitte van Vliet-Lanoë. Enregistrements sédimentaires d'événements de haute énergie, exemples de la Côte Atlantique de Rabat-Skhirat (Maroc). Quaternaire, 2016, 27 (2), pp.157-171. 10.4000/quaternaire.7543 . hal-01842566

HAL Id: hal-01842566

<https://hal.science/hal-01842566>

Submitted on 6 Mar 2023

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

ENREGISTREMENTS SÉDIMENTAIRES D'ÉVÉNEMENTS DE HAUTE ÉNERGIE, EXEMPLES DE LA CÔTE ATLANTIQUE DE RABAT-SKHIRAT (MAROC)

Driss CHAHID^{1,2}, Arnaud LENOBLE³, Larbi BOUDAD¹ & Brigitte VAN VLIET-LANOË⁴

RÉSUMÉ

Des dépôts holocènes de nature événementielle ont été identifiés sur le secteur littoral des environs de Rabat-Skhirat (NO du Maroc). A El Harhoura, le massif de calcarénites pléistocènes porte une formation dunaire meuble de 2 m d'épaisseur. Cette formation couvre un dépôt limono-argileux résiduel et elle est constituée par une succession de dépôts sableux massifs superposés ou emboîtés pouvant contenir des mégablocs. Ces unités attestent de dépôts événementiels holocènes, de type tempête ou tsunami. L'âge de cette formation, obtenu par méthode ¹⁴C, se situe entre 9 680 et 2 200 cal. BP. A Skhirat, la morphologie du cordon littoral récent, les structures sédimentaires et la texture indiquent une dynamique de tempêtes. La datation par méthode ¹⁴C de ce cordon situe son édification entre 8 000 et 4 000 cal. BP. Vers la plage, un épandage de sable peu consolidé, de type grès de plage, contient également des amas de moules et de galets de différentes tailles, ainsi que des mégablocs à mise en place polyphasée. Ces éléments signent également des dépôts de haute énergie.

Mot-clés : Tsunami, tempête, dune, mégablocs, Holocène, sédimentologie, Rabat, Maroc.

ABSTRACT

SEDIMENTARY RECORDS OF HIGH ENERGY EVENTS, EXAMPLES OF THE ATLANTIC COAST OF RABAT-SKHIRAT (MOROCCO)

Holocene high energy deposits have been identified on the coastline near Rabat-Skhirat (NW of Morocco). At El Harhoura, the massif of Pleistocene calcarenite is topped by a 2 m thick sand formation. This formation is overlain on residual silty clay deposit, and it consists of a succession of massive sandy deposits, incorporating large boulders. The successive unconsolidated units attest of event deposits caused by storms or by a tsunami. The ¹⁴C age of this Holocene formation is bracketed between 9,700 and 2,300 cal. BP. At Skhirat, the morphology of the coastal ridge, the sedimentary structures and the grain-size reveal a prevailing storm dynamic. The ¹⁴C dating bracketed its formation between 8,000 and 4,000 cal. BP. Along the Skhirat coastal ridge, the beach rock incorporates irregularly clustered mussels and pebbles at its base, as well as several generations of megaboulders. These elements also signed high energy deposits.

Key-words: Tsunami, storm, dune, megaboulders, Holocene, sedimentology, Rabat, Morocco

1 - INTRODUCTION

Le littoral atlantique du Maroc est particulièrement exposé aux phénomènes catastrophiques, qu'il s'agisse de tsunamis (Mellas, 2012) ou de tempêtes. La connaissance des événements passés (réurrence, intensité) permet de fonder une détermination du risque lié à ces aléas. La contribution de ces événements catastrophiques à la morphogenèse et à la sédimentation littorale reste cependant peu connue à l'échelle régionale. Quelques études réalisées ces dernières années révèlent l'existence

de dépôts de tsunamis le long du littoral atlantique marocain. Ces derniers sont représentés par des accumulations de mégablocs (Mhammdi *et al.*, 2008 ; Medina *et al.*, 2011) et par des cônes de débordement ou « *washover-fans* » (Leorri *et al.*, 2010 ; Medina *et al.*, 2011 ; Mellas, 2012). Les formations à blocs sont représentées dans plusieurs localités, dans le secteur de Larache et la région de Rabat-Témara. Au sein de ces dépôts, les auteurs distinguent les formations à mégablocs, rattachées au séisme de Lisbonne en 1775, de celles à petits blocs, attribuées à des événements de tempêtes (fig. 1). Des

¹ Université Moulay Ismail, Faculté des Sciences, BP 11201 Zitoune, MA-50070 MEKNÈS. *Courriels* : chahid_d@yahoo.fr ; l.boudad@fs.umi.ac.ma

² Muséum National d'Histoire Naturelle, Département de Préhistoire, UMR 7194, 1 rue René Panhard, FR-75013 PARIS.

³ Laboratoire PACEA, UMR CNRS 5199, Université de Bordeaux, Allée Geoffroy St-Hilaire, FR-33615 PESSAC.

Courriel : arnaud.lenoble@u-bordeaux.fr

⁴ Laboratoire Domaines Océaniques (UMR 6538), Université de Bretagne Occidentale et Institut Universitaire Européen de la Mer, rue Dumont d'Urville, FR-29280 PLOUZANÉ. *Courriel* : brigitte.vanvlietlanoe@univ-brest.fr

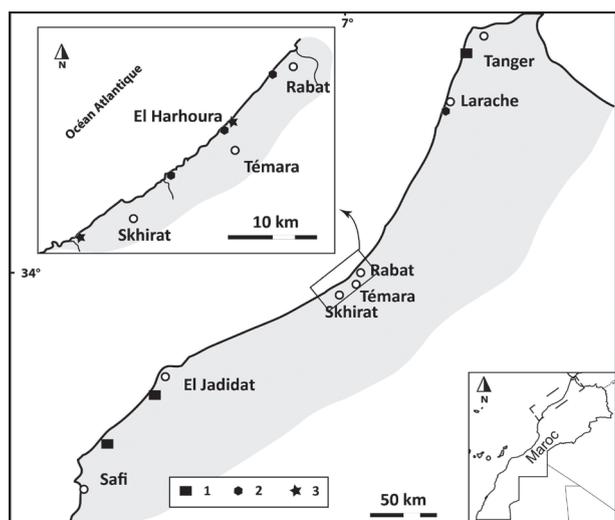


Fig. 1 : Localisation des sites de dépôts évènementiels reconnus sur le littoral atlantique marocain.

1/ Sites étudiés par Mellas (2012) et Mellas *et al.*, 2010 ; 2/ Sites étudiés par Mhammdi (Mhammdi *et al.*, 2008 ; Medina *et al.*, 2011 ; Mhammdi & Medina, 2015) ; 3/ Sites étudiés dans ce travail.

Fig. 1: Localization of recognized sites with high energy deposits on the Moroccan Atlantic coast. 1/ Sites studied by Mellas (2012) and (Mellas et al., 2010); 2/ Sites studied by Mhammdi (Mhammdi et al., 2008; Medina et al., 2011; Mhammdi & Medina, 2015); 3/ Sites studied in this work.

enregistrements de phénomènes extrêmes sous forme de *washovers* et de mégablocs sont également documentés sur plusieurs coupes à Tanger, El Jadida et au nord de Safi (fig. 1). Toutefois l'attribution de tels dépôts à des tempêtes ou à des tsunamis reste parfois conjoncturelle (Leorri *et al.*, 2010 ; Mellas, 2012).

Malgré ces exemples, la connaissance des événements morphogéniques rares du passé reste vraisemblablement sous-estimée. Ce travail présente de nouvelles évidences de dépôts évènementiels holocènes, sur la base de l'étude morphologique, sédimentologique et chronostratigraphique de deux affleurements situés à Rabat et à Skhirat. Notre contribution consiste à démontrer le caractère polyphasé des dépôts évènementiels de ces secteurs et à les situer dans un cadre chronologique précis.

2 - CADRE GÉOLOGIQUE ET GÉOMORPHOLOGIQUE

Les formations quaternaires de la bande côtière atlantique s'étendant de Rabat à Skhirat sont formées d'une juxtaposition de cordons littoraux allongés parallèlement au trait de côte. L'ensemble présente une morphologie en gradins, et pas moins d'une douzaine de cordons littoraux peuvent être distingués pour les seuls 150 premiers mètres d'élévation de la bande côtière (Lenoble & Boudad, 2010). Leur nombre diminue en se déplaçant vers Skhirat (estuaire de l'oued Cherrat), où les formations du socle paléozoïque sont sub-affleurantes, du fait d'une surrection de cette zone (Le Roy *et al.*, 2014).

La falaise vive est creusée dans un des derniers cordons, celui du MIS 5e au nord et dans les environs proches de Rabat (Plaziat *et al.*, 2006), et celui du MIS 5c plus au

sud (Chahid *et al.*, 2014). Ce dernier s'interrompt pour former des criques et de courtes plages, en particulier dans les environs de Témara.

Les publications de Morel (1987), Chabli *et al.* (2005, 2014) et de Pedoja *et al.* (2014) ont confirmé que la zone située entre Rabat et Skhirat est un secteur tectoniquement instable durant le Pliocène et le Pléistocène. Cette instabilité résulte de deux facteurs principaux. Le premier est dû à la convergence entre la plaque Africaine et Eurasienne qui est conditionnée par un régime compressif orienté NNO-SSE à NO-SE (Negredo *et al.*, 2002 ; Henares *et al.*, 2003 ; Sissingh, 2008). Le second est une faible extension en rebord de plateforme continentale (Maad *et al.*, 2010). Ces mouvements sont, en outre, contrôlés localement par la réactivation des failles hercyniennes présentes à faible profondeur, sous la couverture sédimentaire plio-quaternaire.

Sur le littoral de la zone étudiée Rabat-Témara-Skhirat, cette néotectonique se manifeste par des déformations cassantes, des diaclases principalement, et quelques failles limitées aux formations pliocènes (Chabli *et al.*, 2014). Dans ce même secteur, le système de contraintes est généralement compressif, sauf à Rabat où des contraintes extensives et compressives ressortent du travail de Chabli (2009).

A une échelle régionale, la zone transformante des Açores, développée le long du contact entre plaque africaine et eurasiennne, est le lieu de séismes de magnitude souvent supérieure à 6 (Cherkaoui, 1991). En conséquence, les séismes tsunamigènes qui menacent les côtes atlantiques marocaines se produisent essentiellement au niveau du golfe de Cadix ou du prisme d'accrétion de Gibraltar (Gutscher, 2004).

La topographie sous-marine aux alentours de la région de Rabat se caractérise par une pente faible qui ne dépasse pas 1 % (Jaaidi, 1981). Les courants côtiers susceptibles de contrôler la morphogenèse littorale regroupent les courants perpendiculaires à la côte et les courants qui lui sont parallèles. Ces derniers sont principalement représentés par la dérive littorale des eaux vers le sud, dont la vitesse varie de 0,2 à 1 nœud (Jaaidi, 1981). Cette dérive est notamment à l'origine d'une alimentation en sable des côtes du secteur d'étude par redistribution vers le sud des apports de l'estuaire du Rharb (Maad *et al.*, 2010).

Le long du littoral atlantique marocain, les vents dominants soufflent principalement du nord et de l'ouest avec des fréquences pouvant atteindre 15 %. Les composantes méridionales et orientales sont moindres, leur fréquence ne dépassant pas 4 % (Sitel, 1996).

La marée, de type semi-diurne, présente à Rabat une amplitude moyenne de 2 m. Elle atteint exceptionnellement 4 m. Les très fortes houles se produisent deux à trois fois par an et peuvent atteindre 7 à 9 m de hauteur. Les houles exceptionnellement fortes (plus de 9 m) sont très rares (tous les deux ou trois ans). Ce sont des houles hivernales (Rouch, 1931 ; El Khalidi, 2011) arrivant brutalement de l'Atlantique central, sans qu'aucun phénomène atmosphérique n'y soit localement associé (Rouch, 1931).

3 - TSUNAMIS OU TEMPÊTES : LES CRITÈRES SÉDIMENTOLOGIQUES

Les tempêtes et les tsunamis frappent le littoral sous forme de vagues géantes qui remobilisent le matériel fraîchement déposé et érodent les dépôts antérieurs par le courant de retour des masses d'eau (Plaziat, 1984 ; Jelgersma *et al.*, 1995 ; Héquette, 2001). Ces événements rares peuvent être à l'origine de dépôts difficilement distinguables. Le tableau 1, résume les critères de distinction entre les dépôts de tsunamis et de débordement de tempêtes.

3.1 - LES DÉPÔTS DES TEMPÊTES

Les tempêtes sont générées par des instabilités atmosphériques amenant de l'air tropical chaud associé à des basses pressions au contact des masses d'air plus froid et lourd en provenance du nord. Leur action morphogénique se caractérise d'abord par l'érosion, cette dernière surpassant en volume les dépôts de débordement (Dawson *et al.*, 1991 ; Dawson & Stewart, 2007). Ces dépôts sont contrôlés par la morphologie du trait de côte, ainsi que par la lithologie du sédiment côtier. Ils se présentent typiquement sous la forme de cordon de sable ou de galets

édifiés dans la zone supra-tidale (Smit *et al.*, 2012). Mais ils peuvent aussi correspondre à des apports plus localisés sous la forme de *washover-fans* (Phantuwongraj *et al.*, 2013), c'est-à-dire de petits éventails détritiques développés en arrière des cordons littoraux. Ces éventails sont alors constitués de sédiments mobilisés par les vagues de tempêtes (sables, galets, blocs, etc.) et transportés par les eaux marines (Buynevich *et al.*, 2004 ; Fawzi, 2007 ; Bridge & Demicco, 2008 ; Fruergaard *et al.*, 2013).

3.2 - LES DÉPÔTS DES TSUNAMIS

Le tsunami est une ou plusieurs ondes provoquées par un mouvement de reflux initial (*backwash*) suivi de flux (*run-up*) d'un grand volume d'eau (mer, océan) pendant une courte durée (Engel & Brückner, 2011). Il peut affecter plusieurs centaines de kilomètres de trait de côte et son impact morpho-sédimentaire est important. Le stock sédimentaire peut-être déposé sous forme d'éventails analogues à ceux des tempêtes (Paris *et al.*, 2009 ; Schneider, 2013). Lors des tsunamis, le trait de la côte recule, et des mégablocs peuvent être entraînés de la falaise vive vers l'intérieur des terres (Schneider, 2013 ; Scheffers & Kinis, 2014).

	Tsunamis	Tempêtes
Durée	Des minutes à des heures	Des heures à des jours
Vagues	Hauteur de vague (H) < longueur (L), avec $H/L \leq 0,04$ (Dawson & Shi, 2000)	Hauteur de vague (H) > longueur (L) (Dawson & Shi, 2000)
Morphologie	- <i>Washover-fan</i> (Dawson, 1994 ; Goff <i>et al.</i> , 2012) - Accumulations de blocs en <i>stacking pattern</i> ou étalement des blocs (Scheffers & Kelletat, 2003, 2005 ; Morton <i>et al.</i> , 2007) - Base de dépôt érosive (Frébourg <i>et al.</i> , 2010 ; Morton <i>et al.</i> , 2007 ; Dawson, 1994) et irrégulière (Gutiérrez-Mas & Mas, 2012)	- <i>Washover-fan</i> (Lindström, 1979 ; Hallégouët, 1981) - Déplacement de blocs - Cordon de galets - Base de dépôt érosive (Morton <i>et al.</i> , 2007 ; Frébourg <i>et al.</i> , 2010), en cas des fortes tempêtes, la surface est régulière en zone intertidale et irrégulière en milieu supra-tidal (Gutiérrez-Mas & Mas, 2012 ; Retallack & Roering, 2012)
Sédimentologie	- Transport de blocs pesant jusqu'à 2000 t et sur des distances pouvant atteindre 500 m (Scheffers & Kelletat, 2003 ; Goto <i>et al.</i> , 2009 ; Costa <i>et al.</i> , 2011) - Dépôt de sable sur une épaisseur variant entre 5 et 25 cm (Morton <i>et al.</i> , 2007 ; Schneider <i>et al.</i> , 2014) - Courbe granulométrique bimodal (Engel & Brückner, 2011) - Granoclassement du bas vers le haut (Wassmer <i>et al.</i> , 2007)	- Transport de blocs sur petites distances - Dépôt de sable sur une épaisseur variant entre 25 et 200 cm (Morton <i>et al.</i> , 2007) - Courbe granulométrique unimodale (Engel & Brückner, 2011)
Péetrographie et micropaléontologie	- Dominance de matériel marin et littoral. Présence de matériel continental due à une échelle large de l'inondation du tsunami qui affecte le littoral et les aires qui l'entourent (Vött <i>et al.</i> , 2010). - Présence de minéraux anguleux et de bords coupants. Grains minéraux et lithoclastes détruites par des chocs de pression. Ces derniers se manifestent par une fragmentation, un impact, une fissuration et des cisaillements (Vött <i>et al.</i> , 2010) - Valves brisées et diatomées benthiques (Tuttle <i>et al.</i> , 2004) - Foraminifères pélagiques et benthiques profonds (Vött <i>et al.</i> , 2009 ; Dawson, 1994 ; Pilarczyk <i>et al.</i> , 2012)	- Apport important de grains grossiers bioclastiques, d'extraclastes, de débris abrasés d'organismes fixateurs (Frébourg <i>et al.</i> , 2008) - Présence de diatomées littorales et foraminifères de zone intertidale (Dawson <i>et al.</i> , 1996 ; Tuttle <i>et al.</i> , 2004)
Morphoscopie et exoscopie	- Les grains de sables présentent des fissures ou des cassures fraîches, dues à la collision de grains dans un écoulement turbulent (Wassmer <i>et al.</i> , 2007)	- L'exoscopie du quartz montre une analogie de morphologie du quartz de tempêtes et de tsunami (Bruzzi & Prone, 2000)

Tab. 1 : Principales caractéristiques des tempêtes et tsunamis.
Tab. 1: Main characteristics of storms and tsunamis.

L'identification de ces dépôts « dits événementiels » se base sur la définition de critères analogiques et/ou de différenciation avec les dépôts « modaux » provenant de mécanismes ordinaires, plus fréquents et d'amplitude moyenne (Bruzzi & Prone, 2000).

4 - MÉTHODOLOGIE

Plusieurs missions de terrain ont été effectuées entre 2012 et 2014. L'étude de terrain a consisté à décrire la morphologie, à établir la stratigraphie et, à reconnaître la lithologie des dépôts. Ce travail s'est complété par le prélèvement d'échantillons pour l'analyse pétrographique, le prélèvement de sables meubles pour l'étude granulométrique, et le prélèvement de matériel pour les datations radiométriques (charbons et coquillages).

Les analyses granulométriques ont été réalisées au microgranulomètre lazer (HORIBA LA-950) permettant la mesure de la taille des grains constituant le sédiment depuis 10 nm jusqu'à 2 mm.

Les dates ont été obtenues par la méthode ^{14}C sur des coquilles continentales, marines et sur des fragments de charbon de bois. Les datations ont été réalisées au laboratoire de radiocarbone de Poznan (Poz, Pologne) et au laboratoire de recherche pour l'archéologie et l'histoire de l'art d'Oxford (OxA, Grande-Bretagne). La calibration des datations radiocarbone a été effectuée avec le logiciel Calib 7.0 (Stuiver *et al.*, 1998 ; Hughen *et al.*, 2004 ; Reimer *et al.*, 2004). La correction de l'effet réservoir de l'océan a été réalisée, au besoin, en utilisant la valeur de δR du sud du Faro (Portugal), qui est actuellement le seul analogue disponible dans la région.

5 - LA COUPE D'EL HARHOURA

5.1 - GÉOMORPHOLOGIE, SÉDIMENTOLOGIE ET DATATIONS

La coupe holocène d'El Harhoura est constituée d'une formation dunaire meuble d'une puissance de 2 m au plus (fig. 1, fig. 2 et tab. 2), qui repose sur un massif de calcarénites pléistocènes. L'affleurement étudié est distant d'une vingtaine de mètres du rivage, situé à une altitude de 8 m NGM. Cette formation dunaire est composée d'une succession de lits sableux massifs, superposés ou emboîtés, portant à leur sommet des sols jeunes, riches en gastéropodes et parfois en coquilles marines complètes ou fragmentées (amas coquillier avec charbons de bois).

Le tableau 2 présente une description détaillée des différents niveaux identifiés à l'examen de la coupe. La couleur rubéfiée et la texture fine de dépôt de base (unité 1) sont dues au remaniement du matériel continental préexistant et au rabotage de la plateforme pléistocène (coquilles de gastéropodes calcifiées) par une dynamique de haute énergie s'accompagnant du transport de blocs de la falaise vive vers le continent. La datation obtenue sur une coquille assez fraîche de gastéropode terrestre donne un âge de 9680 cal. BP. A cette époque, le niveau marin devait être plus bas d'environ 25 m (Delgado *et al.*, 2012). En outre la position « plaquée et imbriquée » des grands blocs insérés dans cette unité atteste d'un apport brutal du large (*stacking pattern*). L'unité 2 est un sable clair rose, d'épaisseur irrégulière, attestant du lavage ou du vannage du matériel précédent. Il est légèrement enrichi en matière organique à son sommet et montre également des traces de bioturbations (insectes). L'unité 3 est un sable moyen à fin de couleur brun jaune clair. Au sommet de l'unité 3 apparaît une

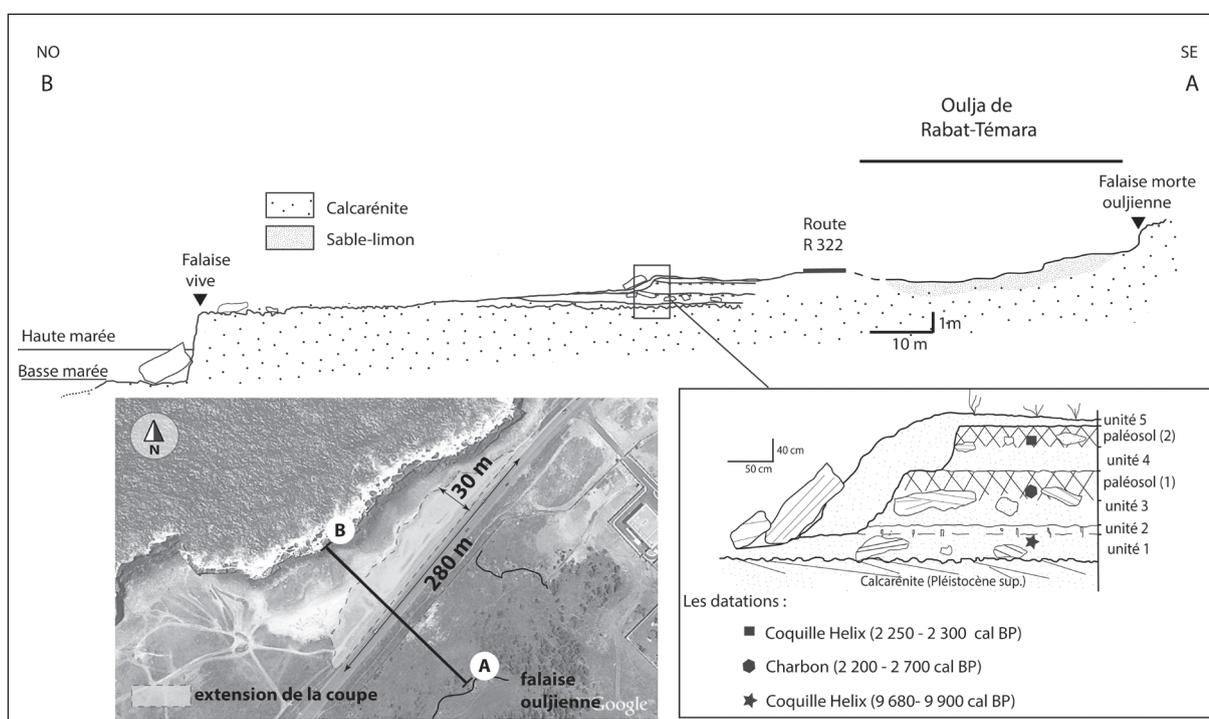


Fig. 2 : Profil topographique situant la formation meuble d'El Harhoura et détail de la coupe avec datations radiocarbone.
Fig. 2: Topographic profile with location of El Harhoura section and detail of this section with the radiocarbon dating.

	Epaisseur	Texture/Couleur	Structure	Limite basal / sommitale	Datation
Unité 5	30 cm	Sable moyen 7,5YR 6/3	<ul style="list-style-type: none"> meuble et massive nombreux fragments de coquille de moule et quelques Hélix de petite taille quelques blocs de calcarénite infra-centimétriques 	se dépose contre une microfalaise en marche d'escalier qui recoupe les unités sous-jacentes	
Paléosol 2	30 – 40 cm	Sable moyen 7,5 YR 4/2	<ul style="list-style-type: none"> meuble et massive nombreuses coquilles d'Hélix de taille de 2 cm, et fragments de Thais dispersés. contient un bloc de 15 x 20 cm 	limite supérieure érosive	2172 ± 23 uncal BP 2250-2300 cal BP sur coquille d'Hélix
Unité 4	35- 40 cm	Sable moyen-fin 7YR 5/4	<ul style="list-style-type: none"> meuble et massive sable riche en débris millimétrique de coquilles coquilles d'Hélix dispersées incorpore des blocs de taille infra-décimétrique à pluri-centimétrique 	limite supérieure subhorizontale nette	
Paléosol 1	40- 50 cm	Sable fin limoneux, noirâtre et faiblement induré, 10YR 5/2	<ul style="list-style-type: none"> très riche en coquilles entières ou fragmentées de moules; traces de foyers contenant des cailloux brûlés de calcarénites de taille pluri-centimétrique. Sur la partie gauche de la coupe, on observe un amas de cailloux dans un niveau cendreux noirâtre (foyer) riche en coquilles d'Hélix de petites tailles (inférieur à 1,5 cm) le dépôt est scellé avec les blocs anguleux métriques à infra-métriques de calcarénite 	limite supérieure subhorizontale nette	2884 ± 32 uncal BP 2200-2700 cal BP sur charbon de bois
Unité 3	40 cm	sable moyen à fin brun jaune clair 10YR 7/4	<ul style="list-style-type: none"> meuble et massive très riche en débris de coquille de taille millimétrique, avec traces de bioturbations tardives ennoiment des blocs anguleux métriques à infra-métrique de calcarénite 	limite supérieure subhorizontale nette	
Unité 2	15 cm	sable moyen-fin rosâtre 7,5YR 5/6	<ul style="list-style-type: none"> meuble et massive très riche en débris de coquille millimétriques et agrégats remaniés de l'unité 1 ; concentrations locales irrégulières de coquilles et cailloux remaniés, bioturbations tardives remaniant de petites coquilles de gastéropodes terrestres traces locales de bioturbation, légèrement humifère au sommet supporte des blocs anguleux métriques à infra-métriques de calcarénite dès la base 	limite supérieure graduelle subhorizontale	
Unité 1	25 cm	Sable fin limono argileux rouge-orange 5YR 5/8	<ul style="list-style-type: none"> meuble et massive nombreuses coquilles millimétriques fragmentées et entières (<i>stacking pattern</i>) rare coquilles d'Hélix de petite taille (max 2cm) portant un encroûtement carbonaté rougeâtre 	<ul style="list-style-type: none"> limite supérieure ondulée et progressive limite inférieure abrupte érosive (lapiez de la calcarénite pléistocène sup.) 	8760 ± 50 uncal BP 9677-9888 cal BP sur coquille d'Hélix

Tab. 2 : Description lithostratigraphique des différentes unités de la coupe d'El Harhoura et résultat des datations radiocarbones.

Tab. 2: Description lithostratigraphic of various units within the El Harhoura section, and results of radiocarbon dating.

deuxième génération de mégablocs métriques et anguleux marquant un évènement extrême, lui-même recouvert par le paléosol humifère 1 (fig. 3). Dans la partie nord de l'affleurement, ce paléosol 1 contient un dépôt archéologique à traces de foyer et à faciès de type amas coquillier ou « *Kjökkenmödding* » reconnu sur d'autres sites le long du littoral marocain, comme à Oualidia daté à 4680 ± 140 BP (Carruesco, 1989). L'unité 4 est composée de sable moyen-fin et contient quelques blocs pluri-centimétriques dispersés.

Un second paléosol humifère, le paléosol 2, est formé d'un sable moyen de couleur gris clair. Il contient également quelques blocs décimétriques dispersés. Cet ensemble est tronqué à son sommet par une nouvelle

surface d'érosion permettant à l'unité 5 de s'emboîter dans les précédentes unités. Enfin une troisième génération de mégablocs, dont certains avoisinent la dizaine de tonnes, s'adosse à ce dépôt (fig. 3). Tous les blocs et les mégablocs décrits au niveau de la coupe sont formés de calcarénite et leur grand axe est généralement disposé perpendiculairement à la ligne de rivage.

5.2 - IMPACTS MORPHOLOGIQUES DE TEMPÊTES ACTUELLES

Au cours de l'hiver 2014, les côtes atlantiques du Maroc ont connu des tempêtes exceptionnelles, frappées par des vagues dépassant dix mètres. Ces vagues

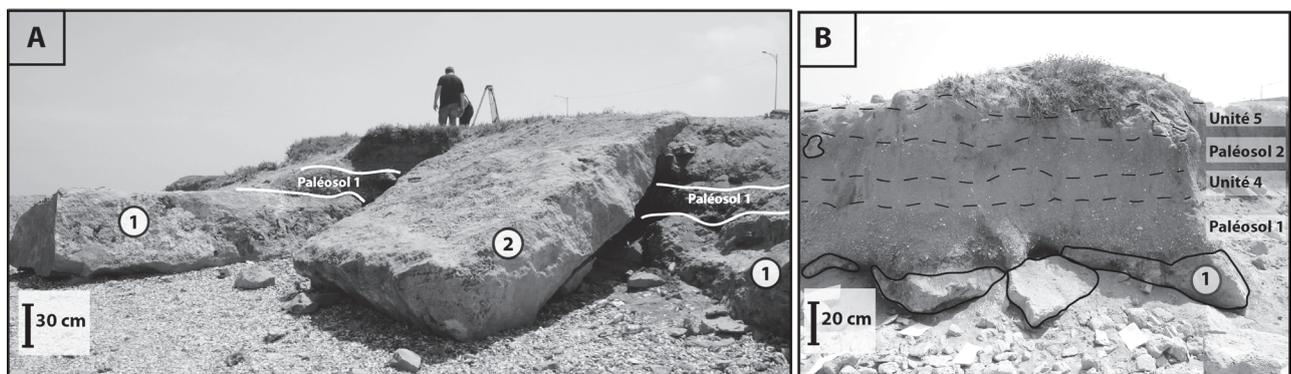


Fig. 3 : Vue de la section naturelle de la coupe à mégablocs d'El Harhoura.

(A) Photo au nord de la coupe montrant les mégablocs contenus dans l'unité 3. (B) Photo de la partie sud de la coupe d'El Harhoura où sont représentées les unités supérieures. 1/ Mégablocs situés au-dessous du paléosol 1 ; 2/ Mégablocs plaqués contre la coupe d'El Harhoura.

Fig. 3: View of the natural section of megaboulders of El Harhoura. (A) Photo on the north of the section shows position of megaboulders in the unit 3. (B) Photo of the south of El Harhoura section showing the highest units. 1/ Megaboulders located under the paleosol 1; 2/ Megaboulders stacked on the section of El Harhoura.

de débordement ont provoqué l'érosion et le recul, sur plusieurs mètres, de la coupe décrite ci-dessus (§ 5.1). Ce recul s'est accompagné de l'arrachement et du déplacement de blocs provenant aussi bien de la falaise vive que de la remobilisation d'anciens blocs déposés sur la plateforme à proximité de cette coupe. Leurs lithologies révèlent deux sources : une calcarénite pléistocène et une calcilutite rougeâtre holocène. La disposition de ces blocs déplacés est plutôt perpendiculaire à la ligne de côte.

Ces observations attestent de l'aspect multi-événementiel de la séquence sédimentaire préservée et posent la question de la nature des événements de très hautes énergies capables de transporter des blocs et des mégablocs de la falaise vers l'intérieur du continent, ou de les remobiliser.

5.3 - GRANULOMÉTRIE

Les résultats de l'analyse granulométrique des sédiments qui constituent les différents niveaux de la coupe

d'El Harhoura sont portés dans la figure 4 et illustrés par la courbe cumulative de la figure 5.

Cette analyse se résume dans les points suivants :

- les dépôts sont dominés par des sables moyens et grossiers, à l'exception de l'unité 1, où la présence d'éléments fins (argile et silt) témoigne de la contribution d'un deuxième stock sédimentaire ;
- les sédiments sont mal à très mal classés ($Sd > 1$ voire $Sd > 2$) et leur coefficient de dissymétrie est compatible avec un transport lié à un courant fort (Sk positif) ;
- un faible pourcentage de granules ($< 0,5\%$) est noté au niveau des unités 4 et 5.
- les sables des différentes unités montrent tous un caractère unimodal.

La singularité de l'unité 1 s'explique bien par le remaniement d'un stock continental riche en argile et en silt et préexistant à l'édification de la formation. Pour les autres unités, il est possible de formuler l'hypothèse d'une double source sédimentaire : la première est une fraction liée à la mise en place des dépôts lors d'événements

	Classes granulométriques			Paramètres granulométriques (en phi)					
	0%	50%	100%	Sd	Md	Mo	Moy	k	Sk
unité 5				1,53	0,95	0,45	1,24	3,72	0,82
Paléosol 2				2,47	1,45	1,06	1,88	2,99	0,08
unité 4				2,49	1,87	2,02	1,98	5,55	1,33
Paléosol 1				2,37	2,06	2,03	2,56	4,98	1,15
unité 3				2,40	4,62	1,84	1,68	6,49	1,31
unité 2				1,67	1,29	1,24	1,52	5,31	1,64
unité 1				2,29	2,86	1,63	4,62	3,49	1,00

Argile < 40 µm 60 < Sable très fin < 125 µm 250 < Sable moyen < 500 µm 1 < Sable très grossier < 2 mm
 40 < Silt < 60 µm 125 < Sable fin < 250 µm 500 < Sable grossier < 1 mm

Ds: Standard déviation Md: Médiane Mo: Mode Moy: Moyenne k: Kurtosis Sk: Skewness

Fig. 4 : Paramètres granulométriques de la coupe d'El Harhoura.

Fig. 4: Granulometric settings of El Harhoura section.

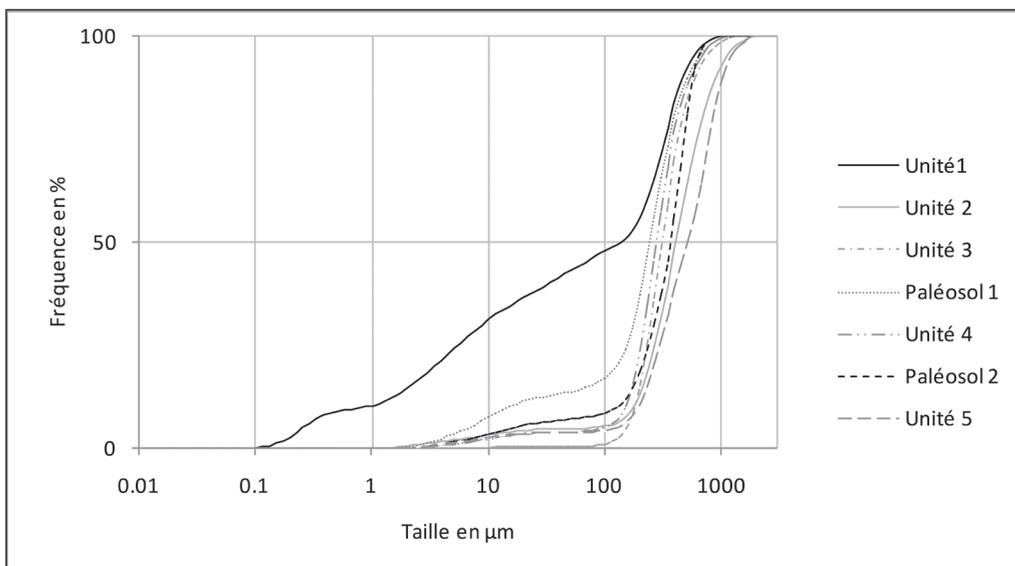


Fig. 5 : Courbes cumulatives des échantillons provenant des niveaux de la coupe d'El Harhoura.

Fig. 5: Cumulative curves of samples coming from the levels of El Harhoura section.

rares (sable grossier à très grossier riche en lithoclastes et débris de coquilles), tandis que la seconde est une fraction éolienne préexistante de sables moyens et fins, mêlée aux apports événementiels, ou venant enrichir le dépôt lors des phases de stabilité (paléosol).

Le caractère unimodal des sables s'accorde avec l'hypothèse d'une origine de dépôts de tempêtes des unités issues d'une sédimentation événementielle (Engel & Brückner, 2011).

5.4 - PÉTROGRAPHIE

L'étude pétrographique a permis de faire une analyse et une description microscopique des faciès des différents niveaux de la coupe d'El Harhoura. Les caractéristiques générales des différents niveaux sont :

- une fraction bioclastique composée de mollusques (gastéropodes marins et continentaux), lamellibranches (moules), crustacés cirripèdes (balanes), échinodermes et foraminifères ;

- une fraction clastique minérale constituée de quartz auxquels s'ajoutent de rares grains de feldspaths et de glauconie. Les extraclastes sont très rares, représentés par des quartzites et calcarénites miocènes. Les intraclastes sont les éléments les plus représentés dans les calcarénites du Pléistocène et de l'Holocène ;

- le ciment et/ou la matrice sont présents dans toutes les couches où ils sont à l'origine d'une cimentation faible voire négligeable.

Les différents niveaux qui constituent la coupe sont friables. La sparitisation, la micritisation et la faible compaction indiquent une diagenèse, au mieux, précoce (fig. 6). En outre, les dépôts de la coupe d'El Harhoura se caractérisent par une fabrique mal classée à nombreux débris de coquilles anguleuses. Ce dernier critère est un caractère très fréquent dans les phénomènes extrêmes, en particulier les tsunamis, dans la mesure où il témoigne d'une réjénovation du stock sédimentaire par mobilisation d'éléments prélevés dans la zone infra- ou suprat-

dale (Tuttle *et al.*, 2004 ; Frébourg *et al.*, 2010 ; Vött *et al.*, 2010).

5.5 - CHRONOLOGIE DES DÉPÔTS

Les trois datations radiocarbone obtenues sur différents niveaux de la formation (fig. 2, tab. 2 et tab. 3) apportent un double enseignement.

La comparaison entre ces dates et celles obtenues sur d'autres sites marocains comme la lagune d'Oualidia (Mellas, 2012), ainsi que celles obtenues dans le golfe de Cadix (Luque *et al.*, 2002 ; Lario *et al.*, 2011) indiquent que les deux dépôts les plus récents (Paléosol 1) et (Paléosol 2) se corrélient à des événements tsunamogéniques identifiés régionalement (tab. 4).

La date obtenue à la base de la formation est très ancienne : 9 680 à 9 900 cal. BP. Selon Delgado *et al.* (2012), à cette époque, le niveau marin était positionné environ 25 m plus bas que le niveau actuel. En outre, cette datation doit être prise avec réserve, car le matériel de

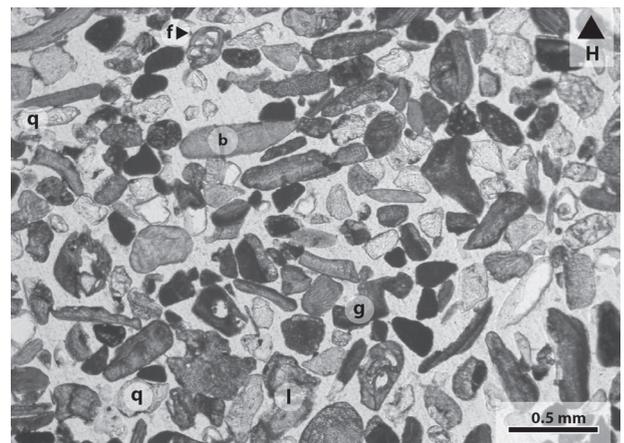


Fig. 6 : Microfacies de l'unité 4 observées en lumière naturelle.
b/ Bioclaste ; f/ Foraminifère ; H/ Le haut de la lame ; l/ Lithoclaste ; g/ Grain micritisé ; q/ quartz.
Fig 6: Microfacies of the unit 4 observed in natural light. b/ Bioclaste ; f/ Foraminifera ; H/ The top of the thin section ; l/ Lithoclaste ; g/ Micritized grain ; q/ Quartz.

Localisation	Unité	N° d'échantillon au laboratoire	Nature	Âge non calibré	Âge calibré
El Harhoura	Unité 1	Poz-56799	gastéropode terrestre	8760 ± 50 BP	9677 - 9888 cal BP
El Harhoura	Paléosol 1	OxA-29257	charbon de bois (au niveau du foyer)	2884 ± 32 BP	2200 - 2700 cal BP
El Harhoura	Paléosol 2	OxA-29289	gastéropode terrestre	2172 ± 23 BP	2250 - 2300 cal BP

Tab. 3 : Datations radiocarbone obtenues à El Harhoura.

Tab. 3: Radiocarbon ages from El Harhoura.

Date de tsunamis	Sites marocains et ibériques	Date obtenue El Harhoura (cette étude)
1755	Maroc, Espagne, Portugal	
2140-1700 cal BP	Cadix (Espagne) (Luque <i>et al.</i> , 2002)	
2380-2300 cal BP	Lagune Oualidia (Maroc), (Mellas, 2012)	>2250-2300 cal BP (Paléosol 2)
2750-2100 cal BP	Plusieurs sites dans le Golfe de Cadix (Lario <i>et al.</i> , 2011)	>2220-2700 cal BP (Paléosol 1)

Tab. 4 : Corrélation des dates radiocarbone d'El Harhoura avec les dates obtenues au Maroc et dans le Golfe de Cadix.

Tab. 4: Correlation of El Harhoura radiocarbon dates and dates obtained in Morocco and Gulf Cadiz.

l'unité contient des éléments remaniés. Il s'agit donc d'un terminus post-quem qui prouve que l'âge d'édification du dépôt contenant l'élément daté se situe entre 9 900 et 2 200 ans avant l'actuel. L'édification de cette unité s'accompagne de mégablocs dont l'origine ne peut être expliquée que par un événement de très haute énergie capable de transporter des éléments rocheux depuis la falaise vers l'intérieur sur une distance supérieure à 20 m.

5.6 - CONCLUSION SUR LA COUPE D'EL HARHOURA

Les mégablocs anguleux de calcarénites observés dans l'unité 3, sous le paléosol 1 et contre la coupe suggèrent, au regard de leur volume et leur position imbriquée, un dépôt de tsunami (Scheffers & Kinis, 2014). Des gastéropodes terrestres « frais » incorporés dans la première unité ont donné un âge maximal de 9 680 – 9 900 cal. BP pour ce dépôt.

Néanmoins, l'épaisseur importante des unités (> 25 cm), l'absence de lits à grains fins et la faible étendue de la coupe s'accordent avec un dépôt de type tempêtes (Morton *et al.*, 2007), bien que ces critères ne soient pas suffisants pour déterminer de façon certaine le type d'événement responsable de l'origine de ces formations (Tuttle *et al.*, 2004).

Les dates obtenues dans les deux niveaux intermédiaires d'El Harhoura (fig. 2 et tab. 3) encadrent des événements qui coïncident aux dépôts de deux tsunamis du golfe de Cadix (Luque *et al.*, 2002 ; Lario *et al.*, 2011) et du littoral marocain (Mellas, 2012), ce qui corrobore l'interprétation d'une origine tsunamogénique. Les mégablocs au-dessus de l'unité 5, enfin, pourraient être contemporains au tsunami de Lisbonne (Scheffers & Kelletat, 2005 ; Médina *et al.*, 2011). Ce dernier est connu pour avoir touché le rivage local (Gutscher, 2004 ;

Nott, 2004 ; Mhammdi *et al.*, 2008), bien qu'il ne puisse toutefois pas être exclu que d'autres tsunamis historiques soient responsables de cet apport de mégablocs (Morales *et al.*, 2008 ; Baptista & Miranda, 2009).

Du point de vue microscopique, les dépôts de la coupe d'El Harhoura se caractérisent par un microfaciès de sable coquillier mal classé à faible diagenèse et à nombreux débris de coquilles anguleuses. Ces caractères témoignent d'une réjuvenation du stock sédimentaire (Frébourg *et al.*, 2008 ; Vött *et al.*, 2010 ; Caron, 2011). Ces unités superposées sont ainsi caractéristiques de dépôts événementiels (Frébourg *et al.*, 2010).

La coupe d'El Harhoura fait ainsi apparaître une récurrence de dépôts événementiels au cours des derniers millénaires, dont certains sont très vraisemblablement liés à des tsunamis.

À l'exception de l'unité 3, qui s'accompagne de la mise en place d'un champ de blocs de très grande taille, et de mégablocs situés contre la coupe, la distinction tsunami / tempête reste cependant délicate. Cela est en particulier illustré par les tempêtes exceptionnelles qui se sont succédé sur le littoral européen et nord-africain au cours des mois de janvier et février 2014. L'impact et les dégâts issus de la force de la houle (> 10 m. d'amplitude) ont été remarquables. Lors de cette période, il a été constaté un recul important de la coupe avec déplacement et arrachement de blocs de tailles variables, décimétriques à métriques.

6 - LA COUPE DE SKHIRAT

6.1 - GÉOMORPHOLOGIE, SÉDIMENTOLOGIE ET DATATION

À Skhirat, sur la frange littorale prolongeant au nord l'embouchure de l'oued Cherrat (fig. 1 et fig. 7) se déve-

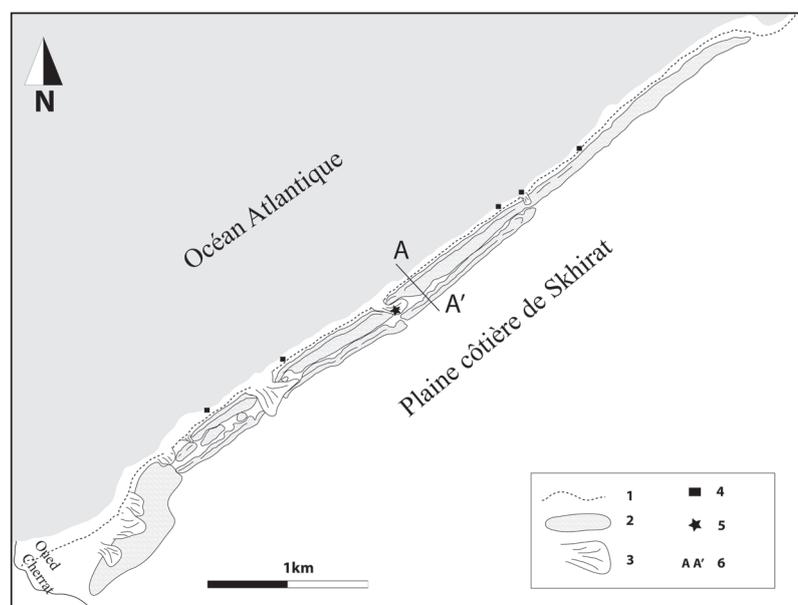


Fig. 7 : Carte morphologique du cordon littoral externe de Skhirat.

1/ Limite de haute marée ordinaire ; 2/ Cordon littoral externe de Skhirat ; 3/ Cônes de débordement ; 4/ Localisation des mégablocs ; 5/ Localisation des échantillons des dépôts de tempête 2014 ; 6/ Coupe étudiée.

Fig. 7: Morphological map of the outer coastal ridge of Skhirat. 1/ Ordinary high tide limit; 2/ External coastal ridge of Skhirat; 3/ Overflow fan; 4/ Megaboulders localization; 5/ Sampling localization of 2014 storms deposits; 6/ studied section.

loppe un cordon littoral séparé de la ligne de rivage par une plage large d'une dizaine de mètres. Ce cordon relativement récent inclut le site préhistorique de Rouazi où ont été découvertes de nombreuses sépultures néolithiques (Daugas *et al.*, 1989 ; Daugas *et al.*, 1990 ; Texier *et al.*, 2008).

L'étude réalisée permet de préciser les conditions de formation de ce cordon littoral. L'étude morphologique a révélé un emboîtement de trois corps sédimentaires métriques, stratifiés, séparés par une surface d'érosion et surmontant un grès de plage faiblement consolidé (fig. 8).

La hauteur du cordon sur la rive droite de l'oued Cherrat est de 9 m NGM et elle diminue progressivement vers le nord-est. Le versant nord-ouest est taillé en falaise « vive » par les vagues des tempêtes. Une carte réalisée à partir des images *Google Earth* (fig. 8) montre qu'un sillon dédouble le cordon dans sa longueur, donnant l'impression d'une juxtaposition de deux cordons. La mise

en évidence de couloirs mettant ce sillon en communication tant avec le littoral qu'avec la plaine en recul suggère cependant que cette morphologie représente une ou des gouttières d'érosion (un ou plusieurs chenaux d'érosion). En outre, des cônes de débordement de tempêtes formés à l'extrémité de ces couloirs de jonction témoignent du fonctionnement de ces morphologies lors des fortes tempêtes ou tsunamis.

Les observations du terrain ont permis d'apprécier les différentes unités sédimentaires constituant ce cordon (fig. 8 et tab. 5).

Au niveau du platier de l'oued Cherrat et de la plage existent deux niveaux indurés emboîtés et lapiazés. Le plus ancien et le plus induré (unité 1) est un épandage continental (paléosol) très bioturbé (El Mouttaki, 1985 ; Texier *et al.*, 2008), portant à sa surface une calcrète laminée. Il se caractérise par une couleur rougeâtre et une texture fine, riche en gastéropodes terrestres. Des blocs

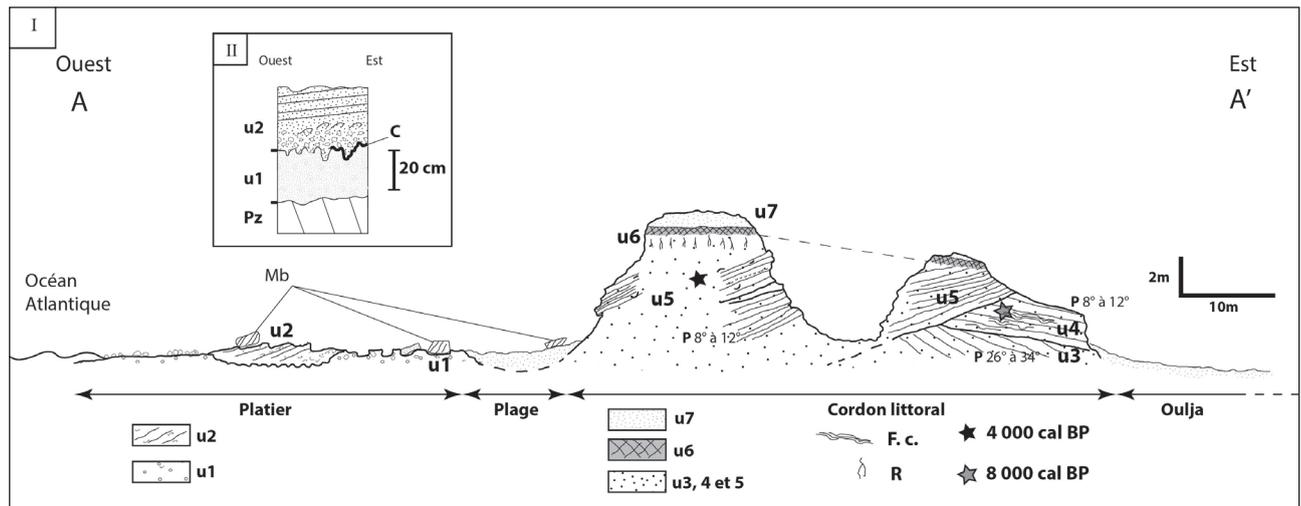


Fig. 8 : Formations littorales de Skhirat.

(I) Coupe du cordon littoral. (II) Log de la plage de Skhirat. C/ Croute calcaire ; F. c./ Figure de charge ; Pz/ Substratum paléozoïque ; R / Rhizolithe ; u1/ Sol rougeâtre ; u2/ Grès de plage ; u3, 4 et 5/ Calcarénite ; u6/ *Kjökkenmödding* ; u7/ Dune actuelle.

Fig. 8: Coastal formation of Skhirat. (I) Section of the coastal ridge; (II) log of the beach in Skhirat; C/ Limestone crust; F. c./ Convolute layers; Pz/ Paleozoic basement; R/ Rhizolithe; u1/ Red soil; u2/ Beachrock; u3, 4 and 5/ Calcarenite; u6/ *Kjökkenmödding*; u7/ Active dune.

	Texture et épaisseur	Structures	Datations
Unité 5	<ul style="list-style-type: none"> calcarénite composée de sable moyen à grossier dureté faible (facile à casser sous le coup de marteau) épaisseur maximale de 6 m sur la coupe relevée 	<ul style="list-style-type: none"> sable très coquillé, lité en lamines centimétriques à infra-centimétriques litage incliné en direction de l'ouest (8° à 12°) quelques lits de coquilles complètes et de galets centimétriques ameublissement de la calcarénite et présence de rhizolites au sommet de l'unité 	<p>4220 ± 35 uncal BP 3913-4071 cal BP coquille marine</p>
Unité 4	<ul style="list-style-type: none"> calcarénite composée de sable moyen à grossier dureté faible (facile à casser sous le coup de marteau) épaisseur variable le long du cordon et suivant la morphologie de l'ensemble ; épaisseur maximale de 3,20 m sur la coupe relevée 	<ul style="list-style-type: none"> sable très coquillé lités en lamines centimétriques à infra-centimétriques occurrence de coquilles entières litage incliné en direction de l'est (8° à 12°) figures de charge disparition locale de la structure des dépôts liée à des phénomènes de dissolution en sommet d'unité limite supérieure érosive et contact discordant avec les dépôts sus-jacents 	<p>7170 ± 50 uncal BP 7948-8019 cal BP coquille marine</p>
Unité 3	<ul style="list-style-type: none"> sable très coquillé lité en lamines centimétriques à infra-centimétriques le litage incliné en direction de l'est (26 à 34°) limite supérieure érosive 		

Tab. 5 : Description des unités 3 à 5 formant le corps du cordon littoral de Skhirat et datation radiocarbone des unités.

Tab. 5: Description of the units 3 to 5 forming the body of the coastal ridge of Skhirat and radiocarbon dating of units.

métriques de calcarénites ont cimenté à sa surface. Dans cette première unité s'emboîte un grès de plage (unité 2) se distinguant par une couleur gris-marron, une texture de sable fin à moyen, une cimentation modérée et un litage faiblement incliné en direction de la mer (fig. 8). Certains des lits de cette unité incorporent, en outre, des coquilles de moule orientées perpendiculairement au trait de côte, suggérant un témoin de *washover* inversé formé par des courants de retour. Ce grès de plage contient également des mégablocs de calcarénite de taille métrique.

Actuellement, la formation de calcarénite dont peuvent être issus ces blocs affleure à très basse mer. On émet l'hypothèse que le déplacement de ces blocs ait été provoqué par un *uprush* de tsunamis. Ce grès de plage (unité 2) est actuellement déchaussé et tronqué en direction de la plage. Les produits de démantèlement de ce grès et les blocs métriques de calcarénite forment un épandage de mégablocs sur l'estran (fig. 9). Ces observa-

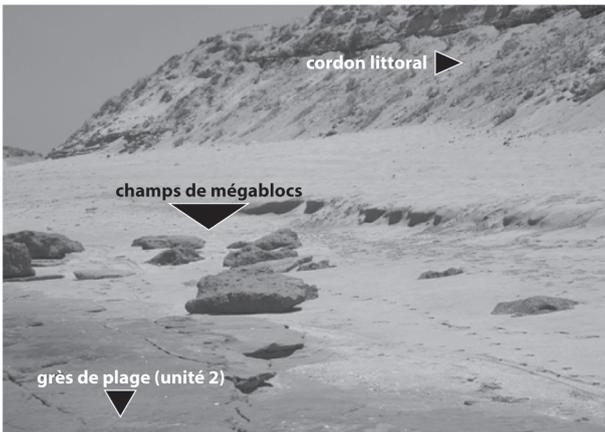


Fig. 9 : Champs de mégablocs de calcarénite et de blocs issus du démantèlement de l'unité 2 reposant sur l'estran de la plage de Skhirat.

Fig. 9: Boulder's fields of calcarenite and megaboulders from destruction of unit 2 on the beach at Skhirat.

tions suggèrent une mise en place polyphasée des mégablocs de la plage de Skhirat, qui associe la formation des unités 1 et 2, d'une part, et la mise en place de ces mégablocs sur la surface actuelle de l'estran, d'autre part.

Au niveau du cordon littoral existe une succession de cinq unités. Les trois premières (unités 3 à 5) sont des

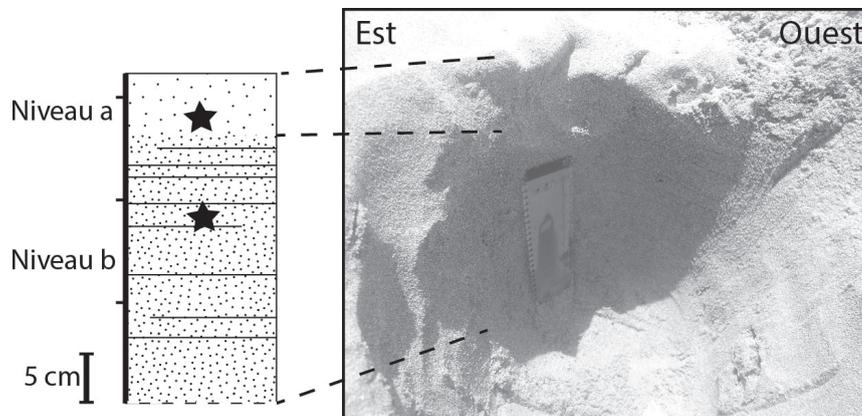


Fig. 11 : Sable de tempêtes 2014 et log associé à Skhirat.

Fig. 11: Sand of 2014 storms and log in Skhirat.

calcarénites peu consolidées (tab. 5). Ces calcarénites sont caractérisées par la présence de coquilles marines (moules, murex). Elles sont surmontées par des apports sableux supportant un « *Kjökkenmödding* » néolithique (unité 6) où différents lits de coquille s'individualisent, entrecoupés d'apports sableux (cf. Daugas *et al.*, 1990 ; Lacombe, 2004). Le tout est coiffé de sables éoliens actuels (unité 7).

Des figures de charges ou de piétinement sont présentes dans l'unité 4 (fig. 10). Leur présence pourrait témoigner d'épisodes de sursaturation entraînant la liquéfaction momentanée des dépôts (Texier *et al.*, 2008) ou, plus vraisemblablement, de la présence d'une lagune fréquentée par le bétail, en arrière du cordon (Lindström, 1979 ; Allen, 1982).



Fig. 10 : Figures de piétinement au niveau de la calcarénite de l'unité 4.

Fig. 10: Concolite structures in the calcarenite of the unit 4.

6.2 - GRANULOMÉTRIE

La cimentation des dépôts constituant le cordon ne rend pas possible leur analyse granulométrique. Des analyses ont toutefois été réalisées sur les sables des tempêtes de l'hiver 2014 (cf. *supra*, § 6.4). Un sondage de 25 cm de profondeur a été pratiqué dans le dépôt de sable à environ 80 m de la ligne des hautes marées ordinaires (localisation dans la fig. 7), et des prélèvements ont été effectués dans les deux niveaux distingués (fig. 11).

L'observation et l'étude de ce stock sédimentaire ont permis de relever les points suivants, à savoir :

- l'existence de deux niveaux. Le niveau (a) est massif et supporte les blocs métriques et inframétriques. Le deuxième niveau (b) est lité avec présence de lits millimétriques sombres, riches en minéraux lourds, espacés de quelques centimètres (fig. 11) ;

- le niveau (a) se caractérise par des sables grossiers moyennement classés avec une distribution unimodale ; le niveau (b) présente un sable grossier bien classé de distribution également unimodale. La figure 12 présente la courbe cumulative et les principaux paramètres granulométriques de chaque niveau.

6.3 - PÉTROGRAPHIE

Une série de lames minces a été réalisée en prélevant les différents dépôts du platier et du cordon de Skhirat ainsi que les dépôts de tempête actuels.

Le micofaciès de l'unité 1 se caractérise par l'abondance de matériel remanié et par une fraction interstitielle composée d'une matrice micritique et d'un liant microsparitique de recristallisation. Les bioclastes sont composés d'éléments continentaux et marins (algues, foraminifères, échinodermes...). Les grains de quartz sont abondants. L'unité 2 se distingue par l'abondance des bioclastes, de taille variable, dont une forte proportion d'éléments micritisés. Les grains de quartz sont également abondants ; leur taille est généralement inférieure à 0,2 mm. La texture est jointive avec un ciment peu développé sous forme de microsparite granulaire.

La pétrographie des unités 3, 4 et 5 indique que le cordon est composé d'une calcarénite faiblement transformée par diagenèse, formée de grains d'origine bioclastique et silicoclastique. La fraction quartzreuse est importante, représentant plus de 30 % des éléments figurés. L'abrasion des éléments figurés est faible, tandis que les grains de quartz sont anguleux.

Les lames minces des deux niveaux de sable des tempêtes de 2014 font apparaître une hétérogénéité des éléments figurés où des bioclastes et des lithoclastes remaniés côtoient des bioclastes frais. Le faciès de ce sable de tempêtes est similaire à celui qui constitue le cordon de Skhirat. La proportion de grains de quartz y est toutefois moindre.

6.4 - IMPACTS MORPHOLOGIQUES DES TEMPÊTES ACTUELLES

Les observations réalisées à la suite des tempêtes de l'hiver 2014 ont permis de constater le recul du cordon, la falaise ayant été fortement touchée. Plusieurs blocs métriques et inframétriques ont alors été détachés et déplacés avec un volume très important de sable, l'ensemble étant venu former des cônes de tempêtes dans une gouttière d'érosion préexistante (environ 30 m), élargie de quelques mètres par cette même tempête (fig. 13).

Ce type de tempêtes exceptionnelles, suffit à rendre compte de la mise en place d'épandage de blocs tels que ceux observés à Skhirat.

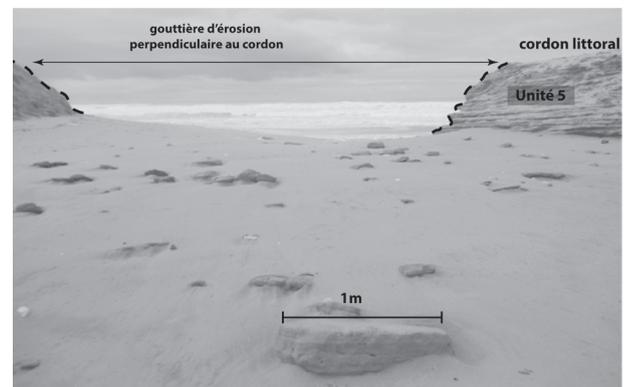


Fig. 13 : Dépôts de débordement des tempêtes de l'année 2014.
Fig. 13: Overflow deposits storms of 2014.

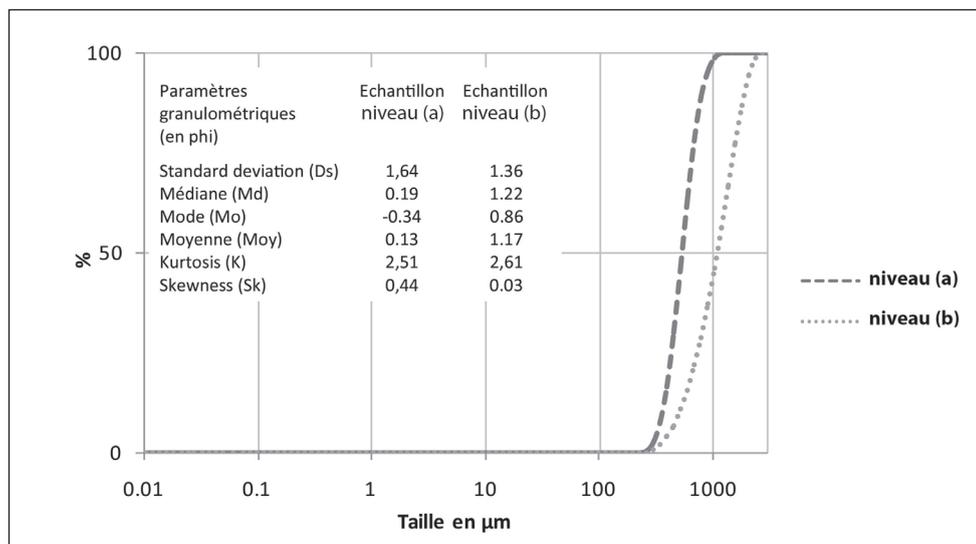


Fig. 12 : Courbes cumulatives des échantillons provenant des niveaux de tempêtes 2014 à Skhirat.
Fig. 12: Cumulative curves of samples coming from the levels of 2014 storms on Skhirat.

6.5 - CHRONOLOGIE DE DÉPÔTS

Daugas *et al.* (1989) ont daté l'amas coquillé coiffant le cordon à $4\,550 \pm 150$ BP (Ly 4096), et le niveau occupé par le site archéologique à $7\,710 \pm 180$ BP (Ly 4097) (tab. 6). Dans ce travail, nous proposons de nouvelles dates, réalisées sur des coquilles marines, des parties inférieures et médianes du cordon. Ces datations situent l'édification de ce cordon littoral entre 4 000 et 8 000 ans cal. BP (tab. 5).

Le report des âges obtenus sur la courbe de la remontée eustatique (Delgado *et al.*, 2012) suggère que la base du cordon s'est mise en place alors que le niveau marin était à 15 m plus bas que l'actuel, tandis que la partie médiane du cordon se serait édifiée lorsque le niveau marin stationnait à 6 m en dessous de sa position actuelle.

Ce contexte transgressif explique que les dépôts faisant face au littoral s'emboîtent dans les unités de calcarénites plus anciennes édifiées en situation d'arrière cordon.

Le premier dépôt présente une structure de *washover-fan* formé au cours de tempêtes vers 8 000 cal. BP (fig. 8, tab. 5 et tab. 6). À cette période le niveau des hautes mers de vives eaux avoisinait -15 m sous le niveau actuel de la mer. La remontée du niveau marin est alors rapide, favorisant l'érosion des dépôts antérieurs. Ce dépôt peut être assimilé à une « *storm terrace* » au sens de McKenna *et al.* (2012), isolant une lagune temporaire sur la plateforme consolidée et imperméable (paleocalcrète). Le second dépôt de tempête, mis en place vers 4 000 cal. BP, recouvre le précédent par aggradation, en relation avec le ralentissement de la remontée du niveau marin (Delgado *et al.*, 2012) en période de dégradation climatique.

La mise en place des mégablocs cimentés dans les unités 1 et 2 est sans doute très ancienne, dans la mesure où elle précède l'édification du cordon. À l'inverse, la formation de l'épandage de mégablocs de calcarénite reposant sur l'estran est probablement récente, dans la mesure où ils prennent place dans la morphologie actuelle du cordon. La mise en place de cet épandage peut être expliquée de deux façons. Ils peuvent être corrélés à ceux déposés contre la coupe d'El Harhoura et, tout comme ceux, rattachés au dernier tsunami identifié régionalement pour avoir

eu un impact morphogénique sur le littoral atlantique, à savoir le tsunami de Lisbonne de 1775 (Mhammdi *et al.*, 2008). Toutefois, sur ce site, le délogement et le déplacement de morceaux de grès de plage par les tempêtes suffisent à rendre compte de la mise en place de cet épandage de blocs.

6.6 - CONCLUSION SUR LA COUPE DE SKHIRAT

Les structures sédimentaires (litages, figures de charges, lits de coquilles et galets centimétriques) et la texture indiquent que les dépôts de la base du cordon de Skhirat relèvent d'une dynamique de déferlement de houle associée à la construction d'un *washover-fan* (Roep *et al.*, 1998 ; Wang & Horwitz, 2007). Au niveau microscopique, ces dépôts se caractérisent par un microfaciès de sables coquilliers à bon classement et à diagenèse précoce. Les débris de coquilles sont roulés, similaires à ceux présents dans le sable de la plage actuelle. Ces éléments indiquent que les vagues de tempêtes poussent les sables de plage vers l'intérieur des terres où ce stock sédimentaire s'accumule sous une morphologie de cordon littoral (Bridge & Demicco, 2008).

La datation des unités inférieure et médiane situe l'édification de cet éventail de tempête entre 4 000 et 8 000 cal. BP, c'est-à-dire pendant l'Holocène moyen.

Le grès de plage contient des amas de moules et des galets de différentes tailles, ainsi que des mégablocs anguleux.

Les mégablocs de Skhirat se sont déposés en plusieurs phases :

- au niveau du paléosol (unité 1) ;
- au niveau du grès de plage (unité 2) ;

Ces mégablocs de calcarénite sont métriques (environ 1 x 1,5 m) et leur axe principal est fréquemment perpendiculaire à la ligne de rivage. Ces éléments signent également un dépôt événementiel (Massari *et al.*, 2009, Gutierrez-Mas & Mas, 2012). Le seul événement à mégablocs connu régionalement est celui identifié à la base de la coupe d'El Harhoura, pour lequel un terminus postquem de 9 900 cal. BP a été obtenu. Il est donc possible d'y rattacher les premières phases de mise en place de ces mégablocs (unité 1 et 2).

Datations publiés par Daugas <i>et al.</i> , 1989				Datations obtenues dans ce travail			
Localisation	Matériel daté	Code des échantillons	Âge	Localisation	Matériel daté	Code des échantillons	Âge
Dépôt « deltaïque »	Restes rhinocéros	Ly 3087	4481±190 BP 4589-5590 cal BP	Unité 6	-	-	-
	Coquilles marines*	UQ 1557	4950±150 BP 4451-5463 cal BP	Unité 5	Coquille marine	Poz-56515	4220 ± 35 BP 3913-4071 cal BP
Amas coquillier	Charbon	Ly 4096	4550±150 BP 4857-5582 cal BP	Unité 4	Gastéropode terrestre	Poz-56514	7170 ± 50 BP 7948-8019 cal BP
Matrice de sables contenant le site néolithique	Particules charbonneuse et matière organique	Ly 4097	7710±180 BP 8336-9003 cal BP	Unité 3	-	-	-
				Unité 2	-	-	-
				Unité 1	-	-	-

*Occhietti *et al.*, 1998 précise qu'il s'agit de *Patella* et *Mytilus*

Tab. 6 : Datations réalisées sur les formations littorales de Skhirat.

Tab. 6: Dating processed on various deposit located within Skhirat shore deposits.

7 - CONCLUSION

Les deux coupes étudiées mettent en évidence l'existence de deux modes de réponse de la côte atlantique marocaine aux événements extrêmes durant l'Holocène.

La coupe d'El Harhoura présente une série de dates situant sa formation entre 9 900 et 2 200 cal. BP et elle documente plusieurs événements de haute énergie. La détermination de l'origine de ces dépôts, tempête ou tsunami, reste difficile en raison du comportement des tempêtes sur la côte atlantique marocaine, très similaire à celui des tsunamis. Toutefois, les amas de mégablocs anguleux de calcarénites encastrés dans les sables de l'unité 3 ainsi que ceux adossés à la coupe permettent de conclure, au regard de leur volume et de leur position imbriquée, à des dépôts de tsunamis. L'âge du premier événement (mégablocs de l'unité 3) est antérieur à 2 200 cal. BP. Un tsunami de forte intensité a été observé sur la côte nord du golfe de Cadix vers 3 900-3 700 cal. BP (Lario *et al.*, 2011). Etant donné les trajectoires des tsunamis de ce secteur, il apparaît comme plausible que l'événement ancien préservé à El Harhoura en soit la signature régionale.

Le cordon de Skhirat est constitué dans sa grande partie de dépôts de tempêtes, ces événements se produisant entre 8 000 et 4 000 cal. BP. En outre, la plage de Skhirat livre trois périodes identifiées avec dépôts de mégablocs résultant d'une dynamique de haute énergie. Les deux premiers événements sont antérieurs à la mise en place du cordon littoral et ils pourraient également être d'origine tsunamogénique.

Les résultats de cette étude mettent en évidence une succession de dépôts événementiels de tsunamis sur le littoral atlantique marocain au cours des derniers millénaires. A défaut de datations, les auteurs (Mhammdi *et al.*, 2008 ; Medina *et al.*, 2011 ; Mhammdi & Medina, 2015) ont attribué les mégablocs de la région de Rabat-Témara au tsunami de Lisbonne en 1775. Nos résultats concluent, à l'inverse, à une succession de phénomènes événementiels touchant le littoral marocain antérieurement à cette date. Ils suggèrent ainsi que le façonnement de ce trait de côte conjugue une multiplicité d'événements de hautes énergies dont la contribution dans la morphologie côtière actuelle reste à démêler.

REMERCIEMENT

Les auteurs remercient les responsables de la mission archéologique au Maroc, M.A. El Hajraoui et R. Nespoulet pour la logistique mise à leur disposition lors des missions de terrain. Nous remercions aussi très sincèrement A. Queffelec (ingénieur au Laboratoire PACEA) pour son aide et ses suggestions lors de la description et l'étude des échantillons au laboratoire. Nous tenons à remercier les relecteurs anonymes pour leurs remarques et leurs suggestions, ce qui nous a permis d'améliorer la qualité de ce manuscrit.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ALLEN J. R. L., 1982 - *Sedimentary Structures. Their Character and Physical Basis*. Vol. 2. Amsterdam. Elsevier, Developments in Sedimentology, 30 (B), 663 p.
- BAPTISTA M.A. & MIRANDA J.M., 2009 - Revision of the Portuguese catalog of tsunamis. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 9, 25-42.
- BRIDGE J. & DEMICCO R., 2008 - *Earth Surface Processes, Landforms and Sediment Deposits*. Cambridge University Press, Cambridge, xiii + 815 p.
- BRUZZI C. & PRONE A., 2000 - Une méthode d'identification sédimentologique des dépôts de tempête et de tsunami : l'exoscopie des quartz, résultats préliminaires. *Quaternaire*, 11 (3-4), 167-177.
- BUYNEVICH I. V., FITZGERALD D. M. & VAN HETEREN S., 2004 - Sedimentary records of intense storms in Holocene barrier sequences, Maine, USA. *Marine Geology*, 210 (1-4), 135-148.
- CARON V., 2011 - Contrasted textural and taphonomic properties of high-energy wave deposits cemented in beach-rocks (St. Bartholomew Island, French West Indies). *Sedimentary Geology*, 237 (3-4), 189-208.
- CARRUESCO C., 1989 - *Genèse et évolution de trois lagunes du littoral atlantique depuis l'Holocène : Oualidia, Moulay Bouselham (Maroc) et Arcachon (France)*. Thèse de Doctorat d'État, Université Bordeaux 1, Bordeaux, 485 p.
- CHABLI A., 2009 - *Études sédimentologique et néotectonique des formations plio-quaternaires littorales entre Rabat et Casablanca*. Thèse Université Mohammed V, Rabat, v + 246 p.
- CHABLI A., CHALOUAN A., AKIL M., GALINDO-ZALDIVAR J., RUANO P., SANZ DE GALDEANO C., LOPEZ-GARRIDO A. C., MARIN-LECHADO C. & PEDRERA A., 2014 - Plio-Quaternary paleostresses in the Atlantic passive margin of the Moroccan Meseta: Influence of the Central Rif escape tectonics related to Eurasian-African plate convergence. *Journal of Geodynamics*, 77, 123-134.
- CHABLI A., GALINDO-ZALDIVAR J., AKIL M., LECHADO C., CHALOUAN A., RUANO P., BARGACH K. & SANZ DE GALDEANO C., 2005 - Déformations néotectoniques dans les dépôts plio-quaternaires de la région de Casablanca-Mohammedia (Meseta côtière, Maroc). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 18 (3-4), 168-178.
- CHAHID D., BOUDAD L., LENOBLE A., EL HMAIDI A., CHAKROUN A., JACOBS Z. & SITZIA L., 2014 - Stratigraphie, sédimentologie et âge de la formation du cordon littoral « post-oulijien » de Témara (sud-ouest de Rabat, Maroc). *Actes de colloque ROM6*, 60-72.
- CHERKAOUI T. E., 1991 - *Contribution à l'étude de l'aléa sismique au Maroc*. Thèse, Université Joseph Fourier-Grenoble 1, Grenoble, 246 p.
- COSTA P. J. M., ANDRADE C., FREITAS M. C., OLIVEIRA M. A., DA SILVA C. M., OMIRA R., TABORDA R., BAPTISTA M. A. & DAWSON A. G., 2011 - Boulder deposition during major tsunami events. *Earth Surface Processes and Landforms*, 36 (15), 2054-2068.
- DAUGAS J.-P., RAYNAL J.-P., BALLOUCHE A., OCCHIETTI S., PICHET P., EVIN J., TEXIER J.-P. & DEBÉNATH A., 1989 - Le Néolithique nord-atlantique du Maroc : premier essai de chronologie par le radiocarbone. *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, 308 (II), 681-687.
- DAUGAS J.-P.; LACOMBE J.-P. & SBIHI-ALAOUI F., 1990 - La nécropole néolithique de Rouazi-Skhirat (Maroc), présentation de l'étude des sépultures. *Bulletins et Mémoires de la Société d'Anthropologie de Paris*, 2 (3-4), 55-60.
- DAWSON A. G., 1994 - Geomorphological effects of tsunami run-up and backwash. *Geomorphology*, 10 (1-4), 83-94.
- DAWSON A.G., & SHI S., 2000 - Tsunami deposits. *Pure and Applied Geophysics*, 157 (6), 875-897.
- DAWSON A.G., FOSTER I.D.L., SHI S., SMITH D.E. & LONG D., 1991 - The identification of tsunami deposits in coastal sediment sequences. *Sciences Tsunami Hazards*, 9 (1), 73-82.
- DAWSON A.G., 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. & STEWART I., 2007 - Tsunami deposits in the geological record. *Sedimentary Geology*, 200 (3-4), 166-183.
- DELGADO J., BOSKI T., NIETO J.M., PEREIRA L., MOURA D., GOMES A., SOUSA C. & GARCÍA-TENORIO R., 2012 - Sea-level rise and anthropogenic activities recorded in the late Pleistocene

- cene/Holocene sedimentary infill of the Guadiana Estuary (SW Iberia). *Quaternary Science Reviews*, **33** (6), 121-141.
- EL KHALIDI K., MINOUBI A., CHAIBI M., ZOURARAH B., LEONE F. & AAJANE A., 2011** - Caractérisation granulométrique de la plage sableuse de Sidi Moussa (côte atlantique marocaine). *Travaux de l'Institut Scientifique, série générale, Rabat*, **6**, 37-44.
- EL MOUTTAKI M., 1985** - *Recherches sur l'histoire plio-quaternaire du littoral atlantique marocain entre les oueds Arrimène et Iquem (Région de Bouznika-Skhirat)*. Thèse de 3^e cycle (Géologie), Université Mohammed V, Faculté des Sciences, Rabat, 202 p.
- ENGEL M. & BRÜCKNER H., 2011** - The identification of palaeo-tsunami deposits - major challenge in coastal sedimentary research. *Coastline Reports*, **17**, 65-80.
- FAWZI B., 2007** - Le comportement de la côte vis-à-vis des tempêtes au Sahel tunisien méridional, les littoraux entre nature et société. In M. Bourgo (ed.), *Les littoraux entre nature et société (Acte de colloque de Tunis)*, Editions Sahar, 87-114.
- FREBOURG G., HASLER C.-A., LE GUERN P. & DAVAUD E., 2008** - Facies characteristics and diversity in carbonate eolianites. *Facies*, **54**, 175-191.
- FREBOURG G., HASLER C.-A. & DAVAUD E., 2010** - Catastrophic event recorded among Holocene eolianites (Sidi Salem Formation, SE Tunisia). *Sedimentary Geology*, **224** (1-4), 38-48.
- FRUERGAARD M., ANDERSEN T. J., JOHANNESSEN P.N., NIELSEN L. H. & PEJRUP M., 2013** - Major coastal impact induced by a 1,000 year storm event. *Scientific Reports*, **3** (1051), 7 p.
- GOFF J., CHAGUÉ-GOFF C., DOMINEY-HOWES D., NICHOL S., & JAFFE B., 2012** - Progress in palaeotsunami research. *Sedimentary Geology*, **243-244**, 70-88.
- GOTO K., OKADA K. & IMAMURA F., 2009** - Characteristics and hydrodynamics of boulders transported by storm wave at Kudaka Island, Japan. *Marine Geology*, **262** (1-4), 14-24.
- GUTIERREZ-MAS J. M. & MAS R., 2012** - Pliocene lithofacies within the marine geologic record from the Cadiz bay (SW Spain): Environments and processes. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, **25** (3-4), 119-132.
- GUTSCHER, M.-A., 2004** - What caused the Great Lisbon Earthquake? *Science*, **305** (5688), 1247-1248.
- HALLEGOÛT B., 1981** - Les crêtes littorales dunifiées du massif Armoricaire, France : formation et évolution. *Géographie physique et Quaternaire*, **35** (2), 1981, 205-218.
- HENARES J., LOPEZ CASADO C., SANZ DE GALDEANO, C., DELGADO J. & PELAEZ J.A., 2003** - Stress fields in the Iberian-Maghreb region. *Journal of Seismology*, **7**, 65-78.
- HEQUETTE A., 2001** - Courants et transports sédimentaires dans la zone littorale : le rôle des courants orbitaux et de down-welling. *Géomorphologie*, **7** (1), 5-16.
- HUGHEN K., LEHMAN S., SOUTHON J., OVERPECK J., MARCHAL O., HERRING C. & TURNBULL J., 2004** - 14C Activity and Global Carbon Cycle Changes over the Past 50,000 Years. *Science*, **303**, 202-207.
- JAAIDI E.B., 1981** - *Les environnements sédimentaires actuels et pléistocènes du plateau continental atlantique marocain entre Larache et Agadir*. Thèse 3^e cycle, Université Bordeaux I, Bordeaux, 227 p.
- JELGERSMA S., STIVE M.J.F. & VAN DERVALK L., 1995** - Holocene storm surges in the coastal dunes of the western Netherlands. *Marine Geology*, **125** (1-2), 95-110.
- LACOMBE J.P., 2004** - Anthropologie du Néolithique marocain. La nécropole de Skhirat : approche chrono-géographique des dysplasies pariétales. *Anthropo*, **7**, 155-162.
- LARIO J., ZAZO C., GOY J.L., SILVA P.G., BARDAJIT, CABERO A. & DABRIO C.J., 2011** - Holocene palaeotsunami catalogue of SW Iberia. *Quaternary International*, **242** (1), 196-200.
- LE ROY P., SAHABI M., MAAD N., RABINEAU M., GUTSCHER M.A., BABONNEAU N., VAN VLIET-LANOË B., AIT BRAHIM L., M'HAMMDI N., TRENTESAUX A., DAKKI M. & HSSAIN M., 2014** - 3D architecture of Quaternary sediment along the NW Atlantic Moroccan Rharb continental shelf: a stratal pattern under the dual control of tectonics and climatic variations. *Marine and Petroleum Geology*, **49**, 129-142.
- LENOBLE A. & BOUDAD L., 2010** - *Formations quaternaires et sites préhistoriques du littoral atlantique entre Kénitra et Skhirat (Approches morphostratigraphique et chronostratigraphique)*. Rapport Annuel Projet CNRST/CNRS, Rabat, (inédit), 10 p.
- LEORRI E., FREITAS M.C., ZOURARAH B., ANDRADE C., MELLAS S., CRUCES A., GRIBOULARD R. & LOPES V., 2010** - Multiproxy approach to characterize an overwash deposit: Oualidia lagoon (Moroccan Atlantic coast). *Geogaceta*, **48**, 7-10.
- LINDSTROM M., 1979** - Storm surge turbation. *Sedimentology*, **26** (1), 115-124.
- LUQUE L., LARIO J., CIVIS J., SILVA P.G., ZAZO C., GOY J.L. & DABRIO C.J., 2002** - Sedimentary record of a tsunami during Roman times, Bay of Cadiz, Spain. *Journal of Quaternary Science*, **17** (5-6), 623-631.
- MAAD N., LE ROY P., SAHABI M., BABONNEAU N., GUTSCHER M.A., RABINEAU M. & VAN VLIET-LANOË B., 2010** - Seismic stratigraphy of the NW Moroccan Atlantic continental shelf and Quaternary deformation at the offshore termination of the southern Rif front. *Comptes Rendus Geoscience*, **342** (9), 731-740.
- MASSARI F., D'ALESSANDRO A. & DAVAUD E., 2009** - A coquinoïd tsunamite from the Pliocene of Salento (SE Italy). *Sedimentary Geology*, **221** (1-4), 7-18.
- MCKENNA J., COOPER G. A. J. & JACKSON D. W. T., 2012** - Storm swash terraces: a previously overlooked element of the cliff-shore platform system. *Journal of Sedimentary Research*, **82** (4), 260-269.
- 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 storms and tsunami waves in north-western Morocco. *Natural Hazards*, **59**, 725-747.
- MELLAS S., 2012** - *Evaluation du risque tsunamique sur le littoral atlantique marocain*. Thèse es Sciences, Université Chouaib Doukkali, El Jadida & Université Paul Valéry - Montpellier III, Montpellier, 263 p.
- MHAMMDI N. & MEDINA F., 2015** - Recent tsunami deposits along the Moroccan Atlantic coast. *XIV^e Reunion Nacional de Cuaternario*, Granada, Espagne. 3 p.
- MHAMMDI N., MEDINA F., KELLETAT D., AHMAMOU M.F. & ALOUSSI L., 2008** - Large boulders along the Rabat coast (Morocco); possible emplacement by the november, 1st, 1755 A.D. tsunami. *Science of Tsunami Hazards*, **27** (1), 17-32.
- MORALESA J.A., BORREGO J., SAN MIGUEL B.E.G., LOPEZ-GONZALEZA N. & CARROA B., 2008** - Sedimentary record of recent tsunamis in the Huelva Estuary (southwestern Spain). *Quaternary Science Reviews*, **27** (7-8), 734-746.
- MOREL J.L., 1987** - Observations néotectoniques sur le littoral Atlantique du Maroc septentrional (région de Rabat) : mise en évidence de mouvements compressifs au Pléistocène. *Notes et Mémoires Service Géologique du Maroc*, **43**, 313-319.
- MORTON R.A., GELFENBAUM G. & JAFFE B.E., 2007** - Physical criteria for distinguishing sandy tsunami and storm deposits using modern examples. *Sedimentary Geology*, **200** (3-4), 184-207.
- NEGREDO A.M., BIRD P., SANZ DE GALDEANO C. & BUFORN E., 2002** - Neotectonic modeling of the Ibero-Maghreb region. *Journal of Geophysical Research*, **107** (B11), 2292.
- 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** (1), 1-12.
- OCCHIETTI S., RAYNAL J.-P., PICHET P., DAUGAS J.-P. & ELHAJRAOUI A., 1998** - Calibration du taux d'épimérisation de l'isoleucine par le 14C : exemple du Maroc. *14 C et Archéologie*, 3^e Congrès international, Lyon 6-10 avril 1998, Mémoires de la Société préhistorique française tome XXVI et supplément 1999 de la Revue d'Archéométrie, 1999, Paris, France. Société préhistorique française, p. 33-37.
- PARIS R., WASSMER P., LAVIGNE F., BARTHOMEUF B., DESGAGES E., GRANCHER D., BAUMERT P., VAUTIER F., BRUNSTEIN D. & SARTOHADI J., 2009** - Tsunamis as geomorphic crisis: lessons from the December 26, 2004 tsunami in Lhok Nga, West Banda Aceh (Sumatra, Indonesia). *Geomorphology*, **104** (1-2), 59-72.
- PEDOJA K., HUSSON L., JOHNSON M. E., MELNICK D., WITT P., POCHAT S., NEXER M., DELCAILLAU B., PINEGINA T., POPRAWSKI Y., AUTHEMAYOU C., ELLIOT M., REGARD V. & GARESTIER F., 2014** - Coastal staircase sequences reflecting sea-level oscillations and tectonic uplift during the Quaternary and Neogene. *Earth-Science Reviews*, **132**, 13-38.
- PHANTUWONGRAJ S., CHOOWONG M., NANAYAMA F., HISADA K.I., CHARUSIRI P., CHUTAKOSITKANON V., PAILOPLEE S. & CHABANGBON A., 2013** - Coastal geomorphic conditions and styles of storm surge washover deposits from Southern Thailand. *Geomorphology*, **192**, 43-58.
- PILARCZYK J.E., HORTON B.P. WITTER R.C., VANE C.H., CHAGUÉ-GOFF C. & GOFF J., 2012** - Sedimentary and foraminiferal evidence of the 2011 Thoku-oki tsunami on the Sendai coastal plain, Japan. *Sedimentary Geology*, **282**, 78-89.
- PLAZIAT J.-C., 1984** - Paléobiocénoses et déplacements massifs d'organismes littoraux (madreporaires, mollusques, fruits de *Nypa*) en sédimentation vaso-sableuse perideltaïque. Rôle des courants,

- des tempêtes et des séismes dans l'Ilerdien de Coustouge (Aude, France). *Geobios*, Mémoire Spécial, **8**, 301-312.
- PLAZIAT J.-C., ABERKAN M. & REYSS J.-L.** 2006 - New late Pleistocene seismites in a shoreline series including eolianites, north of Rabat (Morocco). *Bulletin de la Société Géologique de France*, **177**(6), 323-332.
- REIMER P.J., BAILLE M.G.L., BARD E., BAYLISS A., WARREN B.J., CHANDA B.J.H., BLACKWELL P.G., BUCK C.E., BURR G.S., CUTLER K.B., DAMON P.E., EDWARDS R.L., FAIRBANKS R.G., FRIEDRICH M., GUILDERSON T.P., HOGG A.G., HUGHEN K.A., KROMER B., MCCORMAC G., MANNING S., BRONK RAMSEY C., REIMER R.W., REMMELE S., SOUTHON J.R., STUIVER M., TALAMO S., TAYLOR F.W., VAN DER PLICHT J. & WEYHENMEYER C.E.**, 2004 - IntCal04 terrestrial radiocarbon age calibration, 0-26 cal kyr BP. *Radiocarbon*, **46** (3), 1029-1058.
- RETALLACK G. J. & ROERING J. J.**, 2012 - Wave-cut or water-table platforms of rocky coasts and rivers? *GSA Today*, **22** (6), 4-10.
- ROEP TH. B., DABRIOCRISTINO J., FORTUIN A.R., POLO C. & MARIA D.**, 1998 - Late highstand patterns of shifting and stepping coastal barriers and washover-fans (late Messinian, Sorbas Basin, SE Spain). *Sedimentary Geology*, **116** (1-2), 27-56.
- ROUCH J.**, 1931 - Le Maroc maritime français, notice météorologique et océanographique. *Mémoires de la Société des Sciences Naturelles du Maroc*, **28**, 22 p.
- SCHEFFERS A. & KELLETAT D.**, 2003 - Sedimentologic and geomorphologic tsunami imprints worldwide - a review. *Earth-Science Reviews*, **63** (1-2), 83-92.
- SCHEFFERS A. & KELLETAT D.**, 2005 - Tsunami relics on the coastal landscape west of Lisbon, Portugal. *Science of Tsunami Hazards*, **23**(1), 3-16.
- SCHEFFERS A. & KINIS S.**, 2014 - Stable imbrication and delicate/unstable settings in coastal boulder deposits: Indicators for tsunami dislocation? *Quaternary International*, **332**, 73-84.
- SCHNEIDER J.-L.**, 2013 - *Les traumatismes de la Terre. Géologie des phénomènes naturels extrêmes*. Vuibert, 240 p.
- SCHNEIDER J.-L., CHAGUÉ-GOFF C., BOUCHEZ J.-L., GOFF J., SUGAWARA D., GOTO K., JAFFE B. & RICHMOND B.**, 2014 - Using magnetic fabric to reconstruct the dynamics of tsunami deposition on the Sendai Plain, Japan-The 2011 Tohoku-oki tsunami. *Marine Geology*, **358**, 89-106 p.
- SISSINGH W.**, 2008 - Punctuated Neogene tectonics and stratigraphy of the African-Iberian plate-boundary zone: concurrent development of Betic-Rif basins (southern Spain, northern Morocco). *Netherlands Journal of Geosciences - Geologie en Mijnbouw*, **87** (4), 241-289.
- SITEL A.**, 1996 - *Études géomorphologiques et sédimentologiques des dépôts quaternaires littoraux entre Casablanca et Bouznika (Meseta côtière marocaine)*. Thèse de 3^e cycle, Université Mohammed V, Rabat, 184 p.
- SMIT J., LAFFRA C., MEULENAARS K. & MONTANARI A.**, 2012 - Probable late Messinian tsunamites near Monte Dei Corvi, Italy, and the Nijar Basin, Spain: expected architecture of offshore tsunami deposits, *Natural Hazards*, **63** (1), 241-266.
- STUIVER M., REIMER P.J., BARD E., BECK J.W., BURR G.S., HUGHEN K.A., KROMER B., MCCORMAC G., VAN DER PLICHT J., & SPURK M.** 1998a - INTCAL98 Radiocarbon age calibration, 24,000-0 cal. BP. *Radiocarbon*, **40** (3), 1041-1083.
- TEXIER J.-P., RAYNAL J.-P., LEFÈVRE D., DAUGAS J.-P. & SBIHI-ALAOUI F.-Z.**, 2008 - Le site néolithique de Rouazi à Skhirat (Maroc): contexte stratigraphique et évolution morphodynamique de son environnement littoral. *Quaternaire*, **19** (3), 239-247.
- TUTTLE M.P., RUFFMAN A., ANDERSON T. & HEWITT J.**, 2004 - Distinguishing tsunami from storm deposits in eastern North America. The 1929 Grand Banks tsunami versus the 1991 Halloween storm. *Seismological Research Letters*, **75** (1), 117-131.
- VÖTT A., BARETH G., BRÜCKNER H., CURDT C., FOUNTOULIS I., GRAPMAYER R., HADLER H., HOFFMEISTER D., KLASSEN N., LANG F., MASBERG P., MAY S. M., NTAGERETZIS K., SAKELLARIOU D. & WILLERSHÄUSER T.**, 2010 - Beachrock-type calcarenitic tsunamites along the shores of the eastern Ionian Sea (western Greece) case studies from Akarnania, the Ionian Islands and western Peloponnese. *Zeitschrift für Geomorphologie*, Supplementary issues, **54** (Suppl. 3), 1-50.
- VÖTT A., BRÜCKNER H., BROCKMÜLLER S., HANDL M., MAY S.M., GAKI-PAPANASTASSIOU K., HERD R., LANG F., MAROUKIAN H., NELLE O. & PAPANASTASSIOU D.**, 2009 - Trace of Holocene tsunamis across the Sound of Lefkada, NW Greece. *Global and Planetary Change*, **66** (1-2), 112-129.
- WANG P., & HORWITZ M.H.**, 2007 - Erosional and depositional characteristics of regional overwash deposits caused by multiple hurricanes. *Sedimentology*, **54** (3), 545-564.
- WASSMER P., BAUMERT P., LAVIGNE F., PARIS R. & SARTO-HADIJ.**, 2007 - Faciès et transferts sédimentaires associés au tsunami du 26 décembre 2004 sur le littoral au nord-est de Banda Aceh (Sumatra, Indonésie). *Géomorphologie*, **4**, 335-346.