ROYAUME DU MAROC
Université Mohammed V - RABAT -
جامعة محمد الخامس – الرباط –
Faculté des sciences
كلية العلوم
CENTRE D'ETUDES DOCTORALES - SCIENCES ET TECHNOLOGIES

N° d'ordre : 3464

THESE

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

Centre de Recherche : *GEOPAC*
Structure de Recherche : *Géophysique et Risques Côtiers*
Discipline : *Géophysique et Géologie Marine*
Spécialité : *Géophysique, Géologie Marine et Risques Côtiers*

Présentée et soutenue le 25/05/2021 par :

Mohamed Ali GEAWHARI

Etude morphodynamique de dunes sous-marines, en contexte estuarien, par l'utilisation de l'imagerie acoustique très haute résolution (Estuaire d'Oued Loukkos)

Analyse spatio-temporelle des processus hydro-sédimentaires

JURY

Mohamed FEKHAOUI	PES, Institut Scientifique, Université Mohammed V - Rabat	Président
Saïda NIAZI	PES, Faculté des Sciences, Université Mohammed V - Rabat	Rapporteur/ Examinateur
Abdelfatah TAHIRI	PES, Institut Scientifique, Université Mohammed V - Rabat	Rapporteur/ Examinateur
Abdelaziz MRIDEKH	PES, Faculté des Sciences, Université Ibn Tofaïl - Kénitra	Rapporteur/ Examinateur
Rachid ESSAMOUD	PES, Faculté des Sciences, Université Hassan II - Casablanca	Examinateur
Miloud ABUDIB	Docteur, Directeur Général SatramMarine Groupe - Casablanca	Invité
Sanae EL AMRANI	Docteur, Directrice des Ports et du Domaine Public Maritime – Ministère de l'Equipement, du Transport, de la Logistique et de l'Eau - Rabat	Invité
Nadia MHAMMDI	PES, Institut Scientifique, Université Mohammed V - Rabat	Co-directeur de Thèse
Abdellah AMMAR	PES, Faculté des Sciences, Université Mohammed V - Rabat	Directeur de Thèse

Année Universitaire : 2020/2021

A Mes chers parents

De tous les parents vous êtes les meilleurs

A ma Famille

A mon Prince Mohamed Firas

Avant-propos

Je tiens à remercier tous ceux que j'ai croisés pendant cette thèse qui, par leur soutien, leurs conseils, aides et encouragements ont contribué, de près ou de loin, à la concrétisation de ce travail.

Tout d'abord, je souhaite remercier les personnes qui sont à l'initiative de ce projet et qui ont encadré mon travail : **Abdellah AMMAR** (Université Mohammed V), **Nadia MHAMMDI** (Université Mohammed V), avec la participation de **Lloyd HUFF** (Université de New Hampshire) et **Athena TRAKADAS** (Université de Danemark Sud). Je vous remercie de m'avoir accordé votre confiance tout au long de cette thèse. Aucune dédicace, aucun mot ne pourrait exprimer à leur juste valeur la gratitude et l'amour que je vous porte. Je souhaite à tout thésard d'avoir un tel encadrement. J'adresse également mes remerciements aux membres du centre de recherche GEOPAC (*Geophysics, Natural Patrimony and Green Chemistry*) et spécialement ceux de la structure de recherche 'Géophysique et Risques Côtiers'. Mon intégration au sein de cette structure pour mes recherches s'est faite naturellement et a été agréable.

Je voudrais d'abord exprimer toute ma gratitude profonde à Monsieur **Abdellah AMMAR**, mon directeur de thèse, pour m'avoir prodigué, avec une constance et des qualités humaines et scientifiques exceptionnelles, j'exprime toute mon admiration pour la qualité de l'enseignement qu'il nous a dispensé durant mes premières années à la fac, il nous a fait bénéficier de son expérience et sa compétence scientifique dans le domaine de la géophysique marine et spécialement la sismique réflexion. J'ai tout particulièrement apprécié son entière disponibilité ainsi que la confiance qu'il a manifestée à mon égard. Votre attachement au travail bien fait est l'objet de ma considération. Merci aussi pour tous les précieux conseils avisés et les encouragements répétés. Ce fut une chance de vous avoir comme directeur.

Je ne serais surement jamais lancé dans une telle entreprise sans la rencontre de madame la professeur **Nadia MHAMMDI** en 2007, et le stage que j'ai effectué sous sa direction dans le cadre du master. Au-delà de ses qualités notoires de co-encadrente de thèse, c'est d'abord à elle que je dois d'avoir découvert, il y a 13 ans, les moyens d'exploration du monde marin. Elle m'a fait découvrir le monde fascinant de l'océanographie par ses recherches éclairant de bioluminescence l'obscurité de mes connaissances. Je la remercie pour m'avoir accueilli dans son laboratoire et fait découvrir un univers nouveau, m'avoir guidé dans mes recherches et fait

profiter de sa très grande connaissance des sciences marines et de la géophysique marine ; je lui dois comment interpréter les images sonar et les profils sismiques. Dire simplement qu'elle a été co-directeur de cette thèse, serait bien injuste. C'est encore elle qui m'a donnée l'opportunité de participer à différentes missions océanographiques et travailler avec des grands chercheurs de différents pays. Je lui exprime ma plus profonde reconnaissance et admiration de m'avoir dirigé tout au long de ma thèse en me communiquant sa passion. Merci aussi pour tous les précieux conseils, les encouragements permanents, et pour avoir été toujours présente et disponible. Merci pour avoir été une directrice en Or.

Mes remerciements vont également aux membres du jury : je vous remercie d'avoir examiné ce travail, de vos remarques constructives et de vos encouragements.

j'adresse en particulier mes remerciements à Monsieur le Professeur **Mohamed FEKHAOUI**, **Directeur de l'Institut Scientifique**, qui m'a fait l'honneur de présider ce jury. Ce travail est une occasion pour moi d'apprécier l'intérêt qu'il a toujours porté à la recherche Scientifique au seins de notre établissement. Permettez-moi de vous témoigner mon respect et mon estime les plus sincères.

Je tiens à remercier sincèrement Monsieur **Abdelfatah TAHIRI, Professeur et Directeur du Centre de Recherche 'Geophysics, Natural Patrimony and Green Chemistry (GEOPAC)' à l'Institut Scientifique de Rabat**, pour avoir accepté d'etre le rapporteur de cette thèse. J'apprécie sincèrement leur intérêt pour mes travaux ainsi que leurs commentaires avisés. Permettez-moi de vous témoigner mon respect et mon estime les plus sincères.

je tiens à remercier très sincèrement Madame **Saida NIAZI**, **Professeur à la Faculté des Sciences de Rabat**, Je suis très sensible à l'honneur que vous nous faites en acceptant de juger ce travail. Je vous suis vraiment gré pour votre investissement dans l'évaluation de la thèse et pour votre implication très positive. Permettez-moi de vous témoigner mon respect et mon estime les plus sincères.

je tiens à remercier Monsieur **Abdelaziz MRIDEKH**, **Professur à la Faculté des Sciences de Kénitra**, d'avoir accepté de rapporter mon travail. Il a porté un œil critique extérieur des plus bénéfiques pour mon étude par son expertise en géophysique. Qu'il trouve ici l'expression de mes respectueux remerciements.

Je tiens a remercier Monsieur **Rachid ESSAMOUD, Professeur à la Faculté des Sciences de Casablanca**, d'avoir bien voulu être rapporteur de mes travaux. Je vous suis reconnaissant d'avoir porté votre regard d'experte sur mon manuscrit et de vos remarques on ne peut plus pertinentes pour l'améliorer. Je tiens ici à l'assurance de toute ma gratitude.

Je tiens a remercier également Madame le Docteur **Sanae EL Amrani**, **Directrice des Ports et du Domaine Public Maritime (DPDPM)**, en dépit de ses charges multiples et autrement plus importantes, me fait un grand honneur de faire partie de ce jury. C'est une faveur à laquelle je suis très sensible et je tiens à l'assurer de toute ma gratitude. Qu'il me soit permis à travers ce travail de vous témoigner mon estime les plus sincères.

je témoigne ma plus vive reconnaissance à Monsieur le Docteur **Mulud ABUDIB**, **Directeur Général du Groupe Satrammarine-Drapor**. C'est pour moi un grand honneur que vous soyez présent à ma soutenance. C'est une grande chance de pouvoir compter parmi les membres de jury un grand homme du domaine maritime. Je le remercie chaleureusement de la confiance et de la disponibilité qu'il m'accorde. Mais ces remerciements vont un peu plus loin que sa seule présence car il a toujours suivi avec un grand intérêt le déroulement de mes travaux comme il a su canaliser mon enthousiasme pour les géosciences marines.

Il m'a toujours accordé sa confiance depuis le début de notre rencontre (dès mon premier jour à MedOcean), et m'a depuis toujours soutenu et encouragé sans cesse. Cette thèse est une occasion pour moi d'apprécier ses qualités humaines qui sont à la hauteur de ses qualités professionnelles. Il me fait réellement plaisir et raffermit mon sentiment d'appartenance à la grande famille de Satram Marine – Drapor. Qu'il me soit permis de vous remercier et de vous exprimer mon estime et profond respect.

Dans le cadre du projet Loukkous Survey émanant de la convention tripartie qui lie Institut scientifique/INSAP/Université de Southampton, initié en 2008 (responsables Mhammdi Nadia-Athena Trakadas) :

j'ai eu la chance de côtoyer Pr. **Lloyd Huff,** Directeur de L.C. Huff Consultancy LLC ; Professeur émérite au Centre d'hydrographie pour la cartographie côtière et océanique (Centre for Coastal and Ocean Mapping) à l'Université du Hampshire et auparavant chef de la technologie hydrographique pour le 'National Oceanographic and Atmospheric (NOAA)', un homme de grande valeur, Que pourrais-je dire de lui que l'on ne sache déjà ? Le grand tuteur dont j'avais besoin pour conduire à bon port mes recherches et divagations. Il a été le phare qui a guidé mes pas dans le brouillard et qui m'a ouvert les yeux sur différentes façons de

percevoir les choses quand je manquais de discernement. Il a contribué à ma formation et a joué un rôle important dans ma "trajectoire géophysique au sens large". Comme chef de deux missions à Oued Loukkos, il m'a d'abord fait découvrir un environnement de nouvelle technologie, il m'a patiemment enseigné le fonctionnement délicat des appareils géophysiques, ainsi que les équipements de positionnement, de CTD et de courantomètre. De la même façon qu'un oiseau pousse son petit au vide pour qu'il apprenne à voler, il m'a poussé à manipuler toutes les équipements, notamment l'AUV et les outils de la sismique réflexion. Son enthousiasme pour la science et la nature m'a toujours inspiré au long de ces années, et je crois que cet impact durera pour toujours dans ma vie.

Je tiens à le remercier de m'avoir toujours accordé sa confiance depuis le début de notre rencontre, merci de m'avoir aidé à traiter ce sujet, par votre pédagogie, le savoir que vous m'avez transmis. Le présent mémoire doit également beaucoup à leurs corrections. Il a pris la peine de traduire toute la thèse du français en anglais pour faire les corrections qui ont contribué à améliorer notablement ce manuscrit. Je ne le remercierai jamais assez pour tout ce qu'il a fait pour moi.

Je tiens à témoigner ma profonde reconnaissance à **Dr. Athena TRAKADAS** (professeur associé, programme d'archéologie maritime, Université du Danemrak du Sud) archéologue, amoureuse de l'ère romaine. Je la remercie de m'avoir conseillé durant toute cette thèse en me faisant bénéficier de ses précieux conseils, de m'avoir guidé dans mes recherches, corrigé mes articles et fait profiter de sa très grande connaissance en archéologie marine. plus de l'investigation marine, je n'oublierai pas les découvertes qu'on a effectué à Lixus par l'utilisation de la géophysique terrestre, soit la tomographie soit le magnétisme. elle m'a donné une autre thématique de l'utilisation de l'approche géophysique. Je la remercie pour les opportunités et le dynamisme qui crée au niveau des nouvelles perspectives professionnels, pour m'avoir accueilli dans sa propre maison pendant ma visite au Danemark. Là où j'ai fait, grâce à elle, la rencontre de géophysiciens, d'océanographes et d'archéologue dans une ambiance studieuse mais toujours décontracté et joyeuse. Athéna, une grande amitié est née, jour après jour, amitié que le temps ne pourra pas effacer.

Je tiens à exprimer ma reconnaissance à Monsieur le professeur **Mustapha LABRAIMI** qui, en tant que l'ancien chef du laboratoire, m'a accueilli au sein du laboratoire GEOMAP (Géologie Multidisciplinaire et appliquée) à la faculté des Sciences de Rabat. Je regrette que

l'on n'ait pas eu l'occasion de plus travailler directement ensemble. Vos conseils, tant sur le plan méthodologique que technique, ont toujours été pour moi très précieux.

Dans le cadre du projet Gries Portugal-CNR Maroc 2011-2012 : "Caractérisation des environnements sédimentaires Marocains entre Tanger et Casablanca : Dynamique et enregistrement des processus sédimentaires". Qui a lié Institut Hydrographique de Lisbonne- à l'Institut Scientifique (responsable Mhammdi N. A. Oliveira, et du projet europeen "HERMES"2005-2009 : "Hotspot ecosystem Research on the margins European seas". résponsable: P. Weaver. Southampton Oceanography Centre, Angleterre. 44 partenaires. (Mhammdi N. responsable Marocain) :

je tiens à exprimer ma reconnaissance à **Dr. Joao VITORINO**, Océanographe de l'institut hydrographique portugaise,et chef de la mission Oceanographique **IHPT2009-HERM02,** qui m'a accueilli à bord du navire « NRP Almirante Gago Countinho ». Il m'a permis en outre de découvrir les missions en mer pour la première fois. C'est à lui que je dois ma première campagne en atlantique et les joies de découvrir le travail en équipe à bord d'un navire océanographique. J'ai ainsi découvert la vie à bord d'un navire scientifique : les quarts de 00h00 à 04h00 et de 12h00 à 16h00 où l'on sent l'adrénaline qui maintient éveillé. Je ne pourrais pas oublier ici **Anabela OLIVEIRA** et **Sandra SILVA** avec qui j'ai travaillé pour la sismique réflexion par l'utilisation du BOOMER, **Inês MARTINIS** pour la collecte des données courantomètriques par le déploiement des lignes de mouillage à 2000 m de profondeurs, **Rita ESTEVES** et **Catarina BAPTISTA** pour les prélèvements des échantillons sédimentaires et les analyses des paramètres physico-chimiques des eaux. Ils m'ont toujours aidé à manipuler les différents équipements et les outils informatiques conçus pour l'acquisition de données. Je remercie également le commandant du navire Bessa Pacheco pour son accueil et sa gentillesse à tout moment.

Dans le Cadre de l'Action intégrée 2008-2016 : « Evolution cénozoïque et quaternaire de la plate-forme atlantique marocaine : contrôle climatique en contexte semi-aride et enregistrements des déformations atlasiques : Implications environnementales". Entre Institut Scientifique RABAT et université de Lille1, France (Responsable Mhammdi N.- Trentesaux A.) :

J'adresse de vifs remerciements, à **Alain TRENTESEAUX** professeur à l'université de Lille-1, pour m'avoir accueilli dans son laboratoire d'Océanologie et de Géosciences (LOG). Il m'a permis, en relation avec ma thèse, de réaliser des analyses granulométriques par le

granulométre laser (Malvern) ainsi que le traitement et l'interprétation des profils sismiques par le logiciel KingDom-Suite. je lui suis très reconnaissant pour sa gentillesse, ses conseils scientifiques, ses données bibliographiques, ainsi de m'avoir guidé dans ces travaux en me faisant profiter de sa très grande connaissance dans le domaine d'océanographie et de sédimentologie. Je tiens également à remercier très fort, à travers lui, toute son équipe pour leurs gentillesse, on entamait toujours des discussions scientifiques très enrichissantes.

Je voudrais aussi exprimer ma reconnaissance à la société **OceanServer**, la première société américaine spécialisée dans le développement et la commercialisation de véhicules sous-marins autonomes (AUV). elle nous a fait bénéficier des premiers modèles d'AUV, le Iver 2 qui était un prototype utilisé pour la première fois dans cette étude, et le modèle Iver 2-62, qui est une version plus développée, équipée d'un multifaisceau et un sonar à balayage latéral. Je remercie spécialement **Jaeson AILLO** et **Eric WINGATE**, ingénieurs de OceanServer, pour m'avoir formé à l'utilisation et la manipulation de ces équipements ainsi de m'avoir bénéficié d'une solide formation sur le support informatique pour manipuler ces drones océanique.

Dans le cadre des relations qu'entretienent l'Institut scientifique et le Ministère des affaires etrangéres en terme de participation aux campagnes océanographiques qui traversent les eaux marocaines, j'exprime ma très profonde gratitude de l'association '**Sea Education Association'** de m'avoir permis de naviguer à bord du navire Américain SSV Crowith Cramer et de participer avec eux à l'ambitieux programme d'observations pluridisciplinaires au large des côtes espagnoles et marocaines. ils m'ont permis d'acquérir une expérience professionnelle d'une richesse incomparable et de partager une aventure scientifique exceptionnelle.

Mes remerciement sincères vont en suite à Monsieur le professeur **Chuck LEA**, Océanographe à l'Institut Océanographique de Woods Hole aux Etats Unis, et Madame la professeur **Mary MALLOY**, spécialisés en histoire et la littérature maritimes à la Sea Education Association à Woods Hole et à l'Université Harvard, pour leur gentillesse et leur confiance en m'impliquant directement dans tous les travaux réalisés. Même s'ils n'ont pas contribué directement à la thèse, J'apprécie sincèrement leur intérêt pour mes recherches ainsi les discussions scientifiques et culturelles qu'on a eues a conduit toujours à une variété d'échanges très enrichissants et élargi ma vision de l'univers professionnel. A bord Crowith Cramer, je n'étais pas seulement en tant qu'observateur mais aussi en tant que scientifique

impliqué dans tous les travaux et responsable des levés de sismique réflexion. Ceci m'a permis, d'une part, de partager des connaissances et des informations acquises, et d'autre part, d'améliorer mes connaissances de la marge continentale du Maroc.

Je tiens à remercier très profondément **Mr. Elliot RAPPAPORT**, le capitaine de Corwith Cramer pour son aide, sa confiance et sa contribution à la bonne réalisation de la campagne. A travers lui, je voudrais remercier tous les membres de l'équipage **Abby CAZEAULT**, **Becky SLATTERY** et **Willy LEATHERS** pour leur gentillesse et leur coopération et spécialement **Ryan SHAMBURGER** et **Gabrielle PAGE** qui m'ont appris comment naviguer par un bateau à voile, comment faire les nœuds marin et beaucoup de choses sur l'astronomie. Merci à toute l'équipe de la mission C255 sans qui cette campagne n'aurait pu se faire dans la bonne humeur : Adam ceely, Alex Creed, Amie Lonza, Becky Block, Countney Moore, Genny Francis, Greg Shoemaker, Jennifer Seely, Rudi Hanz, Maggie Caputi, Maya Knight, Merry Richter, Sophia Jannetty, Sophia Mae, Verocina Onge.

J'apprécie énormément le personnel du ministère des affaires étrangères et de l'ambassade américaine au Maroc qui ont fait le nécessaire pour que je puisse participer à cette mission. Ils ont fait preuve d'un professionnalisme de très haute qualité. Je souhaite également exprimer mes remerciements à son Excellence, Monsieur **l'Ambassadeur des Etats-Unis** en Espagne, **James COSTOS**, qui m'a adressé des paroles d'encouragement très touchantes lors de sa visite à bord du navire.

Je tiens à remercier **Dr. Hicham HASSINI**, Conservateur du site archéologique de Lixus, Larache, pour avoir mis à notre disposition l'ensemble des moyens nécessaires au bon déroulement des missions à Oued Loukkos.

Les programmes multidisciplinaires dans lesquels ont été effectué ce travail ont été l'occasion de nombreux échanges, au travers de missions océanographiques, rapports, réunion ou colloques. Un grand Merci à tous les participants de ces différents programmes :

Dr. **Ayoub Filali Zegzouti**, Professeur à ISPITS Rabat (Professeur d'éco-toxicologie marine, Institut supérieur des professions infirmières et Techniques de Santé, Rabat (ISPITS)), j'ai toujours été impressionné par votre connaissance scientifique. Il est parmis les gens qui m'ont inspiré énormement et ont participé à élargir ma vison du domaine professionnel. **Scott Chaussée**, géophysicien chez Wessex Archeology au Royaume-Uni, j'ai

travaillé avec lui pour les levés magnétométrique terrestre à l'entoure du site archéologique Lixus. Il a toujours répondu gentiment à mes milliers de questions.

Lors de la mission geophysique d'Oued Bouregreg realisé dans le project **CBDAMM**2016-17:"**C**apacity **B**uilding of **D**ata **A**cquisition **M**ethods with a view to promoting natural and cultural heritage management practices in **M**orocco" project financé par FACE programme (Fund for Academic Cooperation and Exchange between Denmark and the Arab World), Ministry of Foreign Affairs of Denmark leadé par Mhammdi N. et Athena Trakadas. Je tiens à remercié, **Dr. David GREGORY,** professeur chercheur au musé national du Danemark, pour sa sympathie et son enthousiasme pour les sciences marines. **Jørn Bo JENSEN**, Chef du Département de géologie Marine à GEUS au Danemark, et **Lars GEORG Rödel**, hydrographe à GEUS (Geological Survey of Danemark and Greenland), **Dr. Zayd AL-HAMDANI** chef département de Géologie Marine à GEUS (Geological Survey of Danemark and Greenland), merci pour les conversations scientifiques intéressantes que l'on a eu pendant notre rencontre au Danemark et au Maroc.

Je remercie aussi vivement tous les spécialistes en archéologie marine dont j'ai eu l'honneur de les rencontrer durant ces années et surtout mentionner **Dr. Matthew HARPSTER**, professeur à l'université de Koç aux Etas-Unis, **Dr. Azzedine KARA** expert national du patrimoine subaquatique et Directeur Régional de la Culture et Président du Conseil Scientifique et technique relatif à la convention de l'UNESCO sur le Patrimoine Culturel Subaquatique.

Un grand merci également à **Dr. Mahmoud ZIZI,** ancien responsable à l'Office National d'Hydrocarbures et des Mines (ONHYM), pour son intérêt à mes recherches. Nos discussion dans son bureau et au durant ma participation au congrès de MAPG–AAPG (Moroccan Association of Petroleum Geologists).

Je tiens à remercier vivement les autorités du port de Larache, **Gendarmerie Royale**, **Marine Royale**, **Autorités locales** et au **Capitainerie du port** pour leur professionnalisme et leur contribution à la bonne réalisation des missions dans l'estuaire d'Oued Loukkos.

Mes sincères remerciements vont au Monsieur le professeur **Saaid AMZAZI**, et son successeur Monsieur le professeur **Mohammed REGRAGUI** respectivement le Doyens de la faculté des Sciences de Rabat, et Monsieurs le professeurs **professeurs M. SAGHI, A. EL HASSANI et M. FEKHAOUI**, respéctivement Directeurs de l'Institut Scientifique, pour leur

soutien aux doctorants et l'intérêt qu'ils ont toujours porté à la recherche scientifique au sein de notre établissement. Qu'ils trouvent ici, l'expression de mes sentiments les plus respectueux.

Un remerciement spécial aux professeurs de l'IS tout département confondu, aux personnels de l'Institut Scientifique et aux techniciens du département de physique du Globe pour leur aide, assistance et implication. Comme je remercie infiniment l'ensemble du département des Sciences de la Terre à la Faculté des Sciences de Rabat et département de physique du Globe à l'institut Scientifique pour m'avoir offert la possibilité de réaliser mon travail de thèse dans des bonnes conditions.

J'adresse mes plus profondes reconnaissances à Monsieur **Mustapha AZIZ** le Président Directeur Général du Groupe Satram Marine - Drapor, qui, en m'ouvrant il y a 5 ans les portes du groupe, m'a fait l'honneur d'appartenir à cette société citoyenne qui a longtemps été la perle de la mer. Je vous remercie de l'intérêt que vous portez toujours à mes recherches. Ceci découle de votre volonté de modernisation de la société et surtout de mener la recherche, dans un esprit d'équipe solidaire, sur les différentes questions en rapport avec le rôle scientifique dans le développement du monde marin. vos stratégie ne peut que nous inspire satisfaction, sachant que ceci rejoint nos aspirations et les objectifs que nous voulons atteindre, afin que MedOcean et tout le groupe puisse accéder à la place qui lui convient, en Afrique et le Monde entier, et dont elle est digne. Soyez assuré, Monsieur, de ma grande motivation et de mon investissement total pour l'entreprise.

Je veux témoigner ma plus vive reconnaissance à Monsieur **Tawfik CHEIKH**, Directeur Général Délégué de la Société Drapor et Monsieur **Hassan AYAD**, Directeur Général Délégué de la société RIMAL, pour leur aide constante et amicale, et pour sa collaboration scientifique dynamique. Je les remercie aussi pour leurs qualités humaines qui sont à la hauteur de leurs qualités professionnelles. Il me fait réellement plaisir et raffermit mon sentiment d'appartenance à la grande famille de Satram Marine – Drapor.

Je dédié ce travail respectueusement à la mémoire du Feu **Hamid EL GAMALI** directeur général délégué de MedOcean. Il m'est difficile et douloureux d'écrire des mots de remerciement à cette personne qui a marqué ma vie professionnelle. Ecrire ces mots alors que la blessure est encore vive n'est pas une tâche aisée. Ceci est un acte qui me replonge dans la douleur intense que je l'ai ressentie le jour où il nous a quitté à la demeure de la survie. C'est lui qui m'a amené à MedOcean. Il a toujours trouvé comme Directeur de MedOcean le juste

équilibre entre la liberté qu'il m'a laissée dans mes recherches et dans la détermination des pistes à suivre, d'une part, et un soutien total et sans faille dans les moments délicats, d'autre part. De lui, j'ai toujours reçu non seulement les encouragements dont le doctorant a tant besoin, mais aussi les précieux conseils pratiques que seul un homme, ayant des qualités humaines comme lui, peut amener à prodiguer.

Je témoigne également ma plus vive reconnaissance à Monsieur **khalid LOUDIYI**, Capitaine de vaisseau et responsable de la **D**ivision **H**ydrographie, **O**céanographie et **C**artographie de la **Marine Royale (DHOC)**. J'ai eu l'honneur de le côtoyer dans différents événements où nous avons eu de très nombreuses et agréables discussions sur plusieurs thèmes comme l'hydrographie et la circulation océanique, la cartographie des fonds océaniques, l'évolution du trait de côte et le changement du niveau marin. j'ai pu apprécier ses grandes qualités, humaines et professionnelles. Je vous remercie énormément de l'intérêt que vous avez porté à mes recherches

Je veux aussi rendre un chaleureux hommage aux étudiants et chercheurs du Laboratoire GEOMAP et Physique de Globe, copains de souffrance et de discussion scientifique, politique, artistique et gastronomique : **Mohamed El Abbassi**, **Zaineb Belkhayat**, **Yacine Frihmate**, **Hicham Ait Raoui, Marouane Hilmi, Mohamed Essalmi**, **Rajae El Oula** et un remerciement spécial à **Hasna El Jirari** qui m'a aidé durant toutes les missions effectuées à Oued Loukkos, quelques lignes ne suffiront certainement pas à te donner toute la mesure de ma gratitude. Merci enfin et surtout à **Fati Montserrat Saoud,** je suis fier de toi et de nos projets. Cette thèse t'est dédiée.

Résumé

Cette thèse a pour objectif d'étudier le fonctionnement des systèmes sédimentaires dans un estuaire de côte atlantique du Maroc. La zone d'étude s'étend depuis l'embouchure d'Oued Loukkos jusqu'à 15 km en amont. L'étude a combiné des observations de l'interface eau-sédiment avec la visualisation de la subsurface par l'utilisation des techniques d'investigation bien avancée, notamment le véhicule sous-marin autonome (AUV), équipé de sonar à balayage latéral et de sondeur multifaisceau, et les outils de la sismique réflexion. Des données supplémentaires ont été acquises à l'aide d'un moyen nautique local équipé d'un système de positionnement DGPS et système de vidéo sous-marine. Il s'agit de la réalisation des mesures de courant et des Conductivité-Température-Profondeur (CTD) pour les eaux de surface le long de l'estuaire et sur toute la tranche d'eau pour 103 stations. Environ 100 échantillons de sédiments ont été prélevés, dont les analyses ont indiqué une grande diversité dimensionnelle sur le lit d'Oued Loukkos, allant des argiles aux sables grossiers.

Plus de 100 kilomètres de profils sismiques et sonar à balayage latéral ont été effectués dans l'estuaire, ce qui a fourni des informations précieuses sur les caractéristiques de 863 dunes. Les paramètres morphologiques des dunes ont été mesurés selon une approche stricte utilisant le système de géométrie (longueur, hauteur d'inclinaison, etc.). Les dunes moyennes constituaient la classe de dunes la plus fréquente dans la zone d'étude avec un pourcentage de 51% des dunes identifiées. Les classes de petites, grandes et très grandes dunes représentaient respectivement 30%, 9% et 2% des dunes identifiées sur le lit du fleuve. La force entre les dynamiques fluviales et marines d'une part, et la force entre le flot et le jusant d'une autre part est l'un des facteurs de contrôle en termes de répartition de différentes dimensions des dunes. D'un point de vue descriptif, ce travail est une première dans l'identification des dunes dans un estuaire marocain en précisant leurs géométries.

Mots-clefs (5) : Oued Loukkos, Estuaire mésotidal ; dunes subaquatiques, géophysique marine, imagerie acoustique, sismique réflexion, sédimentologie

Summary

This thesis study concerns the sedimentary system in an estuary on the Atlantic coast of Morocco. The study area started at the mouth of the Oude Loukkos and extended 15 km upstream. An Autonomous Underwater Vehicle (AUV) outfitted with three sonar systems was used to investigate/document the sedimentary bedforms on the bottom of the estuary. Additional survey data were acquired using a seven-meter-long fisherman's boat as a manned survey platform and outfitted for acoustic subbottom profiling, GPS positioning, video imaging of underwater and shoreline scenes, carrying out conductivity-temperature-depth (CTD) measurements along the surface waters of the estuary, and occupying 103 stations for CTD vertical profiling of the water column. Approximately 100 sediment samples were taken, whose analyses indicated that a wide diversity of sediment grain sizes were present in the estuary, varying from clays thru coarse sands.

100 kilometres of hydrographic track-line soundings, seismic profiles and sidescan sonar were acquired within the estuary, which provided valuable insights into the physical characteristics of 863 dunes. The morphological parameters of the dunes were measured using a strict approach employing the geometry system (length, incline height, etc.).

Accounting for 51% of the identified dunes, medium dunes were the most frequently occurring dune class in the study area. The small, large, very-small and very-large dune classes made up 30%, 9%, 6%, and 2%, respectively, of the dunes identified on the river bed.

From a descriptive point of view, this work is a first in the identification of dunes in a Moroccan estuary by specifying their geometries.

Key Words: Oued Loukkos, Mesotidal Estuary, Underwater Dunes, Marine Geophysics, Acoustic Imagery, Seismic Reflection, Sedimentology

Table des matières

Avant-propos

Résumé

Liste des figures i

Liste des tableaux viii

INTRODUCTION ..... - 1 -

CHAPITRE I – CADRE GÉNÉRAL

I BACKGROUND : DEFINITION ET ETAT DE L'ART SUR LES DUNES ..... - 6 -

I.1 Définition et conception ..... - 6 -

I.2 Classification ..... - 10 -

I.3 Caractéristiques morphologiques des dunes ..... - 13 -

I.3.1 Paramètres longitudinaux ..... - 14 -

I.3.2 Paramètres transversaux ..... - 20 -

I.3.3 Indices morphologiques ..... - 20 -

I.3.4 Morphologie transversale ..... - 22 -

I.3.5 Morphologie longitudinale (forme bi et tridimensionnelles) ..... - 24 -

I.4 Evolution morphologique des dunes ..... - 27 -

I.4.1 Formation des dunes ..... - 27 -

I.4.2 Facteurs de contrôle de la formation et du développement des dunes ..... - 30 -

I.4.3 Domaine de stabilité ..... - 38 -

I.4.4 Architecture interne des dunes ..... - 41 -

I.5 Evolution des dunes ..... - 49 -

I.5.1 Le mode du transport ..... - 50 -

I.5.2 Dunes surimposées ..... - 53 -

I.5.3 Mobilité des dunes ..... - 54 -

II ZONE D'ETUDE – Estuaire d'Oued Loukkos ..... - 56 -

II.1 Paramètres physiques ..... - 56 -

II.1.1 Contextes géographique et géomorphologique ..... - 56 -

II.1.2 Cadre Géologique et structural ..... - 58 -

II.1.3 Contexte morphologique ..... - 60 -

II.2 Paramètres climatologique et hydrographique ..... - 63 -

II.2.1 Contexte climatique ..... - 63 -

II.2.2 Climat maritime ..... - 65 -

CHAPITRE II – MÉTHODES D'INVESTIGATIONS ..... - 67 -

I ACQUISITION DE DONNEES ..... - 68 -

II OUTILS DE CARACTERISATION DES FONDS D'OUED LOUKKOS ..... - 69 -

II.1 AUV (Autonomous Underwater Vehicle) ..... - 70 -

II.1.1 Description de l'AUV ..... - 72 -

II.1.2 Programmation des missions ..... - 75 -

II.2 Echosondeur Knudsen 320M ..... - 76 -

II.3 Monofaisceau ..... - 78 -

II.4 Mesures de paramètres physico-chimiques des eaux de l'Oued Loukkos ..... - 79 -

II.5 Equipement de prélèvement de sédiments ..... - 81 -

II.5.1 Méthode analytique ..... - 83 -

II.5.2 Rappel ..... - 84 -

II.6 Prises de vues vidéo ..... - 89 -

CHAPITRE III – HYDRODYNAMISME ET PHYSICO-CHIMIE DES EAUX DE L'OUED LOUKKOS

I HYDRODYNAMISME DES EAUX DE L'OUED LOUKKOS ..... - 91 -

I.1 La marée ..... - 91 -

I.1.1 Généralité et définition ..... - 91 -

I.1.2 Amplitude de la marée (marnage) ..... - 92 -

I.1.3 La marée dans les estuaires ..... - 93 -

I.1.4 Les courants de marée ..... - 94 -

I.2 Mesures marégraphiques d'Oued Loukkos ..... - 95 -

I.2.1 Technique de mesure ..... - 95 -

I.2.2 Caractéristique hydrodynamique ..... - 97 -

I.2.3 Courant de marée ..... - 98 -

I.3 La seiche ..... - 99 -

I.3.1 Généralité ..... - 99 -

I.4 Seiche observé dans le port de Larache ..... - 104 -

I.4.1 Analyse des résultats de la seiche observée dans le port de Larache ..... - 104 -

I.4.2 Causes de la seiche dans le port de Larache ..... - 108 -

I.4.3 L'importance de comprendre la seiche dans le port de Larache ..... - 111 -

II PARAMETRES PHYSICO-CHIMIQUES DES EAUX DE L'OUED LOUKKOS ..... - 119 -

II.1 Variation spatio-temporelle de la température ..... - 119 -

II.2 Variation spatio-temporelle de la salinité ..... - 121 -
II.3 Densité des eaux d'Oued Loukkos ..... - 124 -
II.4 Influence de la topographie du fleuve sur la répartition de la salinité ..... - 124 -
II.5 Conclusion ..... - 125 -

CHAPITRE IV – CARACTERSITIQUES MORPHOLOGIQUE DU FOND D'OUED LOUKKOS

I CARACTERISTIQUE BATHYMETRIQUE ..... - 139 -
I.1 Fosse de la pointe blanche ..... - 142 -
II AFFLEUREMENT ROCHEUX DANS L'OUED LOUKKOS ..... - 143 -
II.1 Affleurements au niveau de l'embouchure ..... - 143 -
II.2 Affleurement au niveau de la pointe blanche ..... - 144 -
II.3 Blocs rocheux de la zone D ..... - 145 -
III CAILLOUTIS DANS L'OUED LOUKKOS ..... - 146 -
III.1 Cailloutis des rives ..... - 147 -
III.1.1 Cailloutis de la zone B ..... - 147 -
III.1.2 Cailloutis de la zone C la pointe blanche) ..... - 147 -
III.1.3 Cailloutis de la zone D ..... - 153 -
III.1.4 Cailloutis de la zone E ..... - 154 -
III.2 Origine des cailloutis ..... - 154 -
IV DEPOT SABLEUX ..... - 156 -
IV.1 Caractéristiques morphologiques des dunes ..... - 158 -
IV.1.1 Dunes de la zone marine ..... - 162 -
IV.1.2 Dunes de la zone fluviale ..... - 164 -
IV.2 Distributions qualitative et quantitative des dunes ..... - 174 -
IV.3 Discussion ..... - 178 -
IV.3.1 Relation entre hauteur et longueur d'onde (largeur) des dunes ..... - 178 -
IV.3.2 Relation entre morphologie des dunes et la profondeur d'eau ..... - 181 -

CHAPITRE V – CARACTERISTIQUES SEDIMENTAIRES DU FOND D'OUED LOUKKOS

I SEDIMENTS SUPERFICIELS ..... - 186 -
I.1 Distribution quantitative et qualitative des fractions granulométriques ..... - 186 -
I.2 Distribution spatiale des paramètres granulométriques ..... - 191 -
I.2.1 La moyenne ..... - 191 -

I.2.2 Indice de classement ..... - 192 -
I.2.3 Indice d'asymétrie (Sk) ..... - 193 -
I.3 Modalités des transports fluviaux ..... - 194 -
I.4 Typologie des prélèvements ..... - 198 -
I.5 Courbes cumulatives ..... - 201 -
I.6 Influence de la granularité des sédiments sur la morphologie des dunes ..... - 203 –

CHAPITRE VI – CARACTERISTIQUES DU SUB-SURFACE D'OUED LOUKKOS

I Rappel – Sismique réflexion ..... - 208 -
II Résultats de la sismique réflexion – Oued Loukkos ..... - 209 -
II.1 Les unités sismiques d'Oued Loukkos ..... - 209 -
II.1.1 Unité 1 (U1) ..... - 209 -
II.1.2 Unité 2 (U2) ..... - 209 -
II.1.3 Unité 3 (U3) ..... - 209 -
II.1.4 Unité 4 (U4) ..... - 212 -
II.1.5 Unité 5 (U5) ..... - 215 -
II.1.6 Unité 6 (U6) ..... - 217 -
III Interprétation des données de la sismique réflexion ..... - 217 -
III.1 Stratigraphie sismique dans la zone B ..... - 217 -
III.2 Stratigraphie sismique de la zone C ..... - 218 -
III.3 Stratigraphie sismique de la zone D ..... - 220 -
III.4 Paléo-dunes d'Oued Loukkos ..... - 221 -
III.5 Présence du gaz dans les sédiments ..... - 222 -
IV Modèle de structure de l'interface eau-sédiment de l'estuaire d'Oued Loukkos ..... - 223 -

CHAPITRE VII – DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE DANS L'OUED LOUKKOS

I MORPHODYNAMIQUE DES DUNES ..... - 226 -
I.1 Morphologie des corps sableux au secteur d'étude ..... - 226 -
I.1.1 Polarité des dunes ..... - 226 -
I.1.2 Transport net de sédiments ..... - 232 -
II DYNAMIQUE DES DUNES D'OUED LOUKKOS ..... - 233 -
II.1 Inversion de la polarité des corps sédimentaires ..... - 234 -
II.2 Evolution morphodynamique à l'échelle de cycle de la marée ..... - 235 -
II.2.1 Phase de jusant d'une marée de Mortes-eaux ..... - 235 -

II.2.2 Phase incluant un cycle semi-diurne complet ..... - 238 -
III Conclusion ..... - 242 -

CHAPITRE VIII – EVOLUTION DES BERGES D'OUED LOUKKOS

I Rappel – Notion d'hydraulique fluviale ..... - 244 -
I.1 Hydraulique fluviale superficielle ..... - 244 -
I.1.1 Vitesse d'écoulement ..... - 244 -
I.2 Stabilité des massifs au glissement ..... - 245 -
I.2.1 Glissement de terrain ..... - 245 -
I.2.2 Conditions hydrauliques ..... - 246 -
I.2.3 Modes de rupture ..... - 246 -
I.3 Erosion et stabilité ..... - 246 -
II STABILITE DES BERGES D'OUED LOUKKOS ..... - 247 -
II.1 Inspection sous-marine par caméra ..... - 247 -
II.2 Inspection des rives par caméra (Shorecam) ..... - 250 -
III RESUME DES CONSTATIONS ..... - 254 -

CONCLUSIONS GENERALES ET PERSPECTIVES ..... -256-

Références bibliographiques

Annexes

Liste des figures

Figures – Chapitre I

***Figure I-1**: Présentation de dunes en plan et en coupe transversale (Ashley 1990) ..... - 8 -*

***Figure I-2**: La séquence de dépôts de forme développés sous un régime de courant inférieur (selon Simons & Richardson, 1965) ..... - 9 -*

***Figure I-3**: La séquence de dépôts de forme développés sous un régime de courant supérieur (d'après Simons & Richardson, 1965 ; Cheel 1990a) ..... - 10 -*

***Figure I-4**: Caractéristiques morphologiques des dunes sous-marines. A- Paramètres transversaux (dune vue en coupe verticale). B. Paramètres longitudinaux (dune vue de dessus). ..... - 14 -*

***Figure I-5**: Relation entre la longueur d'onde moyenne des dunes et la profondeur d'eau (Allen, 1982b). ..... - 16 -*

***Figure I-6**: Relation entre l'amplitude moyenne des dunes et la profondeur d'eau (Allen, 1982b). ..... - 17 -*

***Figure I-7**: Relations entre l'amplitude Δs (H) et la longueur d'onde λ des dunes. (van Landeghem et al.,2009). Les points noirs correspondent aux mesures réalisées par van Landeghem en Mer d'Irlande. ..... - 18 -*

***Figure I-8**: Classification des dunes en fonction de leur profil vertical, Van Veen (1935) ..... - 22 -*

***Figure I-9**: Type de profil vertical des dunes source ..... - 23 -*

***Figure I-10**: Profil vertical des petites et moyennes dunes (A-E), et de grandes et très grandes dunes (F-J). (Dalrymple et Rhodes, 1995) ..... - 24 -*

***Figure I-11**: Classification des dunes selon la sinuosité de leur crête (modifié d'après Berné et al., 1989). .. - 24 -*

***Figure I-12**: Les différentes morphologies planimétriques des dunes. (modifié d'après Allen, 1968 et Blatt et al., 1980) ..... - 25 -*

***Figure I-13**: Composantes du courant tidal agissant sur une petite perturbation topographique du fond marin (a) et cellules de circulation mises en place sous l'effet de l'interaction entre courant et morphologie (b) (Allen, 1980a; Allen, 1980b). ..... - 29 -*

***Figure I-14**: Représentation schématique des formes sédimentaires en fonction du régime d'écoulement unidirectionnel (Chamley, 1987 ; Allen, 1985 ; Baltt et al., 1980). ..... - 30 -*

***Figure I-15**: La relation entre la profondeur d'eau et les dimensions des dunes à partir des données publiées ..... - 33 -*

***Figure I-16**: Amplitude et longueur d'onde des dunes en fonction de la taille du sédiment (Flemming, 2000b) ..... - 35 -*

***Figure I-17**: Diagrammes de vitesse/taille de grains montrant les domaines de stabilité des dunes pour deux gammes de profondeur (0,30 et 1 m). Normalisation de la température de l'eau à 10°C). (Southard &Boguchwal (1990)) ..... - 39 -*

***Figure I-18**: Diagrammes de profondeur/vitesse montrant les domaines de stabilités des dunes pour trois gammes de granularité. (normalisation de la température de l'eau à 10°C). (Southard & Boguchwal (1990)). ..... - 40 -*

***Figure I-19**: Diagrammes de stabilité des dunes présentant des variations de la longueur d'onde et la hauteur en fonction de la granularité du sédiment, la profondeur d'eau et la vitesse du courant. normalisé pour une température de 10°C. (d'après Southard & Boguchwal (1990))* ..... - 41 -
***Figure I-20**: Les principaux types de stratification entrecroisée* ..... - 42 -
***Figure I-21**: Type d'architecture interne des 'bedforms' représentés en fonction de leur mode de formation* - 43 -
***Figure I-22**: Différentes stratification des 'bedforms' en fonction de l'angle de chevauchement* ..... - 44 -
***Figure I-23**: Stratification entrecroisée, en grande échelle, des dunes 2D et 3D. (selon Allen, 1970)* ..... - 44 -
***Figure I-24**: Modèle de structure interne de "vague de sable" de Reineck (1963); de McCave (1971) et de Walker (1984).* ..... - 46 -
***Figure I-25**: Modèle de structure interne de vague sableuse d'Allen (1980a)* ..... - 47 -
***Figure I-26**: Exemple d'organisation interne d'une dune asymétrique en cosets observée par Berné (1991). Les rosaces représentent l'orientation des litages de dune ou de mégarides.* ..... - 48 -
***Figure I-27**: Types de structures internes et morphologies externes des dunes sous-marines en fonction de l'asymétrie et de l'intensité des courants tidaux (axe horizontal) et de l'intensité des courants induits par le vent (axe vertical) (Le Bot, 2001).* ..... - 48 -
***Figure I-28**: Illustration très schématique montrant des 'bedforms' et leur stratification interne..* ..... - 49 -
***Figure I-29**: Principaux modes de transport des particules indépendantes (d'après Leeder, 1982, in Chamley, 1987) (modifiée).* ..... - 50 -
***Figure I-30**: Mécanismes de la "pluie sableuse" au front d'un Gilbert-delta ou d'une forme transverse (D'après Jopling, 1962).* ..... - 53 -
***Figure I-31**: Schéma illustrant : - des petites dunes en superposition sur le flanc doux d'une dune de premier ordre (migrant dans le sens du courant); et - des rides de retour au pied du flanc raide.* ..... - 54 -
***Figure I-32**: Schéma montrant les phénomènes d'érosion et de dépôt au moment de la migration de la dune* - 55 -
***Figure I-33**: La zone d'étude. Oued Loukkos, Larache* ..... - 56 -
***Figure I-34**: Carte géomorphologique de la zone d'étude (d'après Ballouche, 2013)* ..... - 57 -
***Figure I-35**: Carte géologique du secteur d'étude (Extrait de la carte géologique de Larache 1/50000, 1997)* ..... - 60 -
***Figure I-36**: Port de Larache* ..... - 61 -
***Figure I-37**: La bathymétrie du plateau continental en face de débouché du Loukkos. (Modifiée d'après Cirac, 1979)* ..... - 63 -
***Figure I-38**: Fréquences et directions des vents à Larache* ..... - 64 -
***Figure I-39**: Rose de houle montrant les directions dominantes* ..... - 66 -

Figures – Chapitre II

***Figure II-1**: Bateau de pêche, Idrissi II, utilise dans la prospection d'Oued Loukkos* ..... - 69 -
***Figure II-2**: Localisation des zones balayées par l'échosondeur et l'AUV* ..... - 70 -
***Figure II-3**: AUV utilisé lors de la première saison d'investigation d'Oued Loukkos (OceanServer Technology, Inc')* ..... - 71 -
***Figure II-4**: AUV utilisé durant la deuxième saison d'investigation d'Oued Loukkos : Iver2-62 (OceanServer Technology, Inc')* ..... - 71 -

***Figure II-5**: Outils acoustiques d'acquisitions : sub-bottom profileur & AUV équipé par un sonar à balayage latéral et un multifaisceau* ..... - 73 -
***Figure II-6**: Composants du système AUV, Iver2-62 (OceanServer)* ..... - 74 -
***Figure II-7**: Multifaisceau, model 837B Delta-T, installé sur l'AUV IVER2-62 (Photo prise pendant la 2eme saison de l'investigation d'Oued Loukkos)* ..... - 74 -
***Figure II-8**: Programmation d'une mission AUV, dans Oued Loukkos, grâce à VectorMap (suivant une route rectiligne (image en haut) et suivant une route en zigzag (image en bas)* ..... - 75 -
***Figure II-9**: Système Knudsen 320M utilisé lors de l'investigation d'Oued Loukkos. Transducteur couplé par un ultraphone (image à gauche), processeur de l'échosondeur et l'ordinateur portable (image à droite)* - 77 -
***Figure II-10**: Installation du système Knudsen 320M conçu pour l'utilisation sur terre* ..... - 78 -
***Figure II-11**: Sea-Bird Electronics (SBE) (mis à notre disposition par CCOM-JHC)* ..... - 79 -
***Figure II-12**: Positionnement des mesures physico-chimiques par l'utilisation du CTD* ..... - 80 -
***Figure II-13**: Carte de localisation des prélèvements sédimentaires* ..... - 81 -
***Figure II-14**: Utilisation d'une tarière pour prendre des sédiments sur les rives d'Oued Loukkos* ..... - 82 -
***Figure II-15**: Technique utilisée pour prélever des échantillons du fond marin (benne à sédiments)* ..... - 82 -
***Figure II-16**: Manipulation du diffractomètre laser (Malvern Mastersize) (Université de Lille-1)* ..... - 83 -
***Figure II-17**: Schéma simplifié de l'unité optique d'un granulomètre laser* ..... - 84 -
***Figure II-18**: Exemples de graphiques et de paramètres granulométriques (A : Histogramme et courbe de fréquence, B : Courbe cumulative et médiane, C : Asymétrie, D : Classement) (Chamley, 2000)* ..... - 88 -
***Figure II-19**: Outil de prospection par caméra* ..... - 89 -
***Figure II-20**: Croquis du trajet suivi par la caméra* ..... - 89 -

Figures – Chapitre III

***Figure III-1**: Courbe de la marée* ..... - 91 -
***Figure III-2**: représentation schématique des interactions entre marées lunaire et solaire, en vive-eau (Spring-Tide) et morte-eau (Neap Tide)* ..... - 92 -
***Figure III-3**: Représentation des trois types principaux de la marée.* ..... - 93 -
***Figure III-4**: Exemples de types estuariens et de l'évolution des amplitudes vers l'amont* ..... - 94 -
***Figure III-5**: Schéma montrant la technique utilisée pour mesurer la marée et la vitesse des courants au niveau du pont abandonné d'oued Loukkos (situé à 8 Km de l'embouchure). Mesures effectuées par notre équipe de recherche* ..... - 96 -
***Figure III-6**: Courantomètre (Flowmetres)* ..... - 96 -
***Figure III-7**: Résultats des mesures marégraphiques au niveau de port et au niveau du pont abandonné d'oued Loukkos.* ..... - 97 -
***Figure III-8**: Variation du délai de retard entre la marée observée à l'aval (le port) et celle à l'amont (le pont abandonné) – Oued Loukkos* ..... - 98 -
***Figure III-9**: Variation de vitesse des courants en fonction des moments de la marée, à l'amont de l'Oued Loukkos* ..... - 99 -
***Figure III-10**: Energie des ondes de gravité (source : Jayne Doucette/ WHOI Grahics)* ..... - 101 -

***Figure III-11**: onde stationnaire dans un bassin fermé et un bassin rectangulaire semi-fermé de profondeur uniforme ..... - 102 -*
***Figure III-12**: schéma présentant les mécanismes de forçage générant les longues vagues ..... - 103 -*
***Figure III-13**: a – courbe de marée enregistré dans le port de Larache, montrant les différents épisodes de seiche. b – fluctuations du niveau d'eau représentant l'épisode de seiche de la basse mer ..... - 105 -*
***Figure III-14**: Les étapes du traitement du signal effectuées pour individualiser le signal de la seiche ..... - 106 -*
***Figure III-15**: Analyse spectrale du signale de la seiche observée dans le port de Larache ..... - 107 -*
***Figure III-16**: a- chevauchement des graphes de marée mesurée à l'aval et à l'amont. b- la fluctuation observée sur le signal de la marée mesurée au pont s'accorde avec les fluctuations de la seiche enregistrées dans le port ..... - 111 -*
***Figure III-17**: Variation latérale de la température des eaux de surface d'Oued Loukkos. (a) Influence du rythme de la marée sur son évolution (b). ..... - 120 -*
***Figure III-18**: Variation latérale de la salinité des eaux de surface d'Oued Loukkos, et l'influence du rythme de la marée sur son évolution. ..... - 122 -*
***Figure III-19**: Stratification verticale de la salinité, mesurée pendant une marée basse (Oued Loukkos) .... - 123 -*
***Figure III-20**: Poche d'eau avec une salinité relativement faible piégée dans des eaux avec une salinité relativement forte – Fosse de la falaise blanche, Oued Loukkos ..... - 125 –*

Figures – Chapitre IV

***Figure IV-1**: Caractéristiques bathymétriques des différentes zones de l'Oued Loukkos ..... - 139 -*
***Figure IV-2**: Caractéristiques bathymétriques, par l'utilisation du multifaisceau, en face de la pointe blanche (white cliff) ..... - 140 -*
***Figure IV-3**: Profils transversaux de différents endroits d'Oued Loukkos ..... - 141 -*
***Figure IV-4**: A- carte montrant la distribution du substratum rocheux à l'embouchure. B- profile échosondeur ..... - 143 -*
***Figure IV-5**: Domaine rocheux submergé alentour de la pointe blanche. (a)- photo de l'affleurement de la Pointe Blanche prise pendant une marée basse. (b) un mosaïque sonar montrant le prolongement du domaine rocheux. ..... - 144 -*
***Figure IV-6**: Vue en plan (image sonar) combinée d'une coupe transversale (profil échosondeur) montrant des blocs rocheux reposant sur des fonds sableux et caillouteux – à l'amont de l'Oued Loukkos (à 8 km de l'embouchure) ..... - 145 -*
***Figure IV-7**: Répartition des faciès caillouteux et rocheux au long d'Oued Loukkos ..... - 146 -*
***Figure IV-8**: La distribution du domaine rocheux et caillouteux dans la zone B (à 700m de l'embouchure de l'Oued Loukkos ..... - 147 -*
***Figure IV-9**: Photo, prise pendant une marée basse, montrant la distribution de différents types de cailloutis au niveau de la zone C. (a) des roches arrachées localisées aux périphéries de la Pointe blanche. (b) des galets mous formés d'argile bleue. ..... - 148 -*
***Figure IV-10**: carte montrant la distribution des fonds caillouteux et rocheux de la zone C ..... - 149 -*
***Figure IV-11**: Sonogramme (avec nuance de gris inverse) montrant des cailloutis et bloc rocheux au niveau de la partie occidentale de la 'pointe blanche'- Oued Loukkos ..... - 149 -*

***Figure IV-12**: Profil sonar, acquis sur les glissements situés en face de la Pointe Blanche (Oued Loukkos). Les alignements subparallèles de glissement ..... - 151 -*
***Figure IV-13**: Evolution des masses glissées entre l'année 2009 et 2010 au niveau de la fosse de la pointe blanche – Oued Loukkos ..... - 152 -*
***Figure IV-14**: Distribution du domaine caillouteux et rocheux au niveau de la zone D ..... - 153 -*
***Figure IV-15**: Carte présentant la distribution des cailloutis à l'amont du fleuve (la zone E) ..... - 154 -*
***Figure IV-16**: Profil échosondeur montrant le prolongement de la couche caillouteuse au-dessous d'une couverture sédimentaire ..... - 157 -*
***Figure IV-17**: extrait des profils sismique dans les zones B, C et D montrant des dunes symétrique et asymétrique de différentes tailles ..... - 160 -*
***Figure IV-18**: Les différentes morphologies planimétriques, des dunes, identifiées sur le lit d'oued Loukkos. A : dune 2D avec des crêtes rectilignes, B : dunes 3D (B1: Lingoid, B2: caténaire et B3: Barkhanoide ..... - 161 -*
***Figure IV-19**: Grandes dunes asymétriques identifiées, à l'embouchure, grâce à la combinaison entre les données bathymétriques et sismiques réflexion ..... - 163 -*
***Figure IV-20**: Caractéristiques des dunes de la zone B – Oued Loukkos ..... - 165 -*
***Figure IV-21**: Sonogramme montrant la distribution des dunes symétriques au niveau du pied de pente .... - 166 -*
***Figure IV-22**: Caractéristiques de l'ensemble des dunes de la zone C – Oued Loukkos ..... - 167 -*
***Figure IV-23**: Caractéristiques de chaque ensemble des dunes de part et d'autre de la fosse de la pointe blanche. ..... - 169 -*
***Figure IV-24**: Caractéristiques des dunes de la zone D – Oued Loukkos ..... - 170 -*
***Figure IV-25**: Visualisation des dunes asymétriques à l'amont de la zone d'étude – Oued Loukkos ..... - 172 -*
***Figure IV-26**: Caractéristiques des dunes de la zone E – Oued Loukkos ..... - 173 -*
***Figure IV-27**: Carte montrant la distribution qualitative et quantitative des dunes au long d'Oued Loukkos - 177 -*
***Figure IV-28**: Amplitude en fonction de la longueur d'onde (crête à crête) des dunes observées sur la zone d'étude, avec sa régression linaire indiquée par la ligne rouge. (Comparaison à l'ensemble de données mondiale) ..... - 179 -*
***Figure IV-29**: Amplitude des dunes (H) en fonction de la hauteur d'eau au-dessus de la crête. Comparaison avec les corrélations statistique issues de la littérature ..... - 182 -*
***Figure IV-30**: Longueur d'onde (crête à crête) en fonction de la profondeur d'eau. Comparaison des différentes sous-classes des dunes avec les corrélations statistiques issues de la littérature ..... - 183 -*

Figures – Chapitre V

***Figure V-1**: Positionnement des prélèvements sédimentaires ..... - 186 -*
***Figure V-2**: Carte des distributions quantitative et qualitative des sédiments superficiels – Oued Loukkos. - 187 -*
***Figure V-3**: Répartition spatiale des pourcentages relatifs de fraction granulométrique de la vase – Oued Loukkos ..... - 188 -*
***Figure V-4**: Répartition spatiales des pourcentages relatifs de différentes fractions granulométriques des ables sur le lit d'Oued Loukkos. (Sables très fins, sables fins, sables moyens et sables grossiers) ..... - 190 -*
***Figure V-5**: Répartition spatiale de la moyenne granulométrique des sédiments – Oued Loukkos ..... - 192 -*

***Figure V-6**: Répartition spatiale de l'indice de classement – Oued Loukkos ..... - 192 -*
***Figure V-7**: répartition spatiale de l'indice d'asymétrie – Oued Loukkos..... - 194 -*
***Figure V-8**: Diagramme CM des sédiments prélevés au lit d'Oued Loukkos. ..... - 195 -*
***Figure V-9**: Courbes granulométriques des différents types représentatifs de la zone d'étude ..... - 202 -*

Figures – Chapitre VI

***Figure VI-1**: Photo des berges d'Oued Loukkos juste avant la falaise blanche (la zone C au milieu du fleuve)..... - 213 -*
***Figure VI-2**: Exemple d'accumulation de sédiments sous-forme de lentille détecté sr les rive d'Oued Loukkos ..... - 213 -*
***Figure VI-3**: Couche détritique très riche en coquilles identifiée près de la falaise blanche (au milieu de la zone d'étude)..... - 214 -*
***Figure VI-4**: Couche riche en coquille (avec une concentration moins forte) identifiée en amont de la zone d'étude ..... - 214 -*
***Figure VI-5**: Identification d'une mince couche de coquille (avec une grande concentration) surmontant la couche sableuse de forme en 'cigare). (photo prise en amont de l'Oued Loukkos)..... - 215 -*
***Figure VI-6**: Large distribution des couches de sable en forme de 'cigare' en amont. Elle représente l'unité 5 (U5)..... - 216 -*
***Figure VI-7**: Zoom sur la formation de sable en 'cigare'. Couverte par une couche sableuse d'une épaisseur assez importante, séparé par une mince couche constituée principalement de coquilles..... - 216 -*
***Figure VI-8**: a) Dunes en forme de Barkhane ; b) Profil échosondeur et son interprétation, montrant des dunes superficielles et des paléodunes à 3 mètres sous le lit (un niveau l'Unité de base U1)..... - 221 -*
***Figure VI-9**: Levés sismique réflexion et sonar à balayage latéral, réalisés en même temps, montrant des trace d'échappement de bio-gaz. ..... - 223 -*
***Figure VI-10**: Modèle synthétique des formations de la subsurface d'Oued Loukkos montrant la distribution des différentes unités ..... - 224 -*

Figures – Chapitre VII

***Figure VII-1**: Profil sismique levé à l'embouchure d'Oued Loukkos montrant les grandes dunes. (a) situation des dunes par rapport au changement topographique ; (b) Description des dunes identifiées avec détermination de leurs polarités ; (C) architecture interne de la grande dune de type « dos de chat » identifiée à l'embouchure d'oued Loukkos ..... - 229 -*
***Figure VII-2**: Combinaison entre image sonar et profil sismique montrant les variations géomorphologique du fond (sens de polarité pour les différentes types de dunes)..... - 231 -*
***Figure VII-3**: Carte résumant le sens du transport sédimentaire net, à Oued Loukkos sur la base de la polarité des dunes ..... - 233 -*
***Figure VII-4**: Schématisation du phénomène d'inversion de polarité des dunes en fonction de l'asymétrie de l'intensité des courants de marée (d'après Allen, 1984)..... - 234 -*

***Figure VII-5**: Dynamique des dunes moyennes à échelle de jusant et étale de la basse mer d'une marée mortes-eaux : données bathymétrique extraites depuis des sonogrammes levés pendant des moments de marée successifs.* ..... - 236 -
***Figure VII-6**: Schéma illustrant la formation d'une nouvelle dune suite à la variation de vitesse de déplacement des dunes (Vitesse de migration de dune (Vmd1>Vmd2>Vmd3)* ..... - 237 -
***Figure VII-7**: Sonogrammes levés pendant des moments différents de la marée (marée montante). Ils montrent des variations temporaires sur l'interface eau-sédiment par l'effet de la marée* ..... - 239 -
***Figure VII-8**: Dynamique des dunes 2D et 3D à l'échelle de cycle de marée semi-diurne (période d'octobre 2010).* ..... - 241 -

Figures – Chapitre VIII

***Figure VIII-1**: Vitesse de sédimentation et d'érosion, VD et Vcr , pour des grains uniformes, selon Hjulstom (Walter, 2000)* ..... - 244 -
***Figure VIII-2**: Vitesse moyenne (Walter, 2000)* ..... - 245 -
***Figure VIII-3**: Modes de rupture : (a) rotation ; (b) plan incliné ; (c) plan vertical ; (d) blocks* ..... - 246 -
***Figure VIII-4**: Couplage de l'érosion, de l'écoulement et de la stabilité de la berge (Darby et al.2007)* ..... - 247 -
***Figure VIII-5**: Prise de vue montrant des algues bien développées (A & B) et la croissance des racines (C).* ..... - 248 -
***Figure VIII-6**: Des zostères marines dans le lit d'Oued Loukkos, visible sur les levés vidéo..* ..... - 249 -
***Figure VIII-7**: Figure montrant les zones des rives inspectées par caméra vidéo en 2009 et 2010 (les flèches indiquent le sens des enregistrements)* ..... - 251 -
***Figure VIII-8**: Zone 1: Inspection de la partie aval du fleuve par caméra vidéo. L'ancienne construction artificielle (escaliers) montre un état détérioré sur la mosaïque levée en 2010. Notez que la plupart des habitations sur la rive présentes en 2009 ont disparues en 2010* ..... - 252 -
***Figure VIII-9**: Zone 2 – Comparaison entre des photos prises en 2009 et 2010 de montrant l'effet anthropique sur la ''pointe blanche''.* ..... - 252 -
***Figure VIII-10**: Zone 3 – Comparaison entre des photos prises en 2009 et 2010 montrant l'effet anthropique sur la rive droite au sud du site archéologique Lixus* ..... - 253 -
***Figure VIII-11**: Photo montre une couche artificielle construite sur une couche plus tendre. L'érosion de la couche basale conduit à la déstabilisation de la couche artificielle.* ..... - 253 -
***Figure VIII-12**: Photo prise à l'amont, montrant une grande masse glissée due à la rupture en rotation. À droite de l'image, des effondrements dus à la déstabilisation de la couche basale* ..... - 254 -
***Figure VIII-13**: Des effondrements générés sur la rive droite à l'amont d'oued Loukkos. Ils sont générés suite au retrait de la couche basale (Rupture en plan vertical)* ..... - 254 -

Liste des tableaux

Tableaux – Chapitre I

***Tableau I-1**: Tableau montrant les caractéristiques de chaque régime d'écoulement ..... - 9 -*
***Tableau I-2**: Classification de Boothroyd et Hubbard (1975) ..... - 11 -*
***Tableau I-3**: Classification de Dalrymple et al. (1978) ..... - 12 -*
***Tableau I-4**: Classification d'Ashley (1990) ..... - 13 -*
***Tableau I-5**: Paramètres et indices morphologiques caractérisant les figures sédimentaires transverses au courant ..... - 14 -*
***Tableau I-6**: Exemples de pente de dunes ..... - 20 -*
***Tableau I-7**: Modèles, de formation des dunes, établis suite à des différentes approches ..... - 28 -*
***Tableau I-8**: Fréquence cumulée des hauteurs de houles (en %) ..... - 65 -*

Tableaux – Chapitre II

***Tableau II-1**: Tableau des missions d'investigation effectuées à la zone d'étude (Oued Loukkos) ..... - 68 -*
***Tableau II-2**: Caractéristiques techniques du multifaisceau (Imagenex) installé sur l'AUV ..... - 72 -*
***Tableau II-3**: Répartition des faciès sédimentaires en fonction de la moyenne (Folk, 1966) ..... - 86 -*
***Tableau II-4**: Répartition des faciès sédimentaires en fonction de l'écart-type (Folk, 1966) ..... - 86 -*
***Tableau II-5**: Répartition des faciès sédimentaires en fonction de l'indice d'asymétrie (Folk, 1966) ..... - 87 -*

Tableaux – Chapitre III

***Tableau III-1**: exemple de seiches observées dans différents endroit du monde. ..... - 100 -*
***Tableau III-2**: Différents paramètres de houle enregistrés à 30 km de Larache ..... - 109 -*
***Tableau III-3**: Moyennes maximales de la marée enregistrées à l'embouchure et à l'amont de l'Oued Loukkos ... 121 -*

Tableaux – Chapitre IV

***Tableau IV-1**: Tableau résumant les caractéristiques morphologiques des dunes de chaque zone ..... - 159 -*
***Tableau IV-2**: Pourcentage de sous-classes de dunes au niveau des zones d'Oued Loukkos ..... - 175 -*
***Tableau IV-3**: Répartition du pourcentage des sous-classes de dunes dans différentes zone d'oued Loukkos .176-*

Tableaux – Chapitre V

***Tableau V-1**: Tableau récapitulatif des modalités du transport sédimentaire des sédiments d'oued Loukkos.197 -*
***Tableau V-2**: Les caractéristiques de types sédimentaires répartis dans Oued Loukkos ..... - 200 -*

Tableaux – Chapitre VI

***Tableau VI-1**: Caractéristiques des principaux faciès sismiques rencontrés en Oued Loukkos ..... - 210 -*
***Tableau VI-2**: Caractéristiques des principales unités sismiques reconnues en Oued Loukkos ..... - 211 -*

Introduction

Introduction

Cette thèse a pour objectif principal, à partir de données sismiques et sonar, l'étude du fonctionnement des systèmes sédimentaires dans l'estuaire d'Oued Loukkos en termes de processus, d'enregistrement, et d'environnements sédimentaires. Ce travail est le fruit d'une coopération entre différents organismes marocains, américain et européens. Il s'inscrit dans le cadre d'une collaboration multipartite liant l'Université Mohammed V et l'INSAP (Institut National des Sciences de l'Archéologie et du patrimoine) côté marocain, à l'université de Southampton (Angleterre), université de Danemark-du-Sud (Southern Danemark – Danemark), Université de Lille 1 (France) et le laboratoire « Coastal and Ocean Mapping Center » de l'université de New Hampshire (USA) du côté international.

1) Les environnements sous-aquatiques sont régulièrement modelés par une multitude de formes sédimentaires de dimensions variées. Les dunes sont parmi les corps sédimentaires les plus largement répondus dans les environnements sous-marins mondiaux. Quand l'hydrodynamisme et le stock sédimentaire le permettent, les dunes sont observées principalement en rivière, dans les estuaires et dans les milieux marins de plate-forme jusqu'aux pieds des talus continentaux.

Dans les milieux estuariens, les courants tidaux sont considérés comme l'agent principal du développement et de la mobilité des dunes. Comme certains aspects de la morphodynamique de ces corps sédimentaires sont encore peu étudiés dans ce type d'environnement, la caractérisation des dunes ainsi que la connaissance plus approfondie des processus responsable de l'évolution et la mobilité des dunes est indispensable pour disposer d'éléments clés d'aide à la bonne compréhension du fonctionnement du système sédimentaires estuarien.

2) Les environnements estuariens, représentent des histoires géologiques intéressantes en raison de leur position stratégique à l'interface continent-océan. Ils constituent des écosystèmes particuliers avec des activités socio-économiques considérables, notamment : les activités portuaires, industrielles, agricoles et de loisirs. La dualité entre les activités socio-économiques et les besoins des écosystèmes s'est renforcée au cours des dernières années avec une prise de conscience croissante de l'intégration de la gestion durable des estuaires. L'estuaire qui se développe à l'embouchure de l'Oued Loukkos présente des problèmes de sédimentation qui constituent des risques pour la navigation (en rendant l'accès au port difficile lors des marées basses) et la gestion des ouvrages à l'embouchure. D'autre part, les

corps sédimentaires sablo-graveleuses, telles que les dunes, représentent des zones potentielles d'exploitation de granulat. De ce fait, il est utile de mieux comprendre la distribution et la mobilité des sédiments ainsi que le fonctionnement des dunes, sur le court et le long terme.

L'étude sédimentaire, alors, vise à une meilleure compréhension de l'organisation et des mécanismes de dépôt-érosion dans les 3 dimensions spatiales et dans le temps. Généralement, ce genre d'étude cherche à déterminer l'importance relative d'un ensemble de facteurs de contrôle potentiels. Notamment l'étude de la signification locale, régionale ou globale des différents paramètres et leurs effets sur les systèmes sédimentaires.

En outre, entre des domaines que tout oppose, ils forment une interface particulière qui reste encore mal connue à l'heure actuelle. Par conséquent, les relations internes entre les constituants des processus estuariens dynamiques, ainsi que leurs interrelations avec les activités socio-économiques n'ont jamais été intégralement analysées. En fait, il semble que l'étude du littoral et les estuaires constituent un sujet inépuisable tant les côtes sont diversifiées autour de la planète et variables dans le temps. La compréhension de ces environnements représente donc un vaste domaine d'investigation pour la recherche fondamentale et les sciences naturelles.

Parmi les objectifs principaux de ce travail, appuyés par des techniques de levé bien avancées telles que le véhicule sous-marin autonome (AUV) et par l'essentiel de données sismiques, sédimentologique et océanographiques, sont :

- Etudier les modalités actuelles du remplissage de l'estuaire du Loukkos en faisant la part des apports continentaux et marins et en étudiant l'influence qu'ont pu avoir les aménagements anthropiques sur son évolution récente.
- Caractériser et étudier la dynamique des dunes estuariennes. Certains aspects de la morphodynamique des corps sédimentaires sont encore peu ou mal compris, en particulier des dunes du domaine estuarien. Ce travail vise à apporter de nouveaux éléments à la connaissance des dunes sous-marines actuelles dans ce type d'environnement. En particulier, dans un contexte tidal dominé par une marée semi-diurne.
- Caractériser finement l'environnement dunaire (hydrodynamisme, sédimentologie,…) ainsi que d'analyser et quantifier les effets des différents agents hydrodynamique sur

la dynamique sédimentaire et la dynamique des dunes à différentes échelles temporelles.

- L'étude de la sub-surface par la détermination des séquences sismiques à partir de critères géométriques des strates reconnus sur les profils sismiques.

La thèse s'articule en 8 chapitres :

Chapitre I constitue une synthèse de travaux traitant les corps sédimentaires dans le domaine sous-aquatique en particulier en domaine fluvial. La revue bibliographique de l'état des connaissances concernant la caractérisation des dunes y est présentée. En suite une description des principaux caractéristiques de la zone d'étude et de son littoral adjacent.

Chapitre II est une présentation des outils d'investigation utilisés, les types de données acquises et le protocole suivi pour l'analyse des différentes données géophysiques (sismique réflexion et imagerie sonar), données sédimentologiques et océanographiques.

Chapitre III regroupe les résultats et les discussions obtenus grâce à l'interprétation des différentes données hydrodynamique et physico-chimie des eaux de L'oued Loukkos.

Chapitre IV est consacré à l'étude des caractéristiques morphologiques du fond d'Oued Loukkos. Il représente ainsi une étude détaillé des corps sédimentaire, notamment les géométries de dunes de différentes tailles, leur répartition et leur évolution spatio-temporelle.

Chapitre V présente les caractéristiques sédimentaires du fond d'oued Loukkos en représentant la distribution granulométrique des sédiments superficiels au long de l'Oued d'une part. D'autre part, ce chapitre traite également la relation entre la forme et les dimensions des dunes du fonds d'oued Loukkos avec la taille des grains et le taux de différentes fractions dans les sédiments.

Chapitre VI rassemble les données et les observations tirées de l'étude de la sub-surface d'oued Loukkos par l'utilisation de la sismique réflexion. L'objectif est d'établir une étude de stratigraphie dans l'ensemble de la zone d'étude en décrivant les unités sismiques ainsi que reconstituer un modèle synthétique des formations du domaine sous-marin.

Chapitre VII focalisé sur la réponse morphodynamique des dunes, de l'Oued Loukkos, en fonction de différents moments de marée. La mobilité des corps sédimentaires a été analysée sur des pas de temps courts.

Chapitre VIII traite les variations enregistrées au niveau des rives d'Oued Loukkos. En enfin, un chapitre pour discussions et conclusions.

CHAPITRE I

CADRE GENERAL

I BACKGROUND : DEFINITION ET ETAT DE L'ART SUR LES DUNES

En réponse aux forces hydrodynamiques, les fonds meubles sont souvent modelés par diverses formes sédimentaires connues sous le nom de « formes de dépôt » ou « Bedforms ». Ce terme englobe tous les corps sédimentaires périodiques, dans des environnements subaquatiques, avec une tendance perpendiculaire à la direction du courant dominant.

Cette partie vise à établir un bilan de l'état des connaissances sur les dunes sous-aquatiques, et surtout celles du domaine fluvial.

I.1 Définition et conception

Les formes de dépôt (Bedforms), communément appelées 'dunes', se rencontrent dans de très nombreux environnements sous aquatiques (Ashley, 1990; Soulsby, 1997) depuis les fleuves jusqu'aux plaines abyssales. Elles se représentent sous la forme de « corps isolé », ou elles peuvent également s'associer en « champs » si le stock sédimentaire le permet.

De nombreuses recherches scientifiques ont été effectuées sur les dunes de différents environnements :

- Les domaines fluviatiles : (e.g. Simons & Richardson, 1963; Allen, 1968; Kostaschuck & Villard, 1996; Roden, 1998 ; Wewetzer & Duck, 1999 ; Carling et al., 2000; Wilbers & Ten Brinke, 2003 ; Kostaschuck et al., 2004; Mewis, 2004; Parson et al., 2004; Eilertsen et al., 2008 ; Paarlberg, 2008 ; Lefebvre, 2019) ;
- Les domaines estuariens (Bokuniewicz et al., 1977; Berné et al., 1993; Cirac et al., 2000; Francken et al., 2004; Carling et al., 2006, Mhammdi et al, 2014),
- Les domaines marins de plateforme continentale continentale (McCave, 1971; Terwindt, 1971; McCave & Langhorne, 1982; Dalrymple, 1984; Berné et al., 1988; Fenster et al., 1990; Berné, 1991; Mhammdi, 1994 ; Idier et al., 2002; Le Bot & Trentesaux, 2004; Passchier, 2004; Cartier, 2008; James, 2008; van Landeghem et al., 2009; Ferret, 2009b ; Bellec et al, 2019 ; Migeon, 2020) ;

Généralement, ces structures « dunes » sont définit comme des formes sédimentaires rythmiques, transverses au courant qui l'est génèrent. Néanmoins, des variation angulaire de 20°, entre le grand axe des dunes et la direction du courant dominant ont été observé par

Belderson et al., 1982; Berné, 1991; Mhammdi, 1994 ; Le Bot, 2001 ; Garlan,2007, Lefevre et al., 2016.

Elles se développent grâce au transport sédimentaire généré par l'interaction entre l'écoulement turbulent et le fond sableux. Ainsi par définition, elles peuvent être mobiles sous l'action des agents hydrodynamiques tels que les courants tidaux et la houle.

Deux types de dunes sous-aquatiques ont été distingués, par Berné (1991), en fonction des agents hydrodynamiques responsables de leur formation et leur évolution : i) les dunes tidales pour lesquelles l'agent essentiel de formation est la marée et ses courants associés, et ii) des dunes non-tidales créées essentiellement par un agent dynamique différent de la marée, par exemple un courant unidirectionnel, la houle, les courants de dérive, les courants profonds, les écoulements gravitaires, etc. Toutefois, cette distinction est loin d'être facile, parce que la formation et la modification des corps sédimentaires, dans certains cas, combine entre plusieurs agents hydrodynamiques, comme la houle et la marée.

Ces formes, malgré la diversité des environnements ne présentent pas de différences au niveau de leurs morphologies et leurs mécanismes de formation et d'évolution. Elles sont souvent schématisées d'une manière simple, sous forme de suivi de traits réguliers (des ondes sinusoïdale, des trais triangulaires identiques, des formes légèrement asymétriques, etc.) (Fig. I-1). Le but d'une telle simplification est de mieux expliquer leurs génération; par exemple par l'analyse de la stabilité (Hulscher, 1996), ou par des modèles numériques (Yoon & Patel, 1996 ; Lefebvre, 2019) ou aussi par des méthodes expérimentales (Nelson et al., 1993; Lyn, 1993; McLean et al., 1999).

La conception classique d'une série de forme de dépôt (bedforms) suggère que ces corps sont une réponse à un régime d'écoulement de vitesse graduée. Les observations dans les rivières et les bassins expérimentaux, durant les 50 dernières années, ont révélé des séquences typiques, de formes de dépôts, à chaque régime de courant et qui ont une relation avec la taille des grains et la profondeur de l'eau (Simons et al., 1961; Guy et al., 1966; Simons et Richardson, 1966 ; Reid et Frostick, 1994 ; Ashworth et al., 2000; Prent & Hickin, 2001).

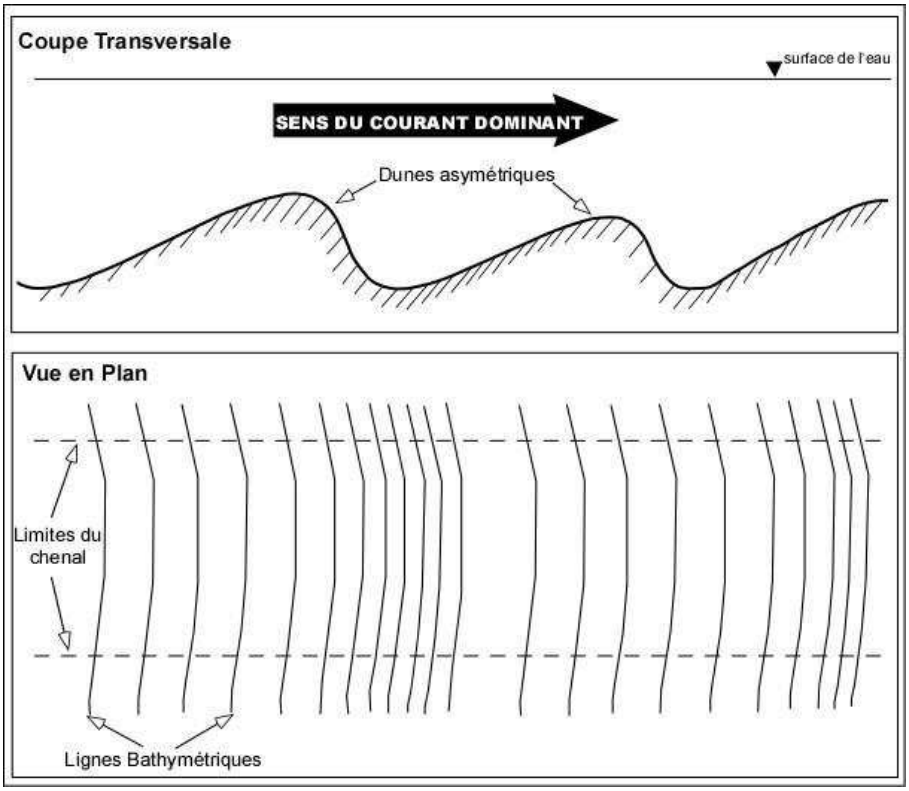


Figure I-1: Présentation de dunes en plan et en coupe transversale (Ashley 1990; Boothroyd and Hubbard 1974)

Simons et Richardson (1966) distinguent deux catégories de séquences de « bedforms » en fonction du régime de courant : séquence de régime de courant inférieur et celle de régime de courant supérieur (Fig. 2 & 3). D'après les mêmes auteurs, la séquence de régime de courant inférieur est constitué de : lit plan inférieur → rides → dunes (Fig. I-2). Généralement, cette série montre une résistance croissante à l'écoulement. Ainsi, elle est caractérisée par un faible taux de sédiments transportés. Le lit plan est appelé 'lit plan inférieur' pour le distinguer d'un autre type de 'lit plan' qui se développe sous des conditions d'écoulement plus élevés. Cette première configuration du lit (lit plan inférieur) n'est formé que si la taille des sédimentent est supérieur à 0,7mm.

Lorsque la vitesse du courant devient critique, elle conduit à la formation des configurations de la série appelée « régime de courant supérieur » (Fig. I-3). Cette série se caractérise par une faible résistance à l'écoulement et un taux de sédiments transportés (charriés et suspendus) relativement important (Bennett et al., 1998). Elle commence par la restauration du lit plan appelé 'lit plan supérieur' (type de configuration sans formes de dépôt) sur lequel les structures de la série précédente ont été déposées.

Ensuite, les anti-dunes commencent à se former. Par définition se sont des ondulations arrondies et symétriques, très régulières, se déplaçant en sens contraire du courant.

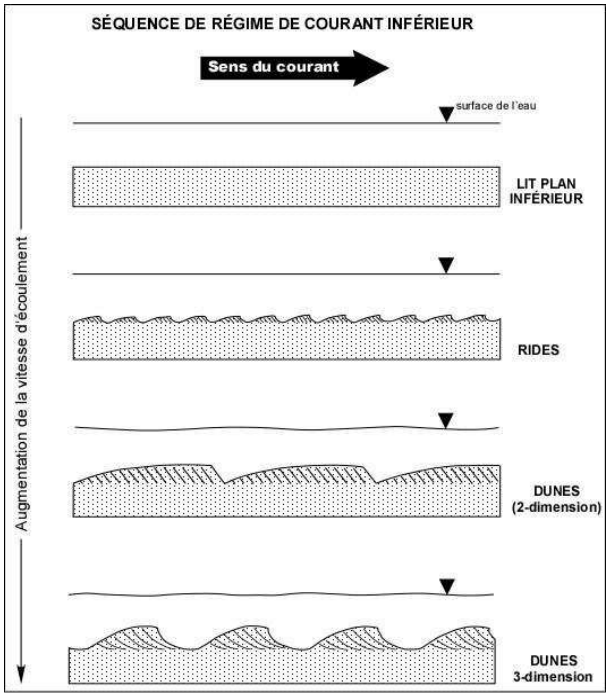


Figure I-2: La séquence de dépôts de forme développés sous un régime de courant inférieur (selon Simons & Richardson, 1965). Notant que les dunes délavées (wshed-out dune) appartiennent aussi à cette séquence

Ce type de fond est généralement suivi par la formation d'une configuration connue sous le terme anglais « pool-and-chute » (Fig I-1). Ce sont des formes de dépôts les plus extrêmes observées dans la nature et dans les bassins expérimentaux, elles suggèrent un pouvoir d'écoulement très élevé (Simons et al, 1963 ; Simons and Richardson, 1966 ; Jopling, 1966; Harms et al., 1975; Cheel 1990 ; Alexander et al., 2001 ; Alexander, 2008). Le tableau suivant (Tableau I-1) résume les principaux critères qui permettent la distinction.

Regime de courant	Depot de forme	Caractéristiques
Inférieur	Lit plan inférieur Rides dunes	o Fr < 0,84 – 1 o Taux de sédiments transporté faible (dominance des sédiments charriés) o Pas d'influence de la surface de l'eau sur les formes de dépôt
Supérieur	Lit plan supérieur Anti-dune 'chutes and pools'	o Fr > 0,84 – 1 o Taux de sédiments transporté important (dominance des sédiments suspendus) o Subit l'influence de la surface de l'eau

Tableau I-1: Tableau montrant les caractéristiques de chaque régime d'écoulement (Simons et Richardson (1961). (F : nombre de FROUDE)

Le passage de la séquence du régime inférieur à la séquence du régime supérieur est marqué par la formation des dunes communément appelées 'dunes délavées' « washed-out dunes ». Ces corps sédimentaires semblent être une transition progressive de dunes, de la première séquence, vers le lit plan supérieur. Suite à l'augmentation de la force du courant, les dunes 3 dimensions, formées pendant la séquence de régime inférieur, deviennent beaucoup plus longues avec une longueur d'ordre de plusieurs mètres. Pendant que, leurs hauteurs diminuent progressivement pour atteindre une valeur de quelques millimètres.

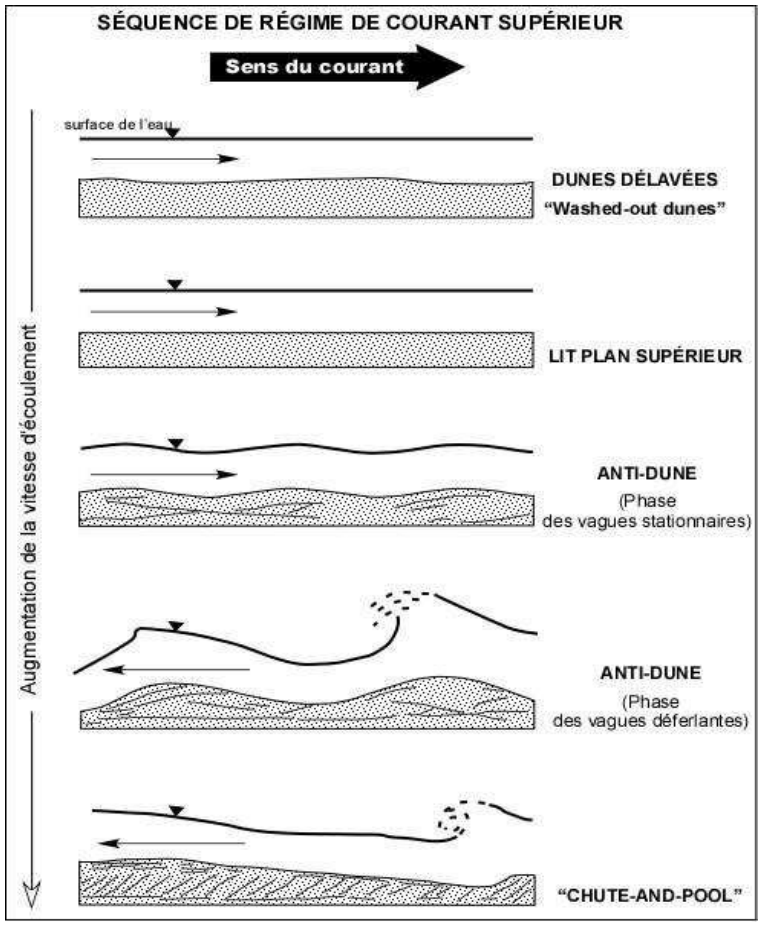


Figure I-3: La séquence de dépôts de forme développés sous un régime de courant supérieur (d'après Simons & Richardson, 1965 ; Cheel 1990a)

I.2 Classification

La terminologie de ces corps sédimentaires a fait l'objet de beaucoup de discussions entre les auteurs (hydrauliciens, océanographes ou sédimentologistes). En effet, ces corps ont été étudiés différemment, selon les disciplines, en se basant souvent sur des observations de terrain, des expérimentations en canal, des modélisations numériques et d'autre. Ce qui explique l'existence de plusieurs systèmes de classification, qui sont souvent basées sur des critères morphologiques ou hydrodynamiques.

Les données tirées de la littérature conduisent à apercevoir une variété de nomenclatures pour les dépôts de forme (bedforms) et qui induit souvent à la confusion. Berné et al. (1989) ont montré que de mêmes termes désignaient régulièrement des objets différents, ou inversement.

Les objets 'dune' ou 'bedforms' peuvent être classée selon leurs tailles. Certains des classifications sont similaires, mais de légères différences entre eux peuvent causer une mauvaise interprétation des observations de terrain rapportées.

Trois systèmes de classification sont les plus connus et sont couramment utilisées surtout par les chercheurs spécialisés sur les fonds côtiers, il s'agite de classification de Boothroyd & Hubbard (1975), Dalrymple et al. (1978) et Ashley (1990), (Tableau 2, 3 et 4).

Name	**Wavelength, L (m)**	**Description**	**Conditions typiques du courant**
Ripples (Rides)	<0,6 m		Low
Megaripples (Mégarides)	0,6 m – 6 m	- Sinuous to highly cuspate crests - Well-developed scour pits - Small height-to-wavelength ratio	High
Sand Waves (Vagues de sable)	>6 m	- crêtes rectilignes à peu sinueuses - rapport H/L important	Moderate

Tableau I-2: Classification de Boothroyd et Hubbard (1975)

Boothroyd & Hubbard (1975) et Dalrymple et al. (1978) adoptent la terminologie : rides (ripples), mégarides (megaripples), vagues de sable (sandwaves) pour designer des structures de taille croissante, mais avec des classes de taille différentes. Par exemple, Dalrymple et al. (1978) classes les rides (ripples) comme des structures avec une longueur d'onde inférieure à 30 cm alors que Boothroyd et Hubbard (1975) affecte le terme ride pour toutes les structures avec une longueur d'onde inférieure à 60 cm.

La classification d'Ashley (1990) est une tentative récente de clarification qui a été entrepris à l'initiative de la SEPM (*Society of Economie Paleontologists and Mineralogists*) par le "*Bedforms and Redding Structures Research Group*" à l'occasion d'une réunion spécialisée. Pour cette classification, Ashley adopte le terme « dune » pour tous corps sédimentaires. Ceci pose un problème pour certaines disciplines qui considère cette classification sans qualités descriptives des noms.

Name	Wavelength, L (m)	Height, H (m)	Steepness	Morphological characteristics
Small scale				
Ripples	<0,3	< 0,05	~10	Straight to linguoind in plan. Usually superimposed on larger forms as a late-stage modification.
Intermediate Scale				
Type 1 Megaripples	0.1 - 25.0 (6.1)	0.05 - 0.50 (0.18)	10 - 150 (44.6)	Straight to smoothly sinuous in plan, without small sinuous irregularities. Lack scour pits. Height remains constant along crestline. Flattened in section (λ/η usually>20). Wavelengths and heights poorly correlated (r=0.462 for N=255), with a best fit regression line of H=0.0947(λ) 0,346
Type 2 Megaripples	0.05 - 14 (4.3)	0.05 - 0.70 (0.28)	6 - 34 (16.5)	Generally sinuous to lunate in plan, but may be straight with small sinuous irregularities. Scour pits well developed. Height variable along crestline. Profiles are steep (λ/η usually <20). Wavelengths and heights well correlated (r=0.788 for N=255), with a best fit regression line of H=0,0865(λ) 0,787 Lee faces are at the angle of repose, producing trough cross bedding.
Large Scale				
Megaripples Sandwaves	10.0 - 215.0 (40.6)	0.15 - 3.4 (1.86)	17 - 210 (44.1)	Straight to smoothly sinuous in plan. Scour pits absent. Height constant along crestline. Lee face inclination generally 10°-20°. Wavelength and heights moderately correlated (r=0.791 for N=58) with a best-fit regression line of H=0,0635(λ) 0,733 Megaripples (usually Type 2, but less commonly Type 1) are superimposed on the sandwaves.
Rippled Sandwaves	5.0 - 25.0 (12.9)	0.15 - 0.75 (0.38)	30 - 55 (36.6)	Morphologically similar to megarippled sandwaves but only have ripples or lower flow regime plane bed superimposed on their stoss sides.

Tableau I-3: Classification de Dalrymple et al. (1978)

Les classifications de Boothroyd et Hubbard (1975), Dalrymple et al. (1978) ont été élaborées à partir des données recueillies à des goulets, alors que, la classification d'Ashley (1990) inclus les zones de marée et les rivières. C'est la raison pourquoi la nomenclature d'Ashley, présentée dans le Tableau I-3, sera utilisée dans la suite de cette étude.

First Order Descriptors				
Size :	**Small**	**Medium**	**Large**	**Very Large**
Spacing (L)	0,6 – 5 m	5 – 10 m	10 – 100 m	> 100 m
Height (H)	0,075 – 0,4 m	0,4 – 0,75 m	0,75 – 5 m	> 5 m
Shape:	2-Dimensional			
	3-Dimensional			
Second Order Descriptors (important)				
o Superposition: simple or compound. o Sediment Characteristics (size, sorting).				
Third Order Descriptors (useful)				
o Bed form profile (stoss and lee slope lengths and angles). o Fullbeddedness (fraction of bed covered by bed forms) o Flow structure (time-velocity characteristics) o Relative strengths of opposing flows				
Dune behavior-migration history (vertical and horizontal)				

Tableau I-4: Classification d'Ashley (1990)

I.3 Caractéristiques morphologiques des dunes

Les structures sédimentaires transverses, telles que les dunes, sont souvent caractérisées grâce à des paramètres et des indices morphologiques utilisés couramment par les sédimentologistes marins (Allen, 1980b; Langhorne, 1982; Dewez, 1988; Moulin, 1988 ; Berné et al., 1989; Berné, 1991; Vicaire, 1991; Mhammdi, 1994 ; Le Bot, 2001 ; Geawhari et al., 2012 ; Mhammdi et al., 2014 ; Trentesaux et al., 2008). Les valeurs de ces paramètres et leurs variations permettent, d'une part, de décrire et classer ces corps sédimentaires, et d'autre part, d'évaluer les évolutions de forme, d'amplitude et de longueur d'onde en relation avec les caractéristiques hydro-sédimentaires du milieu.

Le tableau I-5 résume les paramètres et les indices les plus couramment utilisés, dont on différencie des paramètres longitudinaux et des paramètres transversaux mesurés, respectivement, perpendiculairement et parallèlement à la direction principale d'allongement du corps sédimentaire. On distingue ainsi des indices de symétrie et des indices de formes.

	NOM DU PARAMETRE	SYMBOLE
Paramètres Longitudinaux	Longueur d'onde Amplitudes ou hauteur Longueur du flanc doux Longueur du flanc raide Largeur ou longueur totale	λ H a b l
Paramètres Transversaux	Longueur de la crête Extension latérale de la crête Creux de la figure sédimentaire	Lc B C
Indices de symétrie	Indice de symétrie Indice de symétrie modifié	a/b (a/b)-1
Indice de forme	Indice de ride Indice de forme verticale Indice vertical parallèle Indice de sinuosité Indice d'ellipticité	λ/H L/H B/H Lc/B C/(B/2)
Angles des pentes	Angle du flanc doux Angles du flanc raide Angle de pentes maximales du flanc raide	α β β max

Tableau I-5: Paramètres et indices morphologiques caractérisant les figures sédimentaires transverses au courant

I.3.1 Paramètres longitudinaux

I.3.1.1 Longueur d'onde

La longueur d'onde (λ) est la distance mesurée entre deux crêtes consécutives. Ou, dans le cas de formes isolées, la longueur de la dune est mesurée horizontalement, du pied de dune amont au pied de dunes aval dans le sens du courant, ce qu'on appelle la largeur (l) (Berné, 1991; Vicaire, 1991). Quand la morphologie de la dune est complexe, par exemple, lorsque le flanc doux de la dune présente deux pentes différentes, la largeur n'intègre que la crête qui est active au moment des mesures (Fig. I-4 A).

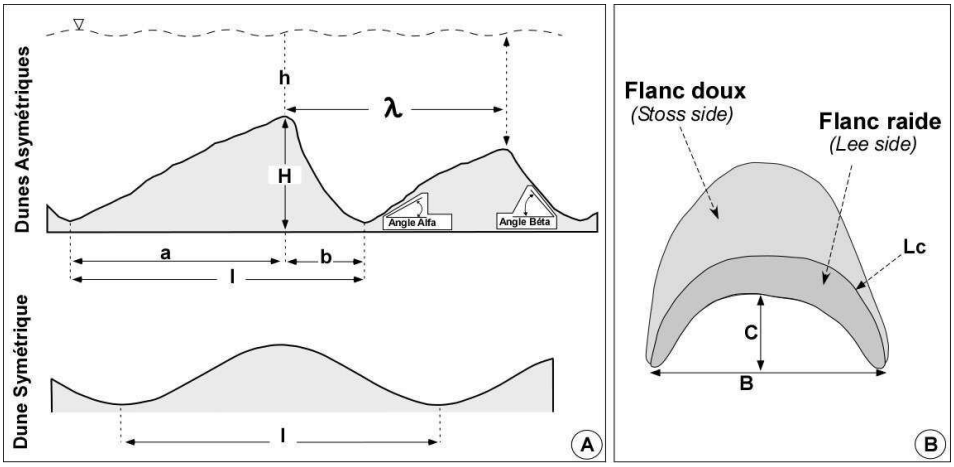


Figure I-4: Caractéristiques morphologiques des dunes sous-marines. A- Paramètres transversaux (dune vue en coupe verticale). B. Paramètres longitudinaux (dune vue de dessus).

La valeur la plus importante de la langueur d'onde peut atteindre 1000m, ce qui était estimé par Allen (1982b) en se basant sur 25 études ; la même valeur a été observée par d'autres auteurs par exemple Migeon (2000) dans le Bassin Ligure. Cependant, Le Bot (2001) rappelle que cette notion de longueur d'onde est parfois soumise à caution puisque certaines dunes apparaissent comme des formes isolées.

Cette grandeur se trouve influencée par différents facteurs tels que la vitesse du courant, la granularité du sédiment et l'épaisseur de la couche limite. En ce qui concerne la profondeur d'eau, plusieurs études ont montré que ce facteur limiter fortement la croissance des corps sédimentaires (Yalin, 1964; Allen, 1968; Yalin, 1977; Francken et al., 2004; van Landeghem et al., 2009). Lorsque la dune est en état d'équilibres les observations en nature indiquent une bonne corrélation entre profondeur d'eau et longueur d'onde (Berné, 1990) (Fig. I-5).

En effet, à partir des expériences en bassin et des observations de terrain dans différents environnements, plusieurs auteurs ont proposé des relations empiriques concernant la longueur d'onde et la hauteur d'eau :

Van Landeghem, 2009 : $\lambda_{moy} = 0{,}601\ h^{1.2169}$

Francken, 2004 : $\lambda_{max} = 9\ h$

Van Rijn, 1984 : $\lambda_{moy} = 7{,}3\ h$

Allen, 1968 : $\lambda_{moy} = 1{,}6\ h^{1.55}$ (pour des profondeurs comprises entre 0.1 et l00m)

Yalin, 1964 : $\lambda_{moy} = 2\ \pi\ h$

Il est à noter que ces équations considèrent que les corps sédimentaires sont en équilibre avec l'environnement. La figure I-5 représente le diagramme établi à partir de la compilation de 24 études en mer et en rivière qui montre une dispersion des valeurs par rapport au modèle théorique de Yalin (1964), en particulier pour les plus grandes profondeurs.

En outre, d'autres études portant sur des dunes situées dans des eaux peu profondes de types baies, plates-formes continentales ou chenaux tidaux ont mis en évidence le fait que la taille des dunes est indépendante de la profondeur d'eau (Aliotta & Perillo, 1987; Mhammdi, 1994 ; Bartholdy et al., 2002). Quant à la granularité du sédiment, son augmentation se traduit par une diminution de la longueur d'onde, probablement du fait de la diminution du sédiment transporté en suspension.

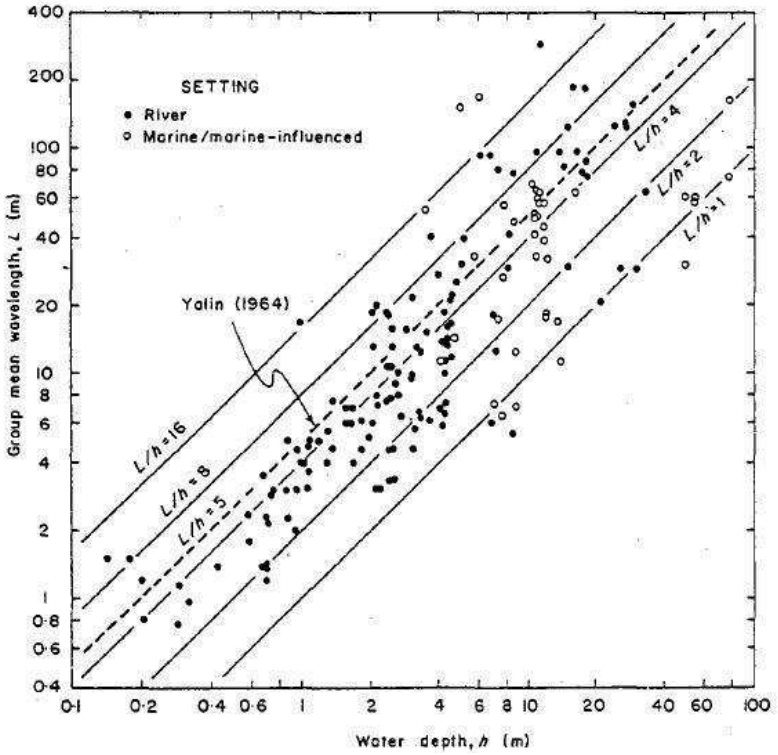


Figure I-5: Relation entre la longueur d'onde moyenne des dunes et la profondeur d'eau (Allen, 1982b).

I.3.1.2 Amplitude

L'amplitude H correspond à la distance entre le sommet et la base de la dune, mesurée perpendiculairement au plan sur lequel elle repose (Fig. I-4B). Comme la longueur d'onde, la hauteur des dunes se trouve influencée par les conditions hydrodynamiques, les caractéristiques de granularité et le stock sédimentaire.

Des études ont montré la relation entre la hauteur de la tranche d'eau sur la hauteur du corps sédimentaires. Lors de ces études, des relations ont été élaborées, toujours en situation d'équilibre, montrant que la hauteur de la tranche d'eau peut limiter la croissance des dunes (Fig. I-6). En effet, des équations basées sur la théorie, des expérimentations et/ou des observations in situ ont été proposées :

Francken, 2004	: $H_{max} = 0.25\ h$
Van Landeghem, 2009	: $H_{moy} = 0.015\ h^{1.2723}$
Yalin, 1977	: $H_{moy} = 0.167\ h$
Allen, 1968	: $H_{moy} = 0.086\ h^{1.19}$

La figure ci-après (Fig. I-6) représente un diagramme établi à partir de la compilation de 24 études en mer et en rivière, représentatif d'environnements différents.

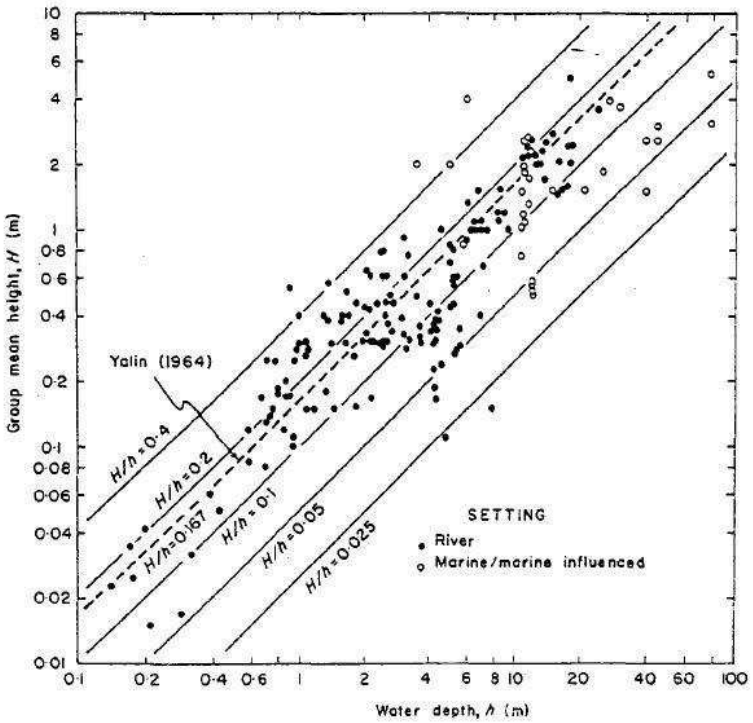


Figure I-6: Relation entre l'amplitude moyenne des dunes et la profondeur d'eau (Allen, 1982b).

Il existe également une relation qualitative entre l'amplitude des dunes et le diamètre moyen D des grains qui les constituent, les expériences en bassin et les observations en nature montrant que H augmente, toutes choses égales par ailleurs, avec le diamètre. Yalin (1964) a proposé une relation linéaire simple de la forme : **H= 1000 D.**

La relation entre amplitude et intensité du courant est plus complexe. Les travaux en bassin de certains auteurs indiquent que H augmente avec l'intensité du courant jusqu'à un maximum à partir duquel elle décroît, avant le passage au lit plan supérieur.

L'amplitude maximale que peut atteindre une dune est rarement supérieure à 20 m. toutefois, des hauteurs plus importantes ont été citées dans la littérature. Twichelle (1973) a observé des dunes géantes d'une hauteur de 25 m au niveau du banc George, à la limite externe de la plate-forme continentale du Massachusetts. Une telle valeur d'amplitude a été mesurée par Mosher et Thomson (2000) au large des côtes canadiennes, dans le détroit de "Juan de Fuca", par des fonds de 60m et plus. Récemment, van Landeghem et al. (2009) ont observé en Mer d'Irlande des dunes établies en champ à une profondeur de 91,5 m, dont l'amplitude était de 35,5 m avec une longueur d'onde d'ordre 435m.

I.3.1.3 Relation entre H et L

De nombreux auteurs ont remarqué une relation étroite entre la hauteur et la longueur d'onde des dunes et ils ont formulé des relations empiriques simples entre ces deux grandeurs

(Allen, 1968 ; Dalrymple, 1978 ; Flemming, 1988 ; Francken et al., 2004 ; Van Landeghem et al., 2009)

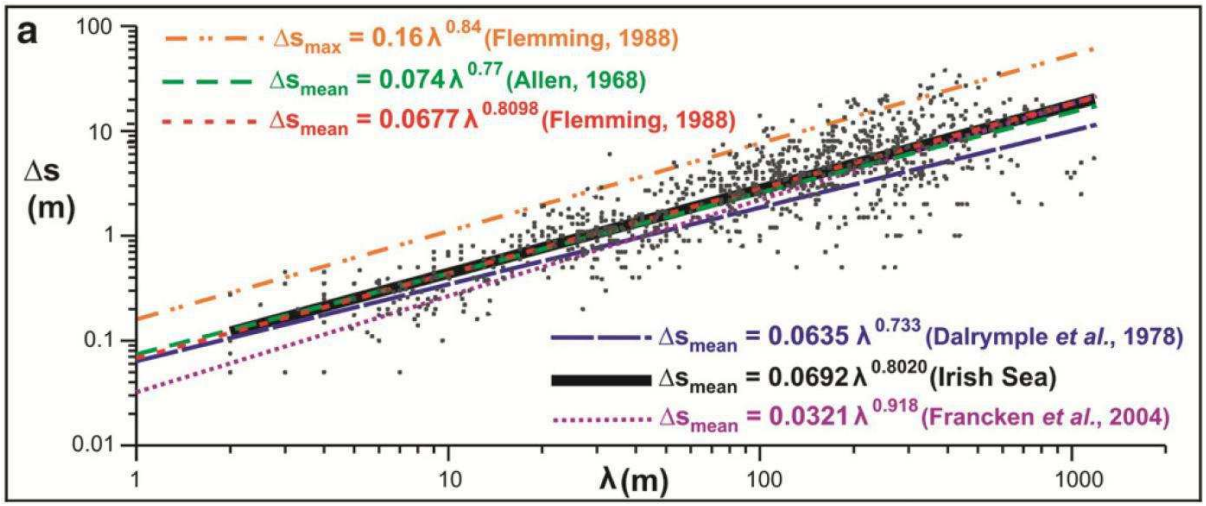


Figure I-7: Relations entre l'amplitude Δs (H) et la longueur d'onde λ des dunes. (van Landeghem et al.,2009). Les points noirs correspondent aux mesures réalisées par van Landeghem en Mer d'Irlande.

Flemming (1988; 2000b), suite à plusieurs observations in situ, a pu formuler deux relations empiriques permettant de prédire, d'une part, la hauteur moyenne soit H = 0.0677 $L^{0.8098}$ et d'autre part, la hauteur maximale que peut atteindre une dune H_{max} = 0,16$\lambda^{0,84}$. D'autres formules, reliant ces deux paramètres, ont été établies suite aux plusieurs milliers de mesures effectuées dans différent environnement : à partir d'expérimentations et d'observations faites en rivière (ex. Yalin, 1964, 1977 ; Francken, 2004) ou dans des environnements de plate-forme plus profonds (van Landeghem et al., 2009) (Fig. I-7).

Ainsi, bien qu'une corrélation forte existe entre hauteur et longueur d'onde, l'environnement dans lequel se trouvent les dunes influence également leur morphologie. Par conséquent, il est délicat, voire impossible, d'établir une relation universelle reliant les paramètres morphologiques entre eux.

I.3.1.4 Pentes

Dans la littérature, les dunes sont représentées, le plus souvent, sous forme de deux caractéristiques dimensionnelles qui est à peu près de forme triangulaire (McLean & Smith, 1986; Nelson et al., 1993; McLean et al., 1994; Bennett & Best, 1995), dont on distingue les propriétés géométriques suivant (Fig. I-4) :

- (a) désigne la projection horizontale du flanc le moins déclive,
- (b) désigne la projection horizontale du flanc le plus déclive,

- alfa (α) est l'angle que fait le flanc le plus déclive avec l'horizontale,
- bêta (β) est l'angle que fait le flanc le moins déclive avec l'horizontale,

En raison de l'influence d'un écoulement unidirectionnel (nombre de fraude est inférieur à l'unité) ou à des courants tidaux asymétriques (Le Bot, 2001) les dunes présentent souvent des caractéristiques asymétriques avec un flanc doux et un flanc raide comme expliqué par Exner (voir Leliavsky , 1955, p . 24-26) où l'angle alfa du flanc doux est inférieur à celui du flanc raide.

En définition, le flanc doux se caractérise par une longue pente, légèrement courbée, avec une crête bien développée. Alors que le flanc raide présente une courte pente apparaît comme une surface de glissement (slip face), avec une rupture de pente brutale au sommet et aussi à sa base, là où le flanc raide prograde sur le creux inter-dune ou sur le flanc doux d'une autre forme transverse.

Différentes valeurs de pente des dunes ont été signalées dans de nombreux domaines (Tableau I-6). La valeur moyenne de la pente douce est comprise entre 2° à 6° selon McLean 1990, alors que d'après le Bot (2001), elle varie entre 0,5° et 4°.

En ce qui concerne le l'angle du flanc raide, McLean, 1990 suggère que le flanc raide peut présenter un pendage maximal d'ordre 30°. Auparavant, Belderson et al. (1982) distinguent l'angle moyen bêta et l'angle maximum bêta (β_{max}) du flanc raide et aboutissent à une distinction en deux catégories : (1) les flancs raides des dunes, de moins de 2 m d'amplitude, ont des pentes comprises entre 17° et 35°, en général supérieures à 20°, et (2) pour les grandes dunes asymétriques, ces pentes sont comprises entre 4° et 30° mais presque toujours inférieures à 20°. La dune adopte une forme symétrique quand leurs deux flancs ont des pentes semblables. Selon Belderson et al. (1982), ces pentes varient généralement entre 10° et 20°.

Il existe une relation étroite entre le degré d'activité des dunes et les valeurs de leurs pentes : plus les dunes sont actives, plus les pentes des flancs raides ont tendance à augmenter. D'autres facteurs, tels que la granulométrie du sédiment dunaire, le mode de transport dominant de ce sédiment (Kostaschuck & Villard, 1996), permettent également d'expliquer cette variabilité des valeurs de pentes d'une dune à l'autre. Le tableau I-6 présente un exemple des valeurs de pentes de dune enregistrées dans différentes zones.

Référence	Lieu	Angle du flanc raide	Angle du flanc doux
Aliotta & Perillo, 1987	Bahia Blanca Estuary	mean 11° max 30°	mean 4°
Anthony & Leth, 2002	North Sea	2° - 4°	
Serge Berné et al., 1989	Surtainville	28°	
Dalrymple et al., 1978	Bay of Fundy	10° - 20°	
Fenster et al., 2006	Long Island Sound	0,7° - 30,9°	
Fenster et al., 1990	Long Island Sound	11° - 16°	4° - 8°
Gonzalez & Eberli, 1997	Bahamas Carbonate sand	24,2°	
Harvey, 1966	Irish Sea	Symmetrical; mean 15°, max 20°	
Kostaschuk & Villard, 1996	Fraser River	Symmetrical: mean <8°, max 11°-18° Asymmetrical: lee 19°, stoss <3°	
Langhorne, 1982	Start Bay	11° - 14°	
Mhammdi, 1994	Manche Occidentale (Banc de SERCQ)	10° – 15°	1° – 10°
van Dijk & Kleinhans, 2005	North Sea	Offshore 2.34° Coastal 1.11°	Offshore 0.66° Coastal 0.2°

Tableau I-6: Exemples de pente de dunes

I.3.2 Paramètres transversaux

Parmi les paramètres transversaux les plus utilisées (Fig. I-4), on note :

- Lc : correspond à la longueur de la crête. Mesurée au sommet de la dune entre ses deux extrémités latérales,
- B : correspond à la droite, la plus courte, joignant les deux extrémités latérales de la dune,
- C : détermine le « creux » de la dune, représente, pour les formes en croissant, le demi petit axe de la demi-ellipse dessinée par la crête.

Ces paramètres peuvent être mesurés sur les enregistrements sonar et bathymétriques ou bien in situ dans le cas de formes de petites tailles.

I.3.3 Indices morphologiques

Les paramètres cités en haut peuvent être combinés en indices suivants :

➢ Indice de forme verticale (vertical form index), défini par bucher (1919) (in Allen ,1980a) parfois appelé l'indice de ride (ripple index), est le rapport de la longueur de la forme

sédimentaire sur la hauteur (L/H). Il mesure le dénivelé de la figure. Il a déjà été signalé que, pour les dunes, il était généralement supérieur à 20, mais pouvait être compris entre 10 et 160.

Son inverse H/L exprime le degré d'aplatissement. Certains auteurs ont tenté de faire une distinction entre les rides et les dunes sur la base de cet indice, par exemple Bennett et Best, 1996.

Les premiers travaux d'Allen (1968) ont indiqué que les formes sédimentaires, développés dans le sable, ont une valeur de H/L comprise entre 0,01 et 0,20, bien que des exceptions puissent existées. Le même auteur suggère que pour les rides $0,05 < H/L < 0,20$ alors que pour les dunes $0,01 < H/L < 0,10$.

Pour Bridge (2003) les rides ont un rapport inférieur à 0,10, alors que les dunes se caractérisent par un H/L inférieur à 0,06. D'après l'auteur, ce rapport dépend essentiellement à la contrainte de cisaillement. Guy et al. ; 1966, en intégrant le nombre de Reynlod de grain (Reg=U*D/v), indiquent qu'il existe un chevauchement important des valeurs H / L pour les rides et les dunes.

- B/H Indice vertical parallèle, appelé parfois l'indice de forme horizontale ("horizontalform index", Allen, 1982b)

- Indice de symétrie « symetry index », défini par Tanner (1971) (in Allen, 1982a). Il est égal au rapport entre les longueurs des flancs doux et raides (a/b) : plus il est élevé, plus la dune est asymétrique (il prend la valeur 1 pour les forme symétrique). Selon Berné (1991), cet indice est généralement compris entre 1 et 6. Allen (1980a) préfère utiliser un indice de symétrie modifié : a/b-1.

- Indice de sinuosité ("sinuosity index") défini par Dalrymple (1984) est égal le rapport de la distance entre les extrémités du corps mesurée en suivant la crête par cette même distance mesurée en ligne droite (Lc/B). D'après Rubin et McCulloch, (1980), il permet de définir le degré de « tri-dimensionnalité » :

    - Lc/B =1 : dune de type bi-dimensionnel (2D), la crête est droite.
    - Lc/B>>l : dune de type tri-dimensionnel (3D), la crête est courbe ou sinueuse.

- Indice d'ellipticité défini par Moulin (1988). Il correspond au rapport entre la valeur du creux de la forme et la mi-distance entre les extrémités latérales de la dune : C/ (B/2).

I.3.4 Morphologie transversale

La forme des sections transversales des dunes constitue un autre critère descriptif qui permet de classer les dunes. Le profil vertical des dunes montre, deux morphologies principales : symétrique ou asymétrique. Mais d'autres types de morphologie peuvent être observés en nature, liés à la complexité du contexte hydrodynamique de milieu dans lequel se trouve la dune.

VAN VEEN, à partir des premières utilisations civiles des sondeurs bathymétriques, en 1935, distinguait (1) les structures symétriques à légèrement dissymétrique, de type trochoïdal, (2) les structures nettement asymétriques, de type progressif, (3) de type asymétrique-trochoïdale et (4) de type dos de chat (cat back) dont le flanc le plus long a un profil sigmoïdal (Fig. I-8). Selon Mc Cave (1971), la morphologie, de type dos de chat, est liée à l'action du courant subordonné qui éroderait la base amont de la crête sur le flanc doux, pour le redéposer plus bas, créant ainsi une petite dépression au sommet de la vague. Toujours d'après le même auteur, les dunes symétriques (trochoïdales) sont caractéristiques des zones où le transport résiduel est nul, au cours des cycles de marée. Les dunes symétriques, quant à elles, sont approximativement sinusoïdales, et caractérisé par l'absence de zone de séparation de flux (ex. Kostaschuk & Villard, 1996; Best & Kostaschuk, 2002).

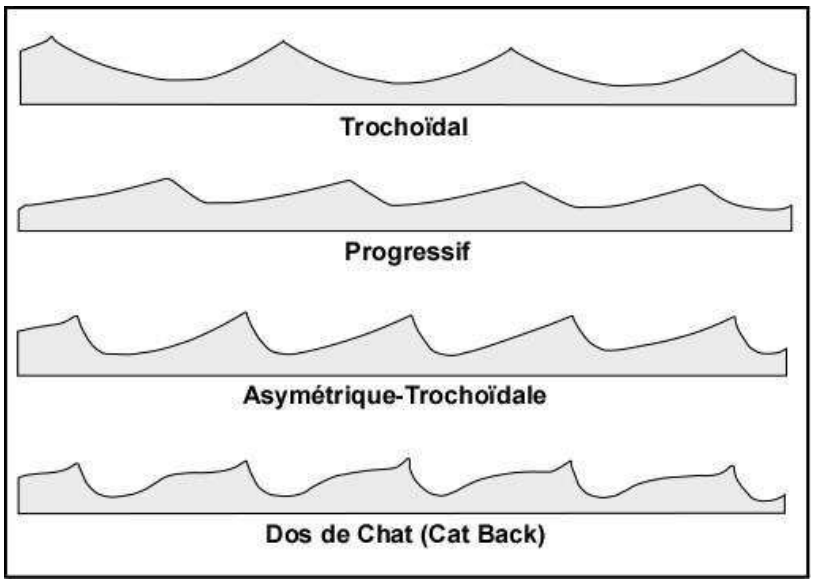


Figure I-8: Classification des dunes en fonction de leur profil vertical, Van Veen (1935)

Des chercheurs, par exemple Sanderson & Lockett (1983), ont également observé un type de dune connu sous le terme anglais « Humpback » (Fig. I-9). Ce type de forme se caractérise par un sommet presque plat. Ainsi, même s'il montre un flanc raide,

l'accumulation des sédiments se fait sur le flanc doux (migration à travers la pente du flanc doux).

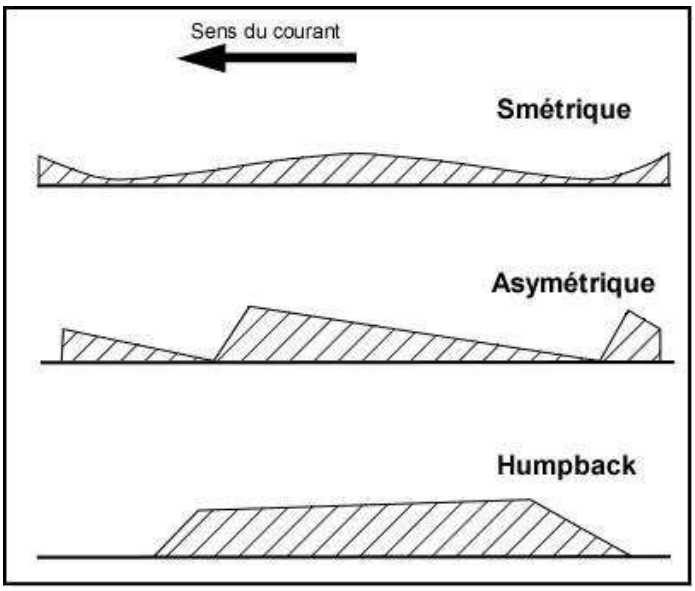


Figure I-9: Type de profil vertical des dunes source

Dalrymple et Rhodes (1995) ont identifié un bon nombre de morphologie transversale dunaire qui caractérise principalement le domaine estuarien (Fig. I-10). Compte tenu de la nature changeante des flux au niveau des estuaires (dans ce type d'environnement), les profiles transversaux des dunes sont constamment modifiés suite à l'influence marine et/ou fluviale. Les corps sédimentaires (les dunes) se trouvent sous l'influence de différentes forces et directions d'écoulement, donc, la forme générale de la dune, à tout instant, va représenter un ajustement quasi-équilibre à la force relative des écoulements opposés.

La classification, en fonction de la morphologie en coupe transversale, de Dalrymple et Rhodes (1995) a montré les différentes sections transversales des petites et moyennes dunes (Fig. I-10, A-E) et celles des grandes à très grandes dunes (F-J).

Sur la figure ci-dessous les courbes A, B et C présentent la morphologie transversale des dunes asymétriques, typiques d'un régime d'écoulement déséquilibré, orientées vers le sens du courant dominant. Leur pente douce peut être linéaire (A) ou légèrement convexe (B) prenant parfois la forme du « humpback ». Alors que le flanc raide de ces dunes estuariennes, selon Dalryrnple et Rhodes (1995), sera généralement plus long et moins raide que le modèle de dunes classiques pour les écoulements unidirectionnels et stables. L'inversion des directions de l'écoulement de la marée pourra induire un transport sédimentaire dans le sens inverse. Ce qui provoque un remaniement complet des crêtes des dunes par un 'ebb cap' de polarité inverse (Fig. I-10, D & E).

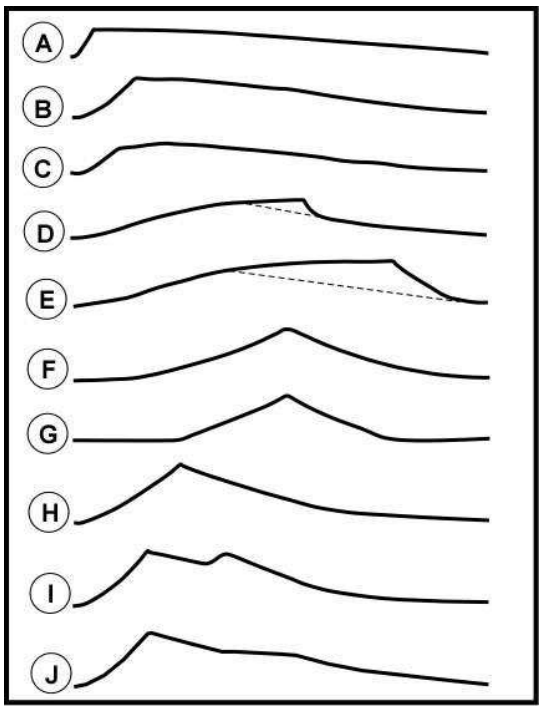


Figure I-10: Profil vertical des petites et moyennes dunes (A-E), et de grandes et très grandes dunes (F-J). (Dalrymple et Rhodes, 1995)

Une autre catégorie de dunes qui sont souvent présentes dans les estuaires, définit comme 'dunes composées' (Fig. 10, I & J). Il s'agit des grandes dunes recouvertes, sur leur flanc doux, par des petites dunes surimposées.

I.3.5 Morphologie longitudinale (forme bi et tridimensionnelles)

La morphologie planimétrique des formes sédimentaires tend à prendre une des deux formes : bi dimensionnelles (2D) ou tri dimensionnelles (3D) (Berné et al., 1989) (Fig. I-11). Cette distinction, basée sur la forme de la crête des dunes, a été faite pour la première fois par Harms (1969). Elle s'est identifiée implicitement dans les premières observations au sonar de Kenyon (1970b), précisées par Belderson et al. (1982).

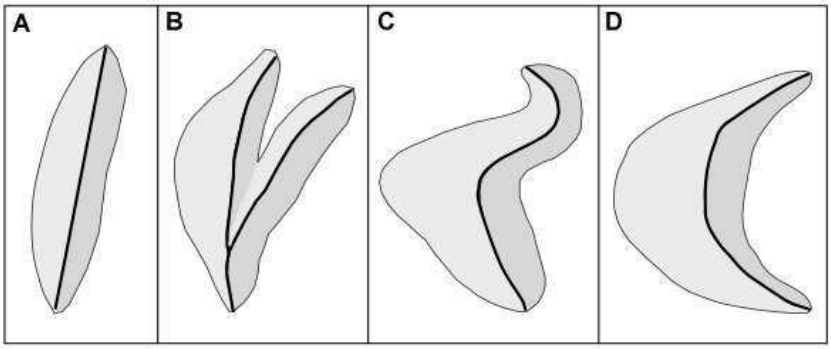


Figure I-11: Classification des dunes selon la sinuosité de leur crête (modifié d'après Berné et al., 1989).

dunes bidimensionnelles : A- dune rectiligne ; B- dune peu sinueuse (bifurqué)
dunes tridimensionnelles : C- dune sinueuse ; D- Barkhane.

Les dunes 2D ont des espacements assez réguliers et sont orientées perpendiculairement aux lignes d'écoulement moyennes. Leurs crêtes ont tendance à être :

- Soit longues, rectilignes à peu sinueuses, et souvent bifurquées ;
- Soit courtes et rectilignes

En revanche, les formes 3D ont des espacements et des hauteurs irréguliers, avec lignes de crêtes très sinueuses ou discontinues (Ashley, 1990). Par analogie avec les formes rencontrées en milieu désertique, des dunes 3D présente une morphologie en « BARKHANE ». Elles sont des formes isolées reposant sur un substrat grossier. Leurs pointes sont orienté dans le sens du transport sédimentaire résultant (Belderson & Kenyon, 1969 ; Belderson et al., 1982 ; Hersen, 2004).

De nombreuses études ont établie des descriptions secondaires pour la morphologie planimétriques des dunes, surtout pour les dunes 3D (Allen, 1968 ; Blatt et al., 1980). Allen 1968, a proposé la plus complète description connue dans la littérature (Fig. I-12). Selon cet auteur, les formes tri-dimentionelles sont subdivisées en 5 sous-classes : (1) dunes à crête très sinueuse, (2) linguoide (linguoid), (3) cuspidée (cuspate), (4) caténaire (catenary) et (5) parabolique (lunate).

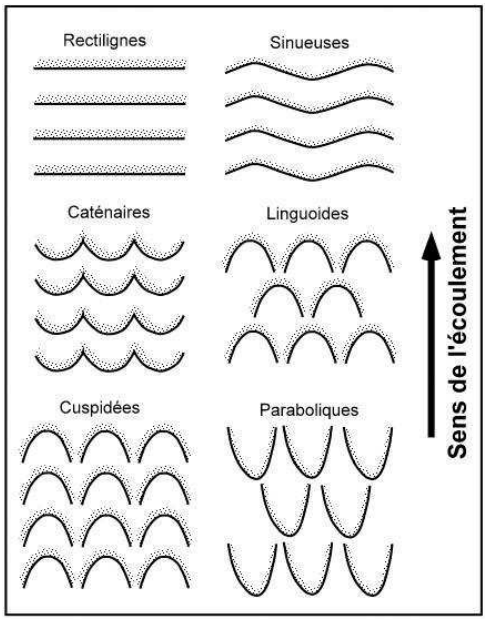


Figure I-12: Les différentes morphologies planimétriques des dunes. (modifié d'après Allen, 1968 et Blatt et al., 1980)

La morphologie **Linguoidale** se caractérise par des lignes de crêtes discontinues et très sinueuses avec une concavité au courant résiduel. Elle se présente souvent sous forme d'un complexe de bombements ou fer à cheval entrecroisé entre eux. La morphologie **Cuspidée** (cuspate) est désignée pour les dunes linguoide qui montrent un alignement. Ce terme a été

proposé par Allen (1968). La morphologie **Caténaire** se caractérise par des lignes de crêtes continues avec une forme barkhanoide, sa disposition par rapport au courant résiduel est inverse à celle des Lingoides, elles montrent une convexité au courant. La morphologie **parabolique** (Lunate) montre les mêmes caractéristiques que des formes caténaires mais avec des lignes de crête discontinues. Des recherches ont été effectuées pour déterminer les processus responsables de la formation de la morphologie 2D et 3D (Allen, 1968; Costello & Southard, 1981; Ashley, 1990; Southard & Boguchwal, 1990; Southard, 1992 ; Venditti et al., 2005 ; Dalrymple et Choi, 2007). En effet, la plus part des études démontrent que les morphologies bi-dimentionnelles ne sont pas stable, et elles peuvent se transformer en morphologie tridimensionnelle.

D'après certains auteurs (Southard & Boguchwal, 1990; Southard, 1992 ; Costello & Southard, 1981), la formation de chaque morphologie, bidimensionnelle et tridimensionnelle, nécessite un délai de temps relativement court (plusieurs dizaine de minutes à quelques heures), ce qui diminue la netteté de la transition (la transition n'est pas nette). Tandis que, les travaux de Baas et ses collaborateurs (Baas et al., 1993; Baas, 1994, 1999) montre que la transition entre les dunes 2D et 3D se produit dans un délai de temps assez long et qui peut atteindre des jours.

Parmi les hypothèses qui ont été faites suggèrent que la transition de la morphologie planimétrique de 2D à 3 D est liée au changement dans la structure de l'écoulement. L'augmentation de la vitesse de l'eau déclenche le changement au niveau de la morphologie planimétrique des dunes. Autrement dit, les dunes en forme 2D (crête rectiligne) sont présentes sous des conditions de faible écoulement, et à l'augmentation de la vitesse de celui-ci, les dunes deviennent en forme 3D en prenant des formes Linguoids (Southard & Boguchwal, 1990; Southard, 1992).

La quantité de sable mobilisable, d'après plusieurs auteurs, constitue un autre paramètre intervenant dans la transition des dunes des deux morphologies. Elle décroît des formes 2D à la forme 3D, Venditti et al. (2005), Baas et al. (1993) partagent ce point de vue, que toute dune peut éventuellement devenir tridimensionnelle, si des excès ou des manques mineurs en sédiments ont lieu d'une dune à l'autre. Par exemple, les barkhanes se mettent généralement en place dans des environnements appauvris en sédiments (Belderson et al., 1982). Selon Ernstsen et al. (2004), le développement des dunes de type barkhanes peut aussi être lié à une variation latérale des caractéristiques granulométriques du sédiment dunaire, ce qui induit des vitesses de migration différentes du centre et des extrémités de la dune.

I.4 Evolution morphologique des dunes

I.4.1 Formation des dunes

L'initiation et la croissance, des dunes sur un lit plat, reste une question fondamentale qui a fasciné plusieurs chercheurs de nombreuses disciplines. ils ont essayé de résoudre ce problème à l'aide de différentes approches : approche empirique (Van Rijn, 1984; Julien & Klaassen, 1995; Coleman et al. , 2005, 2008), approche basée sur des techniques d'analyse de stabilité (linéaire et non-linéaire) (Kennedy, 1969, 1991 ; Smith, 1970 ; Hulscher, 1996 ; Blondeaux et al., 2000 ; Blondeaux & Vittori, 2011 ; Coleman & Fenton, 2000), approche basée sur les expériences du laboratoire (Nelson et al., 1993; Lyn, 1993; McLean et al., 1999 ; Venditti et al., 2005, Peerlberg, 2008 ; Friedrich et al., 2007 ; Baas et al, 2019).

Ces recherches ont révélé beaucoup de théorie sur la genèse des dunes, Cependant, durant à peu près d'un siècle d'efforts, aucune théorie globale n'est capable de décrire ce phénomène (Raudkivi, 1999). Ainsi, il est à noter qu'il n'existe pas de données de terrain mettant en évidence la naissance et le développement d'une dune (Garlan, 2004), et que la compréhension des phénomènes contrôlant l'initiation des dunes ne peut être estimée que grâce à la modélisation numérique. Ainsi, De nombreux modèles tentent de décrire la formation et le développement des structures sédimentaires, que ce soit sous écoulement oscillant ou continu. Le tableau ci-dessous (Tableau I-7) présente des exemples de modèle basés sur différentes approches.

Des théories ont été élaborées en se basant sur l'analyse des écoulements hydrodynamiques. Notamment, la théorie de l'écoulement irrottionnel (Kennedy, 1969 ; Coleman & Fenton, 2000) et la théorie des ondulations mobiles ("kinematic waves") (Salomon (1972) ; Middelton (1990).

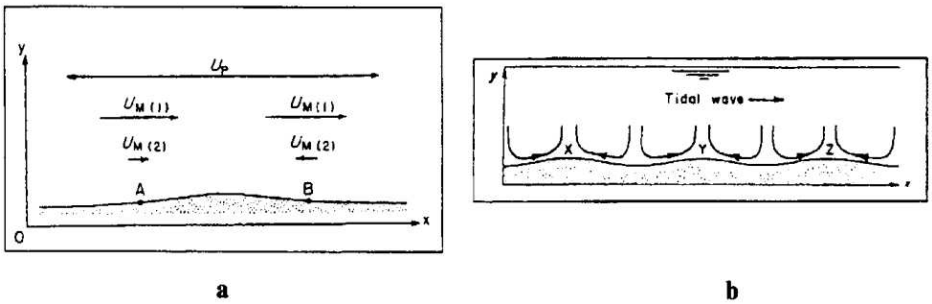
La théorie la plus répondue est celles de l'analyse de perturbation, également nommé 'l'analyse de stabilité linéaire'. Cette théorie a été proposée, au départ, par Exner en 1920 (comme décrit par Leliavsky, 1955) et développé, par la suite, par Anderson en 1953. Cette théorie implique la linéarisation des équations du mouvement, à la fois, du fluide et les sédiments sur une perturbation ou une anomalie infiniment petite sur le fond plat. Récemment, D'autres chercheurs tels que Jackson (1976) et Yalin (1977) ont étudiés les relations entre les structures turbulentes et les caractéristiques topographiques du lit sous-jacent.

Les modèles empiriques comprenant les effets instationnaires	
Allen (1976)	Analyses d'équilibre des dunes sous un courant régulier. L'auteur utilise une constante d'adaptation, car la dimension de la dune ne s'adapte pas, instantanément, avec la dimension d'équilibre prédite
Miwa et al. (1999a,b)	Model applicable à la fois pour des sédiments homogène et hétérogène.
Wilbers (2004)	Comprend les effets de décalage de temps en utilisant l'approche d'Allen (1976). Développe différents sous-modèles pour les différentes branches de la rivière.
Models basés sur les techniques d'analyse de stabilité	
Kennedy (1963)	Modèle d'écoulement potentiel sur ondulations sinusoïdales mobiles.
Fredsoe (1979)	Simule la réponse des dunes individuelles aux changements brusque de décharge
Yamaguchi & Izumi (2002)	Analyse non-linéaire, basé sur des équations de Reynolds et sur l'équilibre des forces sur les grains de sédiments
Zhou & Mendoza (2005)	Modèle non-linéaire de croissance des dunes. Permet de prévoir l'évolution de la dune depuis son initiation jusqu'à son état d'équilibre.
Modèles utilisant des éléments stochastiques (aléatoire)	
Anderson (1990)	Nommé modèle d'auto-organisation pour l'évolution des dunes éoliennes. Basé sur le calcul des trajectoires des particules de sédiments
Nino et al. (2002)	Algorithmes représentent le mouvement des grains individuels
Gallagher (2007)	Modélise l'évolution de mégarides, de l'offshore, avec la séparation de l'écoulement
Modèles hydrodynamiques numériques de l'écoulement sur les dunes fixes	
Yoon & Patel (1996)	Donnent la solution de l'équation de Navier-Stokes moyennée par Reynolds, en utilisant le modèle de turbulence κ-ω
Stansby & Zhou (1998)	Donnent la solution de l'équation de Navier-Stokes moyennée par Reynolds, en utilisant le modèle de turbulence κ-ε.
Modèles numériques morphodynamique avec la migration des corps sédimentaires	
Jerolmack & Mohrig (2005)	Modèle d'évolution de la surface aléatoire, en utilisant une relation non linéaire entre le flux de sédiment et la topographie du fond.
Tjerry & Fredsøe (2005)	Modèle du courant curvilinéaire permettant de calculer la forme et les dunes individuelles.
Németh et al. (2007); Van den Berg (2007)	Élaborations numériques de Hulscher (1996). Ce modèle permet de prédire l'évolution des dunes en offshore. Ils utilisent les équations hydrostatiques en eau peu profonde avec une viscosité constante d'agitation. La pente du lit est incluse dans les calculs du transport sédiments

Tableau I-7: Modèles, de formation des dunes, établis suite à des différentes approches

Yalin (1977) suggère que la présence d'une irrégularité centimétrique initiale sur un fond plat provoque une perturbation du courant en aval de l'anomalie topographique, ce qui a des répercussions sur la totalité de l'épaisseur de la couche-limite et augmente la contrainte de cisaillement en aval de l'irrégularité. Ce phénomène produit alors des zones d'érosion-dépôt permettant la mise en place d'autres irrégularités, avec une certaine longueur d'onde.

Les irrégularités topographiques initiales, nécessaires au développement des rides peuvent être liés à la fois aux caractéristiques sédimentaires du fond et/ou à la présence des organismes vivants au niveau de l'interface eau-sédiment. Par exemple, Fries et al. (1999) ont analysé l'impact des polychètes *Cistenides gouldii* et des monts associés sur la rugosité du fond, à partir d'études menées en laboratoire. Ces monts sont formés par l'accumulation de matériel sédimentaire éjecté par les polychètes. Les auteurs montrent que la présence de monts permet la création de rides. Néanmoins, l'existence de ce phénomène dépend de la densité de polychètes. Ainsi, ces auteurs remarquent que la dynamique sédimentaire (et le déplacement des rides) est contrôlée par les dimensions des monts initiales et le nombre importants des organismes vivants (Polychètes). Par la suite, la croissance des dunes est la conséquence d'accumulation de sédiment vers la crête des irrégularités initiales (Allen, 1980a; Allen, 1980b) : près du fond, le courant tidal est modifié par la morphologie des perturbations topographiques et le résiduel converge alors vers leur crête, de part et d'autre de cette dernière (Fig. I-13a), puis un système de cellules de circulation se met en place et permet la croissance des dunes (Fig. I-13b).



a **b**

Figure I-13: Composantes du courant tidal agissant sur une petite perturbation topographique du fond marin (a) et cellules de circulation mises en place sous l'effet de l'interaction entre courant et morphologie (b) (Allen, 1980a; Allen, 1980b). UP : oscillation des courants tidaux, UM(1) : courant tidal résiduel, UM(2) : courant tidal résiduel modifié par la perturbation.

A partir des approches numériques, Onda et Hosoda (2004) ainsi que Jerolmack et Mohrig (2005) ont élaborés des modèles pour prédire l'évolution des dunes au niveau des rivières (dunes fluviales). Ceci en étudiant le champ d'écoulement au-dessus des dunes. Ils ont réussi à simuler (avec succès) l'évolution des corps sédimentaires depuis l'initiation jusqu'à l'équilibre.

I.4.2 Facteurs de contrôle de la formation et du développement des dunes

Les paramètres physiques fondamentaux qui régissent la formation et le développement des dunes sont bien définis par plusieurs auteurs (par exemple, Dalrymple et Rhodes, 1995; Southard et Boguchwal, 1990). La taille des grains, la disponibilité de sable, la vitesse de courant et la profondeur de l'eau sont les éléments clés qui contrôlent la taille et le développement des dunes.

I.4.2.1 Vitesse du courant

Selon la vitesse de l'écoulement et son régime, différentes figures sédimentaires se mettent en place. Les dunes commencent à se développer, à partir de rides de plus petites dimensions, lorsque l'intensité du courant augmente (Figure I-14). La taille, la forme et la mise en place des différentes structures sédimentaires sont en fonction de la vitesse du courant et son régime, ainsi que de la granulométrie du sédiment (Chamley, 1987).

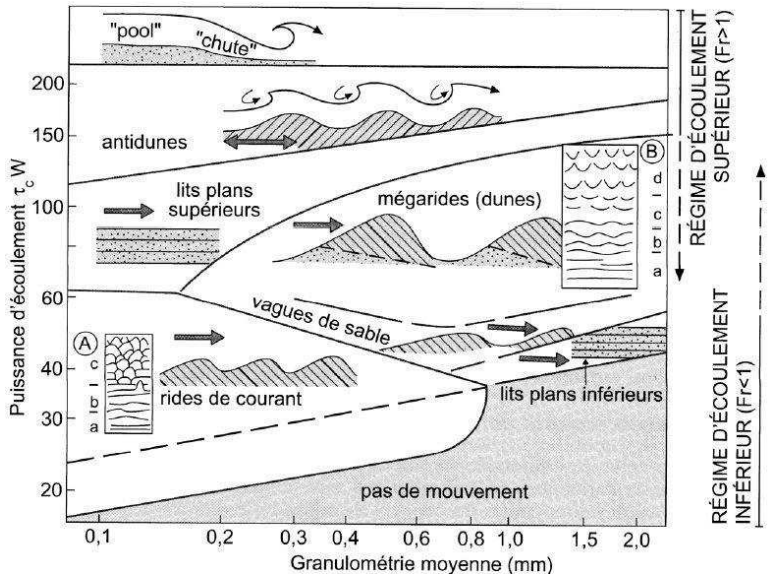


Figure I-14: Représentation schématique des formes sédimentaires en fonction du régime d'écoulement unidirectionnel (Chamley, 1987 ; Allen, 1985 ; Baltt et al., 1980).
La taille des figures sédimentaires n'est pas à l'échelle.
Face à l'augmentation de la puissance de l'écoulement, la forme planimétrique des petites et moyennes dunes (rides et mégarides) se modifient (A et B). a- crêtes rectilignes, b- crêtes ondulées, c- crêtes lingoïdes, d- crêtes en croissant)

Comme cité en haut, le régime de courant peut être divisé en deux : (1) le régime inférieur (appelé aussi régime sous-critique) dans lequel la résistance des particules au mouvement est élevée et leur déplacement modéré, et (2) le régime de courant supérieur (ou régime supercritique) dans lequel les particules sont entraînées en abondance, presque indépendamment de leur taille (Simons and Richardson, 1961) (Fig. I-2).

Le régime d'écoulement est en fonction du rapport des forces de gravitation interne exprimée en nombre de Froude. Le nombre de Froude est défini comme:

$$Fr = \frac{\overline{U}}{\sqrt{gh}}$$

Où

Ū : Vitesse de l'écoulement en profondeur moyenne
g : Accélération de la pesanteur (9,81 m/s2)
h : Profondeur d'eau

Quand le régime de courant est sous-critique (de type inférieur) le nombre de Froude est inférieur à 1 (Fr<1). Lorsque le régime de courant est supercritique le nombre de Froude est supérieur à l'unité (Fr>1). Tandis que, la transition entre les deux régimes (inférieur et supérieur) se produit lorsque le nombre de Fraude est égal à 1.

Selon la vitesse de l'écoulement et son régime, différentes structures sédimentaires se mettent en place. Au niveau du régime d'écoulement inférieur, et en supposant que la taille des grains et de la profondeur de l'eau restent constantes, la taille des corps sédimentaires augmente lorsque l'intensité du courant augmente (Ashley, 1990; Boothroyd & Hubbard, 1974; Dalrymple & Rhodes, 1995; Simons & Richardson, 1961). Amos et King (1984) indiquent que, pour permettre la formation de tels corps sédimentaires, les vitesses de l'écoulement près du fond doivent être comprises entre 0,4 et 1 m.s-1 pour des sables moyens, entre 0,5 et 1 m.s-1 pour des sables grossiers et entre 0,6 et 1 m.s-1 pour des sables très grossiers. L'intensité du courant peut également avoir un effet sur la morphologie de la dune. Car en fonction de l'intensité des courants, les dunes peuvent montrer des formes bi- ou tri-dimensionnelles.

D'autres études ont montré que la variabilité de la direction du courant constitue une autre caractéristique hydrodynamique qui peut influencer l'évolution des dunes. Par exemple, Terwindt (1971) a attribué la disparition des dunes dans le Sud de la Mer du Nord à une diminution de l'asymétrie de l'ellipse tidale.

I.4.2.2 La profondeur de l'eau

La profondeur de l'eau ne semble généralement pas être un facteur déterminant dans le développement des dunes. Toutefois, toutes les études conforment que la profondeur d'eau constitue un paramètre limitant pour la croissance des corps sédimentaires. La plupart des auteurs s'accordent qu'il existe une limite supérieure pour la hauteur des dunes liées à une

certaine profondeur. Considérant le cas le plus extrême de l'eau peu profonde la crête de la dune ne s'étendra pas au-dessus de la surface de l'eau. Dans ce type de milieu, les courants induits par la houle de surface s'ajoutent aux courants tidaux, leur action a un effet destructeur sur la crête des dunes (Langhorne, 1982).

Des études, effectuées dans des milieux naturelles, ont permis d'élaborer des relations liant les dimensions de la dune et la profondeur de l'eau. Par exemple, l'étude de Brokuniewicz et al. (1977), réalisée sur les vagues de sable au Long Island Sound, a montré que la hauteur des corps sédimentaires est indépendante de la profondeur, h, jusqu'à ce que sa hauteur dépassait $0.086h^{1.19}$ (Allen, 1970). Cependant, une étude plus récente a trouvé des vagues de sable à 17 m de hauteurs dans seulement 50 m de profondeur. Dewez (1988) signale que la présence de dunes géantes dans des fonds avec une bathymétrie inférieure à 10 m, est fortement contrariée.

Malgré de nombreuses études, il n'existe aucune formulation permettant de relier, de façon universelle, la profondeur d'eau aux dimensions des dunes observées in situ. Pour que de telles relations soient vérifiées, il faudrait que les conditions d'équilibre soient atteintes, ce qui est rarement le cas dans la réalité. Seules les dimensions maximales (Hmax et λmax), atteintes en conditions d'équilibre, peuvent être prédites en fonction de la profondeur d'eau. La dépendance de la dimension des dunes à la profondeur de l'eau a d'abord été documentée par Allen (1968a), pour l'amplitude des dunes, et par Jackson (1976) pour la longueur d'onde des dunes. A partir d'expérimentations et d'observations en rivières, Yalin (1964) établit les relations :

$$\mathbf{H_{max} = 0{,}167h \text{ et } \lambda_{max} = 6h}.$$

Parmi les rares récentes études qui visent à documenter la limitation de la profondeur de l'eau, a été réalisé par Carling et ces collaborateurs, en 2000, dans le fleuve de Rhine en Allemagne. Le changement du stade de la rivière été une occasion, pour les auteurs, d'étudier l'effet de la diminution de la profondeur sur la croissance des formes sédimentaires. Carling et al. (2000) ont constaté que les crêtes de vagues de sables subit une érosion suite au changement du niveau de l'eau. Cependant, en eau profonde, la hauteur des vagues de sable est indépendante de la profondeur de l'eau (Aliotta et Perillo, 1987; Southard & Dingier, 1971; Bokuniewicz et al., 1977; Dalrymple et al. 1978; Southard et Boguchwal, 1990 ; Wewetzer et Duck, 1999 ; Flemming, 2000b).

Contrairement aux études de Craling et al. 2000, sur le fleuve de Rhin (citée en haut), de nombreuses recherches ont montré des éléments de preuve contradictoires qui démontre clairement que l'effet de la profondeur sur les dimensions des dunes ne s'applique pas d'une manière générale (Fig. I-15).

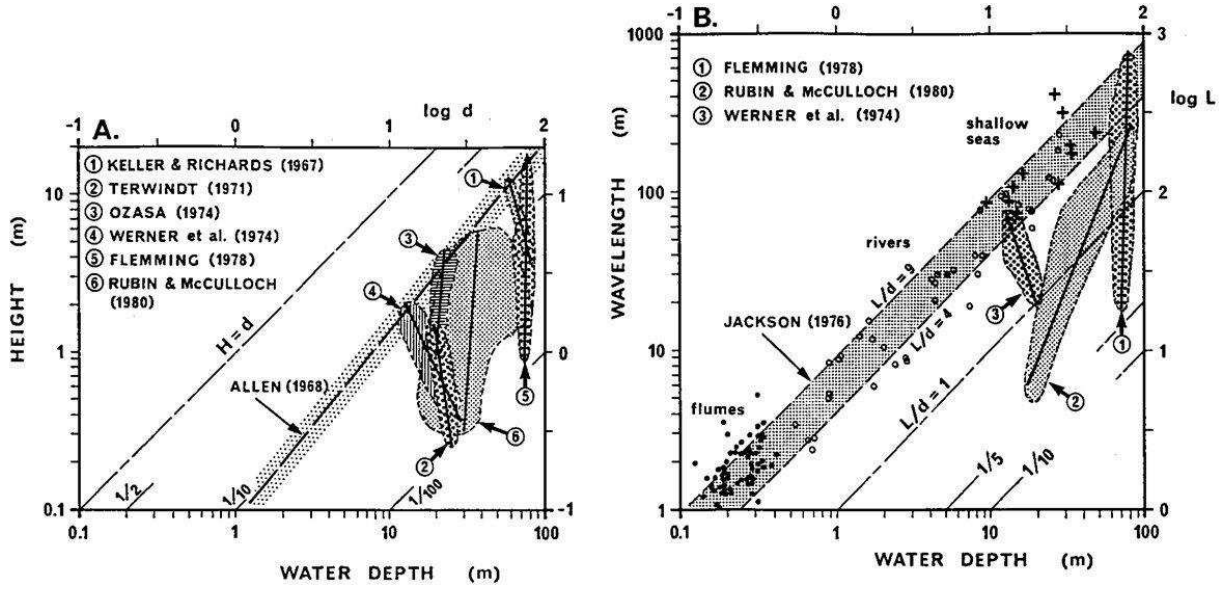


Figure I-15: La relation entre la profondeur d'eau et les dimensions des dunes à partir des données publiées

A : l'amplitude de dune par rapport la profondeur d'eau. B : la longueur d'onde en relation avec la profondeur d'eau. (Craling et al. 2000)

Par exemple, les études au niveau de la mer du Nord, et de la baie de Fundy (la mer d'Irlande) n'ont trouvé aucune corrélation entre la hauteur des vagues de sable et de la profondeur de l'eau (Armstrong et al. 1996; Bartholdy et al. 2002; Dalrymple et al. 1978; Dingle 1965; Jones et al. 1965; McCave 1971; Rubin & McCulloch 1980; Stride 1988, 1974). D'après Rubin et McCulloch (1980) la hauteur des vagues de sable devient indépendante de la profondeur d'eau quand la tranche d'eau est supérieure à six fois la hauteur de ce corps sédimentaire. Il est à noter que, pour ces études, il est possible que les vagues de sable n'atteignent pas encore la hauteur suffisante pour subir l'influence de la profondeur d'eau, et/ou elles ont été limités par un autre facteur telles que la taille de grains, la disponibilité des sédiments ou la vitesse du courant.

I.4.2.3 Taille de grains

Bien que la disponibilité des sédiments est un facteur de contrôle de la taille des dunes (Belderson et al., 1982), les propriétés granulométriques peuvent également avoir une influence majeure sur la répartition et la dimension des dunes (Southard, 1971; Southard & Boguchwal, 1990; Zarillo, 1982). D'après Ashley (1990), les dunes ne se développent pas si

les sédiments sont très fins (<0,15mm), ou ils sont trop grossiers. Cependant, des auteurs notent que les dunes peuvent se former dans des graviers si la vitesse de courant est suffisante (Ten Brinke et al., 1999; Carling & Shvidchenko, 2002 ; Wilbers & Ten Brinke, 2003).

La taille des grains composant les dunes est très variable et est généralement comprise entre les sables fins et les graviers (Carling et al., 2006). De plus, les dunes tidales ne sont présentes que dans des milieux sédimentaires non-cohésifs. Terwindt (1971) note qu'aucune dune n'est observée en Mer du Nord dès lors que la proportion de silts est supérieure à 15% et que la taille des grains est inférieure à 0,5 mm. Bokuniewicz et al. (1977) font le même constat dans l'estuaire de Long Island, aux USA. Ils signalent l'absence des dunes dans les zones où les sédiments ont été composés de plus de 10% de silt ou de plus de 12% de sable grossier. Dalrymple (1984), montre que dans la baie de Fundy, les dunes se développent seulement dans les zones où la taille des grains est supérieure à 0,27mm. Johnson et al. (2003) trouvent que, dans la baie de Humboldt Entrance (USA), les dunes se limitent seulement dans les zones où la taille des grains est supérieure à 0,23 mm.

Flemming (2000), révèle une corrélation claire entre la taille des grains et la taille des dunes. Plus le sédiment est grossier, plus les dimensions des dunes sont importantes. Dans cette étude, la compilation des paramètres descriptifs de 1500 dunes de divers environnements fournit la base pour proposer un modèle statistique sans discontinuité des rides aux dunes géantes (Fig. I-16). En fonction de la granulométrie ce modèle peut prévoir les dimensions maximales d'une dune (Hauteur et longueur d'onde).

D = 0.063 mm	: $H_{max} \approx 0.028$ m,	L ≈ 0.14 m
D = 0.125 mm	: $H_{max} \approx 0.8$ m,	L ≈ 7 m
D = 0.250 mm	: $H_{max} \approx 9.0$ m,	L ≈ 130 m
D = 0.500 mm	: $H_{max} \approx 24.0$ m,	L ≈ 380 m
D = 1.000 mm	: $H_{max} \approx 30.0$ m,	L ≈ 600 m

Des auteurs ont liés la distribution et les dimensions des dunes au mode du transport, qui est, à son tour, influencé par la taille des grains. Par exemple, McCave (1971) a étudié un champ dunaire au niveau de la mer du nord. Il a constaté que les dunes sont bien développées dans le sud du champ dunaire, où les sédiments sont grossiers et transportés par charriage. Alors qu'au nord de cette zone étudié, les sédiments sont fins et ils sont transportés essentiellement par suspension. Par conséquent, il a attribué l'absence des dunes à l'augmentation de la charge suspendue. Ainsi, il a ajouté que les sédiments suspendus peuvent être déposé dans les creux des dunes (entre deux dunes successives) ce qui produit la réduction des hauteurs de ces formes.

Le même constat a été fait par Prent et Hickin (2001) dans le fleuve de Lillooet (Canada). Ils ont trouvé des formes sédimentaires de type 'washed-out' même si le régime d'écoulement est laminaire (Fr<1). Ils ont conclu que les dunes subissent une diminution de taille parce que la charge des sédiments fins en suspension est très importante, et non parce que la configuration du lit s'approche de l'étape de lit plan supérieur.

Bartholdy et al. (2002), ont révélé une bonne corrélation entre la taille des grains et les dimensions des dunes dans le canal de Gradyb (Danemark). Cette zone montre une hauteur des dunes variant entre 1,3 et 3,6 m pour une profondeur moyenne de 10m, et une taille moyenne de sédiments variant entre 0,56 mm (à l'amont) et 0,33 mm (à l'aval). D'après les auteurs, la hauteur des dunes diminue, de 3,7 à 0,8 m, lorsque la taille des sédiments diminue le long du canal en se dirigeant vers l'aval.

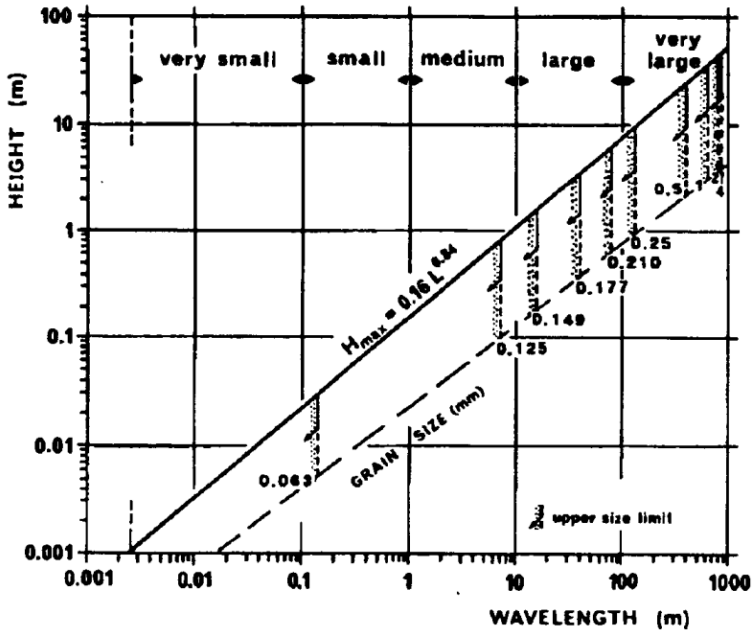


Figure I-16: Amplitude et longueur d'onde des dunes en fonction de la taille du sédiment (Flemming, 2000b)

Rubin et McCulloch (1980), dans la baie de San Francisco (USA), ont également enregistré une corrélation entre la taille des dunes et la taille des sédiments. Ils ont constaté que la hauteur des dunes diminue avec la diminution de la taille des grains. D'après les auteurs, cette diminution de la hauteur, est liée au temps de réponse des dunes face à l'inversion du courant de marée. En effet, dans tel environnement tidal, le temps de réponse aux variations du régime hydrodynamique, pour les dunes composées de sables grossiers, est largement plus long. Contrairement aux dunes composées de sables fins, qui sont plus sensible à la variation de courants, ce qui conduit à la diminution de leurs tailles. Autrement dit, la taille des dunes à sables fins va diminuer plus rapidement que celle des dunes

composées de sédiments grossiers, car il est plus facile de mobiliser et éroder les grains plus fins (Rubin & McCulloch, 1980).

Afin de relier la hauteur H et la longueur d'onde L au grain moyen MZ (en unité phi) du sédiment dunaire, Bartholdy et al. (2004) ont proposé la relation ci-dessous. Cette relation a été établie suite aux études effectuées sur les dunes surimposées à de très grandes dunes au large du Danemark.

$$H = 0{,}17MZ^{1{,}68} \quad \text{et} \quad L = 7{,}90MZ^{0{,}68}$$

I.4.2.4 Instabilité du courant

Les expériences aux laboratoires conduisent effectivement à de nombreux progrès dans la compréhension des processus physiques fondamentaux qui régissent le développement et la géométrie des formes sédimentaires. L'instabilité du courant et la disponibilité des sédiments sont parmi ces facteurs qui se trouvent impossible de les simulés artificiellement. Cependant, les résultats des études théoriques montrent une pertinence limitée pour les systèmes naturels (surtout les systèmes tidaux), et peuvent ne pas être applicables. Car, à cause de la complexité du domaine naturel, il peut ne pas être possible de simuler toutes les variables appropriés pendant l'expérience, ou de choisir une échelle correcte pour les conditions simulées (Hughes, 1993). Compte tenu de ceux-ci et d'autres facteurs de complication (qui peuvent interagir), il est important d'indiquer qu'il n'y a pas une relation unique entre la vitesse du courant et la taille des corps sédimentaires.

La réponse de la morphologie des dunes aux conditions hydrodynamiques n'est pas instantanée, d'où vient la notion de 'temps de réponse' (lag-time or response time) des structures sédimentaires. Par définition, cette valeur désigne le temps nécessaire pour produire, ou modifier de façon notable, la morphologie et la structure des formes de dépôts. Plus la taille des corps sédimentaires est grande plus le 'temps de réponse' est important : Les rides réagissent de façon quasiment instantanée, tandis que les mégarides (petites dunes) nécessitent plusieurs jours avant d'être complètement façonnés ou remaniées.

Le temps de réponse dépend de la taille initiale du corps sédimentaires d'une part et d'autre part de la différence entre l'état initial et l'état d'équilibre (Bokuniewicz et al. 1977). Le taux de transport sédimentaire (Allen 1976; Bokuniewicz et al. 1977) : exprimé en volumes par unité de largeur par unité de temps) représente le transport moyen par suspension et charriage sous l'action de la puissance hydraulique. L'augmentation des taux des sédiments transporté vont diminue le temps de réponse. Taille des grains affecte implicitement le temps

de latence à travers le taux de transport des sédiments. Sable plus fin va augmenter le taux de transport et de réduire le temps de latence, tandis que le sable grossier aura l'effet inverse.

Bokuniewicz et al. (1977), ont élaboré la relation suivante pour calculer les temps de réponse des dunes au niveau de Long Island Sound (USA) :

$$t = \frac{H\delta\lambda}{j(2\lambda+\delta)}$$

Où

t	: Le temps de réponse
δ	: Distance parcourue par la dune
λ	: Longueur d'onde
H	: La hauteur de la dune
j	: Taux de sédiments transportés

Dans cet exemple, l'auteur a estimé le temps de réponse des dunes sur la base de leurs hauteurs. Il suggère qu'il faudrait un délai de temps de 6 mois pour qu'une dune de 4 mètres de hauteur change d'asymétrie. Nasner (1974) et Allen (1976b) ont étudié le temps de réponse des dunes au niveau River Weser (Allemagne). Il s'agit des dunes avec une dimension moyenne de50 m de long et 5 m de hauteur. D'après les auteurs, ces corps sédimentaires nécessitent un temps de réponse de 7-9 mois pour la hauteur et 3 mois pour la longueur d'onde.

I.4.2.5 Disponibilité des sédiments

Le disponible sédimentaire, quant à lui, joue également un rôle important dans le développement des dunes et leur agencement. Par exemple, la mise en place d'un champ de dunes nécessite un stock sédimentaire important (plus il est important, plus les dunes auront tendance à se structurer en champs). La disponibilité des sédiments peut avoir un effet sur la sinuosité d'une dune : par exemple, selon Belderson et al.(1982) les dunes de type 'barkhanes' se mettent généralement en place dans des environnements appauvris en sédiments.

Des études effectuées sur différentes régions du monde, ont démontré l'influence de ce paramètre sur le développement et la dimension des dunes. Citant par exemple l'étude effectuée par Aliotta et Perillo (1987) dans l'estuaire de Bahia Blanca (Argentine). Les auteurs ont constaté que l'absence des dunes est liée à la diminution de la couche sédimentaire. Le développement des dunes s'est arrêté même si la profondeur d'eau et la taille

des grains sont identiques dans toute la région. Ils ont conclu que la variation de l'épaisseur, de la couche des sédiments meubles superficielle, contrôle les frontières d'un champ dunaire. L'estuaire de Teignmouth, est un exemple de variation dans les dimensions des dunes en fonction du stock sédimentaire disponible. D'après Hoekstra et al., 2004 ; van Lancker et al., 2004, les hauteurs de petites dunes, de cette zone, diminuent de 0,2 à moins de 0,1 m quand la couche sédimentaire diminue par l'effet de l'érosion.

Pour fin, comme mentionné ci-dessus, le développement des dunes dépend de certain facteur de contrôle tel que la granularité des sédiments, la vitesse du courant, etc. en fait, de nombreux facteurs supplémentaires qui peuvent avoir un effet sur les formes sédimentaires sur un fond meuble. Ces facteurs annexes incluent ceux qui sont liés au fluide tel que la température initial (qui contrôle la viscosité et la densité du fluide), et ceux qui sont liés aux sédiments comme la densité des grains (ρs), tri des sédiments et la forme des particules sédimentaires. Les effets de ces deux derniers paramètres ne sont pas bien connus dans la littérature, et ils sont rarement considérés.

I.4.3 Domaine de stabilité

Bien que les facteurs de contrôle soient largement étudiés, il n'existe pas un consensus sur la taille d'équilibre que peut avoir une dune sous un débit donné.

De nombreuses recherches ont essayé de déterminer des domaines de stabilité, des structures sédimentaires, en fonction de différents paramètre tel que (1) de la granularité et la vitesse de courant ou (2) de la profondeur et de la vitesse du courant. Des diagrammes de phase ont été établis, expérimentalement, en faisant varier séparément les paramètres qui contrôlent les domaines de stabilité, par exemple :

Rubin et McCulloch (1980) établissent des diagrammes à partir de travaux en bassin et de l'étude des corps sableux de la baie de San Francisco. Il est en fonction de la vitesse du courant, de la profondeur d'eau et de la granularité du sédiment. **Costello et Southard (1981)** ont décrit un diagramme basé sur une compilation des données existantes, **Middleton et Southard (1984)** ont présenté un diagramme basé sur la vitesse du courant unidirectionnel et de la profondeur. **Allen (1984)** a établi un diagramme de stabilité en fonction de la tension de frottement non dimensionnée et de la granularité du sédiment pour des phases créées par un courant unidirectionnel. Ce diagramme est basé sur 613 expériences décrites dans la littérature normalisé pour une température de 25 °C et une densité sédimentaire de 2.65. La profondeur d'eau n'est pas indiquée par l'auteur. **Dalrymple et Rhodes (1975)** ont présenté un diagramme

de stabilité qui combine entre différentes paramètres (la profondeur moyenne / la taille des grains, et la profondeur moyenne / la vitesse du courant). Il est basé sur des expériences au laboratoire sous des conditions d'écoulement uniforme et stable. **Southard et Boguchwal (1990)**, en particulier, ont pu fournir différents diagrammes qui sont aujourd'hui largement utilisés dans la littérature comme référence et base de travail. Ils ont établies des diagrammes de stabilité tridimensionnels adimensionnés (taille de grain, profondeur, vitesse d'écoulement) suite à une synthèse très complète de 39 études en canaux réalisées entre 1935 et 1990.

La figure I-17 présente deux diagrammes de phase de la vitesse en fonction de la taille des grains, chacun pour des profondeurs de 0.30 et 1.0 m. ils délimitent des zones associées aux rides, aux dunes, au lit inférieur et aux sédiments statiques. Avec ces deux diagrammes, il est possible de comparer les similitudes et les différences entre les limites de phase qui se produisent lors du changement d'un ou plusieurs des trois paramètres : vitesse, taille de grain et profondeur. Une comparaison simple maintient toutes les vitesses et toutes les tailles de grain constant avec la profondeur de 0.3m (Fig. I-17 à gauche) et la profondeur 1.0m (Fig. I-17 à droite). La différence entre les deux diagrammes de phase est que la zone graphique englobée par la phase de dune est beaucoup plus grande lorsque la profondeur est de 1 m, que lorsque la profondeur est de 0.3 m.

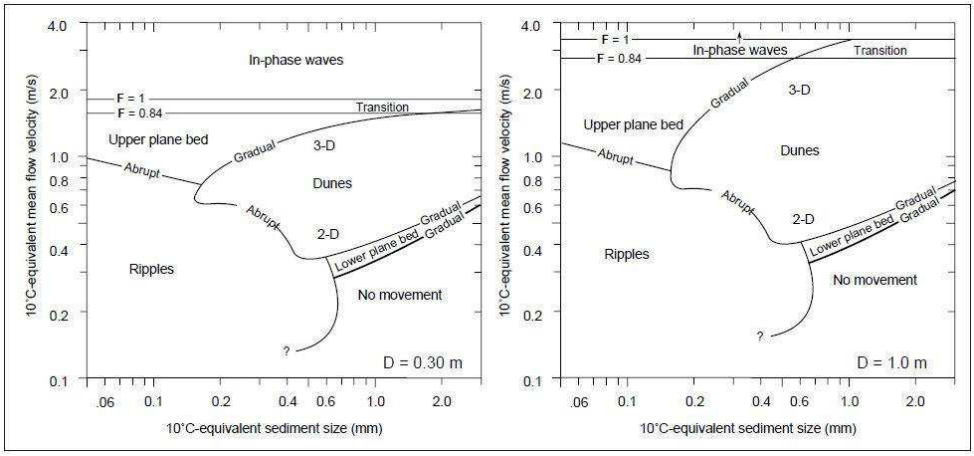


Figure I-17: Diagrammes de vitesse/taille de grains montrant les domaines de stabilité des dunes pour deux gammes de profondeur (0,30 et 1 m). Normalisation de la température de l'eau à 10°C). (Southard &Boguchwal (1990)).

La figure I-18, présente l'effet de la profondeur sur les dépôts de formes sous différentes vitesses de courant, pour des gammes de granularité variées. Par exemple, pour un sable de taille comprise entre 0,4 et 0,6 mm, on observe en particulier pour une profondeur de courant de 0,1m, la formation des rides suivie par la formation des dunes 2D puis les dunes 3D. Alors que pour une profondeur supérieur à 0,1m on observe la présence de la phase de lit plan supérieur, dont la séquence type devient ride → dune (2D suivis pas 3D)→ lit plan supérieur.

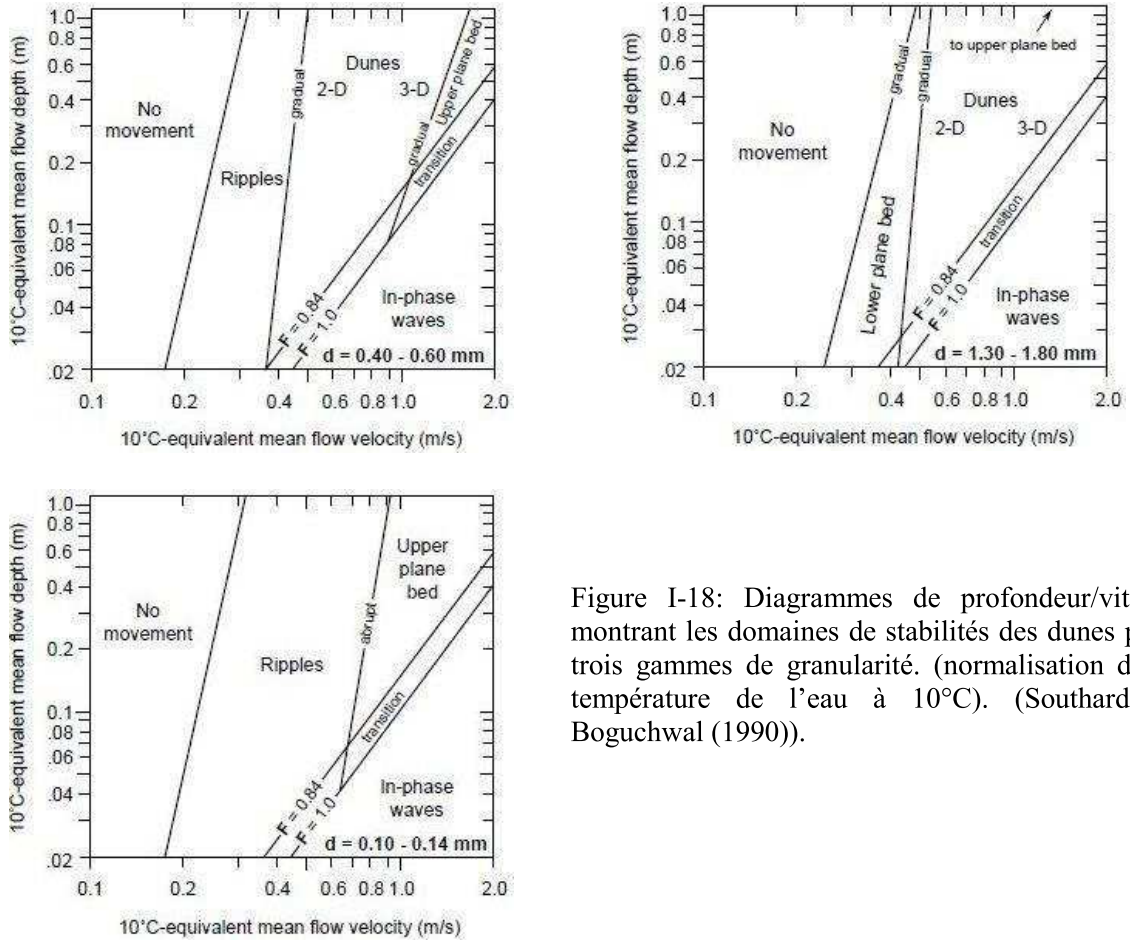


Figure I-18: Diagrammes de profondeur/vitesse montrant les domaines de stabilités des dunes pour trois gammes de granularité. (normalisation de la température de l'eau à 10°C). (Southard & Boguchwal (1990)).

Les diagrammes de la figure I-19, montrent la variation de l'amplitude et la longueur d'onde des dunes en fonction de trois paramètres : la profondeur, la vitesse, le courant et la taille des grains. Les diagrammes de Profondeur/vitesse montent clairement que quand la profondeur augmente, les dunes deviennent plus longues et plus hautes.

Les diagrammes de vitesse de courant/taille de grains, montrent que la longueur d'onde, des dunes, augmente avec la vitesse du courant, mais aussi avec la diminution de la taille des grains (les plus longues dunes se développent sur des fonds à sables fins). En revanche, la relation entre l'amplitude des dunes et la taille des grains n'est pas bien déterminée (sinon, les sables fins à une plus grande probabilité de développer des dunes plus élevées).

Il est important de noter que la majorité des diagrammes de phases sont basés sur des profondeurs faibles (Boguchwal et Southard (1990) et Dalrymple et Rhodes (1975) ont utilisés, respectivement, une profondeur maximale de 3 m et 10 m). Cela signifie en particulier que les limites déterminées entre les différentes phases ne peuvent être extrapolées à des profondeurs plus importantes.

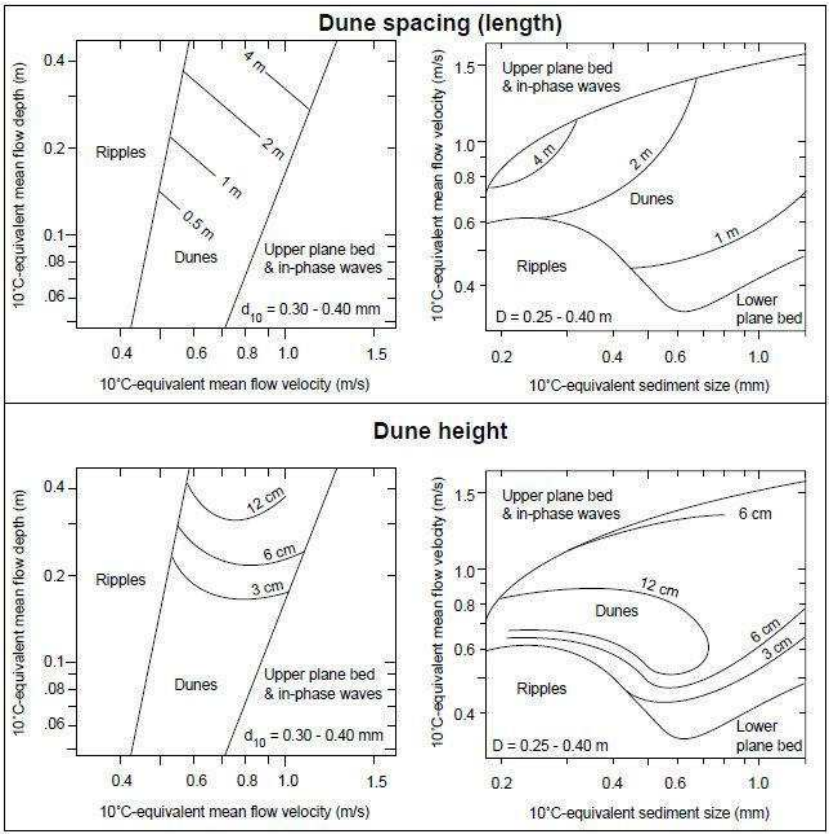


Figure I-19: Diagrammes de stabilité des dunes présentant des variations de la longueur d'onde et la hauteur en fonction de la granularité du sédiment, la profondeur d'eau et la vitesse du courant. normalisé pour une température de 10°C. (d'après Southard & Boguchwal (1990))

Les diagrammes de phase sont intéressants à considérer, non seulement parce qu'ils présentent les domaines de stabilité des dunes en fonction des différents paramètres, mais aussi parce qu'ils sont utiles dans l'interprétation des conditions hydrodynamiques anciennes (paléo-écoulement) sur la base des dépôts de forme conservés dans les séries sédimentaires anciennes. Les formes produites en bassin sont en équilibre avec un courant permanent unidirectionnel. Par contre, en nature, dans les environnements à marée par exemple, le courant est rarement stable et il est souvent bi-directionnel. Les corps sédimentaires sont le résultat de processus cycliques et/ou épisodiques qui peuvent se renforcer ou se contrarier mutuellement (cycles tidaux, houle, dérive liée au vent).

I.4.4 Architecture interne des dunes

I.4.4.1 rappel

Avant d'entamer la structure interne des dunes, il est utile de rappeler quelques termes et notions de stratification.

La stratification (*bedding*), est un terme général, traduit les différents types d'organisations verticales des dépôts sédimentaires. Elle est employée à la fois pour désigner les processus contrôlant le dépôt des sédiments en strates et pour caractériser l'organisation spatiale de ces strates.

Une strate correspond à une unité sédimentaire qui s'est déposée sous des conditions physiques relativement stables, elle ne présente pas de notion d'épaisseur ou de composition. Un groupe de strate forme des faisceaux (cosets or bedsets) qui peuvent avoir un aspect simple (constitué par des unités non divisée) ou composé (composée d'un certain nombre d'unités distinctes).

Toute stratification inclinée, par l'effet de processus primaire (c.à.d. pas de déformation tectonique) est appelée 'stratification entrecroisée' (*Cross-stratification or cross bedding*). Elle comprend généralement un groupe de lits ou de lamine.

Un lit (*bed*) est une strate qui a une épaisseur supérieure à 1 cm, il est délimité par des plans de stratification (*bedding or bounding planes*).

Une lamine (*laminae*) est l'unité sédimentaire la plus petite visible dans une séquence, son épaisseur est généralement inférieur à 1cm.

Nous rappelons que toutes descriptions de structure interne doivent prendre en considération l'épaisseur de la couche, la direction d'inclinaison, ainsi que la forme et la géométrie des plans de stratification. Il est à noter que la stratification entrecroisée, présenté dans cette figure (Fig. I-20), est le résultat de la migration des dépôts de forme. Son style particulier dépend de différents motifs, telle que le type de dépôt de forme et son échelle relatif de migration, aussi, de la nature de la sédimentation sur le plan de stratification, etc.

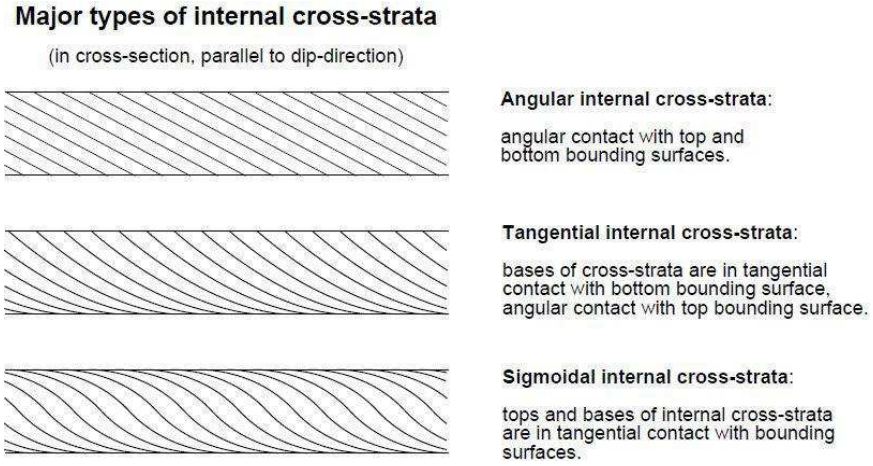


Figure I-20: Les principaux types de stratification entrecroisée

La figure I-21 présente une simple illustration des styles de conservation des strates

internes et leurs modes de formation. Les strates internes angulaires, sont formées quand le dépôt, sur le flanc raide des corps sédimentaire, est dominé par le phénomène d'avalanche. Quand le dépôt sédimentaire sur le flanc raide des 'bedforms' comprend une teneur importante des sédiments fins (tomber de la suspension), les strates prennent une forme tangentielle (Fig. I-21B). Alors que les strates sont de forme sigmoïdale quand l'angle de chevauchement relativement importante.

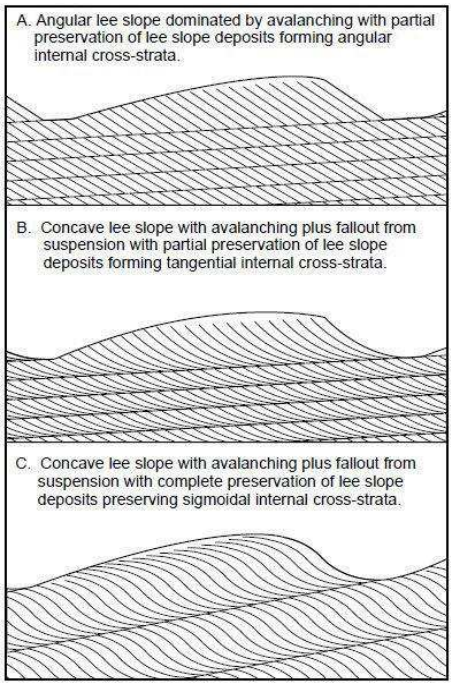


Figure I-21: Type d'architecture interne des 'bedforms' représentés en fonction de leur mode de formation

Les deux figures ci-dessous montrent le type de stratification produit par les rides et les dunes. La stratification interne pour les rides est généralement classée en fonction de l'angle de chevauchement (*angle of climb*) et la forme des strates internes. Une variété de types de stratifications pour les rides est présentée sur la figure I-22. La figure I-22A présente la forme de stratification horizontale produite essentiellement lorsque la valeur de l'angle de chevauchement est trop négligeable par rapport à l'angle du flanc doux (α). L'épaisseur de l'ensemble des strates, au départ, est trop mince pour permettre leurs reconnaissances. La figure I-22B (*appelé Type A ripple-drift cross lamination*) montre que, au fur et à mesure de l'augmentation de l'angle de chevauchement, le dépôt devient suffisamment épais pour préserver la stratification interne visible. Quand la valeur de l'angle (α) devient inférieure à celle de chevauchement, la structure interne de la ride conserve le sens de migration de cette forme. (Fig. I-22 B et C) (*Appelé respectivement Type B ripple-drift cross-lamination et sinusoidal ripple-drift cross-lamination*). Les termes utilisés pour les figures I-25 B, C et D, sont selon la classification de Jopling et Walker (1968).

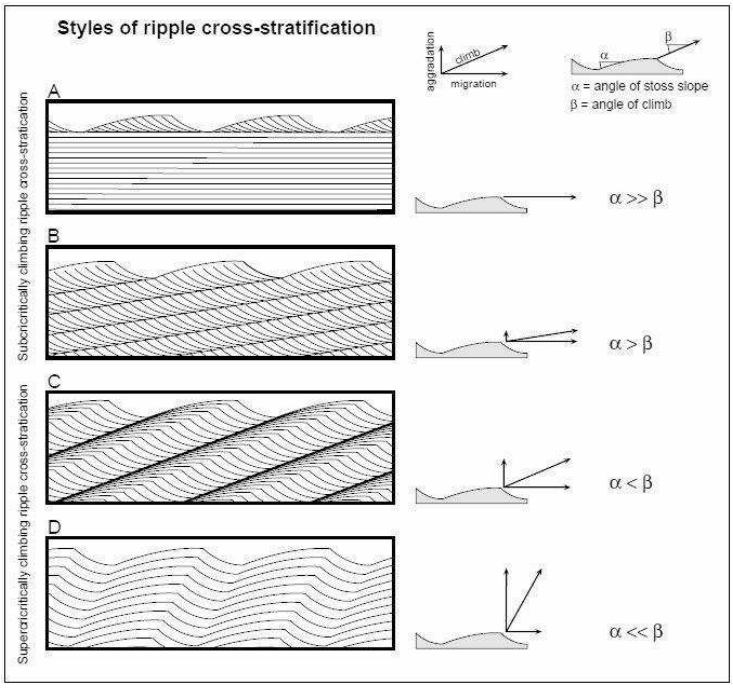


Figure I-22: Différentes stratification des 'bedforms' en fonction de l'angle de chevauchement

Contrairement aux rides, les dunes se caractérisent par une épaisseur de l'ensemble des strates plus importante. La figure I-23, présente l'exemple d'une architecture interne des dunes 2D et 3D. Les dunes 2D se caractérisent par la dominance des dépôts d'avalanche, sur leurs flancs raides. Les couches glissées ont généralement un angle d'environ 30° et une épaisseur de quelques décimètres à quelques mètres. Les couches internes des dunes 3D se caractérisent par un angle d'inclinaison entre 20° et 30°.

Ceci reste une explication assez simple, présentant les grandes lignes sur les types de strates internes des structures sédimentaires. Alors qu'en réalité, l'architecture interne des dunes a un agencement plus complexe, dû à la combinaison et à la succession de processus hydrodynamiques variables dans le temps.

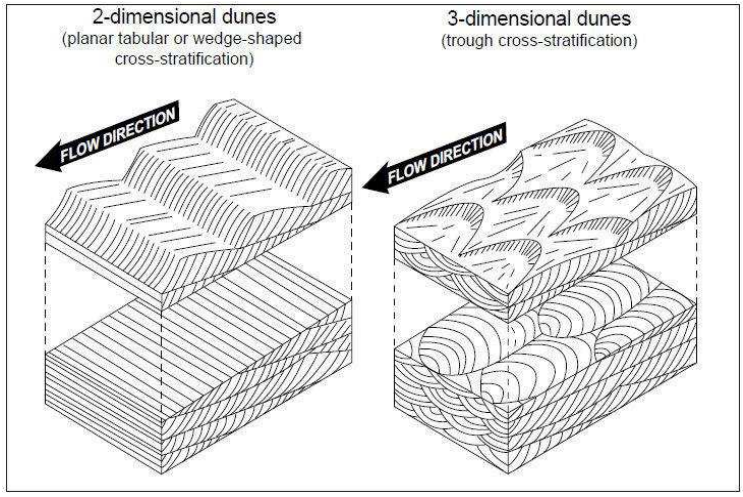


Figure I-23: Stratification entrecroisée, en grande échelle, des dunes 2D et 3D. (selon Allen, 1970)

I.4.4.2 Structure interne des dunes

La structure interne des dunes constitue un élément nécessaire permettant de comparer les corps actuels et anciens, ainsi de comprendre leurs mécanismes de formation. L'analyse des enregistrements contenus dans cette structure permet de déchiffrer les conditions hydrodynamiques qui ont contribué à leur mise en place et leur évolution (Berné et al., 1988, 1989 ; Mhammdi, 1994 ; Berné, 2000 ; Le Bot et al., 2000, 2004).

L'étude de la structure interne, des corps sédimentaires de différentes tailles, s'appuie généralement sur deux techniques complémentaires : (1) La sismique haute et très haute résolution qui permet de visualiser l'architecture interne en définissant des faciès, des unités et des séquences sismiques à l'échelle métrique. (Un rappel sur les principes de la stratigraphie sismique sera présenté dans les chapitres suivants). (2) Le carottage qui permet de valider l'interprétation sismique, d'interpréter les structures sédimentaires en termes de conditions environnementales de mise en place et éventuellement de dater les unités, donc les périodes de mise en place.

Toutefois, à cause des difficultés d'investigation en mer par sismiques et carottage, la structure interne reste un objet de spéculation. "Presque tout reste à faire" écrit Allen1982b.

Devant l'insuffisance des résultats fournis par le carottage dans les corps sableux marins et les limitations de la sismique très haute résolution, des auteurs ont alors proposé des modèles conceptuels basés sur : (1) des considérations théoriques, (2) l'analogie avec les structures intertidales, (3) l'extrapolation des données de carottages superficiels (Reineck, 1963) ou enfin, (4) la comparaison avec l'observation des dépôts fossiles interprétés comme d'anciennes vagues sableuses (Nid, 1976). (ex. McCave, 1971; Allen, 1980b). Les principaux modèles proposés sont cités sur les figures I-24 :

Reineck(1963) : établie suite à des études des vagues sableuses situées dans des chenaux de marée de l'estuaire de la Jade (Allemagne). Ce modèle, est basé sur l'étude des carottes superficiels (50cm), présente la vague sableuse (sand wave) comme une forme géante formée d'un empilement de structures élémentaires plus petites (mégarides) de polarités successivement inversés liées aux renversements des courants de marée (Fig. I-24A).

Ce schéma impose une compétence relativement égale pour le flot et le jusant, ainsi que de faibles pentes pour les deux flancs (douce et 'raide' permettant le développement des mégarides sur chacun d'entre eux.

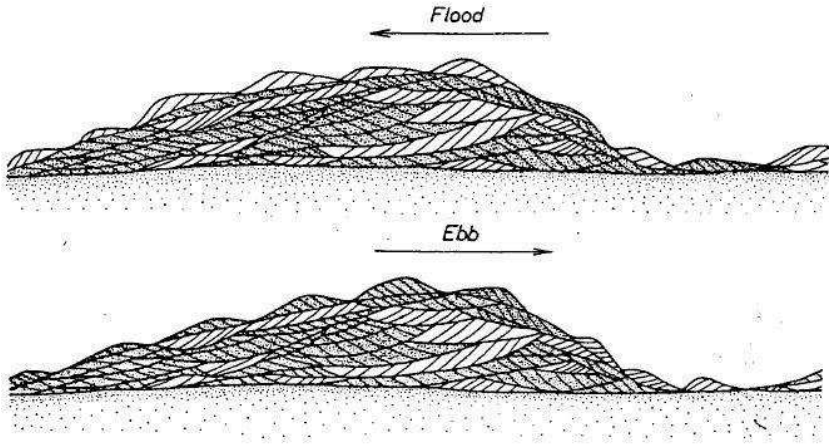


Figure I-24A: Modèle de structure interne de "ride géante" de Reineck (1963). L'exagération verticale est de 10. les mégarides de flot sont en blanc. les mégarides de jusant en gris.

Mc Cave (1971), le modèle a été établie à partir de l'étude de grand champ de dunes qui s'étend sur près de 15000 km², situé dans le sud de la mer du Nord entre Ostende et Texel. Il est basé sur la morphologie et la variabilité de la granularité de long de la vague sableuse (Fig. I-24B).

Il suppose qu'il existe deux zones :

- Une inférieure, composée de sédiment sableux fin bioturbé, déposée après suspension.
- Une supérieure, constituée par un sédiment plus grossier structuré en grands lits frontaux d'avalanche.

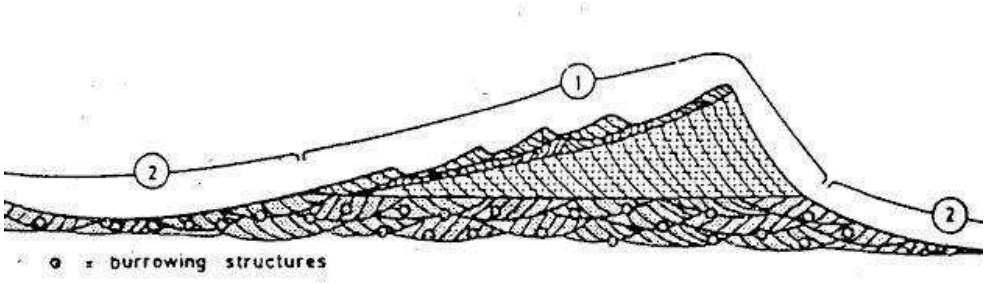


Figure I-24B : Modèle de structure interne de vague sableuse de McCave (1971). La zone 1 correspond aux sables les plus grossiers transportés par charriage. la zone 2 aux sédiments plus fins déposés après suspension

Walker (1984) fait remarquer la contradiction apparente entre les pentes relativement faibles des flancs "raides" des dunes étudiées par Mc Cave et l'hypothèse de l'existence de grands lits frontaux 'avalanche; il propose en conséquence un modèle plus proche de celui de Reineck où les mégarides continueraient de prograder sur le flanc raide de la structure (Fig. I-24C).

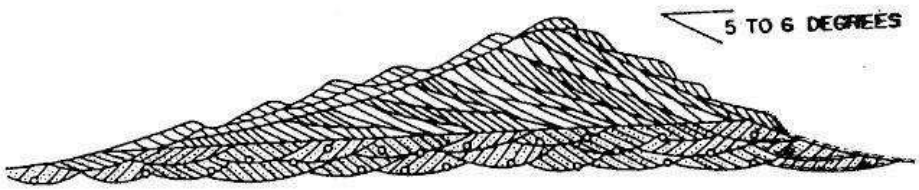


Figure I-24C : Modèle de structure interne de vague sableuse de Walker (1984), d'après une modification du modèle de McCave (1971). Les grands lits frontaux d'avalanche sont remplacés par des sets à litage de mégaride. La pente du flanc raide étant trop faible pour permettre des phénomènes d'avalanche à grande échelle.

Allen (1980), il s'agit sans conteste du modèle le plus complet et le plus utilisé. Malgré que les mécanismes de formation qu'il suggère soient très contreversés, les différentes classes qu'il propose correspondent bien aux types de faciès rencontrés à l'affleurement dans des séries anciennes. Ce modèle est basé sur l'étude des corps sédimentaire, en équilibre, dans un sable de 250 μm, avec une amplitude de 4.25 m, longueur d'onde de 210 m de, et dans une profondeur d'eau de 24.5 m (Fig. I-25).

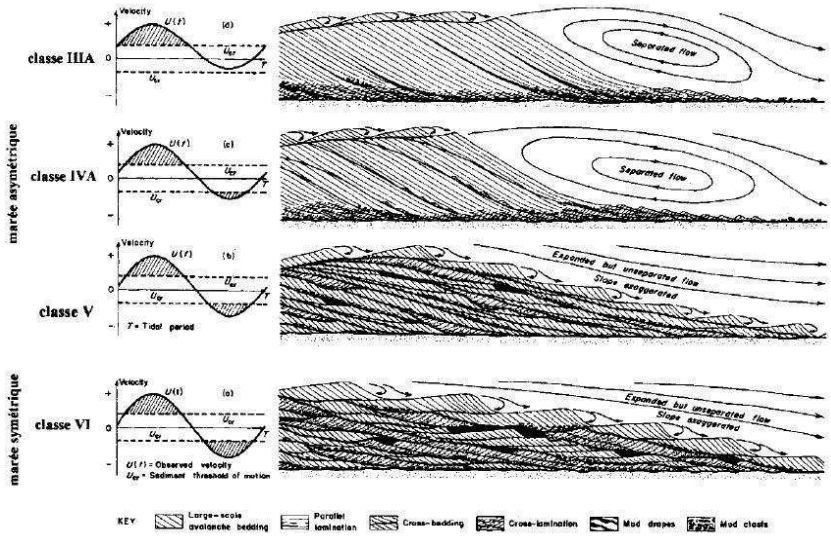


Figure I-25: Modèle de structure interne de vague sableuse d'Allen (1980a)

D'après l'auteur, l'asymétrie du courant de marée va contrôler le degré d'asymétrie de la structure interne et de la morphologie externe d'une dune en équilibre. Il considère le courant de marée comme la superposition d'une composante périodique et d'une composante permanente. Les résultats des recherches récentes ont pu mettre en évidence l'influence des différentes conditions hydrodynamique (la marée, les courants unidirectionnels, tempête, combinaison de différents agents dynamiques) sur la structure interne et la morphologie externe des dunes.

Berné et al. (1988; 1989) décrivent des litages obliques, correspondant aux lits frontaux d'avalanche, interrompus par des discontinuités de second-ordre1, plus pentues, qu'ils

attribuent à l'effet combiné du courant de marée et d'un autre agent dynamique (Fig. I-26).

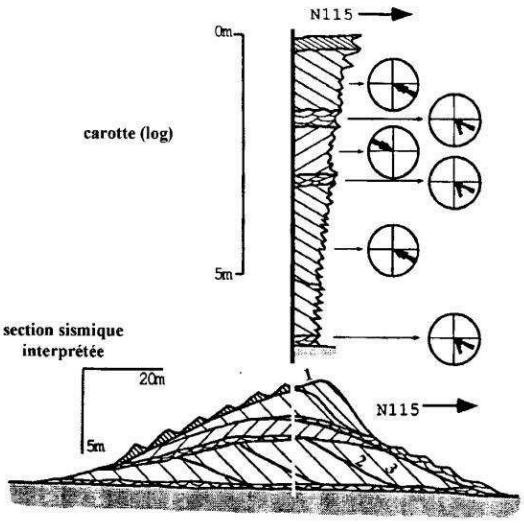


Figure I-26: Exemple d'organisation interne d'une dune asymétrique en cosets observée par Berné (1991). Les rosaces représentent l'orientation des litages de dune ou de mégarides.

Le Bot et Trentesaux (2004) et Mhammdi (1994), déclarent que les tempêtes ont souvent une influence sur la structure interne des corps sédimentaires. La figure I-27 présente les différents types de structures internes et de morphologies externes en fonction, d'une part, de l'asymétrie et de l'intensité des courants tidaux, et de l'intensité des courants induits par le vent d'autre part.

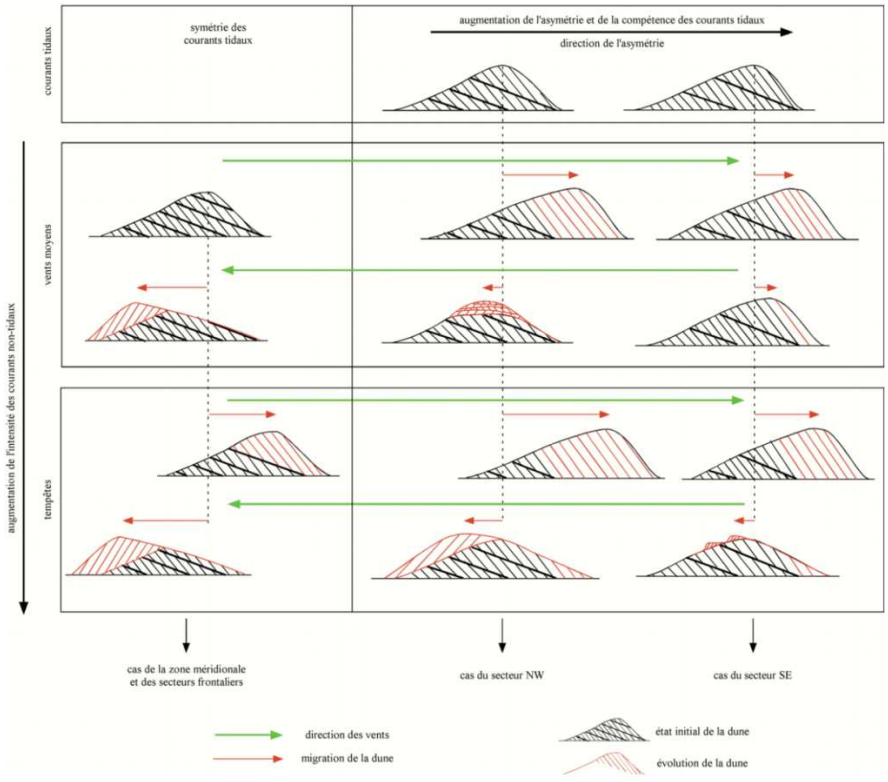


Figure I-27: Types de structures internes et morphologies externes des dunes sous-marines en fonction de l'asymétrie et de l'intensité des courants tidaux (axe horizontal) et de l'intensité des courants induits par le vent (axe vertical) (Le Bot, 2001).

Généralement, trois structures principales sont présentées sur cette figure. (1) Une structure simple, très asymétrique, formée de cosets parallèles au flanc raide. (2) une structure plus symétrique présentant des méga-chevrons et (3) une structure complexe à litage de mégaride dans les zones où de petites dunes sont surimposées aux plus grandes.

D'après des expériences au laboratoire, des auteurs tels que Arnott et Southard (1989), Duke et al. (1991) et Mauricio et al. 2014 ont essayé de mener une étude des dunes et leurs structures internes générées sous un courant composé d'un courant unidirectionnel et courant oscillatoire. Ce type de conditions hydrodynamique est omniprésent dans les environnements côtiers et lacustres. Le diagramme présenté sur la figure suivante (Fig. I-28) montre une transition graduelle entre les dunes 2D et 3D, comme il suggère que, sur un sable fin, l'écoulement combiné peut produire des formes de dunes qui ne peuvent pas être développé si le courant est unidirectionnel.

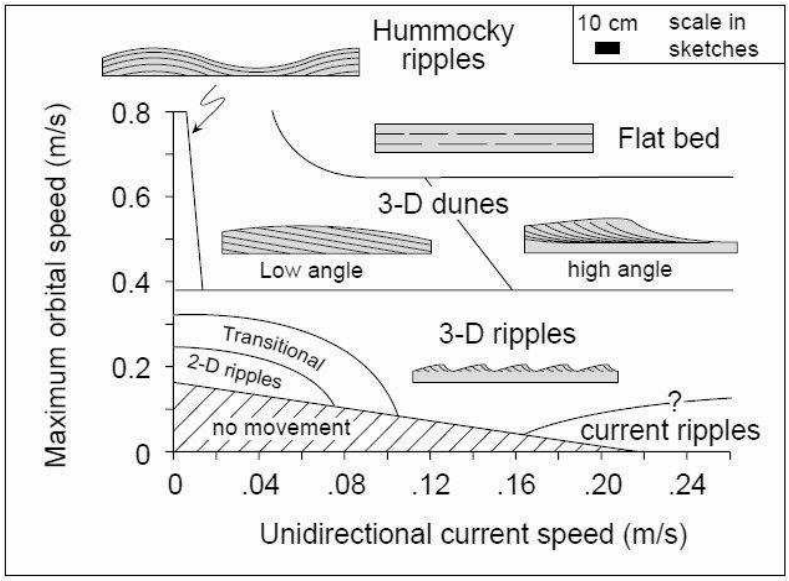


Figure I-28: Illustration très schématique montrant des 'bedforms' et leur stratification interne. Notez que les structures le long de l'axe vertical sont formées sous un écoulement purement oscillatoire et celles de l'axe horizontal sont formées sous un écoulement purement unidirectionnel. selon Arnott & Southard (1990) et Duke, Arnott & Cheel (1991).

I.5 Evolution des dunes

La morphodynamique des dunes ne dépend pas seulement des caractéristiques hydrodynamiques mais également de la mécanique du transport sédimentaire. Cette dernière joue un rôle primordial dans la genèse et l'évolution des corps sédimentaire. Au début de cette section, nous allons donner les concepts de base et les formules qui sont nécessaires à la compréhension des processus physiques intervenant dans le transport sédimentaire.

I.5.1 Le mode du transport

Un transport sédimentaire se produit quand la contrainte au fond devient supérieure à la contrainte critique correspondant au seuil de mise en mouvement. Le transport de sédiments dans les cours d'eau s'effectue selon deux modes (Graf et Altinakar, 2000 ; Villaret et Machet, 2002) : le transport de fond ou charriage par traction saltation (bedload) et le transport en suspension dans la colonne d'eau (suspended load) (Fig. I-29).

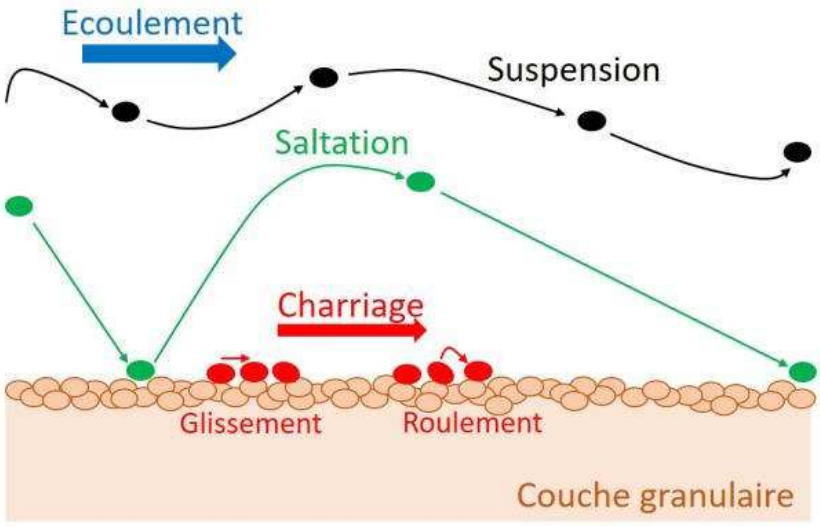


Figure I-29: Principaux modes de transport des particules indépendantes (d'après Leeder, 1982, in Chamley, 1987) (modifiée).

La suspension : Elle est essentiellement observée dans les écoulements turbulents. Les grains qui composent ce mode de transport sont de petite taille (sables fins de taille inférieure à 0,3 mm). Ils se déplacent à une vitesse proche de celle du fluide. Leurs trajectoires présentent des fluctuations, elles sont typiquement 10 fois plus longues et plus hautes que les trajectoires de saltation (ex. Dyer, 1986). Des études, telles que Bijsterbosh et al. (2004), Tonnon et al. (2007), ont montré l'influence de ce mode de transport dans l'évolution des dunes. Ils déclarent que le transport en suspension a tendance à diminuer le taux de croissance de la dune car les particules remises en suspension sur les flancs sont transportées et déposées au de-là du corps sédimentaire.

La saltation : consiste en de petits sauts des grains, suivant une trajectoire balistique de longueur maximum de quelques dizaines de diamètres et de hauteur quelques diamètres. Dans l'aire, lorsque les grains rentrent en contact avec le fond, ils éjectent de nouveaux grains (Rioual et al., 2000), tandis que dans un fluide les collisions sont inélastiques, le fluide dissipe l'énergie du choc (Gondret et al., 2002).

Le roulement (ou charriage) est le principal mode de transport des particules dans un liquide lorsque la suspension est absente. Ce type de déplacement est dû à la force de traînée du fluide. Sous son action, les grains glissent et/ou roulent à la surface du lit, ceci relativement lentement tout en restant en contact permanent avec celui-ci. Lorsqu'un grand nombre de grains est mobilisé, le roulement s'apparente au glissement relatif de quelques couches de surface entre elles. D'après Soulsby & Damgaard (2005) le transport en roulement (ou charriage) est dominant que la taille des grains est supérieure à 2 mm.

La rugosité constitue un autre facteur qui favorise un mode de transport sur un autre. La rugosité du fond induite par la présence de petits corps sédimentaires, telles que les rides, va intensifier la génération de turbulence et par conséquent, influencer le transport sédimentaire. Ainsi, Van der Werf et al. (2006) ont remarqué qu'un fond présentant des rides induit, pour un écoulement donné, une remise en suspension beaucoup plus importante qu'un fond plat.

Deux composants sont essentiels à savoir pour l'analyse de début de mise en mouvement: Le seuil de transport et la contrainte de cisaillement sont des facteurs importants dans l'analyse des mouvements des sédiments. Les grains commencent à se mobiliser lorsqu'ils atteignent le seuil de mouvement. Le mouvement des particules se produit lorsque la force du fluide instantané, exercée sur une particule, est supérieure à la force de résistance instantanée associée au poids du grain et au coefficient de frottement. La déformation de cisaillement est un paramètre qui est essentiellement dû au courant et dépend de la nature de l'écoulement laminaire ou turbulent Dyer (1986). En réponse à la variation de la marée, cette contrainte de cisaillement sera plus élevée pendant la marée descendante que pendant la marée montante. Dans le cas d'une marée symétrique, le taux de transport des sédiments est donc plus élevé pendant le reflux (Tonnon et al., 2007). Le début d'entraînement des sédiments à fait l'objet de très nombreuses formulations, dont celle de Meyer-Peter et Muller (MPM) (1948) et van Rijn (1984a) sont les plus connus (van den Berg, 1987; Madsen, 1993; Soulsby, 1997).

De nombreuses études se sont portées sur les mécanismes dynamiques à l'échelle des dunes parce qu'elle permet, entre autre, de reconstituer les processus de progradation de ces formes sédimentaires. Dans la littérature, différents principaux mécanismes permettant l'évolution des dunes sont présentés : mécanisme d'avalanche, de pluie de sable et de rides de retour (back-flow ripples / regressive ripples).

I.5.1.1 Mécanisme d'avalanche

Dans le cas de condition hydrodynamique capable de transporter des sédiments, une grande quantité de grains peut être déplacée par charriage sur le flanc doux de la dune. Si l'intensité du courant est relativement faible, les sédiments s'accumulent dans la partie supérieure du flanc raide (après le point de rupture), ce qui conduit donc à une augmentation progressive de la pente jusqu'à ce que l'angle maximal de stabilité, de l'ordre de 35°, soit dépassé (Coleman and Melville, 1994). Ceci, produit alors un glissement du sédiment le long du flanc raide vers le pied de pente en entraînant une progradation de la dune (Berné et al., 1989). Ce phénomène, connu sous le terme d'avalanche ou coulée sableuse, a été étudié par Hunter (1985) sur des dunes, de 0,2 à 2 m d'amplitude, du milieu intertidal. D'après cet auteur, un dépôt d'avalanche se caractérise par un pendage généralement compris entre 28 et 34°. Ainsi, sur le plan granulométrique, ce type de dépôt se caractérise par une réorganisation typique des grains témoignant du processus d'avalanche (Bagnold, 1954). Il apparaît, que dans la partie supérieure et centrale du lit oblique (produit lors d'avalanche) le classement vertical est inverse. Alors qu'au niveau de la base de dépôt d'avalanche les grains grossiers ont tendance à se concentrer au front de la coulée, et être recouverts par les particules les plus fines traduisant un classement normal.

I.5.1.2 Mécanisme de pluie de sable

En réponse à l'écoulement turbiditique au niveau du sommet du flanc raide (au point de rupture) une partie du sédiment, et en particulier les sédiments les plus fins, peut être remise en suspension. La suspension des grains peut survenir, également à petite échelle, pendant une avalanche. Les sédiments suspendus sont ensuite déposés plus en aval, sur le flanc raide ou dans le creux inter-dune ou encore sur le flanc d'une autre dune. Ce mécanisme, étudié expérimentalement par Jopling (1962, 1965, 1967) et Allen (1965, 1968), est appelé 'pluie sableuse' (sand fall). D'après Jopling (1962), en étudiant la trajectoire des grains, a montré que le volume de particules déposées est directement lié à la granularité. Il note que les grains les plus grossiers ayant une trajectoire plus courte que celle des particules plus fines, ce qui traduit grano-classement tangentiel normal dans le sens du transport (Fig. I-30).

Ces deux mécanismes donnent naissance à des lits obliques au niveau du front de la dune. Ils sont donc structurés sous forme d'une alternance des lits fins et lits grossiers. Selon certains auteurs (Jopling, 1966 ; Reineck et Singh, 1980), cette succession est le résultat de la

superposition de différentes phases d'avalanche (lit grossiers) dans lesquelles vient s'intercaler une phase de pluie sableuse (lits fins).

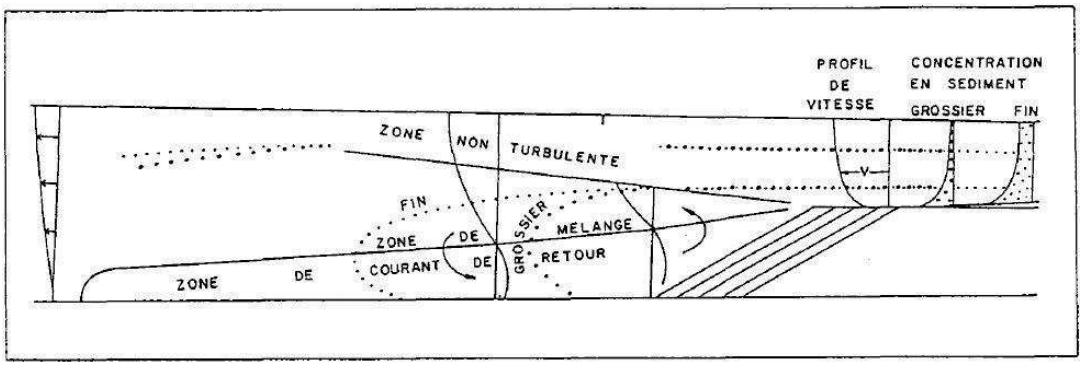


Figure I-30: Mécanismes de la "pluie sableuse" au front d'un Gilbert-delta ou d'une forme transverse (D'après Jopling, 1962).

I.5.1.3 Mécanisme de ride de retour

Au niveau du pied du flanc raide de la dune, dans certain cas, un courant de retour sous forme de tourbillons, associé à la zone de séparation, se développe. Lorsque ce courant généré par le tourbillon est suffisamment fort, il peut produire un transport en sens inverse de celui du courant général. Ceci peut conduire à la formation des petites dunes (rides) qui migrent vers l'amont du flanc raide, appelées rides de retour. Dans la littérature anglo-saxonne est connu sous le terme 'back-flow ripples' ou 'regressive ripples'. Ce type de dépôt de forme régressif a été décrit à partir de différentes zones dans le monde (par exemple : Van Straaten, 1953 ; Panin 1967).

I.5.2 Dunes surimposées

Les formes sédimentaire surimposées n'ont pas été examinées ont détail, toutefois elles ont été largement cité dans la littérature (Allen 1968, Rubin & McCulloch, 1980 ; Ashley, 1990 ; Dalrymple et Rhodes, 1995 ; Kostaschuk & Villard, 1996 ; Carling et al. 2000 ; Le Bot, 2001 ; Idier et al., 2002; Idier & Astruc, 2004 ; Ernstsen, 2006). Ce type de forme peut influer la résistance de la surface des sédiments et le taux des sédiments transportés, comme il peut avoir un effet sur la vitesse de cisaillement (Guy et al., 1966, McCave, 1971 ; Harms et al., 1975). Par conséquent, il présente une implication importante dans l'évolution des grandes dunes (Whiting et al, 1988. Bennett et Pont, 1995). La présence des dunes surimposée est le résultat de différentes paramètre hydro sédimentaire comme un changement temporaire dans la dynamiques d'écoulement, le transport des sédiments, la migration des formes sédimentaires et le tri des grains sédimentaire déposées sur la pente douce des grandes dunes. Selon McCave (1971) ces petites dunes surimposées sont considérées comme une

perturbation du transport par charriage. Belderson et al. (1982) considèrent que les dunes présentant des corps surimposés constituent un bon indicateur d'un transport sédimentaire actif. Ainsi, des recherches ont montré que les dunes en superposition migrent d'une manière, généralement, plus vite que les dunes de premier ordre (Dalrymple, 1984; Dalrymple & Rhodes, 1995 ; Vionnet et al., 1998 ; Idier et al., 2002; Idier & Astruc, 2004) (Fig. I-31).

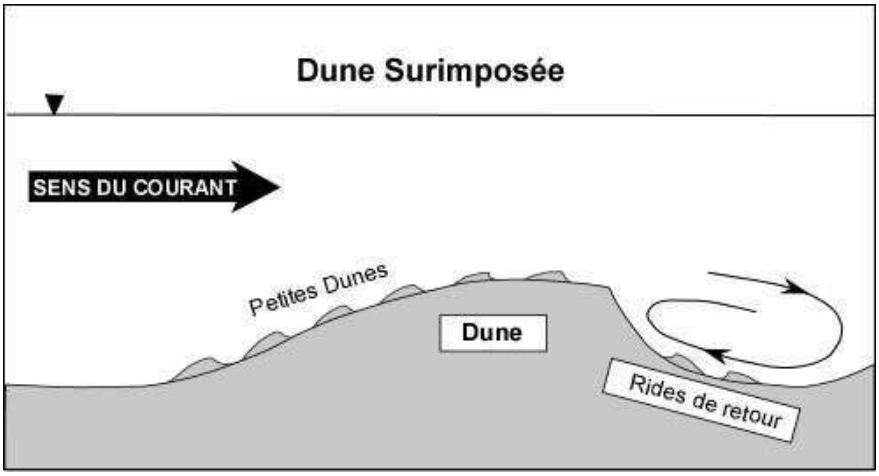


Figure I-31: Schéma illustrant : - des petites dunes en superposition sur le flanc doux d'une dune de premier ordre (migrant dans le sens du courant); et - des rides de retour au pied du flanc raide. (migrant dans le sens inverse du courant général). (d'après Idier et al., 2004, modifié)

La migration des petites dunes le long du flanc doux jusqu'à la crête des grands corps sédimentaire produit une accrétion verticale de celle-ci, tout en conduisant à une accumulation des sédiments dans la partie sommitale. Une avalanche se déclenche quand le seuil de rupture est atteint. Par conséquent, cette migration des petites dunes surimposées contribue à la migration des dunes de premier ordre (Langhorne, 1982). Les petites dunes surimposées jouent également un rôle important dans l'érosion du flanc doux des grandes dunes. Ce constat a été observé par Berné (1991), au niveau de quelque dune de la manche orientale (en face des côtes françaises), ainsi par Carling (2000) qui a remarqué que les petites dunes surimposées érode la surface du flanc doux des dunes fluvial de Rhine (Germany).

I.5.3 Mobilité des dunes

La prédiction de la mobilité dunaire est essentielle pour évaluer les risques et les menaces potentiels sur les biens (installation offshore, pipelines sous-marins, etc.), ainsi que pour le transport et l'exploitation des matériaux sédimentaires (Kenyon & Cooper, 2004). Le phénomène de migration des dunes dépend essentiellement de différents paramètres fondamentaux tels que les conditions hydrodynamiques, les propriétés des sédiments et la morphologie de la dune. Par exemple, l'environnement de la migration des dunes présente un

ensemble de données importantes qui permet de décrire le comportement dynamique des corps sédimentaires dans un champ d'écoulement non uniforme, ainsi de déterminer la variabilité spatiale des taux de migration (Rubin & Hunter, 1987; Xu et al., 2008).

La dynamique des formes sédimentaires est étudié par l'utilisation des différentes approches : soit d'une manière théorique en utilisant des modèles et des formulations mathématiques (Roos & Hulscher, 2003 ; Besio et al., 2004; Roos et al., 2005 ; van den Berg & van Damme, 2005; Nemeth, 2006 ; Borsje, 2011), soit par une approche de mesure directe (observation in-situ) à l'aide des plongeurs (Langhorne (1982)), ou soit par l'utilisation des technologies d'imagerie du fonds (par exemple : Simons et al., 1965; Jinchi, 1992; Ten Brinke et al., 1999; Knaapen, 2005 ; Knaapen, et al., 2005 ; Van Landeghem et al., 2012). Des auteurs, comme Engel & Lau, 1980; Van den Berg, 1987, signalent que mesurer les mouvements des dunes dynamiques présente une occasion d'estimer le taux des sédiments transportés par charriage.

Généralement, la migration résulte de la tendance de la variation spatiale de l'érosion et du dépôt le long de la dune, toujours en réponse aux conditions hydrodynamiques. L'érosion se produit, dans la partie inter-dunaire et continue le long du flanc doux, alors que le dépôt se limite au niveau du flanc raide (Fig. I-32).

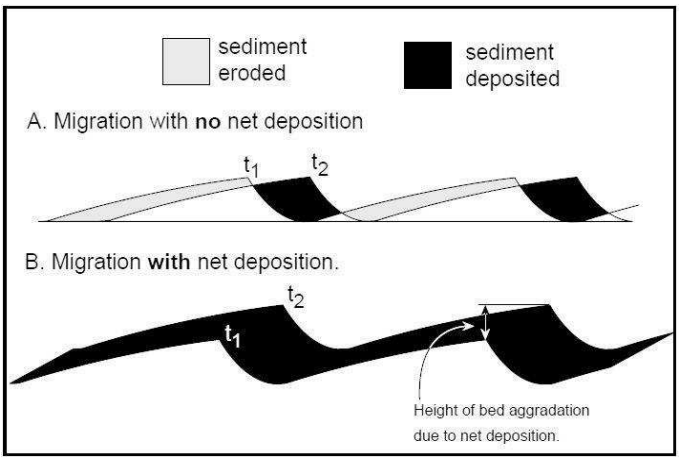


Figure I-32: Schéma montrant les phénomènes d'érosion et de dépôt au moment de la migration de la dune. A : le cas d'absence de dépôt net supplémentaire (tous les sédiments contenus pendant le moment t_1 vont être érodés et déposés sur le flanc raide de la dune pend le temps t_2). B : l'existence des dépôts supplémentaires sur le fond (le corps sédimentaire est préservée entre les moments t_1 et t_2

La figure I-32 montre le cas où il n'y a pas de dépôt net supplémentaire pendant la migration des corps sédimentaires (Fig. I-32A) : le volume de sédiments déposés sur le flanc raide de la dune sera équivalent au volume sédimentaire érodé de sa face du flanc doux. La figure I-32B illustre, le cas contraire, où il y a suffisamment de sédiments sur le lit (le fond subit aggradation tandis que les dunes migrent) : dans ce cas le volume des sédiments ajoutés,

pendant la migration est plus important que le volume d'une dune. Ceci permet une conservation complète de la forme de la dune. Il est à noter que la forme de la dune peut être conservée partiellement si le volume des sédiments ajouté est moins important que celui du corps sédimentaire.

II ZONE D'ETUDE – Estuaire d'Oued Loukkos

L'étude porte sur l'estuaire d'Oued Loukkos. Comme les principaux exutoires hydrodynamiques de la façade atlantique septentrionale, l'estuaire du Loukkos interrompe la monotonie rectiligne de la côte orientée N 20°E. Un redan décale la rive Sud de 2,250 km en avant de la rive Nord (Andre et Gharbaui, 1973).

Le domaine étudié est compris entre 35.215 et 35.177 de latitude Nord et -6.17 et -6.1 de longitude Ouest (Fig. I-33). Il s'étend sur une longueur de 15 km depuis l'embouchure en se dirigeant vers l'amont.

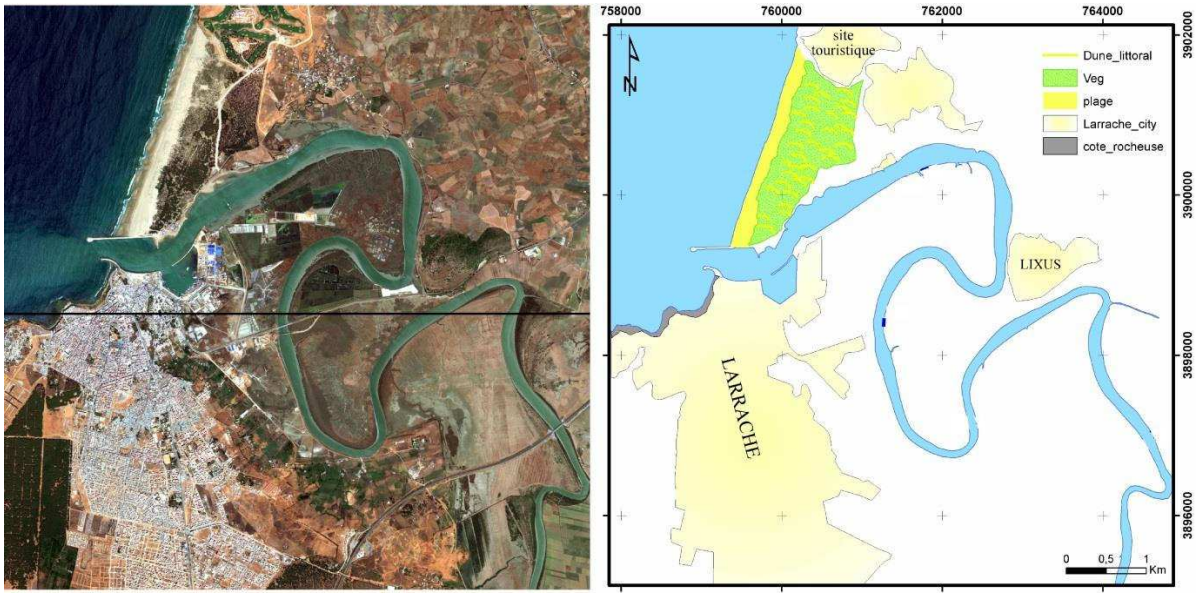


Figure I-33: La zone d'étude. Oued Loukkos, Larache

II.1 Paramètres physiques

II.1.1 Contextes 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°9'N_35°14'N ; 06°5W_06°10'W) (Fig. I-34). Comme les principaux exutoires hydrodynamiques de la façade atlantique

septentrionale, l'estuaire du Loukkos interrompe la monotonie rectiligne de la côte orientée N 20°E. Un redan décale la rive Sud de 2,250 km en avant de la rive Nord (Andre et Gharbaui, 1973). Oued Loukkos 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., 2008). La profondeur du chenal principal varie entre -2 et -4 m sous le zéro hydrographique mais peut aller jusqu'à -15m (Snoussi, 1980).

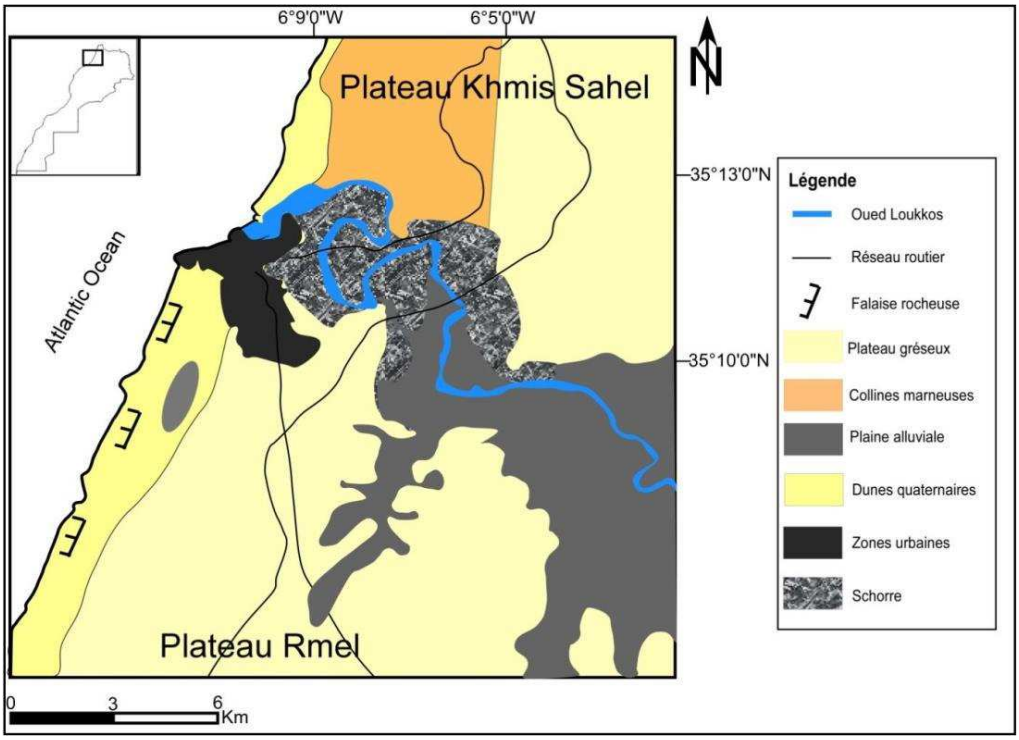


Figure I-34: Carte géomorphologique de la zone d'étude (d'après Ballouche, 2013)

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

- Le plateau 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

II.1.2 Cadre Géologique et structural

II.1.2.1 Cadre géologique

La géologie de cette chaine a fait l'objet de nombreuses études et a donné lieu à de discutions très diverses sur l'origine des formations de cette région (Duran Delga et al., 1962 ; Marçais et Suter, 1966 ; Leblanc, 1975 Michard, 1976). Le secteur d'étude est dominé par les nappes intrarifaines notamment l'Unité de Tanger, l'Unité du Loukkos et les nappes numidiennes Durand Delga et al., 1960-62 ; Suter & Fiechter, 1966).

L'unité de Tanger est représentée surtout dans la partie occidentale du Rif externe. Sa série stratigraphique comporte des formations allant de l'Albo-Aptien au Miocène inférieur, mais elle est largement représentée par les marges argileuses au Crétacé supérieur.

L'unité de Loukkos affleure dans le Rif occidental, les faciès qui prédominent sont les marno-calcaires de l'Albo-Cénomanien et du Sénomien (Lespinasse, 1975 ; Ben Yaich, 1991 ; Ait Brahim 1991). Au nord-est d'Ouezzane apparait une lame du Trias marno gypro-salin, englobant des roches métamorphiques, et désignée sous le nom de l'Unité du Loukkos. D'après M. Durant Delga (1960, 1962) et P. Lespinasse, (1975), cette unité du Loukkos, bordé par des affleurements du Trias, comporte du Sénonien marneux, du Cénomanien marneux et calcaire, et du Crétacé inférieur schisto-gréseux.

On retrouve dans la zone du bas Loukkos des dépôts marins et des dépôts continentaux (Snoussi, 1982) : **(1) Dépôts 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 grés astiens dans la zone d'Ouled Ogbane et les dépôts de lumachelles et grès dans la partie avale de la plaine alluviale (Snoussi, 1982). **(2) 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).

Les terrains anté-quaternaires dans lesquels est entaillée la vallée de l’oued Loukkos sont constitués par : (1) Des marnes et calcaires de l’Unité de Tanger, constituant la partie nord du bassin versant ; (2) des marnes, grès et argiles schisteuses de la nappe numidienne, en amont de la vallée ; (3) des marnes et roches métamorphiques de l’Unité du Loukkos ; au Nord-Est d’Ouezzane ; (4) des flyschs, marnes et calcaires, de la zone mésorifaine, dans la partie moyenne de la vallée ; (5) et des marnes calcaires, schistes et grès de la série prérifaine, au Sud du bassin versant.

II.1.2.1.1 Cadre structural

La zone d’étude se situe dans le domaine rifain qui correspond à la partie Nord du Maroc appelé « Maroc méditerranéen ». Cette nomenclature vient du fait que cette partie porte les empreintes géographique et géologique de l’influence méditerranéen.

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), Chaouni (1999), etc…. et a permis de retracer la chronologie des principales phases de déformations structurales de l‘Eocène supérieure jusqu‘à l‘Actuel. Les phases principales de déformations structurales du Rif externe sont :

- **Eocène supérieur – Oligocène moyen** : formation d’un bassin d’avant fosse au front de l’Intrarif (Abdelkhaliki, 1997) ;
- **Oligocène supérieur – Langhienne** : Tectonique synsédimentaire présentant une extension bidirectionnelle (N 10 et N 95) séparée par une période compressive fini Burdigalienne (Chaouni et al., 2009) ;
- **Serravalo-tortonienne** : Succession de deux épisodes compressifs, chevauchement de la zone mésorifaine à vergence ouest (Durant Delga, 1980 ; Chaouni, 1999) ;

- **Fini-Miocène, Pliocène inférieur** : Succession de deux épisodes extensifs qui affectent les formations post-nappes et le bassin de Charf l'Aquab (Chaouni et al., 2009) ;
- **Pliocène supérieur à l'Actuel** : Alternance d'épisodes compressifs et extensifs (Chaouni, 1999 ; Chaouni et al., 2009).

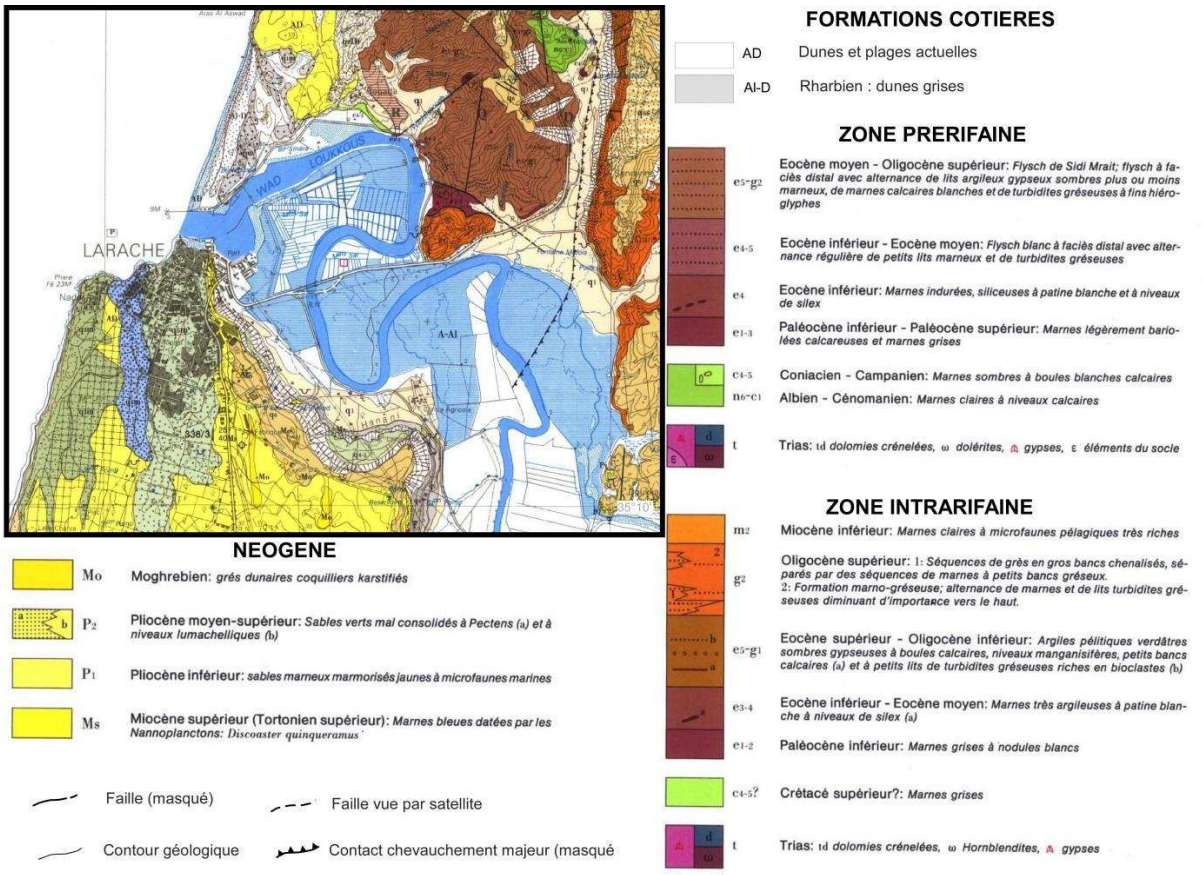


Figure I-35: Carte géologique du secteur d'étude (Extrait de la carte géologique de Larache 1/50000, 1997)

II.1.3 Contexte morphologique

Le Loukkos présente toutes les caractéristiques d'une rivière à méandres : stockage de sable sur le côté convexe et creusement du chenal sur le côté concave. Les données cartographiques et les observations du terrain montrent une morphologie simple. Un chenal principale longe la rive droite, depuis les ruines antique de Lixus jusqu'au port, montrant des profondeurs comprises entre -2 et -4m sous le zéro hydrographique. Au niveau de la « Pointe Blanche », il existe une rupture de pente très importante du fond du chenal (de -4m à -15m), puis la profondeur redevient constante (-3 à -4m), jusqu'au niveau du port où elle augmente de nouveau. Le port d'estuaire de Larache est situé au débouché de l'Oued Loukkos (Fig. I-36).

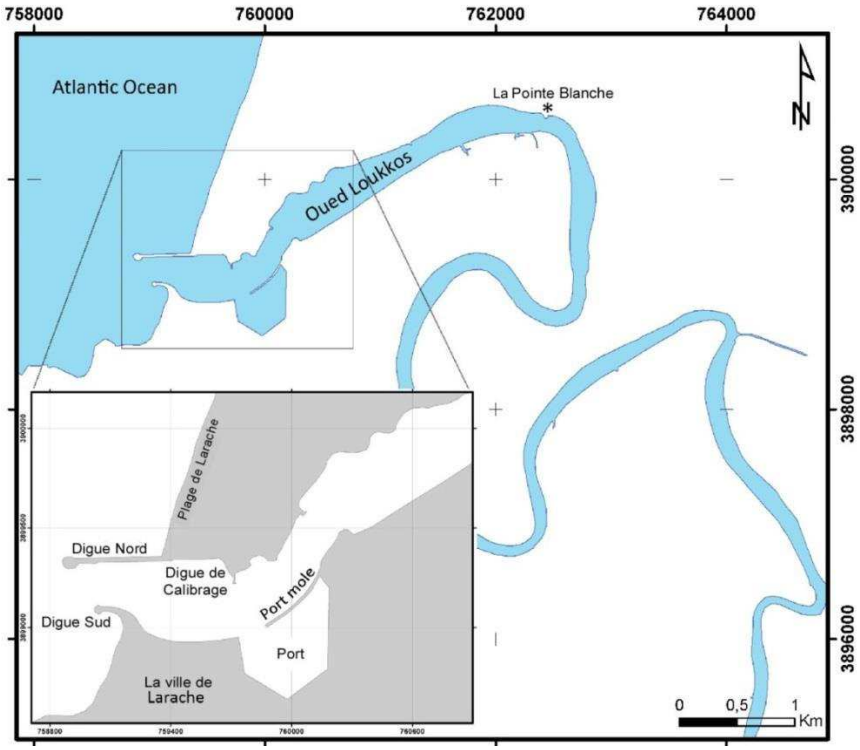


Figure I-36: Port de Larache

Le port de Larache est installé sur une darse d'une dizaine d'hectares de superficie, situé sur la rive gauche de l'Oued Loukkos, à 900 m de l'embouchure (Fig. I-36). La darse est bordée par la zone industrielle dans sa partie Sud-Est. Dans sa partie Nord-Est, elle est complètement envasée et émerge à marée basse.

Le port représente quatre quais d'un linéaire total d'environ 800m. L'accès au port se fait suivant un chenal correspondant au chenal profond du lit de l'Oued qui présente la forme d'un méandre dans cette zone. Pour maintenir une souille devant les quais, des travaux de dragage d'entretient sont souvent effectués. Malgré le dragage, qui est d'ordre moyen de 300000 m3/ans, les profondeurs restent réduites et le port accueille seulement des bateaux de pêche côtière de faible tirant d'eau.

Des aménagements ont été effectués, depuis 1990, afin d'améliorer et maintenir un accès nautique satisfaisant. Il s'agit principalement du prolongement de la digue Nord sur plus de 130m, et de la réalisation d'une digue Sud de 330m délimitant une passe d'accès de 240m.

II.1.3.1 Plaine alluviale

Le bas Loukkos serpente dans une plaine alluviale vaseuse et très basse puisque elle atteint rarement une hauteur de 10 à 15 m et qu'en beaucoup d'endroits ne dépasse pas 5 m

(Maurer, G., 1968). Entre Ksar-El-Kébir et l'embouchure, la pente est de 7.10-4 (Thauvin J.P., 1971). La plaine alluviale est inondée à chaque marée haute de vives eaux et acquiert les caractéristiques d'une ria. Le couloir alluvial se caractérise par une longueur de 40 km et une largeur de 5 à 10 km. Il est encadré au Nord et au Sud par des collines et des bas plateaux atteignant 100 à 150 m. Au Nord de la plaine, ces plateaux se relèvent assez rapidement jusqu'à 130m, puis prennent une allure subhorizontale. A l'Est, ces formes tabulaires se maintiennent entre 100 et 140m. Enfin, au Sud et à l'Ouest, des plans étagés et dissymétriques s'ordonnent en plusieurs compartiments d'Arbaoua jusqu'à la côte à l'Ouest, et la ville de Larache au Nord.

II.1.3.2 Aspect des rives et du littoral

Tout le long de l'Oued, notamment dans les lobes convexes des méandres les plus en aval, s'étendent des marais très étendus. On y rencontre une végétation de type halophile. Sur la rive gauche, ces marais sont parcourus par un réseau compliqué de chenaux secondaires qui sont exondés à basse mer, plus ou moins intensément suivant les coefficients de marées. On reconnaît toujours dans ces marais un schorre couvert d'un tapis de plantes halophiles associées à des algues filamenteuses (entéromorphes) et une slikke nue ou comportant des herbiers à zostères.

Au Nord de l'embouchure, le littoral est constitué par des plages sableuses prolongées vers l'arrière-pays par des formations de dunes vives recouvrant partiellement des dunes consolidées. Au Sud du débouché du Loukkos, une falaise rocheuse borde le littoral. Ce sont les mécanismes climatiques, avec leurs conséquences sur les accumulations éoliennes et les processus de consolidation des dépôts les déformations tectoniques et les mouvements eustatiques au cours du Quaternaire, qui ont déterminé, après la transgression flandrienne, la morphologie du rivage.

II.1.3.3 Plateau continental

Le plateau continental présente, en face de débouché du Loukkos, une pente douce et régulière vers le Nord-Ouest (Cirac et al., 1979) (Fig. I-37). La figure ci-dessous représente sa bathymétrie (figure I-38).Trois grandes zones morphologiques peuvent être distinguées (du large vers le rivage), ils sont (1) le rebord de la plateforme, depuis le glacis jusque vers -30/-140m ; (2) la zone « externe » (à faible pente et morphologie assez tourmentée) jusque vers les fonds -100m et (3) une zone « interne » (à forte pente et à surface plus régulière), entre -100 et l'estran.

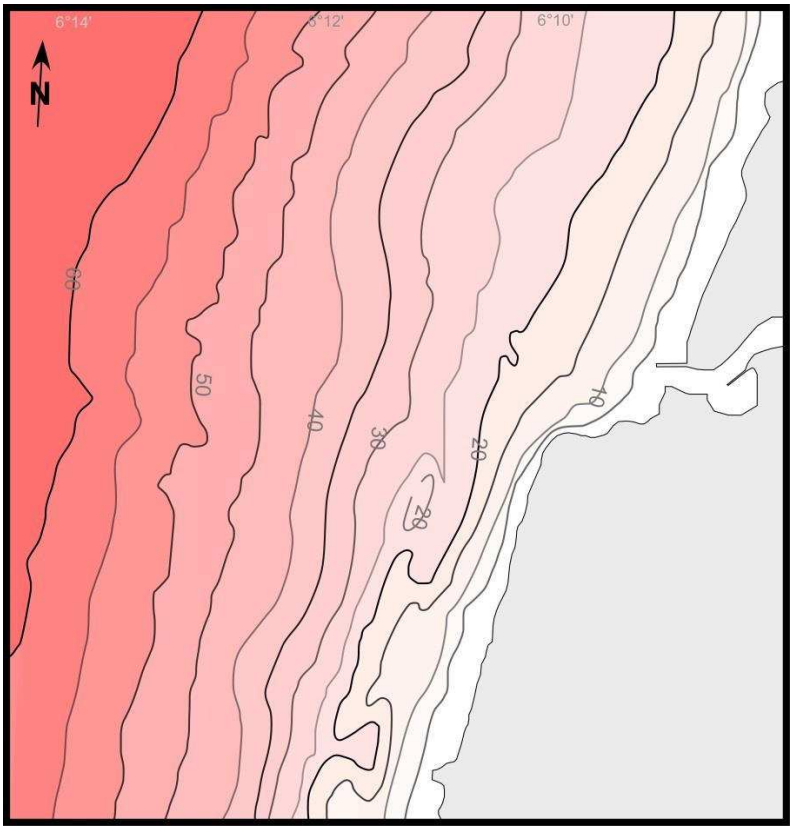


Figure I-37: La bathymétrie du plateau continental en face de débouché du Loukkos. (Modifiée d'après Cirac, 1979)

La zone côtière du plateau présente un intérêt particulier pour cette étude car elle comprend une plate-forme qui se prolonge dans l'estuaire de Loukkos. La morphologie, généralement régulière de cette zone, montre cependant trois zones plus accidentées : (1) au-delà de -40m, une structure orientée Est-Ouest semble représenter un affleurement du substratum rocheux ; (2) entre -25 et -40m, une zone allongée parallèlement au rivage apparaît en relief, avec une rupture de pente vers le large ; cela ressemble à la morphologie des formations consolidées que l'on rencontre localement en bordure du littoral atlantique marocain. (3) Au sud immédiat de Larache, on retrouve le même type de formation, mais plus proche du rivage (entre -10 et -35m de profondeur), sur une vingtaine de kilomètre le long, au-delà desquels la surface est de nouveau régulière.

II.2 Paramètres climatologique et hydrographique

II.2.1 Contexte climatique

Le climat dans la zone d'étude est commandée par le climat méditerranéen avec : (1) une période plus chaude et plus sèche de mai à septembre et (2) une période plus fraiche et plus humide de novembre à mars. L'évolution climatologique de la région est contrôlée en hiver

par une masse d'air polaire, et en été par une masse d'air tropicale, qui sont positivement corrélées avec les mouvements saisonniers de la zone anticyclonique connue sous le nom des Açores.

En hiver, les masses d'air se déplaçant du SO au NE, fournissent des précipitations abondantes sur le nord du Maroc. En été, les masses d'air tropicales s'accompagnent périodiquement d'un réchauffement des masses terrestres. Généralement, les températures mensuelles moyennes, qui ne varient que légèrement avec l'altitude, sont à leur minimum en janvier et à leur maximum en août.

Sur la base des observations de vent faites à Larache entre 1962 et 1968, ainsi que des observations récentes pour une période de 5 ans faites par le Service météorologique marocain, les vents dominants sont généralement soit de l'ouest soit de l'est (Fig. I-38). Les vitesses varient généralement de 2 à 10 m / s, mais de rares cas se produisent lorsque les vents sont supérieurs à 10 m / s.

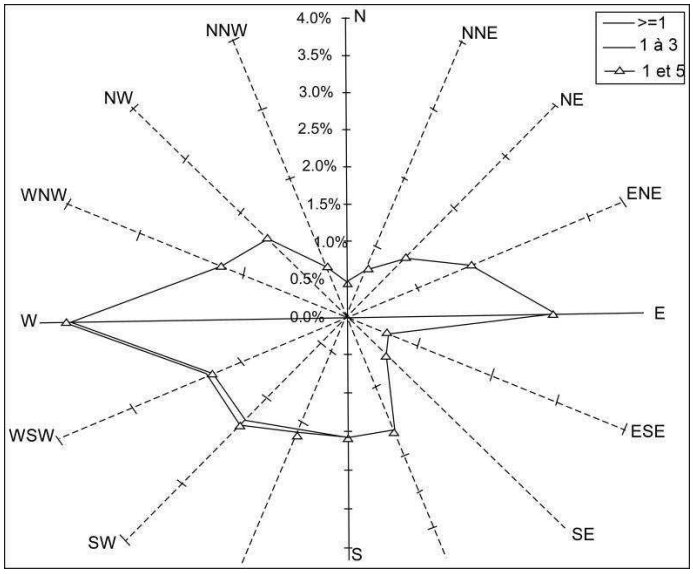


Figure I-38: Fréquences et directions des vents à Larache

La pluviométrie dans la zone du Loukkos s'inscrit dans le schéma à plus grande échelle des pluies au Maroc, où il y a un gradient décroissant du nord au sud et d'ouest en est. La quantité de pluie est irrégulière d'année en année, et au cours d'une année donnée, elle varie avec l'altitude. Les précipitations sont toujours plus importantes dans les montagnes du Rif et de l'Atlas. 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. 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.

II.2.2 Climat maritime

Oued Loukkos a une longueur développée totale de 180 km. Il prend naissance dans le Rif Central, à plus de 1300m d'altitude. L'oued et ses affluents drainent un bassin versant de 3750 km². L'ensemble du réseau s'oriente selon un axe principal S-E et N-W parallèle aux lignes de crêtes (chaîne du Rif et barres gréseuses).

II.2.2.1 Marée

La portée des marées est désormais limitée en amont par un barrage de garde situé à 19 km de l'embouchure. Avant sa construction, la partie amont de la marée était à 30 km de l'embouchure. Les effets actuels de la marée dans la rivière Loukkos et l'estuaire sont importants. Sous l'action des marées, de grands volumes d'eau entrent et sortent de l'estuaire, provoquant ainsi un mélange des eaux marines et fluviales, ainsi que des remaniements de sédiments. La marée est généralement semi-diurne avec une faible inégalité quotidienne. Son temps de propagation est d'environ 4 minutes entre le port de Larache et Lixus, et environ 90 minutes du port au barrage de garde.

II.2.2.2 Houle

Entre novembre et février, des houles de l'océan Atlantique pénètrent dans l'oued Loukkos provoquant un certain remaniement des sédiments de fond. Cependant, la majeure partie de l'énergie de la houle, entrant dans l'estuaire à cette période de l'année, progresse à peine en amont du port de Larache Entre mars et juin, les houles de l'océan Atlantique pénètrent dans les Loukkos et ont tendance à bien circuler en amont du port de Larache, tout en suivant plus ou moins le chenal fluvial qui est à peu près centré sur l'axe de la rivière.

Les fréquences des hauteurs de vagues (Hs), seraient données par le tableau ci-après (Tableau I-8). Ils sont distingués selon 3 périodes mensuels différents : (1) Novembre à Février ; (2) Mars à Juin ; Juillet à Octobre.

Hauteur (m)	0.5	0.5 à 1.5	1.5 à 3.0	3.0 à 5.0
Nov. A Février	1.6	54.0	85.2	98.3
Mars à Juin	2.7	78.2	95.9	100.0
Juillet à Oct.	6.4	89.1	98.8	100.0
Moyenne	3.6	73.7	93.2	99.4

Tableau I-8: Fréquence cumulée des hauteurs de houles (en %)

Aux bords de Larache, les directions de la houle ne sont pas aussi connues que les amplitudes, à l'exception des observations faites en 1970 par la mission L.C.H.F. les périodes de houles varient de 9 à 15 secondes, avec près de 50% des houles dépassant 11 secondes. Les

houles semblent provenir principalement du secteur directionnel W à NW, le WNW étant la direction dominante (Fig. I-39) D'autre part, les études hydrologiques effectuées, par le L.C.H.F, au large de l'embouchure, montrent une certaine corrélation entre la direction de la houle et celle du vent.

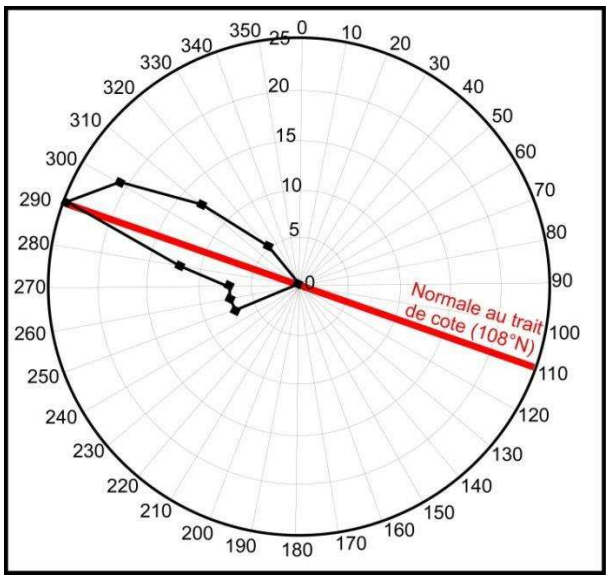


Figure I-39: Rose de houle montrant les directions dominantes

II.2.2.3 Courants

Au large, les courants sont faibles et de l'ordre de 0.2 m/s par fonds de 5 à 10 m. ils portent au 330° et peuvent être influencés par les vents sans dépasser des valeurs de 0,5 m/s. d'après les études hydrologiques du L.C.H.F, tant que le vent ne dépasse pas 5m/s, ce qui est le cas général, le courant porte en moyenne à l'WSW. Si la vitesse du vent est supérieure à 5m/s, la direction a tendance à s'aligner d'avantage avec celle du vent.

Depuis la construction du barrage de Makhazine en 1979, les courant mesurés, immédiatement en amont de la darse et sur la rive gauche de l'Oued Loukkos, donnent des vitesses maximales atteignant 1 m/sec, et des directions très symétriques en jusant et en flot : SW et NE (d'après L.C.H.F).

D'après le Service des Eaux de la Province de Larache, le débit instantané à l'aval du barrage ne dépasserait pas actuellement 400 m3/s alors qu'avant des débits maximaux de 180 m3/s existaient et que les débits très exceptionnels de 4000 m3/s avaient été présumés pour le calcul du barrage. En plus de ces débits de pointe de 400 m3/s provenant du barrage, les deux oueds qui alimentent le fleuve Loukkos pourraient apporter, en forte crue, 500 m3/s, le débit maxima ne devant pas dépasser, pour la totalité des apports liquides à Larache, 1000 m3/s soit le tiers environ des anciens débits de crue annuels.

CHAPITRE II

METHODES D'INVESTIGATIONS

Les géosciences marines utilisent divers moyens d'exploration pour obtenir des informations quant à la nature des fonds. Les outils géotechniques tels que les carottages donnent des indications très précises mais leur caractère ponctuel ne permet pas une cartographie extensive. Par contre, les méthodes géophysiques (tel que le multifaisceau, le sonar à balayage latéral, la sismique réflexion, etc.) peuvent couvrir de très grandes zones en peu de temps, et produisent des images des fonds marins traduisant les caractéristiques de l'interface eau-sédiment. Une bonne analyse de l'image sonar demande au préalable une compréhension des mécanismes d'acquisition des données, de l'environnement marin de la zone à étudier, de l'objectif du relevé et de l'interaction de l'onde acoustique avec le fond. Il est important de reconnaître quelles informations sont potentiellement contenues dans le signal sonar et peuvent être utilisées pour caractériser la nature des zones homogènes du fond et du sous-fond afin de leur attribuer une classification géologique particulière.

Dans le chapitre II, nous détaillons la démarche suivie pour l'acquisition des données le long de l'Oued Loukkos. L'approche méthodologique, intervenant dans cette étude, est basée essentiellement sur l'observation par la mesure in situ, directe et indirecte (géophysique), grace à différents outils complémentaires permettant d'avoir une approche multi-scalaire, tant sur le plan spatial que temporel. Les méthodologies utilisées et les protocoles d'acquisition de données seront détaillés ci-dessous. Tandis que les principes fondamentaux sont développés en annexe 3.

I ACQUISITION DE DONNEES

Afin de mener à bien cette étude, concernant la dynamique morpho-sédimentaire de la zone d'étude, une approche multi-outils a été utilisée. De nombreuses méthodes de mesures ont été utilisées permettant d'avoir différentes approches selon les objectifs souhaités.

Des missions ont été organisées en octobre 2009, Octobre 2010, Mai 2011 et Mai 2015 sur le long de oued Loukkos (Tableau II-1). Elles ont été dédiées à la collecte des données géophysiques, sédimentologiques, ainsi que des paramètres physico-chimiques des eaux. En parallèle. Au cours de chacune des trois saisons de 'OLS', il y a eu des efforts qui ont traité séparément une campagne géophysique d'origine hydrique et une campagne complémentaire de travaux géophysiques terrestres.

Mission	Date	Techniques	Données
OLS	Oct. 2009	AUV (Side Scan Sonar + Multibeam) Echosondeur 7KHz Mesure de la marée et courant	- Sonogramme - Bathymétrie
OLS 2 (saison 2)	Oct. 2010	AUV (Side Scan Sonar + Multifaisceau) Echosondeur 7KHz Bathymétrie Prélèvements de sédiments Courantométrie CTD Caméra	- Profiles sismique de la zone comprise entre l'embouchure jusqu'à 15 km à l'amont) - Images de l'interface eau-sédiment de plusieurs zones d'intérêt - Paramètres physico-chimiques de l'eau - Données marégraphiques - Echantillons de sédiments de surface
OLS (saison 2b)	Mai 2011	Visite du terrain	- Données marégraphiques - Prélèvements sédimentaires conçu pour la datation
OLS (saison 3)	Mai 2015	Echosondeur 7KHz Prélèvements de sédiments + carottage	

Tableau II-1: Tableau des missions d'investigation effectuées à la zone d'étude (Oued Loukkos)

* OLS : Oued Loukkos Survey

L'ensemble des données recueillies et acquises pendant les différentes campagnes a permis de caractériser l'hydrodynamisme, la morphologie et la nature superficielle des fonds de ce secteur, et d'accéder à la structuration interne des dépôts sédimentaires. En effet, l'étude effectuée a combiné des observations de la couverture sédimentaire superficielle par le sonar à balayage latéral et de sondeur multifaisceau, avec la visualisation de la subsurface par un Echosondeur à 7kHz et des mesures des courants et des paramètres physico-chimique des eaux.

Les missions ont été déroulées à bord d'un petit bateau de pêche (Idrissi II) de 7 mètres de longueur (Fig. II-1), équipé d'un moteur hors-bord de type « Yamaha F 2.5' ». Une petite zone opérationnelle couverte a été construite sur le bateau afin de loger et protéger les différents équipements (processeurs etc.) et les ordinateurs portables. L'énergie a été assurée en utilisant une combinaison de batterie de 12-volt et générateur (un petit groupe électrogène).



Figure II-1: Bateau de pêche, Idrissi II, utilise dans la prospection d'Oued Loukkos

II OUTILS DE CARACTERISATION DES FONDS D'OUED LOUKKOS

Dans le but de caractériser le fond d'Oued Loukkos, trois types d'appareils acoustiques ont été utilisés. Ils ont fourni une carte détaillée de la bathymétrie d'Oued Loukkos et les couches sédimentaires du lit du fleuve. Il s'agit du sonar à balayage latéral et multifaisceaux hébergés dans un AUV et un sondeur de sédiments (Echo-sondeur).

Le matériel non acoustique comprenait (i) un capteur CTD pour mesurer la salinité, la température de l'eau et la hauteur de la colonne d'eau, (ii) un courantomètre pour mesurer les

vitesses d'écoulement et (iii) une caméra vidéo numérique utilisée sous l'eau pour fournir des enregistrements le long des berges du fleuve. Ce matériel a été utilisé pour fournir une information complémentaire pour le traitement des données de l'échosondeur et du sonar, mais aussi pour compléter les données acoustiques en révélant la composition des sédiments et les influences hydrologiques à court et long terme et les régimes riverains.

Visant une étude plus détaillée de l'ensemble du secteur étudié, nous avons adopté une division du fleuve en 5 zones (Fig. II-2) : la zone A située à l'embouchure représente la partie marine. Les zones B, C, D et E situées respectivement à 1.5km, 3km, 5km et 8.5km de l'embouchure, constituant la partie fluviale.

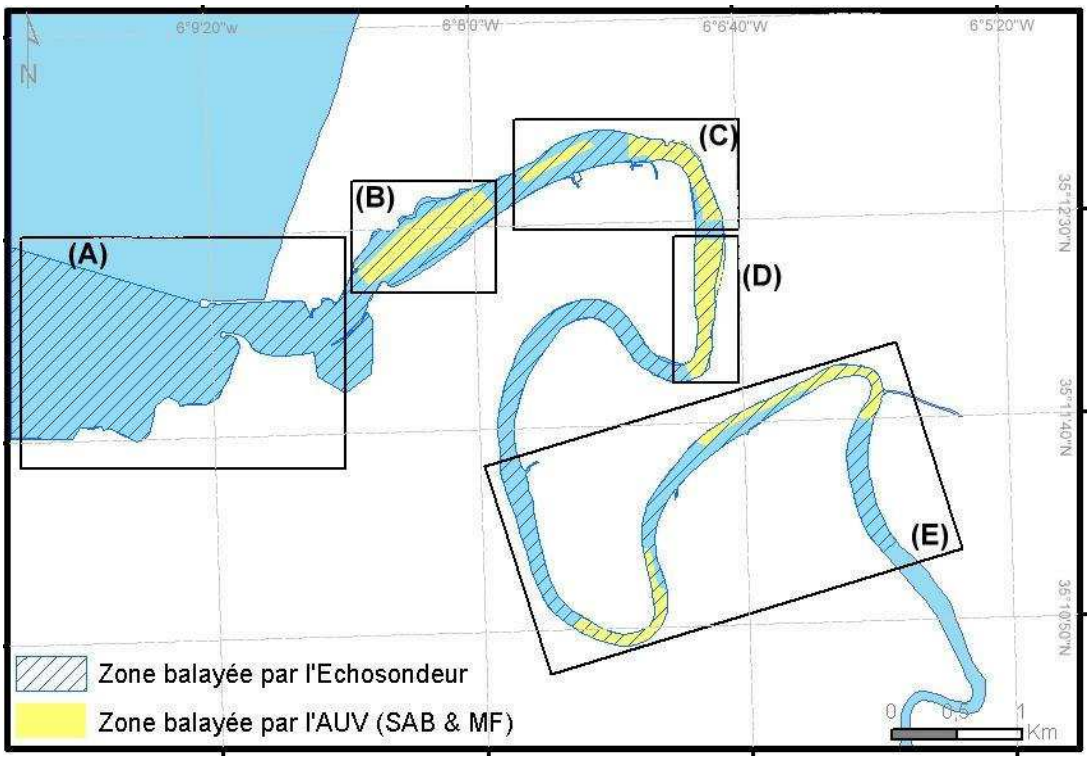


Figure II-2: Localisation des zones balayées par l'échosondeur et l'AUV. Les cadres représentent les tronçons qui ont été adopté pour mieux étudier les corps sédimentaires

II.1 AUV (Autonomous Underwater Vehicle)

L'étude de l'interface eau-sédiment a été entreprise grâce à un AUV (Autonomous Underwater Vehicle) de 'OceanServer Technology, Inc' (une société américaine spécialisé dans le développement des systèmes sous-marin autonomes). Il est mis à notre disposition par le laboratoire « Centre for coastal and Ocean Mapping – Joint Hydrographic Center (CCOM-JHC) » de l'Université de New Hamshire (USA). Deux types d'AUV ont été utilisés afin de mener cette étude : Iver-2 fournis des données de sonar à balayage latéral seulement, et Iver 2-62 fourni à la fois des images acoustiques (sonar à balayage latéral) et des données

multifaisceaux (Fig. II-3, II-4). L'AUV (véhicule sous-marin autonome) est un système informatisé qui fonctionne sous l'eau. Il s'agit d'un robot sous-marin sans pilote semblable au 'rover Curiosity' de la NASA. Comme son nom l'indique, l'AUV fonctionne indépendamment, comme un drone, il n'a aucune connexion physique avec son opérateur, qui peut être à terre ou à bord d'un navire. Les données sont transmises ensuite par un réseau wifi à bord du bateau (Fig. II-5).

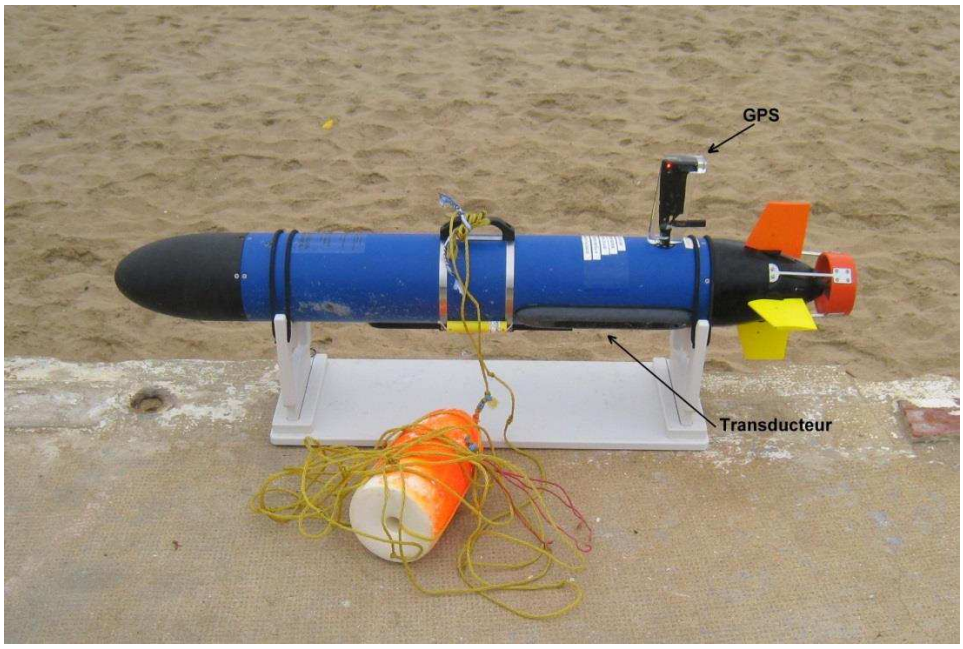


Figure II-3: AUV utilisé lors de la première saison d'investigation d'Oued Loukkos (OceanServer Technology, Inc')

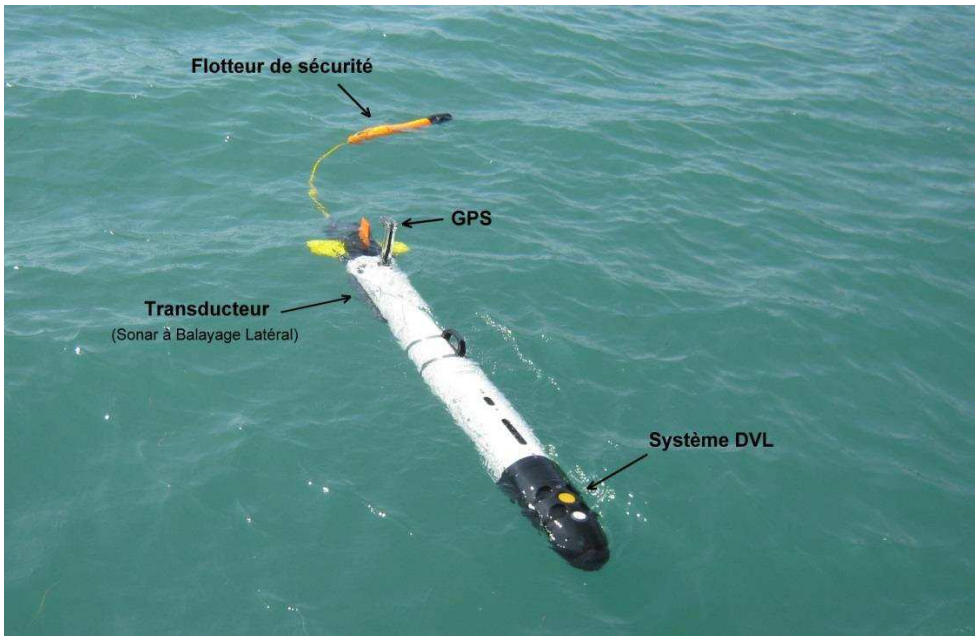


Figure II-4: AUV utilisé durant la deuxième saison d'investigation d'Oued Loukkos : Iver2-62 (OceanServer Technology, Inc')

II.1.1 Description de l'AUV

Cet équipement fourni une plate-forme simple, portable, constitué par :

- Le poisson : il 's'agit d'un corps fuselé, possédant les ailerons de stabilisation destiné à assurer son équilibre hydrodynamique et contenant les deux transducteurs du sonar à balayage latéral, et l'émetteur récepteur du multifaisceau. L'AUV utilisé dans cette étude est caractérisé par sa dimension qui lui permet de la manipuler facilement à la main (par exemple sa mise à l'eau et sa récupération).
- Le sonar à balayage latéral : L'AUV est équipé par deux transducteurs placés symétriquement de part et d'autre du poisson. il est du type L3 Kleim UUV-3500 haute résolution. Les fréquences de fonctionnement est de 455kHz et 900 kHz offrant des capacités étendues de faisceau et une résolution plus élevée pour augmenter considérablement la zone balayée.
- Le multifaisceau est installé près de la tête du poisson il s'agit d'un multifaisceau d'Imagenex model 837B Delta-T. Le tableau (Tableau II-2) suivant résume ses caractéristiques techniques

Fréquence	260 kHz
Largeur du faisceau	Récepteur : 120 x 20° Transmission : 120° x 20°
Echo	120, 240, 480
Largeur effective des faisceaux	3°, 1.5°, 0.75°
Résolution de portée	0.2% de la fourchette
Min. portée détectable	0.5 m
Max. profondeur de fonctionnement	300 m
Fréquence d'images	Jusqu'à 20 images par seconde

Tableau II-2: Caractéristiques techniques du multifaisceau (Imagenex) installé sur l'AUV

- Système de positionnement, les AUV, utilisés à Larache, sont équipés par deux systèmes complémentaires assurant la navigation de l'AUV en surface et en profondeur de l'eau : 1) un GPS intégré qui permet la navigation en surface de l'eau. 2) un système DVL (Doppler Velocity Log) requièrent une meilleure précision sous la surface de l'eau. 6 faisceaux Doppler Velocity sont installés à la tête du poisson. Ils permettent de se positionner en profondeur et analyser et enregistrer les courants en même temps. La précision de la navigation permet la répétitivité des missions avec une grande précision. Les algorithmes de ces AUV utilisent les données de différents capteurs (GPS, boussole électronique, DVL ...) afin de fournir une navigation exceptionnelle.

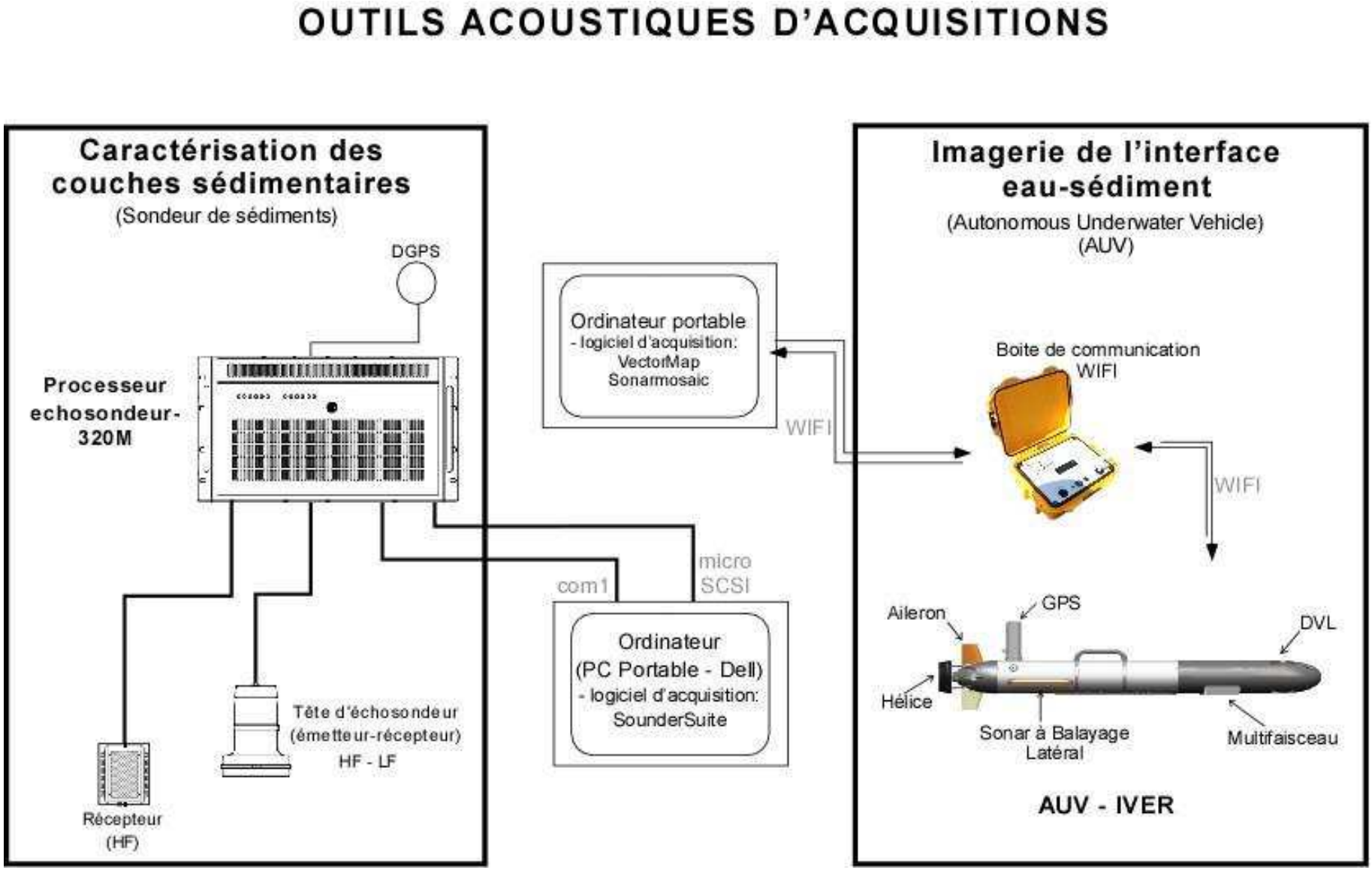


Figure II-5: Outils acoustiques d'acquisitions : sub-bottom profileur & AUV équipé par un sonar à balayage latéral et un multifaisceau

- Compas numérique : Le poisson comprend un compas numérique modèle OS5000. Il s'agit d'un instrument de navigation qui donne une référence de direction, et permet ainsi la mesure de roulis, tangage et cap avec une grande précision.
- Batterie accrue pour un temps de mission prolongée.
- Disque dure de 120 Go pour le stockage des données.
- Système d'Hélices assurant le mouvement fluide du véhicule.
- Le flotteur de sécurité : il est programmé à l'avance. Si l'engin rencontre un problème (ex : être coincé sous un bateau de pêche) le flotteur s'active immédiatement et tire l'AUV à la surface. Le flotteur de sécurité comporte aussi un pinger acoustique pour le suivi.
- Boitier « processeur » assurant la connexion entre le poisson et l'ordinateur à bord du bateau grâce à la connexion wifi.

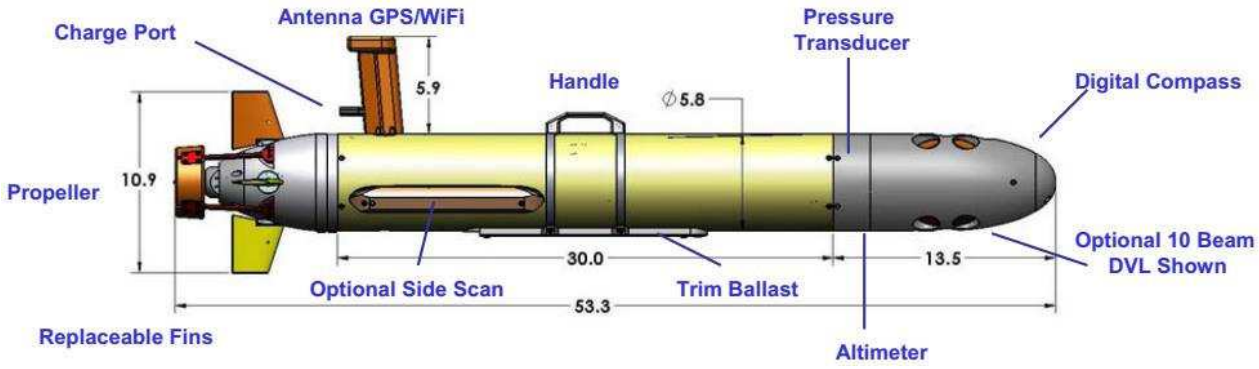


Figure II-6: Composants du système AUV, Iver2-62 (OceanServer)

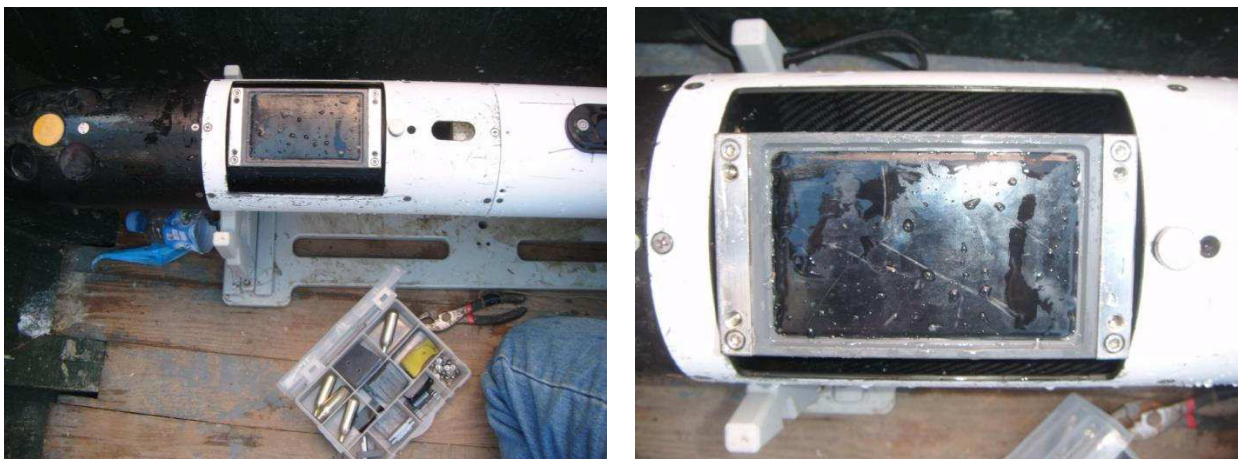


Figure II-7: Multifaisceau, model 837B Delta-T, installé sur l'AUV IVER2-62 (Photo prise pendant la 2eme saison de l'investigation d'Oued Loukkos)

II.1.2 Programmation des missions

Le fonctionnement et la manipulation de ce système AUV nécessite, généralement, trois logiciels: (i) **Vector Map**; (ii) **OceanServer**; (iii) **SonarMosaic** (Fig. II-8).

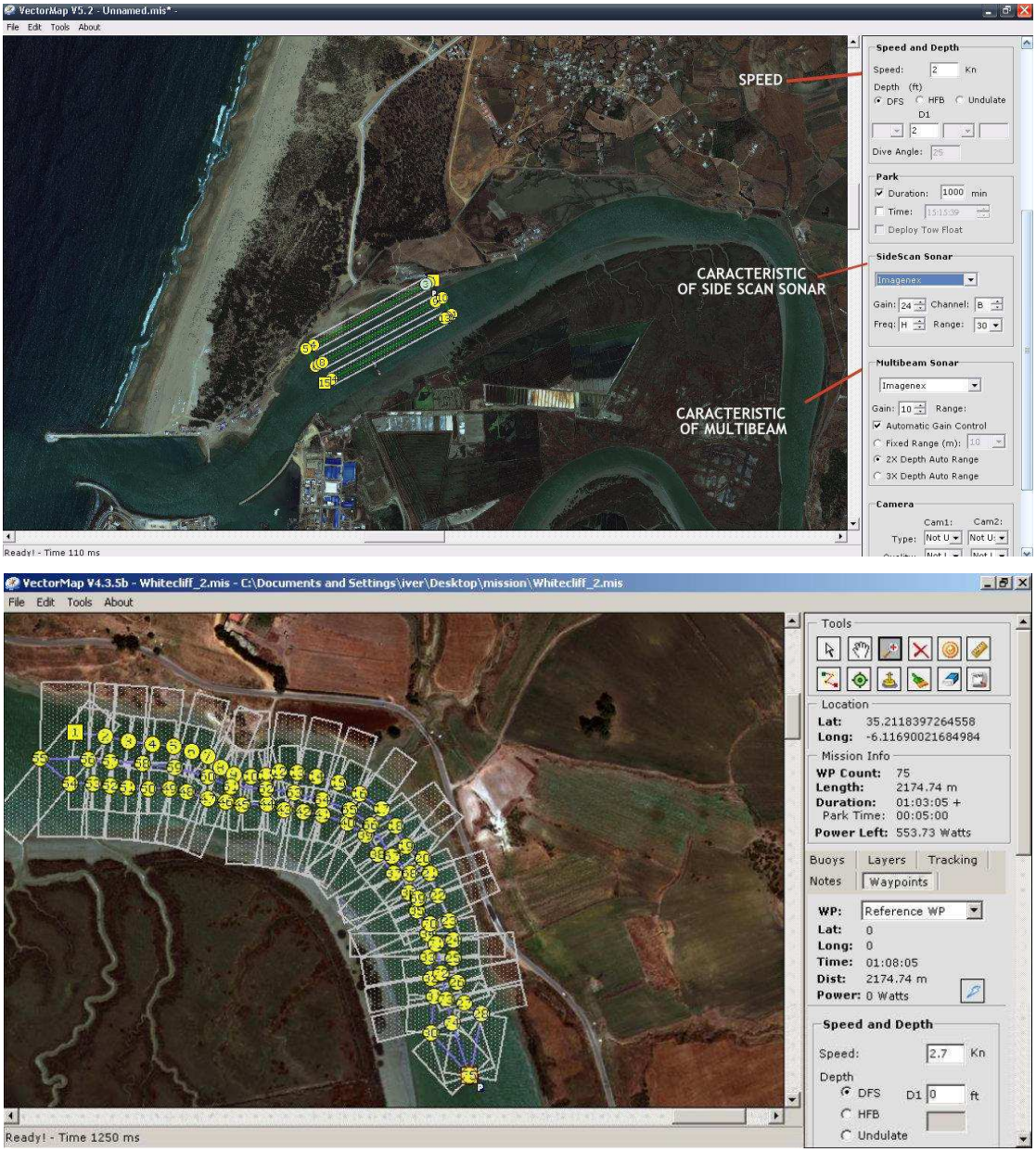


Figure II-8: Programmation d'une mission AUV, dans Oued Loukkos, grâce à VectorMap (suivant une route rectiligne (image en haut) et suivant une route en zigzag (image en bas)

Le logiciel « **Ocean Server** » permet la création d'un réseau qui assure la connexion entre le Pc, le serveur et l'AUV. Le logiciel « **Vector Map** » permet de tracer la route qui devrait être suivi par l'AUV sur la base d'une carte géoréférencée. Comme il donne la possibilité de choisir les caractéristiques du véhicule tel que la vitesse et le point de stationnement de l'AUV. Ainsi, pour le sonar à balayage latéral et le multifaisceau, il permet

de modifier leur fréquence, le Gain, la Range et d'autre. Le logiciel « **SonarMosaic** » est conçu pour développer des mosaïques de l'imagerie acoustique et les placer dans un contexte géographique plus large de l'imagerie satellitaire, offrant ainsi un excellent moyen de visualisation des données.

Dans notre étude, La vitesse de l'AUV était comprise entre 1,7 et 3 nœuds, avec un Gain d'ordre 27 et une Range 30 & 60. Le choix de la vitesse, pour toute mission spécifique, prend en considération le sens du courant, la température et la salinité de l'eau. Afin de maximiser la qualité des données, l'AUV maintient une profondeur constante au-dessous de la surface de l'eau, ceci grâce à son système DVL. Les missions AUV ont été effectuées suivant un chemin parallèle aux rives ou en zigzag (selon les cas), dont chaque levé a été répété plusieurs fois et pendant différents moments de marée.

II.2 Echosondeur Knudsen 320M

Les données de la subsurface, dans ce travail, sont issues d'une prospection par sismique réflexion à très haute résolution, réalisée avec un sondeur de sédiment (Sub-bottom profiler) de type Kunudsen model 320M configuré pour fonctionner en mode Chirp à une fréquence centrale de 7 kHz. Chaque système géophysique est caractérisé par des propriétés qui sont important pour la performance du système, à savoir la profondeur de pénétration et la résolution. Il s'agit de : la fréquence, la longueur d'impulsion transmise, la largeur du faisceau du transducteur, forme du signale, le niveau de puissance et de pouls de répétition (Lurton X., 2002 ; Wunderlich J & Wendt G., 2001).

Ce type de matériel est adapté à la prospection en milieu peu profond, il utilise une fréquence variant entre 3.5 et 12 kHz. Pour cette étude, le sondeur Knudsen a été spécialement modifié pour fonctionner à une fréquence centrale de 7 kHz. Compte tenu de son utilisation de la technologie CHIRP, ce système fournit une image détaillée des structures du sous-sol et de la stratigraphie des sédiments avec une résolution de l'ordre de 20 à 30 cm, tout en assurant une grande pénétration.

Comme un sonar multifaisceau, un monofaisceau et un sonar à balayage latéral, le système de sondeur de sédiments fonctionne en transmettant une énergie sonore, sur le fond marin, qui est réfléchie par les limites entre les couches de différentes impédances acoustiques. La première limite se situe entre l'eau et le fond marin lui-même, en représentant la morphologie du fond.

Durant les missions d'investigation géophysique effectuées dans la zone d'étude (2009, 2010 et 2015), des différentes zones ont été balayées par ce matériel (Knudsen 7kHz), allant de l'embouchure (-20 m de profondeur) jusqu'à plus de 15 km vers l'amont.

L'échosondeur, utilisé pendant la deuxième mission, a été couplé par un Ultraphone (réception, des ondes réfléchies, seulement) ce qui améliore la qualité des profils sismiques (Fig. II-9).

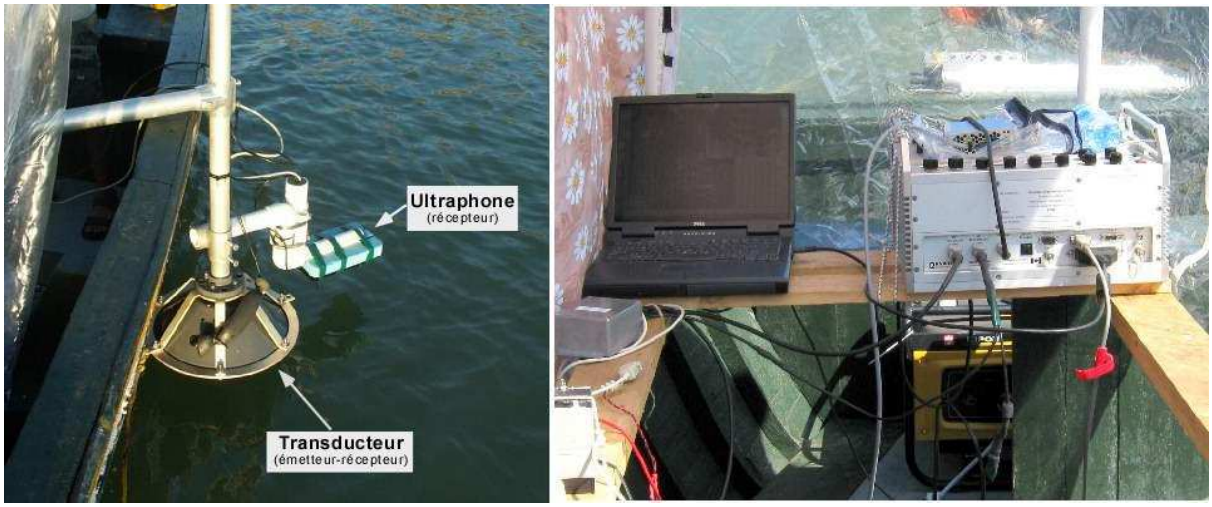


Figure II-9: Système Knudsen 320M utilisé lors de l'investigation d'Oued Loukkos. Transducteur couplé par un ultraphone (image à gauche), processeur de l'échosondeur et l'ordinateur portable (image à droite)

Lors du dernier jour, de la première des trois campagnes sur le terrain, une tentative d'utiliser le sondeur de sédiments à 7 kHz sur terre, a été réalisée dans l'espoir de trouver des preuves d'anciens méandres d'Oued Loukkos. Nous avons essayé d'effectuer des levées échosondeur au sud du site archéologique « Lixus », où les inondations pendant les marées de printemps sont courantes. La figure II-10 montre l'ensemble du branchement et d'installation monté lors d'exécution des levées sur terre. Il comprend un bassin en plastique pour mettre le processeur dedans ; 3 chambres à air en néoprène collées l'un sur l'autre et posé sur un grand morceau de 'caoutchouc' pour fermer le trou. la chambre à air la plus basse est remplie de mousse expansible qui s'est ensuite solidifié. Les deux chambres à air supérieures des pneus ont été gonflées avec de l'air sous pression jusqu'à ce que les trois chambres à air en néoprène prennent finalement l'aspect, la forme et la fonction d'un baril. Cet 'outil' est rempli d'eau avant de mettre le Knudsen à l'intérieur avec un GPS fixé à la barre du transducteur. Malheureusement, juste au moment où l'opération d'enquête a été lancée, l'alimentation électrique du sondeur a subi une panne critique qui n'a pas pu être réparée sur le terrain. Le tout a dû être démonté et transporté avant même de pouvoir faire cette tentative d'acquérir des profils du sous-sol à terre.

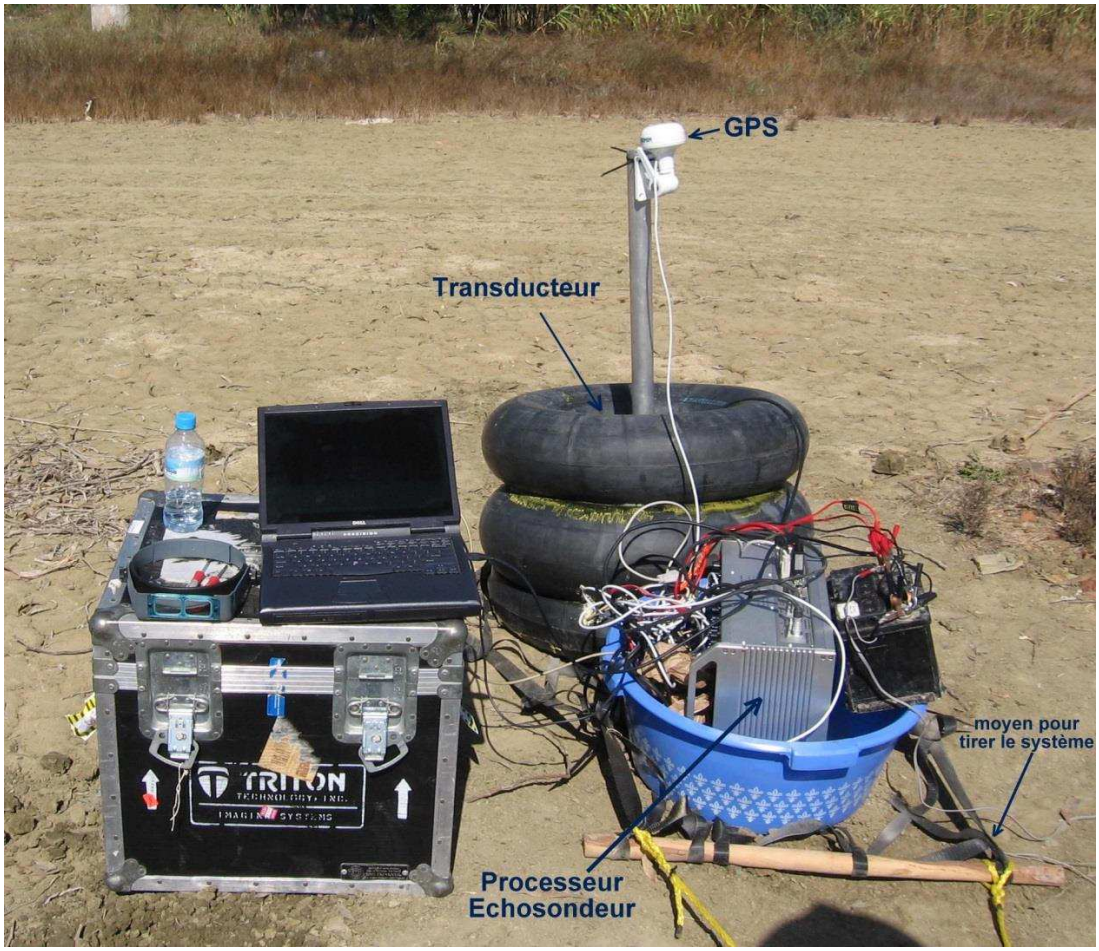


Figure II-10: Installation du système Knudsen 320M conçu pour l'utilisation sur terre

La méthode d'interprétation des données sismiques, levées dans l'oued Loukkos, consiste à subdiviser l'information acoustique en « unités sismiques ». Selon le principe proposé par Mitchum et al. (1977a-b), Vail et al. (1977), Sangree & Widmier (1977), Ravenne (1978), Roksandi'c (1978), Shériff (1980) et Bouma et al. (1987) rappelés dans Proust et al., (2001).

II.3 Monofaisceau

Les données bathymétriques monofaisceaux ont été collectées par un système monofaisceaux fabriqué par le Docteur Lloyd professeur de recherche à la Faculté de New Hamshire « Center for Coastal and Ocean Mapping (CCOM). C'est un sondeur bathymétrique à faisceau étroit (5°), fonctionnant à une fréquence de 200 kHz. Les données, en décimètres, sont numérisées à la cadence d'une par seconde et stockées en même temps que les données de navigation GPS.

II.4 Mesures de paramètres physico-chimiques des eaux de l'Oued Loukkos

Afin de caractériser les masses d'eau de l'Oued Loukkos des paramètres de l'eau ont été mesurés par une bathysonde de type SBE Sea-Bird Electronics) model « 16plus V2 » (Fig. II-11). Ce système est conçu pour mesurer la conductivité, la température et la pression dans des environnements marins ou d'eau douce. Il peut être utilisé à des profondeurs allant jusqu'à 600 mètres.

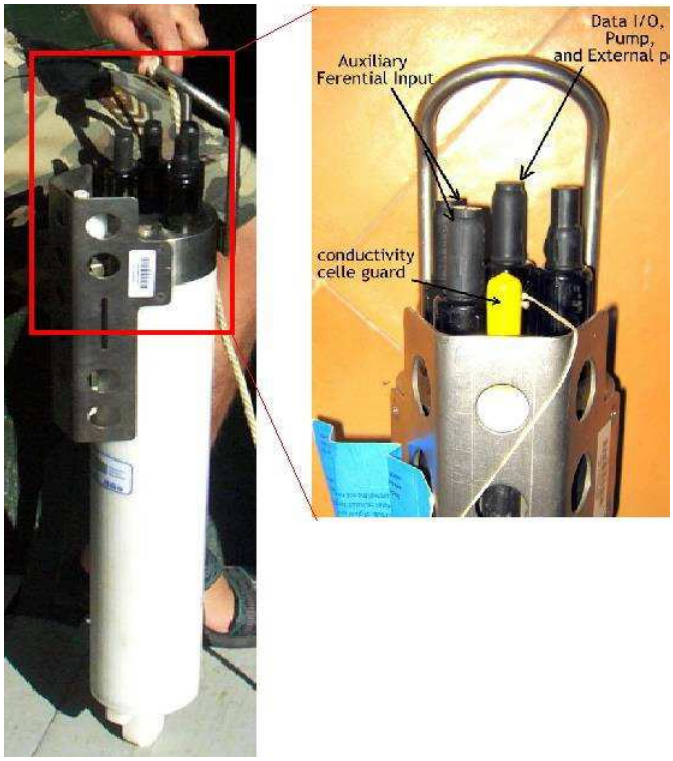


Figure II-11: Sea-Bird Electronics (SBE) (mis à notre disposition par CCOM-JHC)

Le 16 plus V2 se caractérise par un échantillonnage autonome. Il peut acquérir et enregistrer des mesures automatiquement quand il se met à l'eau. L'intervalle d'échantillonnage est réglable en incréments d'une seconde. On peut choisir entre un échantillon une fois toutes les 10 secondes à une fois toutes les 4 heures. Il permet également d'effectuer une transmission des données en temps réel à l'aide de l'interface du système à trois fils RS-323C. Le CTD calcule la salinité et la vitesse du son à partir des mesures de conductivité, de température et de pression Les données sont émises avec des températures en degrés Celsius, des conductivités en Siemens/m, des pressions en décibars, des salinités en unités de salinité pratiques (PSU) et des vitesses du son en m/s.

Lors la deuxième saison d'investigation d'Oued Loukkos, et pendant 8 jours d'utilisation

de CTD, les mêmes paramètres (salinité, température, conductivité) ont été mesurés sur toute la tranche d'eau pour toutes les stations. En fonction de leur emplacement, des mesures ont été réalisées sur une tranche d'eau varie entre la surface et de 20 m (le cas de l'embouchure). Des mesures en continu ont été effectuées sur une grande zone de l'oued (Fig. II-12) sur une faible profondeur afin de déterminer leur variabilité spatio-temporelle.

Pour assurer une meilleure précision et résolution nous avons programmé le système d'effectuer une mesure pour chaque 10 seconde. Après l'acquisition, les données brutes provenant de la bathysonde ont été transformées en données physiques afin de les visualiser sous forme graphiques.

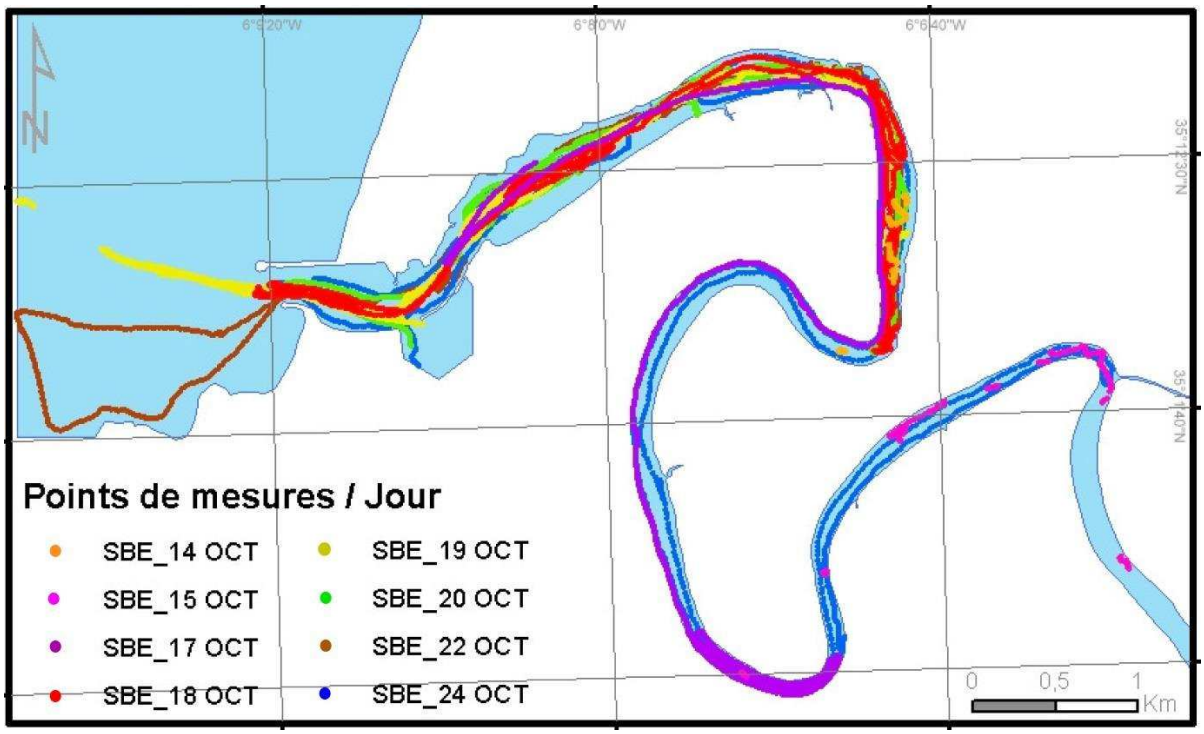


Figure II-12: Positionnement des mesures physico-chimiques par l'utilisation du CTD

Les données hydrologiques décrites et analysées ici ont été acquises au cours de la période du 14 au 24 octobre 2010, grâce à une bathysonde de type SBE (Sea-Bird Electronics) 37 SMP. Le CTD a été déployé dans l'estuaire de l'Oued Loukkos à l'aide d'un bateau de pêche à faible tirant d'eau à moteur hors-bord. La vitesse du bateau et les grandes distances parcourues par l'enquête ont empêché d'obtenir une mesure véritablement synoptique de la température et de la salinité. Un aller-retour dans Oued Loukkos sur un tronçon de 15 km (zone étudiée), a nécessité une partie importante d'un cycle de marée semi-diurne. L'ensemble des mesures de température et de salinité acquises entre l'embouchure de la rivière et le tronçon le plus en amont du levé se compose de 103 coulées CTD discrètes et de quatre lignes de mesure continus près de la surface (0,2-0,5 m) du CTD le long de l'axe principal de

l’estuaire. Cinquante-sept points de mouillage CTD ont été colocalisés avec les sites de prélévements sédimentaires. Prises dans leur ensemble, les données du CTD fournissent des preuves adéquates pour étayer la classification de l'Oued Loukkos.

II.5 Equipement de prélèvement de sédiments

Les sédiments ont la propriété de concentrer certaines informations, telle que les conditions hydrodynamiques du milieu. Lors de la deuxième saison de la mission OLS (Oued Loukkos Survey), un total de 90 échantillons de sédiments de surface ont été collectés dans la zone d’intérêt dont 56 échantillons ont été pris du fond du fleuve et 34 ont été prélevés sur la zone de marécage (Fig. II-13).

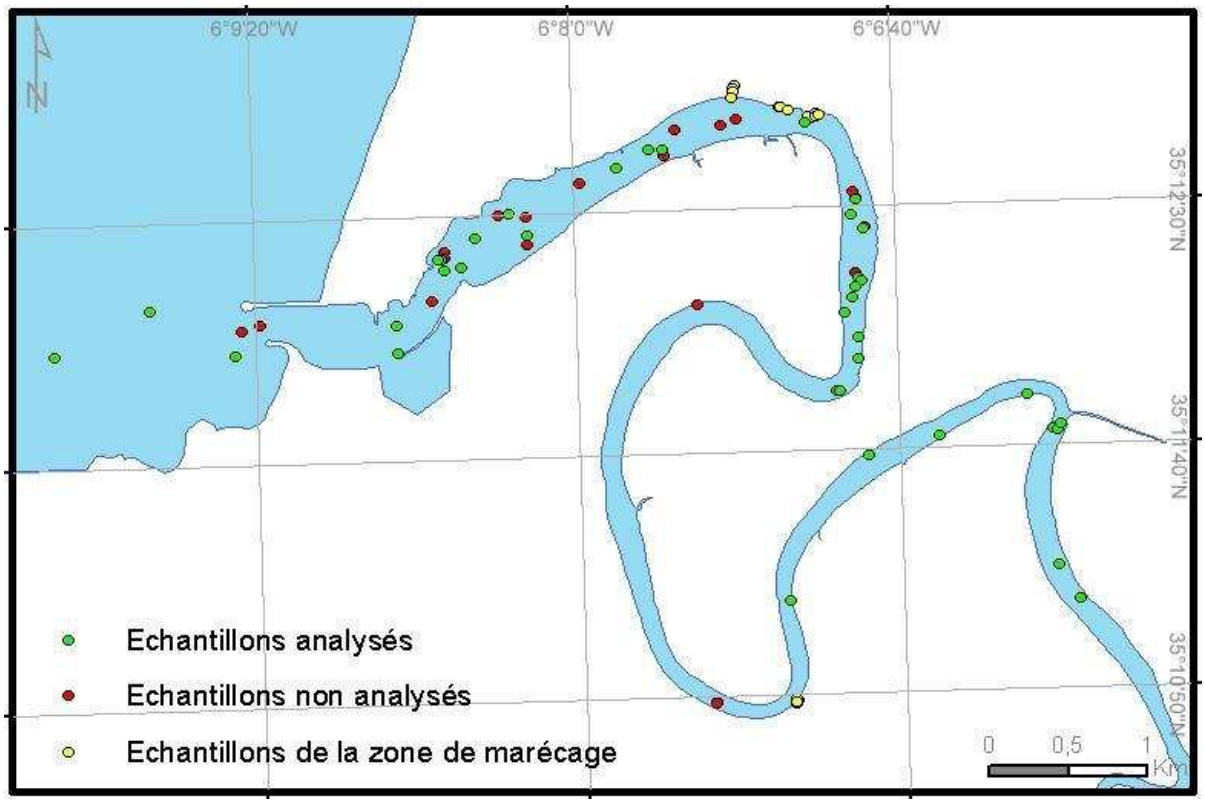


Figure II-13: Carte de localisation des prélèvements sédimentaires

Pour réaliser cet échantillonnage, nous avons utilisé une tarière pour les zones situées sur les rives du fleuve et les zones du fond qui étaient exposées à marée basse (Fig. II-14), et une technique (sorte de benne) pour l’échantillonnage des sédiments aux points plus profonds de la rivière (Fig. II-15).



Figure II-14: Utilisation d'une tarière pour prendre des sédiments sur les rives d'Oued Loukkos

Les outils de prélèvements sont bien nettoyés, chaque fois, avant de prendre des échantillons à fin de minimiser le maximum de contamination. Ces derniers ont été mis et transportées dans des sacs de plastique bien fermés. Les points d'échantillonnage ont été choisis, d'une part, sur la base des images sonar ou des images sismiques de l'échosondeur et d'autre part pour être répartis sur différentes zones intéressantes comme les zones couvertes de dunes.

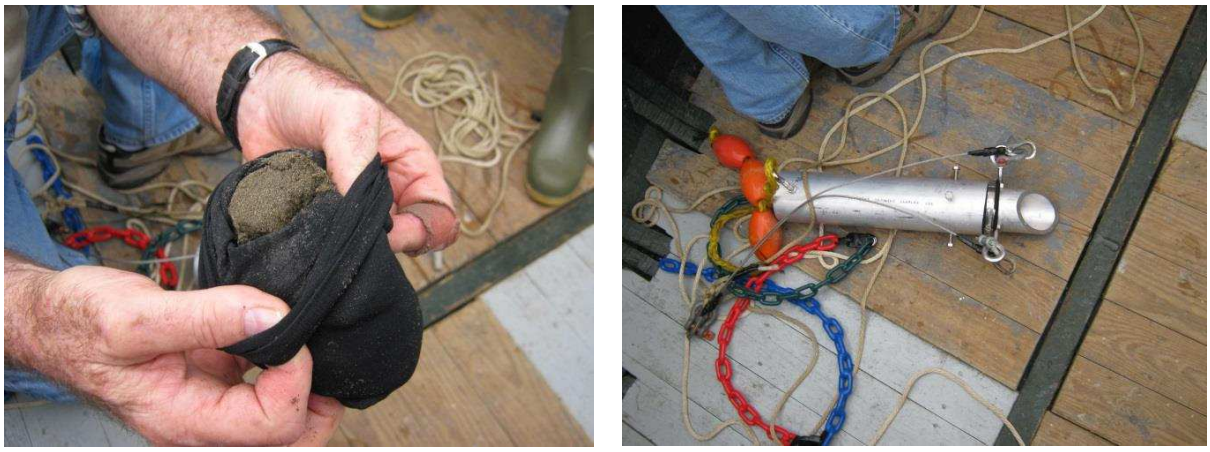


Figure II-15: Technique utilisée pour prélever des échantillons du fond marin (benne à sédiments)

- Analyse des échantillons :

Des dizaines d'échantillons, de nature sableuse et argileuse, ont été analysées par un diffractomètre laser à l'université de Lille-1 à fin de déterminer la taille des grains. Cet appareil permet la mesure des grains de tailles comprise entre 0,05 et 900 µm et aussi la détermination des fréquences statistiques, des particules, en fonction de leur taille. Le détail de la méthode analytique est présenté dans le chapitre III.



Figure II-16: Manipulation du diffractomètre laser (Malvern Mastersize) (Université de Lille-1)

II.5.1 Méthode analytique

Une étude granulométrique détaillée a été effectuée à l'aide d'un diffractomètre laser sur 35 échantillons au laboratoire GéoSystèmes à l'université de Lille-1. Chaque échantillon a été analysé à deux reprises, dans son état brut et son état dilué (l'échantillon est délayé par agitation vigoureuse avant de le mettre dans le matériel de mesure). L'appareillage utilisé pour les mesures de granulométrie est un granulométre laser de marque Malvern, modèle Mastersizer.

Comme présenté sur la figure II-17, le principe de cette méthode repose sur la diffraction de faisceaux laser. Les sédiments sont transportés par un fluide jusqu'à une cellule de mesure qui est traversée par des faisceaux. En rencontrant les particules, les faisceaux sont diffractés vers des détecteurs qui permettent de calculer l'angle de diffraction. Cet angle est ensuite relié à la taille des particules (les grosses particules engendreront des rayons diffractés de faible incidence, tandis que les plus petites engendreront des rayons diffractés de forte incidence). Pour obtenir des résultats fiables, le temps de l'ultra-son a été paramétré de manière à éliminer les agrégats qui peuvent mener à des faux résultats, tout en restant vigilant car un excès dans la valeur de l'ultra-son peut casser les particules. Les résultats obtenus sont traduits en courbes représentatives de la distribution granulométrique qui permettent de calculer des différents indices et paramètres.

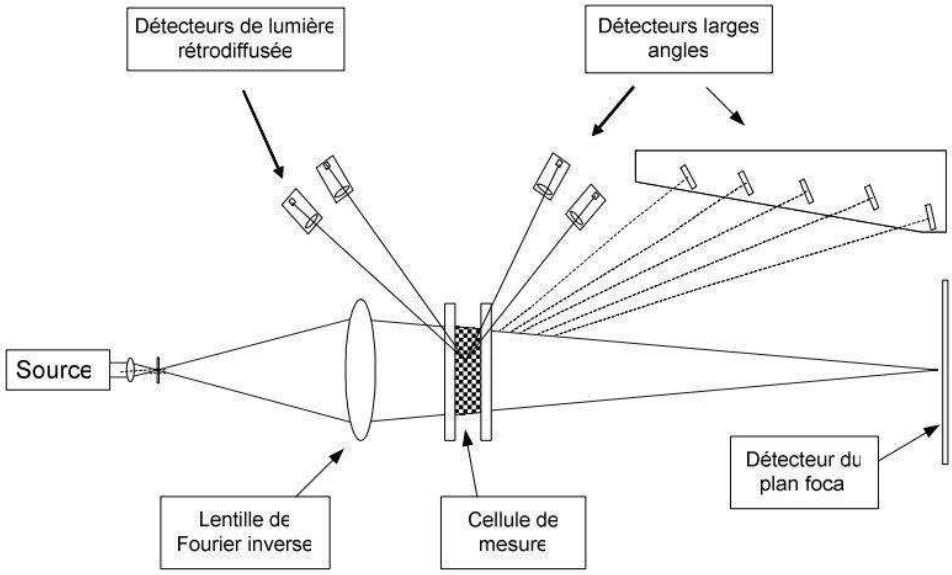


Figure II-17: Schéma simplifié de l'unité optique d'un granulomètre laser

II.5.2 Rappel

II.5.2.1 Présentation graphique

Les graphiques les plus représentatifs, en terme d'image granulométrique de l'échantillon analysé, sont l'histogramme de fractions (pourcentages par classes granulométriques) et la courbe fréquentielle (pourcentages cumulés).

- Histogramme de fractions – courbe de fréquence (pourcentages par classes granulométriques).

L'histogramme donne pour chaque diamètre de grain (abscisses) le poids de sédiment correspondant (Fig. II-18). La courbe joignant le milieu des classes est la courbe de fréquence. La distribution peut être unimodale ou plurimodale. Les distributions plurimodales indiquent un mauvais classement des matériaux dus à des mélanges détritiques, des courants, des crues subites

- Courbe fréquentielle (pourcentages cumulés)

Cette courbe représente le poids cumulés des différentes fractions en fonction du diamètre des grains. Il se présente sous forme de courbe granulométrique en coordonnées semi-logarithmiques du pourcentage cumulé (Fig. II-18). D'après Rivierre (1952), la forme de la courbe permet d'identifier trois faciès principaux, permettant d'indiquer le mode de transport et le mécanisme du dépôt :

Le faciès parabolique (courbe à concavité tournée vers le haut): il correspond aux sédiments en cours de transport. Ce faciès est le plus souvent associé à des sédiments dont le transport a pu s'effectuer en suspension graduée pour les particules grossières et en suspension uniforme pour les particules fines (Tricart, 1965). Généralement, il montre une granulométrie peu évoluée qui implique soit un dépôt par excès de charge à faible distance de la région d'apport, soit un dépôt à très faible profondeur.

Le faciès logarithmique (courbe redressée avec inflexion brusque): il suggère des actions hydrodynamiques ou aérodynamiques puissantes. Il existe des courbes cumulatives avec une forme générale en S, il traduit une accumulation sédimentaire libre (Tricart, 1965). Le dépôt sédimentaire s'est accompli grâce à une variation ordinaire et modérée du courant de transport.

Le faciès hyperbolique (courbe à concavité tournée vers le bas): il reflète un dépôt par décantation des particules : en milieu calme si ces particules sont fines, ou milieu agité si elles sont grossières.

II.5.2.2 Paramètres granulométriques

Les paramètres de positionnent d'un échantillon permettent une étude statistique des différentes fractions (Fig. II-18), se sont :

Médiane (Md) ou Q_{50} : abscisse (en micron) du point correspondant à l'ordonnée 50%. Il est l'indice de position le plus fréquemment utilisé, car il détermine une estimation de la grossièreté moyenne du sédiment en intégrant toutes les classe granulométriques.

Mode : correspond à la valeur modale d'un échantillon exprimant la dimension granulométrique la plus fréquente (ce paramètre se détermine sur l'histogramme).

Les quartiles Q_{25}, Q_{75}, avec des abscisses en microns sont les points correspondant aux 25éme et 75éme percentiles cumulés, et percentiles Q_1, Q_{16}, Q_{84}, Q_{95}, Q_{99} sont rarement utilisé seuls, sauf Q_{95} et Q_{99} pour le test de Passega. Ils permettent de définir des indices plus complexes.

II.5.2.3 Indices granulométriques

Les indices granulométriques ont été déterminés selon les formules de Folk et Ward (1957, cités par Lang, 1968, Hadjouis, 1987 et Chamley, 2000). Ces formules utilisent 90% de la distribution dans les calculs des différents paramètres. Les indices calculés sont exprimé

en phi où Phi (x) = [- log (qx)] × 3,3219 (avec qx : la taille des grains (mm) qui correspond à x % du poids cumulé).

- **La moyenne** : elle correspond à la distribution granulométrique moyenne des sédiments, elle est déterminée par la formule :

$$Mz = Q_{16}+Q_{50}+Q_{84} /3 \text{ (phi)}$$

Cet indice dépend de plusieurs facteurs : l'intervalle de taille du matériel de la roche mère, l'énergie du milieu, et la distance du transport (J.PERRIAUX, 1961). Elle permet d'individualiser les faciès suivants (Folk, 1966) (Tableau II-3) :

Classement	Valeur de Mz (en phi et µm)
Sables grossiers et graviers	Mz < 1Ø (Mz > 500 µm)
Sables moyens	1Ø < Mz < 2,31 Ø (250 < Mz < 500 µm)
Sables fins	2,31 Ø <Mz < 3,32 Ø (125 < Mz < 250 µm)
Sables très fins	3,32 Ø <Mz < 4 Ø
Silts et argiles (lutites)	Mz > 4 Ø (Mz < 63 µm)

Tableau II-3: Répartition des faciès sédimentaires en fonction de la moyenne (Folk, 1966)

- **L'indice de classement ou l'Ecart Type (e)** : Cet indice caractérise le degré de classement des grains (figure 52). Il est défini par la relation suivante :

$$\sigma \text{ (en Phi)} = (Q_{84} - Q_{16}) /4 + (Q_{95} - Q_5)/6,6$$

La valeur de cet indice permet de déterminer le type de sédiments (Folk, 1966) (Tableau II-4). Elle dépend de trois facteurs principaux : l'intervalle des tailles du matériel initial (classement de la roche mère), le taux de sédimentation et les caractéristiques physiques du courant (vitesse énergie, turbulence, fluctuations, etc…)

Classement	Indice de classement (en phi)
Sables très bien classés	σ < 0,35 Ø
Sables bien classés	0,35 Ø < σ < 0,5 Ø
Sables modérément classés	0,5 Ø < σ < 1 Ø
Sables mal classés	1 Ø <σ < 2 Ø
Sables très mal classés	2 Ø <σ< 4 Ø
Sables extrêmement mal classés	σ > 4

Tableau II-4: Répartition des faciès sédimentaires en fonction de l'écart-type (Folk, 1966)

- **Indice d'asymétrie ou Skewness (Sk)** : Cet indice mesure l'asymétrie de la courbe de fréquence de part et d'autre de la médiane (Fig. II-18). Quand le Skewness est égal à zéro, cela signifie que l'asymétrie est parfaite (la médiane, le mode et la moyenne se coïncident). Quand il présente des valeurs négatives, ce sont les grains fins qui sont bien classés ; les valeurs positives correspondent à un bon classement des grains grossiers. Ce paramètre reflète davantage le milieu de dépôt que les conditions de transport. Il est donné par la relation :

$$Sk = [(Q_{16} + Q_{84} - 2Q_{50}) / (2(Q_{84} - Q_{16}))] + [(Q_5 + Q_{95} - 2Q_{50}) / (2(Q_{95} - Q_5))]$$

Selon la valeur obtenue, on distingue :

Classement	Sekwnes
Forte asymétrie vers les fins	+ 1,00 > SKi > + 0,30
Asymétrie vers les fins	+ 0,30 > SKi > + 0,10
Symétrie granulométrique de l'échantillon	+ 0,10 > SKi > - 0,10
Asymétrie vers les grossiers	- 0,10 > SKi > - 0,30
forte Asymétrie vers les grossiers	- 0,30 > SK_i > - 1,00

Tableau II-5: Répartition des faciès sédimentaires en fonction de l'indice d'asymétrie (Folk, 1966)

D'autres interprétations existent à propos de la valeur de cet indice. Selon H. Chamley (2000), il exprime le milieu de dépôt, plutôt que les conditions de transport. Ainsi, les fortes asymétries positives se rencontrent essentiellement dans les sédiments fluviatiles enrichis en fines décantées en fin de crue (augmentation de l'hétérométrie de cette catégorie de sédiments par rapport aux particules plus grossières), tandis que les asymétries négatives s'observent davantage dans les sables littoraux où les fines sont éliminées par vannage. D'après G. Arnaud et Fassetta (1998, 2000), qui a étudié des matériaux fluviatiles uniquement, SK traduit le fonctionnement du milieu de sédimentation et la dynamique de fin d'accumulation : asymétrie négative dans le cas d'enrichissement en particules «grossières» (exemple d'une injection de sables lors d'une crue dans un milieu peu énergique, tel qu'un marécage), asymétrie positive quand il y un enrichissement de particules «fines». Il peut également indiquer une évolution post-sédimentaire ; par exemple, un lessivage donnera au dépôt concerné une asymétrie négative.

- **L'indice d'acuité (Kutosis ou Kg, exprimé en phi)** : Cet indice permet de comparer les valeurs de distribution, c'est-à-dire de constater l'étalement de la courbe de fréquence : $Kg = (Q_{95}-Q_5)/2,44\ (Q_{75}-Q_{25})$

Si 0,9 < Kg < 1,1, il existe une répartition normale des classes granulométriques.

Si Kg est supérieur à 1,1, il y a une répartition montrant la prédominance d'une classe, illustré par un pic dans la courbe de fréquence.

Si Kg est inférieur à 0,9, c'est une courbe de fréquence très étalée, montrant une égale représentativité des différentes classes.

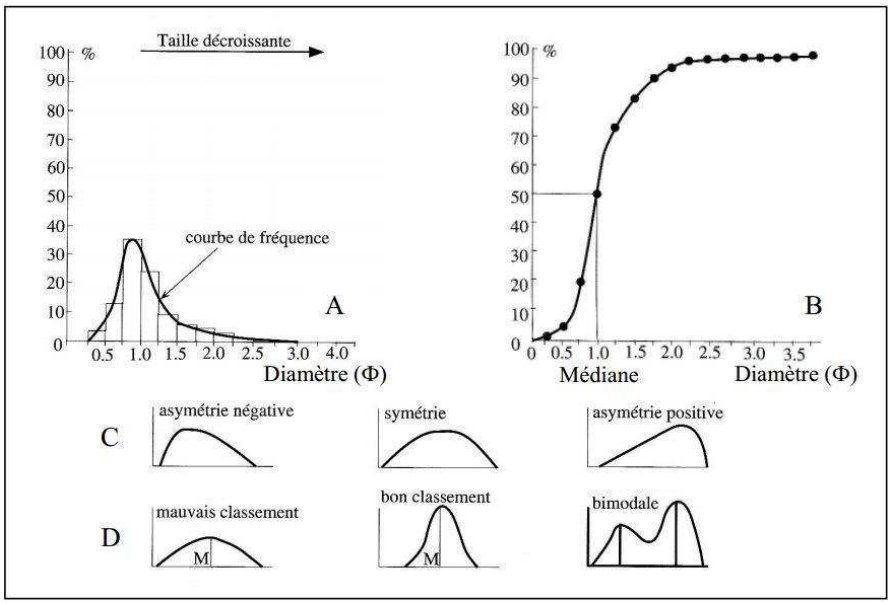


Figure II-18: Exemples de graphiques et de paramètres granulométriques (A : Histogramme et courbe de fréquence, B : Courbe cumulative et médiane, C : Asymétrie, D : Classement) (Chamley, 2000)

- **Test Passega** : Le diagramme de faciès CM, de Passega (1957,1964, 1969), est un graphique de type nuage de points, il représente la médiane (Md) en fonction du centile supérieur (Q99) (le grain le plus grossier du sédiment étudié). Ce diagramme a été utilisé essentiellement pour la reconstitution des conditions hydrodynamique de l'environnement fluviatile. Il permet en effet d'établir une relation très précise entre la texture granulométrique du sédiment et son mode de transport. Autrement dit, il précise le mode de transport du sédiment et les limites dimensionnelles des grains transportés par des phénomènes différents (roulement, saltation, suspension etc.). Il a été largement utilisé (ex. Quinif et al., 1979 ; Maire & Quinif, 1988 ; Peiry, 1990 ; Blockmans et al., 1999 ; Losson & Corbonnois, 2006), et parfois modifié (Arnaud-Fassetta, 1998 ; Maleval & Jigorel, 2002).

Le graphique comprend des segments appelés patterns montrant les différents types de transport : Dépôts de roulement sur le fond (NO) ; Dépôts de roulement sur le fond et de suspensions gradées (OP) ; Dépôts de suspensions gradées et de roulement sur le fond (PQ) ; Dépôts de suspensions gradées sans roulement (QR) ; Dépôts de suspensions homogènes (RS).

II.6 Prises de vues vidéo

Pour une journée au cours de l'investigation hydrographique, une caméra vidéo numérique 'SONY' a été utilisée pour acquérir des images sous-marines de l'interface eau-sédiments. Cette technique permet une visualisation directe des fonds d'oued Loukkos. Elle constitue un élément complémentaire de celui de l'AUV. Le système utilisé se compose d'un châssis de métal, à la base, avec une couverture en plastique, dans lequel est fixé la caméra vidéo (Fig. II-19). Cette dernière est connectée à un petit écran qui permet la visualisation du fond au temps réel. La prospection par caméra permet d'observer des structures sédimentaires (surtout de très faible longueur d'onde) ainsi que des communautés biologiques (animales et végétales), les tris lithologiques.



Figure II-19: Outil de prospection par caméra

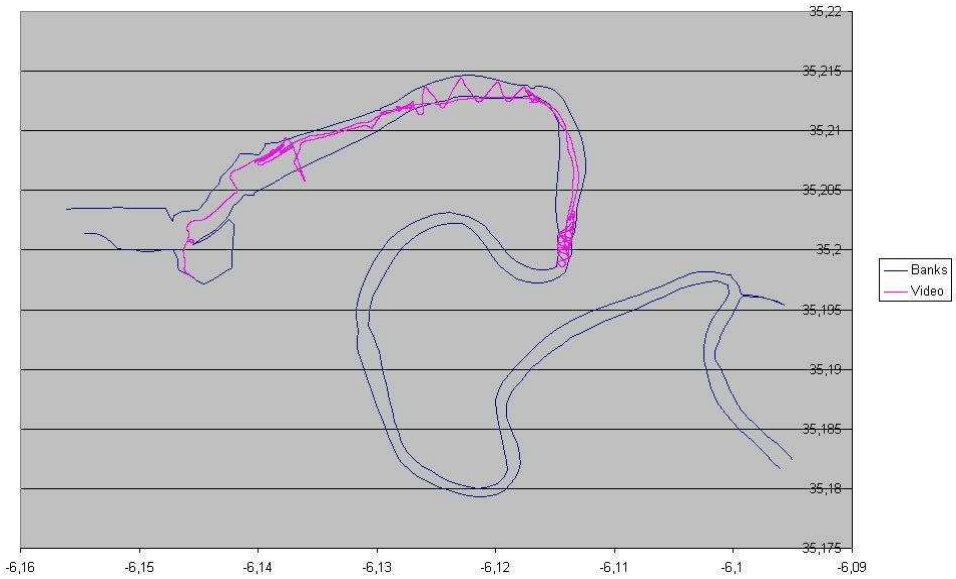


Figure II-20: Croquis du trajet suivi par la caméra

CHAPITRE III

HYDRODYNAMISME ET PHYSICO-CHIMIE DES EAUX DE L'OUED LOUKKOS

I HYDRODYNAMISME DES EAUX DE L'OUED LOUKKOS

I.1 La marée

I.1.1 Généralité et définition

La communauté scientifique s'intéresse de plus en plus aux observations marégraphiques. Ces observations du niveau marin sont indispensables pour des besoins d'ingénierie ou pour traiter de multiples problématiques concernant l'environnement océanique, et plus largement, les variations climatiques (COI, 1985, Pugh, 2004, Woodworth, 2006). Ainsi, son intérêt est d'une part fondamental pour une meilleure compréhension de la formation et le dynamisme des corps sédimentaires tidaux (McCave, 1971; Allen, 1980b, Berné, 2000 ; Le Bot et al., 2000, 2004).

La marée, d'après la définition de Simon (2007), est "la variation du niveau de la mer due aux effets conjugués de l'attraction de la Lune et du Soleil sur les particules liquides des océans (Fig. III-1). Les mécanismes de génération de la marée sont aujourd'hui bien connus et bien décrit grâce aux nombreuses recherches depuis des décennies (par exemple : Newton, 1687; Laplace 1790 ; etc.). Bien que les principales forces motrices des mouvements de marée sont astronomiques, des facteurs non-astronomiques supplémentaires peuvent produire une variation au niveau de l'eau, tel que la configuration côtière spécifique, par exemple celle des chenaux ou des estuaires; et les frottements sur le fond qui peuvent entraîner un déphasage des composantes de marée.

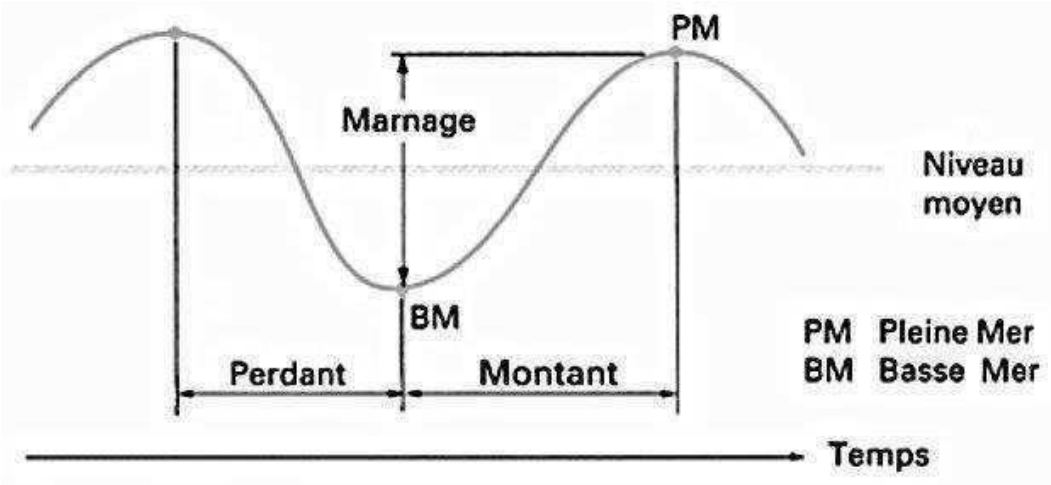


Figure III-1: Courbe de la marée

L'équilibre entre les forces gravitationnelles et la force centrifuge permet de maintenir la Terre et la Lune à une distance constante sur une orbite circulaire autour d'un axe commun. Une force génératrice des marées est créée dès qu'il y a un léger déséquilibre à la surface de la Terre. Ceci produit deux gonflements opposés qui sont à la base de la formation des ondes de marée. Seul le Soleil et la Lune exercent une attraction notable sur la Terre, les autres astres ont un effet négligeable étant trop petits ou trop éloignés (Fig. III-2).

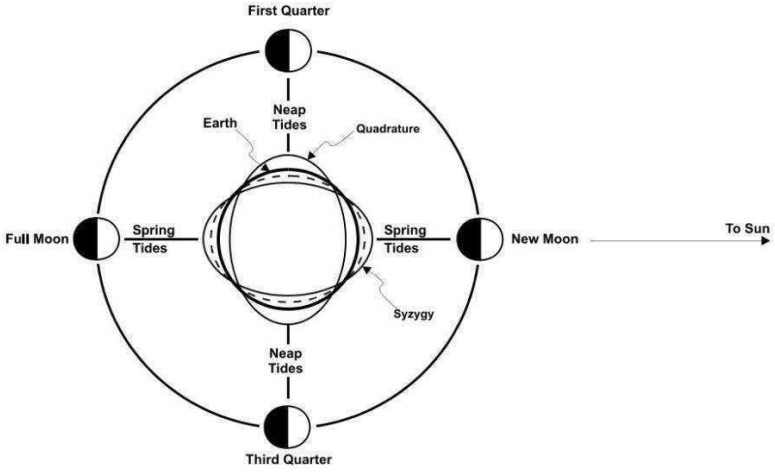


Figure III-2: représentation schématique des interactions entre marées lunaire et solaire, en vive-eau (Spring-Tide) et morte-eau (Neap Tide). Les mortes eaux se produisent au cours des premier et troisième quarts de la Lune.

I.1.2 Amplitude de la marée (marnage)

L'amplitude de la marée, appelé aussi Marnage, est une variation sinusoïdale du niveau de l'eau au cours d'un cycle de marée. Il se traduit par la différence entre une pleine mer et basse mer successive, repérée par rapport à un niveau de référence fixe. Il varie selon les lieux et les masses d'eaux mises en mouvements, il peut varier de quelques cm pour les mers fermées à plus de 17 m pour la Baie de Fundy au Canada (in Guilcher, 1979).

En fonction du marnage, on définit 3 types de régime (M.O. 1975 ; Elliott, 1986; Allen J.R.L. 1993) :

- Microtidale lorsque le marnage est inférieur à 2 m (cas de la Méditerranée) ;
- Mésotidale quand les valeurs du marnage sont comprises entre 2 et 4 mètres ;
- Macrotidale quand les valeurs sont supérieures à 4 m.

Selon Dionne et Pfalzgraf, (2001), si le marnage passe par un maximum, la marée est dite de vive-eau (correspond aux périodes de plein-lune ou nouvelle lune). Lorsque le marnage passe par un minimum, la marée est dite de morte-eau.

La rotation de la terre conduirait à observer en un même point du globe des pleines mers et des basses mers chaque jour, de ce fait on considère 3 types principaux de marée (Fig. III-3): (1) la marée semi-diurne ; (2) la marée diurne régulière ; (3) la marée mixte.

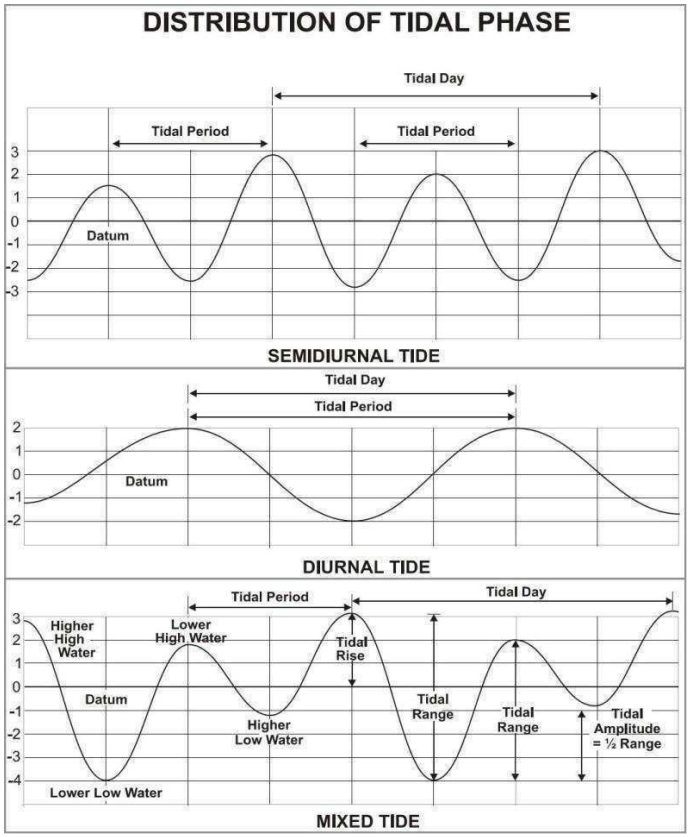


Figure III-3: Représentation des trois types principaux de la marée. De haut en bas, il s'agit de la marée semi-diurne (exemple de marée enregistrée à Boston, USA), diurne (exemple de marée enregistré à Pensacola) et mixte (exemple de marée enregistrée à San Francisco). Le zéro présenté sur les graphes illustre la relation des marées au niveau moyen de la mer

I.1.3 La marée dans les estuaires

Du fait de petites dimensions des estuaires, la marée y est peu affectée par l'attraction des astres (soleil et lune) mais résulte de la propagation de l'onde océanique incidente. Cette onde provoque, d'une manière périodique, des oscillations forcées. Dans les estuaires, l'onde de marée peut être déformée par plusieurs facteurs tels que le rétrécissement du fleuve, le frottement au fond etc. Dans les estuaires l'onde de marée se propage généralement dans de faibles profondeurs. En se dirigeant vers l'amont, la courbe de marée s'éloigne de la forme sinusoïdale, la marée montant de plus en plus rapidement et descendant de plus en plus lentement (Allen et al. 1980). Plus la hauteur d'eau est faible et le marnage important, plus l'asymétrie entre marée montante et marée descendante est importante. De plus, une asymétrie apparaît aussi entre les étales : l'étale de pleine mer est long tandis que l'étale de basse mer est très court. La déformation de l'onde de marée provoque une modification des

courants de marée. En étiage, le flot est plus court que le jusant en conséquence les vitesses de flot sont supérieures à celles de jusant (Fig. III-4).

Le frottement au fond affecte toute la colonne d'eau lorsque les profondeurs sont faibles. Ce paramètre joue donc un rôle important pour la propagation de l'onde de la marée dans les estuaires. L'effet de rétrécissement entre les berges (convergence) est opposé à l'effet de frottement au fond. Un estuaire peut être hyper-synchrone, synchrone ou hypo-synchrone, selon l'état d'équilibre entre les effets de convergence et de frottement. Un estuaire peut être hypersynchrone dans une partie et hyposynchrone dans une autre. Il peut aussi changer de catégorie en fonction des conditions de marée et de débit fluvial.

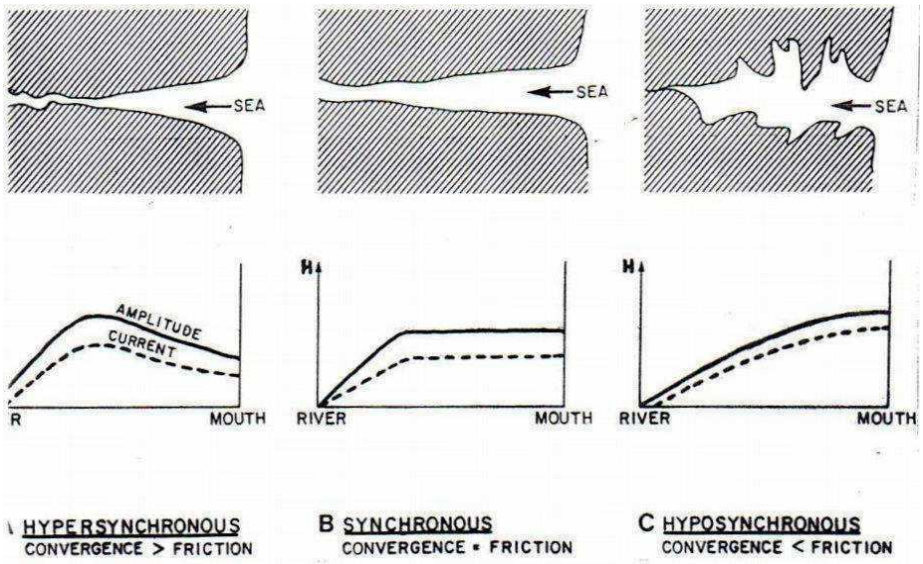


Figure III-4: Exemples de types estuariens et de l'évolution des amplitudes vers l'amont

I.1.4 Les courants de marée

Les variations de niveaux du plan d'eau sont liées à des mouvements latéraux des masses d'eau. Ces déplacements engendrent des courants renforcés, le plus souvent par la présence des obstacles (ex. des îles), des hauts fonds et de caps qui accélèrent les flux à leur proximité. Un cycle de pleine mer basse mer est composé par les courants du flot correspondant à la phase du montant, et les courants du jusant correspondant au moment du perdant. Dans chaque sens la vitesse du courant augmente progressivement, passe par un maximum au milieu de la période d'écoulement, puis diminue progressivement jusqu'au renversement du courant. A la fin de chaque phase, la vitesse du courant devient nulle, c'est une période dite 'période d'étale mer'.

Il existe deux régimes de courants de marées (Dionne et Pfalzgraf, 2001) : **(1) Régime giratoire** : le courant porte successivement dans toutes les directions avec des vitesses

variées. Généralement les directions ont les même soit pendant les périodes de vive-eau ou celles de morte-eau. **(2) Régime alternatif** : la proximité de ces transforment le courant giratoire en courant alternatif. Il se caractérise par deux directions opposées. Il se propage dans une direction pendant la première moitié de la marée et dans la direction opposée pendant la deuxième moitié.

L'onde de la marée peut subir une déformation et devient dissymétrique. On distingue une onde de marée 'progressive' où la marée se propage sans rencontrer un obstacle, et une onde de marée 'stationnaire' qui est généré lorsque la marée rencontre un obstacle (Dionne et Pfalzgraf, 2001). D'après ces mêmes auteurs, ces courants sont à l'origine des modifications de la morphologie. L'inégalité des intensités du flot et du jusant joue un rôle primordial et contrôle la direction résiduelle des transports sédimentaires (débit sédimentaire).

I.2 Mesures marégraphiques d'Oued Loukkos

I.2.1 Technique de mesure

Afin de faire une référence aux sondages de profondeur à une donnée commune, une correction des données bathymétriques avec le niveau de la marée est exigée. Les prédictions et les observations in-situ de la marée constituent les sources potentielles d'informations sur les niveaux d'eau au stade de la marée associée à chacune des mesures de profondeur. En raison des considérations de logistique, il n'était pas possible d'effectuer suffisamment d'observation, spatiale et temporelle, des niveaux d'eau pour l'étude d'Oued Loukkos. Il est devenu nécessaire, donc, de se baser sur les prédictions de marées.

Cependant, à titre de contrôle ponctuel de la validité des prévisions de marée, des mesures marégraphiques ont été effectuées au niveau de deux points importants du fleuve : (1) dans le port de Larache, (2) au niveau du pont abandonné sur oued Loukkos situé à 5 km en amont du port. Les premiers ont été collectés pendant 24 heures, à 10 secondes d'intervalle, en utilisant une bathysonde de modèle SBE 16 plus V2 qui était amarré sous l'eau dans le port. Les dernières mesures ont été effectuées pendant 12 heures, à 15 minutes d'intervalle, en utilisant une technique simple décrite dans le paragraphe suivant.

La figure (III-5) décrit la méthode simple, qui nous a permis de collecter, à la fois, des données courantomètriques et des données marégraphiques (Fig. III-5).

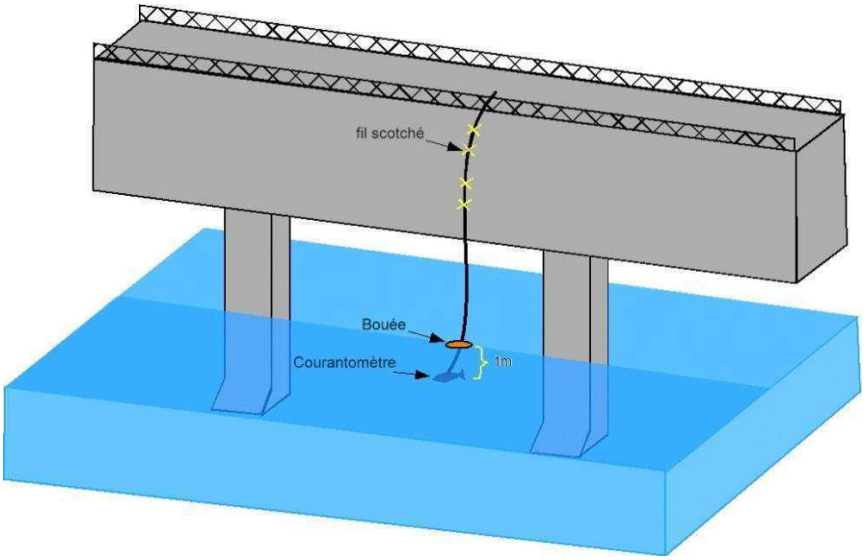


Figure III-5: Schéma montrant la technique utilisée pour mesurer la marée et la vitesse des courants au niveau du pont abandonné d'oued Loukkos (situé à 8 Km de l'embouchure). Mesures effectuées par notre équipe de recherche

La technique de mesure consiste à suspendre, à partir du pont, un câble équipé d'un courantomètre et une bouée. Un mètre est l'espacement entre le courantomètre et la bouée (Fig. III-5). Le câble est suspendu d'une manière verticale; il contient des bandes scotchées dessus, dont chaque bande est située à une distance donnée par rapport à la surface de l'eau. Les mesures sont obtenues, chaque 15 min, en comptant la distance entre le fil scotché et la bouée, et par conséquent, on obtient la variation de la hauteur de marée.



Figure III-6: Courantomètre (Flowmetres)

La vitesse de courant a été mesurée par un courantomètre de General Oceanographic (G. O.), de type FLOWMETRES (Fig. III-6). Il est sous forme d'un petit corps fuselé de 20 cm de longueur, composé d'une hélice et un compteur de rotation. Le compteur est composé de 6 chiffres allant de 000000 jusqu'au 999999. Il affiche le nombre de tour effectué par l'hélice. On récupère rapidement l'instrument à intervalles de 15 min, en lisant et en enregistrant le

nombre sur le compteur de rotation, puis en redéployant rapidement l'instrument, il été possible de développer des graphes des variations temporelles de la vitesse du courant et des niveaux d'eau à l'ancien pont.

I.2.2 Caractéristique hydrodynamique

Situé sur la côte atlantique, ce secteur est soumis à un régime semi-diurne (période de 12 heures). L'estuaire d'Oued Loukkos est un milieu confiné, peu profond et caractérisé par un rétrécissement dans certain endroit du fleuve. L'onde de marée, propagée dans ce milieu, subit à la fois, l'effet de frottement sur le fond et l'effet du rétrécissement. Le marnage enregistré à l'embouchure (au port de Larache) et au niveau du deuxième point de mesure (au pont abandonné à 8km de l'embouchure) est respectivement d'ordre de 2,65 et 2,86 mètres lors des marées de vive-eau. Les mesures montrent que l'onde de marée est légèrement amortie au fur et à mesure qu'elle progresse dans l'estuaire. Cet amortissement est dû à la dissipation de l'énergie suite au frottement sur le fond. En effet, la propagation de cette onde, sur une distance d'environ 8 km prend un délai moyen compris entre 30 et 40 minutes (Fig. III-7). L'onde de marée est insensiblement asymétrique au niveau du 'pont abandonné'. La durée de remplissage est plus courte que la durée de vidange. Le flot dure 5h30min alors que le jusant 5h40min.

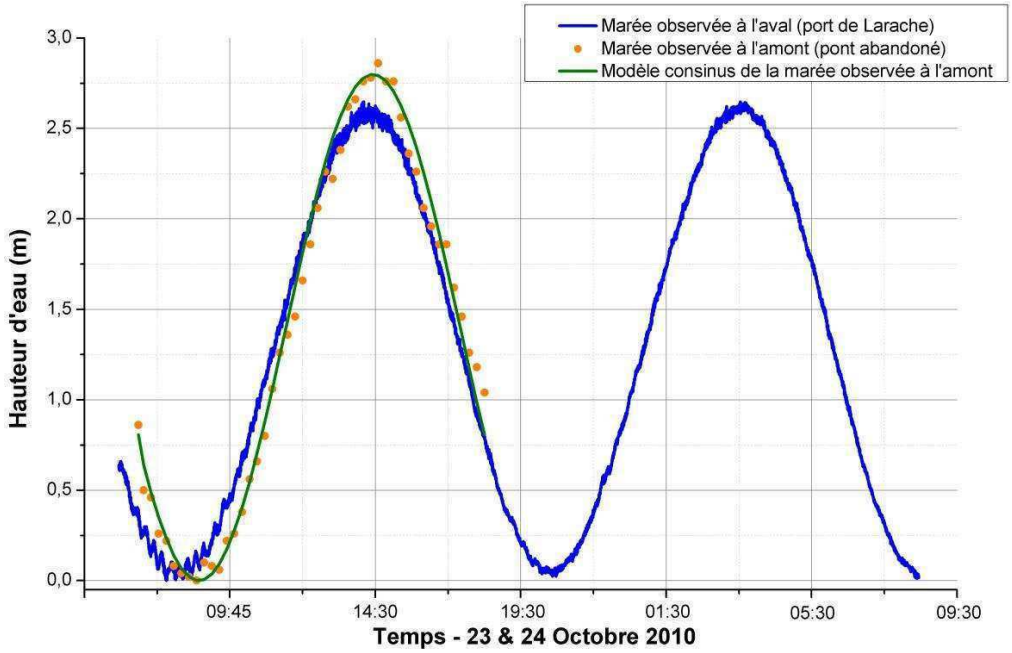


Figure III-7: Résultats des mesures marégraphiques au niveau de port et au niveau du pont abandonné d'oued Loukkos. La ligne verte est un élément de modèle unique cosinus ajustée aux observations marégraphique de l'amont. (les petites fluctuations observées sur le graphe, levé dans le port, sont traitées en détail dans les parties qui suive de ce travail)

Afin d'améliorer au mieux la corrélation entre ces deux points de mesures, un traitement a été effectué sur les deux ensembles de données, en retardant temporairement les observations relatives au Port par rapport à celle au niveau du pont. Les retards temporels qui fournissent un meilleur 'accord' pendant les périodes de basse mer et de haute mer (au pont) sont différents. La meilleure corrélation à basse mer nécessite un délai plus long de 30 min de ce qui est nécessaire pour la meilleure corrélation à hautes mer (Fig. III-8).

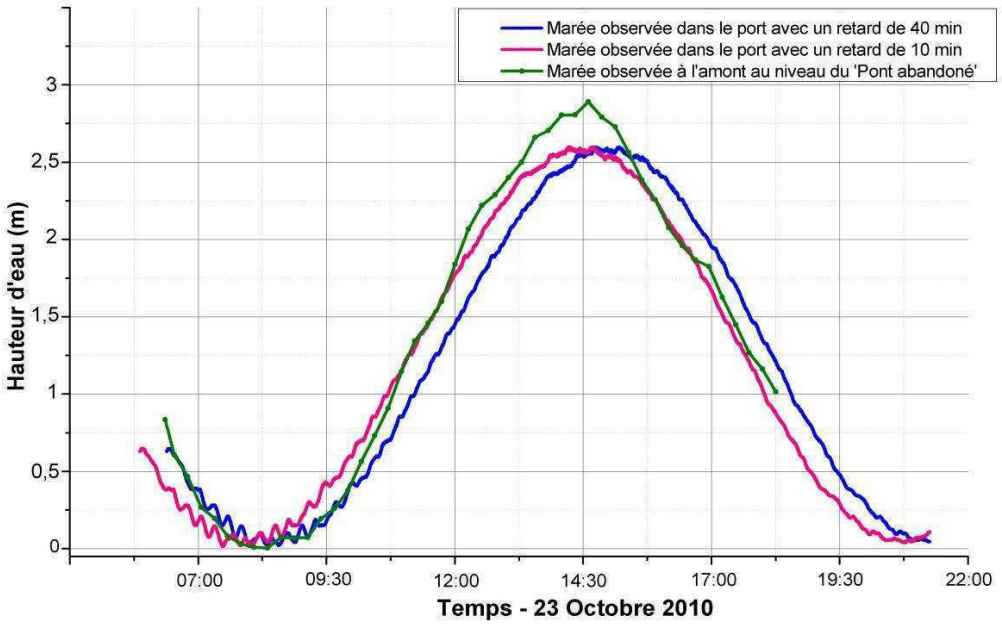


Figure III-8: Variation du délai de retard entre la marée observée à l'aval (le port) et celle à l'amont (le pont abandonné) – Oued Loukkos

I.2.3 Courant de marée

L'asymétrie temporelle, (Fig. III-7), peut entraîner une différence entre les vitesses actuelles du flot et du jusant. La figure (Fig. III-9) présente les niveaux d'eau et la vitesse des courants mesurés à l'amont. Le modèle de la vitesse des courants observés lors du flot et du jusant est apparent à un modèle d'une fonction sinusoïdale, qui suit l'élément de modèle cosinus ajusté aux observations de la marée. Cependant, il y a une différence entre les vitesses de courant observées au cours du flot et celles observées au cours du jusant. Généralement, la variation des vitesses de courant suit la variation de l'amplitude des marées (Allen et al., 1980). En outre, des variations de vitesse des courants au cours du cycle tidal, ont été observées également dans la partie amont de la zone d'étude.

La figure III-9 expose les données courantologiques en fonction de l'onde de marée, enregistrées dans cette partie du fleuve. Les vitesses du courant, à un mètre de profondeur, atteignent leur maximum autant bien en flot qu'en jusant. Elles sont supérieures en mi marée

montante et mi-marée descendante, avec des valeurs respectivement d'ordre de 0,7 et 0,5 m/s. Tandis que les valeurs minimales de vitesse du courant sont enregistrées pendant les phases d'étale de basse mer (v = 0 m/s) et l'étale de haute mer (v = 0,12 m/s).

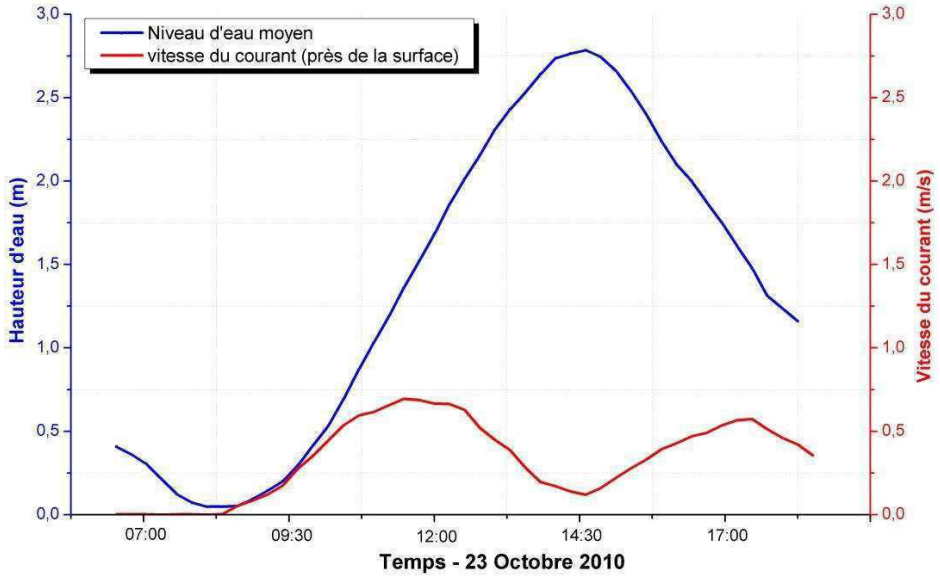


Figure III-9: Variation de vitesse des courants en fonction des moments de la marée, à l'amont de l'Oued Loukkos

Il est à signaler que des vastes régions du lit de l'Oued sont exposées pendant la marée basse, mais sont sous l'eau à marée haute. Ceci démontre que la section hydraulique de la rivière est variable. Le plus grand facteur contribuant à la différence observée entre les vitesses du flot-jusant est probablement la manière dont la section hydraulique de la rivière change avec le niveau de l'eau.

I.3 La seiche

I.3.1 Généralité

Des ondes stationnaires avec une gamme de fréquence intermédiaire peuvent se produire dans des lacs, des détroits, des estuaires, des ports ou des rades. Ces ondes représentent un phénomène assez mal connu en océanographie physique et qui est appelé la 'seiche'. Dans la littérature Japonaise, elle est communément appelée 'oscillations secondaires de marées' (Honda et al. 1908; Nakano, 1932; Nakano & Unoki, 1962) (Tableau III-1). Ce phénomène a été observé depuis très longtemps dans différentes régions du monde (Tableau III-1). Dans une chronique, il a été constaté pour la première fois, en 1549 dans le lac Constance en suisse où Schultaiss rapporte avoir observé une hauteur de 2,39m (Cracosky, 1979).

Région	Nom Local	Période typique	Hauteur maximum observée	Références
Nagasaki Bay, Japan	*Abiki*	35 min	4.78 m	*Honda et al.* (1908), *Amano* (1957), *Akamatsu* (1982), *Hibiya and Kajiura* (1982)
Pohang Harbour, Korea		25 min	> 0.8 m	*Chu* (1989), *Park et al.* (1986)
Longkou Harbour, China		2 h	2.93 m	*Wang et al.* (1987
Ciutadella Harbour, Menorca I., Spain	*Rissaga*	10.5 min	> 4.0 m	*Fontseré* (1934), *Tintoré et al.* (1988), *Monserrat et al.* (1991), *Gomis et al.* (1993), *Garcies et al.* (1996), *Rabinovich and Monserrat* (1996, 1998), *Monserrat et al.* (1998; 2006), *Rabinovich et al.* (1999)
Gulf of Trieste, Italy		3.2 h	1.6 m	*Caloi* (1938), *Greco et al.* (1956), *Defant* (1961), *Wilson* (1972)
West Sicily, Italy	*Marrubio (Marrobbio*)	~15 min	> 1.5 m	*Plattania* (1907), *Oddone* (1908), *Defant* (1961), *Colucci and Michelato* (1976), *Candela et al.* (1999)
Malta, Mediterranean	*Milghuba*	~20 min	~1.0 m	*Airy* (1878), *Drago* (1999)
West Baltic, Finland coast	*Seebär*		~2.0 m	*Doss* (1907), *Meissner* (1924), *Defant* (1961), *Credner (*1988),
Dalmatian coast, Croatia, East Adriatic		10-30 min	~ 6.0 m	*Orlić* (1980); *Vilibić et al.*(2004); *Monserrat et al.* (2006)
Newfoundland, Canada		10-40 min	2.0-3.0 m	*Mercer et al.* (2002)
Western Ireland	*Death Waves*	?	?	*Berninghausen* (1964), *Korgen* (1995)
Azores Is and Madeira Is, East Atlantic	*Inchas, Lavadiads*	?	?	*Berninghausen* (1964), *Korgen* (1995)
Rotterdam Harbour, Netherlands		85-100 min	> 1.5 m	*de Looff and Veldman* (1994), *de Jong et al.* (2003), *de Jong and Battjes* (2004, 2005)

Tableau III-1: exemple de seiches observées dans différents endroit du monde. Exact references can be found in: Wiegel (1964), Korgen (1995), Rabinovich and Monserrat (1996), de Jong et al. (2003) et Monserrat et al. (2006)

Les seiches sont des ondes stationnaires dans un bassin fermé ou semi-fermé, pouvant être considéré comme la somme de deux ondes progressives de directions de propagation opposées. Les seiches au même titre que la houle et la marée font partie des ondes de gravités. Le critère utilisé pour faire la distinction entre les seiches et les autres types d'onde est la période. La figure III-10 représente la distribution de l'énergie des ondes à la surface des océans en fonction de la période.

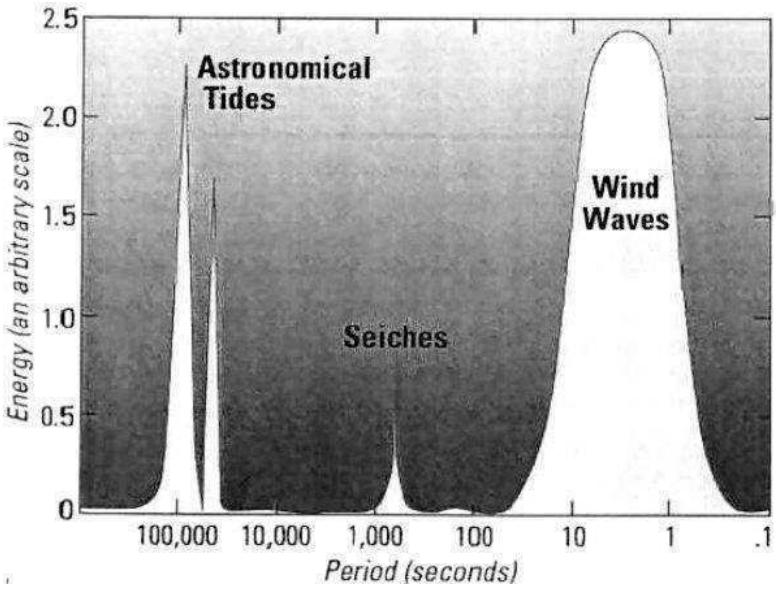


Figure III-10: Energie des ondes de gravité (source : Jayne Doucette/ WHOI Grahics)

Les seiches sont donc les ondes de gravité dont la période est comprise entre celle de la houle la plus longue et celle des marées semi-diurnes. Il est admis un intervalle de 30 s à quelques heures Korgen (1995), de Jong et al. (2003). Cette période est principalement en fonction des caractéristiques géométriques et de la profondeur du domaine de résonance.

La théorie de base des oscillations de seiche est similaire à la théorie des oscillations libres et forcées de systèmes mécaniques, électriques et acoustiques. Les systèmes répondent à une force externe, en développant une force de rappel qui rétablit l'équilibre dans le système. Un pendule est un exemple typique d'un tel système. Une seiche se produit quand il y a une force initiale qui perturbe le niveau d'eau dans un système. Lorsque la force initiale s'arrête, le niveau d'eau tente à retourner à l'équilibre. Le niveau de l'eau poursuit alors l'oscillation autour du niveau d'équilibre à une période caractéristique du système (Sorensen, 1978). Cette période, dite « période naturelle », dépend de la longueur et de la profondeur du bassin (Sorensen, 1978). L'ampleur de la force initiale influe uniquement sur l'ampleur des oscillations. Si le forçage n'est pas répété, les seiches libres conservent les mêmes fréquences mais leurs amplitudes décroîts de manière exponentielle à cause du frottement (Sorensen, 1978 ; Sorensen et Thompson, 2002). Une seiche forcée se produit lorsque l'événement de forçage est cyclique, mais avec une période différente de la période naturelle du système. Cela provoque des oscillations de l'eau avec des périodes plus proches de la période du forçage que la période naturelle du système (Sorensen et Thompson, 2002). Il y a alors formation d'une onde stationnaire, formée par la superposition de l'onde incidente et de l'onde réfléchie par la paroi.

Les interactions de ces ondes se traduisent par des nœuds et des ventres (anti-nœuds) (Fig. III-11). Les premiers sont des points où il n'y a pas de mouvement vertical de la surface de l'eau, mais il y a du mouvement horizontal maximal, ils se produisent au niveau des ouvertures de bassins (van Rijn, 1994). Les Ventres (anti-nœud) sont des points où il y a un mouvement vertical maximal de la surface de l'eau, mais il n'y a pas de mouvement horizontal, ils se produisent aux endroits où la seiche est réfléchie par une surface (van Rijn, 1994). Tel le cas des anti-nœuds sont présents à l'extrémité fermée d'un bassin.

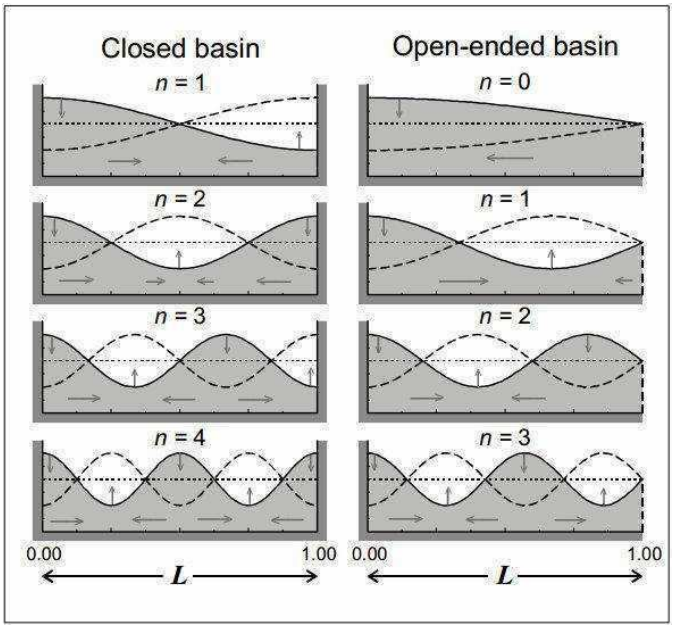


Figure III-11: onde stationnaire dans un bassin fermé et un bassin rectangulaire semi-fermé de profondeur uniforme

Comme nous avons signalé en haut, les seiches peuvent se produire dans les deux types de milieux, fermés et semi-fermés. La caractéristique la plus importante d'une seiche est son mode. Le mode d'une seiche est le nombre de nœuds disposé dans un système (Fig. III-11).

De nombreux phénomènes peuvent être à l'origine des ondes de seiche. Cependant, les mécanismes de génération d'énergie de la seiche ne sont pas tous connus ou bien compris. L'analyse complète des effets et des mécanismes générateurs des seiches, peut être trouvé dans Wilson (1972); Giese and Chapman (1993) et Korgen (1995).

Dans les baies et les ports, les processus atmosphériques et les interactions non-linéaires de vent et de vague ou de houle sont les deux principaux facteur initiant les oscillations de seiche (Fig. III-12) selon Wilson (1972); Rabinovich (1993) et Okihiro et al., (1993). En effet, les longues vagues, crées dans l'océan, sont le principal facteur déterminant l'intensité des oscillations portuaires. Si nous ignorons les tsunamis et les ondes internes, la principale source de la génération des longues vagues sont les processus atmosphériques. Les

mécanismes pour transférer l'énergie des processus atmosphériques aux longues vagues sont cités en détail dans Defant (1961), Munk (1962) et Rabinovich (1993).

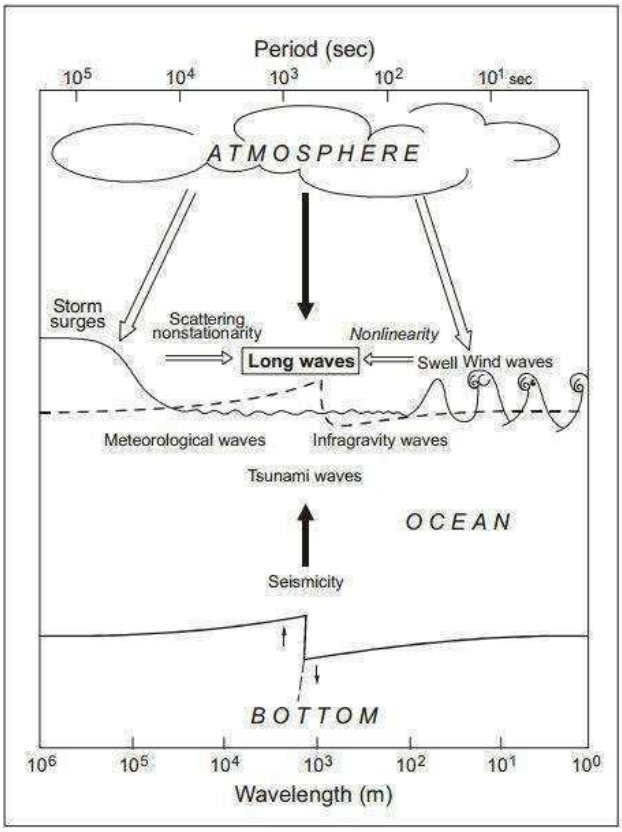


Figure III-12: schéma présentant les mécanismes de forçage générant les longues vagues

La seiche peut avoir des effets néfastes et/ou aussi bénéfiques ou les deux. Ceci est largement étudié dans la littérature scientifique et technique (Miles & Mink, 1961; Wilson, 1972; Botes, 1984; Okihiro et al., 1993; Rabinovich, 1993; Rabinovich & Monserrat, 1996; Raichlen, 2002; De Jong et al., 2003; De Jong & Battjes, 2004). En effet, la seiche peut avoir une influence significative sur certaines activités et structures à l'intérieur d'un port. Ci-après, des exemples de problèmes occasionnés par la seiche : **(1) Modification de la bathymétrie** : Les courants induits par les seiches peuvent éroder ou engraisser certaines zones du port en modifiant la bathymétrie (Gwynne, 1993). **(2) Problème d'amarrage** : Les variations rapides du niveau de la mer entraînent des problèmes de tenue à quai des navires, avec des contraintes importantes au niveau des amarres. Il y a un risque de choc des bateaux entre eux et avec le quai (Wilson, 1972 ; Fabrikant, 1995). **(3) Courant violents** : les époques de seiches engendrent des courant violents réversibles à l'entrée des ports, ce qui pose des problèmes de navigation (Sorensen, 1978). **(4) Talonnement des navires** : La seiche modifie la profondeur d'eau disponible, et donc influe sur la marge de sécurité des navires vis-à-vis de leur tirant d'eau. **(5) Menace des vies humaines** : ce sont les effets les plus graves de seiches. Citant

comme exemple, les grandes seiches enregistrées en 1954 dans le lac Michigan à Chicago. Les inondations provoquées par cet événement ont causé sept noyades (Wilson, 1972).

D'autre part, la seiche joue un rôle important dans le mélange des eaux au niveau des bords du système (bassin), ou entre les couches si le système est stratifié. Cet effet de mélange contrôle la position et la force du coin salé (s'il est présent); il peut contrôler également l'épaisseur de la couche limite inférieure où il y a un échange entre les sédiments et la colonne d'eau (Luettich et al, 2000). D'après Wilson (1972), les oscillations de seiche a un effet, aussi, sur les distributions de la chaleur, la salinité, oxygène dissous et les éléments nutritifs. Cela permet d'avoir des avantages sur le plan écologique en raison de la disponibilité de l'oxygène et des nutriments dans l'ensemble de la tranche d'eau.

Les effets de la seiche, à la fois néfastes et bénéfiques, illustrent l'importance de comprendre les facteurs qui conduisent à la formation de ce phénomène. Ces facteurs comprennent les mécanismes de forçage, ainsi que la période de résonance naturelle d'un système.

I.4 Seiche observé dans le port de Larache

Pour pouvoir observer le phénomène de seiche, il est important d'avoir des données sur l'évolution du niveau de l'eau au cours du temps. Par chance, la courbe marégraphique levée dans le port de Larache, montre, d'une manière très visible, des oscillations de la seiche.

Les données de seiches observées nécessitent une analyse en ondelette (Luettich et al., 2000) afin de terminer ces différentes propriétés (période, amplitude). Ce type d'analyse est le plus adapté afin d'isoler les signaux périodique dans les données non-stationnaire.

I.4.1 Analyse des résultats de la seiche observée dans le port de Larache

Les signaux obtenus ont pu être traités et analysés afin de déterminer les caractéristiques de la seiche enregistrée dans le port de Larache. Le signal de la seiche a des amplitudes suffisantes pour être visible à l'œil nu (Fig. III-13-a &b). De ce fait, avant le traitement informatique du signal, nous avons estimé la période de la seiche en mesurant directement la distance entre deux pics consécutifs. Ensuite, les données du niveau d'eau ont été filtrées pour éliminer les fluctuations à basse fréquence notamment la marée (Fig. III14-a, b et c). Cela a été fait d'abord en utilisant des modèles simples de cosinus (Fig. III-14-a). La figure ci-

dessous montre les différentes étapes du traitement effectué pour individualiser le signal de la seiche observé dans le port de Larache. Les données enregistrées sur ce site, montre une courbe de marée journalière de type semi-diurne, avec un marnage de 2,6 mètres en vives eaux (Fig. III-13-a). L'examen visuel du signal montre des fluctuations du niveau d'eau, surtout pendant la première phase de l'étale de la basse mer (Fig. III-13-b).

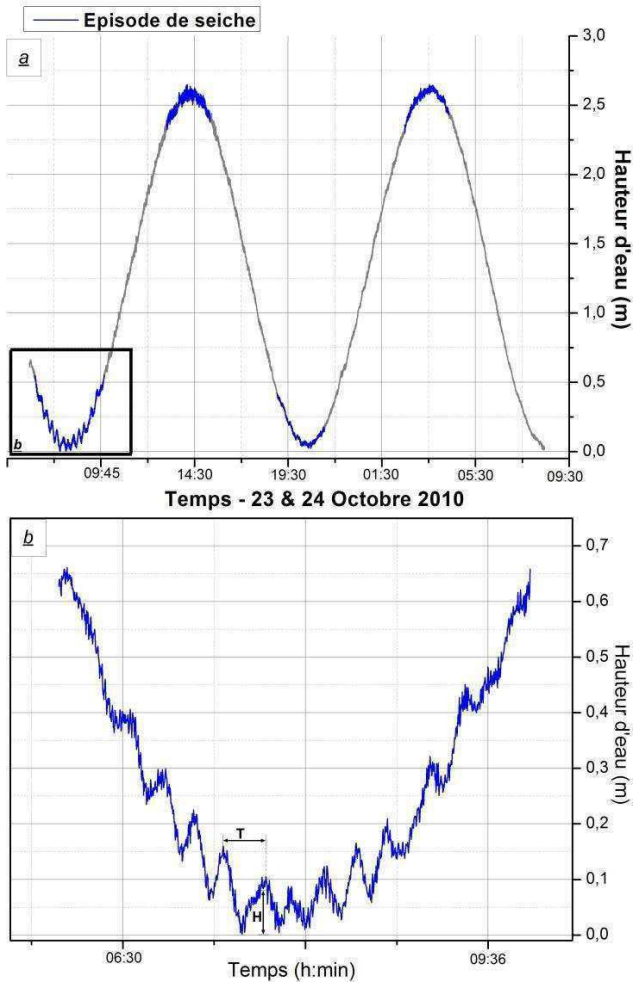


Figure III-13: a – courbe de marée enregistré dans le port de Larache, montrant les différents épisodes de seiche. b – fluctuations du niveau d'eau représentant l'épisode de seiche de la basse mer

Le graphe de la figure III-14-b représente le signal résiduel après la suppression de la fonction cosinus, ainsi la moyenne mobile (Running Mean) du signal résiduel précédent. Il s'agit d'un calcul pour analyser les points de données en créant une série de moyenne de différentes parties de l'ensemble de données. Il est utilisé essentiellement pour lisser les fluctuations à court terme et de mettre en évidence les tendances à long terme ou des cycles. Il est appelé aussi moyen mobile (MM) ou laminage moyenne. La figure III-14-c montre le deuxième signal résiduel après la suppression de la moyenne mobile. Il s'agit uniquement les fluctuations de différents épisodes de seiche. C'est le signal résiduel final après la soustraction de tous les signaux de basse fréquence.

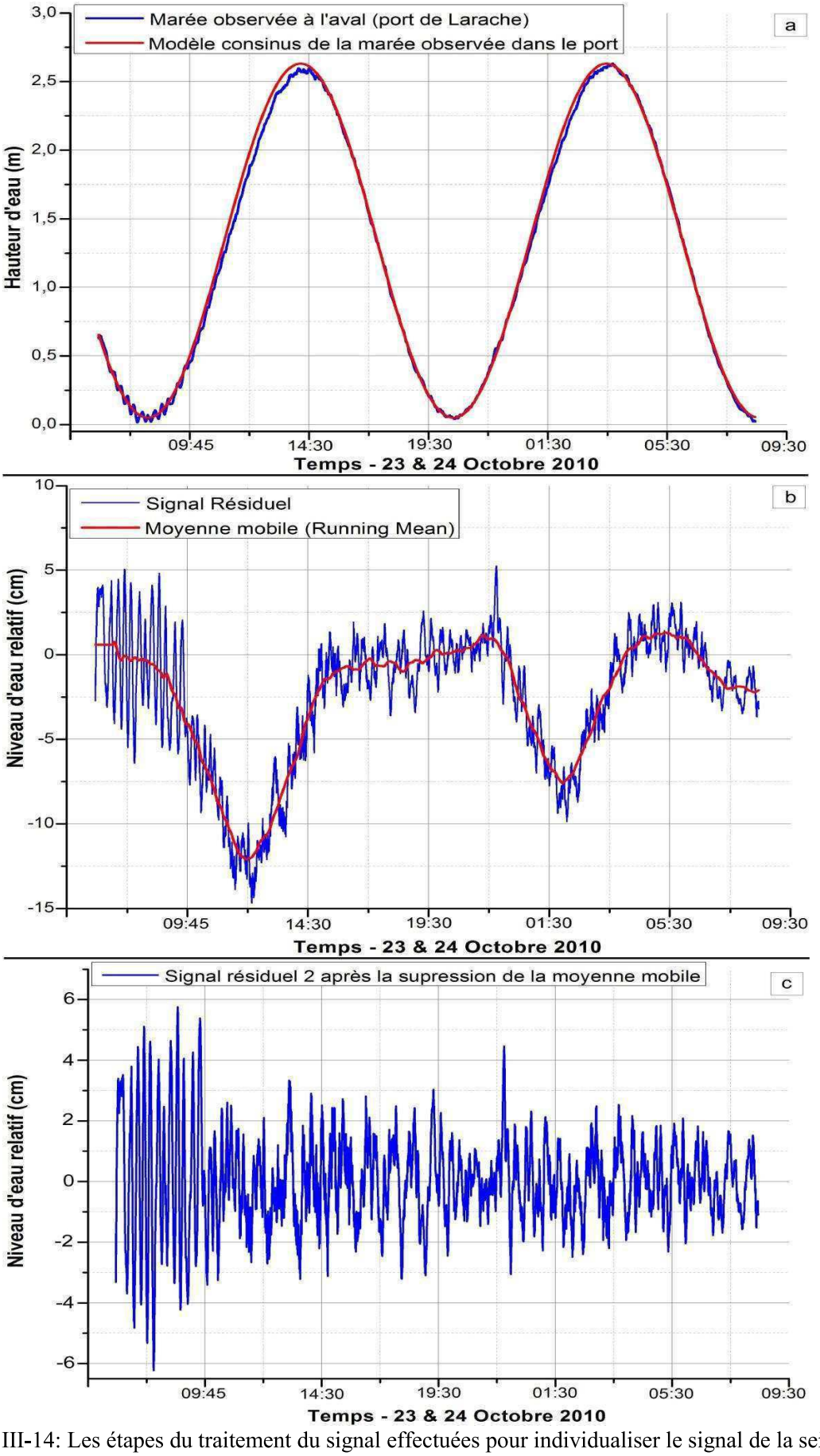


Figure III-14: Les étapes du traitement du signal effectuées pour individualiser le signal de la seiche

Les variations rapides du signal si elles existent se traduisent par des valeurs importantes dans le spectre (la transformée de Fourier) du côté des fréquences élevées. L'application de cette technique sur les données levées, abouti, généralement, à l'identification de la composante spectrale régulière au cours d'une seiche bien définie et également de la composante irrégulière au cours de la présence d'un épisode de seiche mal définie. L'analyse s'est alors portée sur le graphe (Fig. III-15). L'axe de l'ordonnée (Y) présente la densité spectrale qui représente l'élan correspondant à la période spécifique présenté par le pic le plus large. Afin de mieux analyser le pic de la densité spectrale nous avons modifié l'échelle des abscisses (X). Ce dernier a été élargi par un facteur de 7 pour afficher uniquement les périodes de fluctuations de moins de 4 heures qui étaient présents dans l'ensemble de la série de temps enregistré.

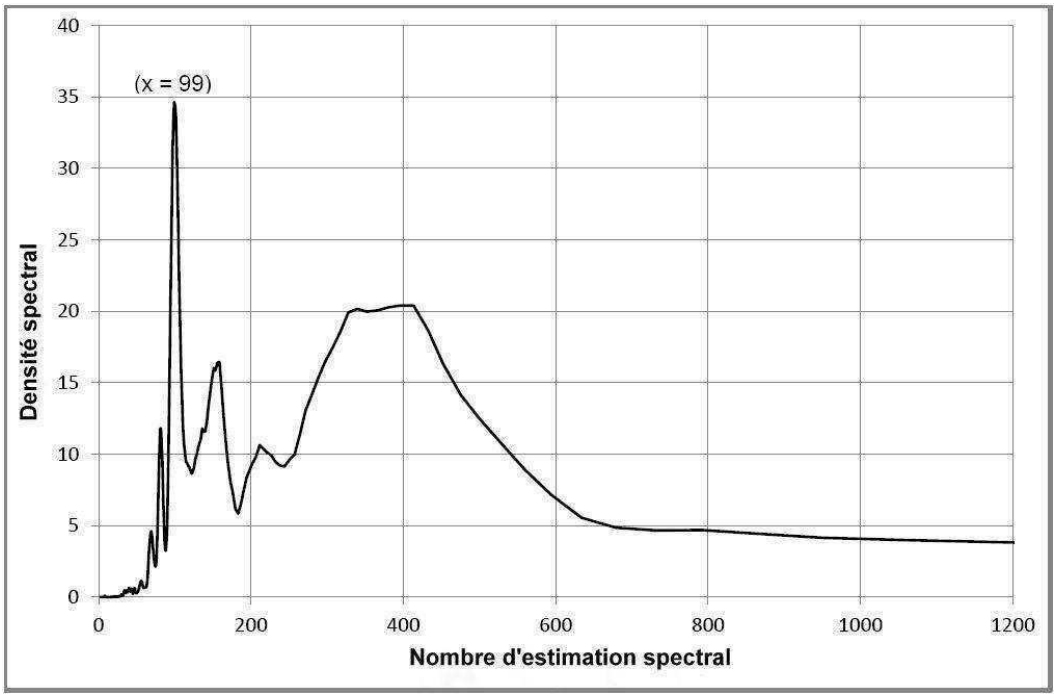


Figure III-15: Analyse spectrale du signale de la seiche observée dans le port de Larache

Sur le graphe (Fig. III-15) nous constatons l'existence des périodes spectrales allant jusqu'à 14 heures. Ainsi qu'une énergie négligeable à des périodes spectrales de plus de 2 heures. Généralement, la seiche a persisté pendant deux épisodes différents : un épisode bien défini avec une durée de 4 heures, pendant la première basse mer, et des épisodes mal définis composé de 1 à 3 cycles de fluctuation du niveau d'eau lors de la seconde marée basse. Le spectre correspondant au période significative a un pic important à une valeur x = 99, ce qui correspond à une période de 17,5 min. Une bande spectrale plus large correspondant à une période, approximativement, de 70 minutes a été également notée. Ces deux pics spectraux

sont associés, respectivement, au long épisode initial de 4 heures, et au reste de l'ensemble de données qui est composé de 3 cycles mal définis.

Les fluctuations de haute fréquence ont montré un changement notable avec un caractère régulier et bien défini entre 6 heures et 9 h30 du 22 octobre 2010 (DOY 296.25 et 296.4). Un autre changement a été enregistré avec un caractère mal défini pour le reste de l'enregistrement, suite à une diminution apparente de la fréquence vers 10h50 (DOY 296,45). Pendant l'épisode bien défini qui a coïncidé avec la première phase de la marée basse, la seiche a persisté pendant environ 4 heures et la marge de l'amplitude était de 6 à 11 cm. Pour déterminer ces hauteurs nous avons mesuré directement la différence de hauteur d'eau entre un minimum et un maximum consécutif.

I.4.2 Causes de la seiche dans le port de Larache

Le phénomène de la seiche nécessite un facteur extérieur périodique pour se déclencher. Les agents possibles sont soit des perturbations météorologiques locales (Lamy et al 1981; Gomis et al 1993) ou des marées (Stigebrandt 1976). Des différentes analyses ont été effectuées pour tenter de trouver les origines de seiches dans le port d'Oued Loukkos. Une analyse de conditions météorologiques locales (vents, vagues) a été effectuée. Néanmoins, ceci n'a pas conduit à l'identification d'une liaison directe entre ces paramètres environnementaux et le phénomène de seiche détecté.

Afin de vérifier un lien possible entre l'événement de la seiche et les conditions océaniques, nous avons effectué une analyse sur les données de la houle prise les 21, 22, 23 et 24 Octobre 2010 (Tableau III-2). Elles sont fournies par Xavier Bertin (Directeur de Recherche au CNRS Université de La Rochelle). Elles sont enregistrées en face de la ville d'Asilah, situé à 30 km au nord de Larache. Les paramètres de houle (hauteur significative, période de pic etc.) avaient une période d'acquisition de 6 heures.

L'apparition de la seiche dans le port de Larache a coïncidé avec une augmentation au niveau de l'activité des vagues. Cependant, l'épisode de seiche avec une période de 17,5 min, apparait au moment de l'arrivée d'une houle avec une période qui ne dépasse pas les 12,3secondes. Par conséquent, il semble peu probable que les vagues océaniques soient capables de déclencher ou maintenir le phénomène de la seiche enregistré. La taille et la profondeur du port de Larache, ainsi que communication directe avec la portée inferieure d'oued Loukkos, laissent supposer que les ondes de seiches sont dues à un mode propre de l'oued, dont la période de 17,5 min peut être liée à la morphologie du fleuve. Cette dernière

peut avoir un effet sur l'initiation de la seiche et sur son maintien pendant les différents cycles. La source d'énergie pour la seiche observée peut être un changement dans les propriétés hydrauliques (largeur, profondeur et courbure) d'oued Loukkos qui ont conduit à une interaction entre l'eau en mouvement et le lit du fleuve. Nous supposons que lorsqu'il y a un changement rapide au niveau de la largeur de la rivière, et/ou quand il y a un changement brusque de la profondeur de l'eau, le changement brutal résultant de la résistance hydraulique du lit provoque une réflexion partielle du mouvement progressif de l'eau. De plus, il est important de souligner que l'une des exigences de base pour une seiche c'est que la combinaison de la distance de propagation (séparation physique) et le temps de propagation (en fonction de la vitesse de propagation d'une faible onde de gravité de l'eau) entre les deux réflecteurs doit satisfaire à des conditions pour le renforcement de résonance.

Date	temps			Hs (hauteur significative)	L	Tr	Dir.	Spr.	fp	p_dir	p_spr
	h	min	s	(m)	(m)	(s)	(d.N)	(deg)	(Hz)	(d.N)	(deg)
20101021	0	0	0	0,231	125,2	8,52	291,2	26,44	0,0972	312,6	13,98
20101021	6	0	0	0,219	137,2	8,81	288,5	25,27	0,0998	312,3	15,34
20101021	12	0	0	0,229	179,2	10	287,4	22,4	0,0679	288,3	7,89
20101021	18	0	0	0,275	229,6	11,52	286,3	18,34	0,067	284,4	9,65
20101022	0	0	0	0,363	253,2	12,31	285,2	14,64	0,0679	282,4	10,01
20101022	6	0	0	0,467	249,2	12,28	284,3	13,02	0,0715	285,1	9,4
20101022	12	0	0	0,559	234,4	11,94	284,2	12,05	0,0738	284,2	9,76
20101022	18	0	0	0,608	218	11,53	284,5	11,57	0,0776	287,2	8,39
20101023	0	0	0	0,619	202,3	11,13	285	11,32	0,0813	286,7	8,81
20101023	6	0	0	0,593	189,3	10,78	285,4	11,13	0,0834	288,1	8,09
20101023	12	0	0	0,53	175,8	10,39	285,4	11,35	0,0884	287,3	8,84
20101023	18	0	0	0,466	166,2	10,09	286	11,68	0,0895	289,2	8,27
20101024	0	0	0	0,413	151,5	9,51	287,1	12,62	0,0903	290,5	7,84
20101024	6	0	0	0,502	103,9	7,68	293,4	14,8	0,0937	291,4	8,66
20101024	12	0	0	0,588	96,4	7,44	295,5	14,86	0,0963	291,9	8,31
20101024	18	0	0	0,593	96,8	7,42	295,2	15,35	0,0971	291,8	8,24

Tableau III-2: Différents paramètres de houle enregistrés à 30 km de Larache (fournie gracieusement par Xavier Bertin)

Dans une rivière, si les réflecteurs de la seiche sont fixés dans l'espace et les niveaux d'eau sont soumis à l'influence des marées qui ont un effet important sur la vitesse de

propagation d'une onde de gravité, un épisode particulier de seiche aura tendance à se dissiper lorsque le renforcement de résonance est perdue en raison de changements du niveau d'eau (Sorensen et Thompson, 2002). Par conséquent, dans une rivière influencée par les marées, tel le cas l'Oued Loukkos, notre zone d'étude, de longs épisodes de seiche sont peu probables, sauf à des moments qui sont à proximité de marée basse ou haute. Car pendant ces moments, la vitesse du niveau de l'eau et la propagation des ondes de gravité subi un changement minimal au cours de chaque cycle de la seiche.

Il est à noter que le début de seiche bien défini dans le port de Larache a eu lieu près du début de l'enregistrement de données, lorsque le niveau de l'eau de reflux était d'environ 35 cm au-dessus du niveau d'eau de l'étale de basse mer. Cet épisode particulier de seiche a persisté jusqu'à ce que le niveau de l'eau ait ensuite augmenté à environ 45 cm au-dessus du niveau l'étale de basse mer. Il semblerait que la durée de cet épisode de seiche bien définie, de quatre heures, a pu être limitée par un mode propre et particulier de l'Oued Loukkos. Les fluctuations de hautes fréquences irrégulières du niveau d'eau, qui ont eu lieu en dehors de l'épisode de seiche bien défini, indique probablement la présence d'un processus continu non linéaire avec la capacité de générer des fluctuations du niveau d'eau.

Un autre ensemble de données marégraphique a été obtenu d'une autre source (signalé en haut). Il s'agit de mesures marégraphiques effectuée au niveau du pont en même temps que les mesures effectuées dans le port. Ces données ont été recueillies manuellement, dont la fréquence d'échantillonnage est une fois toutes les 15 minutes pendant près de 12 heures.

L'observation du signal, a permis de noter une fluctuation qui a été enregistrée pendant la phase de l'étale de la basse mer (Fig. III-16). Alors une certaine correspondance entre les deux mesures effectuées dans le port et au niveau du pont a été constatée. Le pic, avec la période la plus importante, se retrouve dans les deux points de mesures avec un décalage de quelques minutes. Le fait que les évènements de seiche, d'une période importante, se produisent simultanément à l'intérieur du port de Larache et au niveau du pont à 8 km en amont, indique que le même mécanisme qui génère la seiche dans les deux endroits du fleuve.

L'étude de graphes suggère fortement l'existence d'une relation entre les événements de seiche dans le port et au niveau du pont à l'amont. Cela permet de confirmer que les ondes de seiches sont en partie dues à un phénomène pouvant avoir une grande emprise géographique.

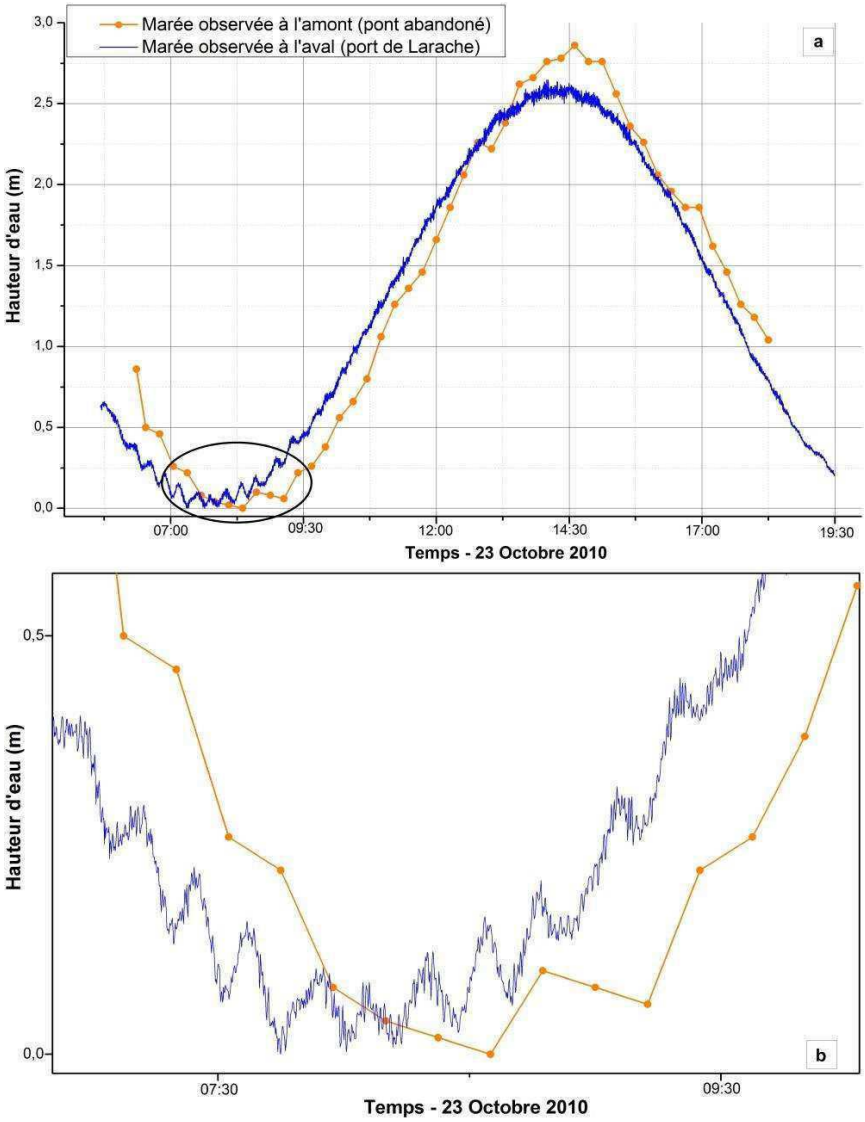


Figure III-16: a- chevauchement des graphes de marée mesurée à l'aval et à l'amont. b- la fluctuation observée sur le signal de la marée mesurée au pont s'accorde avec les fluctuations de la seiche enregistrées dans le port

I.4.3 L'importance de comprendre la seiche dans le port de Larache

La présence de phénomène de seiche dans le port de Larache ne pose aucun problème en ce qui concerne la sécurité et le confort des activités maritimes. Cependant, il est possible qu'il ait des effets secondaires importants à court et à long terme sur des conditions hydrauliques dans la rivière et par conséquent dans le port. Si la présence de la seiche devient un phénomène fréquent, alors il aura un impact important sur le mélange des différentes masses d'eau (apport d'eau douce dans les tronçons en amont de la rivière et de l'eau salée dans le système à l'embouchure de la rivière). De tels effets de mélange peuvent contrôler le comportement et l'épaisseur de la couche de surface des sédiments (Luettich et al., 2000), et le

débit d'eau résultant de la seiche peut également avoir un effet sur la répartition de la chaleur, de la salinité, de l'oxygène dissous et des nutriments dans l'eau (Wilson, 1972). En tant que les polluants ont une tendance à attacher plus facilement aux particules très fines (ex. limon) par rapport aux particules de sable (Krumgalz et al. 1992, Brown & Neff 1993). La présence de seiche dans l'Oued Loukkos et Port Larache, d'une manière fréquente, pourrait certainement avoir un effet sur les mouvements des polluants qui sont introduits dans l'Oued Loukkos et qui proviennent de sources ponctuelles et / ou d'autres sources réparties dans l'espace.

A seiche observed in the Larache port, Moroccan Atlantic coast

Mohamed Ali GEAWHARI[1-3], Lloyd HUFF[2], Nadia MHAMMDI[3]
Athena TRAKADAS[4] & Abdellah AMMAR[1]

1. *Université Mohammed V-Agdal, Faculté des Sciences Rabat, Département Sciences de la Terre, Av. Ibn Batouta B.P. 1014 Agdal, Rabat, Morocco*. e-mail m.geawhari@gmail.com, ammar@fsr.ac.ma
2. *Center for Coastal and Ocean Mapping, University of New Hampshire, USA.* Lhuff@unh.edu
3. *Université Mohammed V-Agdal, Institut Scientifique, Département Sciences de la Terre, Av. Ibn Batouta B.P. 703 Agdal, Rabat, Morocco*. mhammdi@israbat.ac.ma
4. *Centre for Maritime Archaeology, University of Southampton (UK)/Morocco Maritime Research Group* trakadas@morocco-group.org

Abstract. An episode of seiche, with peak-to-peak amplitudes of 6 to 11 cm, was observed and recorded in the Port of Larache, Morocco, at the mouth of the Oued Loukkos, using a Sea-Bird Electronics CTD. The CTD measurements, which exhibited characteristics of seiche, were processed to remove the much larger tidal signal and preserve the lower amplitude, higher frequency signal of the seiche. Based on spectral estimates, which were performed using the time series containing both well-defined and ill-defined seiche-like water level variations, the most energetic seiche period was approximately 17.5 minutes. A less energetic seiche period of approximately 70 minutes was also detected. The seiche is possibly sustained by reflections of a propagating gravity wave at points where there are sudden changes in the hydraulic cross-section (depth and/or width) of the Oued Loukkos. The genesis of the observed episode of seiche is unknown, but a likely prospect is that it was engendered by non-linear interaction of the tidal flow with the river bed.

Key words: Seiche, Oued Loukkos, Port of Larache, Morocco.

Un episode de seiche observe au port de Larache, côte atlantique du Maroc.

Résumé. Un épisode de seiche, avec une amplitude variant entre 6 et 11 cm, a été observé et enregistré dans le port de Larache, au Maroc, à l'embouchure de l'oued Loukkos grâce à la bathysonde « Sea Beard Electronic ». Les mesures CTD, qui présentent les caractéristiques de seiche, ont été traitées pour soustraire le signal de la marée et préserver le signal de la seiche. D'après les estimations spectrales qui ont été appliquées sur une série temporelle contenant à la fois des données d'élévation de surface (seiche) bien et mal définie, la période de seiche la plus énergique était d'environ 17,5 minutes. Une période de seiche moins énergique d'environ 70 minutes a également été détectée. La seiche est peut-être soutenue par des réflexions d'une onde de gravité se propageant dans les endroits où il y a des changements soudains dans la section hydraulique (profondeur et / ou la largeur) d'Oued Loukkos. La genèse de l'épisode observé de seiche est inconnue, mais une perspective probable c'est qu'elle a été engendrée par interaction non linéaire de l'écoulement de marée avec le lit de la rivière.

Mots clés : Seiche, Oued Loukkos, port de la Larache, Maroc.

INTRODUCTION

Seiches are standing gravity waves that occur in closed or semi-closed basins such as lakes, harbors and bays. As such, seiches can play a significant role in a board range of physical, chemical, and biological processes. They are caused by the superposition of incident waves with opposite directions of propagation. Seiche, like any type of gravity wave, is characterized by its wavelength, period and amplitude. The period of a seiche is mainly set by the geometry (depth and horizontal extent) of the basin in which the standing gravity waves are confined (Wiegel 1964, Wilson 1972). The period of a seiche can vary between a few tens of seconds to hours. The amplitude of a seiche strongly depends on the energy source that generated the propagating fluctuation in water level (Hutchinson 1957).

Seiche phenomena have been observed in many different parts of the world. An observation of seiching in Lake Constance, Switzerland, was described in 1549. The first instrumental record of seiches was obtained in 1730 in Lake Geneva, Switzerland (Wilson 1972, Miles 1974). Because seiche in a harbor can produce damaging surging (or range action) – yaw and swaying of ships at berth in the harbor – this problem has been extensively examined in the scientific and engineering literature (Miles & Munk 1962, Wiegel 1964, Raichlen 1966, 2002, Wilson 1972, Miles, 1974, Botes *et al*., 1984, Mei 1992, Okihiro 1992, Rabinovich 1992, 1993, Rabinovich & Levyant 1992, De Jong *et al*. 2003, De Jong & Battjes 2004).

This paper, which constitutes the first known specific recorded observation of seiche in Morocco, is concerned with a seiche phenomenon that was observed in the port of

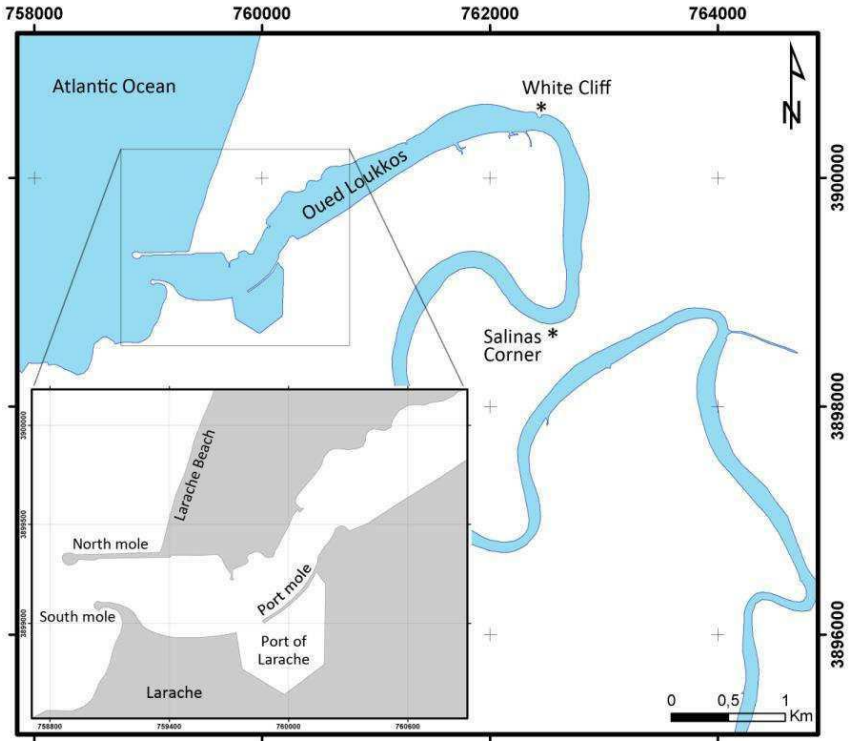


Figure 1. Location of the Port of Larache.

Larache, Morocco, in October 2010.[1] During a hydrographic survey of the Oued Loukkos, tide measurements were taken at different sites in the river in order to adjust measurements of bathymetric data to a fixed stage of the tide. Knowledge was required about changes in tidal amplitude and phase as the tide floods and ebbs throughout the estuary and the connected inland reaches of the Oued Loukkos, as was knowledge about the degree to which tidal predictions coincided with actual water level conditions in the Port of Larache.

METHODOLOGY

The Port of Larache is located on the Atlantic north coast of Morocco (35°11'N - 6°08'W). It is a river port located on the south bank of the Oued Loukkos, a few hundred meters in from the mouth of the Oued Loukkos. The port is protected by three main man-made structures (Fig. 1). There is a mole on the north bank of the river, which defines the seaward-most extent of the north bank (north mole), and two moles on the south bank of the river. One of the south bank moles is downstream of the narrow port entrance and defines the seaward-most extent of the south bank of the river (south mole). The other south bank mole extends upstream of the entrance channel and serves as the northern boundary of the port (port mole), as well as defining the south bank of the river. Large vessels use the port tip-up in an area that is along the western quay of the port basin and close to the entrance. Small vessels, which moor out in the central and southern sectors of the port are customarily moved and tied-up to the floating jetties and quay on the southwestern and southeastern sides of the port for loading/unloading. The surface area of the water body, confined within the port, is roughly 16 hectare. The depths within the port boundaries vary from 4 to 0.5 meters at the low stage of the tide.

The water level fluctuations in the port were measured with a Sea-Bird Electronics (SBE) CTD Model 16 Plus, which was fixed to the sloping seawall that defines the western wall of the port basin. The CTD instrument was placed on the seawall in the port on October 22, 2010 (Day 296 of the year 2010, hereafter noted as DOY). The water level data were measured by highly sensitive sensors in the CTD, and recorded every 10 seconds, for a time series length of 28 hours. The data record commenced at 05:56 on DOY 296 and concluded at 20:20 on DOY 297. Data recorded from the conductivity sensor in the CTD show a halocline, which vertically traversed the deployed CTD as the water depth approached low water. The presence of a halocline indicates the potential for pressure fluctuations at the location of the CTD due to an internal wave associated

[1] Although an incidence of seiche, with a period of 5 minutes, was thought to have occurred in the Port of Mohammedia, Morocco, no confirmed reports have been previously published describing an occurrence of seiche in Morocco: Ministere de l'Equipement et du transport (HISTORIQUE DU PORT DE CASABLANCA), http://www.mtpnet.gov.ma/Vpm/Maroc%20Maritime/ports/Ports Atlantiques/Casablanca/historique.htm (accessed August, 2012)

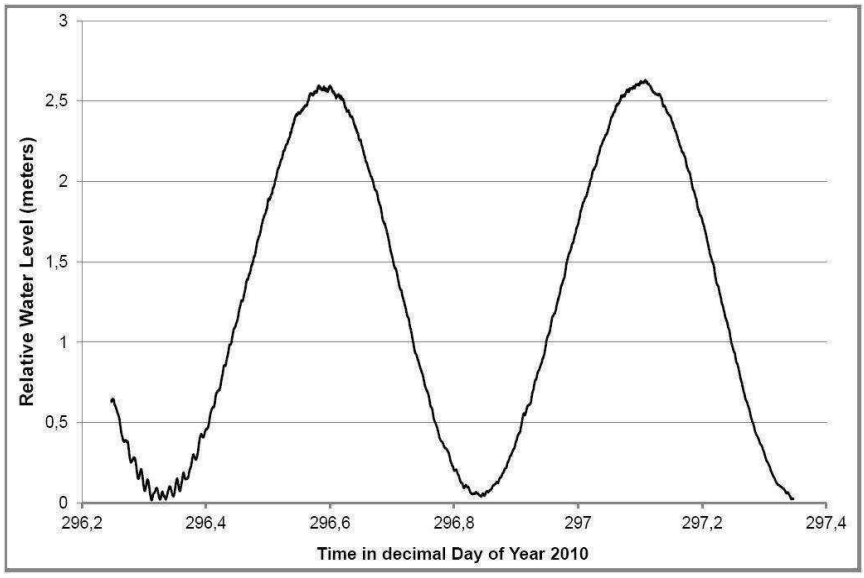


Figure 2. Relative surface elevation as measured by the Sea Bird Electronics CTD Model 16 Plus.

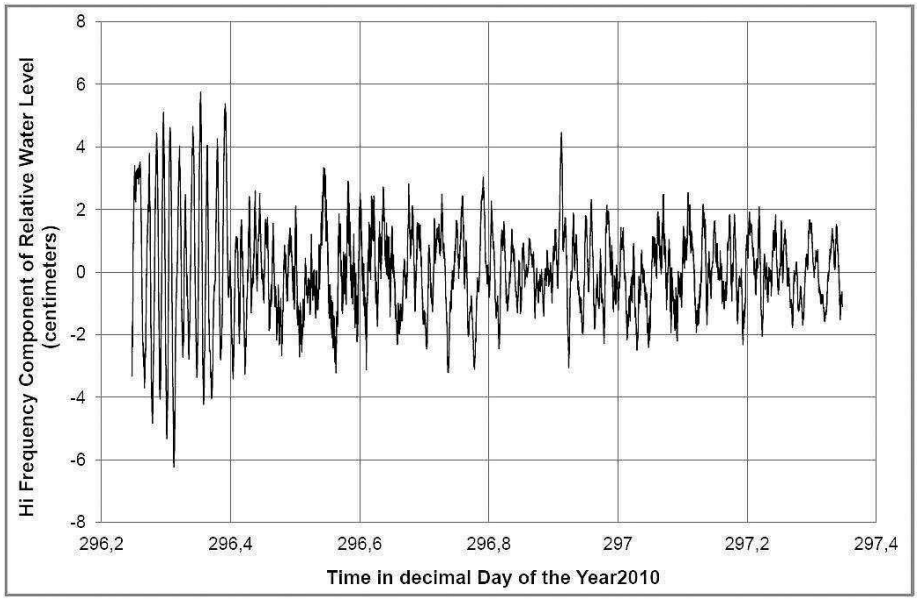


Figure 3. Seiche time series data obtained after filtration.

with the density interface created by the halocline. If such an internal wave were present it may have contributed to the conditions that led to the seiche, but it could not have produced pressure fluctuations of the magnitude and frequencies that were observed.

RESULTS

Data analysis

Initial investigations focused on data analyses to characterize the amplitude and period of the water level (pressure) fluctuations. Figure 2 presents the data that were recorded in the basin of the Port of Larache. The figure shows a semi-diurnal tidal range of 2.6 m. According to J.R.L. Allen's 1993 classification, the tide is meso-tidal. Visual examination of the plot shows low amplitude, high frequency (non-tidal) fluctuations in the water level, especially during the first occurrence of low tide. To better identify possible episodes of seiche, the tidal component was removed in order to isolate seiche from the much larger tide. Decomposition was accomplished by removal of a single component, empirically determined cosine model of the tide signal, which provided an isolated view of the higher frequency, lower amplitude signal of the potential seiche, as shown in figure 3.

The amplitude and duration of the potential seiche signature varies throughout the recorded time series. The

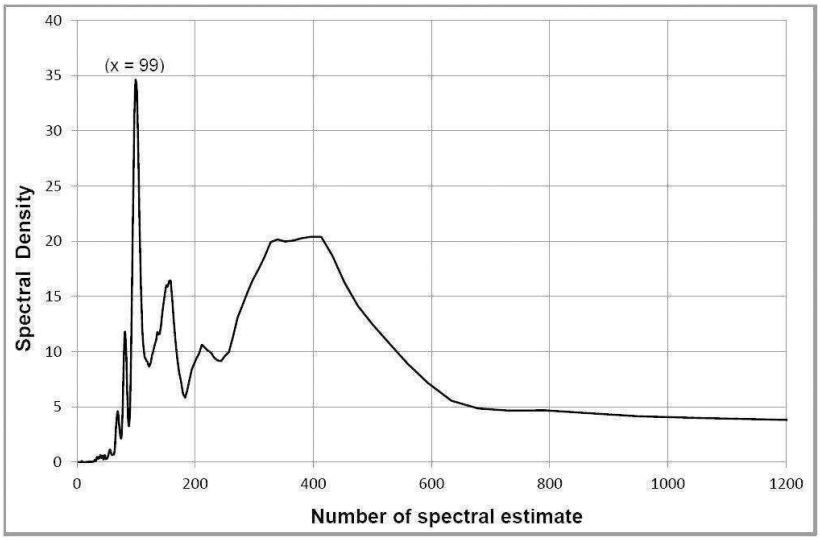


Figure 4. Spectral analysis of seiche time series data.

high frequency fluctuations showed a marked change in character from being regular and well-defined between DOY times of 296.25 and 296.4 to being ill-defined, for the remainder of the data recording, following an apparent decrease in frequency at DOY 296.45. During the well-defined episode that occurred coincident with the first low stage of the tide, the seiche persisted for approximately of 4 hours and the nominal peak-to-peak range of the seiche was 6 to 11 cm.

Spectral analysis

Spectral analysis, based on a method derived from the Fourier analysis of time series data, was applied to the seiche signal. This resulted in identifying a regular (narrow-band) spectral component during the presence of a well-defined seiche in the Port of Larache in addition to an irregular (broad-band) spectral component during the presence of an ill-defined seiche. The spectral analysis led to the graph in Figure 4, which illustrates the spectral energy that was present in the time series. The X-axis has been expanded by a factor of seven to show only periods of fluctuation less than 4 hours that were present in the recorded time series. The entire time series for this study, which was composed of 9,504 temporal samples of data recorded at 10 second intervals, could have supported a graph with spectral periods up to 14 hours. However, there was insignificant energy at spectral periods longer than 2 hours.

The spectrum contains a significantly energetic narrow-band peak at spectral estimate number 99, which corresponds to a spectral period of approximately 17.5 min, and corresponds with the most energetic fluctuations in water levels. There is also a notably energetic broad-band spectral peak that roughly corresponds to a period of 70 minutes, and corresponds with the lesser energetic fluctuations in water levels. These two spectral peaks are associated, respectively, with the initial four-hour long episode of well-defined seiche-like water level fluctuations, and the remainder of the data set, which often contained 1 to 3 irregular cycles of water level fluctuations. The differences in spectral amplitude and spectral width between the two seiche-like periods of water level fluctuations probably stem from differences in the degree to which their propagating fluctuations in water level persistently satisfied the basic requirement for resonant reinforcement in the Oued Loukkos.

DISCUSSION AND CONCLUSION

The phenomenon of a seiche requires a trigger mechanism. Typically the initiating agents are either local weather disturbances (Lamy *et al*. 1981, Gomis *et al*. 1993) or tidal (Stigebrandt 1976). An analysis of local and regional environmental data (winds and waves) did not lead to the identification of a direct link between either of them and the observed seiche phenomenon. The appearance of the seiche episode with a duration of 17.5 min, did coincide with a period of heighten wave activity. However based on the wave data, which was kindly provided by Xavier Bertin (pers. comm.) and wherein none of the wave periods exceeded 12.3 seconds, it seems unlikely that oceanic waves initiated or maintained the seiche.

The size and depth of the port of Larache, plus the fact that the port is directly connected with the lower reaches of the Oued Loukkos, suggests that the seiche in the port was associated with an eigenmode of the river. The specific morphology of the river may have a bearing on initiation of the seiche and on it having been sustained over a large number of cycles. The source of energy for the observed seiche may be a change in the hydraulic properties (width, depth and curvature) of the Oued Loukkos which led to non-linear interaction between the moving water and the sea bed. The mechanism may simply be that when the width of the river quickly changes, or when there is a sudden change in water depth, the resulting change in local resistance to the flow field causes a partial reflection of the

progressive movement of the water. It is important to recognize that one of the basic requirements for a seiche is that the combination of propagation distance (physical separation) between two reflectors and the propagation time (based on the propagation speed of a shallow water gravity wave) between the two reflectors must satisfy conditions for resonant reinforcement.

In a river, if the seiche reflectors are fixed in space and the water levels are subject to tidal influence that significantly impact the propagation speed of a gravity wave, any particular episode of seiche will tend to dissipate when the resonant reinforcement is lost due to changes in water level. Consequently, in a tidally influenced river, similar to the Oued Loukkos, long episodes of seiche are unlikely, except at times that are near to low or high tide, when the water level and gravity wave propagation speed only change minimally during each cycle of the seiche.

Onset of well-defined seiche in the Port of Larache occurred near the start of the data record when the ebbing water level was approximately 35 cm above the pending low water level. That particular episode of seiche persisted until the water level had later increased to approximately 45 cm above the water level at low tide. It would seem the duration of that particular four-hour episode of well-defined seiche may have been limited by the bounds of resonate lock into a particular eigenmode of the Oued Loukkos. The irregular high frequency fluctuations in water level, which occurred outside the episode of well-defined seiche, possibly indicates the presence of an on-going non-linear process with the capability of generating fluctuations in water level that do not resonate lock into an eigenmode of the Oued Loukkos and consequently do not presist.

The presence of seiche phenomenon in the Port of Larache causes no problems regarding safety and comfort of the marine activities. However, it is possible the seiche phenomenon may have important secondary effects on the short-term and long-term hydraulic conditions in the river and consequently in the port. If the presence of seiche is a common occurrence, then it will have an important impact on the mixing of different water masses (fresh water input from the upstream reaches of the river and saline water entering the system at the mouth of the river). Such mixing effects can control the behavior and thickness of the surface layer of sediment (Luettich *et al*. 2000), and the flow of water resulting from the seiche can also affect the distribution of heat, salinity, dissolved oxygen and nutrients in the water (Wilson, 1972). As pollutants have a tendency to more readily attach to silt particles as compared to sand particles (Krumgalz *et al*. 1992, Brown & Neff 1993), the frequent presence of seiche in the Oued Loukkos and Port Larache could definitely influence the fate of pollutants which are introduced into the Oued Loukkos from point sources and/or spatially distributed sources.

FURTHER STUDIES

Based solely on the interesting and unique set of water level data, which was discussed above, it is not possible to determine the generating mechanisms that led to this episode of seiche, or that may lead to future episodes of seiche in the Port of Larache. A compelling argument exists for conducting additional hydrological studies in the Oude Loukkos and Port Larache in order to develop an information base leading to better understanding of mixing processes, as well as the fate and dispersal of mobile sediments and pollutants. Lessons learned in the Oude Loukkos and Port Larache should not only be applicable to that river, but also to the several other rivers on the Atlantic coast of Morocco, where similar hydrological factors may be prevalent. Therefore, when the required instrumentation can be allocated to re-deployment in the Port of Larache, these observations should be extended for a length of time necessary to further study the seiche in the port and establish the conditions that are associated with other instances of seiche.

Acknowledgements

This study was carried out as a part of the Oued Loukkos Survey conducted under the auspices of the Morocco Maritime Research Group, with partial funding from the American Institute for Maghrib Studies. Partners in the project include Institut National des Sciences de l'Archéologie et du Patrimoine (Rabat, Morocco), the Department of Earth Sciences at Institut Scientifique, Université Mohammed V – Agdal (Rabat, Morocco), and the Centre for Maritime Archaeology at the University of Southampton (Southampton, UK). The authors would like to thank the Conservator of the Site of Lixus, Hicham Hassini, and Hasnaae Jirari, PhD student at Institut Scientifique, Université Mohammed V – Agdal, for their assistance during the fieldwork portion of the Oued Loukkos Survey in 2010. We are also grateful to the Moroccan Royal Gendarmerie, Royal Navy, and Port of Larache authorities for facilitating the data collection in the port. We would like to thank the European project HERMES (GOCE-CT-2005-511234) 2005-2009: "Hotspot ecosystem Research on the margins European seas" and the SVT N° 14/09 Project. The authors are also indebted to Pr. Fida Medina (Institut scientifique) for his very constructive comments and discussions.

References

Allen J.R.L. 1993. An introduction to estuarine lithosomes and their controls. *Sedimentology Review,* 1, 123-138.

Botes W.A.M., Russell K.S. & Huizinga P. 1984. Modeling harbor seiching compared to prototype data. *Proceedings of the International Conference on Coastal Engineering*, Houston, No. 19, 846-857.

Brown B., & Neff J. 1993. Bioavailability of sediment-bound contaminants to marine organisms. Battelle Pacific Northwest Laboratory, Sequim, WA.

Gomis D., Monserrat S., & Tintoré J. 1993. Pressure-forced seiches of large amplitude in inlets of the Balearic Islands. *J. Geophys. Res.* 98, No. C8: 14,437-14,445.

Hutchinson G.E. 1957. A Treatise on Limnology. Vol. 1: *Geography, Physics and Chemistry*. J. Wiley, New York.

De Jong M.P.C., Holthuijsen L.H. & Battjes J.A. 2003. Generation of seiches by cold fronts over the southern North Sea. *J. Geophys. Res. 108, 3117 doi:* 10.1029/2002JC001422.

De Jong M.P.C. & Battjes J.A. 2004. Low-frequency sea waves generated by atmospheric convection cells. *J. Geophys. Res., 109, C01011, doi:* 10.1029/2003JC001931.

Krumgalz B.S., Fainshtein G. & Cohen A. 1992. Grain size effect on anthropogenic trace metal and organic matter distribution

in marine sediments. *Sci. Total Environ.*, 116, 1-2, 15-30.

Lamy A., Millot C., & Molines J.M. 1981. Bottom pressure and sea level measurements in the Gulf of Lions. *J. Phys. Oceanogr.*, 11, 3, 394-410.

Luettich R.A., Carr S.D., Reynolds-Flemming J.V., Fulcher C.W. & McNinch J.E. 2002. Semi-diurnal seiching in a shallow, micro-tidal lagoonal estuary. *Cont. Shelf Res.*, 22, 11, 1669-1681.

Mei C.C. 1992. *The Applied Dynamics of Ocean Surface Waves*. World Scientific, London.

Miles J.W. 1974. Harbour seiching. *Ann. Rev. Fluid Mech.,* 6, 17-33.

Miles J., & Munk W. 1962. Harbor paradox. *J. Waterways Harbor Division, Proc. ASCE* 87, No. WW3, 111-130.

Okihiro M., Guza R.T. & Seymour R.J. 1992. Bound infragravity waves. *J. Geophys. Res.,* 97, No. C7, 11,453-11,469.

Rabinovich A.B. 1992. Possible vorticity effect in longwave motions (surging) in harbors. *Trans. (Doklady) Russian Acad. Sci.,* Earth Sci., 325, 224-228.

Rabinovich A.B. 1993. Long ocean gravity waves: trapping, resonance, and leaking. *Gidrometeoizdat,* St. Petersburg.

Rabinovich A.B. & Levyant A.S. 1992. Influence of seiche oscillations on the formation of the long-wave spectrum near the coast of the Southern Kuriles. *Oceanology*, 32, 17-23.

Raichlen F. 1966. Harbor Resonance. *In:* Ippen, A.T. (ed.) - *Estuary and Coastline Hydrodynamics*. McGraw Hill Book Co., New York, 281-340.

Raichlen F. 2002. The effect of ship-harbor interactions on port operations. *Maritime Technol.*, 11-20.

Stigebrandt A. 1976. Vertical diffusion driven by internal waves in a sill fjord. *J. Phys. Oceanogr.,* 6, No. 4, 486-495.

Wiegel R.L. 1964. *Oceanographical Engineering*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N.J.

Wilson B. 1972. Seiches. *In*: Chow, V.T. (ed.) - *Advances in Hydroscience,* vol. 8. Academic Press, New York, 1-94.

Manuscript received 12 October 2012
Accepted 30 December 2012

II PARAMETRES PHYSICO-CHIMIQUES DES EAUX DE L'OUED LOUKKOS

L'article recense les résultats concernant les paramètres hydrographiques, leurs distributions spatio-temporelles et leurs interprétations en termes de classification de l'estuaire et l'influence de la morphologie du fleuve. Elles ont fait l'objet d'un second article publié SpringerPlus : « Geawhari, M.A. ; Huff, L. ; Mhammdi, N. ; Trakadas, A. & Ammar, A., Spatial-temporal distribution of salinity and temperature in the Oued Loukkos estuary, Morocco : using vertical salinity gradient for estuary classification. SpringerPlus, 30 Décembre 2014, 3:643 ».

Dans l'estuaire d'Oued Loukkos, l'eau douce se mélange avec l'eau de mer sous l'effet combiné de différents phénomènes tels que la marée, la circulation de densité et des courants dus aux vents. Afin d'évaluer précisément les caractéristiques des masses d'eaux de la zone d'étude (estuaire), des mesures hydrologiques ont été réalisées notamment les variations de la salinité et de la température le long de l'oued et sur une tranche d'eau variant entre la surface et 18 m de profondeur (le cas d'embouchure). Les diverses trajets suivis sont représentés sur la figure II-12 du chapitre II.

Les caractéristiques de la salinité de l'estuaire peuvent être différents en fonction de différents paramètres tel que : l'influence des mécanismes de forçage sur le transport de sel la salinité observé pendant des moments ou des cycles de marée différents, ou aussi pendant les périodes de tempête, peut montrer des changements importants dans l'équilibre spatial du sel dans l'estuaire).

II.1 Variation spatio-temporelle de la température

Les mesures de température effectuées, pendant le mois d'octobre, montre que les valeurs de température oscillent entre de 18,7 à 22,5°C. La moyenne maximale de température est de 21,58°C enregistrée le 15 octobre, alors que la moyenne minimale a été enregistrée le 22 octobre 2010, elle est de 19,28°C. L'analyse des relevés journaliers des températures des eaux d'oued Loukkos, nous permet de constater des alternances latérales des eaux chaudes et moins chaudes avec un écart thermique variant entre 1 et 2°C (Fig. III-17).

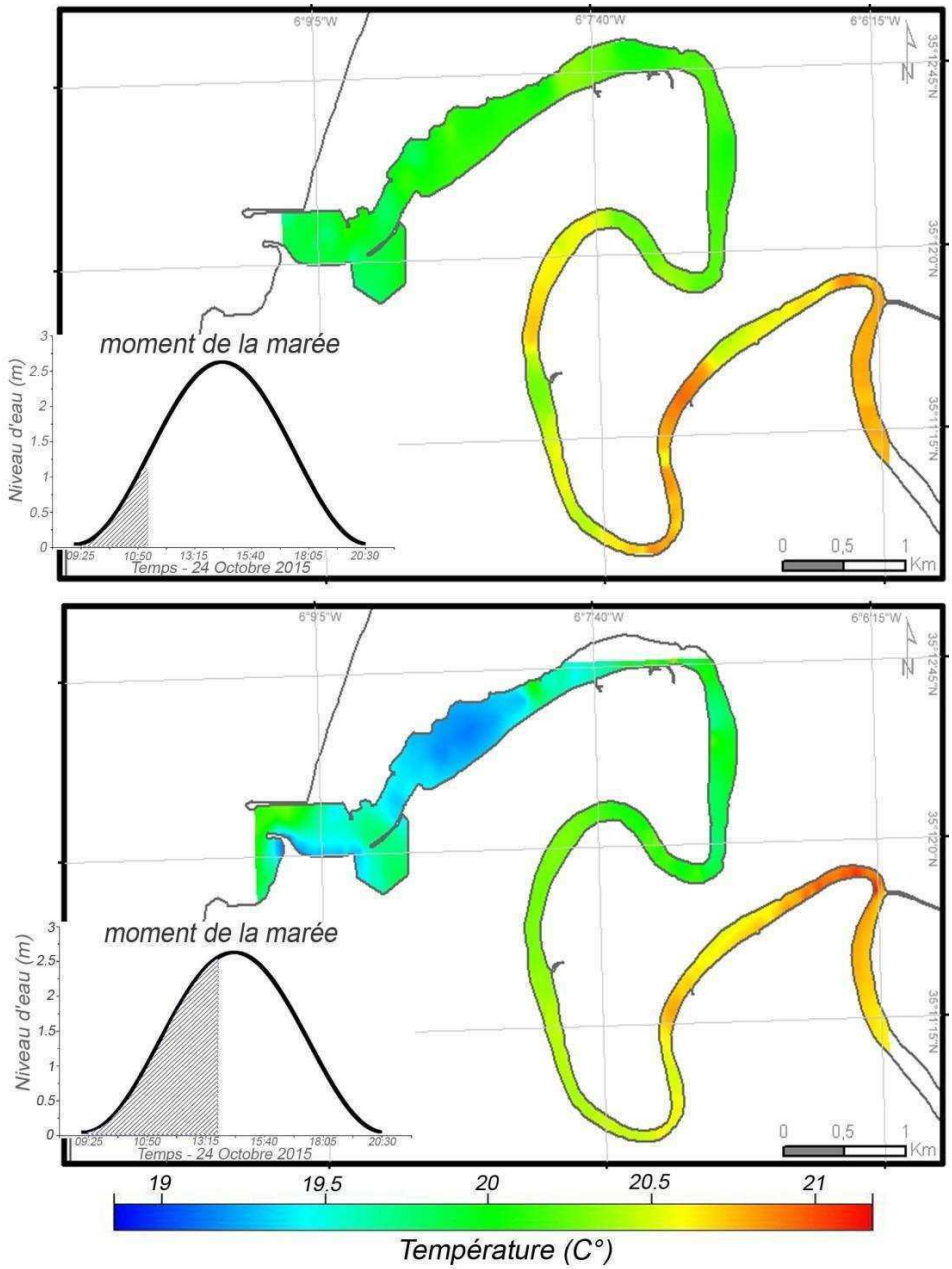


Figure III-17: Variation latérale de la température des eaux de surface d'Oued Loukkos. (a) Influence du rythme de la marée sur son évolution (b).

La figure III-17 présentant la température des eaux, enregistrées pendant le flot et le jusant au long de l'oued montre que les eaux sont relativement plus chaudes à l'amont pendant les différents moments de marée. Alors qu'à l'aval du fleuve, les eaux se refroidissent, relativement, pendant les moments de jusant. Les eaux relativement plus chaudes se répandent vers l'amont au fur et à mesure que l'augmentation de la marée et ces eaux seront remplacées par des eaux relativement moins chaudes.

Le changement de la température des eaux est dû principalement à deux variables :

- La profondeur, où les mesures ont été effectuées : La température diminue systématiquement avec la profondeur; le suivi de la variation verticale, pour quelques stations, montre que la température des eaux du fleuve décroît avec la profondeur toutefois sans grande importance. En effet, l'écart thermique excède rarement 1° aussi bien à marée basse qu'à marée haute.

- La température de l'aire, qui modifie, en grande partie, le degré de chaleur des eaux superficielles du fleuve.

Nous avons constaté que, aussi les valeurs de température les plus élevées sont souvent enregistrées pendant les moments compris entre 11h et 16h, le moment pendant lequel la température de l'air atteint son maximum. Cela peut être attribuable à l'effet de l'insolation. Cette constatation s'accorde avec les observations faites par El Kaim (1972) et El Herradi (1989) sur le fleuve Bou-Regreg et Sebou de la côte atlantique du Maroc. D'autre part, la température de l'eau montre une variation importante sous l'action du coefficient de marée. Nous avons enregistré une baisse importante de température liée à l'arrivé des eaux du flot des vives-eaux et donc la pénétration des eaux marines généralement plus froides.

II.2 Variation spatio-temporelle de la salinité

Les caractéristiques de la salinité de l'estuaire peuvent être différents en fonction de différents paramètres tel que : l'influence des mécanismes de forçage sur le transport de sel la salinité observé pendant des moments ou des cycles de marée différents, ou aussi pendant les périodes de tempête, peut montrer des changements importants dans l'équilibre spatial du sel dans l'estuaire).

	Marée montante				Marée descendante			
	Moy	Ecart	Max	Min	Moy	Ecart	Max	Min
A l'embouchure	35,44	0,8	36,17 (enregistré à 17m de profondeur)	31,91	35,63	0,2	35,85	34,20
L'amont	3,80	4,12	16,46	0,7	3,75	5,59	25,09	1,15

Tableau III-3: Moyennes maximales de la marée enregistrées à l'embouchure et à l'amont de l'Oued Loukkos

Les valeurs de la salinité observées se répartissent entre 0,7 et 36,16 (psu). Les plus basses se rencontrent en amont du fleuve à 15 km de l'embouchure. Les moyennes maximales enregistrées à l'embouchure et à l'amont sont représentées dans le tableau suivant.

La salinité varie remarquablement en fonction de la marée et du cycle de vives-eaux. En effet, pour la salinité de surface (Fig. III-18), un gradient décroissant qui s'établit globalement de l'embouchure vers l'amont. La salinité passe d'une teneur élevée (35 psu marée montante et 31 psu à marée descendante) à une teneur très basse à l'amont (<10 psu).

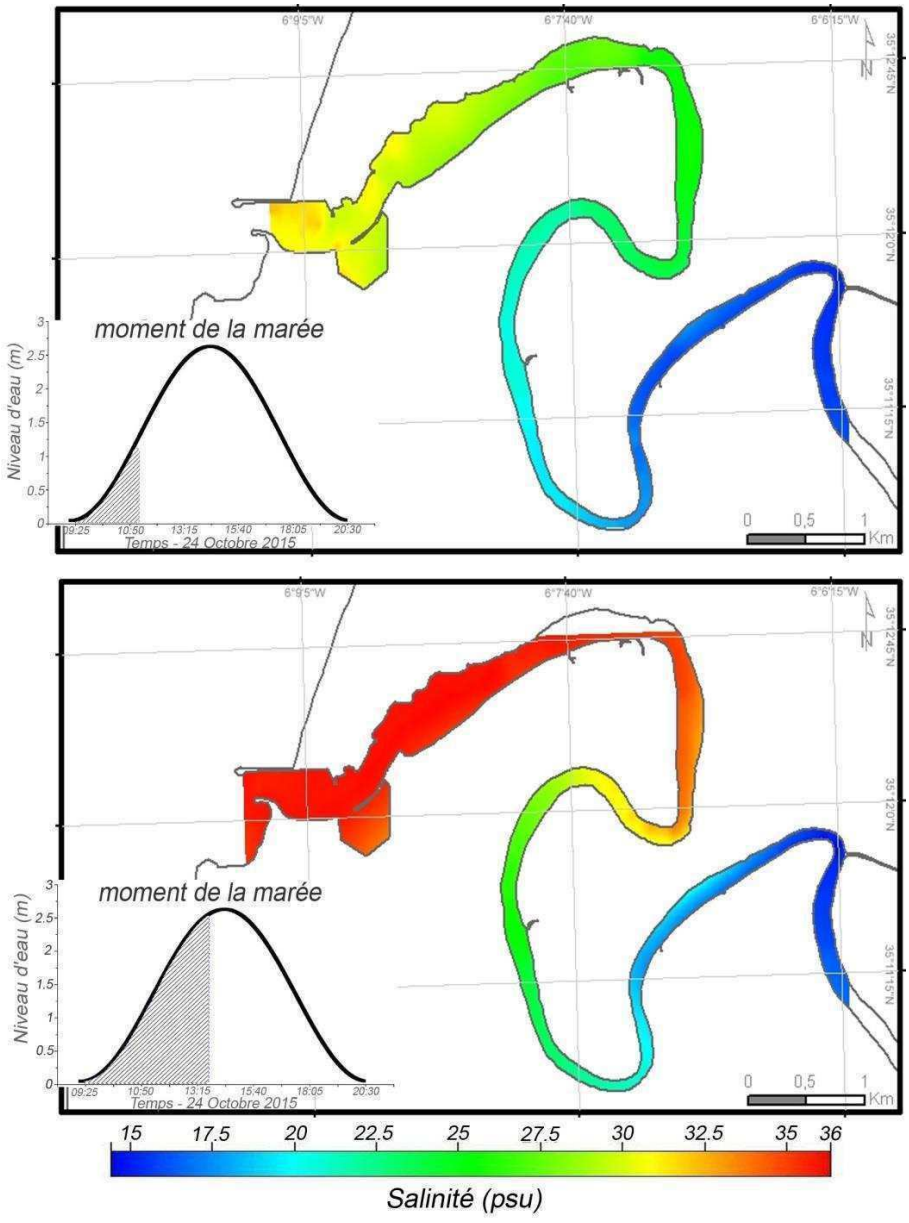


Figure III-18: Variation latérale de la salinité des eaux de surface d'Oued Loukkos, et l'influence du rythme de la marée sur son évolution.

La figure III-18 montre l'évolution de la salinité des eaux de surfaces en fonction de la distance par rapport à l'embouchure, ainsi qu'en fonction des moments de la marée. Dans

l'ensemble, la salinité des eaux de surface, situées en amont de l'Oued, sont plus fluctuantes que celles situées à l'aval. Généralement, la salinité montre une augmentation avec le flot. Mais loin de l'embouchure, le rythme de la marée n'a qu'une faible influence sur la salinité de surface des eaux.

Exceptionnellement, le 22 Octobre 2010, des eaux fortement salées (>36 psu) sont observées sur une tranche d'eau ne dépassant pas 1,2m de profondeur. Ce changement coïncide avec l'arrivée des eaux marines de vive-eau. En effet, pendant cette période, une augmentation de la salinité a été enregistrée similaire à la valeur observée au-delà de l'embouchure et à des profondeurs élevées. Les eaux du fleuve sont, donc, très salées et bien mélangé pour les eaux des marées de vives-eaux provenant de l'océan Atlantique.

Sur le plan vertical, un gradient croissant de salinité de la surface vers le fond a été enregistré, le long d'oued Loukkos, et il est plus important à l'amont qu'à l'aval. En effet a l'amont, du troisième virage du fleuve et pendant une marée descendante, les eaux sont plus fortement dessalées surmontent des eaux plus salées. Les teneurs de la salinité sont comprises entre des valeurs inférieures à 7 psu en surface et des teneurs supérieures à 25 psu près du fond, avec une température d'environ 21°C. (Fig. III-19).

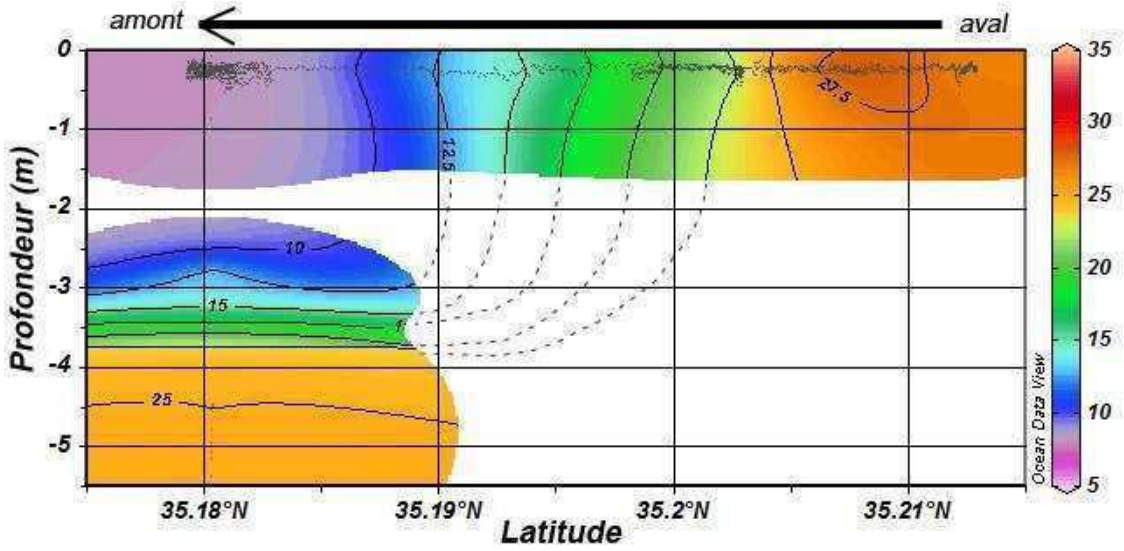


Figure III-19: Stratification verticale de la salinité, mesurée pendant une marée basse (Oued Loukkos). La distribution de la salinité montre un gradient horizontal (croissant de l'amont vers l'aval), et un gradient vertical de salinité située à l'amont (à 15 km de l'embouchure)

L'étendue et la fluctuation spatiotemporelle du coin salé dépendent de l'action des cycles de marée. Le 17 octobre 2010, pendant une haute mer, la forte stratification (le coin salé) a été localisée à 13km de l'embouchure. L'isohaline 25 psu est représenté entre les eaux de surface et au-delà de l'isobathe -4m respectivement entre l'embouchure et le point de mesure

35,18°N. En période de morte-eau (le 14 octobre 2010) et au début d'une marée descendante, le coin salé est situé près de la saline à 6km de l'embouchure. L'isohaline de 27 psu s'incline de l'isobathe -2m à l'isobathe -4m au point de mesure 35,20°N' (Fig. III-19).

II.3 Densité des eaux d'Oued Loukkos

La salinité et la température déterminent la densité de l'eau. La différence de ces paramètres entraîne des mouvements ascendants pour les eaux moins denses (eau douce et chaude), et des mouvements descendants pour les eaux plus denses (eau salée et froide). D'après Broecker et al (1990), ces paramètres sont à l'origine de la stratification verticale des océans.

Au niveau de notre zone d'étude, le gradient thermique verticale est faible, la valeur de la température est presque la même sur toute la tranche d'eau. Tandis que, la différence entre la salinité des eaux de surface et des eaux de fond est importante (surtout à l'amont). Ces différences verticales se manifestent de manière plus spectaculaire dans les sections en amont de la zone d'étude où la couche d'eau plus saline est plongée en profondeur par sa grande densité. Ainsi, ce paramètre dans l'Oued Loukkos est dépendant principalement de la salinité des eaux, alors que la température joue un rôle minime. Il est important de noter qu'à chacune des 103 stations CTD, les profils verticaux de la salinité et de la température mesurés indiquaient que la structure de la densité verticale de la colonne d'eau était hydrostatiquement stable (Fig. III-19).

II.4 Influence de la topographie du fleuve sur la répartition de la salinité

Bien que l'information suivante ne représente que le secteur de la 'pointe blanche', un effet direct de la morphologie du fond sur les paramètres des eaux est observé dans différents endroits de l'Oued Loukkos. D'après les études antérieurs (Snoussi, 1980) et nos observations réalisées sur le terrain, le fond de l'oued Loukkos se caractérise par une profondeur variant généralement entre -2 et -4m sous le zéro hydrographique. A 5 km de l'embouchure, il y a une rupture de pente très importante du fond, la profondeur passe brusquement de -4 à -16m, puis elle redevient constante à -2 à -4m.

Ainsi, l'influence de la morphologie particulière observée (fosse), est néanmoins marquée par l'apparition d'une poche d'eau, avec une salinité de 31 psu, piégée dans une

colonne d'eau avec une salinité de 35 psu. Les levés du 19 octobre 2010, représentés sur la figure III-20, montre qu'à une profondeur d'environ -5m, la salinité s'abaisse jusqu'à 31,7 psu, avant qu'elle ne redevienne à sa valeur initial de 35,3 psu à -7m de profondeur. Durant les autres jours de notre période d'étude, les levées effectuées dans la même zone et pendant la même période de la marée (marée montante), montrent une salinité supérieure à 35,5% sur toute la colonne d'eau et une absence de la poche d'eau.

La « fosse fluviale » de -18m intervient localement et temporairement dans la modification de la circulation des eaux. Dans cette zone du fleuve, l'écoulement et le frottement des eaux contre le fond produisent des cellules de convection. Ceci entraîne des masses d'eau, censés être en surface par effet de densité, vers une profondeur donnée.

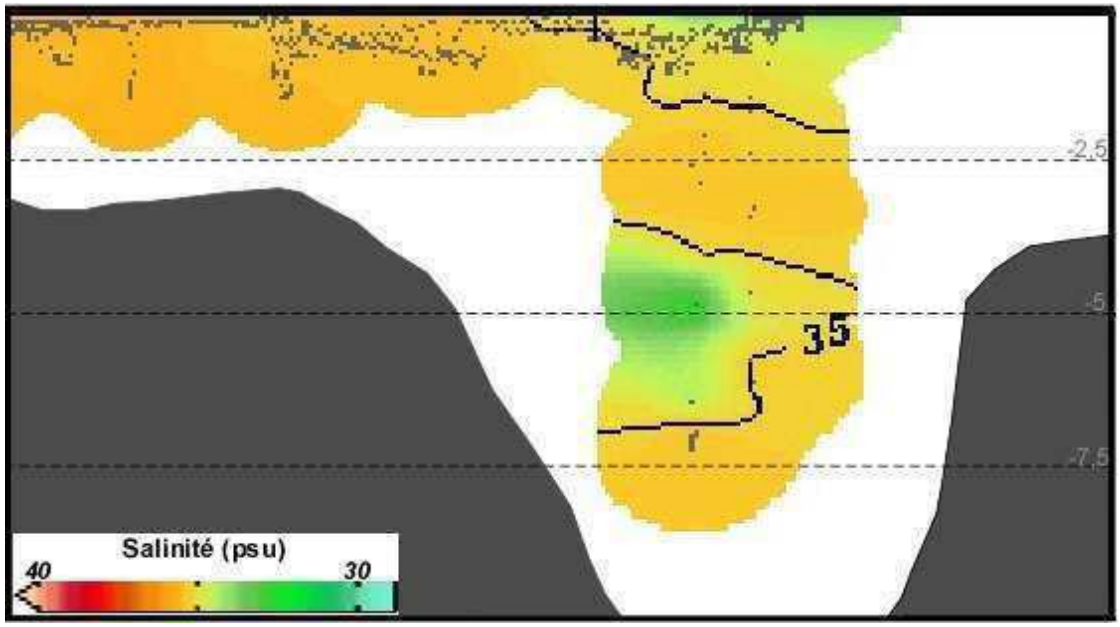


Figure III-20: Poche d'eau avec une salinité relativement faible piégée dans des eaux avec une salinité relativement forte – Fosse de la falaise blanche, Oued Loukkos

II.5 Conclusion

Le matériel déployé, bathysonde type SBE (Sea-Bird Electronics) model « 16plus V2 », a permis d'acquérir en continu un ensemble de données sur la salinité et la température de la zone étudiée. Les données enregistrées ont permis de définir une répartition de la salinité aux influences marines (coefficient de la marée et moment de marée) et à la morphologie du fond d'oued Loukkos. La répartition de la salinité est soulignée par : 1) variation horizontal avec un gradient latéral décroissant de l'embouchure à l'amont. 2) variation verticale montrant un degré d'homogénéité important à l'aval qu'à l'amont.

Les données collectées dans l'ensemble de la zone d'étude, ont mis en évidence les influences marines liées à la salinité dans l'estuaire. Ceci nous a permis une classification en se basant sur le gradient de la salinité. Les caractéristiques importantes de la distribution de la salinité dans l'Oued Loukkos sont: 1) les variations le long de l'axe principal de l'estuaire présentent un gradient le long du cours d'eau avec des salinités diminuant à mesure que la distance augmente en amont de l'embouchure, et 2) des variations verticales qui présentent un degré plus élevé de homogénéité près de l'embouchure de la rivière, par rapport à celle en amont. D'après le degré d'homogénéité et la présence d'un coin salé nous pouvons admettre que l'estuaire d'oued Loukkos présente à la fois les caractéristiques d'un estuaire de type « mélangé » à l'aval, mais en se dirigeant vers l'amont l'estuaire présente les caractéristiques d'un estuaire de type « coin salé avec marée ». Ceci est expliqué par la dominance de la marée sur les effets fluviaux à l'aval, où elle provoque une forte turbulence en favorisant un bon mélange vertical des eaux. Alors qu'en se dirigeant vers l'amont, au fur et à mesure que l'énergie de la marée diminue en raison de la morphologie complexe du chenal, le mélange entre l'eau de mer et l'eau douce diminue. En conséquence, la couche d'eau douce, ou légèrement salée, est située au-dessus de la couche d'eau à salinité élevée. Celle-ci, est entraînée en profondeur, par l'effet de sa densité, en formant un coin salé.

Selon les résultats obtenus ici, il serait possible que les barrages situés en amont (barrages de garde et d'El Makhazen) aient conduit à une « nouvelle normalité » en influençant la répartition des paramètres étudiés (T° et Salinité), ceci par une diminution du volume de débit fluvial et le volume oscillant.

Geawhari et al. SpringerPlus 2014, 3:643
http://www.springerplus.com/content/3/1/643

SpringerPlus
a SpringerOpen Journal

SHORT REPORT Open Access

Spatial-temporal distribution of salinity and temperature in the Oued Loukkos estuary, Morocco: using vertical salinity gradient for estuary classification

Mohamed Ali Geawhari[1,3], Lloyd Huff[2], Nadia Mhammdi[3*], Athena Trakadas[4,5,6] and Abdellah Ammar[1]

Abstract

Background: Several different classifications to characterize estuarine systems have been proposed. In this present paper, one of the most important estuaries in North Africa, the Oued Loukkos (Morocco), forms a case-study for proposing a systematic classification of this particular tidal estuary according to the vertical salinity gradient.

Findings: This study, conducted using a CTD, shows that the spatial-temporal distribution of salinity depends on the stage of the tide and the upstream distance from the mouth of the river. In this case, it is also evident that the morphology of the bottom was capable of impacting the distribution of salinity by locally changing the water circulation.

Conclusions: Based on the vertical salinity gradient measurement, the Oued Loukkos represents an estuarine environment with one section near its mouth that can be characterized as a mixed mesotidal estuary and another section upstream which can be characterized as a stratified mesotidal estuary. Between, there is an intermediate zone with a low vertical gradient of salinity, classified as a partially mixed mesotidal estuary. When the effect of terrestrial inputs is low compared to marine inputs, the river bed topography plays a role in the stratification of salinity by either disrupting the vertical stratification of the water or by changing the lateral distribution of salinity. The proposed classification deepens our hydrological knowledge and provides descriptive labels to the Oued Loukkos estuary. It provides a valid starting point for predicting the environmental impact of future recreational, agricultural and commercial activities on the estuary.

Keywords: Characteristics of salinity; Stage of tide; Estuary classification; Oued Loukkos; Morocco

Introduction

As defined by Pritchard (1967) and Perillo (1995), estuaries in general are river systems formed inland, having one or more free connections with the sea, such that marine salts enter freely and are significantly diluted with river water. Estuaries exhibit a variety of distinguishing characteristics which have been used by various authors to describe specific estuaries and to define groups of estuaries that are similar in one, or more, important characteristic/s. Estuaries have been grouped according to: 1) topography (Pritchard 1952), 2) salt structure (Simmons 1955; Cameron and Pritchard 1963; Pritchard 1967; Dyer 1997), 3) tidal range (Davies 1964; Hayes 1975; Allen 1993), 4) propagation of the tide (Larras 1965), and 5) dominate flow regime (Dyer 1986; Dalrymple et al. 1992).

Since 1980, the estuary of Oued Loukkos, in northwest Morocco, which according to the topographic classification of Pritchard (1952) is a coastal plain estuary, has been the subject of many research programs (Snoussi 1980; Snoussi 1984; Bazairi et al. 2005; Cheggour et al. 2005; Fekhaoui 2005; Yahyaoui and Azeroual 2005; Aloussi 2008; El Morhit et al. 2008; Palma et al. 2012) that focused on defining its hydrological, sedimentological and biological organization. However, none of the

* Correspondence: nmhammdif@yahoo.com
[3]Institut Scientifique, Département Sciences de la Terre, Université Mohammed V – Agdal, Agdal, Morocco
Full list of author information is available at the end of the article

Springer

© 2014 Geawhari et al.; licensee Springer. This is an Open Access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License (http://creativecommons.org/licenses/by/4.0), which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, provided the original work is properly credited.

previous research conducted has provided a systematic classification of the Oued Loukkos estuary, which is essential for a general understanding of the environment and of the possible impacts that future recreational, agricultural and commercial activities may have on the estuary.

As a case-study, a new hydrographic survey of the Oued Loukkos estuary was undertaken 14–24 October, 2010, and hydrological parameters were measured to assess the characteristics of the water masses throughout the estuary. Profiles of salinity and temperature were collected at different points with a CTD (conductivity, temperature, and pressure [depth] sensor). As a result, this present paper provides a systematic classification according to the salinity gradient and at the same time deepens our hydrological knowledge of the Oued Loukkos estuary, one of the most important estuaries in North Africa.

Location of the study area

The study area is located between 35.215 and 35.177 degrees North and between −6.17 and −6.1 degrees West (Figure 1). The Oued Loukkos, with a total length of 180 km, originates in the central Rif Mountains of Morocco and reaches the Atlantic coast at the city of Larache. The lower river, where the data for this study were obtained, is subject to semi-diurnal tides with a tidal range between 2.5 and 3 m, which is mesotidal according to the classification by Davies (1964), Hayes (1975) and Allen (1993) and is a tide-dominated system, according to the classification of Dalrymple et al. (1992).

The river and its tributaries, Oued Ouarour and Oued El Makhazine, drain a catchment of 3,750 km^2 with an average altitude of 300 m. Since 1979, the Loukkos basin has had two large dams ensuring the development of water resources in the region of Larache: 1) the great dam of the Oued El Makhazine, whose purpose is to ensure a water supply for drinking and industrial use in urban centers, and to protect against floods, etc., and 2) the Garde dam which has a dual mission to protect the lower valley against the rise of saline water from the sea and enhance/increase the level of water in the river to facilitate pumping for irrigation (Fox et al. 1997). It should be noted that the major tributaries of the Oued Loukkos join the river above the Garde dam (located ca. 21 km upstream from the river mouth). Because the Garde dam impedes the free movement of salt further upstream, the upstream extent of the Oued Loukkos estuary ends at this dam, even though the river extends many kilometers inland beyond that point.

The climatic regime of the Loukkos basin is Mediterranean with oceanic influences. The average annual rainfall varies with altitude: 680 mm in Larache and over 1,300 mm in the mountains of the upper Loukkos valley. Typically the summer time period of low rainfall ends in late September or early October. There was no rainfall during the survey period; however, two significant rainfalls were recorded in Larache during the week preceding the present survey: 23 mm and 18 mm on 9 and 12 October, 2010, respectively[a].

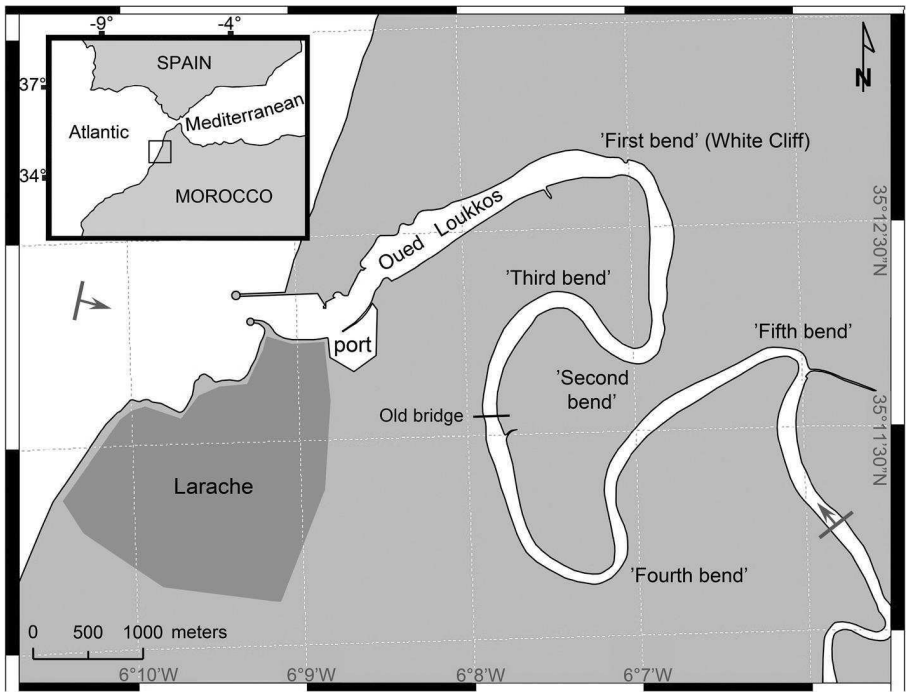


Figure 1 The Oued Loukkos, Larache, Morocco. Gray bars with arrows indicate the boundaries of the hydrographic survey.

Sediment yield in the Oued Loukkos is considerable due to significant erosion in the Rif Mountains. However the sediment is generally intercepted by the great dam of the Oued El Makhazine, with the majority occurring in the rainy-season between November and March. During the month of October (this study's measurement time), sediment intake below the Garde dam is almost nonexistent (Fox et al. 1997).

Materials and methods

The hydrological data analyzed here were acquired during the period 14–24 October, 2010, using a SBE (Sea-Bird Electronics) CTD model 37 SMP[b]. The CTD was deployed in the Oued Loukkos estuary using a shallow-draft, 6.8 meter-long, outboard-motor powered fishing boat, *Zouhair 3*, based in the port of Larache. The boat was outfitted with a temporary enclosure to house the survey and navigational equipment. The speed of the boat and the large distances covered by the survey precluded obtaining a truly synoptic measurement of the temperature and salinity. A round-trip in *Zouhair 3*, from the mouth of the river to the most upstream reach of the survey, 15 km, and return, required a significant portion of one cycle of the semi-diurnal tide in the Oued Loukkos. The set of temperature and salinity measurements acquired between the mouth of the river and the most upstream reach of the survey consists of 103 discrete CTD casts and four continuous near-surface (0.2-0.5 m) tows of the CTD along the main axis of the estuary. Fifty-seven of the CTD casts were co-located with sites throughout the estuary where a uniform distribution of sediment samples was collected from the river bed. Taken as a whole, the CTD data adequately provide evidence to support classification of the Oued Loukkos estuary.

After acquisition, the raw numerical data from the CTD were converted into physical units for analysis and visualization. Processing was performed using Excel worksheets and oceanography "Ocean-Data-View" Software.

The continuous stages of the tide presented in this paper are nominal. They were developed using a half-cycle sinusoidal expansion technique between successive highs and lows predicted for the port of Larache. The predicted heights at high tide varied between 1.3 m and 2.2 m. The predicted heights at low tide varied between 0.0 m and 0.9 m. Neap tide was predicted to occur on 15 October. The expanded tide predictions were determined to be suitable by comparison with 28 hours of recorded CTD data in the port at 10-second intervals Geawhari et al. (2012) and a set of direct surface contact measurements at 15-minute intervals during daylight hours at the old bridge on highway N1 (Tangier-Larache Road), which is approximately 8 km upstream from the port of Larache (see Figure 1). At the old bridge, the observed range of tide was 95% of that predicted for the port. The times of high and low tide at the old bridge were delayed by 10 and 30 minutes, respectively, relative to their predicted times at the port of Larache. On 15 October, when working at the far upstream reach of the survey and near the expected time of low tide of 0.6 m, it was noted that the vertical expanse of mud exposed between the water surface and the high-tide vegetation was approximately 1.3 m. While this observation strongly implies that the tidal range at the 15 km upstream limit of the survey must be at least 85% of the predicted tidal range for the port, nothing can be implied concerning the times of high and low tides at that point, relative to the their predictions for the port, or about tidal ranges farther upstream to the Garde dam (functionally, the extreme inland reach of the estuary).

Results

Temperature (spatial-temporal variation)

The near-surface temperature measurements in the Oued Loukkos estuary in October 2010 varied between 18.7° and 22.5°C. Small variations in the measured near-surface temperatures, on the order of 0.1°C, were due to speed dependent variations in depth of the near-surface towed CTD measurements. Larger variations in the measured near-surface temperatures were due to changes of insolation throughout the day and changes in the stage of the tide when/where particular near-surface measurements were made.

The highest values of near-surface temperature were typically observed during the period between 11:00 and 16:00, local time. A similar observation was made by El Morhit (2009) in the same study area, and by El Kaim (1972) and El Herradi (1989) on the Oued Sebou and Oued Bouregreg, on the Atlantic coast of Morocco 115 km and 147 km south, respectively, of where the Oued Loukkos connects with the Atlantic Ocean at Larache.

The temperature of the water in the estuary decreases with depth, however, only marginally. At both low and high stages of the tide, the difference in water temperature between the near-surface and near-bottom rarely exceeded 1°C. Figure 2 presents temperature and salinity profiles measured near mid-flood tide on the morning of 19 October at the mouth of the river. The character of the temperature and salinity profiles in the upper 6 m of the water column is consistent with their having recently been a surface influx of fresh water into the system which mixed with the more saline underlying water. The lowest salinity in the figure was measured at 0.27 m depth and it is possible that in the upper 2 decimeters of the water column, there may be waters whose salinities are slightly lower than any of the measured values presented in the figure.

Salinity (spatial-temporal variation)

The salinities that were observed over all times and locations in the estuary ranged between 0.7 psu and 36.2 psu.

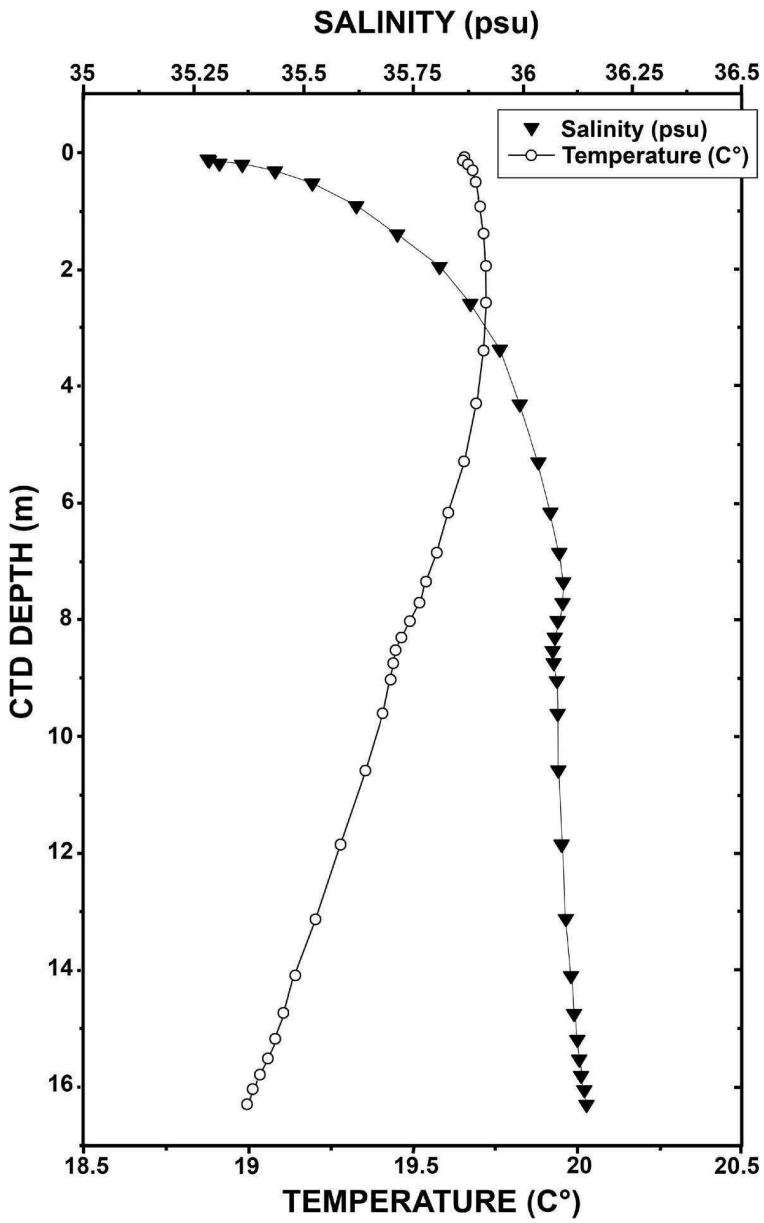


Figure 2 Vertical profiles of temperature and salinity recorded on 19 October during a CTD cast taken near the predicted time of a mid-flood tide at the mouth of the Oued Loukkos.

The salinity varied between those two limits, depending on the stage of the tide and the location within the estuary. Lower values of salinity occurred in the upstream reaches of the estuary, 15 km from the mouth. Higher values of salinity occurred near the mouth of the river.

The near-surface salinity throughout the survey area exhibited a general horizontal gradient, with salinity decreasing upstream from the mouth of the river. The high near-surface salinity at the mouth of the river appeared to be modulated by the stage of the tide. Figure 3 shows approximately 32 psu shortly after a low tide of 0.0 m when the 24 October round-trip transect started at the mouth of the river and later shows approximately 36 psu shortly before a high tide of 2.1 m as the round-trip transect ended near the mouth of the river. On the return leg of the round-trip transect, when *Zouhair 3* was still 4 km upstream from the mouth, the near-surface salinity approached a high plateau and remained there until reaching the mouth of the river, at the end of the transect. This observation indicates that on a flood tide, near-surface water from the ocean is capable of advancing virtually unchanged for a considerable distance up into the estuary.

The low near-surface salinity at the far upstream reach of the survey also appeared to be influenced by the stage of

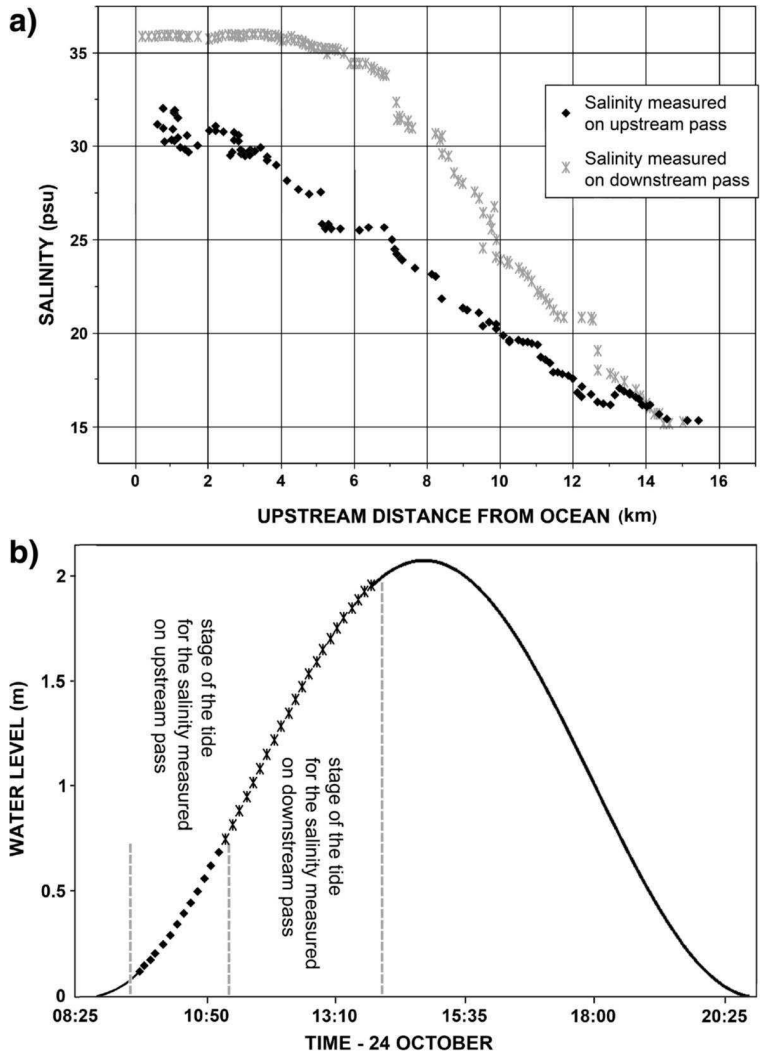


Figure 3 Surface salinity variation in the Oued Loukkos. a) Surface salinity variation as a function of distance from the ocean; **b)** Surface salinity variation as a function of stage of tide.

the tide. There the variation with stage of the tide is inferred to range from 0.7 psu at low tide to something greater than 16 psu at high tide, because 0.7 psu was observed there near low tide on 15 October, 7 psu was observed there near a mid-flood tide on 17 October, and 16 psu was observed there near a mid-flood tide on 24 October.

The difference between the time required for the upstream and downstream transects (Figure 3) was due to the boat's advance over the ground being aided by the flood tide on the upstream pass and being retarded by the flood tide on the downstream pass. When towing a CTD at very shallow depths, speed relative to the water governs the towing response of the CTD and determines whether or not air bubbles are apt to pass through the conductivity sensor and cause erroneously low salinity values. This was an important operational consideration during the downstream pass of the round-trip transect, because, although the flood tide was slowing the boat's speed over ground, it was increasing the tow speed of the CTD relative to the water.

In the vertical plane, a gradient of salinity (increasing from lower near-surface values to higher near-bottom values) was generally observed along the study area of the Oued Loukkos. The strength of the gradient varied with the stage of the tide and the distance upstream from the mouth of the river. For example, on 15 October, in the far inland reach of the survey and during an ebbing tide, fresher water was observed overlying more saline water. In this instance, the salinity ranged from 0.7 psu in the near-surface water to greater than 25 psu at a depth of 4 m, with a temperature close to 21°C throughout the entire water column (Figure 4).

CTD data acquired on a down-cast during the waning flow, approaching high tide in the vicinity of the so-

called "White Cliff" (at the first bend of the river, see Figure 1) on 19 October, show that at a depth of 4.9 m, the salinity drops from 35.3 psu to 31.7 psu and then reverts to its initial near-surface value of 35.3 psu at 7 m depth. It was noted that the water surface upstream from White Cliff was pock-marked. There were large scale swirls and boiling of the upstream waters, whereas the water surface downstream was not similarly pock-marked. CTD data, acquired on the up-cast associated with the afore-mentioned down-cast, did not show a similar salinity anomaly to that observed on the down-cast. The notably pock-marked surface led to an interpretation that the cited salinity anomaly was due to the difficulty of adequately sampling the temporal/spatial variability of a turbulent flow, rather than being due to temporary malfunction of the CTD's conductivity sensor. CTD data acquired during slack water at high tide on 20 October, in the vicinity of White Cliff, show salinities that were greater than 35.5 psu over the entire water column and neither the upstream nor downstream water surfaces were pock-marked.

Discussion

The influence of bottom topography on the distribution of salinity

According to previous studies (Snoussi 1980) and our field observations, starting shortly upstream of the entrance to the port of Larache, the channel of the Oued Loukkos is characterized by depths that generally vary between 2 and 4 m below chart datum, which is approximately Lowest Astronomical Tide (LAT). However, ca. 3.5 km upstream from the mouth of the river, at the White Cliff bend, there is a significant change in the depth of the river, to 18 m; a short distance after that, the depth quickly reverts to varying between 2 and 4 m. This "pit" at the White Cliff is a unique and remarkable feature in the river bed morphology of the Oued Loukkos.

The White Cliff pit in the river bed apparently causes changes in the local water circulation. In this area of the river, it is possible that the vertical structure of the salinity field is impacted by strong dynamic effects that can override the weaker static effects of the vertical density structure. Figure 5 illustrates a conceptual view of vertical mixing during a flood tide whereby convection cells at the White Cliff maintain the pit by flushing out any fine sediment that may settle there during slack water and support the temporary/dynamic inclusion of water at a given depth with a density (salinity) that would not have occurred under static conditions. If the conceptual view were to be of vertical mixing during an ebb tide, the figure would be the same, except the direction of the flow vectors would be reversed.

The White Cliff pit probably influences the salinities in the estuary at considerable distances, both upstream and downstream, from the pit. The transects of near-surface salinity (see Figure 3) exhibit a change in their character in the vicinity of the White Cliff pit, when approaching it from both the downstream and upstream directions. The pit possibly exerts an influence on salinity gradients due to

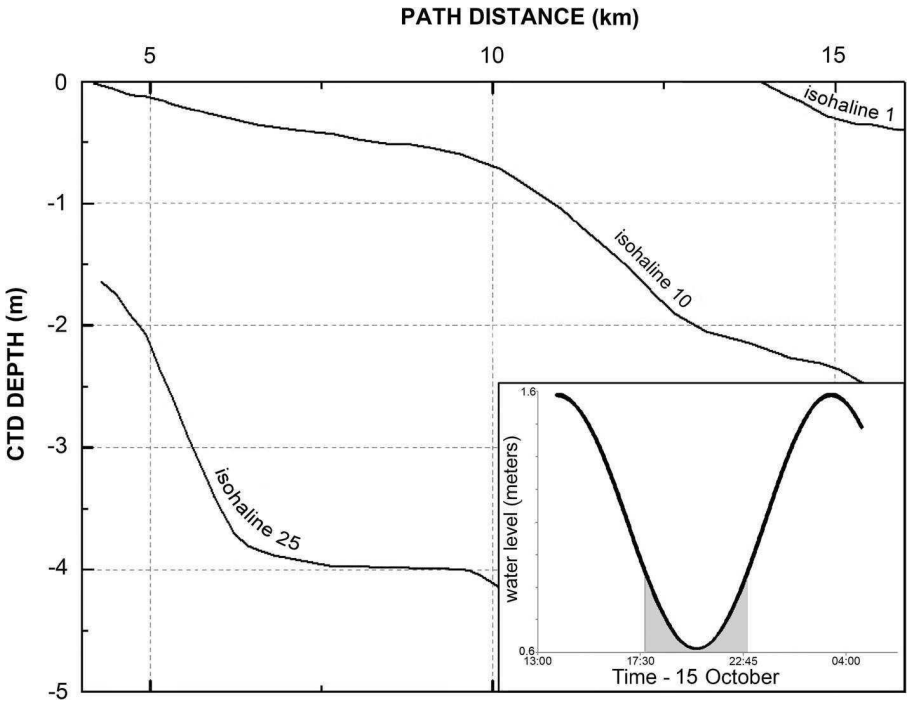


Figure 4 Salinity stratification recorded during a low stage of tide in the far inland reach of the survey.

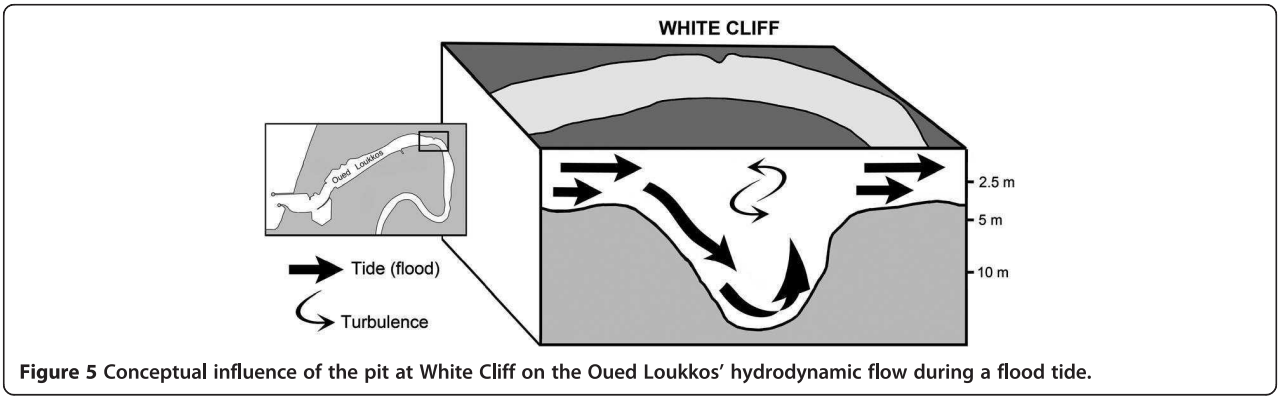


Figure 5 Conceptual influence of the pit at White Cliff on the Oued Loukkos' hydrodynamic flow during a flood tide.

partial conversion of the energy of the tide into turbulence. The interaction of the tidal flow with this morphological peculiarity of the river bed may explain the upstream presence of a significant salt gradient.

Classification of the estuary

Salinity and temperature determine the density of water and variations in density may lead to vertical movement of water masses. Vertical variations in temperature and/or salinity are expected to lead to upward movements for water that is less dense (fresher and/or warmer), than the overlaying water and downward movements for water that is more dense (colder and/or more saline) than the underlying water. In our study area, the vertical temperature gradients were low; therefore temperature most likely plays a minimal role in the density stratification. Differences between the salinity of surface and bottom waters can be large, therefore the vertical density structure in the Oued Loukkos estuary is most likely determined by salinity.

As previously referenced, there are several classification schemes that may be applied to the characterization of an estuary, including ones based on the tidal range, the relationship between the effects of river flow and the tide, and stratification of saline waters.

We propose subdividing that portion of the Oued Loukkos estuary, which lies between the mouth of the river and 15 km upstream from the mouth, into three zones that are based on characteristics of the vertical salinity gradient (Figure 6). (Additional surveying would be required before any informed comment could be offered concerning the ca. 6 km upstream portion of the Oued Loukkos estuary that lies above 15 km and extends to the Garde dam.)

Zone 1: Vertical salinity gradients are very low and the zone is also characterized by a high salinity. In this area, between the mouth of the river and the entrance to the port of Larache (ca. 1 km), the tidal oscillation of water masses, incoming ocean swells (El Morhit 2009), and possibly the effect of a seiche phenomenon that can be present in the port of Larache (Geawhari et al. 2012), promote mixing within the water column.

Zone 2: Vertical salinity gradients are low and the zone is also characterized by high mean salinity and moderate tidal variability of salinity. This zone has a length of 3.5 km and is the part of the river between the port of Larache and the first significant bend of the river, at White Cliff. The tidal cycle, acting in conjunction with the unique bathymetric feature at White Cliff, causes vertical exchange between fresh water and salt water.

Zone 3: Vertical salinity gradients are large and the zone (from ca. 4.5 km upstream) is also characterized by fresh surface waters being enriched with salt toward the downstream direction, while bottom waters tend to freshen heading in the upstream direction. The existence of a large vertical gradient of salinity in this area may lead to trapping and concentration of suspended sediment to create a turbidity maximum.

Because of gaps in time and space in the 103 CTD casts and four continual transects, comprehensive representation of the spatial-temporal evolution salinity and temperature fields in the Oued Loukkos estuary has been difficult. However, it is clear that the characteristics of salinity in the river vary considerably between good homogeneity of salt near the mouth of the river and a significant stratification in the far inland reaches of the river. Near the mouth of the river there is no distinct halocline, or thermocline, while upstream, and especially after the third bend in the river, the differences between surface and bottom salinity can be very high, as evidenced by the presence of a distinct halocline.

By combining the subdivision that we propose with different classifications from the literature, one can make a further deduction about each of the three zones.

Zone 1 shows the characteristics of a mixed mesotidal estuary with practically low vertical salinity stratification.

Zone 2 shows the characteristics of a partially mixed mesotidal estuary. The complex topography of the river bed in this area promotes turbulence and impacts the vertical water stratification.

Zone 3 shows strong vertical stratification. This type of stratification is observed mainly in microtidal estuaries (tide range <1 m) (Davies 1964; Hayes 1975; Allen

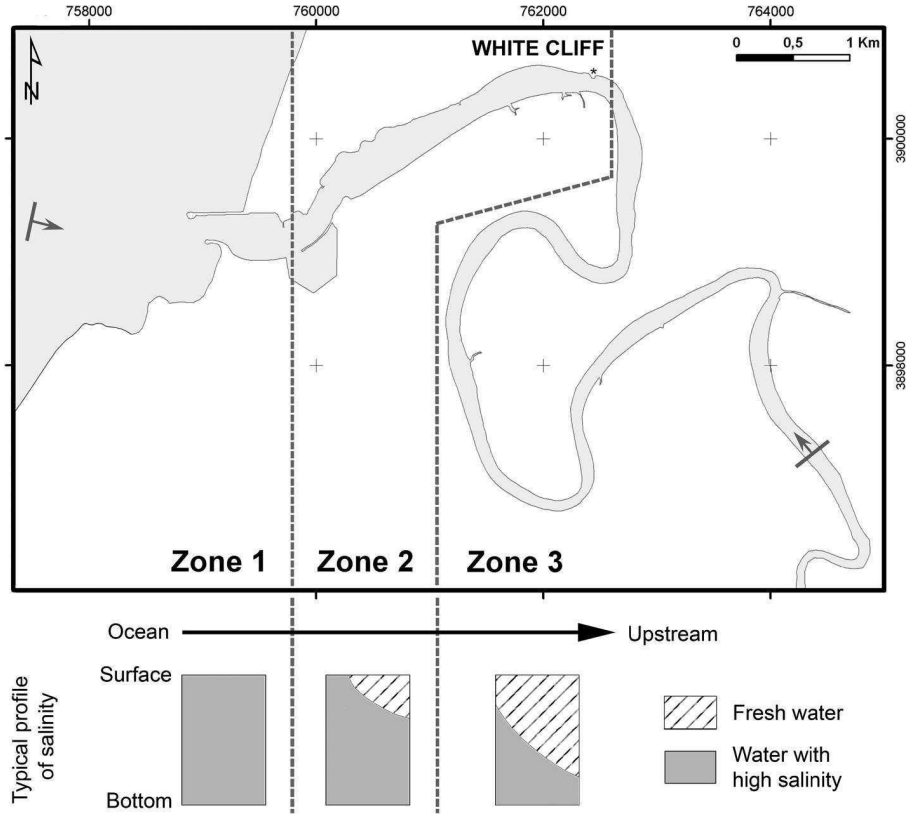


Figure 6 Subdivisions of the Oued Loukkos based on the vertical gradient of salinity, with the typical profiles of salinity for each zone. Gray bars with arrows indicate the boundaries of the hydrographic survey.

1993), although in this part of the estuary the Oued Loukkos retains its mesotidal property, which qualifies this area of Oued Loukkos as a well stratified mesotidal estuary. This implies that when the flow in the river is low, as it was during this survey, the effect of the bed topography lengthens the residence time of fresh water in the river, and thereby plays a role in freshening the water in this upstream reach of the estuary.

Conclusions

This review of the factors that influence the waters between the mouth of the Oued Loukkos and 15 km upstream has highlighted salinity-related marine influences in the estuary, and it is proposed that classification of the estuary should focus on its salinity gradient.

The important characteristics of the salinity distribution in the Oued Loukkos are: 1) variations along the main axis of the estuary exhibit an along stream gradient with salinities decreasing as distance increases upstream from the mouth, and 2) vertical variations which exhibit a greater degree of homogeneity near the mouth of the river, compared to that upstream.

Thus, according to the degree of homogeneity along the Oued Loukkos, we conclude that the reach of the estuary near the mouth of the river has the characteristics of a mixed estuary and after passing through an intermediate zone with the characteristics of a partially mixed estuary, the upstream (inland) reaches have the characteristics of a stratified estuary. The tidal characteristic throughout the entire Oued Loukkos estuary is mesotidal. At those times when the effect of terrestrial inputs is low compared to marine inputs, the river bed topography probably plays a role in the stratification of salinity by either disrupting the vertical stratification of the water or by changing the lateral distribution of salinity.

In the opinion of the authors, the importance of these conclusions go far beyond that of having applied appropriate descriptive labels to the Oued Loukkos estuary, because it provides a valid starting point for predicting the environmental impact of future sustainable undertakings in the Oued Loukkos estuary, including recreational, agricultural and commercial activities.

Endnotes

[a]For rainfall data see, http://www.infoclimat.fr/climatologie/globale/12-octobre/larache/60105.html; accessed 9/2014.

[b]Acquired conductivity, temperature, and pressure (depth) data were stored on an internal 64 MB flash card and later transmitted in ASCII to an external computer for processing and analyses. The instrument accuracies are 0.002°C for temperature, 0.0003 S/m for conductivity and 0.1% of full scale range for depth, with resolutions that are one-percent of the accuracies (http://www.sea-bird.com/products/spec_sheets/37smpdata.htm; accessed 5/2014).

Competing interests
The authors declare that they have no competing interests.

Authors' contributions
Conceived, designed and carried out the data collection: MAG, LH, NM, AT. Analyzed the data: MAG, LH. Agreed with manuscript results and conclusions: MAG, LH, NM, AT, AA. Jointly developed the structure and arguments for the paper: MAG, LH, NM, AT. Made critical revisions to and approved final version: MAG, LH, NM, AT, AA. All authors reviewed and approved the final manuscript.

Acknowledgements
This study was part of the Oued Loukkos Survey, conducted under the auspices of the Morocco Maritime Research Group with partial funding from the American Institute for Maghrib Studies. Partners in the project include Institut National des Sciences de l'Archéologie et du Patrimoine (Rabat, Morocco), Département Sciences de la terre, Institut Scientifique, Université Mohammed V – Agdal (Rabat, Morocco), and the Centre for Maritime Archaeology at the University of Southampton (Southampton, UK). The authors would like to thank the Conservator of the Site of Lixus, Hicham Hassini, and Hasnaae Jirari, PhD student at Institut Scientifique, Université Mohammed V – Agdal, for their assistance during the fieldwork portion of the Oued Loukkos Survey in 2010. We are also grateful to the Moroccan Royal Gendarmerie, Royal Navy, and Port of Larache authorities for facilitating the data collection in the port. We would like to thank the European Project HERMES (GOCE-CT-2005-511234) 2005–2009: "Hotspot ecosystem research on the margins European seas" and the SVT N° 14/09 Project. The authors are grateful to the anonymous reviewers for helpful comments on this manuscript.

Author details
[1]Faculté des Sciences Rabat, Département Sciences de la Terre, Université Mohammed V – Agdal, Agdal, Morocco. [2]Center for Coastal and Ocean Mapping, University of New Hampshire, Durham, New Hampshire, USA. [3]Institut Scientifique, Département Sciences de la Terre, Université Mohammed V – Agdal, Agdal, Morocco. [4]Centre for Maritime Archaeology, University of Southampton, Southampton, UK. [5]Maritime Archaeology Programme, University of Southern Denmark, Esbjerg, Denmark. [6]Morocco Maritime Research Group, Copenhagen, Denmark.

Received: 7 August 2014 Accepted: 24 October 2014
Published: 30 October 2014

References
Allen JRL (1993) An introduction to estuarine lithosomes and their controls. Sediment Rev 1:123–138
Aloussi L (2008) Evolution spatio-temporelle de l'estuaire du Loukkos; étude préliminaire. MémoireDESA. Faculté des Sciences, Rabat
Bazairi H, Gam M, Kalloul S, Zourarah B (2005) Caractérisation bio-géologique des habitats benthiques d'un écosystème côtier de l'Atlantique marocain: l'estuaire du bas Loukkos. 3ème journée internationale des géosciences de l'environnement, El Jadida, Maroc 8–9–10 juin 2005
Cameron WM, Pritchard DW (1963) Estuaries. In: Hill MN (ed) The Sea, vol 2. John Wiley & Sons, New York, pp 306–324
Cheggour M, Chafik A, Fisher NS, Benbrahim S (2005) Metal concentrations in sediments and clams in four Moroccan estuaries. Mar Environ Res 59:119–137
Dalrymple RW, Zaitlin BA, Boyd R (1992) A conceptual model of estuarine sedimentation. J Sediment Petrol 62:1130–1146
Davies JH (1964) A morphogenic approach to world shorelines. Zeitschrift für Geomorphologie, Special Issue 8:127–142
Dyer KR (1986) Estuarine and Coastal Sediments Dynamics. John Wiley & Sons, Chichester
Dyer KR (1997) Estuaries: a physical Introduction, 2nd edn. John Wiley & Sons, Chichester
El Herradi E (1989) Contribution à l'étude du comportement des éléments chimiques dans l'estuaire du Sebou (côte atlantique marocaine). Thèse D.E.S, Ecole Norm. Sup. Takadoum, Rabat
El Kaim B (1972) Contribution à l'étude écologique d'un estuaire atlantique marocain: l'estuaire du Bou-regreg. Première partie. Bulletin de Société des Sciences Naturelles et Physiques du Maroc 52:131–339
El Morhit M, Fekhaoui M, Serghini A, El Blidi S, El Abidi A, Bennaakam R, Yahyaoui A, Jbilou M (2008) Impact de l'aménagement hydraulique sur la qualité des eaux et des sédiments de l'estuaire du Loukkos (côte atlantique, Maroc). Bulltein de l'Institut Scientifique, Rabat, section Sciences de la Terre 30:39–47
El Morhit M (2009) Hydrochimie, éléments traces métalliques et incidences écotoxicologiques sur les différentes composantes d'un écosystème estuarien (Bas Loukkos), PhD dissertation. Université Mohammed V – Agdal, Rabat
Fekhaoui M (2005) Gestion intégrée du complexe des Zones Humides du Bas Loukkos (Larache, Maroc). Phase du Diagnostic: Hydrologie. Fondation Ciconia, Lichtenstein
Fox HR, Moore HM, Newell Price JP, El Kasri M (1997) Soil erosion and reservoir sedimentation in the High Atlas Mountains, southern Morocco. In: Walling DE, Probst J-L (eds) Human Impact on Erosion and Sedimentation. IAHS Publication No. 245, Wallingford, pp 233–240
Geawhari MA, Huff L, Mhammdi N, Trakadas A, Ammar A (2012) A seiche observed in the Larache port, Moroccan Atlantic coast. Bulletin de l'Institut Scientifique, Rabat, section Sciences de la Terre 34:79–84
Hayes MO (1975) Morphology of sand accumulation in estuaries: an introduction to the symposium. In: Cronin LE (ed) Estuarine Research, vol II. Academic Press, New York, pp 3–22
Palma C, Oliveira A, Filali A, Valença M, Mhammdi N (2012) Geochemical characteristics of waterand sediment in summer period (year 2009) of the Loukkos and Sebou estuaries (NW Morocco): preliminary study. Bulletin de l'Institut Scientifique, Rabat, section Sciences de la Terre 34:69–77
Larras J (1965) Embouchures, estuaires, lagunes et deltas. Editions Eyrolles, Paris
Perillo GME (ed) (1995) Geomorphology and Sedimentology of Estuaries. Developments in Sedimentology 53. Elsevier Science, Amsterdam
Pritchard DW (1952) Estuarine hydrography. Adv Geophys 1:243–280
Pritchard DW (1967) What is an estuary? Physical point of view. In: Lauff GH (ed) Estuaries. American Association for the Advancement of Science, Washington DC, pp 158–179
Simmons HB (1955) Some Effects of Upland Discharge on Estuarine Hydraulics. Proceedings, ASCE 81. ASCE, Reston VA
Snoussi M (1980) Géochimie et minéralogie des sédiments fins de l'estuaire du Loukkos (côte atlantique marocaine). Contribution à l'étude d'un écosystème estuarien. PhD dissertation, Université Mohammed V – Agdal, Rabat
Snoussi M (1984) Comportement du Pb, Zn, Ni et Cu dans les sédiments de l'estuaire de Loukkos et du proche plateau continental (côte Atlantique marocaine). Bulletin de l'Institut géologique du bassin d'Aquitaine 35:23–30
Yahyaoui A, Azeroual A (2005) Étude de diagnostic: « Poissons du Complexe de Zones Humides du Bas Loukkos (Larche, Maroc). » Projet Gestion Intégrée du Complexe de Zones Humides du Bas Loukkos. Actions Opérationnelles, Rabat

doi:10.1186/2193-1801-3-643
Cite this article as: Geawhari *et al.*: **Spatial-temporal distribution of salinity and temperature in the Oued Loukkos estuary, Morocco: using vertical salinity gradient for estuary classification.** *SpringerPlus* 2014 **3**:643.

CHAPITRE IV

CARACTERISTIQUES MORPHOLOGIQUES DU FOND D'OUED LOUKKOS

I CARACTERISTIQUE BATHYMETRIQUE

Afin d'étudier l'évolution morphologique d'Oued Loukkos, il est fondamental de connaître le plus précisément possible la bathymétrie.

L'exploitation des données échosondeurs et multifaisceaux ont permis d'obtenir, dans un premier temps, des profils longitudinaux et transversaux de l'Oued Loukkos. Ainsi que, la cartographie bathymétrique de l'oued plus détaillée que celles déjà établies dans la littérature. Le fond de la zone d'étude définit des aspects morphologiques variés, présentant des caractéristiques d'une rivière à méandres, dont on distingue deux domaines majeurs du fleuve (Fig. IV-1 et IV-2):

L'estuaire proprement dit (l'embouchure), entretenue par les influences marines ; sur la carte bathymétrique un chenal principal de navigation est noté, il est façonné en grande partie par des dunes, sa profondeur excède par endroits 10 mètres. Au milieu, une barre sableuse est appuyée sur les digues submersibles à travers le chenal, constituant ainsi un passage vers le nord. Au large de l'embouchure, la morphologie est assez simple et la plateforme littorale se présente comme une vaste surface en pente douce d'ordre 0,8%.

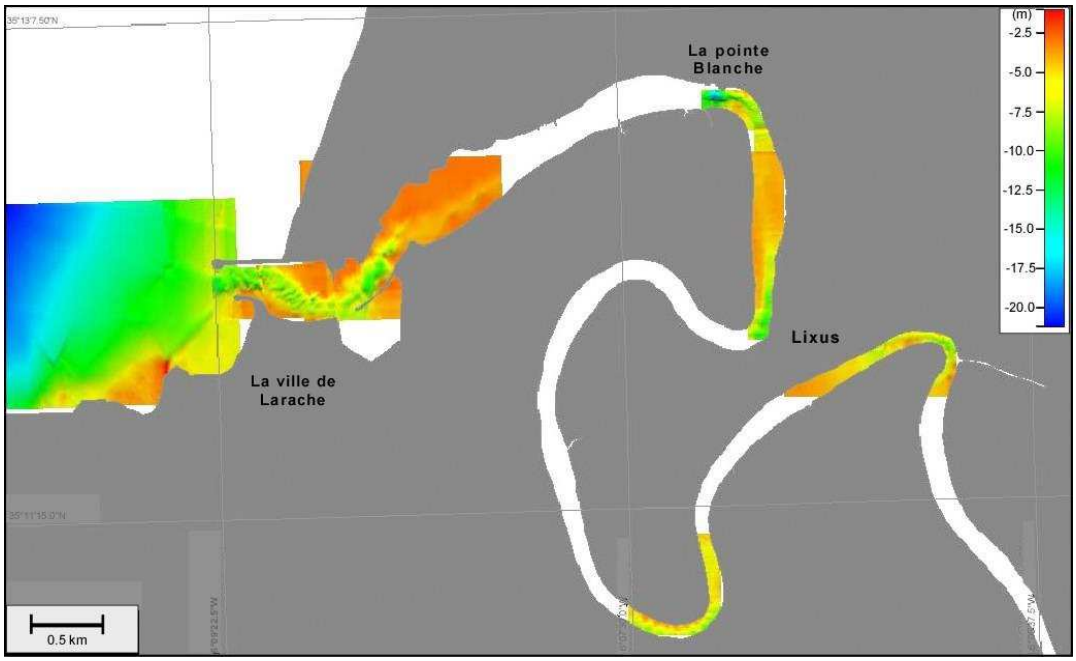


Figure IV-1: Caractéristiques bathymétriques des différentes zones de l'Oued Loukkos

Le domaine fluvial, soumis essentiellement à la marée dynamique, a une profondeur allant de -2 m jusqu'à -18m (par endroits). Les profondeurs les plus importantes de ce domaine sont souvent enregistrées au niveau des bras du fleuve, spécialement au niveau du côté concave, où la profondeur peut excéder 10m.

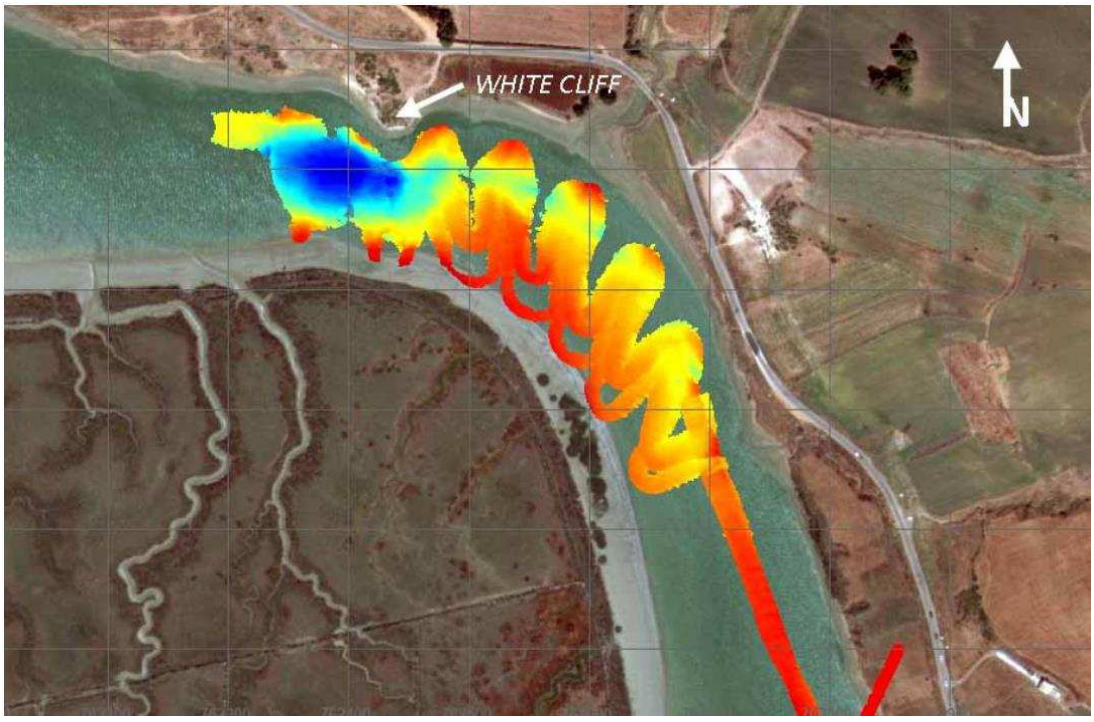


Figure IV-2: Caractéristiques bathymétriques, par l'utilisation du multifaisceau, en face de la pointe blanche (white cliff)

Des profils transversaux, réalisés dans différents endroits de l'Oued, montrent des caractéristiques différentes le long du chenal. La figure IV-3, représente des profils, en coupe transversale.

A l'entrée, le profil AA', pris entre les deux jetées, montre une morphologie irrégulière. Il présente un chenal en forme de 'U'. Le profil BB' montre des flancs avec une pente d'ordre de 2%. Les caractéristiques morphologiques montueuses présentées, toujours, sur ce profil sont soit des chenaux ou des dunes en vues frontales. Vers l'intérieur, la partie nord du secteur se caractérise par un fond plat (profil CC') alors que le flanc sud a une forte pente d'ordre de 6%. Sur le profil DD', la partie nord maintient son aspect morphologique plat, alors que le flanc sud a une pente d'ordre 5,5. Le passage du nord vers le sud est marqué par des niveaux fluviatiles étagées jusqu'au chenal principal situé à 10 m de profondeur.

Vers l'intérieur les profondeurs sont inférieures à 10 m, elles varient généralement entre 2 et 5m. Excepté la zone de la 'Pointe Blanche' qui constitue un point morphologique à part dans toute la zone d'étude (profil FF'). Les flancs sud gardent leur forte valeur de pente par rapport aux flancs nord. Sur le profil EE', les flancs nord et sud sont, respectivement, d'ordre de 1,4% et 3,5%.

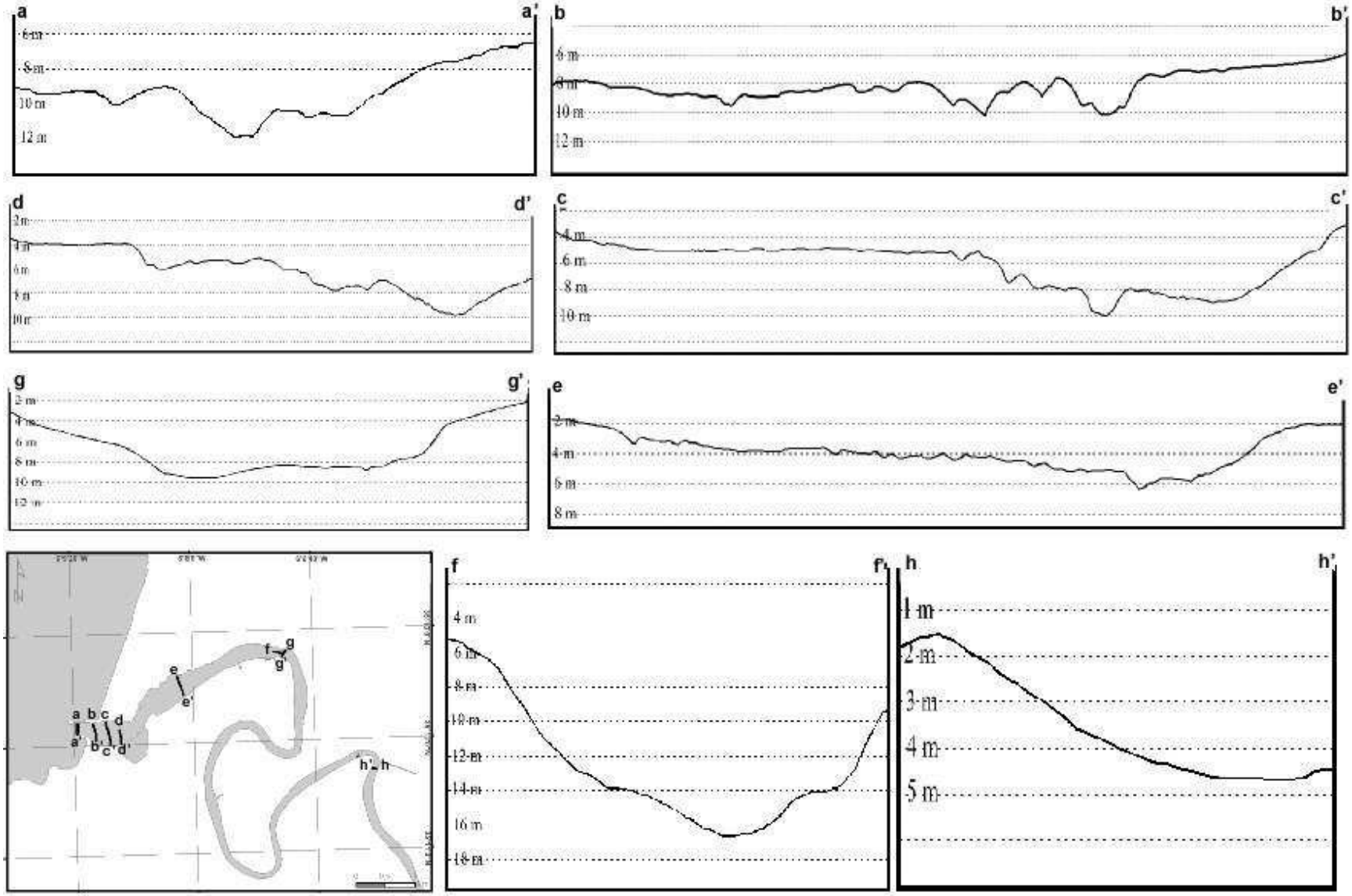


Figure IV-3: Profils transversaux de différents endroits d'Oued Loukkos

A 4 km de l'embouchure, en face de la Pointe Blanche, le fond du fleuve montre un changement brusque de la profondeur, passant de 4 à 18 m, donnant naissance a un creux attribué à la fosse de la point blanche, elle sera détaillée ci-après. Les pentes des flancs Ouest et Est sont respectivement d'ordre 15 % et 20% (profil FF'). Sur le profil transversal (GG'), les pentes des flancs changent en se dirigeant vers le centre du chenal. La pente du flanc nord passe du 10% à 25%, et celle du flanc sud passe de 11,5% à 44% avant qu'elles deviennent 0%. Vers l'amont, la largeur du fleuve diminue (80 m), et la pente du flanc sud est de 6%. Le fond atteint sa profondeur maximale, de l'ordre de 5 m, près de la partie nord de la section (profil HH').

I.1 Fosse de la pointe blanche

La morphologie du domaine sous-marin de l'Oued Loukkos est marquée par l'existence d'une dépression, de 18 m de profondeur et une superficie égale à peu près 0,8 ha occupant une surface de 4,2 km². C'est la fosse de la pointe blanche (Fig. IV-2). Cette fosse identifiée entaille le substratum avec une profondeur relative pouvant atteindre 10 m. Elle est délimitée transversalement par la formation, insubmersible, de la Point Blanche sur la rive nord. Du côté sud, elle est bordée par un marais maritime soumit au balancement des marées. Leurs rebords Est et Ouest sont jalonnés par des dunes de différentes dimensions.

La fosse provoque probablement des changements locaux dans la circulation de l'eau. Le fond de cette fosse est constitué des sables moyens avec une fraction des sables grossiers la plus importante de toute la zone d'étude. La fosse de la falaise blanche introduit probablement de la turbulence dans l'estuaire à des distances considérables, aussi bien en amont qu'en aval. La fosse exercerait éventuellement une influence sur les gradients de salinité en raison de la conversion partielle de l'énergie de la marée en turbulence.

A titre d'hypothèse, la formation de la fosse pourrait être liée aux conditions hydrodynamiques particulières de cette zone du fleuve, où l'accélération des courants favorisée par le resserrement de la section d'écoulement conduit à un surcreusement. D'autre part, ce celui-ci identifié dans cette partie du fleuve, pourrait être dépendant de la dynamique érosive d'origine, à la fois, fluviatile et maritime. Cette fosse conduit à imaginer, aussi, qu'elle constituerait un témoin du tracé d'un paléovallée d'Oued Loukkos. Néanmoins, il n'existe aucune trace d'une telle paléovallée dans d'autres endroits, que ce soit au niveau du fleuve ou à terre. Ainsi, il est difficile d'évaluer cette hypothèse pour le moment.

II AFFLEUREMENT ROCHEUX DANS L'OUED LOUKKOS

L'imagerie acoustique a révélé la présence de nombreux massifs rocheux, submergés, dans différentes zones d'Oued Loukkos. Cependant, l'extension de ces faciès rocheux reste très limitée, il ne dépasse pas le 1 % de la surface cartographiée par l'AUV.

Les affleurements rocheux sont caractérisés par des tailles et des formes variées. Ils constituent trois ensembles isolés, qui sont de l'aval vers l'amont :

- Les affleurements de l'embouchure
- Les affleurements de la pointe blanche (la zone C)
- Les gros blocs de la zone D et E (près du site archéologique)

II.1 Affleurements au niveau de l'embouchure

Cet ensemble rocheux est constitué par deux gros massifs rocheux séparés par une zone à couverture sédimentaire meuble. Ils sont situés au sud du débouché d'oued Loukkos, entre 6°10,24' et 6°9,56' de longitude Ouest et entre 35°11,65'et 35°11,87'de latitude Nord (Fig. IV-4). Ils constituent le prolongement sous-marin de la falaise rocheuse vive qui borde le littoral.

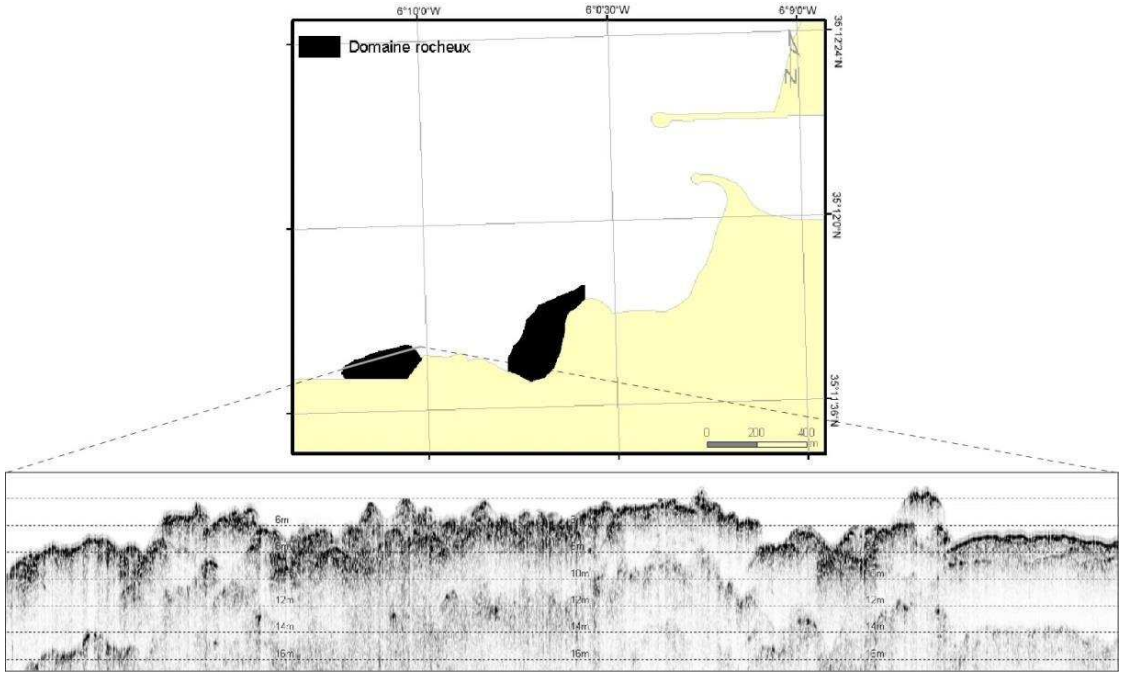


Figure IV-4: A- carte montrant la distribution du substratum rocheux à l'embouchure. B- profile échosondeur

Les reliefs formés par ces deux massifs rocheux sont de l'ordre de 2 à 6 m par rapport aux fonds environnants. Les limites exactes de cet affleurement ne sont pas déterminées en raison d'absence des images sonar dans cette zone. Toutefois, l'analyse des différents profils sismiques très haute résolution montre qu'ils se prolongent sur une distance moyenne de 130 m de la côte.

II.2 Affleurement au niveau de la pointe blanche

Cet affleurement est constitué par les massifs rocheux submergés de la pointe blanche. Il se présente comme un platier sans escarpement marqué et bien individualisé, s'étendant jusqu'à une profondeur moyenne de -8m. Localement, il est partiellement masqué par des fonds caillouteux. Les limites de cet affleurement se situent à 25 m de la pointe blanche selon un axe Nord-Sud (en direction vers le centre du chenal).

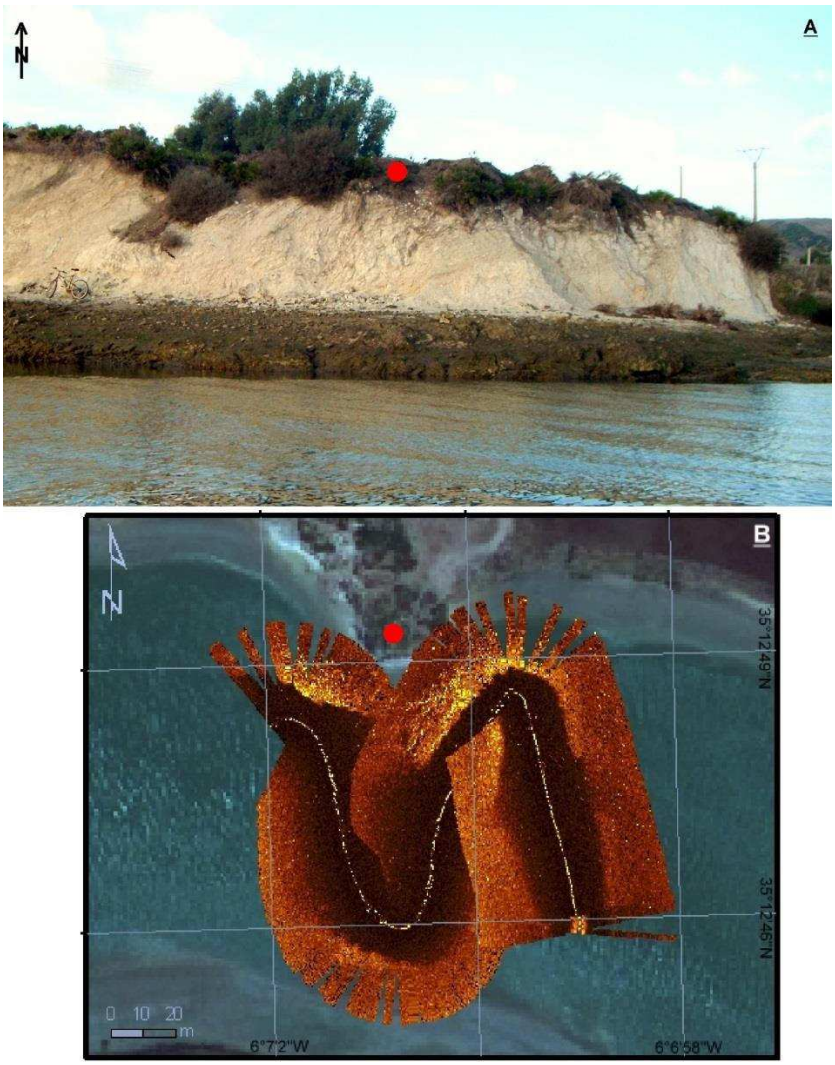


Figure IV-5: Domaine rocheux submergé alentour de la pointe blanche. (a)- photo de l'affleurement de la Pointe Blanche prise pendant une marée basse. (b) un mosaïque sonar montrant le prolongement du domaine rocheux.

Au-delà de cette limite, ces massifs rocheux disparaissent et apparait une dépression d'une dizaine de mètres, dont la profondeur atteint -18m, c'est celle de la fosse. La figure IV-5 montre la répartition du substratum rocheux observé in situ, pendant une marée basse (figure III-24.a), et son prolongement vers le centre du chenal, identifié grâce aux images sonar. De même le mosaïque sonar représenté sur la figure IV-5.

II.3 Blocs rocheux de la zone D

Des blocs rocheux assez grands ont été identifiés au niveau de la zone D grâce aux images sonars. Ils sont particulièrement abondants sur la rive droite avant le deuxième lobe convexe du méandre. Ces blocs, grâce à leurs fort index de rétrodiffusion, sont facilement reconnaissables sur les images sonars (Fig. IV-6). Ainsi, leurs tailles leurs permet de générer des ombres acoustiques plurimétriques.

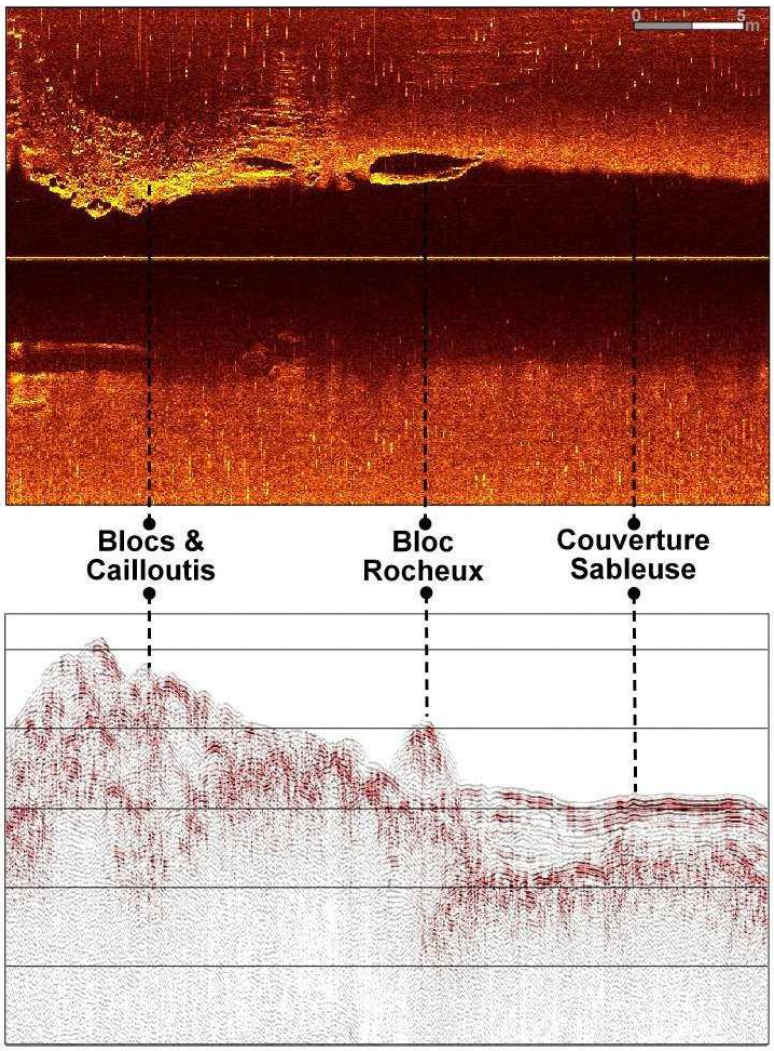


Figure IV-6: Vue en plan (image sonar) combinée d'une coupe transversale (profil échosondeur) montrant des blocs rocheux reposant sur des fonds sableux et caillouteux – à l'amont de l'Oued Loukkos (à 8 km de l'embouchure)

Généralement, ils se caractérisent par une forme plus au moins arrondi et des dimensions variables allant de 2 à 6 m. ils se répartissent, d'une manière ordonnée, selon un axe Nord-Sud suivant la ligne des rives. La figure IV-6 présente une image sonar couplé d'un profil échosondeur situé en parallèle à la rive nord de cette zone. Le profil échosondeur traverse en longueur un grand bloc rocheux en direction du nord. Il permet d'individualiser des différentes séquences sismiques.

Ainsi, au niveau de la zone E, de nombreux blocs dispersés sur le fond ont été identifiés grâce aux images de l'interface eau-sédiment. Ils se caractérisent par une taille comprise entre 1 et 2 m. Ils montrent un alignement suivant l'axe du chenal.

III CAILLOUTIS DANS L'OUED LOUKKOS

Par définition, un domaine caillouteux est un fond où les cailloutis affleurent sans être masqué par un autre sédiment (Boillot, 1964). Le lit d'oued Loukkos, se présente sous forme de fond tapissée de cailloutis dont les limites (leur localisation) ont été précisées grâce au sonar à balayage latéral. Ce type de fond est surtout développé au-delà de la 'Pointe Blanche' au niveau de la zone C, D et E. Le domaine caillouteux se présente en deux ensembles principaux selon leurs positionnements. Les premiers cailloutis affleurent près des rives dans la zone B, C et D, et les seconds au niveau du centre du chenal (zone E). Toutefois, l'étendu de faciès caillouteux reste limitée, il représente approximativement 2% de la surface totale balayée par l'AUV (351786m²) (Fig. IV-7).

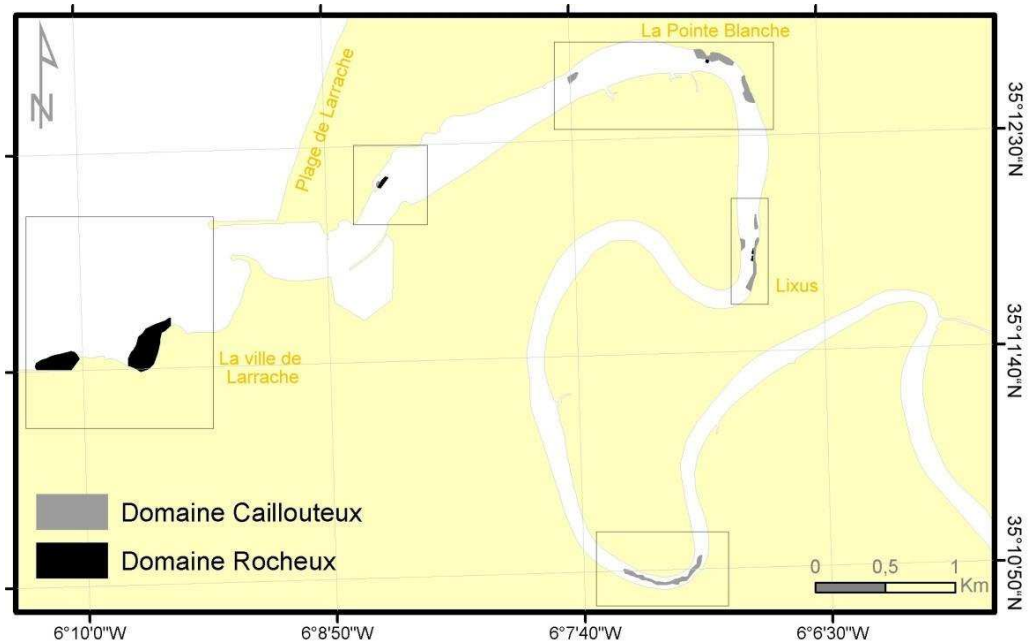


Figure IV-7: Répartition des faciès caillouteux et rocheux au long d'Oued Loukkos

III.1 Cailloutis des rives

III.1.1 Cailloutis de la zone B

Un petit domaine caillouteux, occupant une surface de 100m² (soit 0,2% des fonds de ce secteur) a été identifié près de la rive droite dans la zone B. il est concentré essentiellement entre la ligne de la rive droite et la digue rocheuse naturelle (Fig. IV-8). Nous signalons également la présence des blocs isolés (exotiques) avec une taille maximale de 2 m. ils sont dispersés d'une manière aléatoire au niveau de cette partie de la zone B (Fig. IV-8).

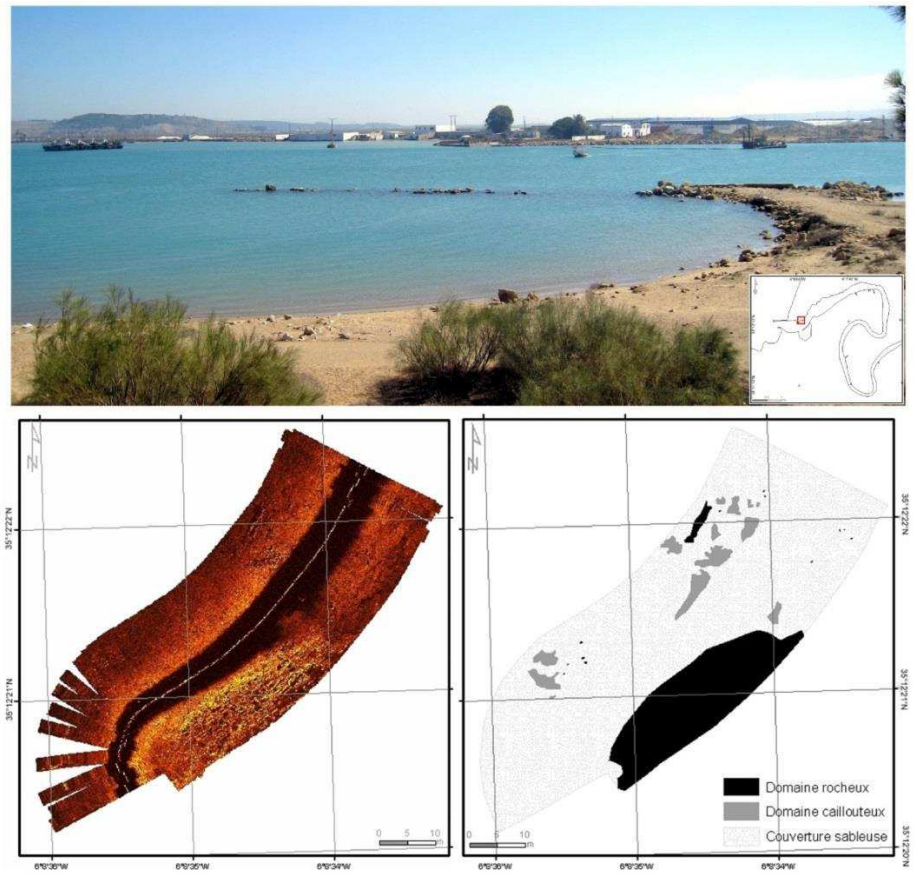


Figure IV-8: La distribution du domaine rocheux et caillouteux dans la zone B (à 700m de l'embouchure de l'Oued Loukkos

III.1.2 Cailloutis de la zone C la pointe blanche)

Au niveau de la zone C, le fond caillouteux affleure sur une superficie de 2916m², couvrant 3% de la surface de ce secteur. Toutefois, ces cailloutis, situés à 5km de l'embouchure, constituent le domaine caillouteux le plus étendu de toute la zone d'étude. Autrement dit, cette zone est le siège de la plus grande concentration de cailloutis cartographiés d'Oued Loukkos. Il regroupe les cailloutis situés près de 'la pointe blanche' et ceux situés juste après le virage (Fig. IV-9).

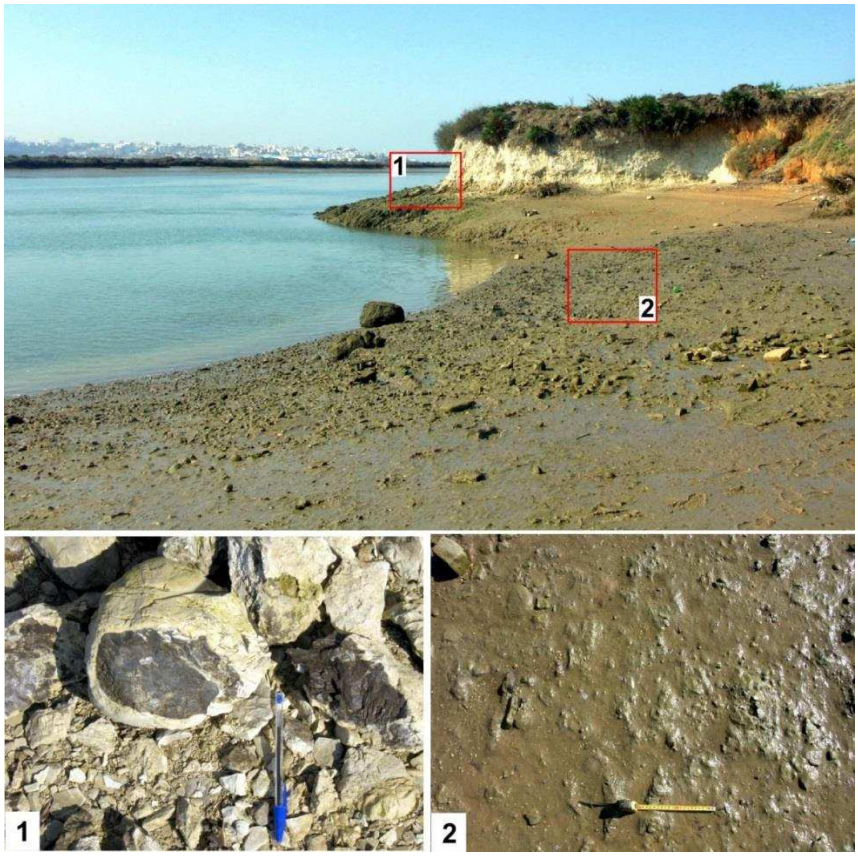


Figure IV-9: Photo, prise pendant une marée basse, montrant la distribution de différents types de cailloutis au niveau de la zone C. (a) des roches arrachées localisées aux périphéries de la Pointe blanche. (b) des galets mous formés d'argile bleue.

Dans la partie de la pointe blanche, marquée par la grande fosse, le faciès caillouteux correspond à deux types: le premiers correspond à des cailloutis de type silex, avec une forte rétrodiffusion sur l'image sonar, ils sont situés aux périphéries de la Pointe blanche. Il s'agit des roches érodées à l'affleurement au voisinage, et se caractérisent par un noyau de nature 'silex' couvert par des marnes blanches. Le second type correspond aux galets mous d'argile bleue (forme de remaniement probable) soumis à des oscillations de la marée. Ils attestent des phénomènes de remaniements de vases en voie de consolidation ou déjà consolidées. Ce type de forme est connu notamment aux zones de migration de chenaux.

Ces deux ensembles sont recouverts par l'eau pendant les marées hautes. Leurs présences ont été constatées in situ pendant les marées basses (Fig. IV-9). Dans la partie orientale de la pointe blanche (après le virage), la topographie du fond montre une inclinaison vers l'aval, avec une faible pente d'ordre de 1,5%. La profondeur est comprise entre 4 et 10 m, et augmente en s'approchant de la fosse. Les cailloutis affleurent, à 300 m de la pointe blanche, sur une longueur de 125 m parallèlement à la rive droite, selon un axe orienté NNW-SSE (Fig. IV-10-a). Le fond caillouteux de cette partie se caractérise par une allure plus régulière que celle de la partie précédente. Il parait cartographiquement indépendant des cailloutis

détectés alentour de l'affleurement blanc (Point Blanche). Ceci résulte probablement de la différence dans la nature pétrographique.



Figure IV-10: carte montrant la distribution des fonds caillouteux et rocheux de la zone C

Ainsi, dans la partie occidentale de la Pointe Blanche, des profils sonar pris parallèlement aux rives ont révélé la présence des espaces très réduits de fonds caillouteux (Fig. IV-10-b).

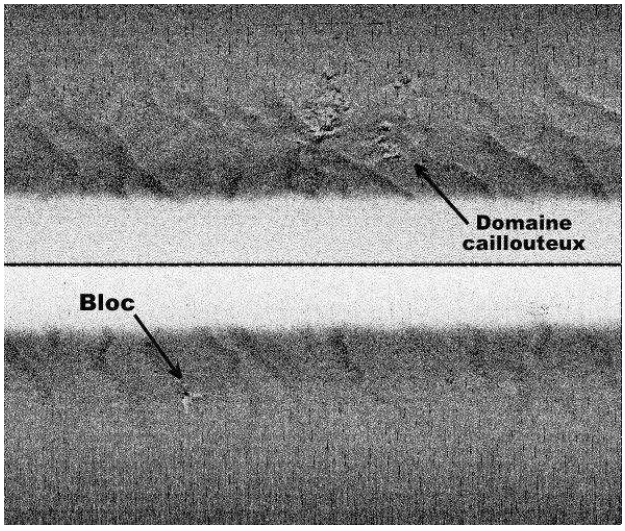


Figure IV-11: Sonogramme (avec nuance de gris inverse) montrant des cailloutis et bloc rocheux au niveau de la partie occidentale de la 'pointe blanche'- Oued Loukkos

- **Masses caillouteuses glissées**

Les images sonars couplées par les profils de sismique très haute résolution, levés dans la zone C, ont permis de mettre en évidence deux masses de cailloutis glissées (superficiellement). Les dépôts de glissements s'étendent sur une distance de 50 m de la rupture de pente de la rive droite vers le centre du chenal. La plus grande masse glissée a une hauteur maximale de l'ordre de 2 m. Les deux masses, de cailloutis, glissées se manifestent sur les enregistrements échosondeurs par des escarpements typiquement incurvée (créant des reliefs positif) représentant le faciès à configuration hyperbolique (Fig. IV-12 & IV13). La signification de ce type de configuration est bien établie dans la littérature. Il atteste en effet de la mise en place des matériaux par des mouvements gravitaires. Ceci est, aussi bien, confirmé par les sonogrammes levés en 2010, qui montrent bien un fond caillouteux provenant de la rive droite et dirigé vers le centre du chenal. Il s'allonge suivant un axe N-S sur une distance approximative de 50 m.

L'image de l'interface eau-sédiment, acquise sur le glissement situé sur la fosse, montre des alignements parallèles, à forte réflectivité, interprétées comme des rides de compression (Fig. IV-12). Rappelons que ces masses concernent des éboulements des matériels essentiellement caillouteux en creux de la fosse situé en face de la Pointe blanche. D'autres glissements dus à l'instabilité des berges ont été traités dans les chapitres suivants.

En ce qui concerne la cause du glissement, ce phénomène parait lié au caractéristique morphologique particulière, de cette zone, attestée par la présence de la grande fosse de -18 m de profondeur, ainsi que par la nature des dépôts. Comme les données géophysique l'indiquent, les dépôts sont constitués de matériel essentiellement caillouteux, et qui s'accumule sur une forte pente. Une déstabilisation peut être générée par un simple déséquilibre gravitaire sous l'effet de la forte pente de la fosse. En outre, d'autres facteurs peuvent favoriser le phénomène de glissement en masse dans cette partie du fleuve, citant par exemple l'échappement du gaz (bio-gaz), connue dans cette zone, qui peut invoquer une déstabilisation conduisant le déclanchement du glissement. On note que les gaz contenus dans les sédiments sont souvent été cités comme un mécanisme potentiel de déclenchement d'instabilités gravitaires (Claypooletal.,1973 ; Canals, 1985; Haq, 1993). Ainsi, les facteurs régionaux tels que les secousses associées aux séismes sont susceptibles de déclencher le glissement aussi. Il est à noter que ces glissements superficiels sont des formations actuelles. D'ailleurs des levés sismiques, réalisés en même période des deux années consécutives, nous ont permis d'étudier l'évolution des masses glissées superficielles pendant un cours terme.

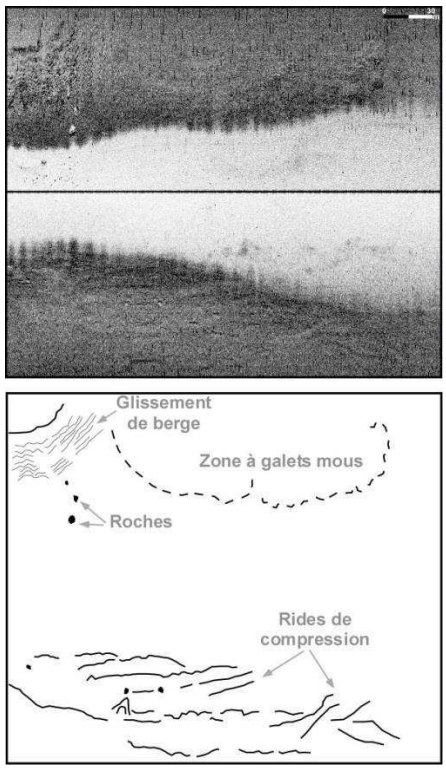
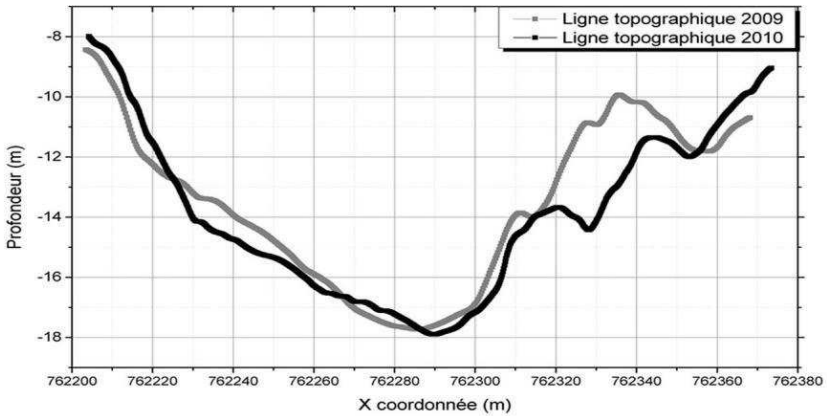


Figure IV-12: Profil sonar, acquis sur les glissements situés en face de la Pointe Blanche (Oued Loukkos). Les alignements subparallèles de glissement

La figure IV-13 montre un extrait des profils levés longitudinalement des rives du fleuve pendant l'année 2009 et 2010, présentant l'évolution spatio-temporelle de la dimension des masses glissées pendant cette période. La comparaison des deux profils permet de mettre en évidence une modification claire de la taille des masses glissées. Le réflecteur G1, constituant la surface de ces premières masses, correspond au plan basal de cisaillement sur lequel le processus de glissement a été déclenché. Les deux masses glissées superficielles, visualisée sur le profil sismique de 2010, sont, en effet, les premiers dépôts glissés. Ils ont été recouverts par des dépôts caillouteux issus de différents événements de glissement.

Cette modification est attribuée à une variation de la topographie du lit au niveau de cette zone. La masse glissée enregistrée en Octobre 2009, montre une épaisseur maximale de 4 m (mesurer perpendiculairement à la ligne de pente). La structure interne de ces dépôts montre des réflecteurs plus au moins fort, dont chacun d'eux a été interprété comme étant un épisode de glissement de matériel caillouteux.

Le profil levé en octobre 2010, dans le même endroit, présente une variation claire au niveau de la taille et la forme de la masse glissée déjà identifié en 2009. Il montre deux masses glissées bien individualisées, et une diminution de volume de dépôt dont la hauteur maximale est de 2 m. Le sommet du matériel glissé se situe sous l'isobathe -11 en 2010 et sous l'isobathe -9 en 2009.



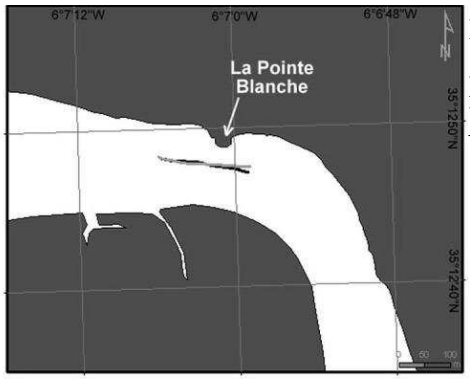
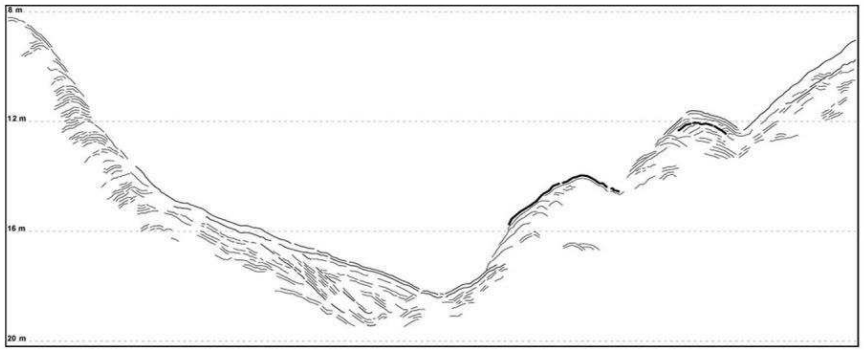
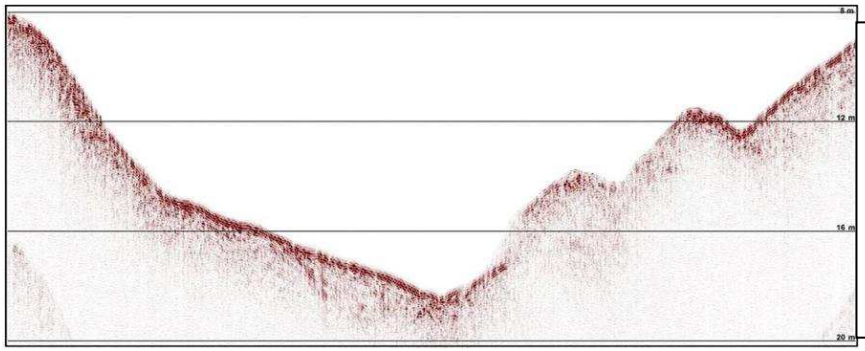
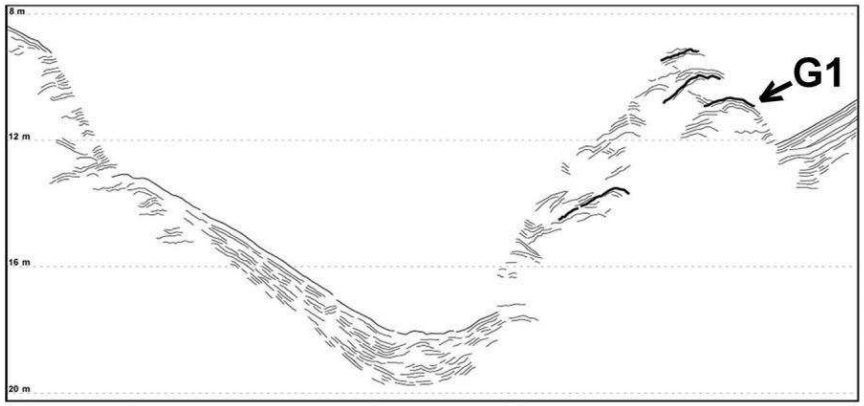


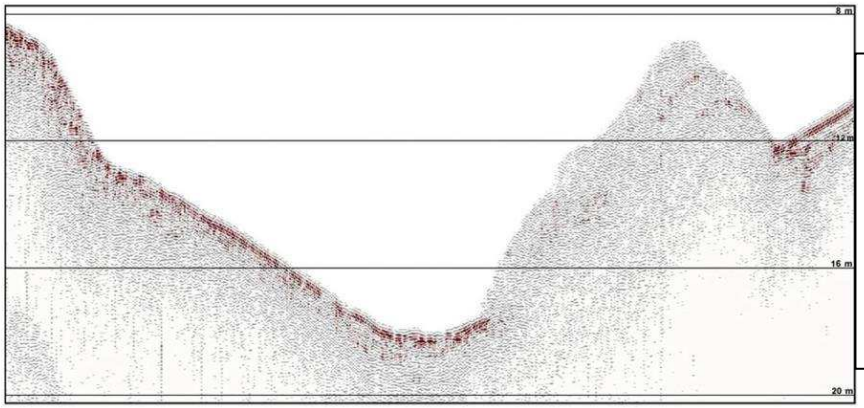
Figure IV-13: Evolution des masses glissées entre l'année 2009 et 2010 au niveau de la fosse de la pointe blanche – Oued Loukkos





Levée sismique en 2010





Levée sismique en 2009

Nous pouvons conclure que cette zone a connu une augmentation progressive de la charge par différents dépôts glissés (attestés par les réflecteurs), donnant naissance à une morphologie assez complexe constituée par plusieurs glissements superposés (profil -2009). En octobre 2010, on constate la disparition d'une grande partie des dépôts et nous admettons que l'épaisseur qui manque et qui est de l'ordre de 2 mètres, est due au processus de transport en masse (glissement) généralement sous l'effet de la pesanteur.

III.1.3 Cailloutis de la zone D

Le secteur caillouteux de la zone D (en face du site archéologique Lixus) s'étend sur environ 1534 m² près du rive droite et 178m² du près du rive gauche, soit 2% des fonds cartographiés dans cette zone. Il se localise essentiellement aux périphéries des affleurements rocheux dans des profondeurs inférieures à 2 m. Il existe toutefois des cailloutis indépendants du domaine rocheux à une profondeur moyenne relativement importante d'ordre 7m. Sur la rive droite, les cailloutis forment un alignement selon une direction N-S suivant la ligne de la rive, ils affleurent sur une longueur dépassant 900 m, pour une largeur maximale d'environ 15 m (Fig. IV-14).

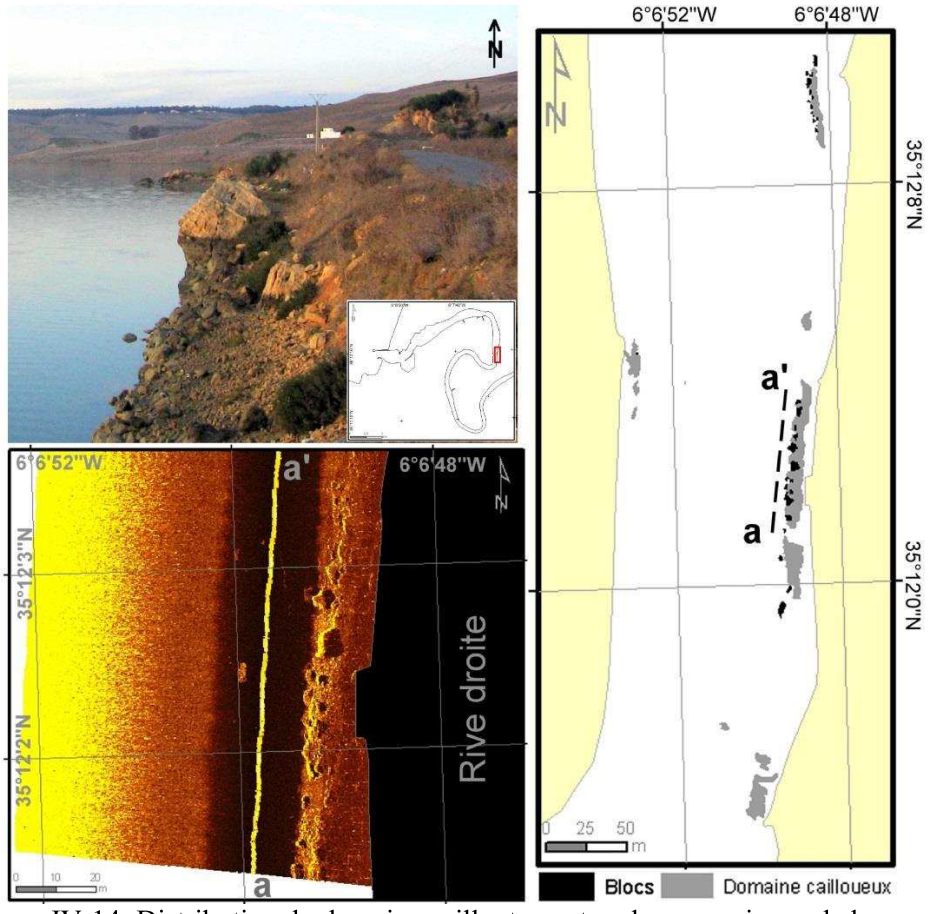


Figure IV-14: Distribution du domaine caillouteux et rocheux au niveau de la zone D

III.1.4 Cailloutis de la zone E

Dans ce secteur, le fleuve est relativement étroit. Sa profondeur est comprise entre -4 et -9m avec une moyenne de -6m. Contrairement aux autres zones, le fond caillouteux est localisé au centre du fleuve. Il y affleure sur une longueur de 650 m suivant l'axe central du chenal (Fig. IV-15). Ils se présentent sous forme de petits amas caillouteux couvrant une superficie totale de 962 m², soit seulement 1 % de ce secteur (E).

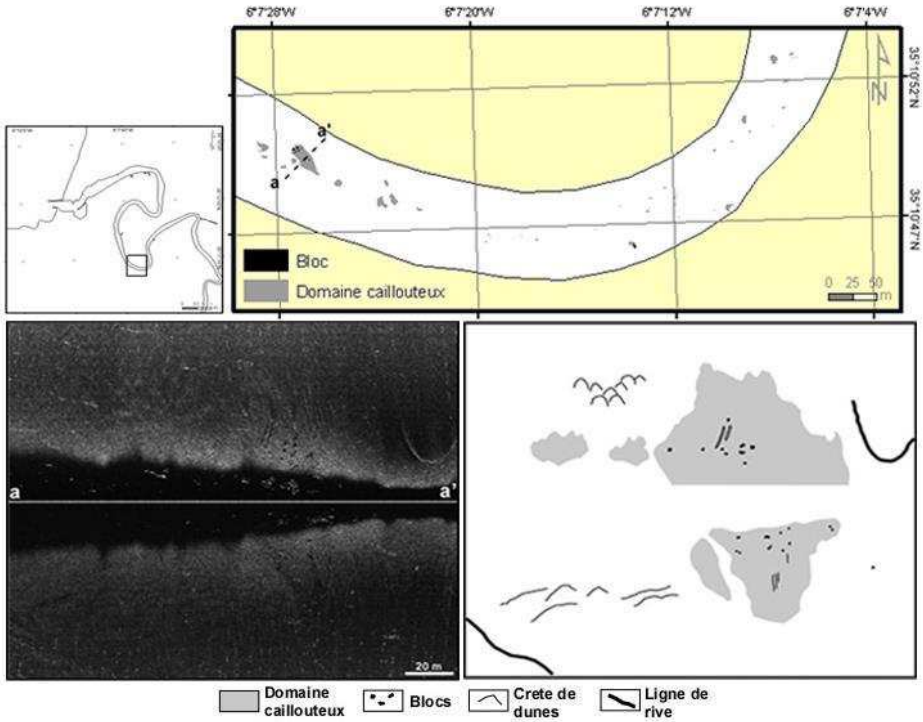


Figure IV-15: Carte présentant la distribution des cailloutis à l'amont du fleuve (la zone E)

III.2 Origine des cailloutis

Suite aux observations in situ et grâce aux analyses des données géophysiques (images sonars et profils sismiques) il est clair que les cailloutis visualisés sur le fond d'Oued Loukkos consiste en assemblage plus au moins complexe. C'est la raison pourquoi la provenance des cailloutis est remise en question. En effet, les cailloutis cartographiés grâce à l'AUV montrent qu'il s'agit d'un matériel caillouteux de triple provenance et d'une triple origine. On peut distinguer : (1) les cailloutis arrachés ; (2) les cailloutis issus d'un processus hydro-sédimentaire ; (3) les cailloutis de la couche caillouteuse enfouie.

a- **<u>Les cailloutis érodés</u>** : C'est dans les zones d'affleurement rocheux que se rencontre ce type de cailloutis. Leurs présences d'une manière abondante seulement près des zones d'affleurement ne peuvent s'expliquer que par leurs détachements de ces affleurements avoisinants. Ils proviennent du démantèlement des affleurements situés surtout sur la rive

droite. Ils sont bien représentés dans la zone B, C et D alentours des affleurements rocheux, dont les cailloutis de chaque zone montrent des caractéristiques (nature) pétrographiques tout à fait semblables à l'affleurement. La distribution de ces matériaux arrachés et leurs concentrations à proximité des affleurements sources, suggèrent qu'il est impossible qu'ils aient subi un long transport et que leurs mobilités été très limitée, voire nul. Cependant, la forme alignée des cailloutis de la zone D peut être expliqué par des mouvements longitudinaux, d'une manière parallèles au rivage. Ces mouvements, qui restent plus au moins limités, sont forcements contrôlés par les actions de la marée semi-diurne.

b- <u>Les cailloutis résultant du processus hydro-sédimentaire</u> : Ce type de cailloutis est représenté par les galets mous. Elles sont localisées surtout sur la rive droite dans la partie amont de la Pointe blanche, et plus précisément sur le côté concave du fleuve. Dans cette partie, une couche d'argile bleue, a été observée par simple visualisation in situ, soumise à des fluctuations quotidiennes du niveau d'eau. L'abondance de ces galets mous témoigne d'une érosion de ces dépôts argileux par l'intermédiaire des conditions hydrodynamiques. Leur origine est attribuable à l'effet des oscillations de la marée sur les sédiments fins (argile bleu). En effet, au cours de la variation du niveau de l'eau, les sédiments fins superficiels peuvent être remaniés et réorganisés sous l'aspect de galets mous, comme l'atteste (Ricardo Silva Jacinto) pour les galets mous de (l'estuaire de Seine).

Il faut noter de plus, que la morphologie 'variée' créée par la pointe blanche peut conduire à une variation locale des conditions hydrodynamiques (par exemple création des courants secondaires) et qui conduit à un tel processus de remaniement. Ceci dit que des facteurs d'origine simplement locale peuvent également engendrer la formation des galets mous. Ainsi, d'autres phénomènes, plus régionale, tel que les tempêtes ont tendance à recycler et remanier les sédiments fins au titre de galets mous. Parmi les mécanismes qui peuvent être à l'origine de galets mous, s'ajoute l'érosion des sédiments consolidés (ou en voie de consolidation), due au déplacement progressif du chenal. La distribution des galets mous, dans cette partie concave du méandre, laisse supposer que le chenal tend à migrer vers le nord. Cette tendance provoque l'érosion et le remaniement, entre autre, de la couche d'argile, ce qui donnerait ainsi la formation des galets mous par la suite. La vase consolidée est plus difficilement remobilisable qu'un dépôt frais. Par conséquent, les galets mous nécessitent une contrainte critique de cisaillement, au fond, très importante pour se former (Mehta, 1991). Ceci suggère que leurs présences soulignent l'existence d'une forte énergie hydrodynamique capable de remanier la vase consolidée dans cette partie du fleuve.

c- **<u>Les cailloutis provenant de la couche caillouteuse enfouie</u>** : L'analyse des données sonar combinées aux profils sismiques nous a permis de constater que des amas de cailloutis, dévoilés sur l'interface eau-sédiment, ce n'est qu'une partie d'une longue couche enfouie sous une couche supérieure des sédiments meubles. Le fond caillouteux appartenant à cette couche affleure localement dans la zone C (des deux côtés de la fausse de la pointe blanche), il émerge également dans la zone D près du côté concave du fleuve à une profondeur moyenne de 7m et la zone E où le long du centre chi chenal est parsemé de galets de la couche caillouteuse enfouie. La visualisation de cette couche résulte de l'érosion de la couverture sédimentaire préexistante par les processus hydrodynamique. Le composant érosif est favorisé essentiellement par la forme à méandre de la rivière ; surtout que ces cailloutis sont identifiés souvent au niveau des bras du fleuve. Le chenal canalise les courants de marée et concentre leur énergie au niveau de ces zones, ce qui conduit à l'augmentation de la vitesse des eaux en favorisant le découvrement de cette couche. Cette dernière, quand elle est en surface, est caractérisée par un écho relativement fort et homogène sur les images sonars. Ainsi, elle est responsable de réflecteurs forts, sur les coupes sismiques (Fig. IV-16). Elle forme souvent le socle de la couverture sédimentaire meuble (modelée par les dunes).

La figure IV-16 présente un extrait des profils sismiques levés dans la zone D près de la rive droite. Nous avons pu détecter de fond caillouteux sur le sonogramme et le poursuivie, au-dessous de la surface du fond, sur des centaines de mètres, grâce au profil sismique.

IV DEPOT SABLEUX

Les domaines sableux, de la zone d'étude, se trouvent modelés par une multitude des corps sédimentaires signalés pour la première fois dans cette zone. L'étude réalisée en 2009 et 2010, par l'utilisation d'une approche géophysique, constitue donc la première reconnaissance détaillée des structures sédimentaires façonnant le fond d'oued Loukkos.

Les apports du l'AUV (Autonmous UnderWater Vehicle) et du l'échosondeur acquis permettent l'identification des séries de dunes de différentes tailles. Elles sont présentées, le plus souvent, sous forme de champs développés à des profondeurs de 2 à 10 m. Par ailleurs, dans certain endroit d'Oued Loukkos, les dunes se trouvent associées à des corps sédimentaires, de grande taille, allongés parallèlement aux rives du fleuve. Il s'agit des bancs sableux déjà signalés par Snoussi (1980) mais n'ayant fait jusqu'à ce jour l'objet d'aucune étude détaillée.

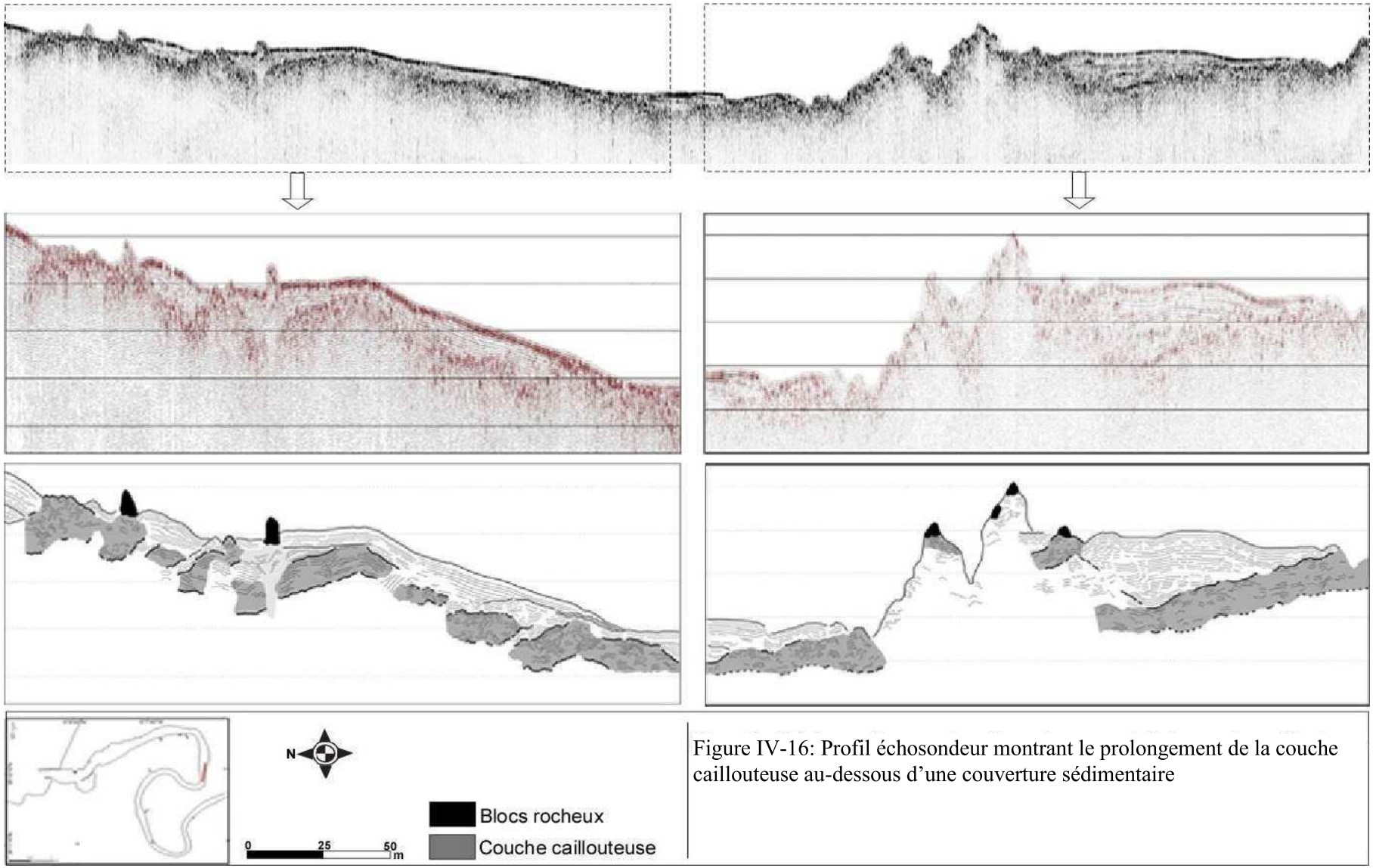


Figure IV-16: Profil échosondeur montrant le prolongement de la couche caillouteuse au-dessous d'une couverture sédimentaire

IV.1 Caractéristiques morphologiques des dunes

Le lit d'Oued Loukkos est recouvert de dunes de différentes tailles allant de petites à grandes dunes (Fig. IV-17). Dans le but de mieux analyser l'évolution de ces formes dans le temps et l'espace, des différents paramètres morphologiques des dunes ont été mesurés pour chaque zone. Le tableau IV-1 résume l'ensemble des mesures levées au niveau des différentes zones du fleuve. Ces paramètres, déjà définis dans le chapitre I, sont souvent utilisés dans la littérature (Berné et al., 1989; Berné, 1991; Soulsby, 1997 ; Mhammdi, 1994) afin de caractériser la morphologies des formes sédimentaires (Bedforms). Les paramètres morphologiques des dunes, de l'Oued Loukkos, ont été mesurés en se basant sur une approche stricte qui utilise le système de géométrie (longueur, hauteur inclinaison etc.). Ils ont été obtenus à partir des profils sismiques très haute résolution, et également grâce aux profils sonar. Une synthèse de ces mesures est présentée dans le Tableau en annexe 2 (tableau des paramètres des dunes d'Oued Loukkos).

La hauteur des dunes (H) a été mesurée comme étant la distance verticale de la base de la dune jusqu'à sa crête. La longueur d'onde des dunes (λ) correspond à la distance crête à crête de deux dunes successives quand les dunes sont établies en champs, dans le cas où les dunes sont isolées la valeur de (λ) est complétée par la mesure de la largeur de la dune (définie par les ruptures de pente importantes observées de part et d'autre de la crête).

Les angles des flancs doux et des flancs raides (respectivement α et β) sont calculés grâce aux profils sismiques en exploitant les fonctions trigonométriques (sin (α) = H/a est le rapport de l'amplitude (H) par la projection horizontale du flanc le moins déclive, sin (β) = H/b est le rapport de l'amplitude (H) par la projection horizontale du flanc le plus déclive). Les paramètres transversaux Lc et B ont été retenus seulement pour quelques dunes.

Les dunes identifiées, sur le fond d'Oued Loukkos, se caractérisent par des morphologies très variées, dont la longueur d'onde et l'amplitude des dunes varie de 1,5 à 53 m et 0,3 à 3,25 m respectivement. Toute fois les dunes moyennes, en termes de système de classification donnée par Ashley (1990), sont les plus dominantes. Elles présentent une section transversale asymétrique, avec un flanc doux et un flanc plus raide, montrant des sens différents selon l'endroit, la dune peut prendre le sens de la marée descendante ou celui de la marée montante. La variation de direction a été enregistrée sur le plan d'allongement du chenal et aussi sur le plan latéral. On observe ainsi, qu'une même dune peut changer latéralement sa direction. Les

faces latérales raides indiquent la direction de transport net de sédiments (Berné et al., 1993; VITAL et Stattegger, 2000).

	Zone A	**Zone B**	**Zone C**	**Zone D**	**Zone E**
	Longueur d'onde L (m)				
Minimum	8,5	1,5	2,1	2,5	3,7
Maximum	52,5	10	14,2	23	29,3
Moyenne	21	5	5,9	7,4	13
Mode	14,6	6	4	5	--
	Amplitude H (m)				
Minimum	0,6	0,34	0,3	0,3	0,1
Maximum	3,2	0,75	0,9	0,9	0,8
Moyenne	1	0,5	0,5	0,5	0,4
Mode	0,6	0,5	0,5	0,5	0,3
	L/H				
Minimum	11	3,3	4,1	5	6
Maximum	25	15,7	27,2	41	165
Moyenne	17,2	9,1	11,3	14	39
Mode	13,3	10	8,8	10	--
	a/b				
Minimum	1	1	1	1	1
Maximum	2,4	4	4	5	9,6
Moyenne	1,6	1,7	1,6	1,9	2,3
Mode	1	1	1	2	--
	α (°)				
Minimum	3	10,6	3,2	1,5	1
Maximum	8,8	24,2	20,2	16	10
Moyenne	5,7	11,5	9,6	7,3	3,9
Mode	6,4	8,5	8,5	7,7	1,7
	β (°)				
Minimum	4,6	16,7	5,2	3,7	1,2
Maximum	12,7	42	29,3	26	19,8
Moyenne	9	17,5	14,4	12,6	7,9
Mode	12,7	20,5	18,8	12,7	3,4

Tableau IV-1: Tableau résumant les caractéristiques morphologiques des dunes de chaque zone (Oued Loukkos)

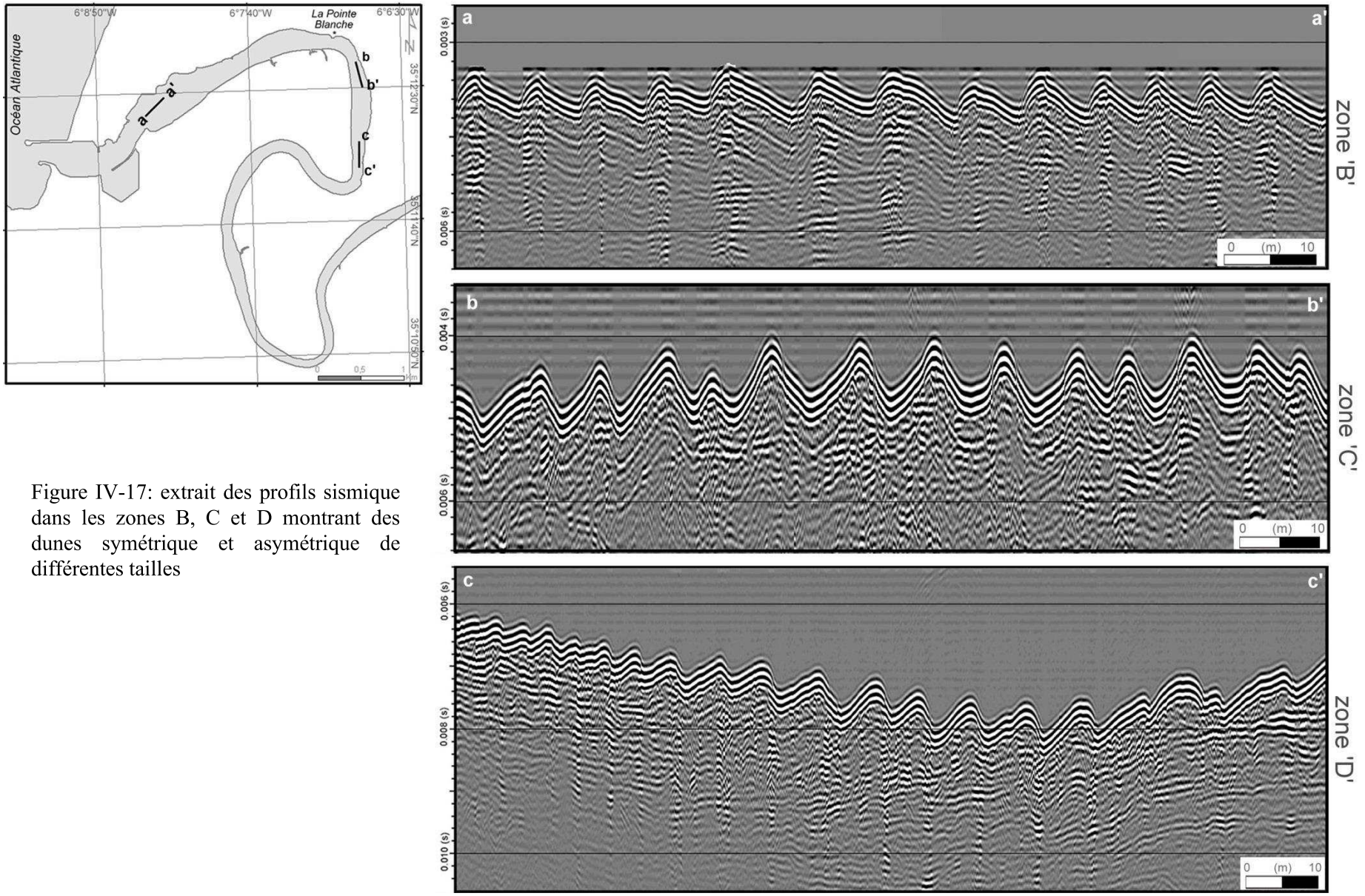


Figure IV-17: extrait des profils sismique dans les zones B, C et D montrant des dunes symétrique et asymétrique de différentes tailles

Certaines dunes, situées dans des zones données, présentent une section transversale symétrique avec des valeurs de pente comprises entre 2 et 24°. D'après Harris, 1988; Berne et al, 1993 ces formes existent dans les zones où il n y a pas de transport net. Il n'est pas rare d'identifier une dune symétrique intercalée au milieu de dunes asymétriques. En plan, les morphologies planimétriques des dunes sont variées. Nous avons pu mettre en évidence, grâce à l'imagerie acoustique, l'existence des formes dunaires bidimensionnelles et tridimensionnelles dans différents endroits du fleuve. Généralement, les formes des crêtes ne subissent pas un grand changement pendant la période de notre étude. Les dunes 2D observées se caractérisent par une ligne de crête rectiligne et longue, avec une longueur peut atteindre plus de 40 mètres (Fig. IV-18). Elles présentent aussi des lignes de crêtes bifurquées, donnant naissance à des nouvelles dunes. Les lignes de crêtes bifurquées deviennent un peu sinueuses et convergent en différents points tout en gardant la forme 2D.

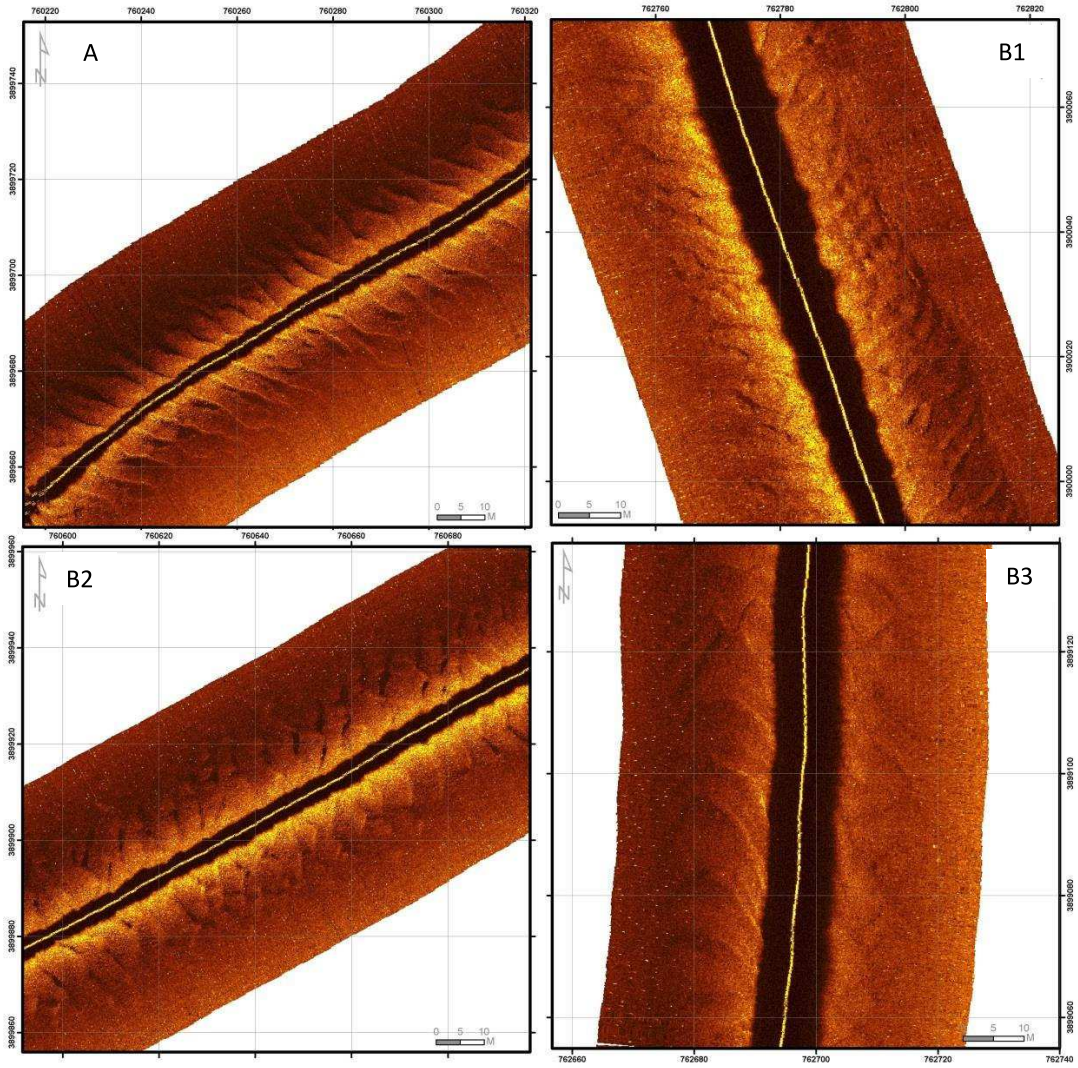


Figure IV-18: Les différentes morphologies planimétriques, des dunes, identifiées sur le lit d'oued Loukkos. A : dune 2D avec des crêtes rectilignes, B : dunes 3D (B1: Lingoid, B2: caténaire et B3: Barkhanoide

Alors que les dunes 3D, identifié sur le lit du fleuve, s'organisent généralement en série. Elles sont souvent orientées dans le sens de la marée descendante. Afin de mieux caractériser les dunes 3D nous nous somme basée sur l'agencement de ligne de crêtes et sa disposition par rapport à la direction du courant résiduel. Ceci nous a permis de distinguer trois types de dunes 3D, les Barkhanoides et Lingoides qui se caractérisent par une concavité au courant résiduel, et le type Caténaire, qui diffère des premiers par sa disposition par rapport au courant en montrant une convexité au courant (Fig. IV-18). Remarque: les dunes Barkhanoides ou Paraboliques, ont été signalé aussi par Rubin D.M. (1980) au niveau de la baie de San Francisco.

IV.1.1 Dunes de la zone marine

A- Zone A (estuaire proprement dit)

Cette zone est située dans la partie ouest du fleuve, en face de l'océan atlantique. C'est la zone typique d'un hydrodynamisme de forte énergie, soumis à la fois à l'action de la marée et les vagues. Les données géophysiques (bathymétriques et sismiques réflexion) ont permis d'identifier deux ensembles des dunes : les dunes avec une orientation NE-SW, elles possèdent des tailles caractéristiques qui les individualisent par rapport au reste de la zone d'étude, et les dunes orientées NW-SW (Fig. IV-19). Des mesures de divers paramètres et indices morphologiques ont été effectués sur les dunes des deux ensembles. L'ensemble de ces mesures est reporté dans le tableau III-3 et annexe 2. Afin de faciliter la description, elles ont été numérotées de 1 à 12 en partant de l'Ouest. Les dunes D1 à D4 sont les plus grandes de toute la zone d'étude. Elles sont développées à 10 m de profondeur avec une longueur d'onde entre 30 et 53 m et une amplitude entre 1.2 et 3.2 m. L'extension latérale de ces formes, qui se caractérisent par une crête rectiligne à peu sinueuse, varie entre 90 et 140m.

Les dunes asymétriques présentent une polarité tend vers l'océan, leurs indice d'asymétrie est compris entre 1,8 et 2,4 ; avec une pente raide comprise entre 7°et 10° et une pente douce variant entre 3° et 4°. Plus à l'Ouest, une seule dune symétrique a été détectée, présentant des pentes de 4,6°. L'indice de forme L/H, des dunes, varie entre 16 et 25, il tient sa valeur maximale quand la dune est symétrique. Ces dunes sont surimposées, sur leur côté de la pente douce, par des petites dunes d'une amplitude maximale d'ordre de 20 cm. L'amplitude de ces petites dunes semble augmenter vers la crête. Dalrymple (1984) suggère que les deux types de dunes sont produits par des événements distincts dans le temps.

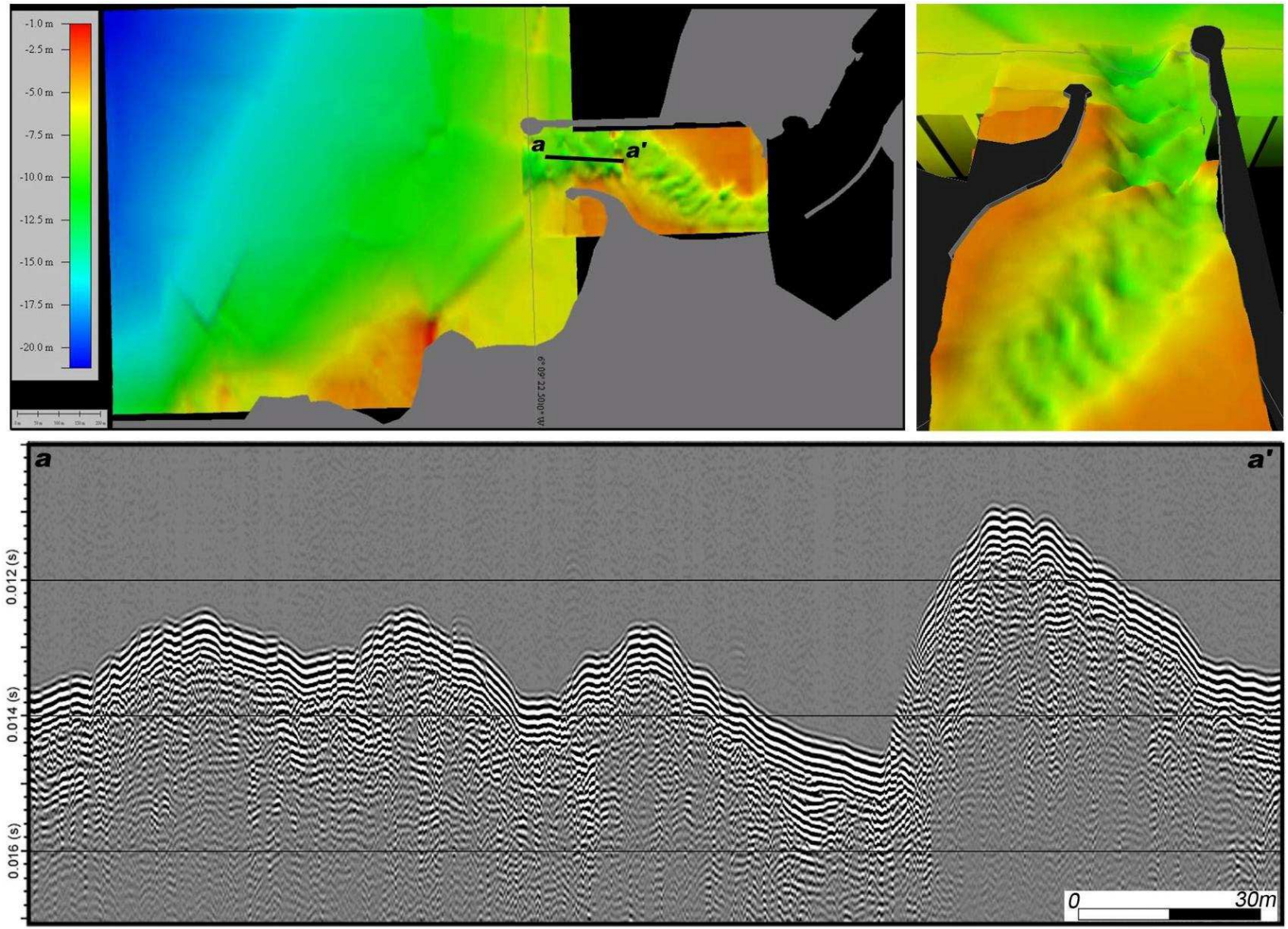


Figure IV-19: Grandes dunes asymétriques identifiées, à l'embouchure, grâce à la combinaison entre les données bathymétriques et sismiques réflexion

Sur la base de l'asymétrie observée pendant différents moments de marée, les petites dunes superposées montrent une inversion de polarité en fonction des moments de la marée. Ceci suggère que ces dunes sont contrôlées à l'échelle locale où la différence d'orientation est le reflet de l'effet de l'action de la marée (montante et descendante). Les dunes situées plus à l'Est de ce secteur (D5 à D12) présentent une taille relativement faible que celles des dunes citées en haut. Elles se caractérisent par une longueur d'onde comprise entre 9 et 19 m et une hauteur entre 0,6 m et 1m. Elles sont souvent asymétriques avec un indice d'asymétrie compris entre 1,3 et 2. La pente raide et la pente douce varie respectivement entre 7° et 13° et entre 9°et 4°.

IV.1.2 Dunes de la zone fluviale

A- Dunes de la zone B

Cette zone est considérée comme la première partie de la zone fluviale, elle se caractérise par une topographie assez calme, elle est soumise essentiellement à l'influence de la marée. Le champ de dune de ce secteur (0,4 km²) est développé à une profondeur moyenne de 4 mètres. Les valeurs des amplitudes (Fig. IV-20-a) varient entre 0,3 et 0,8 m, avec une proportion de 69% pour les hauteurs comprise entre 0,45 et 0,6. Ces valeurs les plus dominantes sont concentrées surtout au centre du chenal. Les hauteurs supérieures à 0,7 m, et celles inférieurs à 0,4, apparaissent rarement, elles ont été identifiées, généralement en se dirigeant vers les rives. Les valeurs extrêmes enregistrées pour la longueur d'onde (Fig. IV-20-b) sont de 1,5 à 10m (respectivement pour des hauteurs de 0,64 et 0,5) avec une moyenne d'ordre de 5 m.

Sur l'histogramme nous constatons que les dunes avec une longueur d'onde comprise entre 5 et 7 m constituent 46% de l'ensemble des dunes identifiées. Elles sont concentrées surtout au centre de la zone B. Les longueurs d'onde de 3 à 5 m représentent 28% des mesures, elles sont présentent généralement aux extrémités amant et aval de cette zone montrant une distribution uniforme. Les longueurs d'ondes supérieures à 7 m sont situées dans les parties les plus près des rives, elles se trouvent intercalés au milieu des dunes de L comprise 5 à 7 m. Les valeurs de L inférieures à 3m sont distribuées d'une manière aléatoire, elles sont intercalées au milieu des dunes d'une longueur d'onde comprise entre 3 et 5 m.

Nous signalons que le mot 'aléatoire' est utilisé avec une certaine réserve, car les diverses dimensions ne sont pas réparties de façon aléatoire, mais elles répondent à un ensemble de facteur par exemple la quantité de sable, la taille des grains, l'inégalité des

phases de la marée. Le rapport de la longueur d'onde et la hauteur (L/H) varie entre 3 et 16 (moyenne est 9). L'histogramme est bien étalé et montre une bimodalité liée à l'existence d'une vaste gamme de longueur d'onde (Fig. IV-20-c). L'indice de symétrie (a/b) est compris entre 1 et 4 (la moyenne = 1,7) (Fig. IV-20-d). L'asymétrie est plus marquée, au niveau du centre du chenal, et elle devient relativement importante en se dirigeant vers l'amont. La valeur de 1, caractérisant les dunes symétriques, a été enregistrée pour les dunes situées, essentiellement entre des dunes asymétriques avec des polarités opposées. Ainsi, nous avons observé qu'à l'aval de cette zone, les dunes symétriques s'étendent sur une topographie en pente inclinée vers l'amont.

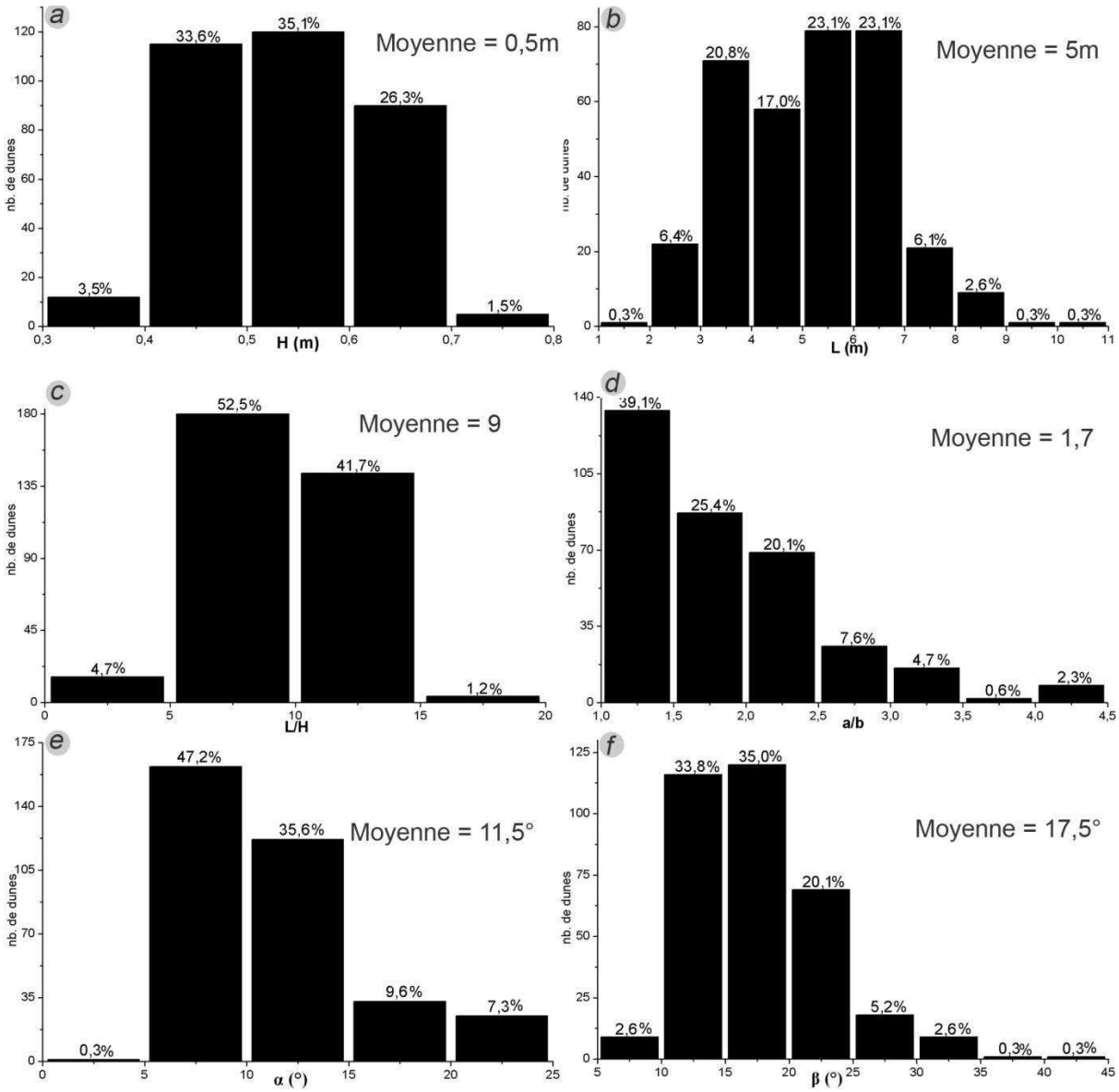


Figure IV-20: Caractéristiques des dunes de la zone B – Oued Loukkos

L'existence de ces formes à cet emplacement, laisse supposer que cette symétrie n'est pas seulement le résultat de l'équilibre entre les courants du flot et du jusant, mais aussi elle

est due à l'équilibre entre les effets opposées de la topographie qui dirige les dunes vers l'amont sous l'effet de la pesanteur et des courants de jusant qui essaye d'amener les dunes vers l'aval. La topographie locale du fond est donc un facteur qui peut avoir un impact sur l'asymétrie des dunes (Fig. IV-21).

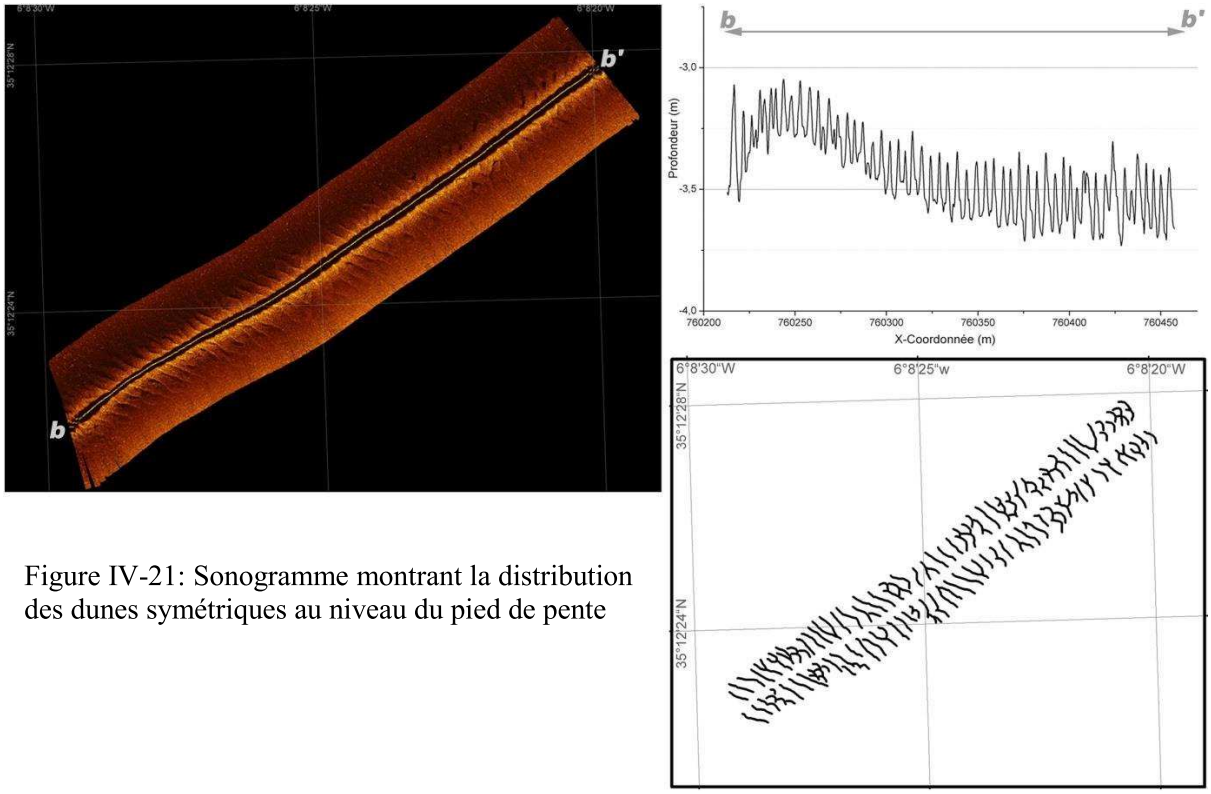


Figure IV-21: Sonogramme montrant la distribution des dunes symétriques au niveau du pied de pente

La pente du flanc doux varie généralement entre 2,5° et 24° avec une moyenne de 11,5°. Les plus grandes valeurs de α a été enregistrées pour les dunes symétriques. Les valeurs de pente entre 5 et 15° sont les plus fréquentes (Fig. IV-20-e). La pente du flanc raide (béta) est comprise entre 5° et 29° avec une moyenne 14°. Le mode se situe entre 10 et 20°. Les valeurs supérieures à 25° sont peu nombreuses, elles représentent 8% de l'ensemble des mesures (Fig. IV-20-f).

B- Dunes de la zone C

Des séries de dunes (établis en champs) ont été identifiées de part et d'autre du creux de la Pointe Blanche. Dans les deux parties, la hauteur de l'eau est sensiblement la même, elle varie entre 4 et 9 m de profondeur (moyenne de 4,5m). Les champs dunaires des deux côtés s'étendent sur des fonds légèrement inclinés vers le creux de la pointe blanche, avec une inclinaison moyenne de 1%. Les dunes de la partie orientale s'étendent sur des fonds incliné vers l'amont, et inversement pour les dunes de la partie occidentale qui s'étendent sur des fonds montrant une inclinaison vers l'aval

Sur l'ensemble de la zone (Fig. IV-22), les dunes se caractérisent par des amplitudes comprises entre 0,4 et 0,9m avec une moyenne de 0,5m. Les amplitudes des dunes sont fréquemment entre 0,4 et 0, 6 m, représentant 73% des mesures (Fig. IV-22a). Les valeurs de la longueur d'onde varient entre 2,5 et 16 (moyenne = 6 m) avec une proportion de 41% et 7 % pour des valeurs de L respectivement inférieur à 5 et supérieur à 10m. Tandis que les longueurs d'ondes comprises entre 5 et 10m sont les plus dominantes, elles représentent 52% des mesures (Fig. IV-22b).

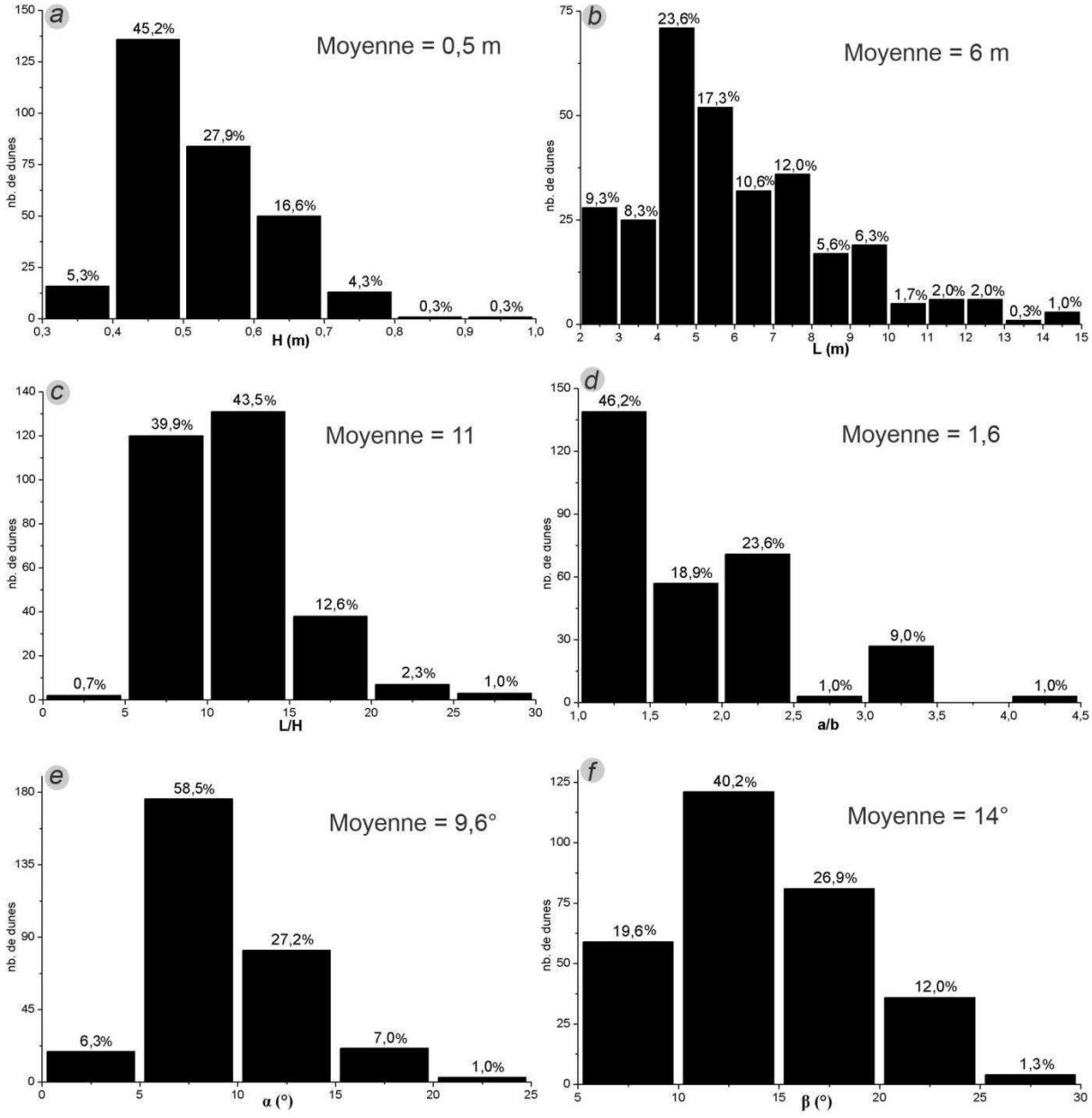


Figure IV-22: Caractéristiques de l'ensemble des dunes de la zone C – Oued Loukkos

L'indice de forme vertical L/H montre des valeurs comprises entre 4 et 27 (Fig. IV-22c). La moyenne (11) est supérieure à celle mesurée dans la zone précédente (zone B). L'indice

a/b, présentant le rapport de la longueur du flanc doux (a) à celle du flanc raide (b), varie entre 1 et 4, avec une moyenne de 1,6 (Fig. IV-22d).

La pente du flanc doux varie généralement entre 3° et 20° avec une moyenne de 9,6°. Les plus grandes valeurs de α a été enregistrées pour les dunes symétriques. Les valeurs de pente entre 5 et 10° sont les plus fréquentes (Fig. IV-22e). La pente du flanc raide (β) est comprise entre 5° et 29° avec (moyenne 14°). Le mode se situe entre 10 et 15°. Les valeurs supérieures à 25° sont peu nombreuses, elles représentent 1% de l'ensemble des mesures (Fig. IV-22f).

Les dunes symétriques (a/b = 1) présentent 30% de l'ensemble des dunes détectées dans ce secteur, elles se caractérisent généralement par des angles variant entre 4° et 22° mais souvent entre 6° et 18°. Elles se localisent surtout au niveau des points de convergence, séparant les séries de dunes aux sens opposés. Alors que les dunes symétriques, de cette zone, présentent des valeurs de α entre 1,6 et 14°, et celle de β entre 6°et 29°. Le plus souvent la pente du flanc doux (α) et du flanc raide (β) varie respectivement de 4 à 10° et de 10 à 22°.

Afin de mieux évaluer l'évolution des dunes de ce secteur (zone C), une analyse des mesures réalisées dans la partie amont et aval de la pointe blanche a été effectuée (Fig. IV-23). Après l'examen des distributions des différentes mesures, nous avons constaté que dans la partie aval de cette zone les caractéristiques morphologiques des dunes varient d'une manière uniforme suivant l'axe du chenal. En effet, les valeurs des longueurs d'onde et des amplitudes deviennent plus importantes en se dirigeant vers le creux de la pointe blanche.

Dans la partie amont de ce secteur, les valeurs les plus importantes, des amplitudes et des longueurs d'onde, sont concentrées près de la rive droite. C'est précisément à cet endroit que l'on enregistre l'existence des plus hautes dunes de la zone C, dont l'amplitude atteint 0,9m.

En examinant les distributions statistiques des valeurs de pente du flanc raide des deux parties, on constate que 18% des mesures effectuées dans la partie amont, sont supérieures à 20°. Alors qu'au niveau de la partie orientale (aval) les valeurs de β supérieures à 20° sont relativement peu nombreuses, elles représentent seulement 7% des mesures réalisées à cette partie (Fig. IV-23f). Il est à noter que les valeurs les plus importantes de β (29°) ont été observées pour les dunes de la partie amont de la fosse.

Les pourcentages des populations de 10 à 20° et inférieurs à 10° sont respectivement de 72% et 9% dans la partie amont. Alors que dans la partie aval les populations de 10 à 20°

représentent 52% des mesures, et contrairement à la partie précédente, les pentes des flancs raides inférieurs à 10° sont bien développées avec une portion de 31% (Fig. IV-23f).

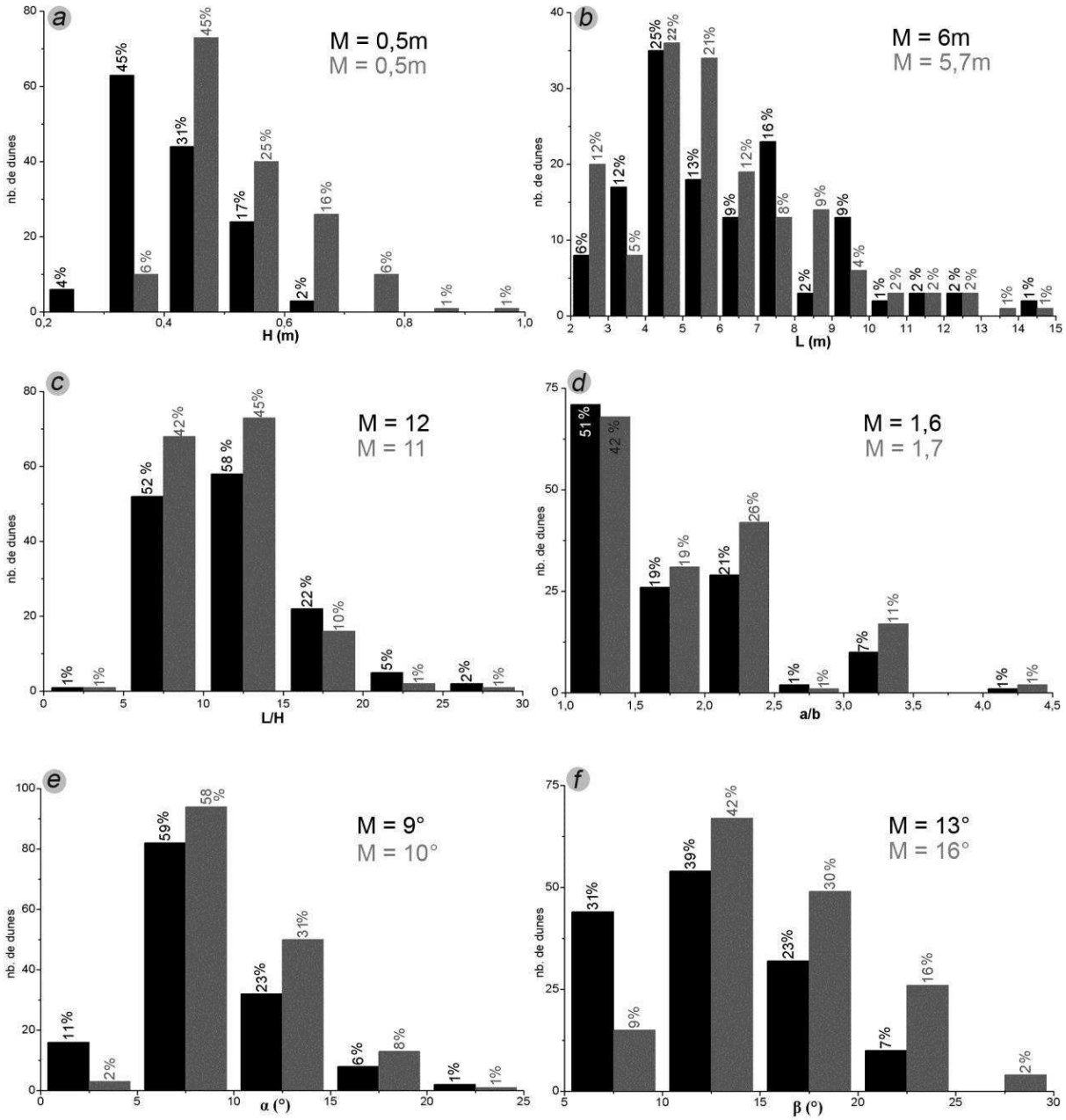


Figure IV-23: Caractéristiques de chaque ensemble des dunes de part et d'autre de la fosse de la pointe blanche. (les histogrammes en gris représentent les statistiques de la partie aval, alors que les statistiques des dunes de la partie amont sont représentées par les histogrammes en noirs)

C- Dunes de la zone D

Les amplitudes des dunes, de la zone D, présentent une gamme de valeurs comprise entre 0,3 et 0,9 m (Fig. IV-24a). Le mode se situe entre 0,4 et 0,5m. La moyenne de l'ordre de 0,5 m est la même enregistrée dans les zones du fleuve citées précédemment. Les valeurs comprises entre 0,5-0,6m et entre 0,6-0,7m sont bien répondues dans cette zone du fleuve, elles représentent respectivement 31% et 11% de l'ensemble des mesures réalisées.

Les plus hautes dunes (H>0,7m) correspondent aux dunes légèrement asymétrique situées au centre du chenal. Toutefois elles sont peu abondantes avec un pourcentage d'ordre 3% des mesures réalisées dans cette zone.

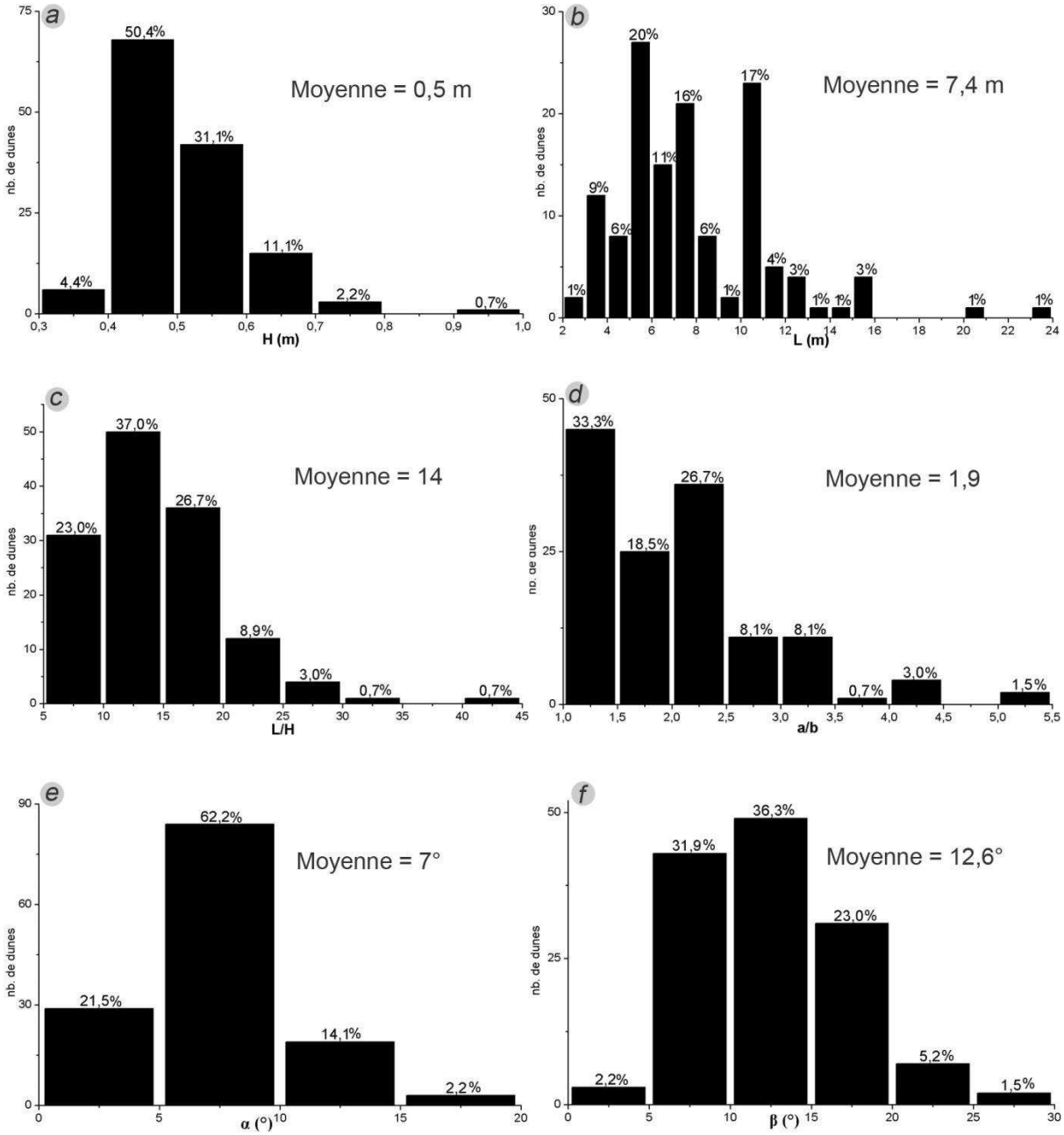


Figure IV-24: Caractéristiques des dunes de la zone D – Oued Loukkos

Les plus faibles valeurs de H, comprises entre 0,3 et 0,4 m, représentent 4% des mesures, elles sont concentrées essentiellement à la proximité de la rive gauche, elles sont distribuées d'une façon non-uniforme. Les hauteurs minimales d'ordre de 0,3 m sont enregistrées pour des dunes avec des longueurs d'onde comprises entre 2,5 et 9m. Ceci peut être dû au changement latéral des amplitudes des dunes. La longueur d'onde varie entre 2,5 et 23m, avec une moyenne d'ordre de 7,4m (Fig. IV-24b). La pluri-modalité de l'histogramme

individualise trois populations majeures de longueur d'onde : les longueurs d'onde comprise entre 5 et 6 m représentant un pourcentage de 20%, les longueurs d'onde entre 7 et 8 m avec 16% et les longueurs d'onde comprise entre 10 et 11m avec une portion de 17%.

Généralement, les valeurs comprises entre 5 et 10m, correspondant aux dunes moyennes selon la classification d'Ashley, sont les plus majoritaires avec 54% des mesures. Elles sont localisées en grande majorité au centre du chenal. Tandis que les valeurs inférieures à 5 m et celles supérieurs à 10 m représentent respectivement 16 et 30% des mesures. Les plus faibles longueurs sont souvent enregistrées près de la rive gauche. Les plus grandes longueurs (>14m) ont été identifiées en se dirigeant vers l'aval, mais leurs pourcentage de 7%, ne suffit pas de conclure qu'il y a une augmentation progressive de L vers l'aval.

L'indice de forme vertical (L/H) varie entre 5 et 41 avec une valeur moyenne de l'ordre de 14. La classe de 10 à 15 est la plus représentée avec 37% des mesures (Fig. IV-24c).

L'indice d'asymétrie (a/b) est compris entre 1 et 5, avec une valeur moyenne de 1,9. L'histogramme montre une distribution bimodale, répartie sur la classe 1 à 1,5 (33%) et sur celle comprise entre 2 et 2,5 (27%des mesures) (Fig. IV-24d). La pente du flanc doux est comprise entre 1,5 et 16° avec une moyenne de l'ordre de 7°. Les valeurs de (α) comprises entre 5° et 10 sont les plus représentées avec 62% des mesures (Fig. IV-24e). La pente du flanc raide varie entre 4 et 26°, avec une moyenne de 13°. Les angles variant entre 10 et 15° sont les plus dominants dans cette zone avec 36% des mesures (Fig. IV-24f).

Les dunes symétriques (a/b=1) présentent exactement 22% des dunes de ce secteur (Fig. IV-24d), elles représentent généralement des angles qui varient entre 4° et 16° mais souvent entre 8° et 10°. Concernant les dunes asymétriques, la pente du flanc doux varie entre 1,4 et 14°, alors que la pente raide varie entre 5 et 26°. Les valeurs les plus représentées sont de 4° à 9,5° pour les angles (α), et de 12° à 16° pour les angles (β).

La configuration planimétrique, des dunes de ce secteur, montre des dunes 2D avec des crêtes rectilignes, et souvent bifurquées, avec une direction moyenne d'ordre 310°. Des dunes 3D ont été également identifiées dans ce secteur grâce aux images fournies par l'AUV. Il s'agit des dunes 3D de type linguoide s'organisant généralement en série. Ainsi, d'autre type de dune 3D ont été trouvé, se différent des premiers par leurs dimensions qui sont généralement plus grandes. Elles sont de dimensions et de forme remarquable, leurs crêtes sont très sinueuses (indice de sinuosité de 1,5) en forme de croissant avec une concavité au courant résiduel ce qui leur donne un caractère barkhanoïde.

D- Dunes de la zone E

Il s'agit des dunes identifiées grâce aux profils échosondeurs et multifaisceaux (Fig. IV-25), développées à une profondeur moyennes d'ordre de 5m. Les valeurs de l'amplitude des dunes varient entre 0,1 et 0,8 m, avec une moyenne, de 0,4 m, inférieure à celle enregistrée dans les zones situées en aval (Fig. IV-26a). Le mode se situe entre 0,3 et 0,4m. Les valeurs comprises entre 0,4-0,6 m sont aussi bien répondues dans cette partie du fleuve, dont elles représentent 35% de l'ensemble des mesures réalisées. Les amplitudes les plus importantes (H>0,6) représentent 14% des dunes identifiées, elles sont concentrées essentiellement à 10 Km de l'embouchure. Les amplitudes les plus faibles, comprises entre 0,1 et 0,2 m sont présentent à l'extrême amont après le bras du fleuve (à 11 km de l'embouchure), elles représentent 5% des mesures réalisées.

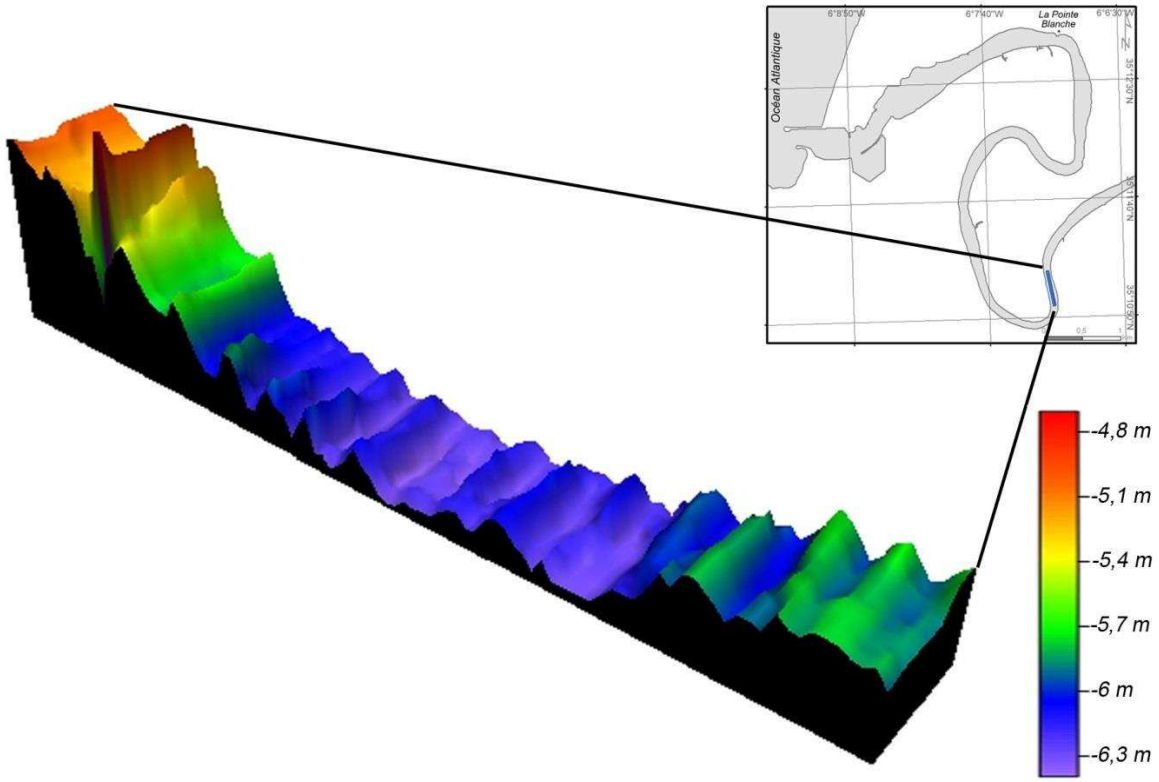


Figure IV-25: Visualisation des dunes asymétriques à l'amont de la zone d'étude – Oued Loukkos

Les longueurs d'onde présentent une gamme de valeurs très étalée, elles sont comprises entre 4 et 29 m avec une moyenne d'ordre de 13 m (Fig. IV-26b). Suite aux mesures réalisées à partir des données bathymétriques, nous constatons que les dunes avec une longueur d'onde comprise entre 5 et 10 m constituent 33% des mesures, elles sont surtout concentrées dans la partie situées à 10 km de l'embouchure (avant le bras du fleuve). Les valeurs de L supérieures à 10 m sont les plus majoritaires, dans cette partie du fleuve, avec 59% de l'ensemble des

mesures effectuées dans la zone E (Fig. IV-26b). Les longueurs d'ondes les plus importantes sont plus abondantes à 11 km de l'embouchure. Alors que les dunes avec une valeur de L inférieur à 5 m sont peu nombreuses, elles représentent seulement une portion de 7% de l'ensemble des mesures.

L'indice de forme vertical (L/H) varie entre 6 et 165 avec une valeur moyenne de l'ordre de 39. La classe de 20 à 40 est la plus représentée avec 36% des mesures (Fig. IV-26c). L'indice d'asymétrie (a/b) varie entre 1 et peut atteindre 9,5, avec une valeur moyenne de 2,4 (Fig. IV-26d).

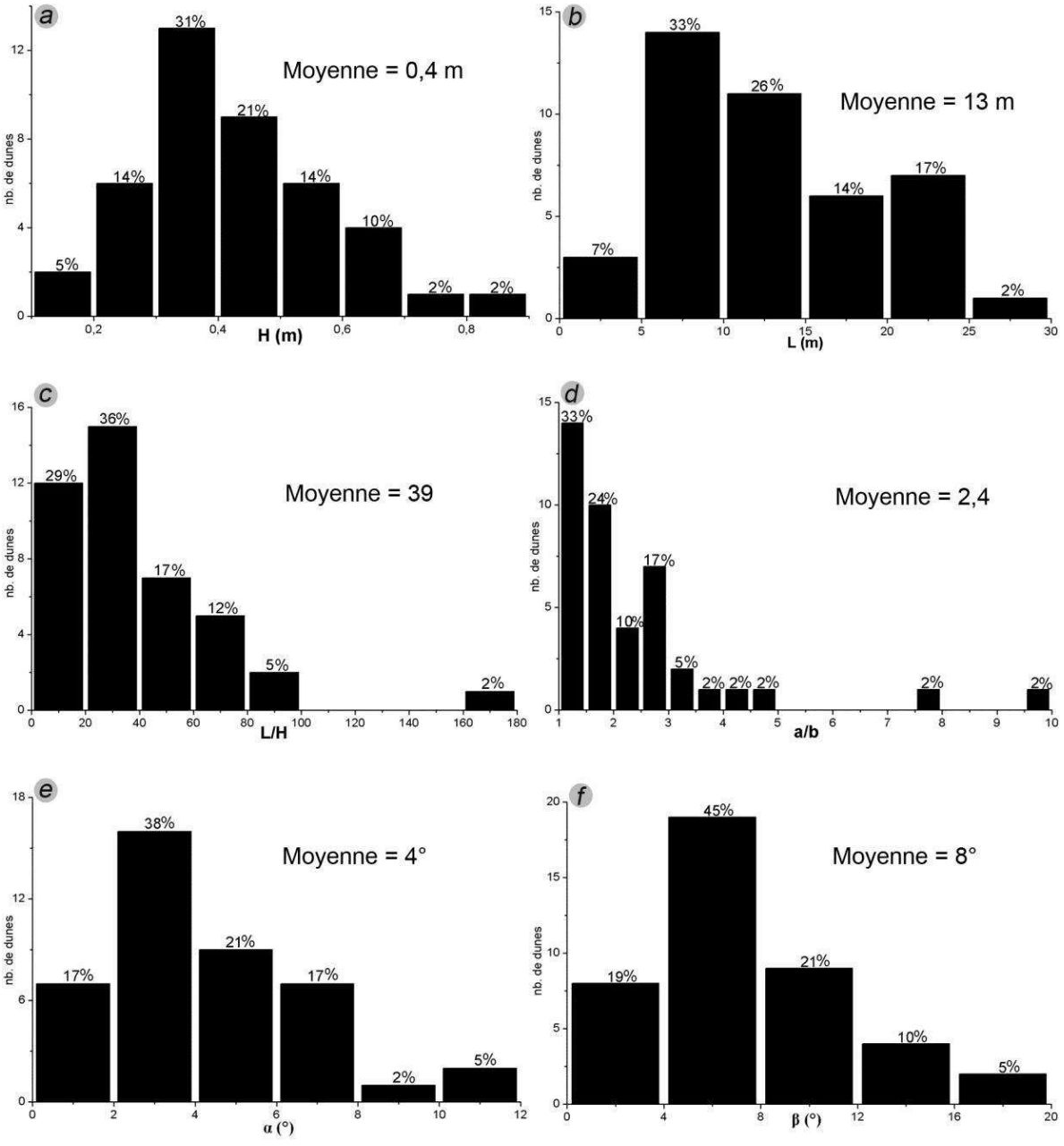


Figure IV-26: Caractéristiques des dunes de la zone E – Oued Loukkos

Les dunes symétriques, correspondant à a/b =1, représentent de 30% des mesures effectuées. Alors que les dunes asymétriques (avec a/b>1/5) constitue plus de 70% des dunes identifiés dans cette zone, dont les classes de a/b comprise entre 1,5-2 et 2,5-3 sont les plus abondants avec des pourcentages d'ordre de 24 et 17% respectivement.

La pente du flanc doux varie généralement entre 1° et 11° avec une moyenne de 4°. Les valeurs variant entre 2 et 4° sont les plus abondantes avec 38% des mesures effectuées. Les valeurs supérieures à 10° sont peu nombreuses, elles représentent 5% des mesures réalisées (Fig. IV-26 e).

La pente du flanc raide (β) est comprise entre 2° et 20° avec une moyenne de 8°. Le mode se situe entre 4 et 8° (Fig. IV-26 f). Les valeurs (β) les plus importantes, dans cette zone, atteint rarement 20°, dont la classe de 16 à 20° représente seulement 5%. Par contre, la classe des pentes β les plus faibles, de 0 à 4°, représente un pourcentage élevé par rapport au reste de la zone d'étude (19% des mesures réalisées dans la zone E).

IV.2 Distributions qualitative et quantitative des dunes

Les corps sédimentaires nombreux et répartis sur l'ensemble du domaine d'étude (plus de 860 dunes ont été identifiée). Ils s'enchaînent de l'embouchure vers l'amont (à 15 km de l'embouchure) montrant des différentes dimensions, allant de petites jusqu'aux larges dunes.

D'après Ashley (1990), les corps sédimentaires peuvent être classés en 4 catégories : petite dune, moyenne dune, grande dune et très grande dune. Afin de mieux caractériser les dunes identifiées, tout en prenant en compte les mesures de l'amplitude et la longueur d'onde mesurées pour chacune des dunes), nous avons divisé les catégories déterminées par Ashley (1990), en 7 sous classes :

- Les petites dunes
- Les petites dunes avec H > 0,4
- Les dunes moyennes avec H< 0,4
- Les dunes moyennes 0,4<H<0,75
- Les dunes moyennes avec H>0,75
- Les grandes dunes avec H<0,75
- Les grandes dunes 0,75 <H< 5

Ces sous-classes n'existent pas dans la littérature courante. Il semble constituer une morphologie transitionnelle entre les différentes classes des dunes déjà définis par Ashley (1990). Une quantification de la morphologie des dunes de différentes sous-classes a été réalisée dont leurs paramètres sont résumés sur le tableau suivant (Tableau IV-2). Elles sont réparties sur l'ensemble du domaine d'étude d'inégale importance. Leurs répartitions est donnée sur la figure IV-27.

LARGE DUNE						
	L	**H**	**L/H**	**α**	**β**	**a/b**
MAX.	52.5	3	25	9	12	2,4
MIN	11	0,75	11	3	5	1
MOYENNE	22	1,2	18	5	8	1,6
LARGE DUNE AVEC H<0,75						
Max.	29	0,7	164	11	20	9,6
Min.	6	0,1	13	1,2	1,2	1
Moyenne	13,5	0,5	32,5	4	8	2,2
DUNE MOYENNE AVEC H>0,75						
MAX	9	0,9	13	10,6	14	2,5
MIN	5	0,75	6	6	8	1
MOYENNE	8,3	0,8	10,9	8	11,5	1,4
DUNE MOYENNE						
Max	10	0,7	22	20,5	33	4
Min	5	0,4	7	4	4,5	1
Moyenne	6,5	0,5	12	9	14	1,7
DUNE MOYENNE AVEC H<0,4						
Max	10	0,4	25	18	22	3
Min	5	0,3	14	3	3	1
Moyenne	7	0,4	18	10,5	15	1,6
PETITE DUNE AVEC H>0,4						
Max	4,9	0,75	11	24	42	7
Min	1,5	0,4	3	1,6	7	1
Moyenne	3,6	0,5	7,2	12	18,6	1,8
PETITE DUNE						
Max	4,7	0,4	13	22	27	5
Min	2	0,3	4,8	2,3	6,3	1
moyenne	3,5	0,4	9	12	17	1,6

Tableau IV-2: Pourcentage de sous-classes de dunes au niveau des zones d'Oued Loukkos

Dans l'ensemble, les dunes moyennes sont les plus dominantes, elles représentent 51 % des dunes identifiées dans la zone d'étude. Elles sont localisées principalement au milieu du fleuve, au niveau de la zone B, C et D (la zone fluviale). En grande majorité, ces dunes moyennes possèdent un profil asymétrique avec des polarités opposées, elles sont dirigées soit vers le sens de la marée montante ou vers celui de la marée descendante, selon leurs positionnements.

Les petites dunes avec H>0,4m constituent 30 % de l'ensemble des dunes identifiées dans la zone d'étude, elles sont distribuées géographiquement entre la zone B (37%), la zone C (34%) et la zone D (11%) (Tableau IV-3). Elles se caractérisent par une coupe transversale asymétrique avec des polarités opposées. Généralement, la majorité des dunes, de cette sous-classe, est dirigée vers l'aval (jusant) sauf celles situées à l'ouest de la zone B qui montrent une polarité vers l'amant. Elles se trouvent intercalées entre les dunes moyennes, le plus souvent elles sont organisées en séries de trois ou quatre petites dunes séparées par des séries des dunes moyennes.

	Zone A		**Zone B**		**Zone C**		**Zone D**		**Zone E**	
	nbr	%	nbr	%	nbr	%	nbr	%	nbr	%
Petites dunes	0	0	23	7	21	7	7	5	2	5
Les petites dunes avec H > 0,4	0	0	128	37	103	34	15	11	0	0
Les dunes moyennes avec H< 0,4	0	0	1	0,5	3	1	7	5	1	2
Les dunes moyennes 0,4<H<0,75	2	17	189	55	151	50	83	62	0	0
Les dunes moyennes avec H>0,75	0	0	1	0,5	3	1	0	0	1	2
Les grandes dunes avec H<0,75	3	25	0	0	14	5	21	16	37	88
Les grandes dunes 0,75 <H< 5	7	58	0	0	7	2	2	2	1	2

Tableau IV-3: Répartition du pourcentage des sous-classes de dunes dans différentes zone d'oued Loukkos

Les grandes dunes avec H<0,75, représentent 9% de l'ensemble des dunes identifiées dans la zone d'étude. Elles apparaissent sous forme de structures très espacées mais aplaties avec une amplitude relativement faible. Elles sont concentrées essentiellement au niveau de la zone E (88% des dunes de ce secteur). Elles sont présentes aussi au niveau de la zone A (25%), la zone D (16%) et la zone C (5%). Ces formes observées ont une polarité aval (le sens du jusant) dans la zone A, E et la zone D quand elles sont près des rives, et une polarité amont (dans le sens du flot) dans la zone C et la zone D quand elles sont au centre du chenal (Fig. IV-27). Les grandes dunes constituent 2 % de l'ensemble des dunes d'oued Loukkos. Elles sont localisées au niveau de la zone A, la zone C, la zone D et la zone E. Les grandes dunes marquées par leur dimension importante (amplitude métrique) s'observent en particulier au niveau de l'embouchure (la zone A).Elles sont au nombre de 7, soit 58% des dunes de ce secteur, et elles montrent une face abrupte dirigée vers l'aval (l'ouest). Elles se trouvent surmonter, sur leur flanc doux, par des petites dunes avec une face abrupte orienté comme celle des grands corps sédimentaires. Les grandes dunes détectées dans la zone fluviale sont relativement moins hautes. Elles se caractérisent généralement par une forme symétriques (ou dissymétrique avec un indice d'asymétrie très faible), dont l'angle des pentes varie entre 5° et 9°.

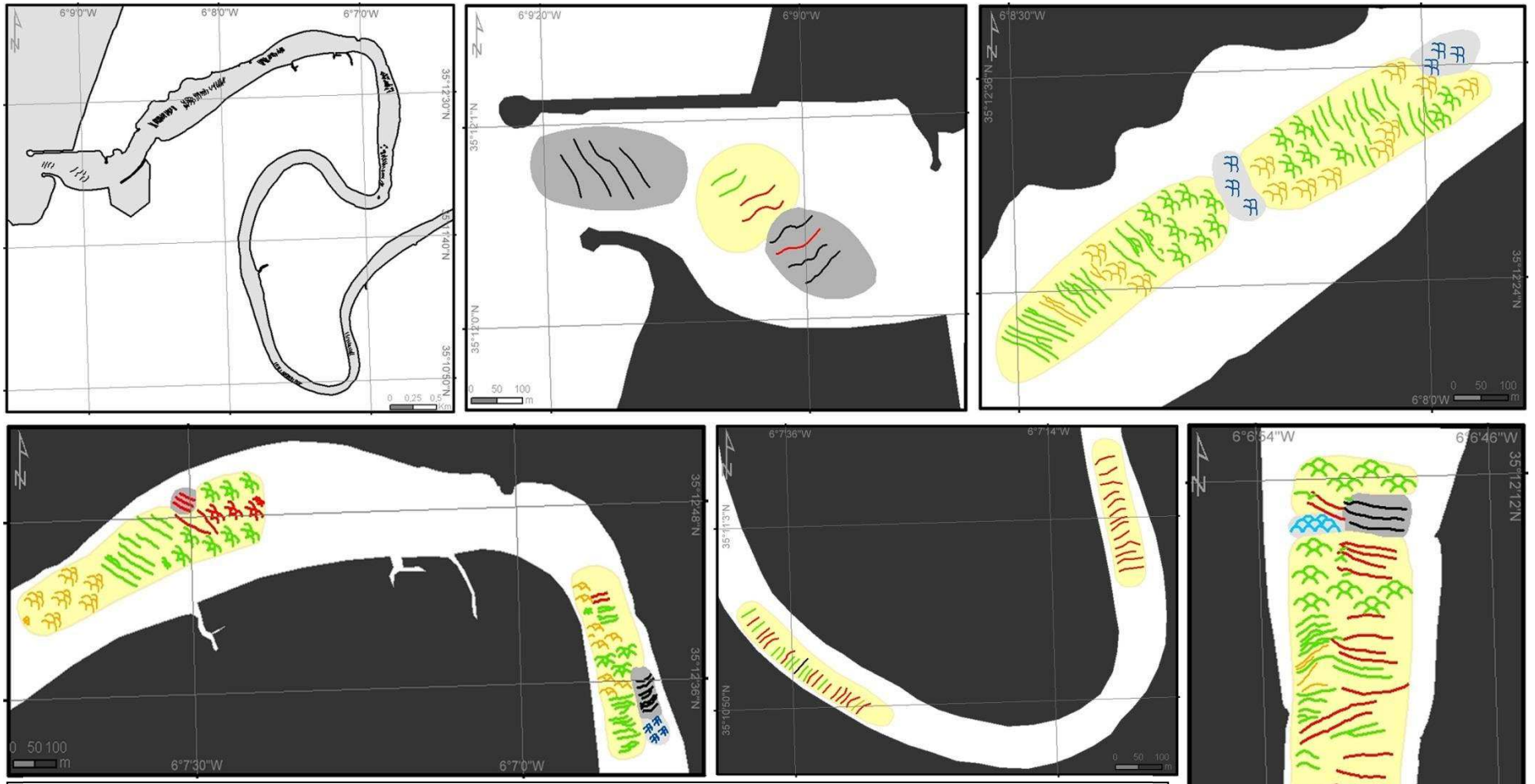


Figure IV-27: Carte montrant la distribution qualitative et quantitative des dunes au long d'Oued Loukkos

Les petites dunes représentent 6% de l'ensemble des dunes visualisées sur le lit du fleuve. Elles sont présentes, comme des structures primaires, dans toute la zone fluviale (zone B, C, D et E), au niveau de l'embouchure les petites dunes constituent des structures sédimentaires secondaires (surmontent les grandes dunes). Elles sont distribuées d'une manière aléatoire en intercalant les dunes moyennes.

La présence de ces formes atteste de la complexité des mouvements et le dynamisme des sédiments. Les dunes moyennes avec une hauteur supérieure à 0,75 peuvent attester d'un état de transition ou d'un état évolué, des dunes moyennes, précède le déplacement de la dune. Alors que les dunes moyennes avec une amplitude inférieure à 0,4 m peuvent traduire soit la force des conditions hydrodynamiques qui érode une partie du sommet de la dune, ou soit présentent un état qui suit les petites dunes avec H>0,4m, elles constituent une forme résultante de la migration des petites dunes à H>0,4m.

La répartition de l'énergie hydrodynamique (force entre les dynamiques fluviales et marines d'une part, et la force entre le flot et le jusant d'une autre part) semble être l'un des facteurs de contrôle en termes de répartition de différentes dimensions des dunes. Toutefois, la distribution générale des pourcentages des dunes ne permet pas à elle seule de tirer des conclusions, parce qu'il existe plusieurs facteurs contrôlant les dimensions de la dune tels que la profondeur d'eau, la taille des grains, la vitesse du courant et d'autre.

IV.3 Discussion

IV.3.1 Relation entre hauteur et longueur d'onde (largeur) des dunes

Il est communément admis que la longueur d'onde et la hauteur des dunes sont fortement interdépendantes. En effet, de nombreuses études, menées dans des systèmes naturels ou en canal expérimentales, ont montré une très forte corrélation entre ces deux paramètres (par exemple Ashley, 1990; Southard, 1991 ; Wewetzer et Duck 1999 ; Carling, 1999 ; Van Landeghem et al. 2009). Ces études ont permis de formuler des relations entre H et L, montrant que les dunes atteignent une limite de hauteur bien définie pour une longueur d'onde donnée définie par des fonctions empiriques.

Afin d'exprimer la corrélation entre H et L, nous avons mis en commun et comparé l'ensemble de mesures provenant d'Oued Loukkos avec les modèles connus dans la littérature

(Fig. IV-28), notamment ceux de Flemming (1988 et 2000), Francken (2004) (rivière), et Van Landeghem et al. (2009a) (modeles issues suites a des expériences en milieu expérimentale).

L'examen de la figure IV-47 parcelle toutes les observations de la hauteur et la longueur d'onde, des dunes d'oued Loukkos, elle démontre une certaine corrélation entre H et L. Pour nous conformer à la littérature, nous avons élaboré une relation du type : $H= aL^b$

Nous constatons que la hauteur des dunes augmente généralement avec la longueur d'onde, et qu'elle se corrèle relativement bien suivant la relation :

$$H= 0,16\ L^{0,66002} \qquad (R^2= 0,6379)$$

La relation obtenue est située entre la limite supérieure et moyenne prédite par Flemming (1988,2000), bien qu'elle prévoie des hauteurs relativement importantes pour des faibles longueurs d'onde.

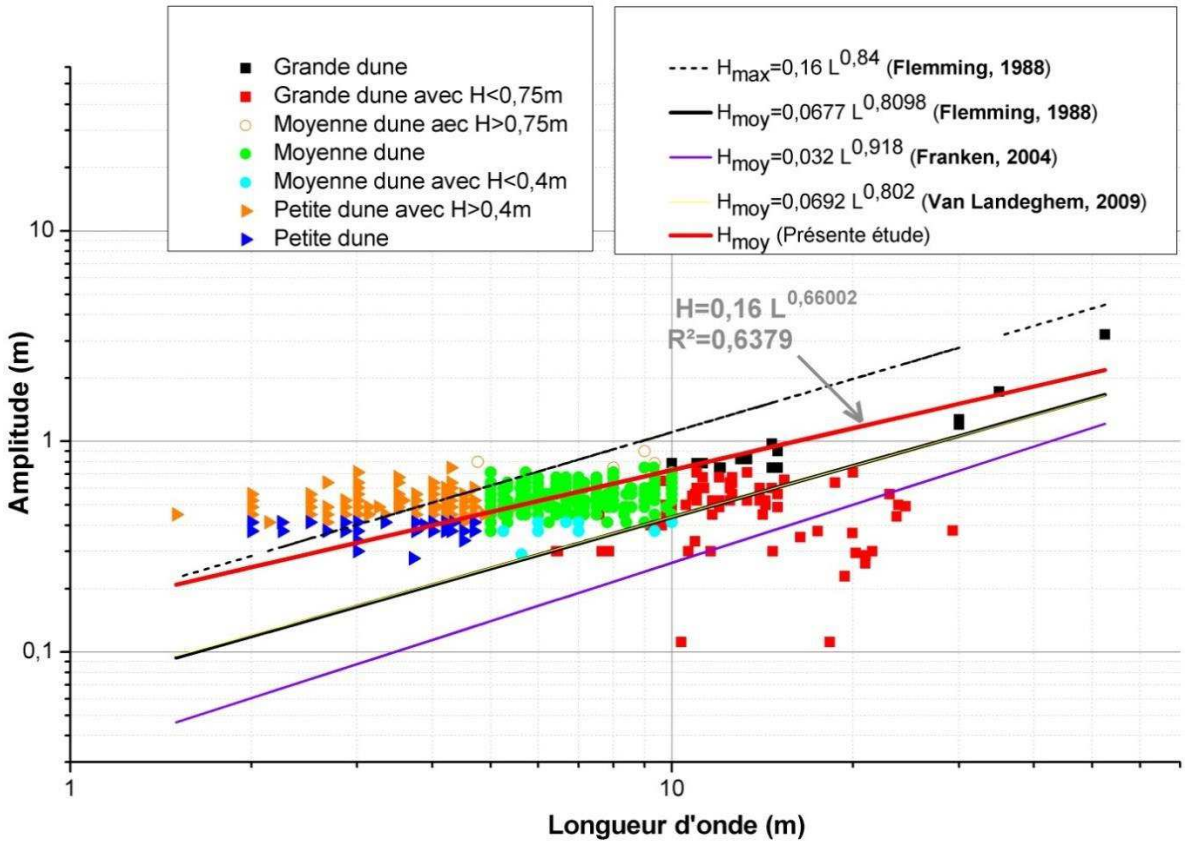


Figure IV-28: Amplitude en fonction de la longueur d'onde (crête à crête) des dunes observées sur la zone d'étude, avec sa régression linaire indiquée par la ligne rouge. (Comparaison à l'ensemble de données mondiale)

En comparant nos mesures avec ces formulation, nous constatons que la hauteur des dunes est généralement comprise entre les hauteurs moyenne et maximale prédites par Flemming (1988,2000) à l'exception de trentaines de dunes (surtout les petites dunes avec H>0,4m) excède la hauteur maximale de Flemming.

Les petites dunes avec H>0,4m, identifiées sur le lit d'Oued Loukkos, montrent une relation entre H et L jamais enregistrée dans les articles précédemment publiés. Elles se caractérisent par une hauteur relativement importante (0,37 et 0,75m) par rapport à des longueurs d'onde serrées (crête à crête et largeur) qui varient entre 1,5 et 4m. Elles dépassent le seuil maximum calculé par Flemming (1988, 2000). Ceci suggère une attention ainsi qu'une nécessité de s'interroger sur le point d'équilibre pour ces dunes.

Dans d'autre milieu que le nôtre, Franzetti (2013) a été identifié au niveau de Banc du Four (France) des grandes dunes avec des hauteurs dépassant la limite supérieure du champ de stabilité déterminée par Flemming (2000). Ceci est assez proche de notre cas, mais en plus de l'environnement qui n'est pas la même, il y a une différence de dimension de dune.

La hauteur exceptionnelle des petites dunes pourrait être attribuer à un mécanisme physique complexe qui combine un important stock sédimentaire, et un régime hydrodynamique compliqué, en plus, il convient de noter que l'effet de la seiche, qui pourrait être senti dans le fleuve (Geawhari et al., 2012), pourrait avoir un effet secondaire par le contrôle du comportement et l'épaisseur de la couche de surface des sédiments. Comme cela a été signalé par Luettich et al., (2000).

Raudkivi et blanc (1990) et Coleman et Melville (1992) ont suggéré que dépôt de formes (bedforms) se développent effectivement en longueur et en hauteur par la coalescence des petites ondulations, parce que ces derniers ont des taux plus importants de migration. Ceci laisse supposer que les petites dunes, avec une hauteur dépassant 0,4 m, ce sont des dunes en mouvement, elles constituent un état qui précède la formation des dunes avec une dimension plus importante, notamment les dunes moyennes. Il est à signaler que quelques études, comme Wewetzer et Duck, 1999 et Masselink, 2009, ont mis en évidence la contradiction entre les résultats issus des observations et les prédictions issues de la littérature.

Bien que des progrès considérables ont été réalisés par des études empiriques et la construction de diagramme de phase, pour expliquer la croissance des dépôts de forme (bedforms), il n'existe pas un consensus sur la taille d'équilibre ultime d'une dune. L'analyse de perturbation est souvent utilisée pour répondre aux questions de la croissance des dunes. Malheureusement, d'après Venditti (2003), les prévisions produites par cette approche sont largement contrôlés par les conditions imposées aux équations et donc il n'y a pas un aperçu beaucoup plus naturel et physique concernant la croissance des dépôts de forme.

IV.3.2 Relation entre morphologie des dunes et la profondeur d'eau

La profondeur d'eau est considérée comme un facteur majeur de contrôle ou de limite pour les dimensions des dunes dans les différents environnements aquatiques (Allen 1968; Jackson 1976). Il est connu dans la littérature que la taille des dunes augmente quand la profondeur d'eau augmente (Yalin, 1964, 1977, 1987; Allen, 1982, Ashley, 1990; Southard et Boguchwal, 1990; Dalrymple et Rhodes, 1995 ; Schmitt et al. 2007). En effet, de nombreux auteurs, notamment Yalin, 1964, 1977; Allen, 1968; Francken et al., 2004; Van Landeghem et al., 2009, ont tenté de trouver des relations entre la hauteur ou la longueur d'onde et la profondeur, en situation d'équilibre. Nous avons comparé les mesures levées sur notre zone d'étude avec les formules de :

- Yalin, 1977 (L_{moy} =6h et H_{moy}= 0,167h),
- Francken, 2004 (H_{max} = 0.25h ; L_{max} = 9h),
- Allen, 1968 (H_{moy}= 0,086$h^{1,19}$; L_{moy}=1,6$h^{1,55}$)
- et celui de Van Landeghem, 2009 (H_{moy}=0,015$h^{1,2723}$; L_{moy}=0,601$h^{1,2169}$)

La figure IV-29 présente le résultat correspondant au rapport de la profondeur du sommet de la dune avec sa hauteur. La corrélation des hauteurs des dunes avec leurs profondeurs n'est pas suffisamment claire, mais généralement, les dunes les plus hautes correspondent aux profondeurs les plus importantes. Sur le plan latéral, exemple de la zone D, depuis la rive jusqu'au centre du chenal la profondeur d'eau passe de 2 à 6 m en même temps que la hauteur des dunes augmente d'une dizaine de cm.

Néanmoins, seulement pour les grandes dunes, de H>0,75m, la hauteur des dunes se corrèle bien avec le modèle de Yalin, 1977. Nous avons remarqué, également, que les dunes moyennes tendent à se croître avec la profondeur seulement quand la tranche d'eau est inférieur à 4 m. Au-delà de cette profondeur les dunes moyennes tendent à garder une hauteur constante ce qui signifie qu'aucune influence de la profondeur, sur la hauteur, n'a été enregistrée.

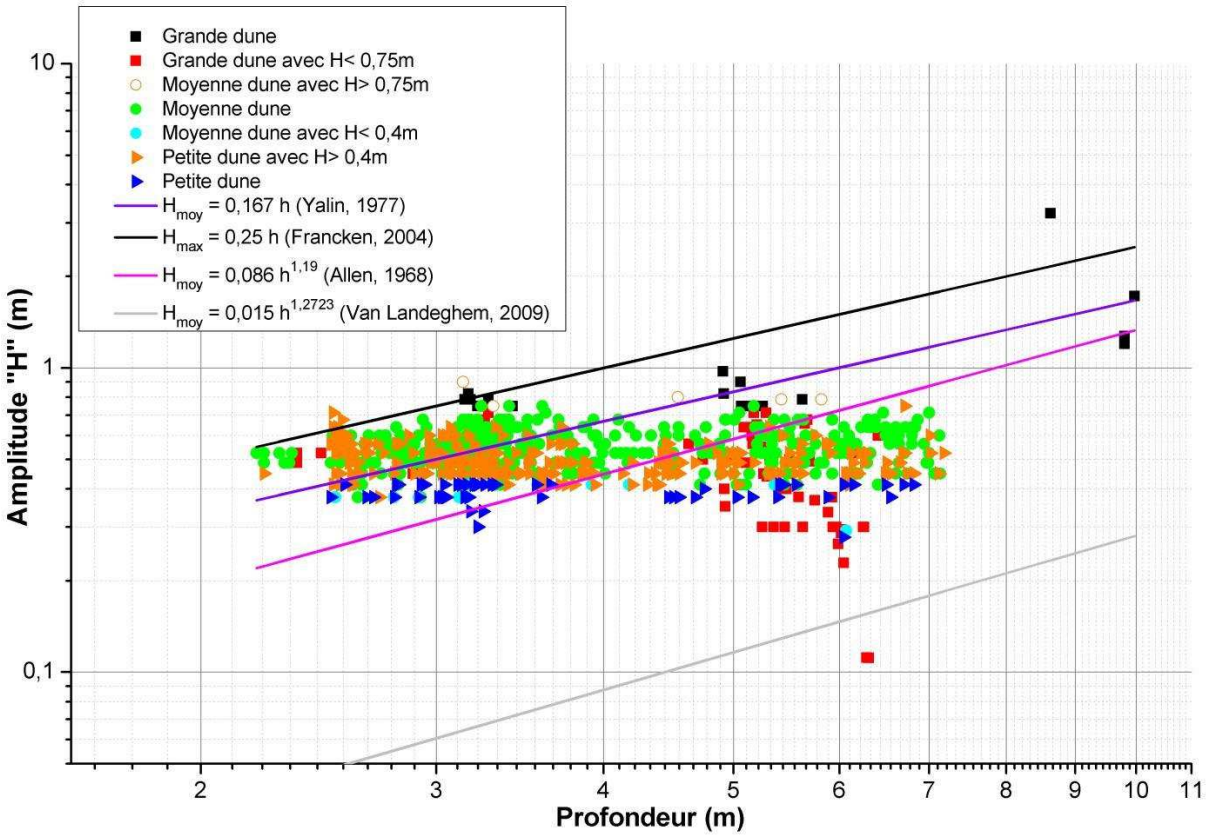


Figure IV-29: Amplitude des dunes (H) en fonction de la hauteur d'eau au-dessus de la crête. Comparaison avec les corrélations statistique issues de la littérature

Alors que les petites dunes avec H>0,4m, et contrairement à la majorité des observations connues dans la littérature, la dépendance entre h et H à une pente négative par rapport à celles rapportés dans les modèles mondiaux. Autrement dit, l'augmentation de la profondeur semble avoir un effet inverse sur la hauteur de ces dunes, qui montrent une diminution de la hauteur des dunes avec l'augmentation de la tranche d'eau. La même remarque a été faite, récemment, par Franzetti (2013) pour les dunes de la partie nord de la mer d'Iroise, au large de la Bretage, mais dans des profondeurs importantes (supérieures à 50 m). La figure montre aussi, que des dunes, observées dans notre zone d'étude, se trouvent plus élevées que la hauteur maximale prédite par Francken et al. (2004), c'est le cas des petites dunes avec H>0,4m, de la zone B. ceci peut s'expliquer par le fait que ces dunes sont en dehors de l'équilibre, alors que la formule élaborée par l'auteur est basée essentiellement sur des mesures levées en situation d'équilibre.

La figure IV-30 présente la longueur d'onde de dune en fonction de la hauteur d'eau au-dessus de la crête. Les longueurs d'onde mesurées dans le secteur d'étude sont inférieures à celle prédites par les formules de Yalin (1977) et Francken (2004), sauf quelques-unes. Les résultats de la figure IV-30 ne montrent aucune corrélation notable avec les formulations

issues de la littérature. Toutefois les dunes avec des longueurs d'onde L>10m ont une légère tendance à croître avec la profondeur. La relation établie par Allen (1968) (L=1,6h1,55) est relativement bien vérifiée pour les formes de cette taille.Certaines dunes ont une longueur d'onde proche des prédictions faites par Yalin (1977), il s'agit des grandes dunes située à l'embouchure, et la majorité des grandes dunes avec H<0,75m.

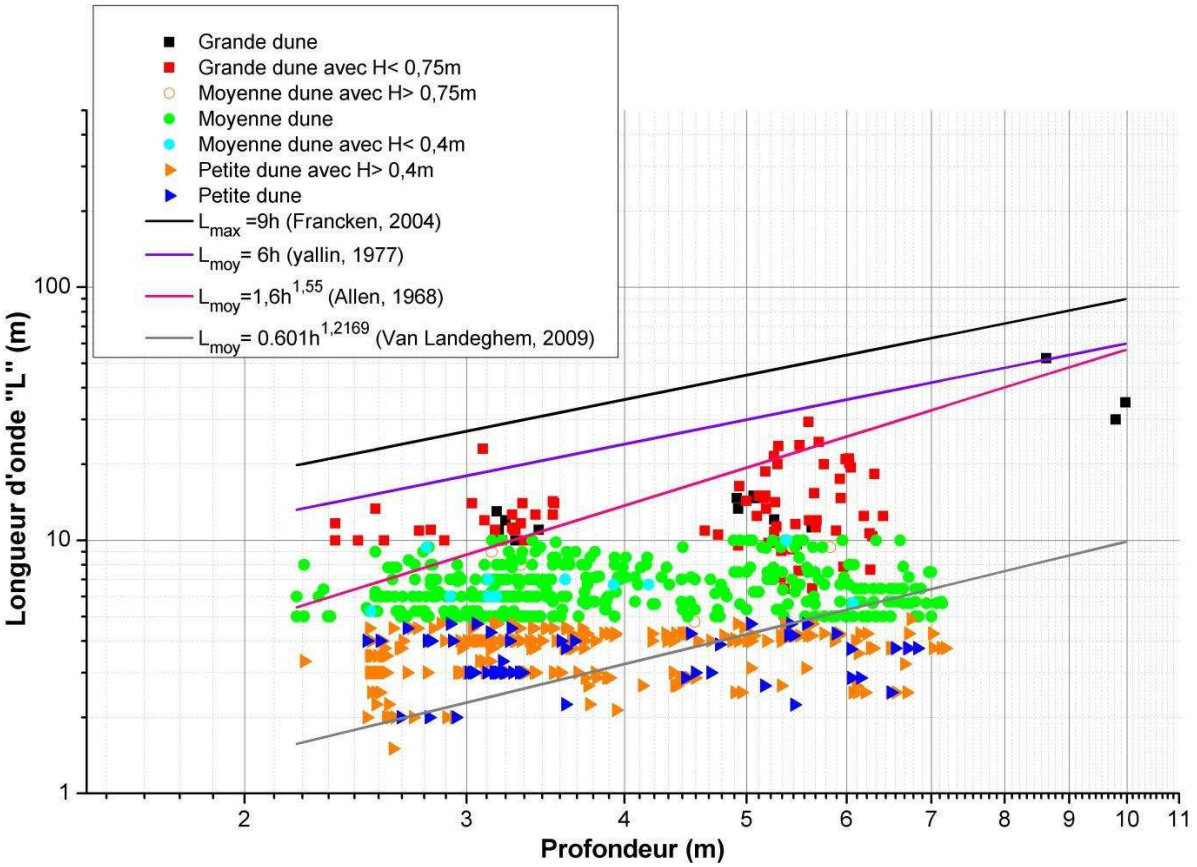


Figure 30: Longueur d'onde (crête à crête) en fonction de la profondeur d'eau. Comparaison des différentes sous-classes des dunes avec les corrélations statistiques issues de la littérature

Nous avons observé différentes dimensions des dunes (H et L variant respectivement entre 0,3 et 3,3 m et entre 1,5 et 52,2 m) dans une profondeur qui varie peu (entre 2 et 10 m). L'analyse de cet ensemble des données ne permet pas d'établir une bonne corrélation entre la hauteur ou la longueur d'onde et la profondeur d'eau. L'interaction de la profondeur d'eau sur la taille des dunes n'est pas évidente de manière claire dans notre zone d'étude.

De plus, les résultats ne correspondent pas à la régression statistique mondiale qui a été établies par Yalin (1977) et Franken (2004). Ceci peut être dû à plusieurs facteurs, par exemple, la bathymétrie et l'environnement dans lesquels ces formules ont été établies sont différents de notre zone d'étude. Ainsi que les formulations considèrent que les corps sédimentaires sont en équilibre avec l'environnement. La surestimation pourrait signifier que

la morphologie des dunes, d'oued Loukkos, est en dehors de l'équilibre et qu'elles pourront être en phase d'adaptation avec l'environnement ambiant.

La dépendance des dunes à la profondeur a été documentée par certains auteurs (pour la hauteur des dunes exemple Allen 1968, et pour les longueurs d'ondes exemple Jackson 1976 ; Besio et al., 2006; Blondeaux et Vittori, 2011). Cependant, d'autres études portant sur les dunes des zones peu profondes (baies, chenaux tidaux, etc.) ont produit des résultats contradictoire qui montre que la taille des dunes est indépendante de la profondeur d'eau (Aliotta & Perillo, 1987; Wewetzer and Duck, 1999 ; Bartholdy et al., 2002).

L'absence d'une corrélation claire, qui pourrait traduire l'influence de la profondeur d'eau, seul, sur les dunes, suggère que d'autres paramètres tels que les conditions de lit associées à la quantité, la nature et la mobilité des sédiments doivent également être pris en compte (Barnard et al., 2012). Par exemple, de nombreuses observations in situ montrent que la taille des dunes ne corrèle pas avec la tranche d'eau à cause de leur positionnement et les conditions hydrodynamiques qu'elle subit. Les dunes situées dans un chenal courbé, ou dans des zones où il y a des circulations secondaires important, ne sont pas à l'échelle de la profondeur et elles sont susceptibles de différer considérablement de la régression statistique globale (Pont et Jarvis, 1982). Ainsi que dans les écoulements transitoires où l'instabilité des flux laisse les dunes en dehors de l'équilibre (par exemple Nittrouer et al 2008).

CHAPITRE V

CARACTERISTIQUES SEDIMENTAIRES DU FOND D'OUED LOUKKOS

I SEDIMENTS SUPERFICIELS

Dans le but d'appréhender les caractéristiques (qualitative) du matériel sédimentaire et analysé son évolution, ainsi de fournir une zonation des caractéristiques granulométriques des sédiments qu'il est possible de relier au contexte morphologiques des dunes, des sédiments superficiels ont été prélevés le long du lit d'Oued Loukkos. Au total, 90 échantillons sédimentaires, dont 59 échantillons ont été prélevés du fond du fleuve et 34 ont été prélevés sur la zone de marécage (Fig. V-1). Le matériel du fond a été collecté en utilisant une benne en aluminium, qui permet d'échantillonner les 5-10 cm supérieur de la surface du lit. Les points de prélèvement sont reportés sur la figure ci-dessous.

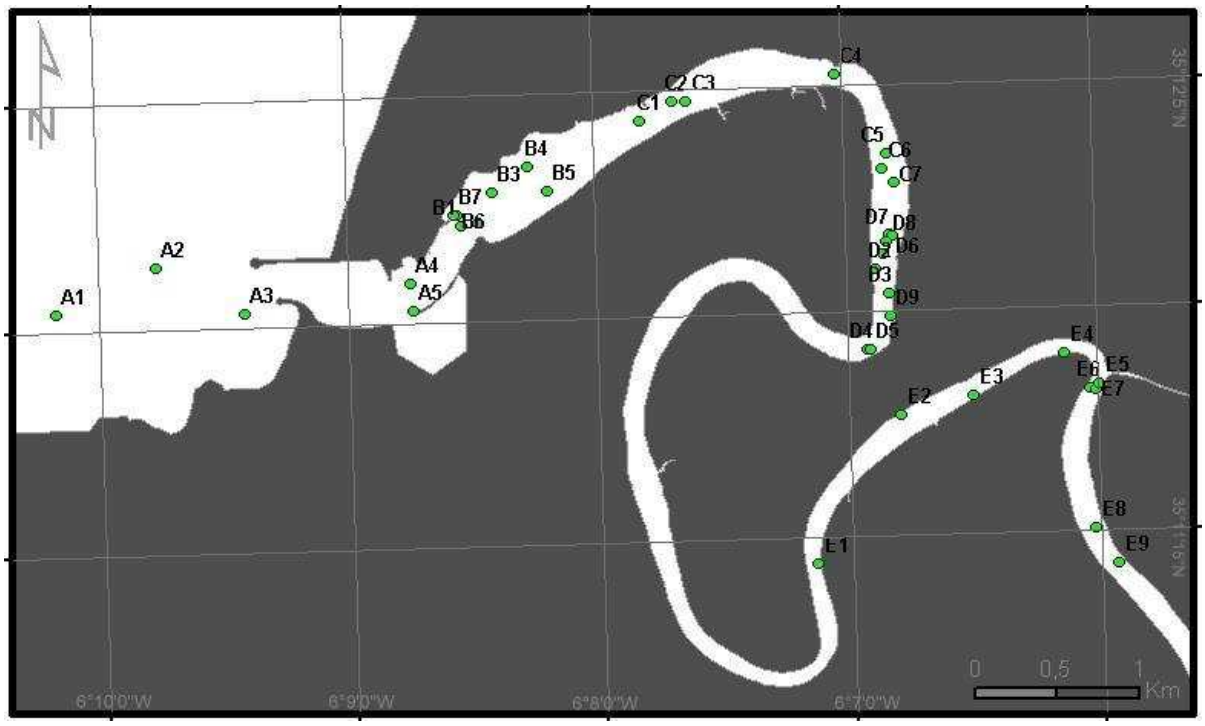


Figure V-1: Positionnement des prélèvements sédimentaires

I.1 Distribution quantitative et qualitative des fractions granulométriques

Sur le lit d'oued Loukkos, on relève, en fonction de la moyenne (Folk, 1966 ; FOLK & WARD, 1957), une très grande diversité dimensionnelle : les vases, les sables très fins, les sables fins, les sables moyens et grossiers. La carte des sédiments superficiels a été la première étape dans l'étude du fond du lit. Elle met en évidence la répartition des grands types de sédiments constituant le fond de la zone d'étude (Fig. V-2).

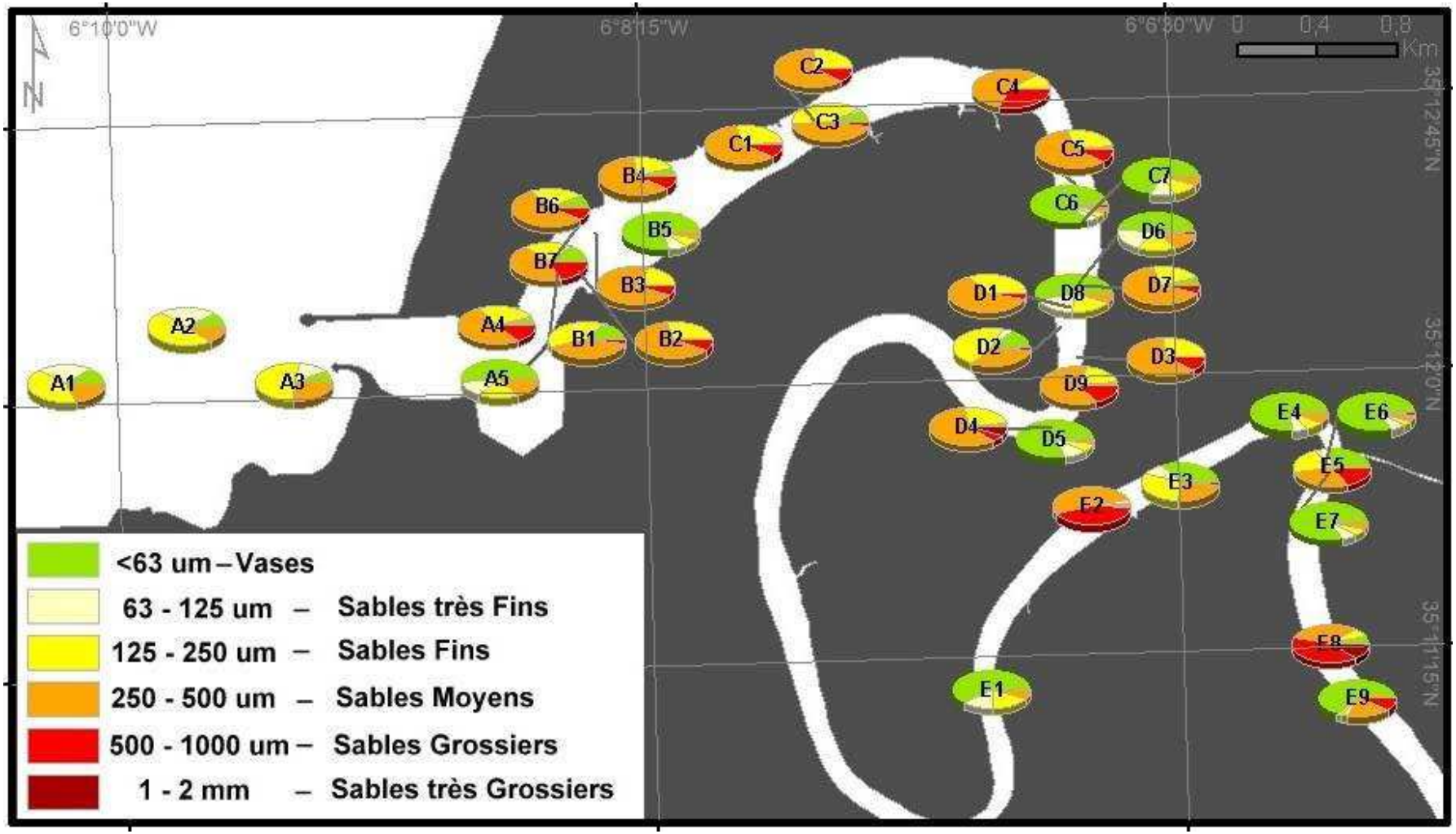


Figure V-2: Carte des distributions quantitative et qualitative des sédiments superficiels – Oued Loukkos

Les sédiments constituant le fond d'oued Loukkos sont caractérisés généralement par une hétérogénéité et une extrême diversité granulométrique. La majorité des prélèvements correspond à une association des plusieurs fractions granulométriques, il s'agit de fraction fine notamment les silts et les argiles (2 – 63 µm), de fraction des sables très fins (63 – 125 µm), de sables fins (125 – 250 µm), de sables moyens (250 – 500 µm), de sables grossiers (500 – 1000 µm) et de sables très grossiers (1 – 2 mm). La proportion de ces fractions varie très fortement, d'un échantillon à autre, en fonction du lieu de prélèvement (Fig. V-2).

Fraction silto-argileuse : Représente 0 à 99% du contenue de sédiments (Fig. V-3). Les valeurs les plus importantes (supérieures à 30%) ont été identifiées essentiellement à l'amont de la zone étudiée La teneur maximale, d'ordre 99%, a été observée à 15 km de l'embouchure. Cette fraction granulométrique peut être localement très abondante dans différents endroits, également, à l'aval de la zone d'étude. Elle représente 90 % dans l'échantillon prélevé à 2km de l'embouchure et 56% dans les sédiments situés près du port de Larache.

Des faibles portions en fraction silto-argileuse inférieur à 10%, parfois proche ou égale à 0%, sont couramment observées dans le secteur médiane et aval de la zone d'étude (de l'embouchure jusqu'à le premier bras du fleuve). Elles sont généralement concentrées près de la rive nord. On note que les analyses des échantillons, prélevés au large, révèle des teneurs en fine comprises entre 8 et 13% du sédiment total. Généralement, Un gradient granulométrique transversal a été mis en évidence, duquel la teneur en fraction silto-argileuse diminue au fur et à mesure que l'on s'éloigne de la rive sud vers la rive nord

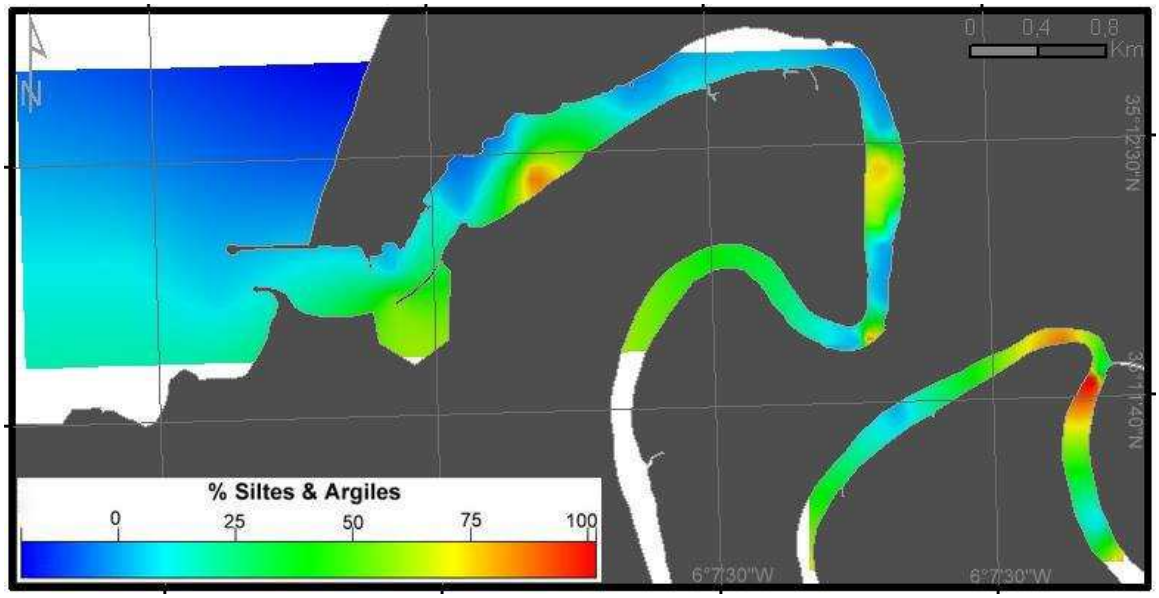


Figure V-3: Répartition spatiale des pourcentages relatifs de fraction granulométrique de la vase – Oued Loukkos

La fraction des sables très fins : se situe entre 0 et 31 % du contenue des sédiments prélevés dans différentes zones. Les valeurs les plus importantes (27 – 31%) ont été observées pour les échantillons récoltés au-delà de l'embouchure entre les isobathes -13 et -17 m (Fig. V-4). La teneur en cette fraction décroît rapidement en se dirigeant vers l'amont.

A l'embouchure, à quelque centaine de mètre de prélèvements situés au large, la teneur en sables très fins a diminué de plus de moitié, elle en représente des valeurs comprises entre 15 et 10% de la totalité des sédiments. En se dirigeant vers l'intérieur du fleuve (de 2 à 5 km de l'embouchure), la majorité des échantillons révèlent des teneurs très faibles, de sables très fins, comprise entre 0 et 2 % du sédiment total. Par contre entre 5 et 6 km de l'embouchure, bien qu'il existe des sédiments dépourvus de sables très fins (teneur égale ou proche de 0%), nous constatons une concentration des sédiments avec une part relativement importante, de cette fraction, comprise entre 16 et 21% du sédiment total.

A l'amont de la zone étudiée (de 11 à 15 km de l'embouchure), il existe des sédiments contiennent une teneur très faible en cette fraction, proche ou égale 0%. Il est à noter qu'un pourcentage relativement important d'ordre de 17% a été observé à 12 km de l'embouchure. Mais, les sédiments avec des teneurs comprises entre 8 et 10% de sable très fins restent les plus couramment observés.

La fraction de sables fins : Constitue entre 3 et 52% du sédiment total. Un léger gradient granulométrique longitudinal peut être mis en évidence. La proportion de cette fraction diminue vers l'amont (Fig. V-4). Les teneurs maximales ont été enregistrées au-delà de l'embouchure entre les isobathes -7 et -16m, elles sont comprises entre 42 et 52% du total de sédiment, contrairement à l'amont où ses teneurs n'atteignent que 3 à 9% du sédiment total. Toutefois, des sédiments avec des teneurs relativement importants peuvent être observés, localement, à 4 et 6 km de l'embouchure. Ils sont composés respectivement de 42% et 45% de sables fins.

La fraction de sables moyens : est prédominante sur la majorité des sédiments analysés, elle varie entre 3 et 76% du sédiment total. Elle est très abondante dans le secteur compris entre l'entrée et le deuxième bras du fleuve (entre 1 et 6 km de l'embouchure). Dans ce secteur, concentré principalement près de la rive droite, les teneurs maximales atteignent 65 à 76% (Fig. V-4). Généralement, la proportion de sable moyen présente un gradient granulométrique transversal. Elle diminue en s'éloignant de la rive nord (droite) vers la rive sud (gauche). Les teneurs en cette fraction sont généralement restées comprises entre 11 et

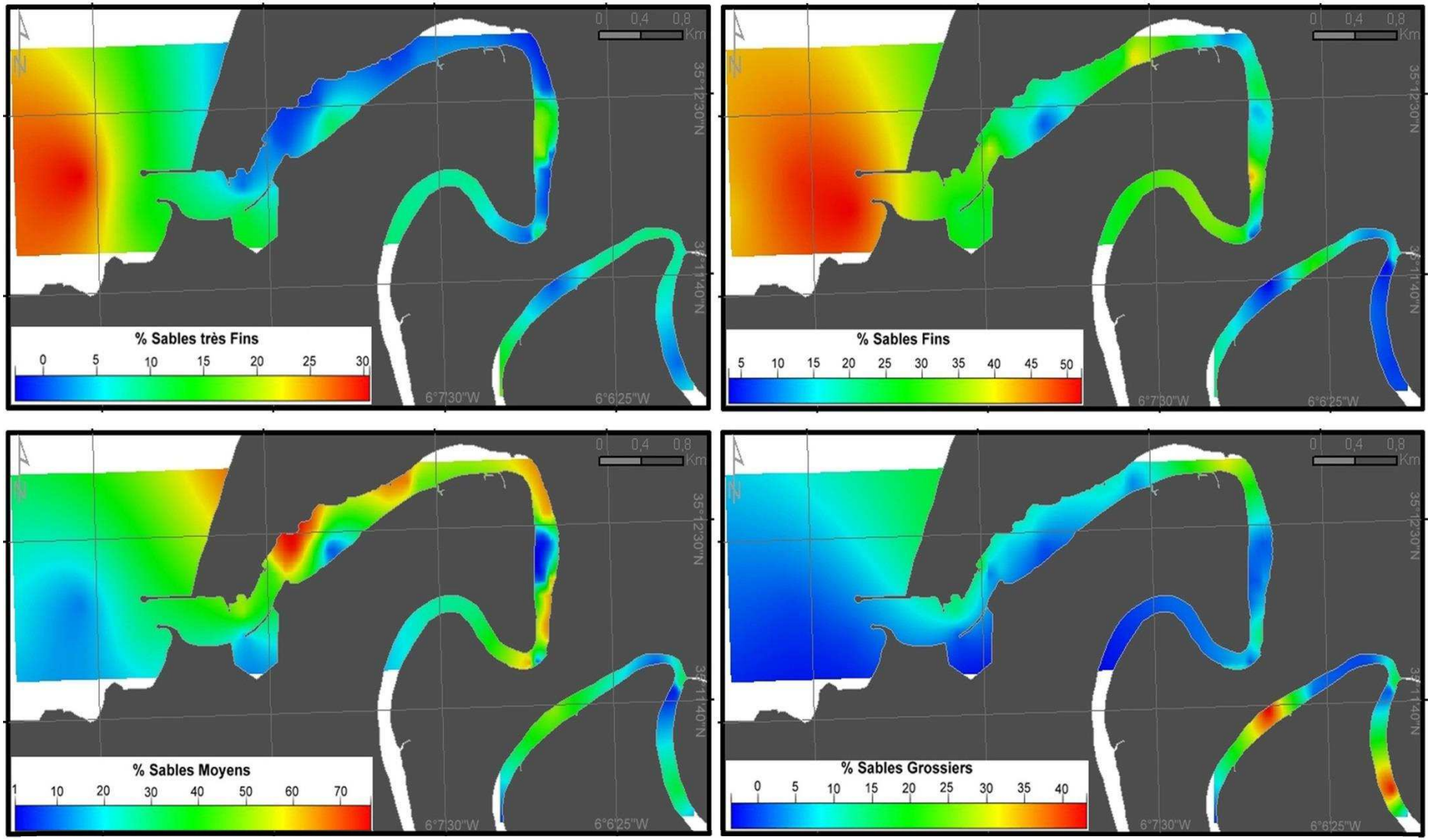


Figure V-4: Répartition spatiales des pourcentages relatifs de différentes fractions granulométriques des ables sur le lit d'Oued Loukkos. (sables très fins, sables fins, sables moyens et sables grossiers)

26% pour les sédiments prélevés au large (au-delà de l'embouchure). À l'amont de la zone étudiée, la majorité des sédiments sont constitués de 3 à 9% de sables moyens. Cependant, cette fraction granulométrique peut localement atteindre une valeur d'ordre 31 et 35 % pour les échantillons prélevés respectivement à 14 et 15 km de l'embouchure.

La fraction de sables grossiers : varie entre 0 et 44% du sédiment total. Elle est observée avec des portions importantes dans trois zones principales (Fig. V-4). Dans la zone amont avec 44 et 43% dans les sédiments prélevés respectivement à 13 et 15 km de l'embouchure, et 32% dans les sédiments situées dans la fosse de la Pointe blanche (à 5 km de l'embouchure). Cette fraction, et contrairement aux zones précédentes, occupe le reste du secteur d'étude avec des portions relativement moins importantes. Elle présente généralement un léger gradient granulométrique transversal. Les sédiments composés de 8 à 18 % de sables grossiers situés près de la rive nord (droite) laissent place vers la rive sud (gauche) à des sédiments pauvres ou dépourvus de sables grossiers.

I.2 Distribution spatiale des paramètres granulométriques

Afin de mieux caractériser la distribution granulométrique, nous avons réalisé des cartes de répartition des différents paramètres statistiques (calculés à partir de la granularité). Ceci nous a permis d'observer l'évolution de ces différents paramètres granulométriques, des sédiments superficiels, sur la zone étudiée.

I.2.1 La moyenne

La moyenne granulométriques des sédiments superficiel d'oued Loukkos se situe entre 6,1 et 0,97 unités Phi. Ceci nous a permis de déterminer des classes granulométriques allants de vases (Mz>4 phi) aux sables grossiers (Mz<1 phi).

L'affinement du sédiment de l'amont vers l'aval ne se fait pas d'une manière continue (Fig. V-5). En effet, la carte établie évoque une fluctuation de la moyenne au long du fleuve. Elle est traduite par des valeurs importantes enregistrées à 2 et 6 km de l'embouchure et à l'extrême amont de la zone d'étude où la moyenne atteint un maximum de 6 (phi). Toutefois, sur le plan transversal, la distribution de la moyenne montre une évolution graduelle de la rive droite vers la rive gauche, dans quelques endroits du fleuve. Notamment à l'aval (à 2 km de l'embouchure) où la moyenne passe de 1,6 (phi) près de la rive droite, à 5,6 (phi) près de la rive gauche sur une distance, à peu près, de 300m.

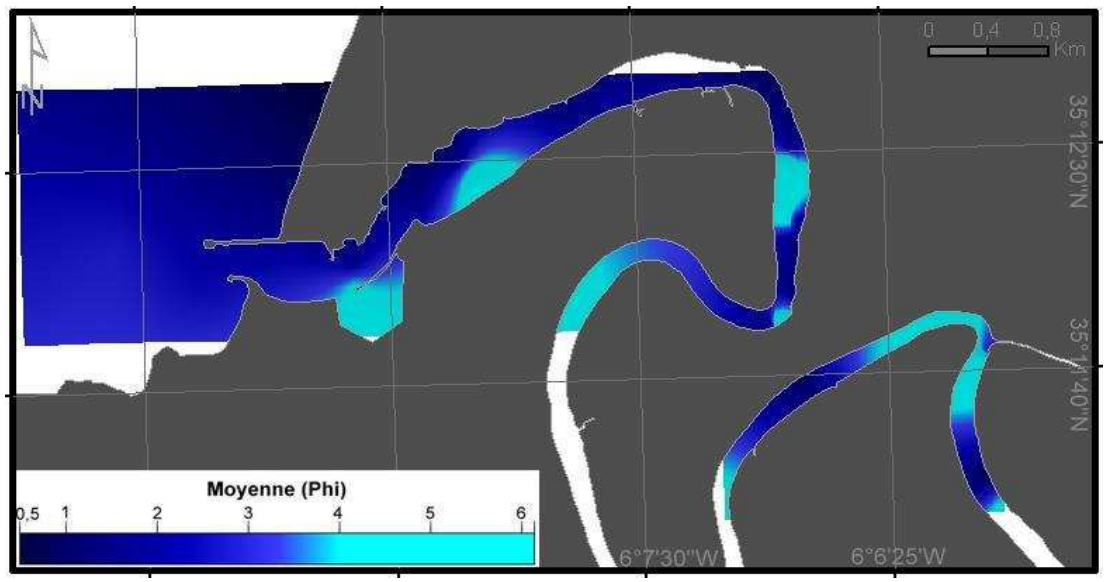


Figure V-5: Répartition spatiale de la moyenne granulométrique des sédiments – Oued Loukkos

I.2.2 Indice de classement

Les indices de classement présentent des valeurs, comprises entre 0,40 et 2,71 Phi, qui les situent dans une gamme s'étendant du bien classé au très mal classé. Sur le plan transversal du fleuve, cet indice montre une tendance dégradée vers la rive gauche (Fig. V-6). Longitudinalement, la tendance n'est pas trop claire, toutefois, nous constatons que le classement des sédiments est mieux en mieux bon en direction de l'aval (des sédiments mal à très mal classés sont couramment observés à l'amont de la zone d'étude).

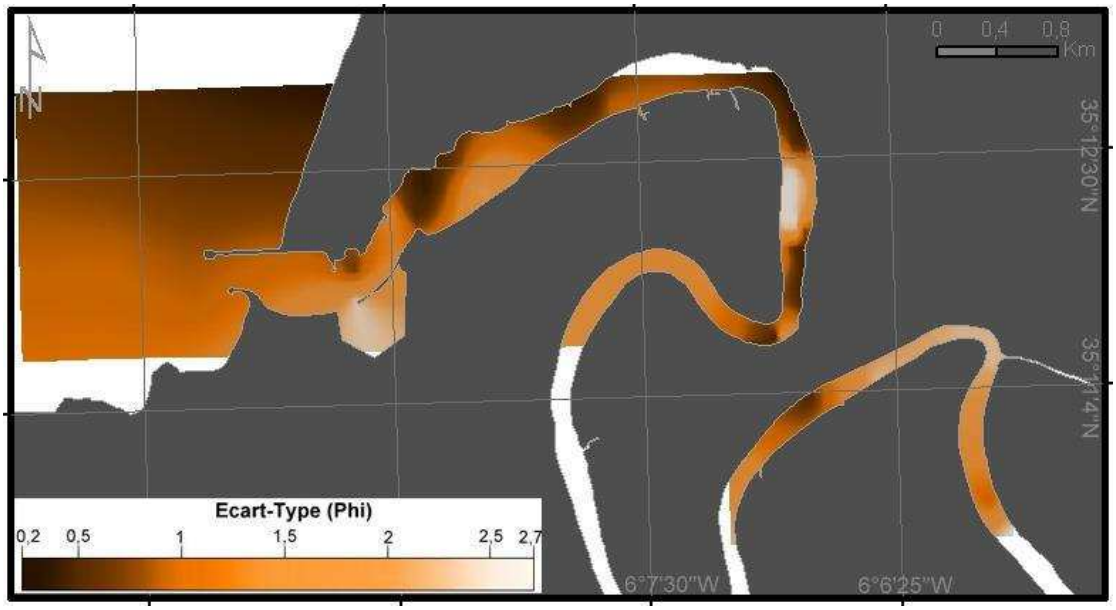


Figure V-6: Répartition spatiale de l'indice de classement – Oued Loukkos

La configuration spatiale de l'indice de classement relate l'irrégularité du niveau énergétique de l'agent de transport le long d'Oued Loukkos. L'augmentation du tri des sédiments, surtout dans les secteurs médiane et aval du fleuve et près de la rive droite, reflète le caractère actif des phénomènes de transport sédimentaire.

I.2.3 Indice d'asymétrie (Sk)

L'indice de Skewness varie entre -0,60 et 0,28 phi (Fig. V-7). Il détermine trois types dépôts :

Sédiments avec une asymétrie positive (Asymétrie vers les fins) : se rencontre essentiellement à l'amont de la zone d'étude (pour les silts et argiles). Un seul échantillon avec une asymétrie positive a été identifié, près de la rive droite, à 6 km de l'embouchure. Il s'agit des sédiments qui ont eu un enrichissement en particules fines. D'après Chamley (2000) et Arnaud-Fassetta (1998, 2000), cette catégorie de sédiments s'observe dans les sédiments fluviatiles enrichis en fines décantées en fin de crue.

Sédiments avec une symétrie granulométrique : l'examen de la carte de distribution montre que cet ensemble de sédiments se situe globalement dans la partie médiane du fleuve et plus précisément au niveau du centre du chenal.

Sédiments avec asymétrie négative : ils s'agit des sédiments enrichis en particules grossiers. Les valeurs de Sk comprise entre -0,10 et -0,30 (asymétrie vers les grossiers) s'observent dans les sédiments prélevés dans deux zones principales. 1) Au niveau de l'embouchure où il traduit probablement un sable où les fines ont été éliminées par vannage (Chamley, 2000), et 2) au niveau de l'amont de la zone étudiée où l'enrichissement en particule grossier peut être expliqué par une injection de sables lors d'une crue.

Les valeurs Sk comprise entre -0,30 et -0,60 (forte Asymétrie vers les grossiers) sont présentent surtout dans la partie médiane du fleuve, montrant une léger tendance vers les rives. Il est à noter que deux échantillons, appartenant à cette catégorie, ont été observés à l'amont. Ils sont situés près des affluents du fleuve. Leur présence près des affluents du fleuve peut expliquer leur fort enrichissement en particules grossières. Car plus l'alimentation possible en sables au moment de crue, ces sédiments peuvent recevoir des sédiments grossiers provenant de ces cours d'eau.

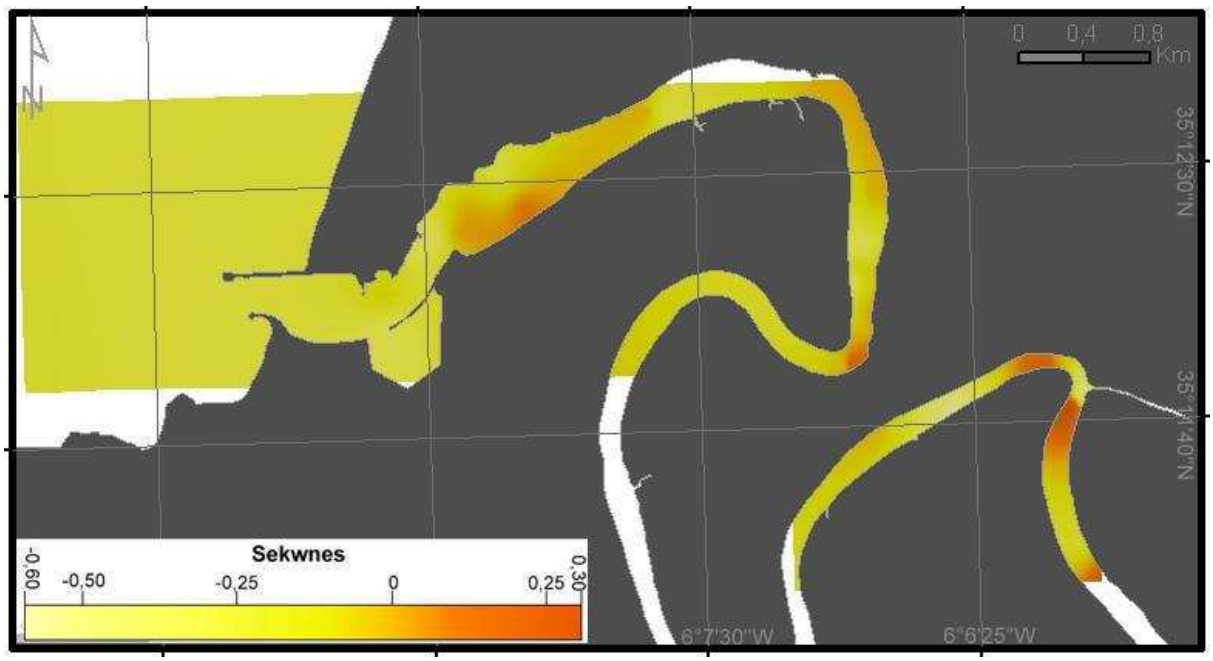


Figure V-7: répartition spatiale de l'indice d'asymétrie – Oued Loukkos

I.3 Modalités des transports fluviaux

Les sédiments sont transportés puis déposés, dans des conditions d'énergie de milieu très variables. L'image CM, élaborée à partir des courbes cumulatives des échantillons analysés, montre différents modes de transport des sédiments (Fig. V-8).

Les sables grossiers, avec une médiane d'ordre 525 µm, sont positionnés sur le segment NO (Fig. V-8). Leur transport se fait uniquement par roulement sur le fond. Ce mode de transport ne permet pas un triage des sédiments (sédiments mal classés), il provoque leur dépôt par diminution brutale de la compétence. Cette dernière a lieu lorsque les eaux sont brusquement ralenties par un obstacle sur le fond (végétations), ou encore, le positionnement de ces sédiments près de la rive. Généralement, ces sédiments, mal classés, présentent un faciès parabolique et une asymétrie vers les grossiers (SK négative), ce qui traduit un ensemble sédimentaire hétérogène. Ceci témoigne d'un début de l'évolution fluviatile des sédiments. On est en présence d'un dépôt de crue mis en place par une lame d'eau profonde à haute énergie.

Les sables moyens, avec une médiane (Q50) comprise entre 214 µm et 479 µm et une valeur de centile (Q99) variant entre 517 µm et 1 mm, présentent à la fois les caractéristiques de la banche des dépôts de roulement sur le fond et de suspensions gradées (OP) et celle des dépôts de suspensions gradées et de roulement sur le fond (PQ) (Fig. V -8). Principalement, pour la majorité de ces échantillons le transport se fait par roulement sur le fond et

accessoirement par suspension. L'apparition du phénomène de suspension, dans leur transport, est expliquée par la présence des éléments fins dans les sédiments.

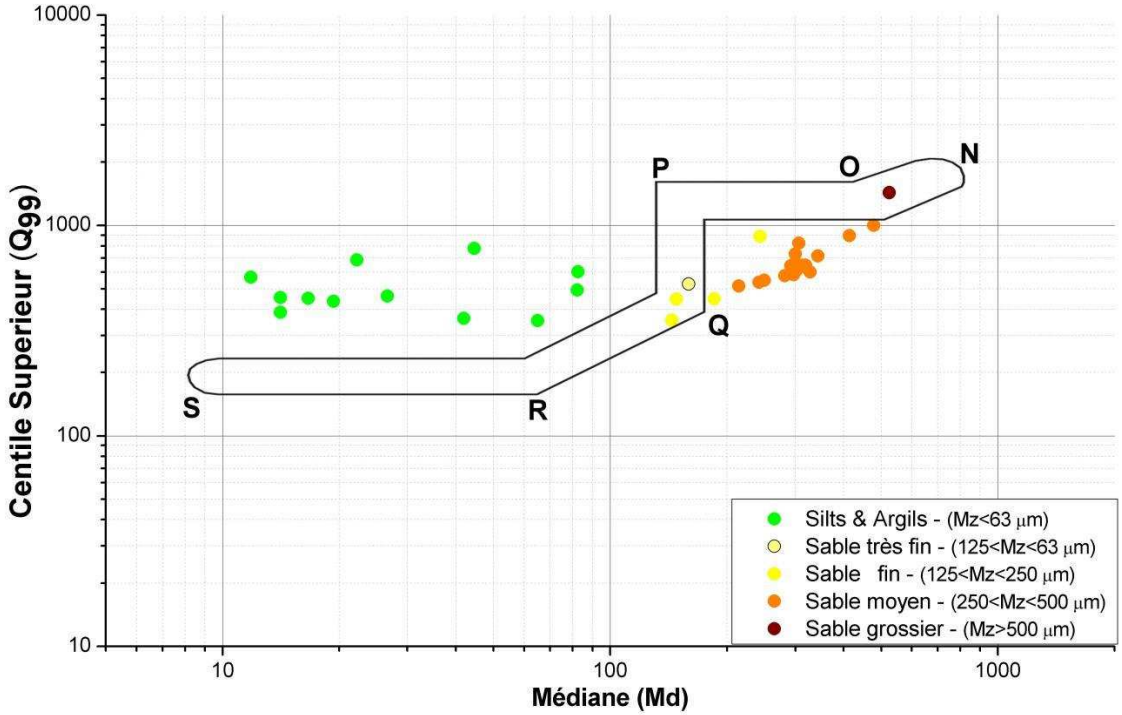


Figure V-8: Diagramme CM des sédiments prélevés au lit d'Oued Loukkos.
Interprétations de Passega (1957) : NO: Dépôts de roulement sur le fond ; OP: Dépôts de roulement sur le fond et de suspensions gradées ; PQ: Dépôts de suspensions gradées et de roulement sur le fond ; QR: Dépôts de suspensions gradées sans roulement ; RS: Dépôts de suspensions homogènes

Les échantillons relativement bien classés et avec une distribution dimensionnelle symétriques (-0,10<SK<0,10) ont été sédimentés suite à un ralentissement régulier et naturel du courant (c'est un courant sélectif). Par contre, les sédiments relativement moins bien classés et mal classés et avec une forte asymétrie négative (-0,3>SK>-1) ont été sédimentés suite à une chute brutale du courant. Cette chute peut être entraînée lors des moments de crue, ou par une certaine rugosité du fond qui conduit à un freinage brutal du courant.

Les sables fins à très fins, avec une médiane (Q50) comprise entre 144 et 244 µm, et une valeur de Q99 comprise entre 354 et 890 µm, sont positionnés principalement dans le segment des dépôts de suspensions gradées et de roulement sur le fond (PQ) (Fig. V-8). Leur situation dans la partie inférieure du segment PQ suggère que le transport se fait essentiellement par suspension et que les fractions relativement plus grossières peuvent accessoirement être charriées par roulement. Ce sont des sédiments dans lesquels la fraction de sables moyens est abondante et mal classée, leur valeur de SK (varie entre -0,23 et -0,60 (phi) traduisant un fort enrichissement en sédiments grossiers).

Les échantillons E3 et E5 prélevés à l'amont, se caractérisent par un classement très mauvais et par une forte asymétrie vers les grossiers avec une valeur, de SK, d'ordre -0,6 phi. Ils laissent supposer qu'il résulte d'une sédimentation en deux temps : dépôts des éléments relativement fins dans des conditions hydrodynamiques calmes, puis l'arrivée des éléments plus grossiers, en transit par roulement, qui enfouissent alors la fraction la plus fine. L'injection de cette masse des éléments relativement grossiers peut être liée 1) à la turbulence crée par des courants plus violents (exemple courants de crues) (le cas de l'échantillon E3), ou 2) à l'arrivée des sédiments du continents à l'aide des affluents (le cas de l'échantillon E5 prélevé à 14 km de l'embouchure). Par contre, les échantillons prélevés à l'embouchure (A1, A2 et A3), modérément à mal classés et avec une valeur de SK variant entre -0,23 et -0,29 (phi), ils ont été sédimentés suite au ralentissement progressif du courant : pour une vitesse données, seules quelques fractions dimensionnelles se déposent, tandis que les fractions plus fines continuent leur cheminement pour se déposer, en aval, dans un milieu assez calme.

Les vases (silts & argiles), avec une médiane (Q50) comprise entre 12 et 82,5 μm et une valeur de centile (Q99) entre 354 et 779,5 μm, sont transportées essentiellement par suspension (figure 10). Leur situation sur l'image CM couple entre le segment des dépôts de suspensions homogènes (RS) et des dépôts de suspensions gradées sans roulement (QR) (Fig. V-8).

Le transport par roulement n'intervient systématiquement pas dans leur déplacement. Ces sédiments sont donc transportés par un courant constant moins soumis à la turbulence du fond, de sorte que le flux tend à être plus laminaire (Passega, 1963). En revanche, pour certains échantillons (avec Q99 > 560 μm), elles montrent une combinaison entre les caractéristiques de la branche de PQ et celle de RS (Fig. V-8). Ce sont des sédiments en population très étalée, transportés principalement en suspension et accessoirement en roulement. Le déplacement par roulement est dû à la présence, assez importante, des fractions de sables moyens et grossiers dans les sédiments.

Le tableau suivant (Tableau V-1) résume les modes de transport en fonction des limites dimensionnelles des sédiments et des différents indices granulométriques calculés :

- Le transport par roulement uniquement n'apparaît qu'en amont et n'intervient que dans le transport des sédiments grossiers. Alors que pour les sédiments moyens, bien classés et avec une distribution dimensionnelle symétrique, le roulement se combine avec la suspension tout en restant le mode du transport principale.

Ce déplacement des sédiments par roulement intervient d'une manière secondaire pour les sédiments (les vases, les sables fins et très fins, et les sables moyens mal classé et SK négative) situés près des rives et à l'embouchure

- Le transport par suspension gradée est le transport prépondérant dans la partie médiane du fleuve (zones B, C et D) il intervient d'une manière principale pour les sables moyens, les sables fins et très fins et les vases ave une distribution dimensionnelle asymétrique négative.
- La suspension homogène est le transport principal pour les vases avec une distribution granulométrique symétrique et positive

Classe des sédiments	**Classement**	**Asymétrie**	**Transport principal**	**Transport secondaire**	**Remarques**
Sables grossiers	Mal classé	Négative	Roulement	---	localisés à l'amont
Sables moyens	Bien classé	symétrique	Roulement	Suspension gradée	Situés essentiellement dans la partie médiane du fleuve (zone B, C, D)
Sables moyens	Mal classé	Forte asymétrie négative	Suspension gradée	Roulement	Localisés le plus souvent près des rives
Sables fins et sables très fins	Modérément classés à très mal classés	Forte asymétrie négative	Suspension gradée	Roulement	Situés à l'amont et à l'embouchure proprement dit
Vases	Très mal classés	Positive	Suspension homogène	Suspension gradée	Situés surtout à l'amont de la zone étudiée
Vases	Très mal classés	Symétrique	Suspension homogène	Suspension gradé – roulement	Observés dans la partie médiane du fleuve
Vases	Très mal classés	Négative	Suspension gradée	Roulement	localisés généralement dans la zone D

Tableau V-1: Tableau récapitulatif des modalités du transport sédimentaire des sédiments d'oued Loukkos

I.4 Typologie des prélèvements

Nous venons de voir que les sédiments prélevés présentent une extrême diversité, ce qui rend leur classification difficile. Dans le but de définir les grands ensembles sédimentaires caractérisant la zone d'étude, nous avons opté pour une distinction privilégiant les critères granulométriques. La relation entre la granularité et l'homogénéité de différentes fractions, ainsi que les calculs des paramètres granulométriques permettent une identification aisée de différents types sédimentaires de la zone d'étude. Cela a conduit de distinguer 10 types sédimentaires répartis dans les différentes zones d'Oued Loukkos (Tableau V-2). Par ordre de granularité croissante, les 10 types de sédiments sont :

- Type 1 : des silts et argiles, constituées par plus de 80% de particule de taille inférieure à 63 µm, et comportent une portion de sédiments fins inférieure à 20%. Ce sédiment possède une fraction de sables moyens comprise entre 3 et 16,5% avec une moyenne de 7%. Ces sédiments, très mal classés, sont caractérisés par une répartition granulométrique bimodale ou tri-modale, dont les modes se situent entre [5,7 et 6,8], [42 et 58,5] et [257 et 421].

- Type 2 : contrairement au type précédent, ces sédiments très fins (silts et argiles) sont composées par moins de 80% de particule de taille inférieure à 63 µm, et comportent une portion de sables fins supérieure à 20%. Les teneurs en sables moyens sont variables entre 6 et 16% avec une moyenne de 10%. Les teneurs des sables grossiers restes négligeables, elles atteignent rarement 6% (moyenne de 2%). Ces sédiments présentent un large éventail granulométrique, et sont par conséquent très mal classés.

- Type 3 : il s'agit d'un sable très fin, très mal classés montrant une distribution granulométrique bimodale (mode à 218 et 5,8 µm). Ce type de faciès sédimentaire ne concerne qu'un seul échantillon situé à l'amont à 12,5 km de l'embouchure. Il est majoritairement composé par la fraction granulométrique inférieure à 63 µm (avec 39% de silts et argiles). Les fractions de sables fins et de sables moyens sont bien représentées, elles excédent respectivement une valeur de 30 % et 25 %. Les sables grossiers sont présents avec un faible pourcentage d'ordre de 2%.

- Type 4 : les sables fins constitués par un moins de 10% de particule inférieur à 63 µm. Ce faciès est constitué des sables modérément classés. Le mode se situe généralement à 151 ou 195 µm. La fraction de sables fins est la plus dominante avec un pourcentage moyen de 51%. Les sables très fins (63 – 125 µm) sont bien représentés (de 15 à 30%). Ce sédiment

possède aussi des teneurs importantes des sédiments moyens (250 – 500 µm) avec une moyenne de 19%.

- Type 5 : des sables fins comportant plus de 10% de sédiments très fins (silts et argiles). Ce sont des sédiments mal à très mal classés. La valeur modale se situe à 163 ou 392 µm. Les teneurs en sables très fins varient entre 8 et 27%, et celles en sables moyens varient entre 18,5 et 31%. Pour l'échantillon, avec un très mauvais classement, comporte une fraction importante de sable grossier (17,5 %).

- Type 6 : Sable moyen avec une portion importante de sables fines (supérieur à 20%. Ce type est constitué d'un sable, généralement, modérément classé, montrant une distribution granulométrique unimodale, dont le mode varie entre 259 et 347 µm. Ce faciès possède une fraction de sables moyens importante, comprise entre 47 et 65% (moyenne 60%). Il comprend une teneur importante de sables fins varie entre 19 et 42% (moyenne 28%). Les sables grossiers sont bien représentés avec une moyenne de 8% (ils atteignent une valeur maximale d'ordre de 15%). La teneur en sédiments de taille inférieur à 0,63 µm (silts et argile) varie entre 2 et 8% avec une moyenne de 4,5%.

- Type 7 : Sables moyens avec plus de 10% de particules de taille inférieur à 63 µm. Il s'agit des sédiments mal classés. Les modes sont situés entre 232 et 340 µm. Il est constitué principalement par des sables moyens avec un pourcentage compris entre 36 et 45% (moyenne de 41%). Il se caractérise par une teneur importante de sables fins, qui varie entre 24 et 45%. Il se différencie des autres types, de sables moyens, par sa teneur relativement importante de silts et argiles (2 – 63 µm), elle varie entre 13 et 15%. La teneur en sables grossier et en sables très fins fluctue d'un échantillon à autre. Elle varie entre 1,5 et 18% pour les sables grossiers (moyenne 7%), alors que pour les sables très fins la teneur varie entre 1,6 et 6% (moyenne 3%).

- Type 8 : Sables moyens constitués par une fraction importante de sables grossiers. Ce faciès sédimentaire concerne deux échantillons situés dans la fosse de la pointe blanche (C4) et à l'amont à 12 km de l'embouchure (E2). Modérément classé, ce sédiment présente une valeur dominant de sables moyens comprise entre 50 et 60% (moyenne 54%). Il est caractérisé par une fraction importante de sables grossiers variant entre 32 et 44% (moyenne 38%). La teneur moyenne de sables fin est de 6%. Ce type est généralement dépourvu des particules de taille inférieure 125 µm.

		Nombre de mode	Classe modale (µm)	Médiane (µm)	Moyenne (Mz) (phi)	Asymétrie (sk) (phi)	Classement (σ) (phi)	% fraction <63 µm	% sable fin	% sable moyen	% sable grossier
Vases	Type 1	Bimodale & trimodale	[5,7 – 6,8] ; [42 – 58,5] ; [257 – 421]	22,22 – 14,1	5 – 6	0,10 – 0,28	2,1 – 2,7	78 – 99,3	13 – 19,5	5 – 16,5	0,2 – 6,14
	Type 2	Bimodale & trimodale	[5,85 – 6,9] ; [87 – 205] ; 421	27 – 82	4,3 – 5	-0,4 – 0	2,26 – 2,53	54,3 – 76	30 – 44,5	6 – 16	0 – 5,8
Sables très fins	Type 3	Bimodale	5,85 et 235,1	158,8	3,7	-0,60	2,34	38,8	40,13	25,9	1,8
Sables fins	Type 4	Bimodale	151 et 195	144 et 185,5	2,5 – 2,8	-0,28 – -0,29	0,97 – 0,98	8 – 9	67 – 80	11 – 26	0 – 0,1
	Type 5	Unimodale & bimodale	6,89 ; [163 – 392]	148 et 243,2	2,8 – 2,9	-0,23 – -0,57	1,1 – 2,34	12 - 24	26 – 69	18,5 – 31	0,1 – 17,6
Sables moyens	Type 6	Unimodale	[259,2 – 347]	[249,3 – 343]	1,8 – 1,6	-0,33 – 0,01	0,4 – 1	0 – 8	18 – 44	56 – 76	3 – 15
	Type 7	Unimodale	[232 – 339,7]	[214 – 306,1]	1,8 – 2,3	-0,39 – -0,43	1,2 – 1,4	13 – 14,6	27 – 51	36 – 45	1,5 – 18
	Type 8	Unimodale	414,5 et 481	[413 et 479]	1-1,3	- 0,02	0,53-0,56	0 – 1,5	3 – 10	51 – 58	32 – 44
	Type 9	Unimodale	[281 – 327,3]	[282 – 327]	1,6 – 1,8	-0,01 – 0,01	0,4 – 0,5	0	17 – 36	60 – 76	4 – 9,6
Sables grossiers	Type10	Unimodale	555,6	524	0,97	-0,25	1,03	5,81	7,12	35	42,9

Tableau V-2: Les caractéristiques de types sédimentaires répartis dans Oued Loukkos

- Type 9 : Sables moyens majoritairement composés des sédiments de taille comprise entre 250 et 500 µm (avec un pourcentage plus de 60%). Il est constitué principalement de sables moyens avec une teneur comprise entre 60 et 76% (moyenne 66%). Le mode des échantillons se situe couramment entre 281 et 327 µm. Cet ensemble regroupe des sédiments bien à modérément classés. Il est dépourvu des sédiments de taille inférieure à 125 µm. La fraction de sables fins est comprise entre 17 et 35 % (moyenne 27%). La fraction de sables grossiers varie entre 4 et 10% avec une moyenne de 7%.

- Type 10 : ce type est présenté par un seul échantillon. Il s'agit d'un sable grossier avec un mode situé à 555,6 µm. il représente une dominance des sédiments de taille comprise entre 500 et 1000 µm avec un pourcentage de 43%. Cet échantillon présente une large gamme granulométrique, il est par conséquent mal classé. La granularité correspond à celle des sables grossiers (500 – 1000 µm) est la plus dominante, elle présente une teneur de 43%. Ce sédiment possède une fraction de sables moyens importante d'ordre de 35%. La proportion des sables très grossiers présente un pourcentage d'ordre de 11%. La teneur de sables fins est de 6% alors que la présence de sables très fins n'excède pas le 1%. Les silts et argiles (taille de sédiment entre 2 – 63 µm) sont présents avec un pourcentage non négligeable d'ordre de 6%.

I.5 Courbes cumulatives

La figure V-9 présente un exemple des courbes granulométriques (cumulés) des types représentatifs. L'allure des courbes cumulatives caractérise trois types de faciès : hyperbolique, logarithmique, Parabolique et faciès composite (discontinue).

Le faciès hyperbolique est illustré par les sédiments de type 1. Il s'agit d'un faciès de décantation, caractérisant principalement les zones les plus calmes où toute particule apportée par l'eau est définitivement bloquée. Ce type de faciès, caractérisé par une prédominance vaseuse (+80%), occupe principalement la partie amont de la zone étudiée caractérisée par une dimension transverse relativement faible.

Le faciès parabolique avec une courbe arquée tournée vers le haut. Cela concerne les sables fins de type 4 et les sables moyens de type 6 et 7. Ils correspondent à des conditions de dépôt dans un courant relativement rapide. C'est un faciès qui apparaît au début de l'évolution fluviatile des sédiments correspondant aux sédiments en cours du transport. Il traduit des sédiments immatures qui n'ont pas encore adaptée au courant transporteur (Miskovsky, 2002).

Les zones montrant ce type de faciès traduisent donc : - soit des conditions de dépôt par excès de charge à faible distance de la région d'apport (le cas des sédiments fins de type 4 qui occupe la partie aval de la zone d'étude, et les sables moyens de type 6 distribués dans la partie médiane du fleuve (zones B, C et D)) ces zones sont le siège d'un triage relativement bien. - soit un dépôt suite à un arrêt brutal lors du transport des sédiments (le cas pour les sédiments moyen du type 7 qui se situent près des rives.

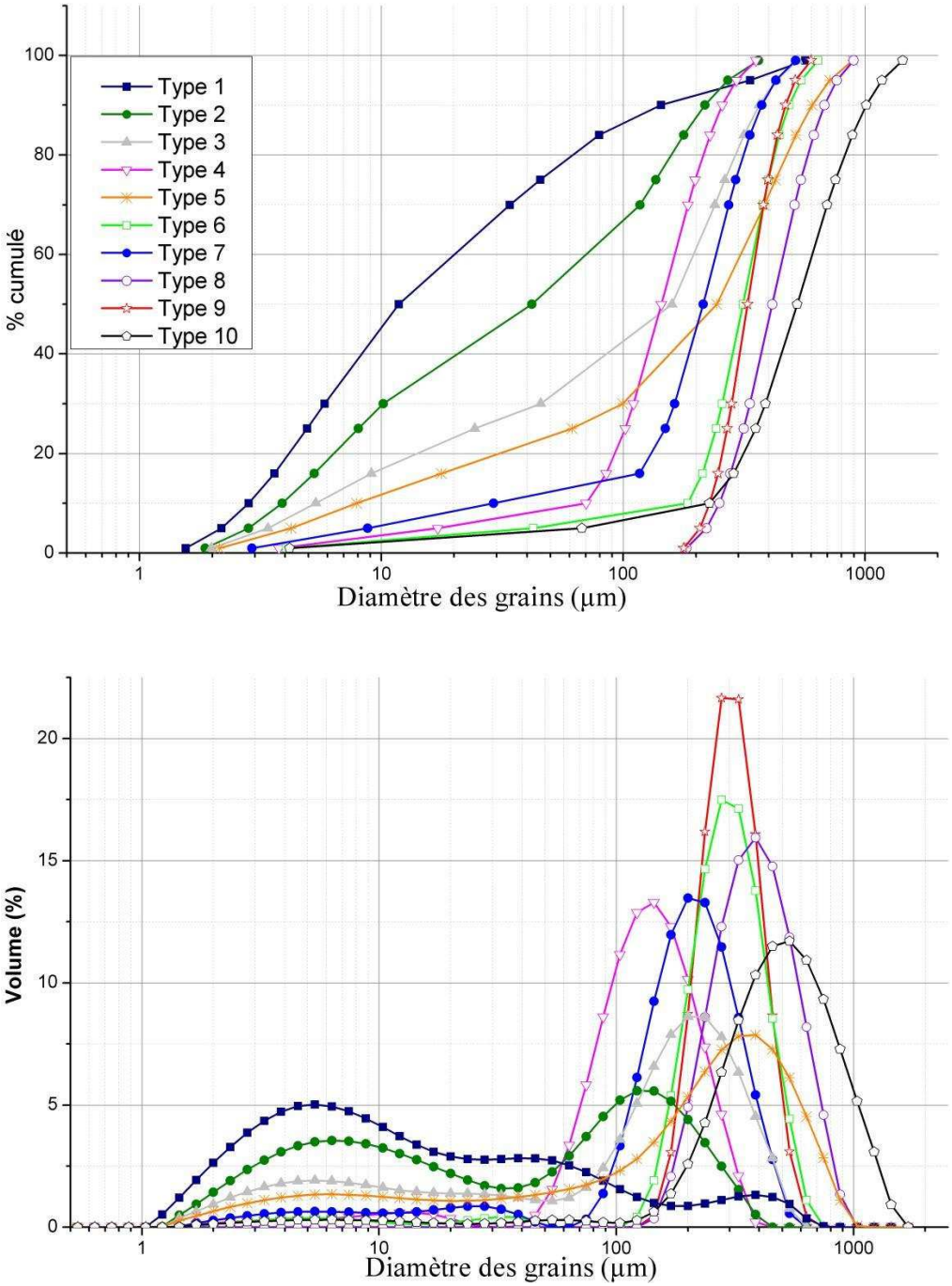


Figure V-9: Courbes granulométriques des différents types représentatifs de la zone d'étude

Cet arrêt brutal peut être occasionné lorsqu'il y a un amortissement d'un méandre ou quand il y a un changement des niveaux de l'eau pendant les différents moments de marée. Ainsi, il est dû à l'effet des obstacles tel que la végétation ou la petite digue naturelle située dans la zone B. Ces résultats coïncident avec l'analyse déjà effectuée sur le diagramme de Passega en haut.

Le faciès semi-logarithmique, est représenté par les types 2, 3 et 5. Leurs courbes montrent une allure rectiligne sur une grande partie centrale, elles s'incurvent vers les grossières en un crochet à faciès hyperboliques. Les courbes représentant les types 8 et 9 montrent un faciès logarithmique typique. Les courbes ont une forme d'un 'S'à forte pente avec une allure bien régulière. Une telle forme de courbe indique qu'il s'agit d'un stock sédimentaire sélectif et homogène. ils sont des sédiments évolués témoignant d'un équilibre entre les compositions granulométrique. Ces types se déposent (marques) les zones à fort ralentissement là où les courants peuvent être uniformes et rapides par rapports au reste du fleuve.

On excepte les sables de type 8 situé dans la fosse de la 'Pointe Blanche', où les eaux sont animées d'une forte agitation dû au changement brutal de la topographie du fond. Les sédiments seront lavés et dépourvus des sédiments de faibles.

Les sédiments de type 2 (vases riches en sables fins), représentent une courbe cumulative presque linéaire. Ils constituent le passage du faciès hyperbolique au faciès parabolique. Contrairement aux vases de type 1, les vases de type 2 se situent dans des zones relativement agitées. Ils sont observables principalement dans des zones de changement de topographie du fond (là où les courants se heurtent).

I.6 Influence de la granularité des sédiments sur la morphologie des dunes

Parmi les buts de l'étude granulométrique, effectué dans ce travail, est de rattacher les sédiments à leurs milieux de dépôt et à leurs milieux de champs de dunes de différentes tailles. Les cartes morpho-sédimentaires (répartition des dunes) et les cartes sédimentologiques (distribution des fractions élémentaires) constituent une mine d'information superposable. Les structures sédimentaires d'un secteur géographique peuvent être étudiées à travers l'analyse de sa couverture superficielle.

De nombreuses études réalisées sur les dunes ont relié l'effet de la granularité à la formation et la géométrie de ces différents corps sédimentaires. Par exemple :

Dalrymple et al. (1978) ont corrélé les différentes classes morphologiques à des valeurs différentes du courant et de la granulométrie du sédiment. Ils ont lié, par exemple, la formation des petites dunes (rides) et les grandes dunes (vagues de sables) à des valeurs de grain moyen, respectivement d'ordre 0,184 et 0,369 mm.

Kostaschuck & Villard (1996) ont montré que la variabilité des valeurs de pentes des dunes est liée, entre autre, à la granularité et au mode du transport dominant des sédiments dunaires. Flemming (2000) a révélé que plus le sédiment est grossier, plus les dimensions des dunes sont importantes. Ernstsen et al. (2004) a signalé que, en fonction du changement de la granularité, la dune peut adopter une forme variée. Il a lié le développement des dunes de type Barkhane à la variation latérale des caractéristiques granulométriques des sédiments dunaires. Bartholdy et al. (2005) ont démontré de façon convaincante le contrôle important de la taille des sédiments sur la longueur de la dune.

L'analyse, des données granulométriques issues de prélèvements superficielle effectués sur les champs dunaires, a permis de mettre en évidence un lien de la granularité des sédiments et le taux de différentes fractions avec la forme et la taille des dunes observées.

En général, sur le lit d'Oued Loukkos, la répartition des dunes coïncide avec la présence des sables moyens modérément à bien classés (bien à moyennement triés). Dans le cas des grandes dunes avec $H<0,75$m, observées dans la zone D, et les dunes moyennes, de la zone B et la zone C, les échantillons prélevés correspondent à des sédiments moyens de type 9. Ce type des sédiments, caractérisé par une prédominance des sables moyens et 0% des sédiments fins dépourvus de sables très fins et des vases, est rencontré généralement pour les dunes de taille relativement importante et qui se caractérisent le plus souvent avec une crête rectiligne (dunes 2D). Ici, on excepte les grandes dunes identifiées dans l'embouchure du fleuve, car aucun échantillon n'a été prélevé dans le champ des dunes au niveau de cette partie du fleuve.

Les sédiments du type 9 ne constituent pas le seul matériel typique des dunes moyennes. Les échantillons récoltés dans les champs des dunes moyennes, de la zone B et C, sont rattachés au type 6. Elles sont des dunes principalement en forme tridimensionnelle (3D). Les sédiments de type 6 ont été observé également pour les petites dunes avec $H>0,4$m. Mais généralement, nous avons constaté que cet ensemble sédimentaire est souvent situé entre les zones des petites dunes et des dunes moyennes.

Les dunes d'Oued Loukkos sont composées généralement par des sables moyens (250 < Mz < 500 μm), mais nous avons remarqué que le changement des tailles des dunes et/ou la forme de la crête (dunes 2D et 3D) s'accompagne de variations du taux des fractions qui composent les sédiments.

Ces résultats nous ont permis de supposer que le changement du taux de différentes fractions sédimentaires peut jouer un rôle important pas seulement dans les dimensions de la dune mais aussi sur sa forme. Il est possible que la formation des dunes plus espacées nécessite des sables avec une grande portion de sables moyens (supérieur à 60%) et dépourvus de particule de petite taille (inférieure à 125 μm).

Tandis que l'ensemble des sédiments envasés caractérisés par une relative richesse en sables fins favorise la formation des dunes serrées et avec des dimensions relativement inférieures. On peut dire que ceci coïncide avec le constat de Bokuniewicz et al. (1977) qui a noté que les dunes ne sont observées, dans l'estuaire de Long Island (USA), dès lors que la proportion de silts est importante. Terwindt (1971) a montré également l'importance de la fraction des sédiments fins dans la formation de dunes mais dans un environnement différent du notre. Il a noté que les dunes ne sont développées, dans la mer du nord, sauf si la fraction des silts est supérieure à 15%. D'autre part, des chercheurs ont conclu que le mode du transport des sédiments a un effet sur la morphologie des dépôts de formes (bedfomrs).

Suite à des études effectuées en laboratoire et des observations sur le terrain, ils ont suggéré un lien possible entre les sédiments en suspension et la formation de dune à faible angle (par exemple : Smith et McLean, 1977a; Kostaschuk et Villard, 1996; Amsler et al, 2003).

Des auteurs, tel que Kikkawa et Fukuoka, 1969; Engelund et Fredsøe, 1974; Fredsøe et Engelund, 1975; Smith et McLean, 1977a; Wan, 1982; Bridge et Best, 1988; Nnadi et Wilson, 1995, ont lié le passage du stade des dunes aux stades 'lit plan supérieur' (upper stage) à l'effet de l'augmentation des sédiments suspendus. Ils indiquent que les dunes deviennent plates lorsqu'il y a une augmentation dans la concentration des sédiments en suspension.

D'autres études ont tenté de lier le rôle de la concentration des sédiments, dans la tranche d'eau, avec le changement de la morphologie des structures sédimentaires.

Des expériences en laboratoire (Wan, 1982 ; Wan et Wang [1994]) ont suggéré que à certaines concentrations des sédiments très fins la morphologie des dunes peut être modifiée de façon significative. Fredsoe (1979) a montré que sous des conditions hydrodynamiques

fortes, une plus grande partie des sédiments relativement fins est transporté en suspension, par conséquent, une petite partie des sédiments est déplacée en avalanche sur flanc raide de la dune vers le pied de pente. En outre, la concentration des sédiments très près du lit conduit à la diminution de la turbulence, en particulier dans la zone de séparation de flux (voir définition dans le chapitre I). Ceci conduit à la déposition des sédiments suspendus dans la partie inter-dunaire (Bridge et Best, 1988) en entraînant un aplatissement de la dune.

Ceci peut expliquer l'aplatissement des dunes observés à l'amont de la zone d'étude (larges dunes avec H<0,75). En effet, les sédiments prélevés près des champs dunaires de la zone amont sont caractérisés par une forte portion de vase et une relative richesse en sables fins (>20%) et sable moyens (ensemble sédimentaire de type 2).

C'est un ensemble sédimentaire situé dans la zone latérale du fleuve où les eaux sont calmes, mais parfois une relative accélération instantanée, des courants, dû aux changements du moment de la marée, peut conduire à une remise d'une grande partie des sédiments en suspension. L'analyse du mode de transport, sur le diagramme CM, montre effectivement qu'une forte quantité des sédiments a été mis en suspension et transportée par un courant moins soumis à la turbulence. L'allure méandriforme et les conditions hydrodynamiques locales (qui sont généralement calmes) ne permettent généralement pas un long acheminement des sédiments. Les matériaux se déposent alors dans le domaine inter-dunaire contribuant à l'aplatissement des structures sédimentaires observées sur place.

Toutefois, il est à signaler que peu d'échantillons qui ont été prélevés près de cette classes dunaire (large dunes avec H<0,75) situées à l'amont de la zone étudiée. Ceci ne permet pas de tirer une conclusion définitive, par conséquent, ce résultat à propos de l'aplatissement des dunes devrait être pris en compte avec une certaine réserve. De toute évidence, d'autres observations sont nécessaires pour vérifier cette constatation.

Pour fin, bien que le taux de fraction sédimentaire, la distribution de taille de grains, la concentration de vases jouent un rôle important dans la détermination de la géométrie des corps sédimentaires. Il est claire que l'effet des caractéristiques granulométriques ne réagies pas seul dans la formation et l'évolution des dunes. D'autre effets doit être pris en compte tel que la gravité, l'écoulement du fluide, la viscosité du fluide, la disponibilité des sédiments, etc. (Blondeaux et al., 2000 ; Kouakou & Lagrée, 2005b ; Charru & Hinch, 2005).

CHAPITRE VI

CARACTERISTIQUES DE LA SUB-SURFACE D'OUED LOUKKOS

I Rappel – Sismique réflexion

Les réflexions sismiques sont générées par des réflecteurs de la subsurface qui correspondent aux interfaces entre des couches d'impédances acoustique différentes. Un rappel de ce qui est mentionné en haut, l'impédance acoustique est le produit de la vitesse de propagation par la densité de la roche traversée ($Z=V*\rho$).

Les concepts et les méthodes de la stratigraphie sismique, qu'on va utiliser par la suite, ont été cité dans le chapitre précédent. L'analyse, des données collectées, consiste en l'étude de :

- Type de terminaisons de réflecteurs. Une séquence sismique est déterminée grâce à la géométrie des terminaisons des réflexions, interprétées comme les terminaisons latérales de strates. Aux limites d´une séquence, ces terminaisons peuvent être de différentes natures et sont classées en concordances (conformity) et discordances (unconformity). On distingue (1) les limites de base de séquence qui peuvent être en biseaux d´aggradation (onlap), biseaux de progradation (downlap) ou des surfaces conformes et (2) les toits qui correspondent soit à des biseaux sommitaux (toplap), soit à une érosion (troncatures d´érosion) impliquant un hiatus sédimentaire, soit à une surface conforme.

- Faciès définis par la configuration des réflexions et la forme externe des unités. Les unités de faciès sismique, selon Mitchum et al.1977a sont des unités sismiques tridimensionnelles, cartographiable, composées de groupes de réflecteurs dont les paramètres diffèrent de ceux des unités adjacentes. Les paramètres descriptifs d´un enregistrement sismique sont (1) l´amplitude, la fréquence et la configuration du signal sismique, (2) la continuité du signal sismique, (3) la forme externe d´un paquet sismique qui correspond à un corps sédimentaire et (4) la distribution latérale des corps sédimentaires (Walker, 1992).

II Résultats de la sismique réflexion – Oued Loukkos

II.1 Les unités sismiques d'Oued Loukkos

La méthode d'analyse a permis d'identifier 6 unités sismiques (Tableau VI-1) et leurs faciès sismique, qui sont au nombre de 10 (Tableau VI-2).

II.1.1 Unité 1 (U1)

L'unité 1 (U1) est limitée au sommer par une surface (troncature, concordante …). Sa base est souvent masquée par les réflexions multiples. Elle est composée du faciès sismiques FS1 (Tableau VI-1 & VI-2). Les réflexions internes montrent une configuration chaotique d'allure discontinue avec la présence des hyperboles

II.1.2 Unité 2 (U2)

L'unité sismique 2(U2) repose sur l'unité 1. Elle est reconnue sur toute la zone d'étude à différentes profondeurs. Son épaisseur varie entre 30 et 40 cm. Elle est limitée à la base par une surface généralement régulière composée de faciès Fs2 (Tableau VI-2), à l'amont, dans la zone D, la limite inférieure montre une surface de troncature. Les réflexions internes sont de continuité moyenne, d'amplitude et de fréquences fortes.

Cette unité repose sur l'unité 1 (U1) par l'intermédiaire d'une surface généralement conforme (concordante). Elle montre un léger pendage vers l'Est et le Sud-Est. La discontinuité des réflexions pourraient correspondre à des traces de bio-gaz. Cette unité, pourrait s'agir des séries détritiques. Elle pourrait être attribuée aux formations identifiée sur terre riche en coquille. Elle caractérise des dépôts marins. Peu profonds et détritiques où il y a une concentration importante de coquille.

II.1.3 Unité 3 (U3)

L'unité U3 (U3) repose sur la couche détritique riche en coquille (l'unité U2). Son épaisseur varie entre 1.5m à l'amont (zone D) et 10 cm à l'aval (zone B) selon les zones. Elle est limitée à la base par une surface d'Onlap et au sommet par une surface de concordance et parfois une surface en Toplap avec l'unité en dessus. Elle est composée des faciès sismiques Fs3 et Fs9 (Tableau V-11, Tableau V-12). Cette unité se présente sous forme de paquets de réflecteurs continus à l'amont et à l'aval, tandis que au milieu de la zone d'étude (zone C) elle se présente sous forme de lentille enveloppé entre l'unité 2 et 4.

Faciès sismique	Continuité	Amplitude	Fréquence	configuration
Fs1	Très faible	Faible à très faible	Faible à moyenne	Chaotique
Fs2	Moyenne	Forte	Moyenne à forte	Parallèle
Fs3	Moyenne	Faible	Moyenne	Sigmoide - sigmoide oblique
Fs4	Forte	Moyenne à forte	Forte	Parallèle
Fs5	Forte	Forte	Forte	Complexe – sigmoide oblique
Fs6	Faible à moyenne	Moyenne à Forte	Moyenne à forte	Sigmoide (allure convexe ou concave)
FS7	Moyenne à forte	Faible à moyenne	Moyenne à forte	Parallèle à subparallèle
Fs8	Moyenne à forte	Forte	Forte	Parallèle à légèrement divergente
Fs9	Faible Moyenne	Faible	Moyenne à forte	Parallèle
Fs10	Moyenne	Moyenne à Forte	Forte	Parallèle et sigmoidale dans sa partie basale

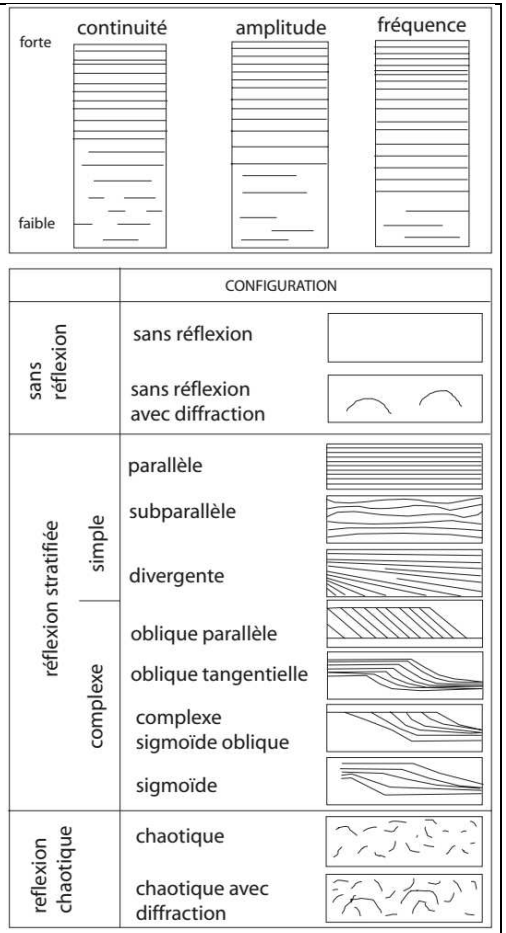


Tableau VI-1: Caractéristiques des principaux faciès sismiques rencontrés en Oued Loukkos

Unités sismiques	Epaisseur (cm)		Surface limite inférieure	Surface limite supérieur	Faciès sismique	Configuration des réflecteurs	Relations types Réflexions / Limites d'unités
	Aval	**amont**					
U1	?	20 ?	--	Toplap	Fs1	Sigmoïde – allure de dunes enterrées	
U2	30	40	Erosive – Onlap	concordante	Fs2, Fs6	Simple – oblique parallèle d'angle faible	
U3	10 – 50	150	Concordante - Onlap- Downlap	Concordante, Toplap	Fs3	Simple subparallèle à divergent	
U4	20 – 40	100	Concordante – Onlap	Concordante - Toplap	Fs4, Fs8	Parallèle à oblique parallèle d'angle faible	
U5	20 – 40	40	Concordante – Downlap	Concordante	Fs3, Fs7	Sigmoïde oblique – parallèle à oblique parallèle	
U6	Variable selon les zones (<20)		concordante	--	Fs5	Parallèle - complexe	

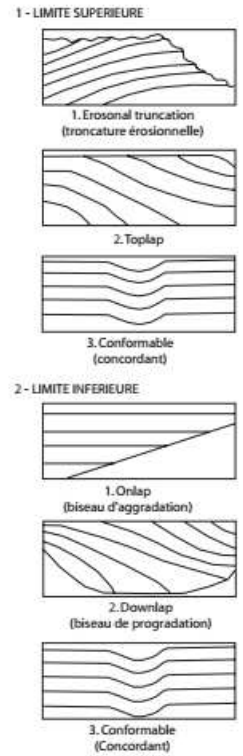


Tableau VI-2: Caractéristiques des principales unités sismiques reconnues en Oued Loukkos

Les caractéristiques de la fréquence et l'amplitude, qui sont généralement faible à moyenne, ainsi que la configuration interne complexe à légèrement chaotique suggèrent qu'il pourrait s'agir des milieux à lithologies homogène à légèrement contrastées symptomatique de milieux de moyenne à faible énergie, à savoir des alternances argiles/sables (Ravenne, 1978) (avec une domination d'argile). Les faciès de configuration progradante (downlap), identifiés dans des unités U3 et 5, indique que la sédimentation se fait par accrétion latéral.

L'allure lenticulaire pourrait peut-être interpréter comme un ensemble d'accumulation comblant progressivement les rives du fleuve, elle correspond aux limites latérales de la couche (Unité 3) qui suit le changement de la morphologie du fleuve. Lors d'une augmentation du niveau d'eau dans la rivière, la surface libre dans le sol s'élevé en retard et peut présenter une forme de lentille au voisinage de la berge, par conséquent, la présence de ces formes lenticulaires isolées pourrait marquer les parties à avoisinantes des anciens berges ou méandres d'Oued Loukkos (Fig. VI-1 & VI-2). A l'amont, cette unité se caractérise par une épaisseur très importante, et elle préserve des « paléo-dunes ».

II.1.4 Unité 4 (U4)

L'unité 4 (U4) repose sur l'unité U3 et localement sur l'unité 2 (U2) au niveau du centre de la zone d'étude. Elle est étendue sur toute la zone d'étude. Elle est située à une profondeur moyenne de 75 cm de la surface eau-sédiment. Son épaisseur moyenne est de 30 cm alors qu'à l'amont elle devient plus épaisse avec une épaisseur maximale de 1 mètre. Elle est limitée à la base par des surfaces concordantes ou d'Onlap et au sommet par une surface de concordante ou Toplap. Elle est composée de faciès Fs4 et Fs8 (Tableau VI-1 & VI-2). Les réflexions internes est de continuité moyenne à forte, d'amplitude moyenne à forte et d'une forte fréquence. Elle montre une configuration parallèle à légèrement oblique.

Les réflexions discontinues et cohérentes peuvent représenter l'image d'une couche détritique avec des sédiments relativement grossiers. Elles indiquent la présence d'une stratification de géométrie régulière. La discontinuité des réflexions pourrait attribuer aux échappements de gaz (bio-gaz) issues de milieux riches en matière organique.

L'unité 4 est interprétée comme la continuité d'une couche détritique, riche en coquille, identifiée sur les berges du fleuve. Les épaisseurs et les pendages des couches mesurées coïncident avec les paramètres mesurés de celle du profil sismique (Fig. VI-3 & VI-4).



Figure VI-1: Photo des berges d'Oued Loukkos juste avant la falaise blanche (la zone C au milieu du fleuve). Exemple des formes d'accumulation qui sont susceptibles aussi d'être la source des traces de 'lentille' identifiée sur les profils sismique.

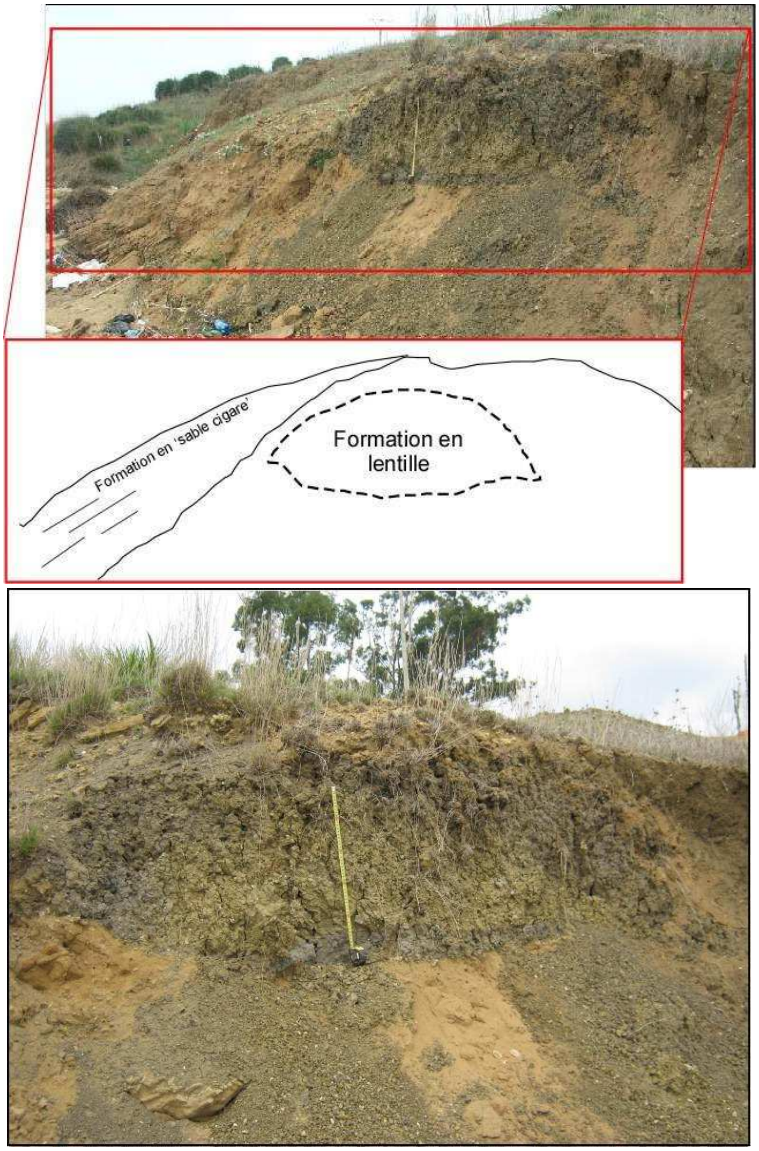


Figure VI-2: Exemple d'accumulation de sédiments sous-forme de lentille détecté sr les rive d'Oued Loukkos

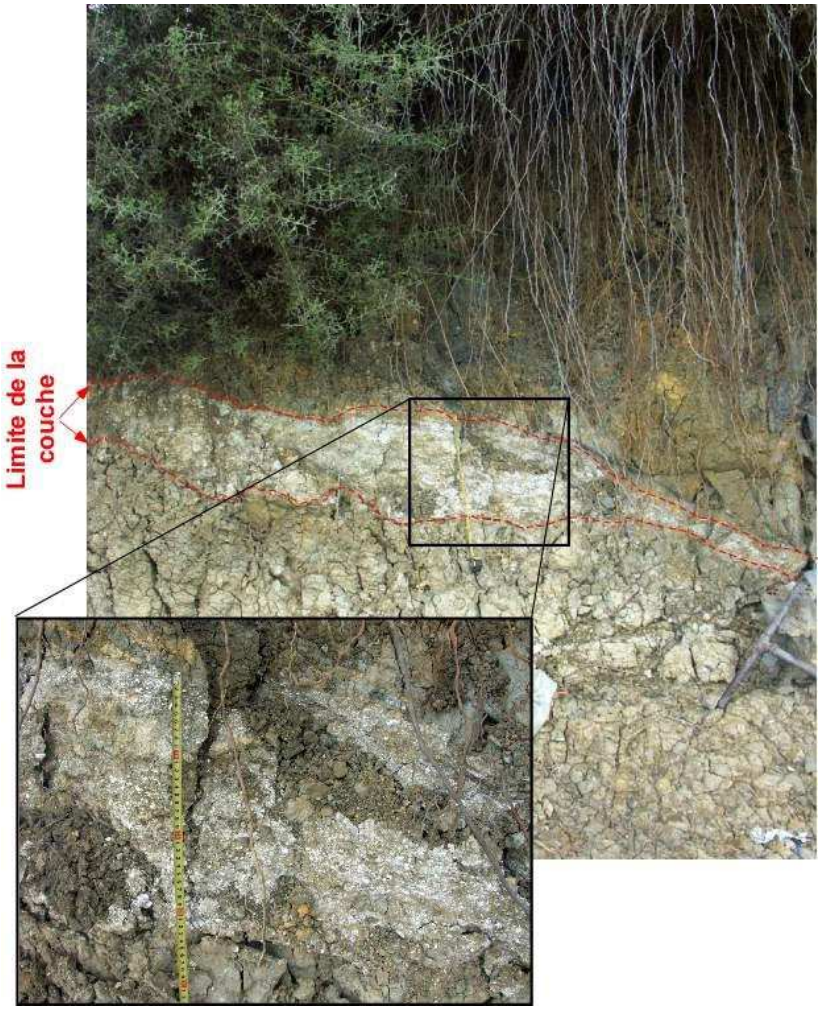


Figure VI-3: Couche détritique très riche en coquilles identifiée près de la falaise blanche (au milieu de la zone d'étude). Elle correspond à la continuité de l'unité 4 sur terre.



Figure VI-4: Couche riche en coquille (avec une concentration moins forte) identifiée en amont de la zone d'étude

II.1.5 Unité 5 (U5)

L'Unité 5 (U5) a été reconnue uniquement à l'amont après la falaise blanche (with cliff), spécialement au niveau de la zone C et D. elle repose sur l'unité 4 (U4). Son épaisseur varie entre 20 et 50 cm selon les zones. Elle est limitée à sa base par une surface de Downlap et concordante, et au sommet par une surface de concordante (troncature assez régulière), elle est composée de faciès Fs3, Fs7 et Fs10 (Tableau VI-1 & VI-2).

Au milieu de la zone d'étude (dans la zone C), on identifie des formes de lentilles, enveloppées entre les unités U4 et U6, attribuées à cette unité. Généralement, les réflecteurs sont de continuité moyenne, d'amplitude et de fréquence moyenne à forte. Elles montrent une configuration simple parfois divergente.

Ces caractéristiques laissent supposer qu'il s'agit d'une couche à lithologie homogène à légèrement contrastées, formée de mélange d'argile et de sable (avec domination de sable). Ceci correspond à la couche sableuse identifiée sur les rives d'Oued Loukkos à l'amont. Il s'agit d'une couche composé de sables en montrant des formes de 'cigare'. Cette allure est due au " balancement de la marée" (Fig. VI-5, VI-6 & VI-7).



Figure VI-5: Identification d'une mince couche de coquille (avec une grande concentration) surmontant la couche sableuse de forme en 'cigare). (photo prise en amont de l'Oued Loukkos



Figure VI-6: Large distribution des couches de sable en forme de ‘cigare’ en amont. Elle représente l’unité 5 (U5)

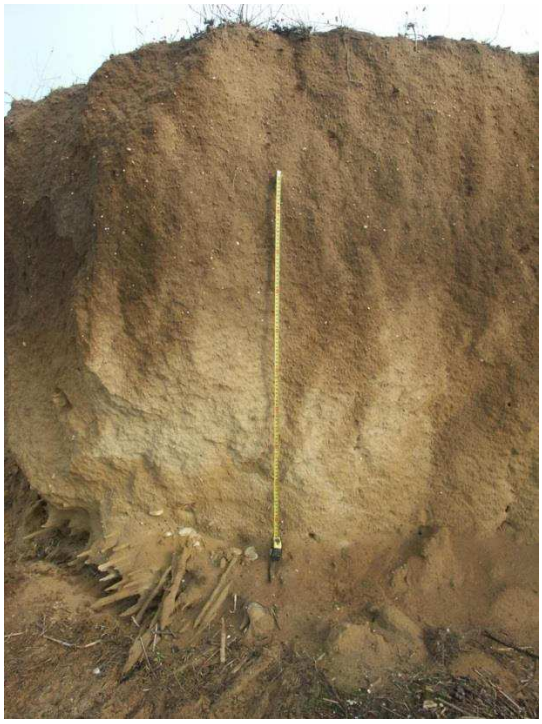




Figure VI-7: Zoom sur la formation de sable en ‘cigare’. Couverte par une couche sableuse d’une épaisseur assez importante, séparé par une mince couche constituée principalement de coquilles.

II.1.6 Unité 6 (U6)

L'unité sismique 6 (U6) repose directement sur les unités 4, 5 et parfois sur l'unité 2 dans la Zone C (près de la falaise blanche). Elle est rencontrée dans l'ensemble de la zone d'étude. Son épaisseur peut atteindre des dizaines de centimètre (+30 cm). Elle est limitée à la base par une surface de concordance caractérisée par un réflecteur de bonne continuité et de forte amplitude. Cette unité est composée généralement du faciès Fs5 (Tableau III-10 & 11). Les groupes de réflexions montrent des caractéristiques de continuité, d'amplitude et de fréquence fortes. Ces caractéristiques plus « fortes » des réflecteurs tendent à indiquer un milieu de plus haute énergie de dépôt. Cette unité constitue la couche superficielle qui est festonnée par les différentes formes de dunes décrites en haut.

III Interprétation des données de la sismique réflexion

Trois campagnes de sismique monotraces Très Haute Résolution ont été menées sur la zone d'étude totalisant +100 km de profils allant de l'embouchure jusqu'à 15 km en amont.

La méthode d'interprétation des données sismiques consiste à subdiviser l'information acoustique en unité sismique ». Chaque unité sismique est définie sur la base de trois critères principaux qui comprennent (1) la terminaison des réflecteurs internes contre les limites d'unités (onlap, toplap, downlap, troncature et concordance), (2) la configuration des réflexions internes et (3) la forme externe de l'unité (Mitchum et al.1977). Ci-après la description et les caractéristiques des unités identifiées dans chaque zone d'Oued Loukkos.

III.1 Stratigraphie sismique dans la zone B

Grace aux profils sismiques, très haute résolution, 5 unités ont été dénombrées. Elles sont délimitées par des réflecteurs à fort contraste. Il est à signaler que dans cette zone on note l'absence de l'unité 5 (U5) :

Unité inférieure nommée U1 : constituée de réflecteurs à faible contraste sismiques, contenant des réflecteurs internes d'allure sigmoïde. Des difficultés ont été rencontrées dans l'étude de cette unité à cause de la limite de la pénétration de l'onde acoustique.

Unité (U2) : située à une profondeur moyenne d'ordre 1,7m au-dessous de la surface eau-sédiment. Son épaisseur est d'ordre 30cm. Elle est caractérisée par des réflecteurs horizontaux, à fort contraste sismique, parfois discontinu ou interrompus par du gaz (biogaz ?).

Unité 3 (U3): elle s'observe à une profondeur moyenne d'ordre 1 m. elle s'épaissit en se dirigeant vers l'amont, elle passe d'une épaisseur d'ordre 10 cm à 50 cm respectivement de l'ouest à l'est du ce secteur. Parfois on note l'absence de cette unité à l'est du secteur. Elle se caractérise par des réflecteurs à très faible contraste sismique parfois avec une allure sigmoïde, ces réflecteurs présentent parfois des contacts angulaires en 'Toplap' avec les réflecteurs de base de l'unité U4.

Unité 4 (U4) : caractérisée par des réflecteurs horizontaux à très fort contraste sismique, située généralement à moins d'un mètre de la surface eau-sédiment (profondeur moyenne est de 75 cm), sa largeur est de l'ordre de 30 cm. Elle est surmontée par une couverture meuble de nature sableuse (U6) en constituant la semelle principale de champs dunaire de ce secteur. La continuité latérale de cette unité a été interrompue par un chenal avec des réflecteurs légèrement concaves. À l'est du secteur, le réflecteur de base de cette unité se confond localement avec le réflecteur du toit de l'unité (U2).

Unité 5 (U5) : absente dans cette zone

Unité 6 (U6) : corresponds aux sédiments meubles de nature sableuse festonnée de dune. Elle montre une épaisseur plus importante à l'est du secteur qu'à l'Ouest. Elle se caractérise généralement par des réflecteurs continus avec écho dur.

III.2 Stratigraphie sismique de la zone C

Dans ce secteur, la structure sismique est différente des deux côtés du creux de la whit cliff. Les profils de sismique réflexion ont permis de mettre en évidence 2 unités à fort contraste sismique (U2, U4) séparées par deux unités (U3 et U5) plus l'unité de base et superficielle (U1 et U6) :

Unité 1 (U1) : difficile à identifier son épaisseur, sa base est masquée par les réflexions multiples. Sa structure interne présente des réflecteurs tangentielles/ sigmoïdales, terminent en Toplap contre l'unité situé en dessus. Parfois ont une allure des dunes enterrées.

Unité 2 (U2) : Elle est caractérisée par des réflecteurs continus avec un écho dur. Elles sont situées à des profondeurs entre 0.8 et 3m, au-dessous de l'interface eau-sédiment, présentant un pendage vers l'ouest. Son épaisseur est alentour de 40 cm. Les réflecteurs, de la partie basale de l'unité, montrent parfois des ondulations, elles sont bien individualisées dans la partie nord de ce secteur.

Il est difficile de confirmer la présence de ces discontinuités au-delà du creux de la whit cliff. Toutefois, des réflecteurs discontinus avec un fort contraste ont été observés. D'autre part, près de la rive nord, des réflecteurs assez forts donnant naissance à une allure convexe ont été bien identifiés. Dans cette partie de ce secteur, il y a la présence claire des réflecteurs généralement sigmoïde, parfois avec un fort contraste, ils ont l'apparence des dunes observées à la surface.

Unités (U3) : montre une épaisseur variable selon les zones, elle est discontinue, elle disparaît quand U2 recoupe U4, parfois elle se situe sous le réflecteur de base de l'unité U5.

Unités (U3) et (U5) : ces unités séparent, respectivement, l'unité U2-U4 et U4-U6. Elles se caractérisent par des épaisseurs variables (selon les zones), montrant des réflecteurs avec un écho relativement faible. Elles montrent généralement une forme lenticulaire.

Dans certaines zones on note l'absence de ces unités (les unités qui les enveloppent se rencontrent).

Unité 4 (U4) : elle correspond aux réflecteurs sub-horizontaux dont l'écho est très fort et nette, son épaisseur moyenne est d'ordre de 30 cm, elle atteint son épaisseur maximal (40 cm) et minimal (20cm), respectivement, à 7m et à 3m de profondeur. Elles montrent un pendage vers l'ouest, en se dirigeant vers le creux de la whit cliff elles deviennent horizontales, puis ils redeviennent sub-horizontaux à nouveaux avec un pendage, dans le sens inverse, vers l'Est. Cette discontinuité est qualifiée comme la semelle des dépôts sableux modelés par les dunes (champ des dunes).

Unité 5 (U5) : Elle est identifiable entre les unités U4 et U6. Elle représente les mêmes caractéristiques de l'unité U3. Elle montre des formes lenticulaire avec des épaisseurs variable.

Unité 6 (U6) : Présente les dépôts superficiels, à une épaisseur variable, organisés en dunes moyennes.

III.3 Stratigraphie sismique de la zone D

Ce secteur est constitué par plusieurs unités à faciès sismique et structure interne différentes. Les unités montrent une configuration divergente vers le sud, atteignant leur épaisseur maximale au centre du secteur. Alors que, elles se biseautent vers l'aval où on note la disparition de quelques unités.

Unité 1 (U1) : Elle se caractérise par des réflecteurs, à fort contraste sismique, fortement inclinés vers le sud. Elles commencent à s'observer à 1,7m au-dessous de l'interface eau-sédiment. Son épaisseur et d'ordre 20 cm.

Unité 2 (U2) : se caractérise également par des réflecteurs parallèles à fort contraste sismique. Elle repose, sur l'unité U1, sur une limite inférieure sub-horizontale érosive. Des réflecteurs légèrement concaves misent en évidence la présence d'un chenal.

Les réflecteurs des deux unités, U1 et U2, se disparaissent au-dessous de l'unité U3

Unité 3 (U3) : elle montre une épaisseur importante essentiellement au centre du secteur atteignant 1,5 m d'épaisseur. Elle comprend des réflecteurs, relativement, à faible contraste sismique. La partie supérieure de l'unité indique des formes pareilles à des dunes entièrement réservées ou des traces des anciennes dunes, situées principalement à 2 m de profondeur (au-dessous l'interface eau-sédiment). Toutefois, plus profondément, elle montre des réflecteurs discontinue, toujours avec un écho faible, sub-horizontale.

Unité 4 (U4) : elle montre une épaisseur maximal d'ordre 1m, elle est présenté sous formes de réflecteurs sub-horizontaux, à fort contraste sismique, faiblement incliné vers le sud. Vers le nord, cette unité est surmontée directement par la couverture meuble constituant la semelle principale du champ de dune. Alors qu'en se dirigeant vers le sud du secteur, une autre unité apparaisse (U5) sépare l'unité U4 de l'unité superficielle.

Unité 5 (U5) : correspond aux réflecteurs sub-horizontaux, avec un écho dur. Les réflecteurs sont parfois discontinus, et elles montrent des configurations sigmoïdales, surtout au niveau de la partie inférieur de l'unité. La terminaison nord est en Downlap contre le toit de l'unité U4. L'épaisseur de l'unité varie entre 20 et 40 cm.

Unité 6 (U6) : (unité superficielle) correspond aux dépôts meubles caractérisés par une large gamme des dunes, essentiellement moyennes.

III.4 Paléo-dunes d'Oued Loukkos

Relativement, peu de références concernent les dunes préservées dans les plateaux continentaux ou dans les environnements peu profonds en raison de la remobilisation sédimentaire pendant chaque cycle glacio-eustatique (Swift and Thorne, 1991). En effet, des dunes de sable formées au cours de la transgression sur le plateau extérieur de la Mer Noire sont désormais recouvertes par un placage de boues prodeltaïques fourni par le fleuve 'Danube', mais cela reste à des profondeurs importantes.

Les données acoustiques, réalisées par l'échosondeur 7kHz, sur l'estuaire d'oued Loukkos, ont permis de différencier plusieurs unités sismiques, présentant un empilement de faciès sédimentaires.

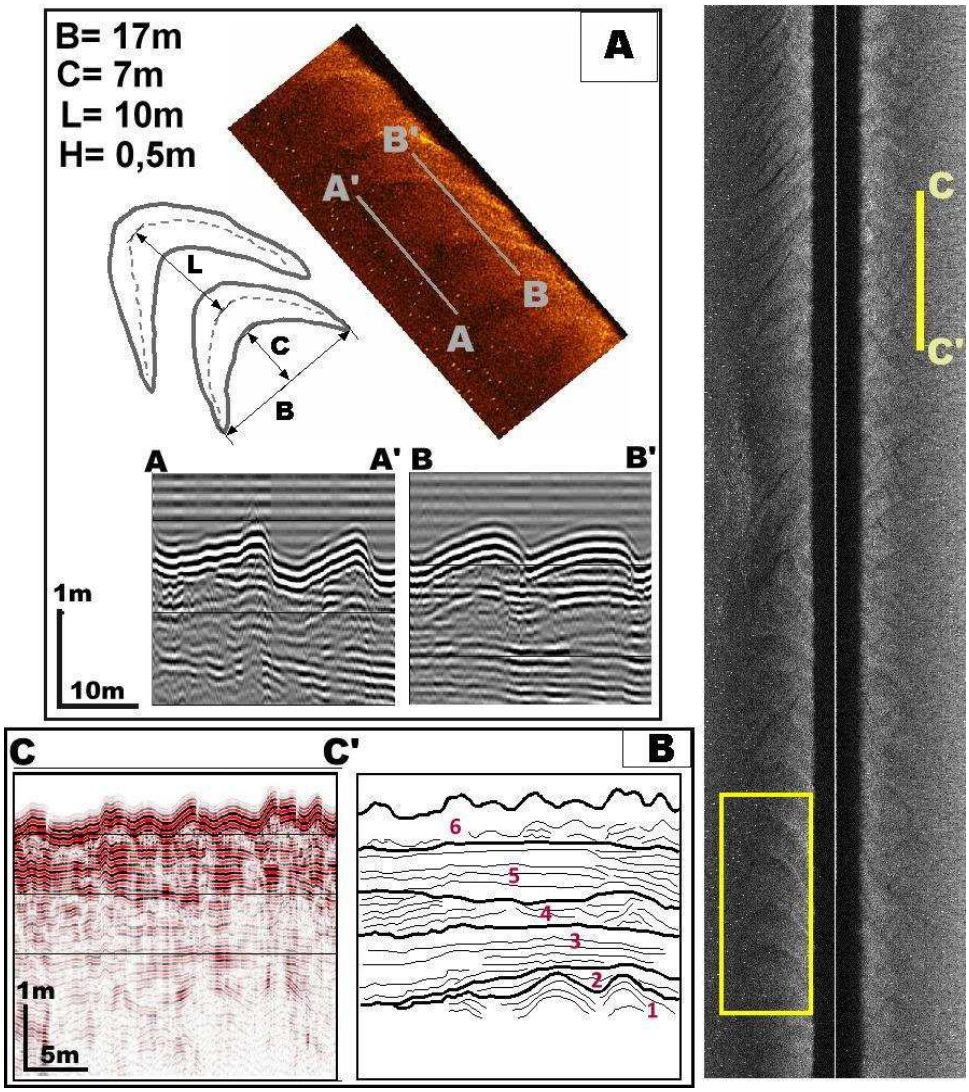


Figure VI-8: a) Dunes en forme de Barkhane ; b) Profil échosondeur et son interprétation, montrant des dunes superficielles et des paléodunes à 3 mètres sous le lit (un niveau l'Unité de base U1). (1=U1, 2=U2, 3=U3, 4=U4, 5=U5 et 6= Unité 6)

La structure interne des coupes réalisées par l'échosondeur, montre des groupes de litage 'Forests' prolongées dans la même direction soit des flancs doux ou des flancs raides des dunes. Ces groupes sont limités par des surfaces de réactivation que nous interprétons comme des surfaces d'érosion créées par les marées. La présence de réflecteurs de fort contraste, d'érosion horizontale à l'intérieur des dunes peut refléter les effets des tempêtes.

Certaines unités, se forment sur un noyau représentant une ancienne dune qui pourrait être une dune fossile (Fig. VI-8). Ce deuxième groupe de dunes peut être divisée en différentes sous-unités, superposées, d'âges différents. La plupart de ces unités sismiques ont une structure très similaire à celle des dunes observées en surface.

III.5 Présence du gaz dans les sédiments

Un des objectifs importants dans l'exploitation de ces données sismiques était celui de faire une étude de stratigraphie dans l'ensemble de la zone d'étude. Cependant quelques problèmes ont rendu difficile la réalisation d'une bonne interprétation dans quelques zones du fleuve. On a dû faire face à un problème assez récurrent dans type d'environnement estuarien, la présence de zones sourdes dues à du gaz.

En effet, au niveau de quelques zones, les profils sismiques parfois sont masqués par une sorte de bruit qui rend difficile de suivre les discontinuités latérales et verticales. Dans la littérature, différents types d'écrans acoustique pu être observés à cause de l'échappement du gaz ('Acoustic turbidity' – 'acoustic blanking' et 'acoustic curtain'). Ils sont bien décrits selon Garcia-Gil (2002).

La majorité des secteurs affectés par la présence des 'plume' (trace d'échappement de gaz) sont les unités riche en coquille (d'après notre interopération cité en haut) ou les unités qui sont susceptible d'être composées de sédiments fins. Généralement la présence du gaz est liée principalement par la matière organique.

La figure ci-dessous (figure VI-9) montre un sonogramme pris en même temps qu'un levé sismique au niveau de la fosse de la falaise blanche. Le profil sismique montre des 'plumes' qui monte au surface. Effectivement des bulles de gaz ont été observés in-situ. Tandis que, l'image de l'interface eau-sédiment montre des structures attribuées à des suspensions des sédiments fins. L'échappement de gaz conduit à la suspension des sédiments fins, ce qui laisse supposé que l'échappement de gaz (bio-gaz) à Oued Loukkos puisse avoir une influence sur l'évolution des dunes.

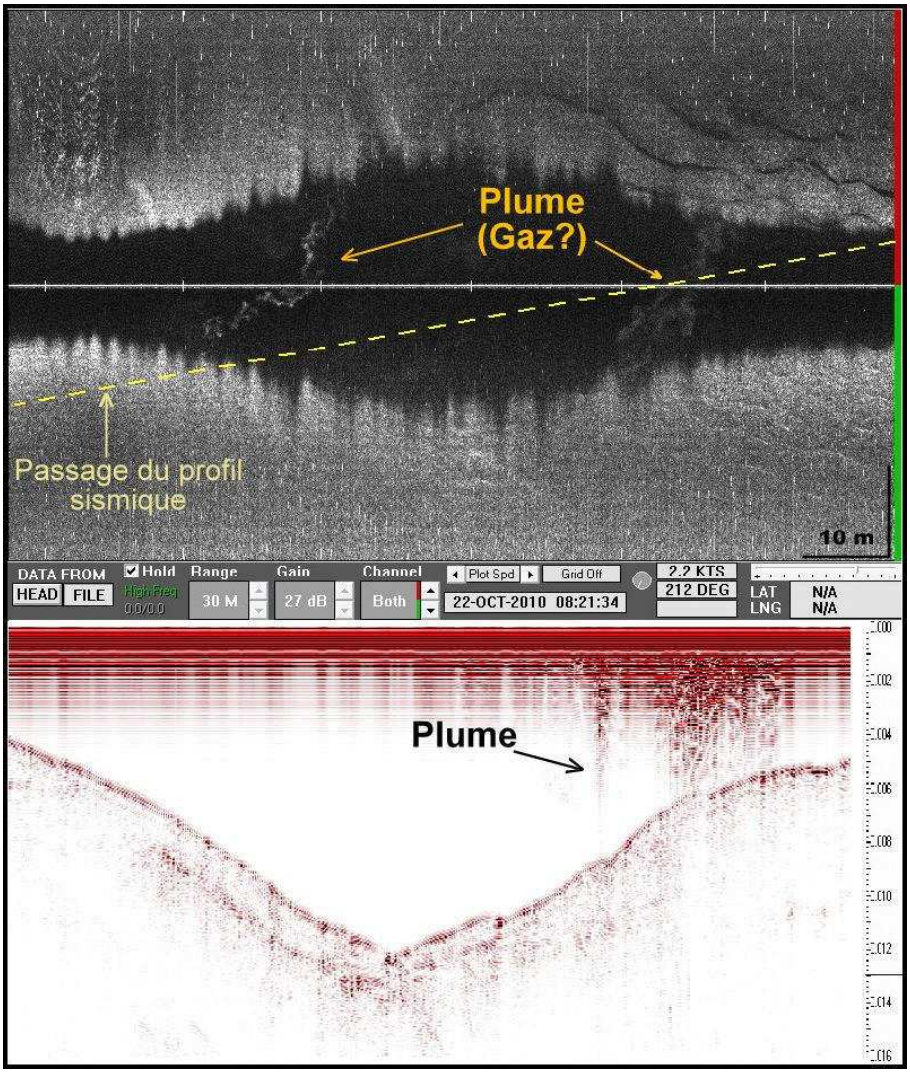


Figure VI-9: Levés sismique réflexion et sonar à balayage latéral, réalisés en même temps, montrant des trace d'échappement de bio-gaz.

IV Modèle de structure de l'interface eau-sédiment de l'estuaire d'Oued Loukkos

La morphologie du domaine sous-marin d'Oued Loukkos a pu être reconstituée, ou plutôt schématisée, à partir des résultats de la sismique réflexion très haute résolution (Fig. VI-10). 6 unités sédimentaires se succèdent dont une constitue le substratum, les autres sont formées par des dépôts détritique.

Parfois, la succession des unités est perturbée par la présence des lentilles inter-unitaire de différentes lithologies. Leurs faciès sismiques indiquent une sédimentation assez homogène, il traduit l'arrivée des apports détritiques durant des périodes de remplissage des

chenaux. Les faciès de configuration progradante (downlap), qui caractérise ces lentilles, indique que la sédimentation se fait par accrétion latéral.

Ce genre de lentilles a été identifié sur terre (la partie émergée du fleuve). On a remarqué qu'ils sont formés de différentes lithologies et sont souvent bordée par des couches de couleurs grises (Fig. VI-2). La présence des minces couches de coquilles au sein des sables et/ou argiles témoignent de l'arrêt du fonctionnement de l'appareil turbiditiques et de l'approfondissement du milieu de dépôt (Fig. VI-5).

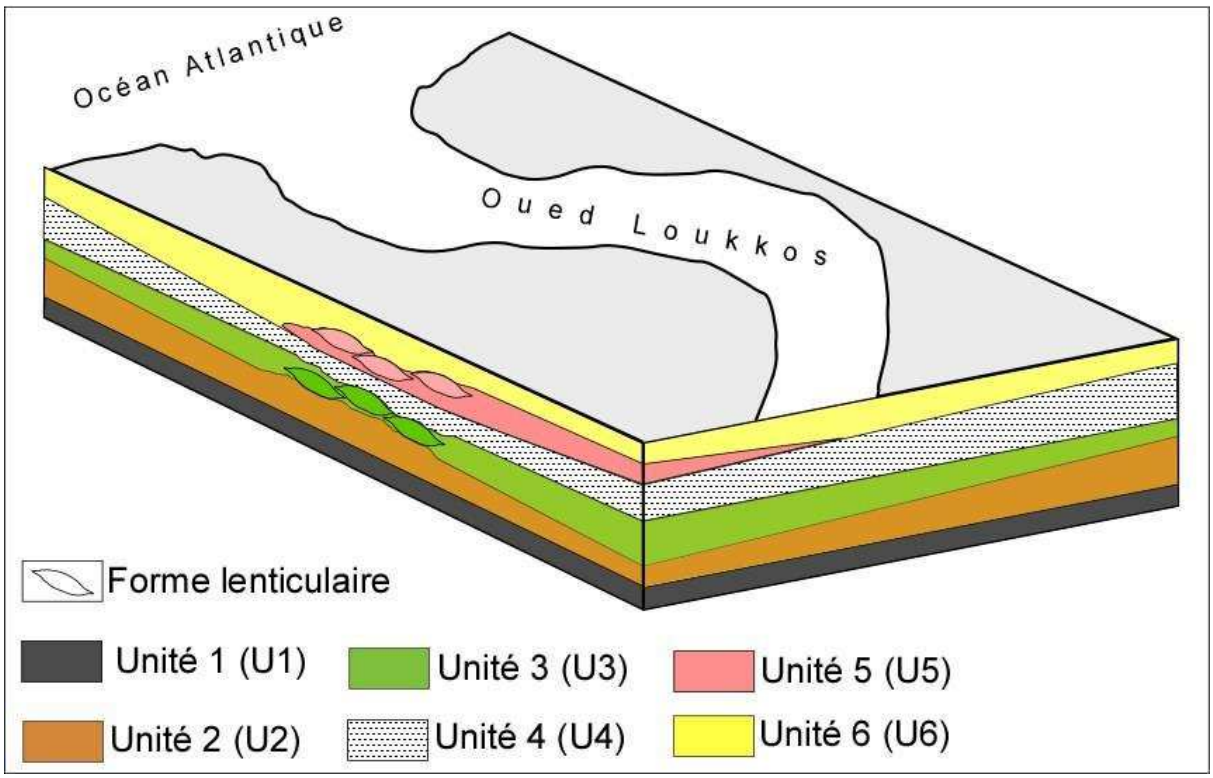


Figure VI-10: Modèle synthétique des formations de la subsurface d'Oued Loukkos montrant la distribution des différentes unités

CHAPITRE VII
DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE DANS L'OUED LOUKKOS

La dynamique des dunes sous-marine, ainsi que celle des formes sédimentaires en général, est contrôlée par différents agents dynamiques tels que la marée et la houle. Ces agents forçant influencent le fond sédimentaire selon différents pas de temps : depuis l'évènement de tempête, les cycles tidaux semi-diurne et ME-VE, la saison, l'année jusqu'au pas de temps multi annuel. Ainsi, pour comprendre la morphodynamique d'une zone dans sa globalité, il est nécessaire de l'étudier selon plusieurs échelles de temps emboîtées.

Dans cette partie, on va traiter les variations morphodynamiques du fond d'oued Loukkos dans différents moments de marée, ainsi que la dynamique des différents dunes d'une manière qualitative et ceci à court terme.

I MORPHODYNAMIQUE DES DUNES

I.1 Morphologie des corps sableux au secteur d'étude

La marée influence fortement le transport sédimentaire dans la zone d'étude. Dans cette partie nous nous proposons d'analyser son influence sur différents changements déterminés dans la zone d'étude (surtout au niveau des champs dunaires) sur des pas de temps courts notamment les cycles tidaux semi-diurne.

Pour cela, la dynamique des dunes (direction de migration, modifications morphologiques) sera quantifiée sur ces pas de temps courts grâce aux levés sonar répétés et des levés bathymétriques sur les mêmes secteurs. Lors de la mission OLS 2, nous avons focalisé nos levés sur les secteurs où les fonds meubles présentent différents caractéristiques morpho-sédimentaires. Ci-dessous nous allons discuter les résultats des polarités des dunes identifiées dans Oued Loukkos.

I.1.1 Polarité des dunes

I.1.1.1 Les grandes dunes

Les dunes sont classiquement perpendiculaire aux courants de marée (Van Veen, 1935 ; Kenyon et Stride, 1970 ; Twichell, 1983). En effet, l'asymétrie des flancs est souvent directement reliée à l'action prépondérante du flot ou du jusant (ALLEN, 1982; Amos et KING, 1984). Malgré que certains auteurs, dont Terwindt (1971) sont toutefois en désaccord avec cette hypothèse. Les grandes dunes identifiées dans l'embouchure d'Oued Loukkos, à partir des données géophysiques, présentent une orientation cohérente, perpendiculaire à la direction générale des courants de marée.

I.1.1.1.1 Polarité des grandes dunes :

Les grandes dunes reconnues dans cette étude peuvent être symétriques ou asymétriques. Dans le second cas, il y a deux familles de dunes avec des orientations inversées. Les premières grandes dunes identifiées plus à l'ouest du secteur (chapitre 4 – Fig. IV-19) ont une orientation vers l'océan suivant le sens du jusant. Tandis que pour la deuxième famille de dunes, située à peu près au centre de l'embouchure, le flanc le plus abrupt est orienté vers l'Est (vers l'amont) dans le sens du flot suivant la direction du chenal (Fig. VII-1).

Dans une tentative d'expliquer ce changement d'orientation des dunes malgré la distance entre eux (qui est alentour de 200m) nous proposons les explications suivantes :

- La polarité des dunes, surtout celles orientées vers l'Ouest, est indépendante de l'action des courants de marée. Dans ce cas, l'asymétrie de ce groupe de dunes pourrait refléter des conditions d'environnement contemporaines de la mise en place des structures.
- La polarité des dunes est un indicateur de l'action prépondérante du flot ou du jusant et reflète les directions résultantes de transport des sédiments. Sauf que, l'allure du chenal, qui est courbée dans cette zone, laisse que le premier groupe (avec la polarité Ouest) subis à la dominance du jusant, alors que le deuxième groupe des dunes orienté vers l'Est subis l'effet du courant opposé (du flot). Ainsi que, la topographie du fond dans cette partie, joue un rôle dans la protection, de groupes de dune avec la polarité Est, contre les courants du jusant. Car on constate que la topographie est élevé (+2m) avec la présence d'une petite fosse en se dirigeant vers l'amont (Fig. VII-1).

L'absence des données courantologiques détaillées dans ces parties ne montre pas de préférence pour l'une ou l'autre de ces hypothèses.

I.1.1.1.2 Architecture interne des grandes dunes

La compréhension des mécanismes de formation et évolution des corps sédimentaires peut être améliorée par la connaissance de leur architecture interne, dans laquelle les différents épisodes de leur construction sont enregistrés. Cette structure peut être considérée comme l'enregistrement de l' « histoire » de ces dépôts, pour peu que l'on soit capable de déchiffrer les messages qu'elle renferme. D'autre part, l'étude elle permet d'acquérir une meilleure compréhension de dynamique des dunes. Plusieurs auteurs ont utilisé la sismique réflexion très haute résolution (THR) pour accéder à l'architecture interne de dunes sous-marines (Berné et al., 1988; Berné et al., 1993; Le Bot et al., 2000; Le Bot & Trentesaux, 2004).

L'analyse et l'interprétation des données sismiques réflexion, acquises lors de la campagne OLS1 et OLS2 (2009 et 2010) par des équipement de 7 kHz, ont permis de dévoiler l'architecture internes des dunes d'Oued Loukkos. En effet, nous avons pu révéler des discontinuités, avec des géométries différentes, au niveau des grandes dunes situées à

l'embouchure (Fig. VII-1 C). Ceci va permettre d'identifier les processus et les agents forçant qui contrôlent l'architecture interne des dunes.

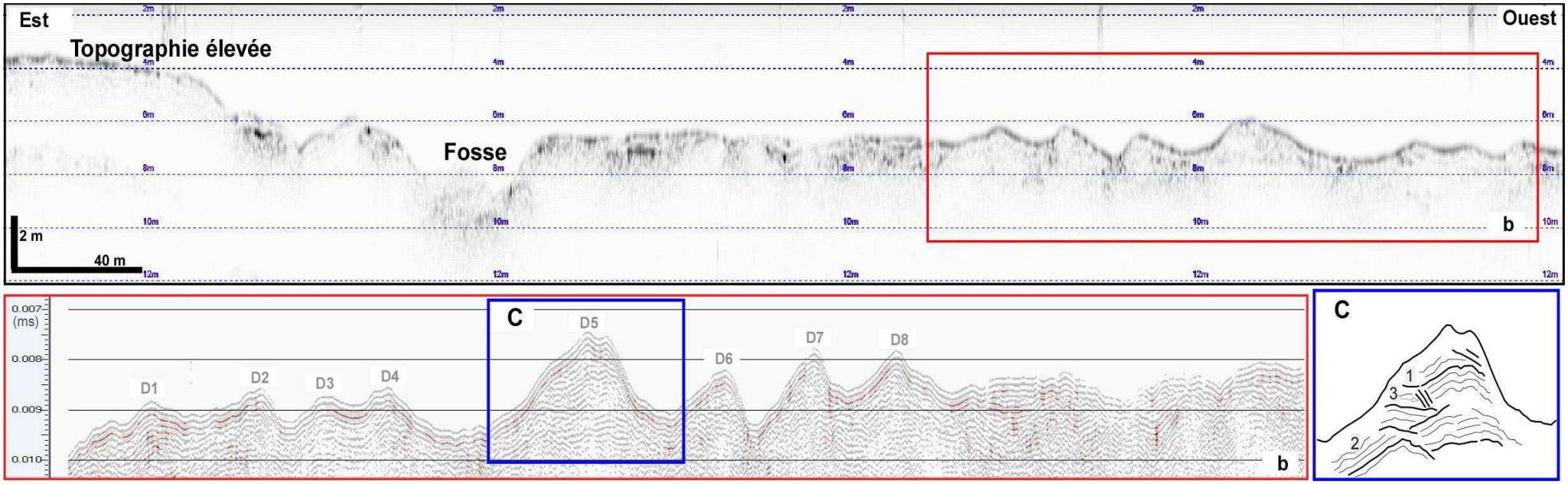
Dans la littérature, il existe des terminologies pour décrire les discontinuités au sein de dunes. Elles sont basées sur les propriétés géométriques de discontinuités observées aussi que sur leur distribution au sein du corps sédimentaire. Cette terminologie, Brookfield (1977) a été adopté pour les dunes éoliennes, puis utilisée par Berné et al. (1988, 1989) et Le Bot & Trentesaux (2004) pour les dunes sous-marines.

Les discontinuités des premiers ordres correspondent à des réflecteurs sub-horizontaux. Ils sont généralement localisés à la base des dunes, et localement dans leur partie supérieure. D'après Berné (1991) et Mhammdi (1994) ces discontinuités peuvent être attribuées à plusieurs phénomènes :

1- Quand elles sont situées à la base des dunes, elles marquent la surface de progradation de la dune. Dans la présente étude, les réflecteurs de base ne sont pas observés clairement mais cela ne signifie pas nécessairement qu'ils ne soient pas enregistrés. Ceci peut être dû de l'absence de plus de traitement du signal sonore.

2- Dans la partie sommitale des dunes, ces discontinuités apparaissent comme des niveaux érosifs recoupant les réflecteurs obliques sous-jacents. D'après Berné (1988), elles résultent de l'érosion générée par le chevauchement de dunes surimposées, migrant plus rapidement que la dune hôte (Le Bot & Trentesaux, 2004) ou à un écrêtement par des évènements extrêmes (High Energy Events) type tempêtes, Mhammedi, 1994.

Les discontinuités de second ordre constituent le maitre-litage des dunes, ces réflecteurs se terminent en downlap sur les réflecteurs de 1er ordre. Ils sont inclinés perpendiculairement à la crête de la dune avec une valeur comprise entre 25 à 35° environ (Fig. VII-1-C). Il est à signaler que ces valeurs sont supérieures à celle mesurées pour des dunes du large, citant par exemple les dunes de Pas-de Calais, avec des valeurs comprises entre 5 et 15°, mesurées par Berné (1991) et Le Bot (2001) ; et les dunes de la Manche Orientale, avec des valeurs 0.5 et 1°, mesurées par Ferret (2010, 2011). Malgré cette différence, elles présentent des caractéristiques géométriques similaires à celles des études citées précédemment.



Nom de dune	a (m)	b (m)	Largeur (a+b)	L (m)	H (m)	Polarité
D1	6.82	6.82	13.64	22.73	0.60	symétrique
D2	13.64	4.55	18.18	13.64	0.83	Est
D3	6.82	6.82	13.64	13.64	0.68	symétrique
D4	9.09	6.82	15.91	13.64	0.75	Ouest
D5	22.73	15.91	38.64	27.27	1.80	Est
D6	11.36	5.91	17.27	18.18	1.13	
D7	13.64	6.82	20.45	16.82	1.13	
D8	10.23	10.23	22.73	16.82	0.98	

Figure VII-1: Profil sismique levé à l'embouchure d'Oued Loukkos montrant les grandes dunes. (a) situation des dunes par rapport au changement topographique ; (b) Description des dunes identifiées avec détermination de leurs polarités ; (C) architecture interne de la grande dune de type « dos de chat » identifiée à l'embouchure d'oued Loukkos

Le tableau à gauche représente les paramètres morphologiques des dunes identifiées à l'embouchure d'Oued Loukkos

Selon Berné (1991), ces discontinuités érosives ne peuvent être produites par les dunes surimposées. La même constations a été faite par Dalrymple (1984) pour les dunes intertidales de la Baie de Fundy. L'extension latérale des discontinuités de 2ème ordre occupe toute la largeur de la dune alors que les dunes surimposées ont une extension beaucoup plus limitée. Contrairement au modèle conceptuel d'Allen (1980, chapitre I-4.5.2), la formation de ces surfaces érosives ne peut être attribuée à l'action du courant subordonné, les volumes sableux remaniés étant largement supérieurs aux capacités de transport de ce courant. Le mécanisme général invoqué par Berné (1991) est la combinaison épisodique du courant de marée avec un courant oscillatoire ou unidirectionnel, comme les courants générés par la houle (ex. Baie de Bourgneuf, Surtainville) ou le débit fluvial (ex embouchure de la Gironde).

Les discontinuités de troisième ordre, sont caractérisées par une forte inclinaison (>50°) dans le sens opposé des discontinuités de 2eme ordre. Elles constituent les litages obliques. Sur la dune identifiée à l'embouchure d'oued Loukkos l'observation de ces discontinuités est très limitée (Fig. VII-1C). Elles sont interprétées comme le produit de l'alternance des phases d'avalanche (Berné, 1911).

I.1.1.2 Les dunes moyennes

Contrairement aux grandes dunes, la direction et la polarité de ces corps sédimentaires sont considérés par tous les auteurs comme directement influencées par l'action des courants au voisinage du fond. A l'exception de particularités locales possibles, la direction des dunes moyennes et les petites dunes est perpendiculaire à l'orientation générale des courants dans le secteur étudié. Ces corps sédimentaire prennent une orientation du flot ou de jusant selon les zones tout en suivant la ligne du fleuve.

L'orientation générale des structures sédimentaires détectées à Oued Loukkos (moyennes dunes et petites dunes), constitue un excellent indicateur de l'orientation préférentielle des courants de marée. Cependant, ces structures peuvent ne pas préciser le courant dominant parce qu'elles s'inversent en fonction de l'alternance flot-jusant ainsi qu'elles subissent un changement radical. D'autre part, les structures de tailles moyennes et petites (les petites et les moyennes dunes) se trouvent, parfois, influencer par la morphologie du fond. En effet, on peut constater des changements locaux de direction des crêtes de dunes même si que cela reste très limité dans notre zone d'étude. Il peut être localisé surtout près des berges en montrant une différence de direction avec quelques dizaine de degrés.

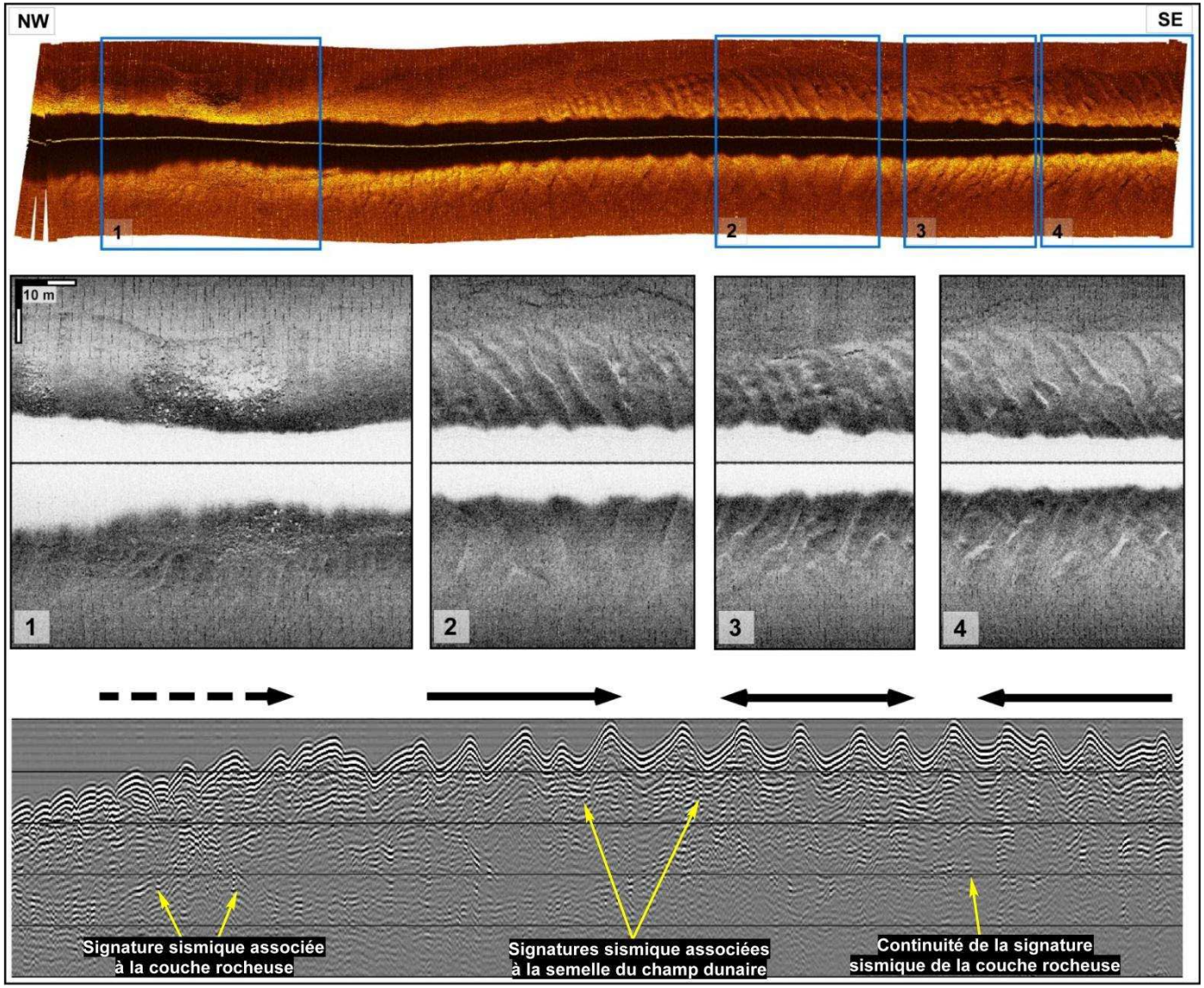


Figure VII-2: Combinaison entre image sonar et profil sismique montrant les variations géomorphologique du fond (sens de polarité pour les différentes types de dunes).

1 : domaine rocheux ;
2 : dunes avec crête sinueuse parfois bifurquée. Orientées vers l'amont ;
3 : dunes 3D de type lingoide ;
4 : dunes avec crête sinueuse bifurquée avec une orientation opposée (dirigées vers l'aval)

: Sens de transport sédimentaire vers l'aval

: Dunes symétriques ; équilibre des conditions hydrodynamiques

: Sens de transport sédimentaire vers l'amont

: Sens de transport sédimentaire vers l'amont avec changement local de direction due au domaine

L'image sonar ci-dessus montre une légère variation dans la direction des dunes près du domaine rocheux. Il peut se produire suite à une réfraction du courant lorsqu'il franchi un domaine rocheux (Fig. VII-2), exemple des dunes moyennes qui se développent à l'abri de cette partie.

I.1.2 Transport net de sédiments

La polarité des dunes qu'on peut la déterminer à partir des profils sismiques et des images sonar, constitue un bon indicateur des sens de transports résiduels. L'examen systématique des données fournies par la campagne de 2009 et 2010, et qui ont été prélevées à divers stades de marée, permet de présenter un schéma qualitatif des transports résiduels dans la zone d'étude. Dans l'ensemble, les dunes identifiées au long d'oued Loukkos présente une section transversale asymétrique avec un flanc doux et un flanc plus raide. La face du coté raide est orientée en direction du transport net de sédiments (Berne et al, 1993; Dalrymple and Rhodes, 1995. VITAL et Stattegger, 2000). Certaines dunes, situées dans des zones données, présentent une section transversale symétrique. D'après Harris, 1988; Berne et al, 1993 ces formes existent dans les zone où il n y a pas de transport net. Il n'est pas rare d'observer par exemple une dune symétrique intercalée au milieu de dunes asymétriques. Les dunes de la zone d'étude, surtout celles qui ont une longueur d'onde importante, conservent généralement leurs polarités pendant les différents stades de marée. Les Dunes moyennes et grandes ont un long temps de réponse et la reprise de l'asymétrie nécessite un processus de longue période (Berne et al, 1993;. Fenster et Fitzgerald, 1996).

Deux directions du transport résiduel ont été déduites, à partir d'asymétrie des dunes, direction du jusant (transport des sédiments vers la mer) et direction du flot (transport des sédiments vers l'estuaire interne). La variation de direction a été enregistrée sur le plan d'allongement du chenal et aussi sur le plan latéral (Fig. VII-3). Au long du Loukkos river il y a des dunes qui adoptent une polarité vers le jusant et d'autres celle du flot (Fig. VII-3). Les dunes d'une asymétrie opposées sont souvent séparées par une zone à dunes symétriques.

Dans la zone amont, sur la partie centrale du chenal, les corps sableux ont une polarité vers l'amont (direction du flot), alors que ceux de la partie près de la rive ont une polarité vers la mer (direction du jusant). Une telle inversion latérale de polarité des dunes a été observée surtout au niveau des méandres du fleuve. D'autre part, Quand il y a un changement de la topographie du fond, les dunes situées au pied des fortes pentes montrent des polarités

opposées, ce qui rend difficile d'identifier le sens du transport résiduel dans ces endroits (exemple d'une partie de la zone D).

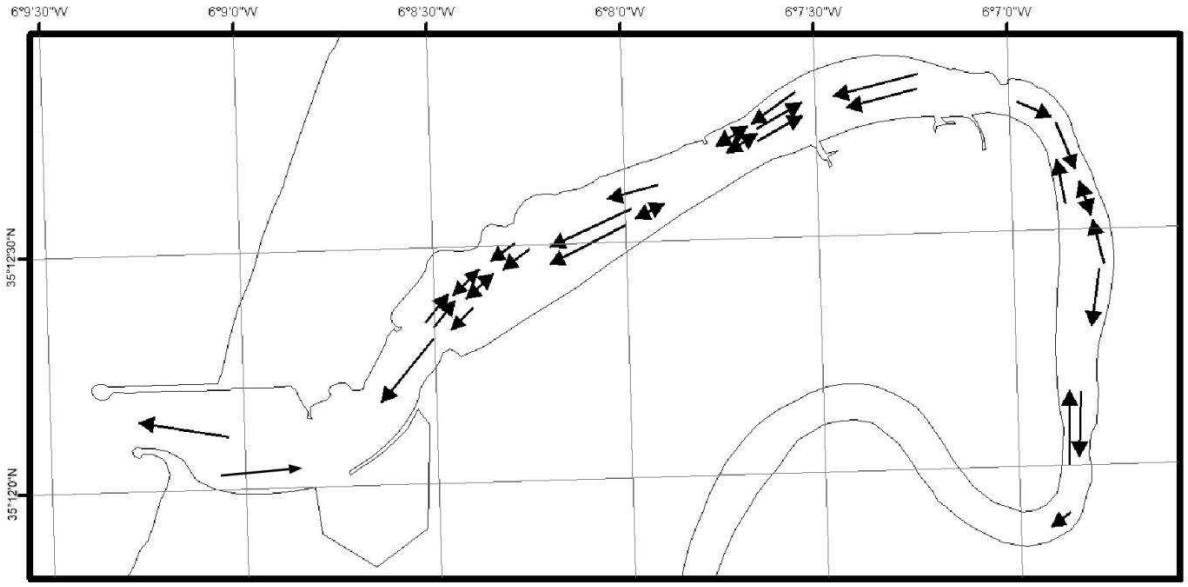


Figure VII-3: Carte résumant le sens du transport sédimentaire net, à Oued Loukkos sur la base de la polarité des dunes

II DYNAMIQUE DES DUNES D'OUED LOUKKOS

Trois approches complémentaires d'appréhender la dynamique actuelle et donc les différents mécanismes de formation des dunes:

- La mesure des paramètres hydrodynamiques ;
- L'observation in-situ des phénomènes de progradation ;
- L'approche "historique", par comparaison des différents levés bathymétriques précis effectués dans la zone.

Seuls les deux dernières approches qui peuvent être appliquées à Oued Loukkos, car les données hydrodynamiques sur la zone d'étude sont très limitées. Des mesures de courants ont été effectuées à l'extrême amont pendant une période très courte de 24 heures et seulement au niveau des eaux superficielles. Par conséquent, ces mesures restent insuffisantes pour construire un model et appréhender des résultats fiables. En général, Des résultats relatifs sont pour but à poser le problème et à ouvrir de nouvelles perspectives de recherche.

II.1 Inversion de la polarité des corps sédimentaires

De nombreuse études effectuées en milieu intertidal (Bajard, 1966, Klein, 1970b), dans les estuaires (Boggs et Jones, 1976 ; Jindrich, 1969) ou dans les chenaux de marée (Farrow et Brander, 1971) ont montré que l'asymétrie des dunes, de taille moyenne et petite, pouvait s'inverser en fonction du changement d'orientation des courants. Allen (1984) a schématisé les différents mouvements des dunes moyennes en fonction du degré d'asymétrie de l'intensité des courants de marée (Fig. VII-4). Les principaux résultats sont les suivants :

- L'inversion de polarité peut être complète dans le cas de courants suffisamment forts et d'intensités sensiblement égales) ou incomplète lorsque l'intensité d'une phase de courant est plus faible. La polarité n'est pas modifiée lorsque l'une des composantes est trop faible pour entrainer un quelconque mouvement de particules sédimentaires ;
- Les dunes subissent un déplacement global si les courants de flot et de jusant sont d'intensité inégale.

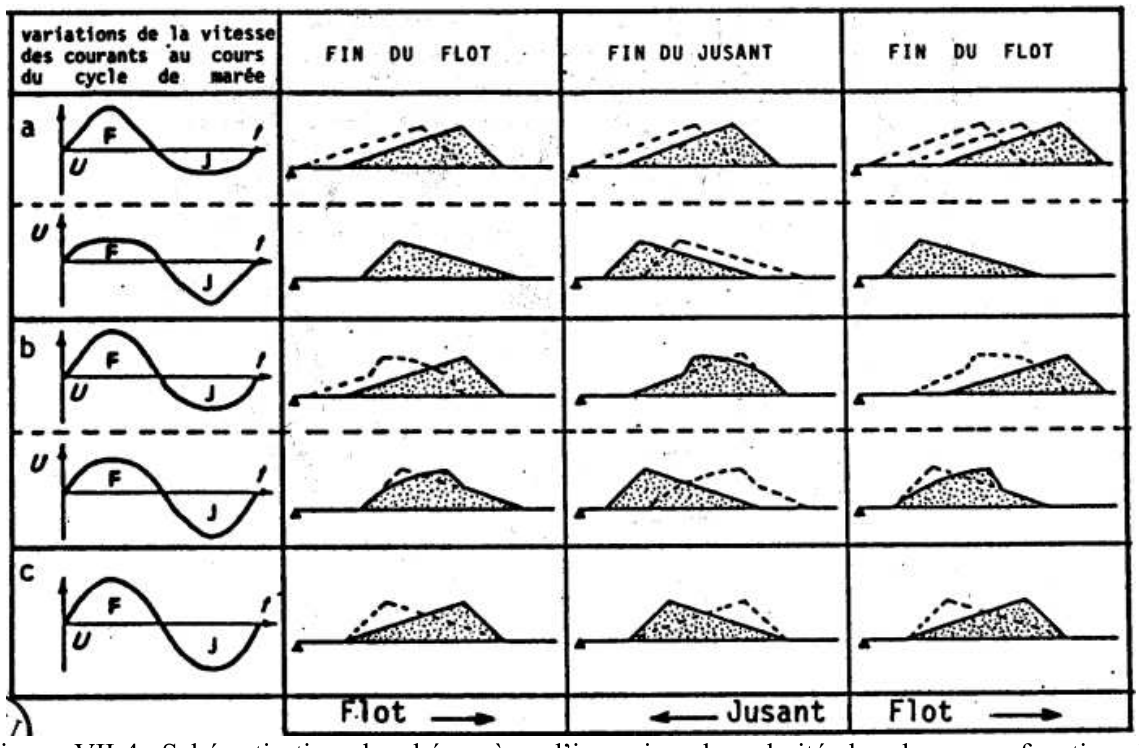


Figure VII-4: Schématisation du phénomène d'inversion de polarité des dunes en fonction de l'asymétrie de l'intensité des courants de marée (d'après Allen, 1984)

II.2 Evolution morphodynamique à l'échelle de cycle de la marée

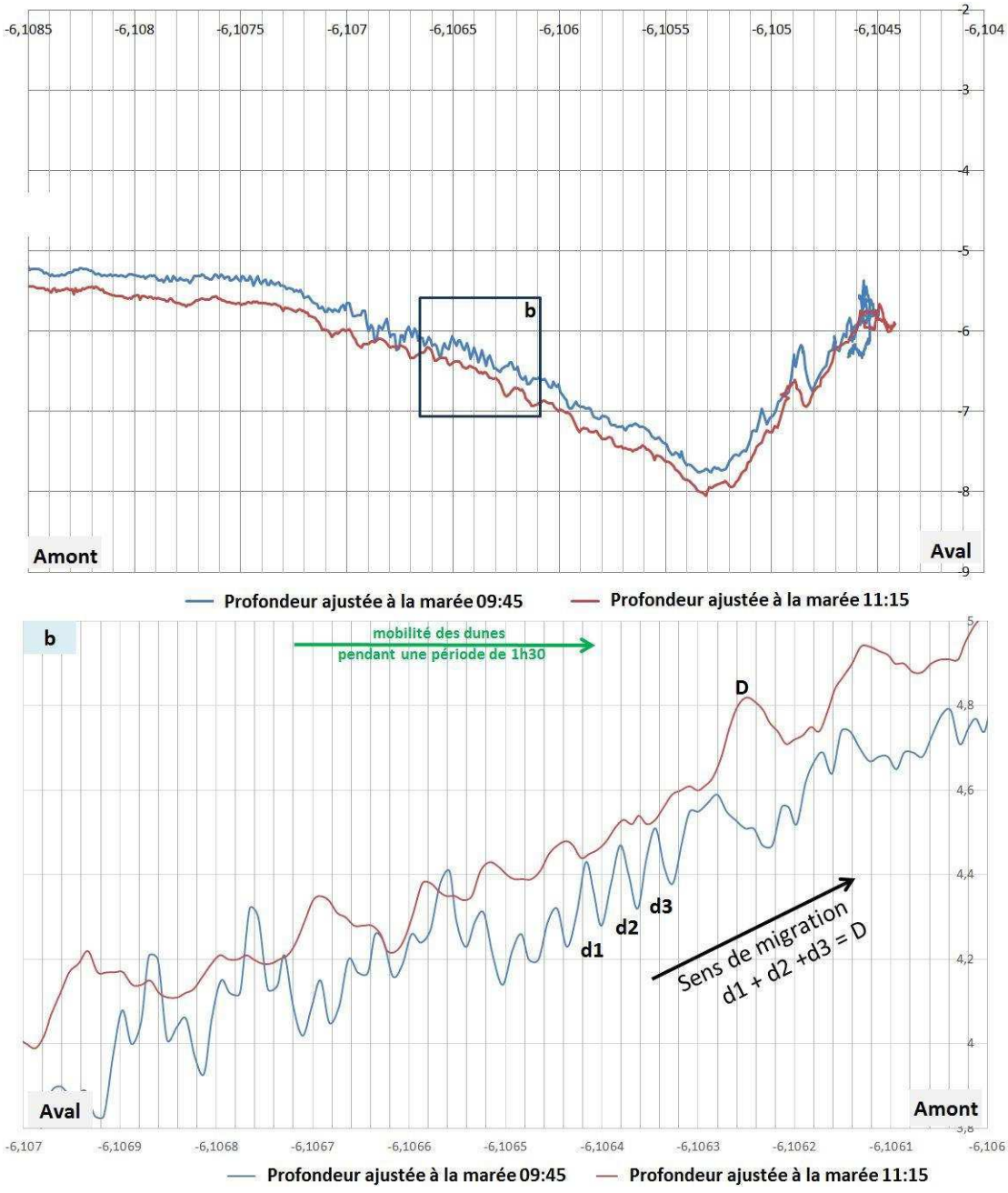
II.2.1 Phase de jusant d'une marée de Mortes-eaux

L'évolution morphodynamique des dunes peut être quantifiée selon plusieurs méthodes, complémentaires les unes des autres (Fig. VII-5). Elle peut être appréhendée en mesurant la migration des dunes entre deux levés : en rapportant cette distance à la période séparant les deux levés, il est possible d'accéder à la vitesse de migration des dunes. Classiquement, seuls les mouvements des crêtes sont observés, mais ici, nous reporterons parfois les déplacements des pieds amont et aval afin d'obtenir une description plus complète de la dynamique dunaire. La marge d'erreur relative au déplacement des dunes entre 2 levés est à l'échelle métrique au minimum, ce qui correspond à la somme des erreurs maximales relatives à chaque levé. Ceci rend le suivi des crêtes des dunes sur les images sonar très difficile, parce que la marge d'erreur dépasse parfois la longueur d'onde des dunes (distance entre deux crêtes successives).

La comparaison de deux profils bathymétriques, levés à des moments de marée différents, permet également de suivre l'évolution morphologique des dunes. Les observations et les analyses des différentes données hydrographiques et géophysiques ont montré que, dans Oued Loukkos où la marée est un agent dynamique de première importance, les dunes se déplacent à des vitesses différentes vers le sens du courant le plus dominant. Parfois, elles se combinent et donne naissance à des nouvelles dunes plus grandes.

Sur l'exemple proposé en figure VII-5, on a fait la comparaison entre deux levés réalisés pendant une marée descendante. Le premier levé a été réalisé pendant le jusant alors que le deuxième a été effectué après quelque dizaine de minutes pendant l'étale de la basse mer. (Fig. VII-5c). Lors de la phase de jusant d'une marée morte-eau des dunes montrent une tendance à la migration vers l'amont du fleuve. À l'étale suivant le jusant, trois dunes moyennes ont été disparues pour qu'une dune plus large pris naissance (Fig. VII-5a).

La création de la nouvelle dune est associée à une augmentation de sa largeur alors que sa hauteur reste fixe, voir une légère augmentation. Ceci induit un adoucissement des pentes de ces flancs. On constate, sur cette exemple, que les dunes se rejoints et donnent naissance à une seule dune avec une largeur importante en gardant la même hauteur (Fig. VII-5b).



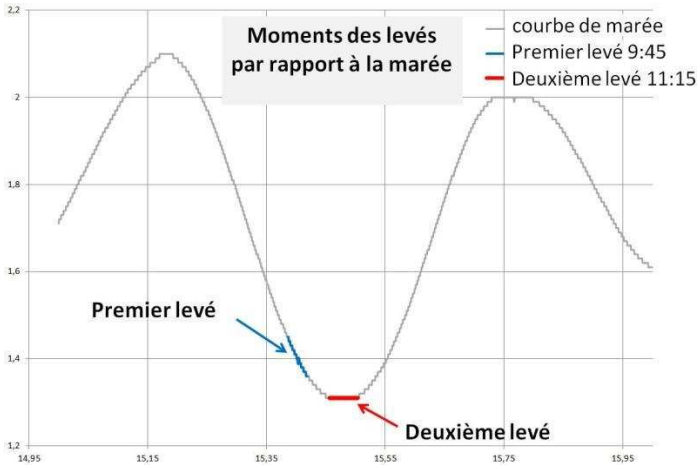


Figure VII-5: Dynamique des dunes moyennes à échelle de jusant et étale de la basse mer d'une marée mortes-eaux : données bathymétrique extraites depuis des sonogrammes levés pendant des moments de marée successifs. (a) Combinaison des deux profils levés avec 45 min de différente. (b) Evolution morphologiques des dunes à un pas de temps très court. (c) Moments des levés par rapport à la marée.

On remarque que, par l'effet de la marée, les premières dunes se déplacent rapidement en alimentant les dunes qui suivent. En effet, la première dune a alimenté la deuxième et ainsi de suite ce qui a conduit à la fin la formation d'une nouvelle dune relativement plus grande composée des premières dunes (résultats de combinaison des dunes précédentes).

Le phénomène est compliqué par les processus intermittents d'avalanche, qui provoquent localement et temporairement un avancement de la crête ainsi qu'une avance de la base du flanc raide. Plusieurs raisons peuvent contribuer à expliquer le non-changement de la hauteur des dunes. La première tient à la perte d'une partie de la fraction sableuse transportée du faite d'un entrainement en suspension. Une seconde est liée à la relation entre les conditions hydrodynamiques et la profondeur avec la hauteur de la dune (Fig. VII-6). En effet, il est possible que la profondeur ne permette pas la formation des dunes avec hauteur importante.

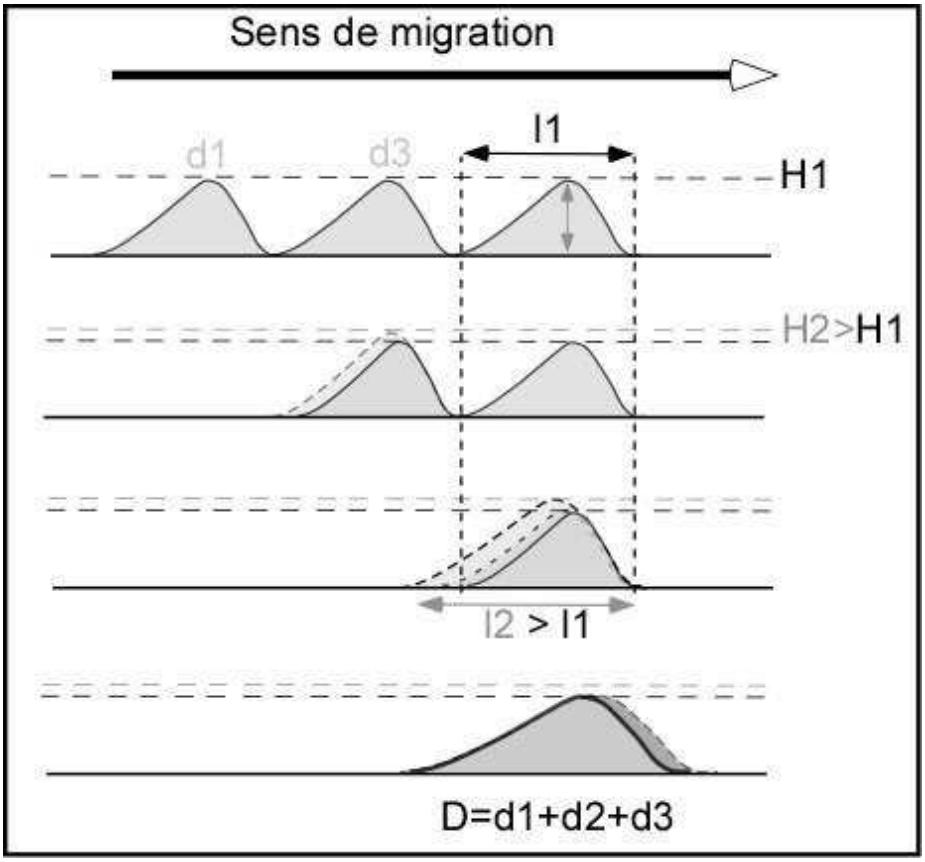


Figure VII-6: Schéma illustrant la formation d'une nouvelle dune suite à la variation de vitesse de déplacement des dunes (Vitesse de migration de dune (Vmd1>Vmd2>Vmd3)

Ceci fait rappel parfaitement à notre analyse, citée dans le chapitre IV, qui lie la hauteur des dunes moyennes et la hauteur d'eau. En effet, la profondeur n'a aucune influence sur la hauteur des dunes moyennes quand elle est supérieure à -4 m. Dans notre exemple, les dunes moyennes sont développées à des profondeurs supérieures à -5m, elles tendent alors à garder une hauteur constante. Cependant, on ne peut ignorer la première hypothèse.

En revanche, la migration pour quelques dunes vers l'amont est associée à une légère augmentation de sa hauteur (même s'il reste minime), ce qui induit une accentuation des pentes de ses flancs. Ceci est due que la migration de la dune correspond à une érosion d'une couche peu épaisse de sédiment sur son flanc doux associé à un dépôt en aval de la crête. On constate également des dunes moyennes qui prend la place ou, si on peut dire, 'mange' d'autres dunes de taille inférieure. C'est ce qu'on appelle 'la cannibalisation des dunes, dans la littérature.

La cannibalisation d'une dune par des dunes à taille relativement importante a due à des différents facteurs notamment : 1) La vitesse de migration de la première dune qui est relativement plus importante que celle de la dune N°2 malgré qu'elles subissent les mêmes conditions hydrodynamiques. Ainsi 2) Il est fort probable que la topographie du fond a joué un rôle important dans l'amortissement du déplacement de la dune N°2 ce qui conduit à la combinaison des deux dunes et la formation d'une dune plus grande.

- **Changement temporaire par l'effet de la marée**

L'analyse des images sonar montre que, pendant une phase de marée de quelques heureux, des changements temporaires ont été observés au niveau de l'interface eau-sédiment. La figure VII-7 montre deux sonogrammes levés pendant des moments de marées différents. On constate l'apparition des structures sédimentaire longitudinales avec un agencement dans la même direction du courant. Elles sont apparente à de tache sableuse. Elles peuvent être attribuées à des sédiments fins transportés en suspension. Ceci coïncide avec notre hypothèse qui consiste qu'une partie des sédiments se met en suspension.

II.2.2 Phase incluant un cycle semi-diurne complet

Dans un premier temps, nous sommes concentrés sur l'évolution morpho-sédimentaire sur un pas de temps très court (de quelques heures). Dans cette partie on va essayer de quantifier les déplacements des dunes induits par le flot d'une marée de morte-eau et par la succession d'un cycle semi-diurnes. L'analyse a été effectuée sur des images sonar levés à des pas de temps relativement plus long dans la partie aval d'Oued Loukkos.

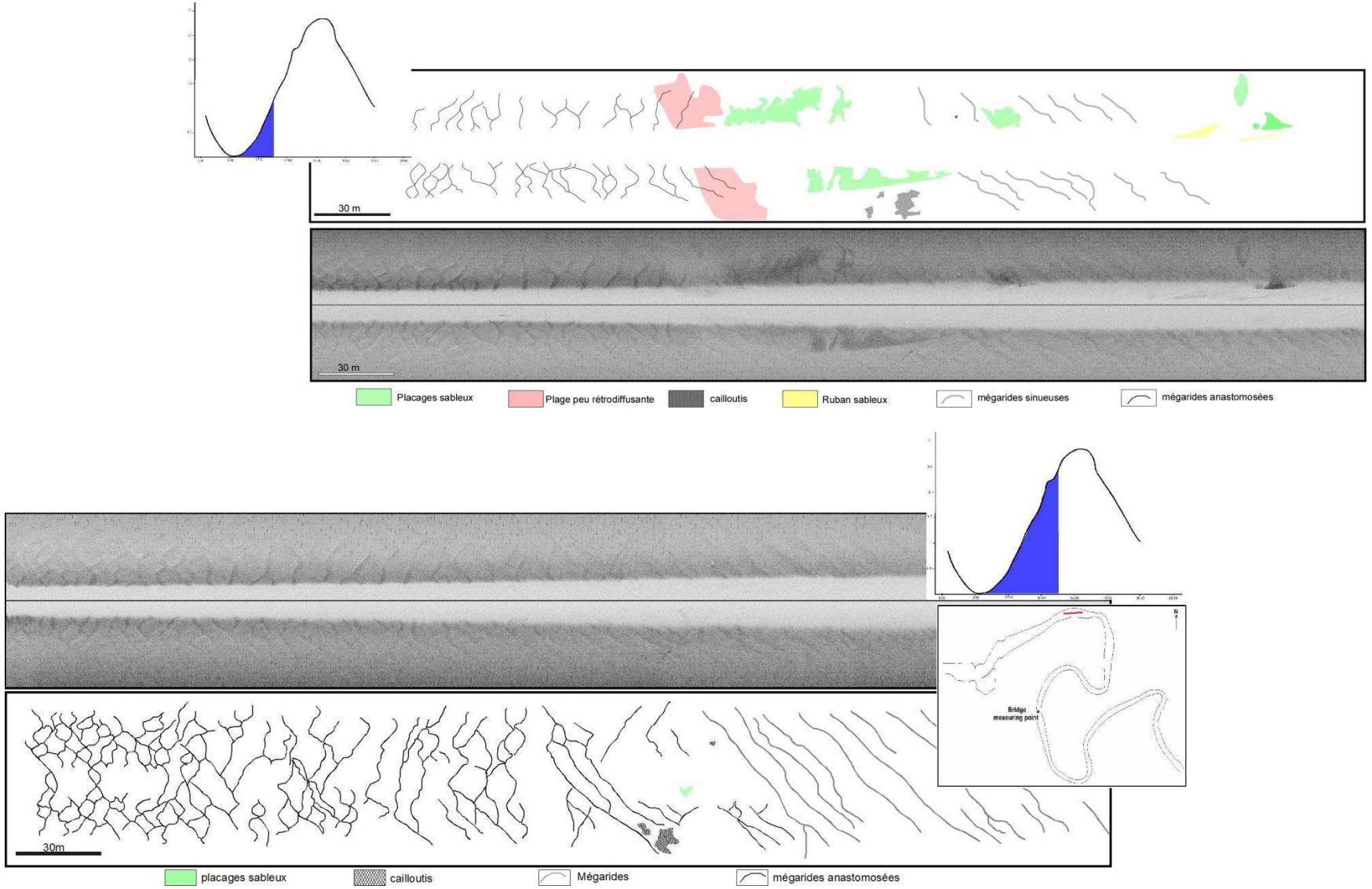


Figure VII-7: Sonogrammes levés pendant des moments différents de la marée (marée montante). Ils montrent des variations temporaires sur l'interface eau-sédiment par l'effet de la marée

Pendant ce cycle semi-diurne complet, des variations morphologiques sont observées. En effet, l'analyse de l'évolution des dunes induites par ce cycle de marée met en évidence une dynamique assez moyenne. Après un cycle semi-diurne complet, la morphologie des dunes évolue selon différentes modalités. À cette échelle de temps cours les dunes mobilisées, de taille relativement importante, montrent une diminution de leur largeur associée à une légère augmentation de leur hauteur, ce qui corresponds à une évolution vers une forme rugueuse de dunes plus active (Fig. VII-8).

La morphologie des autres dunes, de taille moyenne, ne change que peu et montre un raidissement de leurs flancs raide et doux. Les dunes situées au niveau de la pente topographique ont subis un changement morphologique total, elles montrent une forte diminution de la hauteur avec une augmentation de leur largeur, ce qui correspond à une évolution vers une forme bien lissée de dune moins active. Rare sont les dunes qui ne montrent pas de changement de morphologie dans cette partie de la zone d'étude.

À cette échelle de cycle de marée, les dunes anastomosées modelant le secteur aval de la zone d'étude semblent être les plus dynamiques. Elles attestent d'un état de transition des dunes moyennes qui procède le déplacement de la dune. En revanche, on peut identifier des changements au niveau des crêtes des dunes caractérisés avec des crêtes longues et sinueuses. Ils tendent à montrer plus de bifurcation. Il faut signaler que le fait de considérer uniquement le mouvement de la crête peut donner une fausse idée de la dynamique des dunes. Le changement de la morphologie des dunes, identifiée à Oued Loukkos, constitue un témoin de la dernière phase de courant (flot) suffisamment active pour déplacer des structures sédimentaires.

Malgré la faible valeur des coefficients de marée, la polarité des dunes moyennes d'Oued Loukkos, est en équilibre avec la phase de courant. Cette mobilité peut s'expliquer, d'une part par l'existence des courants relativement forts, malgré le faible coefficient de marée, suffisamment capable de déplacer les dunes. D'autre part. Avec l'élévation du coefficient de la marée et par conséquent de la vitesse des courants, la polarité des dunes moyennes tend à s'inverser plus facilement. Pour des valeurs de coefficient relativement plus importantes, les images sonar montrent des structures dont l'asymétrie est difficile à déterminer après la renverse du courant.

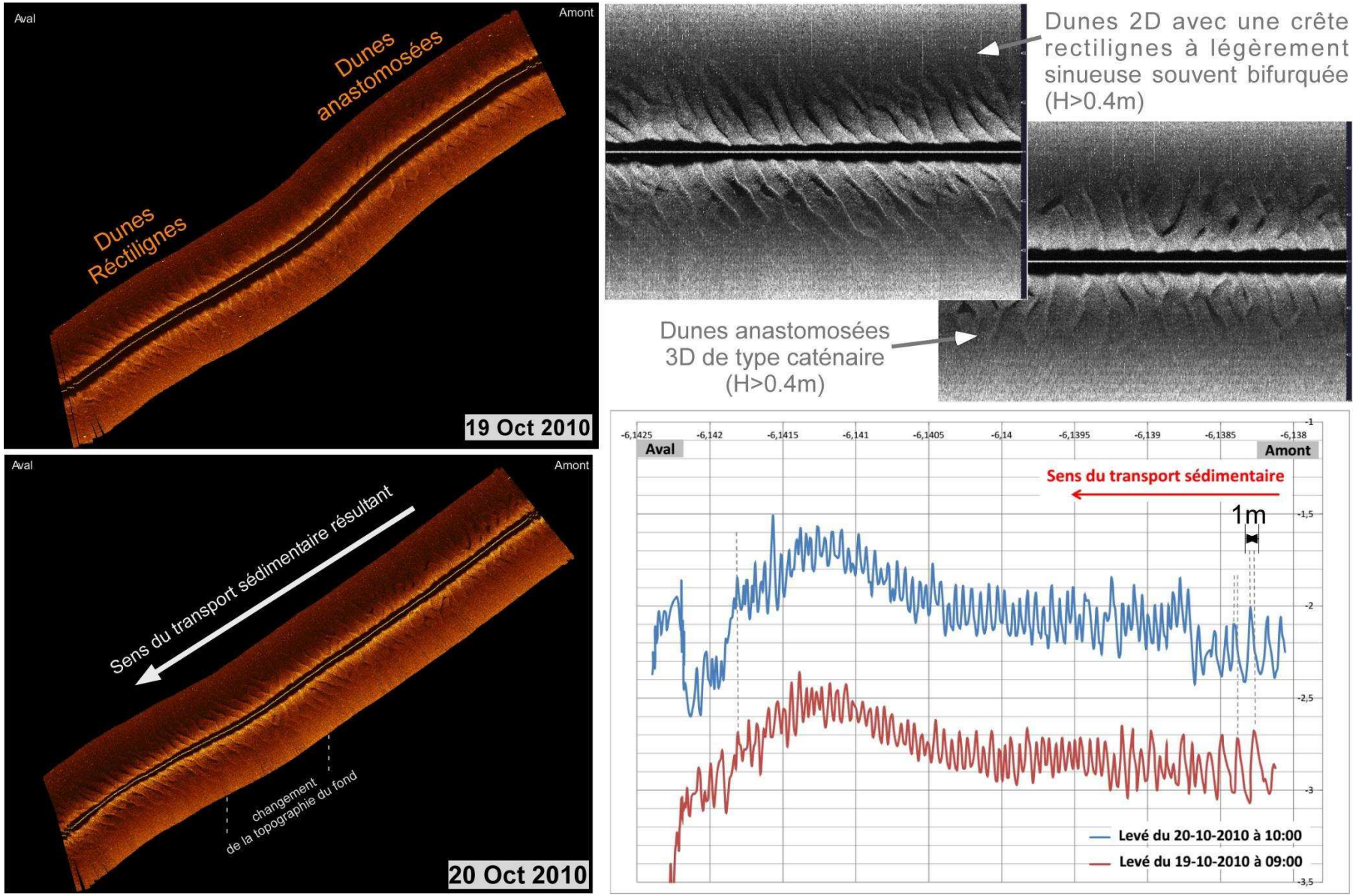


Figure VII-8: Dynamique des dunes 2D et 3D à l'échelle de cycle de marée semi-diurne (période d'octobre 2010). (A): Image sonar de l'interface eau-sédiment montrant l'évolution morphodynamique des dunes. (B): Données bathymétrique montrant le déplacement des dunes après un cycle tidal complet de la marée.

III Conclusion

La zone d'étude est soumise à l'action dominante des courants de marée. Les caractéristiques de courant peuvent être perturbées, soit par la morphologie sinueuse du fleuve, soit par le changement brusque des reliefs du fond tel que la fosse de la falaise blanche de -18m.

Les dunes identifiées à Oued Loukkos constituent un meilleur indicateur de la direction préférentielle des courants de marée en raison de leur polarité et de leur relative mobilité. Les grandes dunes de l'embouchure sont caractérisées par une orientation qui est perpendiculaire au courant. Les mouvements affectant ces corps sédimentaires concernent surtout la crête. La plupart des auteurs considèrent que l'asymétrie des dunes, en général et spécialement les grandes dunes, est une conséquence du déséquilibre flot/jusant. Ce qui laisse supposer que lorsqu'une phase de courant est suffisamment dominante, la structure tend à se déplacer en masse. Cependant l'échelle temporelle de tels déplacements reste à déterminer. En effet, les processus intervenant dans la migration des dunes ont une influence variable selon l'échelle de temps considérée.

A l'échelle pas de temps courts, lorsque les dunes sont mobiles, leurs mouvement sont généralement faibles et elles semblent être cohérente avec les différentes conditions actuelles. L'étude de l'évolution morphodynamique des dunes, par l'utilisation de la sismique réflexion et le sonar à balayage latéral, a montré que le déplacement des dunes moyennes est souvent précédé par un état de transition dont on enregistre un changement au niveau de la morphologie d'une dune particulière. Cependant, le comportement morphodynamique n'est pas toujours conforme aux caractéristiques des flux sédimentaires : deux dunes ayants des caractéristiques morpho-sédimentaires comparables peuvent montrer des évolutions différentes, alors qu'elles sont soumises aux mêmes conditions hydrodynamiques. Cela peut être dû à une certaine différenciation granulométrique des sédiments ou à une relation directe avec la morphologie du fond au point de vue topographique.

CHAPITRE VIII

EVOLUTION DES BERGES D'OUED LOUKKOS

I Rappel – Notion d'hydraulique fluviale

I.1 Hydraulique fluviale superficielle

I.1.1 Vitesse d'écoulement

La vitesse moyenne joue évidemment un très grand rôle pour définir la puissance érosive d'un écoulement. L'écoulement de l'eau sur le sol exerce une action cisaillante sur les grains de surface d'autant plus vive que la vitesse du courant est importante. Hjulstrom, 1935, a montré que la vitesse à partir de laquelle les grains du fond d'un canal étaient enlevés par l'écoulement dépendait de la dimension de ces grains. La Figure VIII-1 représente la vitesse de sédimentation et d'érosion correspondant à des grains de diamètre uniforme selon Hjulstrom (Walter, 2000).

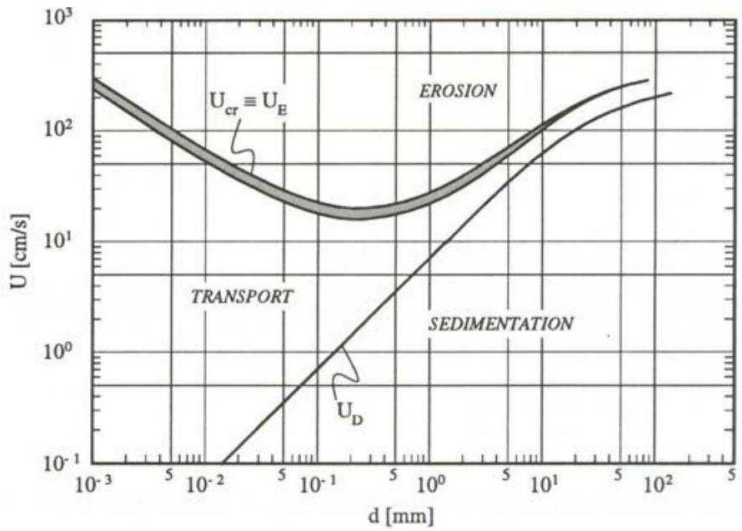


Figure VIII-1: Vitesse de sédimentation et d'érosion, VD et Vcr , pour des grains uniformes, selon Hjulstom (Walter, 2000)

La vitesse critique est relativement élevée pour les très faibles dimensions de grains (plus de 1*m/s* pour des grains de 5µm) car la cohésion entre grains est alors très forte (argile). La vitesse minimum s'obtient pour une dimension de grains d'environ 0,2mm (pas de cohésion des sols) (Pierre, 1986). Une fois arraché, le grain peur être transporté même avec des vitesses d'écoulement inférieures, à condition toutefois que ces vitesses ne deviennent pas inférieures à la vitesse limite pour la chute (sédimentation) des grains qui est, elle une fonction croissante de la dimension des grains. La vitesse d'écoulement donnée par Areas (2008) pour le calcul du risque d'érosion linéaire est : $\mathbf{V_F < V_{cr}}$

où V_F est la vitesse de l'écoulement près du fond et V_{cr} la vitesse critique.

Diverses approximations existent pour relier la vitesse du fond à la vitesse moyenne V :

VF =0.6V ; ou bien 1.3VF < V < 1.5 VF

Pour déterminer la vitesse moyenne (V) dans une section, Walter (2000) donne les relations approchées suivantes (Fig.VIII-2) :

- V ≅ 0,8 à 0,9 V s (Formule de Prony)
- V ≅0.5 (V0.2+V0.8) (Formule de l'USGS)
- V≅V0.4

où $V_{0.2}$, $V_{0.4}$, $V_{0.8}$ sont les vitesses ponctuelles à différents niveaux et *Vs* la vitesse en surface.

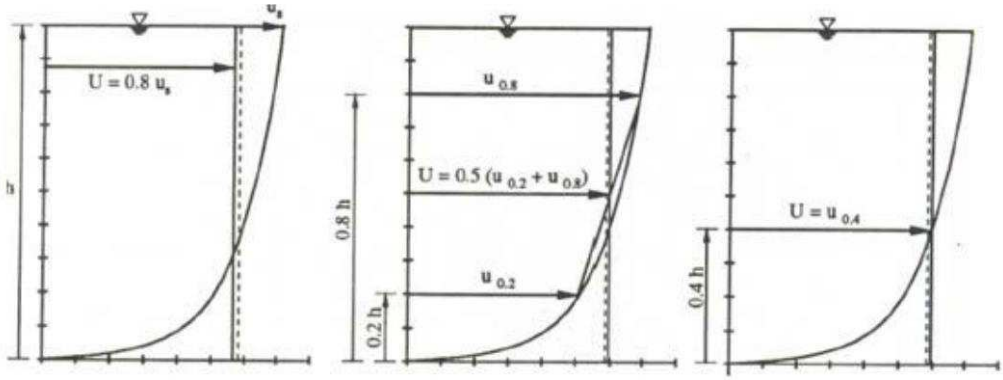


Figure VIII-2: Vitesse moyenne (Walter, 2000)

I.2 Stabilité des massifs au glissement

I.2.1 Glissement de terrain

Les glissements d'un massif se produisent généralement dans des matériaux meubles (des sols) ou des massifs rocheux fracturés ou altérés. Ils se manifestent par le déplacement d'une masse de matériau le long d'une (ou plusieurs) surface(s) de rupture. Les mouvements de masse peuvent avoir des vitesses allant de mètres par seconde à mètre par an. Les formations complexes donnent généralement lieu à des surfaces de rupture qui suivent les contacts entre couches ou qui se développent au sein de zones de plus faible résistance. Les facteurs déclenchant sont généralement (Flageollet 1988): (1) Les modifications du régime hydraulique (saturation du matériau, augmentation des pressions interstitielles, etc.) ; (2) Les terrassements ; (3) L'érosion naturelle (ruissellements, érosions de berges) ; (4) Les accélérations produites par des séismes.

I.2.2 Conditions hydrauliques

Les conditions d'alimentation peuvent être complexes et dépendre des couches de terrain situées bien en amont. Selon Gilles et Pierre (1998), les conditions qui peuvent avoir une importance significative sont : (1) Les pressions interstitielles au niveau de la surface de rupture; (2) la perméabilité des terrains ; (3) L'évolution de la fortement au-delà d'un seuil critique.

I.2.3 Modes de rupture

D'après (Flageollet 1988), les modes de rupture des berges sont de quatre types (Fig. VIII-3) : (1) Rupture en rotation ; (2) Rupture plane inclinée ; (3) Rupture plane verticale, et (4) Rupture par blocks.

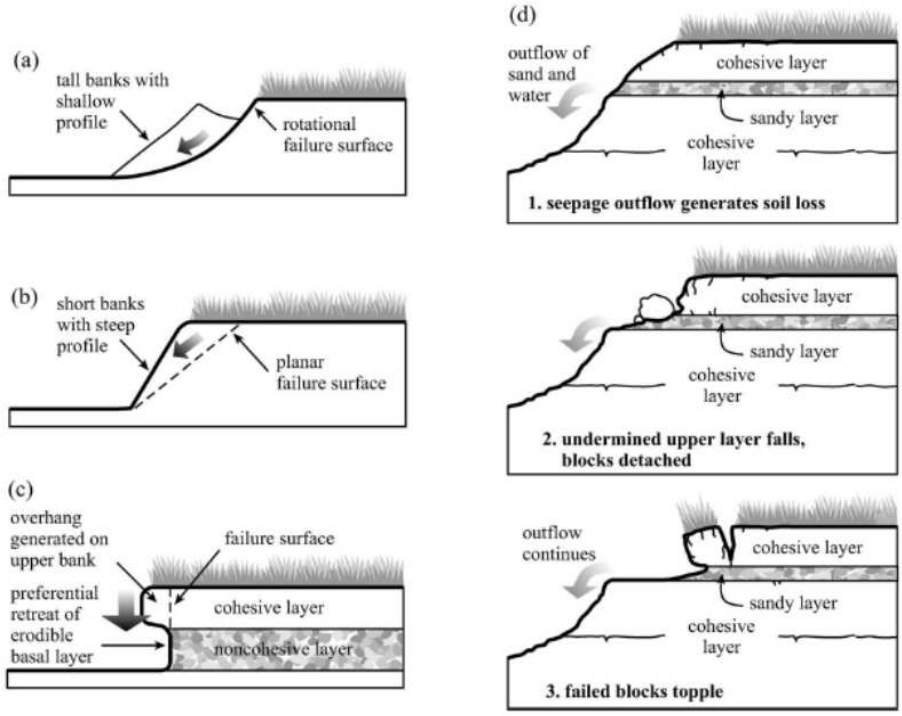


Figure VIII-3: Modes de rupture : (a) rotation ; (b) plan incliné ; (c) plan vertical ; (d) blocks

I.3 Erosion et stabilité

L'évolution de la géométrie de la berge implique souvent des combinaisons de l'érosion fluviale et du glissement du massif. Darby et al. (2007) ont couplé un modèle d'érosion superficielle avec une étude de l'écoulement par éléments finis et le calcul de la stabilité par la méthode d'équilibre limite (Fig. VIII-4). Ils ont simulé le cas d'une variation du niveau d'eau pendant un pic. Ils ont montré le rôle important de l'érosion fluviale par création de surplombs et son effet sur la stabilité des berges par l'évolution de la pression interstitielle.

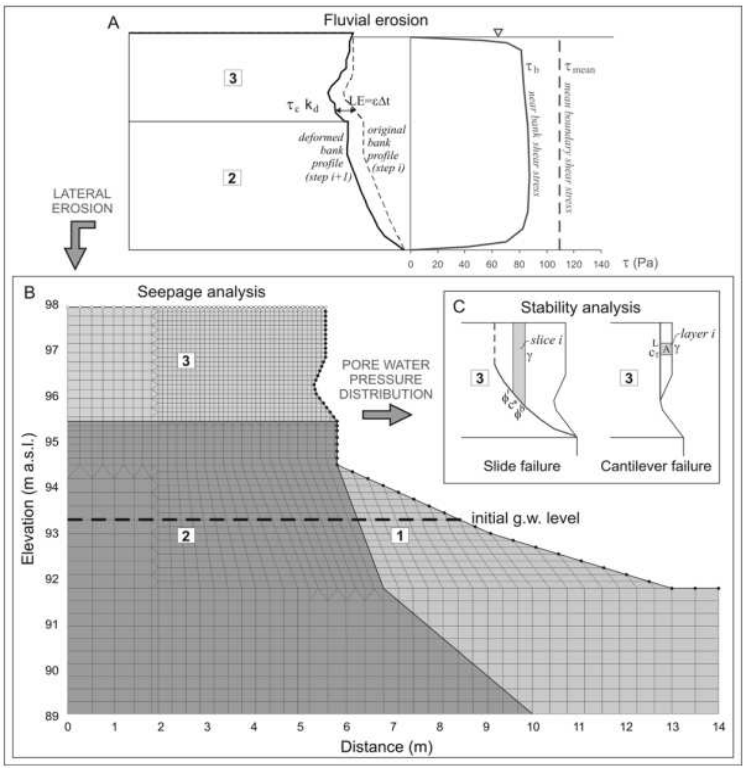


Figure VIII-4: Couplage de l'érosion, de l'écoulement et de la stabilité de la berge (Darby et al.2007)

Une autre étude prenant en compte l'écoulement dans la rivière par un modèle d'érosion couplé avec un calcul de stabilité en rupture plane a été développé par Simon et al. (2006 et 2010) dans le programme BSTEM 5.2. Ils montrent que l'érosion d'un sol non cohésif sur le pied de la berge affecte principalement la stabilité globale du massif.

II STABILITE DES BERGES D'OUED LOUKKOS

II.1 Inspection sous-marine par caméra

Un système de prise de vue a été utilisé à cette fin. Il s'agit d'un système de caméra fixé sur un châssis déplacé à faible vitesse au-dessus du fond. Il permet d'observer visuellement des faciès identifiables par les moyes acoustiques d'une part, et d'autre part il permet de visualisé les changements potentiel qui peuvent toucher les rives.

Des prises de vues plus ponctuelles, au front des rives, ont été effectuées. Les images permettent de plus de reconnaitre des structures trop petites pour être détectées au sonar (les rides) et de mettre en évidence des différents détails qui peuvent être identifiés notamment des communautés biologiques (faunes et flores), la coloration des sédiments et d'autres (Fig. VIII-5).



Figure VIII-5: Prise de vue montrant des algues bien développées (A & B) et la croissance des racines (C). Des séquences vidéo montrent également une large distribution des coquilles marines au niveau de la fosse de la white cliff.

Au cours des prises vidéo, des herbiers de zostère ont été observés dans la première bande, qui a été acquise sur le côté nord de l'Oued Loukkos entre 2 et 3 km à l'intérieur des terres depuis l'embouchure de la rivière (Fig. VIII-6). La zostère est un bon indicateur des conditions environnementales: la mauvaise qualité de l'eau représente une menace importante pour la santé et le bien-être de la zostère. Des changements mineurs dans la disponibilité de la lumière, qui sont synonymes de clarté de l'eau, influencent considérablement la qualité de l'habitat de la zostère (Fonseca, et al. 2002). La présence et l'état de la zostère dans les cours inférieurs de l'Oued Loukkos peuvent être interprétés comme une indication de la qualité environnementale de cet estuaire. Si ce premier regard sur la zostère dans la rivière devait être suivi de futures observations saisonnières régulières, il devrait être possible de suivre et éventuellement de prédire les effets et les activités, dans la rivière à proximité des herbiers de zostère, qui pourraient avoir sur la qualité de l'eau.

La lumière disponible pour la zostère est largement dictée par l'abondance de phytoplancton, l'abondance et la couverture d'algues et la suspension de sédiments. Le surenrichissement des éléments nutritifs qui est généralement liée au développement dans les bassins versants côtiers et au ruissellement associé des eaux souterraines, des pelouses, des

stationnements et des fosses septiques, favorise la croissance d'épiphytes d'algues (espèces d'algues qui poussent sur d'autres plantes) et le phytoplancton (plantes microscopiques dans la colonne d'eau). Ces deux types de plantes absorbent la lumière dans la colonne d'eau et diminuent sa disponibilité pour la zostère. Une faible clarté de l'eau et des niveaux élevés de nutriments peuvent stimuler la prolifération des algues benthiques et dérivantes car ils nécessitent moins de lumière que la zostère et peuvent par conséquent étouffer ou concurrencer la zostère pour l'espace dans un estuaire.

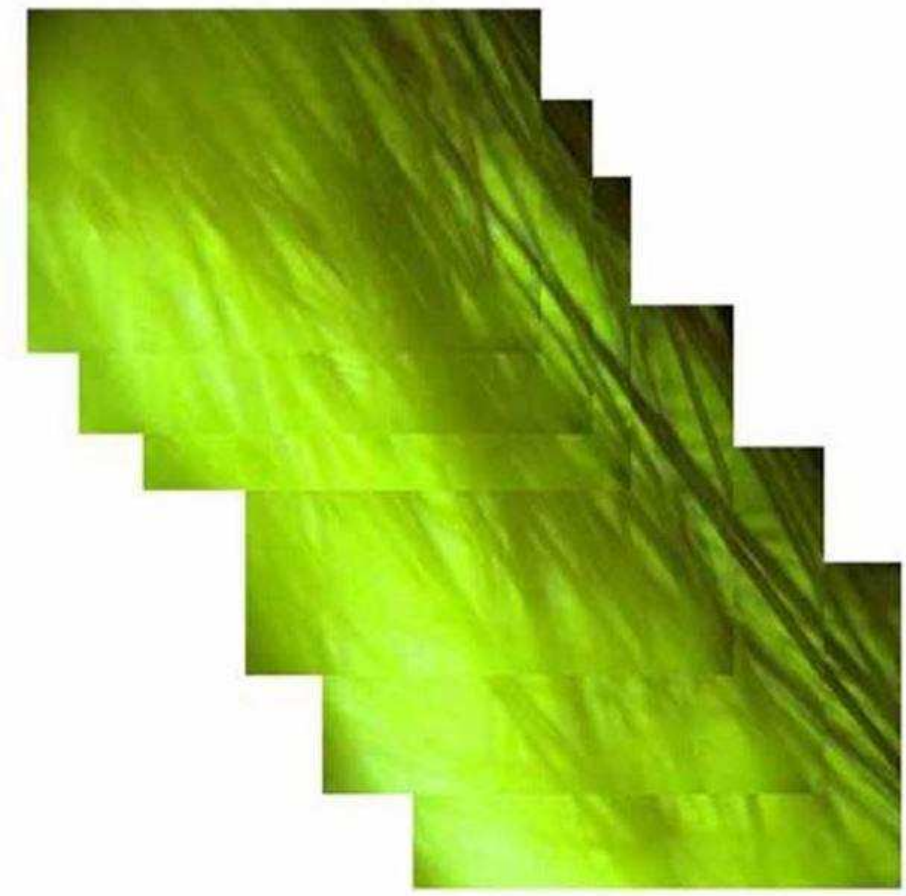


Figure VIII-6: Des zostères marines dans le lit d'Oued Loukkos, visible sur les levés vidéo. Il n'est pas évident d'établir avec certitude l'échelle de cette image, cependant les zostères sont en général de 1 à 2 cm de large.

Quand ils sont présents, le développement ou la perturbation des eaux, près de la côte ou dans les zones estuariennes, a un impact négatif sur les herbiers de zostère. Ces actions détruisent les herbiers préexistants et empêche l'établissement de nouveaux herbiers de zostère. Les changements dans le littoral d'un estuaire, par exemple, peut modifier l'absorption de l'énergie des vagues ce qui conduit à une érosion du fond et également augmenter la turbidité. Les structures construites au-dessus de l'eau empêchent la zostère d'obtenir suffisamment de lumière pour croître.

Les conditions environnementales dans le cours inférieur de l'Oued Loukkos sont potentiellement bien favorables à la croissance de la zostère. Les feuilles de zostère forment un déflecteur tridimensionnel vert dans l'eau qui adoucit l'impact des vagues et des courants, empêchant ainsi l'érosion côtière et offrant un espace calme où les matières organiques et les sédiments sont déposés. Essentiellement, un lit de zostère sert comme un filtre à sédiments pour les eaux estuariennes en déposant les sédiments de la colonne d'eau sur le plancher de l'estuaire. De plus, l'épais tapis de sous-surface des rhizomes de racine de zostère donne une structure au substrat, prévient l'érosion induite par le courant et fournit une composante verticale supplémentaire à un habitat à fond mou pour les zones sans relief. Il attire les microbes, les algues, les invertébrés (y compris les homards, les crabes, les vers, les escargots et les palourdes) et les poissons.

II.2 Inspection des rives par caméra (Shorecam)

En 2009, une vidéo des berges du fleuve a été acquise le 20 mai lors d'une première mission de reconnaissance à l'Oued Loukkos. Lors de cette acquisition vidéo «Shorecam» en 2009, un caméscope numérique Sony était pris en charge sur un monopode situé près du centre d'un petit bateau de pêche. Les positions du bateau de pêche pendant les traversées de l'aval/amont de la rivière ont été mesurées avec un GPS portable Garmin et enregistrées à la main. Quarante-cinq positions GPS ont été enregistrées ainsi que le compteur de bande au moment où les positions ont été mesurées. Ces données (positions et compteur de bande) permettent de positionner les images vidéo intermédiaires à l'aide de «DR ou ce qu'on appelle 'Dead Rockoning'».

L'étendue de l'enquête de 2009 incluait les deux rives de l'Oued Loukkos depuis l'embouchure de la rivière jusqu'à l'endroit où la sortie de l'Oued Tcharib dans l'Oued Loukkos, à l'est des ruines de Lixus (Fig. VIII-7).

Pendant la traversée en amont de l'embouchure, le levé s'est concentré sur la rive «sud» de la rivière (à droite, sur le côté tribord du bateau); lors de la traversée en aval de l'exutoire de l'Oued Tcharib, le levé s'est concentré sur la rive «nord» de la rivière (à droite, toujours à tribord du bateau). En 2009 trois bandes vidéo d'une heure ont été acquises. La vidéo de 2009 a été traitée ainsi qu'une route de suivi a été établie indiquant les positions des prise de vidéos sur le tracé des limites de la. La conversion des vidéos en image .jpg pour ces levés ne comprenait pas de désentrelacement, ce qui laisse des artefacts de mouvement sur des nombreuses images.



Figure VIII-7: Les zones des rives inspectées par camera video en 2009 et 2010 (les flèches indiquent le sens des enregistrements)

En 2010, une vidéo des berges du fleuve a été acquise le 24 octobre. Les traversées étaient similaires à ceux de 2009: de l'embouchure du fleuve jusqu'au Oued Tcharib (dans l'Oued Loukkos), à l'est des ruines de Lixus. La capture vidéo au cours de cette saison 2010 a été plus organisée qu'en 2009. Les positions du bateau ont été enregistrées en continu à des intervalles d'une seconde à l'aide d'un PC et d'un récepteur GPS. Un caméscope numérique Sony a été monté sur un monopode, et les angles de pointage de la caméra, à l'horizontale (par rapport au nord) et à la verticale (roulis et tangage), ont été enregistrés à des intervalles d'une seconde. Pendant la traversée en amont, le levé s'est concentré sur la rive «nord» de la rivière (à gauche, du côté bâbord du bateau); lors de la traversée en aval de l'exutoire de l'Oued Tcharib, l'enquête s'est concentrée sur la rive «sud» du fleuve (à gauche, toujours à bâbord du bateau). Quatre cassettes vidéo d'une heure ont été obtenues en 2010.

Le traitement des données vidéo de 2010 comprenait la conversion du numérique en AVI et la capture d'une image vidéo sur dix. L'AVI résultant a été désentrelacé avec le deuxième balayage étant rempli avec un double du premier balayage. Cela a été fait pour maintenir le rapport hauteur / largeur des images. Chacun des cadres désentrelacés a été exporté en tant qu'image .jpg.

La vidéo Tape-3 de 2009 et la vidéo Tape-1 de 2010 ont été examinées. Plusieurs images ont été combinées manuellement sur Photoshop ou Canvas pour créer trois scènes comparatives où il y a des changements importants dans la topographie des berges.

Zone 1: située sur la rive nord de la rivière, en face de l'entrée du port de Larache et à environ 500 m en amont. Les anciens escaliers de la jetée étaient utilisés comme un point d'attachement (commun) de 2009 à 2010 (Fig. VIII-8). La comparaison entre les images prise entre les deux périodes montre des changements au niveau des structures près de la vie du fleuve.

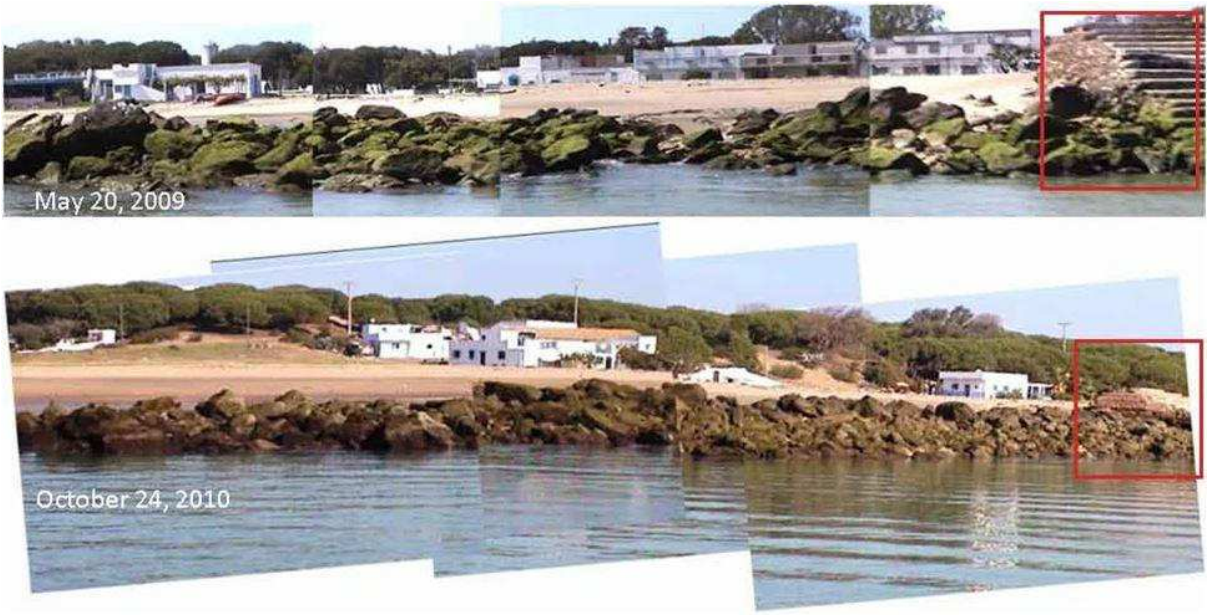


Figure VIII-8: Zone 1: Inspection de la partie aval du fleuve par camera vidéo. L'ancienne construction artificielle (escaliers) montre une état détérioré sur la mosaïque levée en 2010. Notez que la plupart des habitations sur la rive présentes en 2009 ont disparues en 2010

Zone 2: située près de la falaise blanche (white cliff) (Fig. VIII-9), en 2010 on note la présence d'importante quantité de remblais à l'ouest de la falaise blanche. Ceci a été fait dans le cadre d'un nouveau projet de travaux routiers.



Figure VIII-9: Zone 2 – Comparaison entre des photos prises en 2009 et 2010 de montrant l'effet anthropique sur la ''pointe blanche'' : Une partie de cette zone est comblée par les remblais causés par les travaux de voirie, (voir le cadre rouge).

Zone 3: située sur la rive nord d'oued, sur le tronçon compris entre la falaise blanche et le site archéologique (Lixus) (Fig. VIII-10). Cette zone également est marquée par un changement au niveau de la rive due aussi aux nouveaux projets routiers.



Figure VIII-10: Zone 3 – Comparaison entre des photos prises en 2009 et 2010 montrant l'effet anthropique sur la rive droite au sud du site archéologique Lixus

L'enquête «Shorecam» a révélé certaines caractéristiques et plusieurs changements survenus à la topographie de l'oued Loukkos. Il y a plusieurs sections le long de la rive du fleuve où des structures en couches peuvent être vues dans les sédiments qui marque bien l'action d'érosion du fleuve. Les changements qui sont clairement visibles, et illustrés sur les figures ci-dessous (Fig. VIII-11, VIII-12 et VIII-13), sont le résultat de modifications anthropiques du paysage d'une part, et d'autre part à l'action d'érosion due à la migration fleuve vers le nord. La répétition de l'inspection «Shorecam» chaque année est un moyen relativement facile de documenter les changements qui se produisent dans l'Oued Loukkos. D'autre mode de rupture ont été identifiée sur les rives d'Oued Loukkos. Ci-dessous des photos illustrant l'érosion des rives de la zone d'étude.



Figure VIII-11: Photo montre une couche artificielle construite sur une couche plus tendre. Elle a été construit pour but de protéger le rive contre l'érosion. L'érosion de la couche basale conduit à la déstabilisation de la couche artificielle.



Figure VIII-12: Photo prise à l'amont, montrant une grande masse glissée due à la rupture en rotation. À droite de l'image, des effondrements dus à la déstabilisation de la couche basale


Figure VIII-13: Des effondrements générés sur la rive droite à l'amont d'oued Loukkos. Ils sont générés suite au retrait de la couche basale (Rupture en plan vertical)

III RESUME DES CONSTATIONS

L'enquête bathymétrique comprenait une variété de méthodes d'enquête pour obtenir des données. Une carte bathymétrique préliminaire avait déjà été établie à la suite des données du sonar à balayage latéral et de l'échosondeur obtenues lors de la première saison de l'enquête, en octobre 2009. Cette première saison s'est concentrée sur l'Oued Loukkos à l'ouest du site de Lixus. La présente campagne, la deuxième saison, s'est appuyée sur cette carte préliminaire en étendant la portée de la cartographie de l'extérieur de l'embouchure du fleuve

dans l'Atlantique au sud de Lixus, près de l'oued Tcharib. De plus, le détail global de la bathymétrie a été considérablement affiné grâce à l'utilisation du sonar multifaisceaux et à balayage latéral logé dans l'AUV. Les profils du fond du lit de la rivière ont été acquis par un échosondeur modifié avec un récepteur supplémentaire. Les données AUV et sondeur ont permis de voir différentes structures sédimentaires dans l'Oued Loukkos: différentes formes de vagues de sable fluvial sont présentes à la surface du lit de la rivière, et des paléo-canaux sont visibles sous le lit de la rivière. De vieilles dunes et canaux de sable ont été détectés sous le lit actuel de la rivière. Il y a également une couche cohérente hautement réfléchissante sous le lit de la rivière qui semble être inclinée – le côté sud du bassin est plus profond et le nord (près de White Cliff) est moins profond de 2 à 4 m.

Les données acquises à l'aide d'un équipement non acoustique (capteur CTD, un compteur de courant et une caméra vidéo numérique sous l'eau et le long du rivage) ont complété les données acoustiques de l'AUV et de l'échosondeur en révélant la composition des sédiments, l'hydrologie à court et à long terme les influences, les régimes fluviaux, les communautés biologiques (zostère) qui affectent la qualité de l'eau et les processus d'érosion et les influences anthropiques. Le capteur CTD nous a permis d'observer deux phénomènes dans le port de Larache: (1) le phénomène de fluctuation des marées avec une période qui est de l'ordre d'une demi-journée, et (2) le phénomène de seiche avec une période d'environ 17 minutes. D'après les informations fournies par le compteur actuel, il semble que la marée se propage dans l'Oued Loukkos différemment pendant l'inondation que pendant le reflux. Les vitesses de crue étaient considérablement plus élevées que les vitesses de reflux, ce qui a sans aucun doute un impact sur le développement et l'entretien des structures sédentaires, grandes et petites.

CONCLUSIONS GENERALES
ET PERSPECTIVES

Conclusion

Les recherches entreprises s'inscrivent dans le cadre d'une convention multipartite liant l'Université Mohammed V et l'INSAP (Institut National des Sciences de l'Archéologie et du patrimoine) côté marocain, à l'université de Southampton (Angleterre), université de Danemark-du-Sud (Southern Danemark – Danemark) et le Coastal and Ocean Mapping Center de New Hampshire (USA) du coté international.

Les travaux entrepris ont abouti à la publication de plusieurs articles sur la caractérisation hydro-morpho-sédimentaire de l'estuaire de l'Oued Loukkos et son littoral adjacent. Nous citons par exemple, entre autre, une carte des formations superficielles et leurs distributions au large de Cap Spartel ; la distribution spatio-temporelle des paramètres physico-chimiques des eaux d'Oued Loukkos et d'autres.

La présente étude porte sur la morphodynamique des dunes sous-marines dans un environnement estuarien peu profond. La zone retenue pour l'étude est située sur l'atlantique au nord du Maroc, dans un environnement mésotidal soumis principalement à l'action de la marée. Le marnage atteint plus de 3 m, et les courants près du fond sont suffisants pour mobiliser des dunes identifiée.

Des différentes techniques de 3^{éme} génération tel que l'AUV (autonomous underwater vehicle), ont été utilisé pour la collecte des données. Elles ont constitué un apport de nombreuses et différentes données qui permettent de reconstituer les grands traits de l'évolution du fond d'oued Loukkos. Elles permettent par ailleurs de déterminer les mouvements des masses d'eau dans la zone d'étude ainsi que quantifier la dynamique des corps sédimentaires et les mouvements des sédiments. Enfin les reconstitutions du sous-sol de la zone d'étude et les structures internes des dunes par la sismique réflexion.

En effet, notre étude repose sur : - des centaines de kilomètres de profils sismique et de sonar à balayage latéral levés, pour la première fois, depuis l'embouchure jusqu'à l'intérieur du fleuve ; - des prises de vue et d'enregistrements par caméra vidéo du fond de la zone d'étude ; - des cinquantaines de prélèvement de sédiments superficiels du fond de l'oued, prélevés à la benne, et sur les berges prélevés par une tarière manuelle ; - des levés des paramètres physico-chimiques des eaux, par une sonde CTD, au long de l'oued ; - des mesures de marée à deux stations de la zone d'étude ; - mesure de courant à l'amont.

Les environnements peu profond, sont largement concernés pas diverses activités humaines. Les structures sédimentaires sableuses, telles que les dunes, représentent des zones potentielles d'exploitation de granulat comme dans le cas d'exploitation de sable dans l'estuaire de Larache oued Loukkos. Du fait de leur mobilité et de la faible profondeur d'eau, les dunes peuvent constituer des risques pour la navigation et la gestion des ouvrages dans l'estuaire de la ville de Larache. Il était de ce fait très utile de mieux connaitre et comprendre la distribution et la mobilité des sédiments ainsi que l'intensité et les agents moteur de la mobilité des dunes sur le court et le moyen terme.

Dernièrement, les connaissances de ces milieux dunaires ont considérablement progressé avec le développement de méthodes d'observation in-situ de plus en plus précises. Aujourd'hui, la localisation des dunes, leur géométrie et leur mouvement, ont été définis avec une excellente résolution spatiale grâce aux outils géo-acoustiques tels que les levés bathymétriques mono et multifaisceaux et l'imagerie (ex : sonar à balayage latéral, imagerie multifaisceaux). De plus, l'accès à l'architecture interne des grandes dunes de la zone d'étude, grâce à la sismique très haute résolution a permis d'analyser la signature des différents agents dynamiques et de mieux comprendre les processus à l'origine de la migration des dunes.

Variable Hydrodynamique

Sur la base de mesure des paramètres physicochimiques, l'estuaire d'Oued Loukkos a été qualifié comme un estuaire mésotidal mixte alors qu'à l'amont il représente un environnement estuarien de type mésotidal stratifié. Lorsque l'effet des apports terrestres est faible par rapport aux apports marins, la topographie du lit du fleuve joue un rôle dans la stratification de la salinité en perturbant la stratification verticale de l'eau ou en modifiant la distribution latérale de la salinité. La classification proposée dans ce travail approfondit nos connaissances hydrologiques et fournit des étiquettes descriptives à l'estuaire de l'Oued Loukkos. Il fournit un point de départ valable pour prédire l'impact environnemental des futures activités récréatives, agricoles et commerciales sur l'estuaire.

Les mesures précises des niveaux d'eau a fait révéler le phénomène de seiche avec une période, la plus longue, d'ordre 17,5 min. ce phénomène a été enregistré surtout pendant les moments proches de la marée basse et de la marée haute. La source de la seiche observée est inconnue mais une perspective probable (propriétés hydrauliques de la rivière) est considérée comme les mécanismes qui déclenchent ce phénomène dans le port de Larache.

Variable sédimentologique

L'analyse de l'évolution des caractéristiques granulométriques a été réalisée aussi bien à l'échelle gradient de la zone d'étude, qu'à l'échelle des champs dunaires. En fonction de cette analyse, on a pu mettre en évidence :

- Une évolution granulométrique graduelle sur le plan transversal dans l'ensemble de la zone d'étude. Une grande variabilité des sédiments a été identifié également sur le plan longitudinal au long de l'Oued. Ces variations sont attribuées, entre autre, à l'interaction complexe des agents hydrodynamiques.
- Un lien entre la forme et les dimensions des dunes du fonds d'oued Loukkos avec la taille des grains et le taux de différentes fractions dans les sédiments. Alors que, nous avons remarqué que les zones couvertes par des sables moyens modérément à bien classé sont souvent modelé par des dunes

Morphologie des dunes

L'analyse combinée du sonar à balayage latéral, de la sismique réflexion, des prélèvements superficiels et l'étude de la dynamique actuelle met en évidence divers phénomènes :

- L'observation des séries de dunes de différentes tailles dans l'ensemble de la zone d'étude. Elles peuvent façonner le flanc doux des grandes dunes ou reposer directement sur une couche sédimentaire de différente lithologie, comme la couche riche en coquille. Elles sont présentés sous-forme de champs développés à des profondeurs de 2 à 10 m. à partir d'asymétrie des dunes, deux directions du transport résiduel ont été déduites : direction de jusant (transport des sédiments vers la mer) et direction du flot (transport des sédiments vers l'estuaire interne). La variation de direction a été enregistrée sur le plan d'allongement du chenal et aussi sur le plan latéral.
- La configuration planimétrique des dunes de lit est recueillie à l'aide des images sonar où les lignes de crêtes sont clairement identifiables. Plus des dunes 2D avec des crêtes rectilignes et longues et parfois bifurquées, nous avons pu distinguer trois types de dune 3D qui caractérise principalement les petites et moyennes dunes: i) les dunes Barkhanoïde avec un indice de sinuosité de 1,5. Elles se caractérisent un angle raide passe de 20° à 7° et un angle doux diminue de 7° à 3° en se dirigeant vers l'aval. ii) des

dunes 3D de type Linguoid avec des tailles relativement plus faibles ; iii) des formes tridimensionnelles de type Caténaires (selon la classification d'Allen, 1968) localisées surtout au milieu de la zone d'étude.

Dans le modèle d'évolution des dunes nous avons déterminé des formes de dune représentant des phases de transition. Elles indiquent soit :

- L'alimentation des dunes (marquée par exemple par l'évolution des petites dunes vers des dunes moyennes) ;
- La mobilité des dunes. Dans ce cas les dunes atteignent rapidement une certaine longueur d'onde ou largeur des dunes.

L'existence de ces formes, qualifiées de transition, est due à deux processus essentiels 1) le transport des sédiments vers les crêtes sous l'effet de l'écoulement ; 2) les effets gravitationnels des pentes douce et raide des dunes d'une part, et d'autre part de la pente du lit. Ils ont un effet opposé au processus premier, ils amortissent le déplacement des sédiments vers la crête ou ils accélèrent le phénomène d'avalanche.

Généralement les caractéristiques morphodynamiques des dunes du secteur d'étude sont contrôlées par l'effet combiné de la marée et la topographie du fond de l'Oued. Ces deux composants clés constituent des éléments permanents bien connus. A partir de toutes les mesures caractérisant les dunes sous-marines, une tentative a été faite pour établir des relations entre les différents paramètres environnementaux et génétiques dominants dans la structuration des dunes (paramètres morphologiques, sédimentaires et environnementaux). En effet, les analyses statistiques multivariées ont permis de mettre en évidence des relations linéaires assez bonne entre l'amplitude et la longueur d'onde des dunes. Les coefficients de corrélation corrèlent assez bien avec les études antérieures. Dans le cadre de cette étude, la hauteur (H) et la longueur d'onde (L) des dunes, qui sont les paramètres classiquement utilisés pour décrire leur morphologie, montrent des corrélations très faibles avec les profondeurs d'eau. La meilleure corrélation est obtenue pour les dunes de grande dimension (les grandes dunes), qui se corrèlent assez bien avec le modèle de Yalin (1977).

Géologie

L'étude géologique a permis de caractériser le paysage et son développement. Plusieurs gisements de coquillages ont été découverts dans les berges de la rivière. Leur types et leur densité suggèrent un changement soudain dans la salinité de l'eau ce qui pourrait être le signe

d'un événement majeur marin qui serait à l'origine de la fermeture de la lagune pendant un certain temps. La couche la plus importante a été découverte sur la berge nord de la rivière, une autre couche riche en coquille a été découverte sur la rive sud. Il reste à déterminer l'existence d'une lagune dans le bassin inférieur, et quand a elle fonctionnée ?

Perspectives pour les études à venir

Les dunes fluviales sont des caractéristiques omniprésentes du paysage fluvial et revêtent une importante dans de nombreux domaines de la recherche appliquée englobant les environnements sédimentaires contemporains et anciens. D'un point de vue descriptif, ce travail constitue une première dans l'identification des dunes dans un estuaire marocain en précisant leurs géométries. Les dunes dans le domaine estuarien ont été décrites dans un cadre d'étude interdisciplinaire qui aide à mieux comprendre la morphologie et la cinématique de la morphologie des dunes dans ce type d'environnement. Par ailleurs, malgré les connaissances connues dans cette étude, de nombreux points restent encore à déterminer ce qui suggère la poursuite des études sur la structuration et la dynamique des dunes sous-marine dans le domaine estuarien.

De nombreuses études antérieures sur les agents de formation et dynamique des dunes ont utilisé des conditions d'eau et des lits fixes qui ont permis un aperçu de la structure de l'écoulement moyen et turbulent. Cependant, les travaux futurs doivent s'attaquer à la complexité des lits et les multiples liens entre l'écoulement, les sédiments, développement de la morphologie du lit et les concentrations élevées de sédiments. Ceux-ci sont essentiels pour développer des relations empiriques et modèles théoriques qui peuvent être mieux appliqué à la formation des dunes et aux agents dynamiques. De ce fait, des grands thèmes émergent, auxquelles s'ajoutent des interrogations importantes, pour les recherches futures :

- Associer la dynamique des dunes à des processus sédimentaires particuliers.
- Comprendre les relations complexes entre la morphologie planimétrique, spécialement la tridimensionnalité des dunes et les caractéristiques de l'écoulement ainsi que le débit variable des marées dans la rivière.
- Dans quelles conditions les dunes sont-elles dynamiques et quelles sont les échelles spatiales et temporelles typiques qui induisent les mouvements horizontaux et verticaux de la dynamique des dunes ?

- Elaborer un model basé sur des principes physiques décrivant la dynamique non-linéaire des dunes. Cela doit inclure, entre autre, une étude détaillée sur la dynamique d'écoulement par une approche qui utilise des méthodologies d'observation in-situ, des expérimentations en laboratoire et des simulations numériques.

Références

A

Akamatsu, H. (1982). "On seiches in Nagasaki Bay." Pap. Meteor. Geophys. 33(2): 95 - 115.

Alexander, J., Bridge, J.S., Cheel, R., & Leclair, S.F (2001). "Bedforms and associated sedimentary structures formed under supercritical water flows over aggrading sand beds." Sedimentology 48(133-152).

Alexander, J. (2008). "Bedforms in Froude-supercritical flow." Marine and River Dune Dynamics (Leeds, United Kingdom): 5.

Alexandrou, A., Pantzartzis, D. (1993). "A Methodology for Acoustic Seafloor Classification." ZEEE Journal of Oceanic Engineering vol. 18(2): 81-86.

Aliotta, S., & Perillo, G.M.E. (1987). "A sand wave field in the entrance to Bahia Blanca Estuary, Argentina." Marine Geology 76: 1-14.

Allen, H. (1976). "Recueil des mesures de vent, houle, marée, courants sur le site de Flamanville." Rapport No. HE 40/7606. E.D.F.

Allen, J. R. L. (1976a). "Computational models for dune time-lag: general ideas, difficulties and early results." Sedimentary Geology 15: 1-53.

Allen, J. R. L. (1968b). "Current Ripples." North Holland Publishing Company, Amsterdam: 433.

Allen, J. R. L. (1982a). "Mud drapes in sand-wave deposits: a physical model with application to the Folkestone Beds (Early Cretaceous, Southeast England)." Phil Trans Roy Soc London A: 306, 291, 345.

Allen, J. R. L. (1968a). "The nature and origin of bed-form hierarchies." Sedimentology 10(3): 161-182.

Allen, J. R. L. (1980b). "Sand wave immobility and the internaI master bedding of sand wave deposits." Geol. Mag 117 5 437-446.

Allen, J. R. L. (1980a). "Sand waves : a model of origin and internaI structure." Sedim. Geol. 26: 281-328.

Allen, J. R. L. (1982b). "Sedimentary structures: their character and physical basis." Amsterdam-Oxford-New York Elsevier: 663.

Allen, J. R. L. (1965). "Sedimentation to the lee of small underwater sand waves an experimental study." J. Geol. 73: 95-116.

Allen, J. R. L. (1976b). "Time-lag of dunes in unsteady flows: an analysis of Nasner's data from the R. Weser, Germany." Sedimentary Geology 15(4): 309-321.

Amos, C. L., & King, E.L. (1984)."Bedforms of the eastern canadian seabord: a comparison with global occurences". Marine Geology. 57: 167-208.

Anderson, A. G. (1953). The characteristics of sediment waves formed by flow in open channels. In: Proceedings of the Third Midwestern Conference of fluid mechanics. pp 379-395.

Anderson, R. S. (1990). "Eolian ripples as examples of self-organization in geomorphological systems." Earth-Science Reviews 29: 77-96.

Anthony, D., & Leth, J.O. (2002). "Large-scale bedforms, sediment distribution and sand mobility in the eastern North Sea off of the Danish west coast." Marine Geology 182(3/4): 247-263.

Areas (2008). "Calcul du Risque d'Erosion Linéaire - Théorie générale. Formation technique."

Armstrong, E. M. e. a. (1996). "Beach morphology in the southeastern United States from airborne laser altimetry." EOS Transactions American Geophysical Union 77(46, Fall Meet Suppl): 393.

Arnott, R. W. C., & Hand, B.M. (1989). "Bedforms, primary structures and grain fabric in the presence of suspended sediment rain." Journal of Sedimentary Petrology 59: 1062-1069.

Arnott, R. W. C., & Southard, J.B. (1990). "Exploratory flow-duct experiments on combined flow bed configurations and some implications for interpreting storm-event stratification." Journal of Sedimentary Petrology 60: 211-219.

Ashley, G. M. (1990). "Classification of large-scale subaqueous bedforms: a new look at an old problem." Journal of Sedimentary Petrology 60: 160-172.

Ashworth, P. J., Best,J. L., Roden,J. E., Bristow, C. S., & Klaassen, G. J. (2000). "Morphological evolution and dynamics of a large, sand braid-bar, Jamuna River, Bangladesh,." Sedimentology 47: 533-555.

B

Baas, J. H., Oost,A.P., Sztano,O.K., de Boer,P.L., & Postma, G. (1993). "Time as an independent variable for current ripples developing towards linguoid equilibrium morphology." Terra Research 5: 29-35.

Baas, J. H. (1994). "A flume study on the development and equilibrium morphology of current ripples in very fine sand." Sedimentology 41: 185-209.

Baas, J. H. (1999). "An empirical model for the development and equilibrium morphology of current ripples in fine sand." Sedimentology 46: 123-138.

Baas, J. H., Baker, M. L., Malarkey J., Bass, S. J., Manning, A. J., Hope, J. A., Peakallk, J., Lichtman, D. L., YE, L., Davies G., Parsons, D. R., Paterson, D.M. & Thorne, P.D. (2019). "Integrating field and laboratory approaches for ripple development in mixed sand–clay–EPS". Sedimentology (2019) 66, 2749–2768

Bagnold, R. (1956). "Flow of cohesionless grains in fluids." Phil. Trans. Royal Soc. London, A(249, 964): 235-297.

Bagnold, R. A. (1954). "Experiments on gravity-free dispersion of large solid spheres in a Newtonian fluid under shear." Proc. Roy. Soc. (London) A225: 49-63.

Bagnold, R. A. (1973). "The nature of saltation and of "bed-load" transport in water." Proceedings of the Royal Society of London, Series A 332: 473-504.

Bartholdy, J., Bartholomae, A., Flemming, B.W. (2002). "Grain-size control of large compound flowtransverse bedforms in a tidal inlet of the Danish Wadden Sea." Marine Geology 188(3-4): 391-413.

Bartholdy, J., Flemming, B.W., Bartholomä, A., & Ernstsen, V.B. (2004). "On the dimensions of depthindependent, simple subaqueous dunes." In: Garlan T. & Idier D. Hulscher J.M.H (Eds), Marine Sandwave and River Dune Dynamics II, International Workshop, University of Twente, The Netherland.: 9-16.

Belderson, R. H., & Kenyon, N.H. (1969). J. Sediment. Petrol. 39: 1249-1250.

Belderson, R. H., Johnson, M. A., & Kenyon, N. H. (1982). "Bedforms." In A. H. Stride (Eds.), Offshore tidal sands London, New York: Chapman and Hall.: 27-57.

Belleca, V. K., Bøea, R., Bjarnadóttira, L. R., Albretsenb, J., Dolana, M., Chanda, S., Thorsnesa, T., Jakobsena, F. W., Nixonc, C., Plassena, L., Jensena, H., Baetena, N., Olsena, H., Elvenes, S. (2019). "Sandbanks, sandwaves and megaripples on Spitsbergenbanken, Barents Sea". Marine Geology 416 : 105998

Bennett, S. J., Bridge,J.S., & Best, J.L. (1988). "Fluid and sediment dynamics of upper stage plane beds." Journal of Geophysical Research 103: 1239-1274.

Bennett, S. J., & Best, J. L. (1995). "Mean flow and turbulence structure over fixed, two-dimensional dunes: Implications for sediment transport and bedform stability." Sedimentology 42: 491-513.

Berné, S., Auffret, J. P., & Walker, P. (1988). "InternaI structure of subtidal sand waves revealed by high-resolution seismic reflection." Sedimentology 35: 5-20.

Berné, S., Bourillet, J. F., Durand, J.,Lericolais, G., & Ondreas, H. (1989). "Les dunes subtidales géantes de Surtainville (Manche Ouest)." Bull. Centres. Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine 13 2: 395-415.

Berné, S., Bourillet, J.F., & Lericolais, G. (1990). Architecture des dunes tidales actuelles. Etude des dunes de Surtainville (Manche). Contrat ELF-TOTAL, Document confidentiel. Rapport IFREMER/DRO/GM 90112: 113.

Berné, S. (1991). Architecture et dynamique des dunes tidales, University of Lille 1, Villeneuve-d'Ascq. PhD Thesis: 295.

Berné, S., Castaing, P., Le Drezen, E., and Lericolais, G. (1993). "Morphology, Internal structure and reversal of asymmetry of large subtidal dunes in the entrance to Gironde estuary (France)." Journal of Sedimentary Petrology 63: 780-793.

Besio, G., Blondeaux, P., Brocchini,M., & Vittori, G. (2004). "On the modeling of sand wave migration." Journal of Geophysical Research 109(C04018): 1-13.

Best, J., & Kostaschuk, R. (2002). "An experimental study of turbulent flow over a low-angle dune." Journal of Geophysical Research 107(C9, 3135): 1118-1129, doi:10.1029/2000JC000294.

Best, J. (2005). "The fluid dynamics of river dunes: A review and some future research directions." J. Geophys. Res. 110(F04S02): doi:10.1029/2004JF000218.

Bijsterbosh, L. W. W., Németh, A.A., & Hulscher, S.J.M.H. (2004). "Modelling offshore sand waves: Effect of suspended sediment. In: Garlan T. & Idier D. Hulscher S.J.M.H (Eds)." Marine Sandwave and River Dune Dynamics II, International Workshop, University of Twente, The Netherlands: 24-31.

Blanpain, O. (2009). "Dynamique sédimentaire multi-classe : de l'étude des processus à la modélisation en Manche." (Thèse de doctorat, Université de Rouen): 315 pp.

Blatt, H., Middleton, G., Murray, R. (1980). "Origin of Sedimentary Rocks." Prentice-Hall, New Jersey: 782.

Blondeaux, P., M., B. and G., V. (2000). A model of sand waves generation. In: Trentesaux A. & Garlan T. (Eds), Marine Sandwave Dynamics, International workshop, Université de Lille.

Blondeaux P., V., G. (2011). "The formation of tidal sand waves: Fully threedimensional versus shallow water approaches." Continental Shelf Research 31: 990-996.

Bokuniewicz, H. J., Gordon, R.B., and Kastens, K.A. (1977). "Form and migration of sand waves in a large estuary, Long Island Sound." Marine Geology 24(3): 185-200.

Boothroyd, J. C., & Hubbard, D. K. (1975). "Genesis of bedforms in mesotidal estuaries." In Cronin (Eds.), Estuarine research (New York: Academie press.): 217-234.

Borsje, B. W., Roos, P. C., Kranenburg, W. M. & Hulscher, S. J. M. H. (2011). "Modeling sand- wave formation in a numerical shallow water model." In RCEM 2011, 7th IAHR symposium on River, Coastal and Estuarine Morphodynamics, Beijing, China. (eds X Shao, Z Wang & G Wang). IAHR.

Botes, W. A. M., Russel K. S., and Huizinga P. (1984). Modeling harbor seiching compared to prototype data. P. t. I. C. E. Conf. Houston: 846–857.

Bridge, J. S. (2003). "Rivers and Floodplains: Forms, Processes and Sedimentary Record." Blackwell, Malden, Mass.: 491.

Brookfield, M. E. (1977). "The origin of bounding surfaces in ancient aeolian sandstones." Sedimentology 24: 303-332.

Bucher, W. H. (1919). "On ripples and related sedimentary surface forms and their paleogeographical interpretations." Am. J. Sei. 47: 149210-241269.

Buckles, J., Hanratty, T. J., & Adrian, R. J. (1984). "Turbulent flow over largeamplitude wavy surfaces." Journal of Fluid Mechanics 140: 27-44.

C

Camenen, B. a. L., P. (2000). "Numerical comparison of sediment transport formulae." (In: Trentesaux A. and Garlan T. (Eds), Marine Sandwave Dynamics, International workshop, Lille, France): 37-42.

Candela, J., Mazzola, S., Sammari, C., Limeburner, R., Lozano, C. J., Patti, B., & Bonnano, A. (1999). "The “Mad Sea” phenomenon in the Strait of Sicily." J. Phys. Oceanogr. 29: 2210-2231.

Carling, P. A., Gölz, E., Orr, H.G., & Radecki-Pawlik, A. (2000). "The morphodynamics of fluvial sand dunes in the river Rhine, near Mainz, Germany." I: Sedimentology and sediment transport. Sedimentology 47(227-252).

Carling, P. A., & Shvidchenko, A.B. (2002). "A consideration of the dune:antidune transition in fine gravel." Sedimentology 49: 1269-1282.

Carling, P. A., Radecki-Pawlik, A., Williams, J.J., Rumble, B., Meshkova, L., Bell, P. and Breakspear, R. (2006). "The morphodynamics and internal structure of intertidal fine-gravel dunes: Hills Flats, Severn Estuary, UK." Sedimentary Geology 183(3-4): 159-179.

Cervenka, P., de Moustier, C. (1993). " Sidescan Sonar Image Processing Technique." ZEEE Journal of Oceanic Engineering.

Chamley, H. (1987). "Sédimentologie." Geosciences Dunod: 167.

Chang, P. K. (1970). Separation of flow. Pergamon Press, Oxford.

Cheel, R. J. (1990). "Horizontal lamination and the sequence of bed phases and stratification under upper flow regime conditions." Sedimoentology 37: 517-530.

Chotiros, N. P. (1994a). "Ocean bottom acoustic interactions in MCM." Proc. IEEE Oceans '94, 2: 250-254.

Chotiros, N. P. (1994b). "Reflexion and reverberation in normal incidence echosounding." JAZA 96(5): 2921-2928.

Chotiros, N. P. (1993). "Signal processing for wide-beam normal incidence sediment classification." Proc. I.O.A 15(2): 123-130.

Chrystal (1903-1906). "On the hydrodynamical theory of seiches." Proceeding of the Royal Society of Edimburg.

Chu, V. H., & Baines, W. D. (1989). ", Entrainment bybuoyant jet between confined walls." Hydraul. Eng. 115(4): 475-492.

Cirac, P., Berne, S., Castaing, P., and Weber, O. (2000). "Processus de mise en place et d'evolution de la couverture sédimentaire superficielle de la plate-forme nord-aquitaine." Oceanologica Acta 33(6): 663-686.

Coleman, S. E., & Melville, B. W. (1994). "Bed-form development." J. Hydraul. Eng. 120: 544-560.

Coleman, S. E., & Fenton, J. D. (2000). "Potential-flow instability theory and alluvial stream bed forms." J. Fluid Mech. 418: 101-117.

Coleman, S. E., Nikora,V. I., McLean, S. R., & Schlicke, E. (2005). "Spatiallyaveraged turbulent flow over square-rib roughness." in Proc. 4th IAHR symposium on River Coastal and Estuarine Morphodynamics, edited by G. Parker and M. H. Garcia.

Coleman, S. E., Nikora, V.I. (2008). "Initiation and growth of fluvial dunes." In: Garlan T. & Best J.L. Parsons D.R. (Eds), Marine and River Dune Dynamics III, International Workshop, Leeds, UK.: 43-49.

Colucci P., Michelato, A. (1976). "An approach to study of the 'Marubbio' phenomenon." Boll. Geofis. Theor. Appl. 13: 3-10.

Costello, W. R., & Southard, J.B. (1981). "Flume experiments on lower-flow-regime bed forms in coarse sand." J. Sediment. Petrology 51: 849-864.

Cracosky, P. (1979). "Les seiches, Mémoire de Travail de Fin d'Etude au Service Technique Central des Ports Maritimes et des Voies Navigables."

Crystal, G. (1908). "An investigation of the seiches of Loch Earn by the Scottish Lake Survey 5-Mathematical appendix on the effect of pressure disturbances upon the seiches in a uniform parabolic lake." Trans. R. Soc. Edinburgh, 46(3/20): 499-516.

Cugier, P. (2000). Développement d'un modèle numérique multicouche hétérométrique pour la simulation du transport sédimentaire en Manche ; caractérisation des principaux processus. R. IRSN: 98.

D

Dalrymple, R. W., Knight, R. J., & Lambiase, J. J. (1978). "Bedforms and their hydraulic stability relationships in a tidal environment, Bay of Fundy, Canada." Nature, 275: 100-104.

Dalrymple, R. W. (1984). "Morphology and intemal structure of sandwavesin the Bay of Fundy." Sedimentology 31: 365-382.

Dalrymple, R. W., & Rhodes, R.N., (1995). "Estuarine dunes and bedforms." In: G.M.E. Perillo (Editor), Geomorphology and Sedimentology of Estuaries. Elsevier Science: 359-422.

Dalrymple, R. W., & Choi, K.S. (2007). "Morphologic and facies trends through the fluvial-arine transition in tide-dominated depositional systems: a systematic framework for environmental and sequence-stratigraphic interpretation." Ear. Sci. Rev. 81: 135-174.

Darby, S. E., Rinaldi, M., and Dapporto, S. (2007). "Coupled simulations of fluvial erosion and mass wasting for cohesive river banks." J. Geophys. Res. 112(F03022, doi:10.1029/2006JF000722.).

Davies, T. R. H. (1980). "Bedform spacing and flow resistance." J. Hydr. Div. 106(3): 423-433.

De Jong, M. P. C., Holthuijsen, L. H. & Battjes, J. A. , (2003). "Generation of seiches by cold fronts over the southern North Sea,." J. Geophys. Res. 108, 3117(doi:10.1029/2002JC001422.).

De Jong, M. P. C., & Battjes, J. A. (2004). "Low-frequency sea waves generated by atmospheric convection cells." J. Geophys. Res. 109, C01011 (doi:10.1029/2003JC001931.).

De Jong, M. P. C., Holthuijsen, L. H. & Battjes J. A. (2004). " Low-frequency sea waves generated by atmospheric convection cells." J. Geophys. Res. 109(C01011, doi:10.1029/2003JC001931).

De Moustier, C., Alexandrou, C. (1991). "Angular dependence of 12 kHz sea-floor acoustic backscatter." JAZA 90(1): 522-531.

De Moutier, C. (1986b). "Approaches to acoustic backscattering measurements from the deep seafloor." Current parctices and New Technology in Ocean engineering vol. OED 11: 137-149.

De Moutier, C. (1986a). "Beyond bathymetry: mapping acoustic backscattering from the deep sea-floor with Sea Beam." JAZA 79 (2): 316-331.

De Moutier, C. (1985). " Inference of Manganese nodule coverage from Sea Beam acoustic backscattering data." Geophysics 50(NO 6): pp.989-100.

Defant, A. (1961). Physical Oceanography Vol. 2 (Pergamon Press, Oxford, UK): 598.

Del Greco, F., Masson, G. M. C., & CORCORAN, A. C. (1956). "Renal and arterial effects of serotonin in the anesthetized." rat. Am. J. Phvsiol. 187: 509.

Dewez, S. (1984). Sédimentation et dynamiqueen Manche Orientale (De la baie d'Authie au Cap d'Alprech. Thèse de l'Université de Lille 1: 276.

Dewez, S., Clabaut, P.,Vicaire, O.,Beck, C.,Chamley, H., & Augris, C. (1989). "Transits sédimentaires résultants aux confins Manche-Mer du Nord. ." Bull. Soc. géol. France, 8 5 5: 1043-1053.

Dey, S. (2014). "Fluvial hydrodynamics - Hydrodynamic and Sediment Transport Phenomena." Springer.

Dingle, R. V. (1965). "Sand waves in the North Sea mapped by continuous reflection profiling. ." Marine GeoI. 3: 391-400.

Drago, A. F. (1999). A study on the sea level variations and the 'Milghuba' phenomenon in the coastal waters of the Maltese Islands, University of Southampton. Ph.D.

Duke, W. A., Arnott, W., & Cheel, R.J. (1991). "Shelf sandstones and hummocky cross-stratification: New insights on a stormy debate." Geology 19: 625-628.

Dyer, K. (1986). "Coastal and estuarine sediment dynamics." John Wiley and Sons, Chichester, Sussex (UK): 358.

Dyer, K. R. (1970). "Current velocity profiles in a tidal channel." Geophys. J.R. astr. Soc. 22: 153-161.

E

Eilertsen, R. S., Olsen, N.R.B., Rüther, N., and Zinke, P. (2008). "Bedform evolution in distributary channels of the lake Oyeren delta, southern Norway, revealed by interferometric sonar." In: Garlan T. & Best J.L. Parsons D.R. (Eds), Marine and River Dune Dynamics III, International Workshop, Leeds, U.K: 113 -120.

Engel, P. (1981). "Length of flow separation over dunes." Journal of the Hydraulics Division, ASCE 107(HY10): 113-1143.

Engel, P. L., Y.L. (1980). "Computation of bedload using bathymetric data." Journal of the Hydraulics Division 106(369-380).

Ernstsen, V. B., Noormets, R., Winter, C., Bartholomä, A., Flemming, B.W., & Bartholdy, J. (2004). "Development of subaqueous barchan dunes due to lateral grain size variability." In: (Eds), Marine Sandwave and River Dune Dynamics II, Enschede, the Netherlands.

Ernstsen, V. B., Noormets, R., Winter, C., Hebbeln, D., Bartholomä, A., Flemming, B.W., Bartholdy, J. (2006). "Quantification of dune dynamics during a tidal cycle in an inlet channel of the Danish Wadden Sea." Geo-Marine Letters 26: 151-163.

Exner, F. M. (1920). "Zur Physik der D¨unen." Sitzungsbericht der Akademie der Wissenschaften in Wien, Abteilung IIa, Band: 129.

F

Fairbridge, R. W. (1966). "The encyclopedia of oceanography." Reinhold Publishing Corporation, New York.

Fenster, M. S., FitzGerald, D.M., Bohlen, W.F., Lewis, R.S., & Baldwin, C.T. (1990). "Stability of giant sand waves in Eastern Long Island Sound, U.S.A. " Marine Geology 91: 207-225.

Fenster, M. S., FitzGerald, D.M., & Moore, M.S. (2006). "Assessing decadal-scale changes to a giant sand wave field in eastern Long Island Sound." Geology 34(2): 89-92.

Ferret, Y., Le Bot, S., Tessier, B., Garlan, T. and Lafite, R. (2010). "Migration and internal architecture of marine dunes in the Eastern English Channel over 14 and 56 year intervals: the influence of tides and decennial storms." Earth Surface Processes and Landforms 35: 1480-1493.

Ferret, Y. (2011). Morphodynamique de dunes sous-marines en contexte de plate-forme megatidale (manche orientale). Approche multi-échelles spatio – temporelles. Sédimentologie marine, Sciences et Techniques, Université de Rouen. Doctorat: 353.

Fish, J. P., Carr, H.A. (1990). "Sound underwater images: a guide to the generation and interpretation of side scan sonar data." Lower Cape Publishing, Orleans (MA).

Flageollet, J. C. (1988). "Les Mouvements de Terrain et Leur Prévention." (Masson, Paris, France).

Flemming, B. W. (2000a). "On the dimensional adjustement in response to changing flow conditions: a conceptual process model." In: Trentesaux A. & Garlan T. (Eds), Marine Sandwave Dynamics, Lille, France.: 61-67.

Flemming, B. W. (2000b). "The role of grain size, water depth and flow velocity as scaling factors controlling the size of subaqueous dunes." In: A. & Garlan Trentesaux, T. (Eds), Marine Sandwave Dynamic, International Workshop, Université de Lille 1: 55-60.

Fonseca, M., Whitield, P.E., Kelly, N.M., and Bell, S.S (2002). "Modeling seagrass landscape patern and associated ecological atributes." Ecological Applicatons 12 (1): 218-237.

Fontseré, E. (1934). "Les 'seixes' de la costa catalana. Servei Meteorol` ogic de Catalunya." Notes d'Estudi, 58.

Forel. "Le Leman." tome II.

Francken, F., Wartel, S., Parker, R., & Taverniers, E. (2004). "Factors influencing subaqueous dunes in the Scheldt Estuary." Geo-Marine Letters, 24(1): 14-21.

François, R., Alexandre Valance, & Daniel, Bideau (2000). "Experimental study of the collision process of a grain on a two-dimensional granular bed." Phys. Rev. 62: 2450.

Fredsøe, J. (1979). "Unsteady flow in straight alluvial streams: modification of individual dunes." Journal of Fluid Mechanics 91: 497-512.

Friedrich, H., Paarlberg,A. J., & Lansink, J. (2007). "Evaluation of statistical properties of dune profiles. In Dohmen-Janssen and Hulscher (Eds.)." Proc. of the 5th IAHR symposium on River, Coastal and Estuarine Morphodynamics, Enschede, The Netherlands 2: 913-921.

Fries, J. S., Butman, C.A., & Wheatcroft, R.A. (1999). "Ripple formation induced by biogenic mounds." Marine Geology 159: 287-302.

G

Gallagher, E. L. (2007). "Computer simulations of megaripples in the nearshore." In: Dohmen-Janssen and Hulscher (Eds.), Proc. of the 5th IAHR symposium on River, Coastal and Estuarine Morphodynamics, Enschede, the Netherlands 2: 1001-1006.

Garcies, M., Gomis, D. & Monserrat, S. (1996). "Pressure-forced seiches of large amplitude in inlets of the Balearic Islands. Part II: Observational study." J. Geophys. Res. 101: 6453-6467.

Garlan, T. (2004). Apports de la modélisation dans l'étude de la sédimentation marine récente, Université de Lille. Mémoire de HDR: 181.

Garlan, T. (2007). "Study on marine sandwave dynamics." International Hydrographic Review 8(1): 26-37.

Geawhari, M. A., Mhammdi, N., Ammar, A. (2012). "Etude morphologique par Sonar à balayage latéral des sédiments meubles de la plateforme interne atlantique au Sud de Tanger (Maroc)." Bulletin de l'Institut Scientifique, Rabat, section Sciences de la Terre n°34: 57-67.

Gilles, S., et Pierre P. (1998). "Stabilisation des Glissements de Terrain : Guide Technique." (LCPC, IST-Diffusion des Éditions, Paris, France).

Gomis, D., Monserrat, S. & Tintoré, J. (1993). "Pressure-forced seiches of large amplitude in inlets of the Balearic Islands." J. Geophys. Res. 98: 14437-14445.

Gondret, P., Lance, M., & Petit, L. (2002). "Bouncing motion of spherical particles in fluids." Phys. Fluids 14: 643.

Gonzalez, R., & Eberli, G.P. (1997). "Sediment transport and bedforms in a carbonate tidal inlet; Lee Stocking Island, Exumas, Bahamas." Sedimentology 44(6): 1015-1030.

Graf, H., & Altinakar, M.S. (1999). "hydraulique fluvial: écoulement permanent uniforme et non uniforme." traité de génie civil de l'école polytechnique fédérale de Lausanne. presse polytechniques et universitaires romandes.

Graf, H., and Altinakar, M.S. (2000). "Hydraulique fluviale: écoulement et phénomènes de transport dans les canaux à géométrie simple." Presses Polytechniques et Universitaires Romandes, Lausanne.

Graf, W., and Altinakar, M. S., (1996). "Hydraulique fluviale." Tome 2, PPUR Lausanne, ISBN 2-88074-300-1: 627.

Guilbert, L., Langane, R., & Niobey, G. (1977). "Grand Larousse de la langue fran¸ caise en sept volumes,." 6(Librairie Larousse, Paris.).

Guy, H. P., Simons, D. B., & Richardson, E. V. (1966). "Summary of alluvial channel data from flume experiments." U.S. Geological Survey Professional Paper, 462-I. US Government Printing Office, Washington.: 1956-61.

H

Harms, J. C. (1969). "Hydraulic significance of sorne sand ripples." Geol. Soc. Am. Bull. 80: 363-396.

Harms, J. C., Southard, J. B.,Spearing, D. R., & Walker, R. G. (1975). "Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences." SEPM Short Course nO 2, Tulsa: 161.

Harvey, J. G. (1966). "Large sand waves in the Irish Sea." Marine Geology 4(1): 49-55.

Hersen, P. (2004). "On the crescentic shape of barchan dunes." Eur. Phys. J. B, 37: 507-514.

Hibiya, T., & Kajiura, K. (1982). "Origin of 'Abiki' phenomenon (kind of seiches) in Nagasaki Bay." J. Oceanogr. Soc. Japa 38: 172-182.

Hoekstra, P. et al (2004). "Bedform migration and bedload transport on an intertidal shoal." Continental Shelf Research 24(11): 1249-1269.

Honda, K., Terada, T., Yoshida, Y. & Isitani, D. (1908). "An investigation on the secondary undulations of oceanic tides." J. College Sci., Imper. Univ. Tokyo: 108.

Hughes, S. A. (1993). "Physical Models and Laboratory Techniques in Coastal Engineering, Advanced Series on Ocean Engineering, 7." World Scientific, Singapore: 568.

Hughes-Clarke, J. (1993). "The potential for seabed classification using backscatter from shallow water multibeam sonar." Proc.I.O.A. 14(2): 381-388.

Hughes-Clarke, J. (1994). "Toward Remote Seafloor Classification using the Angular Response of Acoustic Backscattering: A Case Study from Multiple Overlapping GLORIA Data." IEEE Journal of Oceanic Engineering 19(1): 112-127.

Hulscher, S. J. M. H. (1996). "Tidal induced large-scale regular bed form patterns in a three-dimensional shallow water model." J. Geophys. Res. 101 (C9): 20, 727-20, 744.

Hutchinson, G. E. (1957). "A Treatise on Limnology." Geography, Physics and Chemistry. J. Wiley, New York 1: 1015.

I

Idier, D., Ehrhold, A, Garlan T. (2002). "Morphodynamique d'une dune sous-marine du détroit du Pas de Calais." Comptes Rendus Géosciences 334: 1079-1085.

Idier, D., & Astruc, D. (2004). "Mechanisms of megaripple generation : from dunes to megaripples. ." In: Garlan T. & Idier D. Hulscher J.M.H (Eds), Marine Sandwave and River Dune Dynamics II, International Workshop, University of Twente, The Netherland.

J

Jackson, D. R., Winnebrenner, D.P., Ishimaru, A. (1986). "Application of the composite roughness mode1 to high-frequency bottom backscattering." JAZA 92(2): 962-977.

Jackson, D. R., Briggs, K.B. (1986). "High frequency bottom backscattering: Roughness versus sediment volume scattering." JAZA 79(5): 1410-1422.

Jackson, R. G. (1976). "Sedimentologicaland fiuid-dynamic implications of the turbulent bursting phenornenon in geophysical flows." Joumal of Fluid Mechanics 77: 531-560.

Jerolmack, D. J., & Mohrig, D.C. (2005). "A unified model for subaqueous bed form dynamics." Water Resources Research 41((W12421), doi:10.1029/2005WR004329).

Jinchi, H. (1992). "Application of sandwave measurements in calculating bed load discharge." Erosion and Sediment Transport Monitoring Programmes in River Basins (Proceedings of the Oslo) 2: 63-70.

Jones, N. S., Joanna, M.,Kain, J. M., & Stride, A. H. (1965). "The movement of sand waves on Warts Bank, Isle of Man." Marine GeoI. 3: 329-336.

Jopling, A. V. (1962). "Mechanics of small-scale delta formation: a laboratory study." In Nat. shallow water Res. Conf. Washington: Nat. Sei. Foundation.

Jopling, A. V. (1965). "Hydraulic factors controlling the shape of laminae in laboratory deltas." Journal ofSediment. PetroI. 35(4): 777-791.

Jopling, A. V. (1966). "Origin of cross-laminas in a laboratory experiment." J. Geophys. Res., 714: 1123-1133.

Jopling, A. V. (1967). "Origin of laminae deposited by the movement of ripples along a streambed: a laboratory study." J. GeoI. 75: 287-305.

Jopling, A. V., & Walker, R.G (1968). "Morphology and origin of ripple-drift cross-lamination, with examples from the Pleistocene of Massachusetts." Journal of Sedimentary Petrology 38: 971-984.

Julien, P. Y., & Klaassen, G.J. (1995). "Sand-dune geometry of large rivers during floods." Journal of Hydraulic Engineering 121(9): 657-663.

K

Kennedy, J. F. (1963). "The mechanics of dunes and antidunes in erodible-bed channels." Journal of Fluid Mechanics 16: 521-544.

Kennedy, J. F. (1969). "The formation of sediment ripples, dunes and antidunes." Ann. Rev. Fluid Mech. 1: 147-168.

Kennedy, J. F., & Odgaard, A. J. (1991). Informal monograph on riverine sand dunes. Tech. rep., Iowa Institute of Hydraulic Research, University of Iowa, Iowa City, Iowa.

Kenyon, N. H., & Cooper, W.S. (2004). "Sand banks, sand transport and offshore wind farms." Strategic Environmental Assessment Area 6 (SEA6) report.

Kenyon, N. H. (1970b). "Sand ribbons of european tidal seas." Marine GeoI. 9: 25-39.

Kleinhans, M. G., and Van Rijn, L.C. (2002). "Stochastic prediction of sediment transport in sand-gravel bed rivers." Journal of Hydraulic Engineering-ASCE 128: 412-425.

Kleinhans, M. G. (2004). "Sorting in grain flow at the lee side of dunes." EarthScience Reviews 65: 75-102, doi:10.1016/S0012-8252(03)00081-3.

Knaapen, M. A. F., van Bergen Henegouw, C. N., & Hu, Y.Y. (2005). "Quantifying bedforms migration using multi-beam sonar." Geo-Marine Letters 25: 306-314.

Knaapen, M. A. F. (2005). "Sandwave migration predictor based on shape information." J Geophys Res 110: F04S11.

Korgen, B. J. (1995). "Seiches." American Scientist 83: 330-341.

Kostaschuck, R., & Villard, P (1996). "Flow and sediment transport over large subaqueous dunes: Fraser River, Canada." Sedimentology 43: 859-863.

Kostaschuck, R., Blair, J., Villard, P., and Best, J. (2004). "Morphological response of estuarine subtidal dunes to flow over a semi-diurnal tidal cycle: Fraser River, Canada." In: Garlan T. & Idier D. Hulscher S.J.M.H (Eds), Marine Sandwave and River Dune Dynamics II, International Workshop, University of Twente, The Netherlands: 160-167.

L

Langhorne, D. N. (1973). "A sandwave field in the Outer Thames Estuary, Great Britain." Marine Geology 14(2): 129-143.

Langhorne, D. N. (1982). "A study of the dynamics of a marine sandwave." Sedimentology 29(4): 571-594.

Le Bot, S., Trentesaux, A., Garlan, T., Berné, S., & Chamley, H. (2000b). "Influence des tempêtes sur la mobilité des dunes tidales dans le détroît du Pas-de-Calais." Oceanologica Acta 23(2): 129-141.

Le Bot, S. (2001). Morphodynamique de dunes sous-marines sous influence des marées et des tempêtes. Processus hydro-sédimentaires et enregistrement. Exemple du Pas de Calais, University of Lille. PhD Thesis: 300.

Le Bot, S. (2001). Morphodynamique de dunes sous-marines sous influence des marées et des tempêtes. Processus hydro-sédimentaires et enregistrement. Exemple du Pas de Calais, University of Lille. PhD Thesis: 300.

Le Bot, S., Trentesaux, A., Ehrhold, A. & Garlan, T. (2000a). "On the difficulty to interpret grain-size distribution of heterogeneous sediment as indicator of transport direction. Influence of composition." In: A. Trentesaux & T. Garlan (Editors), Marine Sandwave Dynamics, International Workshop, Université de Lille 1: Poster.

Le Bot, S. & Trentesaux, A. (2004). "Types of internal structure and external morphology of submarine dunes under the influence of tidal and wind-driven processes (Dover Strait, northern France)." Marine Geology 211(1-2): 139-164.

Le Hir, P. (1996). "Aide mémoire de dynamique sédimentaire." Ifremer: 46.

Leeder, M. R. (1982). "Sedimentology: process and products." George Allen and Unwin, London,: 344.

Lefebvre, A., Paarlberg, A. J., & Winter, C. (2016). "Characterising natural bedform morphology and its influence on flow." Geo-Marine Letters 36(5): 379-393.

Lefebvre, A., (2018). "Three-Dimensional Flow Above River Bedforms: Insights From Numerical Modeling of a Natural Dune Field (Río Paraná, Argentina)". JGR Earth Surface. 10.1029/2018/F004928

Leliavsky, S. (1955). "An Introduction to fluvial hydraulics." Constable, London.

Li, M. Z., and Amos, C.L. (1995). "SEDTRANS92: A sediment transport model for continental shelves." Computers & Geosciences 21(4): 533-554.

Li, M. Z., Amos, C.L. (1998). "Predicting ripple geometry and bed roughness under combined waves and currents in a continental shelf environment." Continental Shelf Research 18(9): 941-970.

Li, M. Z., and Amos, C.L. (2001). "SEDTRANS96: the upgraded and better calibrated sediment-transport model for continental shelves." Computers & Geosciences 27(6): 619-645.

Ludwick, J. C. (1970). "Sand waves and tidal channel in the entrance to Chesapeake Bay." The Virginia Journal of Science 21: 178-184.

Lurton, X., Dugelay, S., Augustin, J.M. (1994). "Analysis of multibeam echo-sounder signals from the deep seaflooq." Proc. IEEE Oceans'94 III: 213-218.

Lurton, X. (2002). "An Introduction to Underwater Acoustics: Principles and Applications." Springer Praxis Publishing, London, UK), first edition.

Lyn, D. A. (1993). "Turbulence measurements in open-channel flows over artificial bed forms." J. Hydraul. Eng. 119 (3): 306-326.

Lyons, A. P., & Anderso, A.L. (1994). "Acoustic scattering from the seafloor: Modeling and data comparison." JAZA 95(5): 2441-2451.

M

Maddux, T. B., Nelson,J. M., & McLean, S. R. (2003a). "Turbulent flow over three-dimensional dunes: 1. Free surface and flow response." Journal of Geophysical Research 108(F1, 6009).

Maddux, T. B., Nelson, J. M., & McLean, S. R. (2003b). "Turbulent flow over three-dimensional dunes: 2. Fluid and bed stresses." Journal of Geophysical Research 108(F1, 6010).

Madsen, O. S. (1993). "Sediment transport on the shelf." Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, MA.

Matsumoto, H., Dziak, R.P., Fox, C.G. (1993). "Estimation of seafloor rnicrotopographic roughness through modeling of acoustic backscatter data recorded by multibeam sonar systems." JAZA 94(5): 2776-2786.

Mauricio M. Perillo, J., L. Best, Marcelo H. Garcia (2014). "A New Phase Diagram for Combined-Flow Bedforms." A New Phase Diagram for Combined-Flow Bedforms 84(4): 301-313.

McCave, I. N. (1971). "Sand waves in the North sea off coast of Holland." Marine Geology 10: 199-225.

McCave, I. N. (1979). "Sand waves in the North Sea off the coast of Holland." Marine Geology 10: 199 - 225.

McCave, I. N., and Langhorne, D.N. (1982). "Sand waves and sediment transport around the end of a tidal sand bank." Sedimentology 29: 95 - 110.

McLean, S., Wolfe, S.R., & Nelson, J.M. (1999b). "Predictingshear stress and sediment transport over bedforms." Journalof Hydraulic Engineering 125(7): 725-736.

McLean, S. R., Wolfe, S. R., & Nelson, J. M. (1999a). "Spatially averaged flow over a wavy boundary revisited." J. Geophys. Res. 104 (C7): 15, 743 - 15,753.

McLean, S. R., & Smith, J. D. (1979). "Turbulence measurements in the boundary layer over a sand wave field." J. Geophys. Res. 84: 7791-7808.

McLean, S. R. (1990). "The stability of ripples and dunes." Earth Sci. Rev. 29: 131-144.

McLean, S. R., Nelson,J.M., & Wolfe, S.R. (1994). "Turbulence structure over two-dimensional bedforms: Implications for sediment transport." Journal of Geophysical Research 99: 12729-12747.

Meade, R. H., and Stevens, H.H., Jr., (1990). "Strategies and equipment for sampling suspended sediment and associated toxic chemicals in large rivers—with emphasis on the Mississippi River." The Science of the Total Environment v. 97/98: 125-135.

Mercer, D., Sheng,J., Greatbatch,R. J., & Bobanović, J. (2002). "Barotropic waves generated by storms moving rapidly over shallow water." J. Geophys. Res. 107(C10), 3152, doi:10.1029/2001JC001140.

Mewis, P. (2004). "Are 3D morphodynamic simulations without dunes reasonable?" In: Garlan T. & Idier D. Hulscher S.J.M.H (Eds), Marine Sandwave and River Dune Dynamics II, International Workshop, University of Twente, The Netherlands: 224-231.

Meyer-Peter, E., & Muller, R. (1948). Formulas for bed-load transport. Report on Second Meeting of International Association for Hydraulic Research: 39-64.

Mhammdi, N. (1994). Archtechture du banc sableux tidal de sercq (Iles Anglo-Normandes). Géologie et Géochimie sédimentaires. Lille, Iniversité des Sciences et Technologies de Lille. Doctorat: 211.

Mhammdi, N., Snoussi, M., Medina, F., Jaaidi, E.B. (2014). "Recent sedimentation in the Northwest African shelf " Geological Society, London, Memoirs 41: 131-146.

Middleton, G. V., & Southard, J. B. (1984). "Mechanics of sediment movement (2nd ed.)." SEPM Short course nO 3, Providence: 401.

Miles, J., Munk, W. (1961). "Harbor paradox." J. Waterways Harbor Division(ASCE 87, 111–130).

Miwa, H., Daido, A., & Kato, I. (1999 b). "Sand wave transformation due to change of water discharge in graded and uniform sediment beds." In: Proceedings of IAHR Symposium on River, Coastal and Estuarine Morphodynamics, Genova, Italy: 393-302.

Miwa, H., Daido, A., & Kato, I. (1999 a). "Transformation of sand waves under unsteady conditions in alluvial streams." In: A. W. Jayawardena, J. H. W. Lee, and Z. Y. Wang (Eds.), Proc. of the 7th

International Symposium on River Sedimentation, Theory and Applications Hong Kong, China. Balkema, Rotterdam, the Netherlands.: 211-216.

Monserrat, S., Ibberson A., & Thorpe, A. J. (1991). "Atmospheric gravity waves and the “rissaga” phenomenon." Q. J. R. Meteorol. Soc 117: 553-570.

Monserrat, S., Rabinovich, A.B., & Casas, B. (1998). "On the reconstruction of the transfer function for atmospherically generated seiches." Geophys. Res. Lett 25, (12): 2197-2200.

Monserrat, S., Vilibic, I., & Rabinovich, A. B. (2006). "Meteotsunamis: Atmospherically induced destructive ocean waves in the tsunami frequency band." Nat. Hazards Earth Syst. Sci. 6: 1035-1051.

Mortimer, C. H. (1952). "Water Movements in Lakes During Summer Stratification; Evidence from the Distribution of Temperature in Windermere." Phil. Trans. Roy. Soc. London 236: 355-404.

Mosher, D. C., & Thomson, R.E. (2000). Massive submarine sand dunes in the eastern Juan de Fuca strait. British Colombia. In: A. & Garlan T. Trentesaux (Eds), Marine Sandwave Dynamics, International workshop., Université de Lille.

Moulin, P. (1988). "Etude quantitative de la morphologie des vagues sableuses en domaine subtidal." ENSG. IFREMER/DERO/GM.: 127.

N

Nakano, M. (1932). "Secondary undulations in bays forming a coupled system." Proc. Phys. Math. Soc. Japan 3: 372-380.

Nakano, M., & Unoki, S. (1962). "On the seiches (secondary undulations of tides) along the coast of Japan." Records Oceanogr. Works Japan Spec. No.6: 169-214.

Nasner, H. (1974). "Prediction of the heightof tidal dunes in estuanes." In: Proceedingsof the FourteenthCoastal EngineefingConference. American Society of Civil Engineers, New York: 1036-1050.

Nelson, J. M., McLean, S. R., & Wolfe, S. R. (1993). "Mean flow and turbulence fields over 2-dimensional bed forms." Water Resources Research 29(12): 3935-3953.

Nelson, J. M., Schreve,R. L., McLean, S. R., & Drake, T. (1995). "Role of near-bed turbulence structure in bedload transport and bedform mechanics." Water Resources Research 31(8): 2071-2086.

Németh, A. A., Hulscher, S. J. M. H., & Van Damme, R. M. J. (2006). "Simulating offshore sand waves." Coastal Engineering 53: 265-275.

Németh, A. A., Hulscher, S. J. M. H., & Van Damme, R. M. J. (2007). "Modelling offshore sand wave evolution." Continental Shelf Research 27(5): 713-728.

Neumeier, U., Ferrarin, C., Amos, C.L., Umgiesser, G., and Li, M.Z. (2008). "Sedtrans05: An improved sediment-transport model for continental shelves and coastal waters with a new algorithm for cohesive sediments." Computers & Geosciences 34(10): 1223-1242.

Nino, Y., Atala, A., Barahona, M., & Aracena, D. (2002). "Discrete particle model for analyzing bedform development." Journal of Hydraulic Engineering 128(4): 381-389.

O

Ogston, A. S., Sternberg, R.W. (1999). "Sediment-transport events on the northern California continental shelf." Marine Geology 154(1-4): 69-82.

Okihiro, M., Guza, R. T. & Seymour, R. J. (1993). "Excitation of seiche observed in a small harbor." J. Geophys. Res. 98: 18201–18211.

Olivier, C. (2004). "Développement d'un modèle numérique multicouche hétérométrique pour la simulation du transport sédimentaire en Manche ; détermination de l'équation de transport par des mesures en canal de laboratoire." Rapport IRSN: 98.

Onda, S., & Hosoda, T. (2004). "Numerical simulation on development process of dunes and flow resistance." In: M. Greco, A. Carravetta, and R. Della Morte (Eds.), Proc. of River Flow 2004, Napoli, Italy 1: 245-252.

Orlić, M. (1980). "About a possible occurrence of the Proudman resonance in the Adriatic." Thalassia Jugoslavica 16: 79-88.

P

Paarlberg, A. (2008). Modelling dune evolution and dynamic roughness in rivers. Lelystad, the Netherlands. PHD: 145 - ISBN 978-90-365-2674-6.

Panin, N., & Panin, ST. (1967). "Regressive s a n d waves on the black sea shore." Marine Geology-ElsevierPublishingCompany, Amsterdam- Printed in The Netherlands 5: 221-226.

Parson, D. R., Best, J.L., Lane, S.N., Kostaschuck, R., Orfeo, O., and Hardy, R.J. (2004). "The morphology an flow fields of three-dimensional dunes, Rio Paranà, Argentina: results from simultaneous multibeam echo sounding and acoustic doppler profiling." In: Garlan T. & Idier D. Hulscher S.J.M.H (Eds), Marine Sandwave and River Dune Dynamics II, International Workshop, University of Twente, The Netherlands.: 240-245.

Pierre, H. (1986). L'érosion Externe des Sols par l'Eau : Approche Quantitative et Mécanismes. R. d. R. L. No138, Laboratoire Central des Ponts et Chaussées,Paris, France.

Pierre, Y. J. (1998). "Erosion and sedimentation." Livre, Cambridge University Press: 1998.

Prent, M. T. H., & Hickin, E. J. (2001). "Annual regime of bedforms, roughness and flow resistance, Lillooet River, British Columbia, BC." Geomorphology 41: 369-390.

R

Rabinovich, A. B. (1993). "Long Ocean Gravity Waves: Trapping, Resonance, and Leaking." (Gidrometeoizdat, St. Petersburg, 1993): 325.

Rabinovich, A. B., & Monserrat, S. (1996). "Meteorological tsunamis near the Balearic and Kuril Islands: Descriptive and statistical analysis." Nat. Hazards 13: 55-90.

Rabinovich, A. B., & Monserrat, S. (1998). "Generation of meteorological tsunamis (large amplitude seiches) near the Balearic and Kuril Islands." Nat. Hazards 18: 27-55.

Rabinovich, A. B., Monserrat, S., & Fine, I. V. (1999). "Numerical modeling of extreme seiche oscillations in the region of the Balearic Islands." Oceanology 39: 16-24.

Rabinovich, A. B. L., A. S. (1992). "Influence of seiche oscillations on the formation of the long-wave spectrum near the coast of the Southern Kuriles." Oceanology 32: 17–23.

Raichlen, F. (2002). "The effect of ship-harbor interactions on port operations." Maritime Technol.: 11–20.

Raudkivi, A. J. (1963). "Study of sediment ripple formation." Journal of the Hydraulics Division, ASCE 89(6): 15-33.

Raudkivi, A. J. (1999). "Ripples on a streambed." Journal of Hydraulic Engineering 123: 58-64.

Reid, I., & Frostick, L. (1994). "Fluvial sediment transport and deposition." Sediment Transport and Depositional Processes (Ed. K. Pye) Blackwell Scientific Publications, Oxford.: 89-145.

Reineck, H. E. (1963). "Sedimentgefuge im Bereich der Sudlichen Nordsee." Abh. Senckenbergishe naturforsch. Ges. V505: 138.

Reineck, H. E., & Singh, I. B. (1980). "Depositional sedimentary environments (2nd ed.)." Berlin, Heidelberg, New York: Springer-Verlag: 549.

Roden, J. E. (1998). The Sedimentology and Dynamics of Mega-Dunes, Jamuna River, Bangladesh. Department of Earth Sciences and School of Geography, University of Leeds. PhD thesis: 310 pp.

Roos, P. C., & Hulscher, S.J.M.H. (2003). "Large-scale seabed dynamics in offshore morphology: Modeling human intervention." Rev. Geophys. 41(2): 1010.

Roos, P. C., Blondeaux,P., Hulscher,S. J. M. H., & Vittori, G. (2005). "Linear evolution of sandwave packets." J. Geophys. Res., 110, F04S14, doi:10.1029/2004JF000196.

Rubin, D. M., & McCulloch, D. S. (1980). "Single and superimposed bedforms: a synthesisof San Francisco bay and flume observations." Sedimentary Geology 26: 207-231.

Rubin, D. M., & Hunter, R.E. (1987). "Bedform alignment in directionally varying flows." Science 237: 276-278.

S

Salomon, J. C. (1972). Contribution à l'étude de la structure verticale des courants de marée en Loire Maritime, Université de Bretagne Occidentale: 106.

Schatz, V., & Herrmann, H. J. (2006). "Flow separation in the lee of transverse dunes: A numerical investigation." Geomorphology 81: 207-216, doi:10.1016/j.geomorph.2006.04.009.

Simon, A., and Pollen, N. (2006). A model of stream bank stability incorporating hydraulic erosion and the effects of riparian vegetation. the Eighth Federal Interagency Sedimentation Conference (8thFISC). April2-6, 2006, Reno, NV, USA: 870-877.

Simon, A., Bankhead, N., and Thomas, R. (2010). Iterative bank-stability and toe-erosion modeling for predicting stream bank loading rates and potential load reductions. 2nd Joint Federal Interagency Conference. Las Vegas, NV, June 27 - July 1, 2010: 11.

Simons, D. B., & Richardson, E. V. (1961). "Forms of bed roughness in alluvial channels." J. Hydr. Eng. Div. 87: 87–105.

Simons, D. B., & Richardson E. V. (1963). "Forms of bed roughness in alluvial channels." Trans. Am. Soc. Civ. Eng. 128(1): 284-323.

Simons, D. B., Richardson, E.V., & Nordin, C.F. (1965). "Bedload equation for ripples and dunes." USGS Professional Paper 462(H): 1-9.

Simons, D. B., & Richardson, E. V. (1966). "Resistance to flow in alluvial channels." U.S. Geological Survey Professional Paper, 462-I. US Government Printing Office, Washington.

Smith, J. D. (1970). "Stability of a sand bed subjected to a shear flow of low Froude number." Journal of Geophysical Research 75: 5928-5940.

Smith, J. D., McLean, S.R. (1977). "Spatiallyaverages flow over a wavy surface." Journal of Geophysical Research 82: 1735-1746.

Sorensen, R. M. (1978). "Basic Coastal Engineering. John Wiley and Sons, Brisbane."

Sorensen, R. M., & Thompson, E.F. (2002). "Harbor hydrodynamics." Coastal Engineering Manual, Part II, U.S. Army Corps. Of Engineers, Washington, D.C., New York Chapter 7: 1-92.

Soulsby, R. L. (1997). "Dynamics of marine sand." Thomas Telford: 272.

Soulsby, R. L., and Whitehouse, R.J.S (1997). "Threshold of sediment motion in coastal environments." Proc. Pacific Coasts and Ports '97 Conf. Christchurch, 1: 149-154.

Soulsby, R. L., & Damgaard, J.S. (2005). "Bedload sediment transport in coastal waters." Coastal Engineering 52(8): 673-689.

Southard, J. B., & Dingier, J.R. (1971). " Flume study of ripple propagation behind mounds on flat sand beds." Sedimentology 16: 251-263.

Southard, J. B., Boguchwal, L. A. (1980). "Bed configurations in steady unidirectional water flows. Part 3: Effects of temperature and gravity." J. Sediment. Petrol. 60(5): 680-686.

Southard, J. B., & L.A. Boguchwal (1990). "Bed configurations in steady unidirectional water flow part 2. Synthesis of flume data." Journal of Sedimentary Petrology 60: 658-679.

Southard, J. B., & Boguchwal, L. A. (1990). "Bed configurations in steady unidirectional water flows. Part 2. Synthesis of flume data." J. Sediment. Petrol. 60(5): 658-79.

Southard, J. B. (1992). Interpreting Primary Physical Bedding Structures: A Short Course given at the University of Southern California,. University of Southern California, Los Angeles.

Sterneck (1915). "Hydrodynamische theorie der halbtagigen gezeiten des Mittelmers." Sitz.K.Akad.Wiss.Wien.Marth.Natur.K1 V 129.

Stride, A. H. (1974). "Indications of long term, tidal control of net sand loss or gain by european coasts." Estuarien Coastal marine Science 2: 27-36.

Stride, A. H. (1988). "Stride, A. H. (1988). Preservation of marine sand waves structures." In P. L. de Boer,A. van Gelder, & S. D. Nio (Eds.), Tide-influenced sedimentary environments and facies: 13-22.

T

Tanner, W. F. (1971). "Numerical estimatesof ancient waves, water depth and fetch." Sedimentology 16: 71-88.

Ten Brinke, W. B. M., Wilbers, A.W.E., & Wesseling, C. (1999). "Dune growth, decay and migration rates during a large-magnitude flood at a sand and mixed sand-gravel bed in the Dutch Rhine river system." Spec. publ. Int. Assoc. Sedimentol. 28: 15-32.

Ten Brinke, W. B. M., Wilbers,A.W.E., & Wesseling, C. (1999). "Dune growth, decay and migration rates during a large-magnitude flood at a sand and mixed-gravel bed in the Dutch Rhine river system." in Fluvial Sedimentology VI, edited by N.D. Smith, and J. Rogers: 15-32.

Terwindt, J. H. J. (1971). "Sand waves in the southern Bight of the North Sea." Marine Geology 10: 51-67.

Teyssen, T. A. L. (1984). "Sedimentology of the Minette oolitic ironstones of Luxembourg and Lorraine: a Jurassic subtidal sandwave complex." Sedimentology 31: 195-211.

Tintoré, J., Gomis, D., Alonso, S. & . Wang, D. P (1988). "A theoretical study of large sea level oscillations in the Western Mediterranean." J. Geophys. Res. 93: 10797 - 10803.

Tjerry, S., Fredsøe, J. (2005). "Calculation of dune morphology." Journal of Geophysical Research 110 ((F04013), doi:10.1029/2004JF000171).

Tonnon, P. K., van Rijn, L.C., & Walstra, D.J.R. (2007). "The morphodynamic modelling of tidal sand waves on the shoreface." Coastal Engineering 54(4): 279-296.

Twichell, D. C. (1973). "Bedform distribution and inferred sand transport on George Bank, United States Atlantic contiental shelf." Sedimentology 30: 695-710.

Van den Berg, J., & Van Damme, R. (2005). "Sand wave simulation on large domains." In: Parker and Garcia (Eds.), Proc. of the 4th IAHR symposium on River, Coastal and Estuarine Morphodynamics, Urbana, Illinois, USA 2: 991-997.

V

Van den Berg, J. (2007). Non-linear sand wave evolution, University of Twente, the Netherlands. PhD thesis.

Van den Berg, J. H. (1987). "Bedform migration and bedload transport in some rivers and tidal environments." Sedimentology 34: 681-698.

Van der Scheer, P., Ribberink, J.S. and Blom, A. (2002). "Transport formulas for graded sediment." Civil Engineering: 141.

Van der Werf, J. J., Ribberink, J.S., O'Donoghue, T., & Doucette, J.S. (2006). "Modelling and measurement of sand transport over full-scale ripples in oscillatory flow." Coastal Engineering 53: 657-673.

Van Dijk, T. A. G. P., & Kleinhans, M.G. (2005). "Processes controlling the dynamics of compound sand waves in the North Sea, Netherlands." Journal of Geophysical Research 110(F04S10).

Van Lancker, V., Lanckneusa,J., Hearnc,S., Hoekstrad, P., Levoye, F., Milesf, J., and G. Moerkerkea, Monforte, O., Whitehouse, R. (2004). "Coastal and nearshore morphology, bedforms and sediment transport pathways at Teignmouth (UK)." Continental Shelf Research 24(11): 1171-1202.

Van Landeghem, K. J. J., Wheeler, A.J., Mitchell, N.C., & Sutton, G (2009). "Variations in sediment wave dimensions across the tidally dominated Irish Sea, NW Europe." Marine Geology, 263(1-4): 108-119.

Van Landeghem, K. J. J., Baas, J.H., Mitchell, N.C., Wilcockson, D. & Wheeler, A.J. (2012). "Reversed sediment wave migration in the Irish Sea, NW Europe: A reappraisal of the validity of geometry-based predictive modelling and assumptions." Marine Geology: 295-298, 95-112.

Van Rijn, L. C. (1984a). "Sediment transport, part I: bed load transport." J. Hydraul. Eng., 110(10): 1431-1456.

Van Straaten, L. M. J. U. (1953). "Rhythmic patterns on Dutch North Sea beaches." Geol. Mijnbouw 2(15): 31-43.

Vanoni, V. A., & Hwang, L. S. (1967). "Relation between bed forms and friction in streams." Journal of the Hydraulic Division, ASCE 93: 121-144.

VanVeen, J. (1935). "Sand waves in the Southern North Sea." lnt. Hydro. Rev. 12 1: 21-29.

Venditti, J. G., & Bennett, S.J. (2000). "Spectral analysis of turbulent flow and suspended sediment transport over fixed dunes." Journal of Geophysical Research 105: 22035-22047.

Venditti, J. G., Church, M., & Bennett, S. J. (2005). "On the transition between 2D and 3D dunes." Sedimentology 52: 1343-1359, doi:10.1111/j.1365-3091.2005.00748.x.

Venditti, J. G., & Bauer, B.O (2005). "Turbulent flow over a dune: Green River, CO,." Earth Surface Processes and Landforms 30: 289-304.

Vicaire, O. (1991). Dynamique hydrosédimentaire en Mer du Nord méridionnale (Du Cap Blanc-Nez à la frontière belge), l'Université de Lille 1. PhD: 264.

Vilibić, I., Domijan, N., Orlić, M., Leder, N., & Pasarić, M. (2004). "Resonant coupling of a traveling air-pressure disturbance with the east Adriatic coastal waters." J. Geophys. Res. 109(C10001, doi:10.1029/2004JC002279).

Villaret, C. (2003). "Intercomparaison des formules de transport solide. Programme Biparti 2001." EDF R&D ; LNHE. 47pp.

Villaret, C. (2003). "Modélisation du transport sédimentaire en granulométrie étendue : étude bibliographique." Rapport HP-75/03/011/A EDF, R&D. Programme Biparti 2001: 51.

Vionnet, C., Marti,C., Amsler, M., & Rodriguez , L. (1998). "The use of relative celerities of bedforms to compute sediment transport in the Parana River." in Modelling Soil Erosion, Sediment Transport and Closely Related Hydrological Processes, IAHS Publ. 249: 399-406.

W

Walker, R. G. (1984). "Facies models (2d ed.)." Reprints series n Ol, Toronto: Geoscience Canada,: 317.

Walter H.G., e. A. M. S. (2000). Hydraulique Fluviale : Ecoulement et Phénomènes de Transport dans les Canaux à Géométrie Simple. Deuxième édition corrigée. Presses Polytechniques et Universitaires Romandes, CH-1015 Lausanne, imprimé en Suisse.

Wang, X., Li,K., Yu, Z., & Wu,J. (1987). "Statistical characteristics of seiches in Longkou harbor." J. Phys. Oceanogr. 17: 1063-1065.

Wedderburn, E. M. (1911). "The Temperature Seiche. I. Temperature Observations in Madusee Pomerania. II. Hydrodynamical Theory of Temperature Oscillations in Lakes. III. Calculation of the Period of the Temperature Seiche in Madusee." Trans. Roy. Soc. Edinburgh 47: 619-636.

Wewetzer, S. F. K., & Duck, R.W (1999). "Bedforms of the Middle Reaches of the Tay Estuary, Scotland." in: Rogers, J., Smith, N.D. (Eds.), Fluvial sedimentology VI : International Conference on Fluvial Sedimentology, Edition Blackwell Science: 33-41.

Whiting, P. J., Dietrich, W.E., Leopold,L.B., Drake,T.G., &Shreve, R.L. (1988). "Bedload sheets in heterogeneous sediment." Geology 16: 105-108.

Wiberg, P. L., Drake, D.E., Harris, C.K. and Noble, M. (2002). "Sediment transport on the Palos Verdes shelf over seasonal to decadal time scales." Continental Shelf Research 22(6-7): 987-1004.

Wiegel, R. L. (1964). "Tsunamis, storm surges, and harbor oscillations." Ch. 5 in Oceanographical Engineering, Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N.J: 95-127.

Wilbers, A. W. E., & Ten BrinkeW, B. M. (2003). "The response of subaqueous dunes to floods in sand and gravel bed reaches of the Dutch Rhine." Sedimentology 50: 1013-1034 doi:10.1046/j.1365-3091.2003.00585.x.

Wilbers, A. W. E., & Ten Brinke, W.B.M. (2003). "The response of subaqueous dunes to floods in sand and gravel bed reaches of the Dutch Rhine." Sedimentology 50: 1013-1034.

Wilbers, A. W. E. (2004). The development and hydraulic roughness of subaqueous dunes, University of Utrecht, the Netherlands. PhD.

Wilson, B. (1972). "Seiches." Advances in Hydrosciences 8: 1–94.

X

Xu, J. P., Florence L. Wong, Rikk Kvitek, Douglas P. Smith, Charles K. Paull (2008). "Sandwave migration in Monterey Submarine Canyon, Central California." Marine Geology 248: 193-212.

Y

Yalin, M. S. (1964). "Geometrical properties of sand waves." Proc. Am. Soc. Civil Engrs. J. Hydraul. Div 90: 119.

Yalin, M. S. (1977). "Mechanic of sediment transport." Oxford : Pergamon Press: 298.

Yamaguchi, S., & Izumi, N. (2002). "Weakly nonlinear stability analysis of dune formation." In: D. Bousmar and Y. Zech (Eds.), Proc. of River Flow 2002 843-850.

Yoon, J. Y., & Patel, V. C. (1996). "Numerical model of turbulent flow over sand dune,." J. Hydraul. Eng. 122 (1): 10-18.

Zarillo, G. A. (1982). "Stability of bedforms in a tidal environment." Marine. Geol 48: 337-351.

Zhou, D., & Mendoza, C. (2005). "Growth model for sand wavelets." Journal of Hydraulic Engineering 131(10): 866-876.

ANNEXES

ANNEXE -1-

Positionnement des prélèvements sédimentaires

n° Sample	Log	Lat	DEPTH	heures
1	-6.1132783	35.2070449	4,58	12:06
2	-6.1136983	35.2087149	7,61	12:19
3	-6.1140217	35.2078433	5,75	12:26
7	-6.1138083	35.2009216	8,21	16:45
8	-6.1141383	35.2031666	4,21	16:56
10	-6.1003517	35.1876582	4,12	11:55
11	-6.10833	35.1951349	3,47	12:15
12	-6.1132283	35.1941733	2,4	12:41
13	-6.10048	35.1953916	4,61	14:40
14	-6.1022417	35.1974166	3,96	15:40
15	-6.1001717	35.1952999	3,23	15:49
16	-6.09993833	35.1956266	3,64	15:59
17	-6.11900666	35.1860316	2,43	16:43
24	-6.11468833	35.2023166	3,08	11:30
26	-6.13018333	35.2108966	5,32	14:23
28	-6.11362166	35.2042483	4,87	12:26
29	-6.11349166	35.2041299	4,91	12:29
30	-6.113855	35.2038016	5,15	13:24
31	-6.14119	35.2054783	4,59	13:24
32	-6.14230166	35.2053533	4,02	13:37
N35	-6.11705333	35.2131399	16,32	12:27
33	-6.16282333	35.2034316	13,36	14:16
39	-6.12703	35.2118433	2,83	14:24
41	-6.12797333	35.2119049	4,6	14:36
42	-6.13778833	35.2084716	2,72	14:46
43	-6.14014166	35.2071133	2,89	14:50
46	-6.136495	35.2071533	3	14:46
50	-6.14578	35.20223	2,3	15:05
51	-6.14563833	35.2006733	4,3	15:11
52	-6.15693166	35.2007883	7,07	10:16
53	-6.16953	35.2010099	16,56	10:32
54	-6.11377	35.1996699	4,26	13:00
55	-6.14256333	35.2059533	7,83	14:15
56	-6.14276833	35.2059133	6,01	14:19

Tableau 1 : les points de prélèvements analysés

n° samples	log	lat	deep	Time
N04	-6.1138166	35.2045283	4,11	12:33
N05	-6.11315	35.2071533	5,91	12:46
6,1	-6,1153516	35,1978232	6,61	16:02
6,2	-6,1151066	35,1978399	7,95	16:16
N18	-6.1242783	35.1803283	4,23	17:08
N19	-6.1385433	35.2083249	4,25	10:40
N20	-6.1327733	35.2100249	3,95	11:10
N21	-6.124815	35.2029449	6,06	12:26
N22	-6.1242516	35.1802766	6,06	14:16
N23	-6.1551816	35.2024999	10,48	10:31
N25	-6.1137183	35.2088533	3,48	14:00
N27	-6.1565116	35.2021349	8,28	15:49
N34	-6.11391	35.2091466	4,45	11:57
N36	-6.1218466	35.2134516	4	12:53
N37	-6.1228766	35.2131649	3,43	12:57
N38	-6.1261133	35.2129966	4	14:19
N40	-6.126865	35.2114766	3,32	14:27
N44	-6.13656	35.208265	4,2	14:34
N45	-6.1365933	35.2066633	2,5	14:40
N47	-6.1423133	35.2063383	0,4	14:56
N48	-6.14236	35.2060466	0,9	14:57
N49	-6.1432683	35.203605	1,3	15:02

Tableau 2 : les échantillons non analysés

Terrestrial sediment n°	log	lat
TS1-1a	-6.11865	35.1802833
TS1-1b	-6.11865	35.1802833
TS1-1b-bis	-6.11865	35.1802833
TS1-1c	-6.11865	35.1802833
TS1-2a	-6.11868	35.1802833
TS1-2b	-6.11868	35.1802833
TS1-3	-6.11875	35.1804166
TS1-4	-6.11875	35.1804166
TS2-1	-6.12188	35.2154
TS2-2	-6.12188	35.2153833
TS2-3a	-6.12195	35.2152333
TS2-3b	-6.12195	35.2152333
TS2-4a	-6.122	35.2150333
TS2-4b	-6.122	35.2150333

TS2-5	-6.12212	35.2147333
TS3-1	-6.1188	35.2141166
TS4-1	-6.11873	35.2140666
TS4-1-bis	-6.11873	35.2140666
TS5-1	-6.11823	35.21395
TS5-1-bis	-6.11823	35.21395
TS6-1a	-6.11878	35.1801666
TS6-1a-bis	-6.11878	35.1801666
TS6-1b	-6.11878	35.1801666
TS6-2	-6.1188	35.1802333
TS7-1	-6.11658	35.2134666
TS8-1	-6.11681	35.2135333
TS9-1a	-6.11628	35.2136666
TS9-1b	-6.11628	35.2136666
TS9-1c	-6.11628	35.2136666
TS9-1d	-6.11628	35.2136666
TS9-2	-6.11626	35.21355
TS9-3a	-6.11631	35.2135166
TS9-3b	-6.11631	35.2135166
TS9-4	-6.1161	35.2136333

Tableau 3 : les points de prélèvements sur la zone de marécage

ANNEXE -2-

Paramètres des dunes d'Oued Loukkos

zone	nom	Y	X	h (m)	alpha	béta	a (m) (L2)	b (m) (L1)	l "largeur" = a+b (m)	L (m)	large dune	Large dune with H <0,75	Medium dune whit H>0,75	Medium dune	Medium dune whit H<0,4	Small dune with H>0,4	Small dune	H (m)	large dune	Large dune with H <0,75	Medium dune whit H>0,75	Medium dune	Medium dune whit H<0,4	Small dune with H>0,4	Small dune	L/H	a/b	Lc (m)	B (m)	C (m)	Lc/B
A	GrDune-1	35,202353	-6,153443	8,63	4,34	10,44	42,50	17,50	60,00	52,5	52,5							3,2	3,2							16,3	2,4	--	--	--	--
A	GrDune-2	35,202415	-6,153995	9,97	3,04	6,56	32,50	15,00	47,50	35,0	35,0							1,7	1,7							20,3	2,2				
A	GrDune-3	35,202458	-6,154395	9,80	4,17	7,27	17,50	10,00	27,50	30,0	30,0							1,3	1,3							23,5	1,8	--	--	--	--
A	GrDune-4	35,202493	-6,154695	9,80	4,57	4,57	15,00	15,00	30,00	30,0	30,0							1,2	1,2							25,0	1,0				
A	SU3	35,2016283	-6,151515	5,17	6,82	6,82	5,33	5,33	10,67	18,7		18,7						0,6		0,6						29,3	1,0	--	--	--	--
A	SU5	35,2014983	-6,15118	5,07	6,42	6,42	6,67	6,67	13,33	14,7	14,7							0,8	0,8							19,6	1,0				
A	SU6	35,201455	-6,15102667	5,16	6,42	12,68	5,33	2,67	8,00	14,7		14,7						0,6		0,6						24,4	2,0	--	--	--	--
A	SU7	35,2014166	-6,150865	4,91	5,96	10,36	9,33	5,33	14,67	14,7	14,7							1,0	1,0							15,0	1,8				
A	SU4	35,2015416	-6,15130333	5,18	4,37	7,61	9,33	5,33	14,67	13,3		13,3						0,7		0,7						18,7	1,8	--	--	--	--
A	SU8	35,2013783	-6,15070667	4,92	8,79	11,65	5,33	4,00	9,33	13,3	13,3							0,8	0,8							16,2	1,3				
A	SU2	35,2016633	-6,15159667	5,18	7,29	10,62	5,87	4,00	9,87	9,3				9,3				0,8				0,8				12,4	1,5	--	--	--	--
A	SU1	35,2016983	-6,15167833	5,50	6,42	12,68	5,33	2,67	8,00	8,5				8,5				0,6				0,6				14,2	2,0				
B	B08	35,2075183	-6,13941	3,20	6,06	12,00	6,00	3,00	9,00	10,00				10,00				0,64				0,64				15,7	2,0	--	--	--	--
B	B06	35,2076117	-6,13928333	3,66	6,84	16,70	5,00	2,00	7,00	9,00				9,00				0,60				0,60				15,0	2,5	--	--	--	--
B	B05	35,20765	-6,13922	3,51	9,58	12,68	4,00	3,00	7,00	8,00				8,00				0,68				0,68				11,9	1,3	--	--	--	--
B	F18	35,2089433	-6,13369167	3,17	7,00	7,00	5,50	5,50	11,00	8,0				8,0				0,7				0,7				11,9	1,0	--	--	--	--
B	F19	35,2089216	-6,13377333	3,24	12,00	12,00	3,00	3,00	6,00	8,0				8,0				0,6				0,6				12,5	1,0	--	--	--	--
B	F31 (10.3)	35,2086316	-6,134525	2,95	11,27	11,27	3,20	3,20	6,40	8,0				8,0				0,6				0,6				12,5	1,0	--	--	--	--
B	B07	35,2075617	-6,139355	3,20	5,71	11,31	6,00	3,00	9,00	8,00				8,00				0,60				0,60				13,3	2,0	--	--	--	--
B	B13	35,2073133	-6,13970167	3,25	8,53	11,31	4,00	3,00	7,00	8,00				8,00				0,60				0,60				13,3	1,3	--	--	--	--
B	B04 (49)	35,2074117	-6,13893333	3,10	8,53	11,31	4,00	3,00	7,00	8				8				0,60				0,60				13,33	1,33	--	--	--	--
B	B30 >	35,2067983	-6,140575	3,10	9,93	14,71	3,00	2,00	5,00	8,00				8,00				0,53				0,53				15,2	1,5	--	--	--	--
B	F07	35,2092383	-6,13289	3,31	10,62	14,04	4,00	3,00	7,00	8,0			8,0					0,8			0,8					10,7	1,3	--	--	--	--
B	B13	35,207235	-6,13948833	6,65	14,71	14,71	2,14	2,14	4,29	7,9				7,9				0,56				0,56				14,0	1,0	--	--	--	--
B	B06	35,2075083	-6,13914	6,72	16,57	16,57	2,14	2,14	4,29	7,1				7,1				0,64				0,64				11,2	1,0	--	--	--	--
B	B49	35,2062983	-6,141585	5,97	8,36	20,18	3,57	1,43	5,00	7,1				7,1				0,53				0,53				13,6	2,5	--	--	--	--
B	B09	35,2074716	-6,13948167	3,22	5,51	18,65	7,00	2,00	9,00	7,00				7,00				0,68				0,68				10,4	3,5	--	--	--	--
B	B22	35,2068966	-6,13988333	3,18	12,68	12,68	3,00	3,00	6,00	7				7				0,68				0,68				10,37	1,00	--	--	--	--
B	F13 <	35,2090866	-6,13329833	3,36	9,58	12,68	4,00	3,00	7,00	7,0				7,0				0,7				0,7				10,4	1,3	--	--	--	--
B	B01 < (389)	35,207755	-6,13900167	3,45	7,27	12,00	5,00	3,00	8,00	7,00				7,00				0,64				0,64				11,0	1,7	--	--	--	--
B	B04	35,2076767	-6,13916667	3,50	9,06	17,68	4,00	2,00	6,00	7,00				7,00				0,64				0,64				11,0	2,0	--	--	--	--
B	B24 (28,5)	35,206825	-6,14000833	3,22	12,00	12,00	3,00	3,00	6,00	7				7				0,64				0,64				10,98	1,00	--	--	--	--
B	F06	35,2092866	-6,1328	3,41	7,27	12,00	5,00	3,00	8,00	7,0				7,0				0,6				0,6				11,0	1,7	--	--	--	--
B	B10	35,20743	-6,13953833	3,16	6,84	16,70	5,00	2,00	7,00	7,00				7,00				0,60				0,60				11,7	2,5	--	--	--	--
B	B14	35,207275	-6,13975833	3,18	6,84	11,31	5,00	3,00	8,00	7,00				7,00				0,60				0,60				11,7	1,7	--	--	--	--
B	F09	35,209185	-6,13304667	3,39	8,53	11,31	4,00	3,00	7,00	7,0				7,0				0,6				0,6				11,7	1,3	--	--	--	--
B	B12 (291)	35,207355	-6,13964333	3,17	8,00	15,71	4,00	2,00	6,00	7,00				7,00				0,56				0,56				12,4	2,0	--	--	--	--
B	F05	35,2093267	-6,13272833	3,49	8,00	15,71	4,00	2,00	6,00	7,0				7,0				0,6				0,6				12,4	2,0	--	--	--	--
B	B17	35,207175	-6,13989333	3,15	7,48	14,71	4,00	2,00	6,00	7,00				7,00				0,53				0,53				13,3	2,0	--	--	--	--
B	B25	35,206935	-6,140275	3,23	7,48	9,93	4,00	3,00	7,00	7,00				7,00				0,53				0,53				13,3	1,3	--	--	--	--
B	B28 (166)	35,2068417	-6,14047667	3,13	7,48	9,93	4,00	3,00	7,00	7,00				7,00				0,53				0,53				13,3	1,3	--	--	--	--
B	B23	35,2070033	-6,140155	3,20	6,95	13,70	4,00	2,00	6,00	7,00				7,00				0,49				0,49				14,4	2,0	--	--	--	--
B	B24	35,206965	-6,14022	3,28	6,95	13,70	4,00	2,00	6,00	7,00				7,00				0,49				0,49				14,4	2,0	--	--	--	--
B	B32	35,206745	-6,14070667	3,38	9,23	9,23	3,00	3,00	6,00	7,00				7,00				0,49				0,49				14,4	1,0	--	--	--	--
B	F17	35,2097867	-6,13357167	3,44	8,53	11,31	3,00	2,25	5,25	6,8				6,8				0,45				0,45				15,0	1,3	--	--	--	--
B	B14	35,2071967	-6,13953667	6,38	11,86	11,86	3,21	3,21	6,43	6,4				6,4				0,68				0,68				9,5	1,0	--	--	--	--
B	B22	35,20692	-6,14011	6,87	11,86	11,86	3,21	3,21	6,43	6,4				6,4				0,68				0,68				9,5	1,0	--	--	--	--
B	B17	35,2070833	-6,139715	6,61	10,12	16,57	3,57	2,14	5,71	6,4				6,4				0,64				0,64				10,1	1,7	--	--	--	--
B	B20 (77)	35,2069717	-6,13997	6,30	12,58	12,58	2,86	2,86	5,71	6,4				6,4				0,64				0,64				10,1	1,0	--	--	--	--
B	B23	35,206895	-6,14016833	6,39	10,12	10,12	3,57	3,57	7,14	6,4				6,4				0,64				0,64				10,1	1,0	--	--	--	--
B	B10	35,2073483	-6,13934667	6,64	11,86	15,64	2,86	2,14	5,00	6,4				6,4				0,60				0,60				10,7	1,3	--	--	--	--
B	B18	35,2070533	-6,13977167	6,65	10,57	10,57	3,21	3,21	6,43	6,4				6,4				0,60				0,60				10,7	1,0	--	--	--	--
B	B21>	35,2069517	-6,14003167	6,50	9,54	11,86	3,57	2,86	6,43	6,4				6,4				0,60				0,60				10,7	1,3	--	--	--	--
B	B42	35,2064733	-6,14121333	6,10	9,54	15,64	3,57	2,14	5,71	6,4				6,4				0,60				0,60				10,7	1,7	--	--	--	--
B	B08	35,207425	-6,13925667	6,80	11,14	11,14	2,86	2,86	5,71	6,4				6,4				0,56				0,56				11,4	1,0	--	--	--	--
B	B15	35,2071483	-6,13960333	6,54	14,71	14,71	2,14	2,14	4,29	6,4				6,4				0,56				0,56				11,4	1,0	--	--	--	--
B	B47	35,2063583	-6,14147833	6,20	8,95	17,48	2,86	1,43	4,29	6,4				6,4				0,45				0,45				14,3	2,0	--	--	--	--
B	B51	35,2062467	-6,141665	6,16	7,18	17,48	3,57	1,43	5,00	6,4				6,4				0,45				0,45				14,3	2,5	--	--	--	--
B	B28 (24)	35,2066966	-6,14024833	3,34	9,58	18,65	4,00	2,00	6,00	6				6				0,68				0,68				8,89	2,00	--	--	--	--
B	B53	35,2060416	-6,14135167	3,57	9,58	14,55	4,00	2,60	6,60	6				6				0,68				0,68				8,89	1,54	--	--	--	--
B	F04 (19,9)	35,209365	-6,13265833	3,40	7,69	12,68	5,00	3,00	8,00	6,0				6,0				0,7				0,7				8,9	1,7	--	--	--	--
B	F20 <	35,2088883	-6,13386667	3,17	9,58	12,68	4,00	3,00	7,00	6,0				6,0				0,7				0,7				8,9	1,3	--	--	--	--
B	F21	35,208855	-6,13394167	3,14	9,58	18,65	4,00	2,00	6,00	6,0				6,0				0,7				0,7				8,9	2,0	--	--	--	--
B	B02	35,20773	-6,13905667	3,30	9,06	17,68	4,00	2,00	6,00	6,00				6,00				0,64				0,64				9,4	2,0	--	--	--	--
B	B03	35,2077033	-6,13911167	3,88	9,06	17,68	4,00	2,00	6,00	6,00				6,00				0,64				0,64				9,4	2,0	--	--	--	--
B	B09	35,2072633	-6,13927833	3,22	12,00	17,68	3,00	2,00	5,00	6				6				0,64				0,64				9,41	1,50	--	--	--	--
B	B10	35,20723	-6,13933167	3,11	9,06	12,00	4,00	3,00	7,00	6				6				0,64				0,64				9,41	1,33	--	--	--	--
B	F16	35,208985	-6,13352	3,27	9,06	12,00	4,00	3,00	7,00	6,0				6,0				0,6				0,6				9,4	1,3	--	--	--	--
B	B11	35,2073883	-6,13959667	3,30	6,84	16,70	5,00	2,00	7,00	6,00				6,00				0,60				0,60				10,0	2,5	--	--	--	--
B	B26	35,2068916	-6,14035833	3,36	6,84	11,31	5,00	3,00	8,00	6,00				6,00				0,60				0,60				10,0	1,7	--	--	--	--
B	B06	35,2073533	-6,13909833	3,20	5,71	16,70	6,00	2,00	8,00	6				6				0,60				0,60				10,00	3,00	--	--	--	--
B	B07	35,2073283	-6,139155	3,26	8,53	16,70	4,00	2,00	6,00	6				6				0,60				0,60				10,00	2,00	--	--	--	--
B	B23	35,206865	-6,13994	3,10	11,31	11,31	3,00	3,00	6,00	6				6				0,60				0,60				10,00	1,00	--	--	--	--
B	B27 >	35,2067266	-6,14019167	3,20	8,53	11,31	4,00	3,00	7,00	6				6				0,60				0,60				10,00	1,33	--	--	--	--
B	B30	35,2066383	-6,14038167	3,35	8,53	11,31	4,00	3,00	7,00	6				6				0,60				0,60				10,00	1,33	--	--	--	--
B	B33	35,2065516	-6,14055667	3,25	11,31	11,31	3,00	3,00	6,00	6				6				0,60				0,60				10,00	1,00	--	--	--	--
B	F56	35,2086366	-6,13608667	2,67	9,09	21,80	3,75	1,50	5,25	6				6				0,6				0,6				10,0	2,5	--	--	--	--

B	F62	35,2084683	-6,13645333	2,59	9,09	21,80	3,75	1,50	5,25	6				6				0,6				0,6				10,0	2,5	--	--	--	--
B	F80	35,2079316	-6,13779833	2,56	9,09	14,93	3,75	2,25	6,00	6				6				0,6				0,6				10,0	1,7	--	--	--	--
B	F10<	35,2091483	-6,13315167	3,38	11,31	16,70	3,00	2,00	5,00	6,0				6,0				0,6				0,6				10,0	1,5	--	--	--	--
B	F17 (15)	35,2089667	-6,13359	3,26	8,53	16,70	4,00	2,00	6,00	6,0				6,0				0,6				0,6				10,0	2,0	--	--	--	--
B	F40	35,20833	-6,13504667	2,91	11,31	16,70	3,00	2,00	5,00	6,0				6,0				0,6				0,6				10,0	1,5	--	--	--	--
B	F44	35,2082566	-6,13526167	2,82	14,04	14,04	2,40	2,40	4,80	6,0				6,0				0,6				0,6				10,0	1,0	--	--	--	--
B	F55 (3,5)	35,208075	-6,13583333	2,72	8,53	16,70	4,00	2,00	6,00	6				6				0,6				0,6				10,0	2,0	--	--	--	--
B	B18	35,2071433	-6,13994167	3,12	6,42	15,71	5,00	2,00	7,00	6,00				6,00				0,56				0,56				10,7	2,5	--	--	--	--
B	B19	35,2071133	-6,13999167	3,12	8,00	15,71	4,00	2,00	6,00	6,00				6,00				0,56				0,56				10,7	2,0	--	--	--	--
B	B27	35,2068733	-6,14040167	3,11	10,62	15,71	3,00	2,00	5,00	6,00				6,00				0,56				0,56				10,7	1,5	--	--	--	--
B	B01 (52,5)	35,207465	-6,13878167	3,26	6,42	15,71	5,00	2,00	7,00	6				6				0,56				0,56				10,67	2,50	--	--	--	--
B	B02	35,207445	-6,13883167	3,21	8,00	15,71	4,00	2,00	6,00	6				6				0,56				0,56				10,67	2,00	--	--	--	--
B	B26	35,2067616	-6,14012167	3,28	10,62	10,62	3,00	3,00	6,00	6				6				0,56				0,56				10,67	1,00	--	--	--	--
B	B31	35,2066183	-6,140425	3,20	8,00	15,71	4,00	2,00	6,00	6				6				0,56				0,56				10,67	2,00	--	--	--	--
B	B54	35,206	-6,1414	3,03	10,62	15,71	3,00	2,00	5,00	6				6				0,56				0,56				10,67	1,50	--	--	--	--
B	F38	35,2091633	-6,13489333	2,97	10,62	20,56	3,00	1,50	4,50	6,0				6,0				0,5625				0,5625				10,7	2,0	--	--	--	--
B	F44 (59)	35,2089933	-6,13528333	2,84	7,13	20,56	4,50	1,50	6,00	6,0				6,0				0,5625				0,5625				10,7	3,0	--	--	--	--
B	F45	35,2089633	-6,13536	2,89	7,13	20,56	4,50	1,50	6,00	6,0				6,0				0,5625				0,5625				10,7	3,0	--	--	--	--
B	F50	35,2088383	-6,13564333	2,79	6,12	20,56	5,25	1,50	6,75	6,0				6,0				0,5625				0,5625				10,7	3,5	--	--	--	--
B	F57 (40)	35,2086116	-6,13613833	2,75	8,53	20,56	3,75	1,50	5,25	6				6				0,5625				0,5625				10,7	2,5	--	--	--	--
B	F79	35,2079567	-6,13774333	2,57	8,53	20,56	3,75	1,50	5,25	6				6				0,5625				0,5625				10,7	2,5	--	--	--	--
B	F08	35,2092117	-6,13295333	3,50	8,00	15,71	4,00	2,00	6,00	6,0				6,0				0,6				0,6				10,7	2,0	--	--	--	--
B	F42	35,2082917	-6,13516333	2,84	12,21	21,89	2,60	1,40	4,00	6,0				6,0				0,6				0,6				10,7	1,9	--	--	--	--
B	B16	35,2072083	-6,13984833	3,24	9,93	14,71	3,00	2,00	5,00	6,00				6,00				0,53				0,53				11,4	1,5	--	--	--	--
B	B36	35,20666	-6,14090667	3,24	7,48	14,71	4,00	2,00	6,00	6,00				6,00				0,53				0,53				11,4	2,0	--	--	--	--
B	B44	35,206475	-6,141255	3,47	7,48	14,71	4,00	2,00	6,00	6,00				6,00				0,53				0,53				11,4	2,0	--	--	--	--
B	B45	35,2064316	-6,14132333	3,30	9,93	14,71	3,00	2,00	5,00	6,00				6,00				0,53				0,53				11,4	1,5	--	--	--	--
B	B29	35,20667	-6,14030833	3,22	14,71	14,71	2,00	2,00	4,00	6				6				0,53				0,53				11,43	1,00	--	--	--	--
B	B32	35,2065817	-6,14049667	3,24	14,71	14,71	2,00	2,00	4,00	6				6				0,53				0,53				11,43	1,00	--	--	--	--
B	F24	35,20962	-6,13392167	2,29	9,93	9,93	3,00	3,00	6,00	6,0				6,0				0,525				0,525				11,4	1,0	--	--	--	--
B	F61	35,2085033	-6,136375	2,60	7,97	19,29	3,75	1,50	5,25	6				6				0,525				0,525				11,4	2,5	--	--	--	--
B	B22	35,207035	-6,140105	3,23	13,70	13,70	2,00	2,00	4,00	6,00				6,00				0,49				0,49				12,3	1,0	--	--	--	--
B	B49	35,206315	-6,14149	3,29	10,62	19,20	2,60	1,40	4,00	6,00				6,00				0,49				0,49				12,3	1,9	--	--	--	--
B	B03	35,2074266	-6,13888167	3,21	6,95	13,70	4,00	2,00	6,00	6				6				0,49				0,49				12,31	2,00	--	--	--	--
B	B08	35,2073033	-6,13921167	3,21	9,23	13,70	3,00	2,00	5,00	6				6				0,49				0,49				12,31	1,50	--	--	--	--
B	B12	35,2071816	-6,13941	3,14	13,70	13,70	2,00	2,00	4,00	6				6				0,49				0,49				12,31	1,00	--	--	--	--
B	F25	35,209585	-6,13399667	3,27	7,41	12,23	3,75	2,25	6,00	6,0				6,0				0,4875				0,4875				12,3	1,7	--	--	--	--
B	F26	35,20955	-6,13407167	3,27	9,23	18,00	3,00	1,50	4,50	6,0				6,0				0,4875				0,4875				12,3	2,0	--	--	--	--
B	F32	35,2093883	-6,13441	3,11	9,23	33,02	3,00	0,75	3,75	6,0				6,0				0,4875				0,4875				12,3	4,0	--	--	--	--
B	F49	35,20887	-6,13558	2,92	7,41	18,00	3,75	1,50	5,25	6,0				6,0				0,4875				0,4875				12,3	2,5	--	--	--	--
B	F72	35,20826	-6,13695333	2,54	7,41	18,00	3,75	1,50	5,25	6				6				0,4875				0,4875				12,3	2,5	--	--	--	--
B	F64 (1,4)	35,2079083	-6,13624667	2,63	9,23	13,70	3,00	2,00	5,00	6				6				0,5				0,5				12,3	1,5	--	--	--	--
B	B31	35,2067666	-6,14064667	3,60	6,42	6,42	4,00	4,00	8,00	6,00				6,00				0,45				0,45				13,3	1,0	--	--	--	--
B	F22	35,20967	-6,13382333	3,36	8,53	30,96	3,00	0,75	3,75	6,0				6,0				0,45				0,45				13,3	4,0	--	--	--	--
B	F33 (76)	35,209375	-6,13443667	3,16	5,71	16,70	4,50	1,50	6,00	6				6				0,45				0,45				13,3	3,0	--	--	--	--
B	F51 (49)	35,2088183	-6,13568667	2,82	6,84	16,70	3,75	1,50	5,25	6,0				6,0				0,45				0,45				13,3	2,5	--	--	--	--
B	B07	35,20746	-6,13920833	6,47	8,11	14,00	5,00	2,86	7,86	5,7				5,7				0,71				0,71				8,0	1,8	--	--	--	--
B	B11 (104.5)	35,2073233	-6,13937667	6,30	8,95	13,29	4,29	2,86	7,14	5,7				5,7				0,68				0,68				8,5	1,5	--	--	--	--
B	B16	35,207125	-6,13964167	6,80	14,31	14,31	2,50	2,50	5,00	5,7				5,7				0,64				0,64				9,0	1,0	--	--	--	--
B	B03	35,2075933	-6,13901833	7,13	11,86	22,78	2,86	1,43	4,29	5,7				5,7				0,60				0,60				9,5	2,0	--	--	--	--
B	B24	35,20687	-6,14022667	6,58	13,50	13,50	2,50	2,50	5,00	5,7				5,7				0,60				0,60				9,5	1,0	--	--	--	--
B	B26	35,2068266	-6,14032833	6,50	15,64	15,64	2,14	2,14	4,29	5,7				5,7				0,60				0,60				9,5	1,0	--	--	--	--
B	B12	35,2072833	-6,13942333	6,54	11,14	11,14	2,86	2,86	5,71	5,7				5,7				0,56				0,56				10,2	1,0	--	--	--	--
B	B27 (58) <	35,2068	-6,14039333	6,16	8,95	14,71	3,57	2,14	5,71	5,7				5,7				0,56				0,56				10,2	1,7	--	--	--	--
B	B36	35,2066017	-6,140895	6,11	11,14	11,14	2,86	2,86	5,71	5,7				5,7				0,56				0,56				10,2	1,0	--	--	--	--
B	B43 (23)	35,2064517	-6,14127833	5,58	11,14	14,71	2,86	2,14	5,00	5,7				5,7				0,56				0,56				10,2	1,3	--	--	--	--
B	B50	35,2062766	-6,14162167	5,93	5,99	8,95	4,29	2,86	7,14	5,7				5,7				0,45				0,45				12,7	1,5	--	--	--	--
B	F60	35,2085283	-6,13632167	2,75	9,09	21,80	3,75	1,50	5,25	5,25				5,25				0,6				0,6				8,8	2,5	--	--	--	--
B	F82	35,2078616	-6,13796833	2,51	9,09	14,93	3,75	2,25	6,00	5,25				5,25				0,6				0,6				8,8	1,7	--	--	--	--
B	F28	35,2095017	-6,134175	3,27	10,62	20,56	3,00	1,50	4,50	5,3				5,3				0,5625				0,5625				9,3	2,0	--	--	--	--
B	F37	35,2091867	-6,13484167	3,04	8,53	20,56	3,75	1,50	5,25	5,3				5,3				0,5625				0,5625				9,3	2,5	--	--	--	--
B	F59	35,208565	-6,13624333	2,65	10,62	20,56	3,00	1,50	4,50	5,25				5,25				0,5625				0,5625				9,3	2,0	--	--	--	--
B	F27 (83)	35,209525	-6,13412333	3,27	7,97	19,29	3,75	1,50	5,25	5,3				5,3				0,525				0,525				10,0	2,5	--	--	--	--
B	F40	35,2091166	-6,13499333	3,03	9,93	19,29	3,00	1,50	4,50	5,3				5,3				0,525				0,525				10,0	2,0	--	--	--	--
B	F41 (63)	35,2090833	-6,13507	3,00	7,97	19,29	3,75	1,50	5,25	5,3				5,3				0,525				0,525				10,0	2,5	--	--	--	--
B	F46	35,2089333	-6,13543833	2,88	6,65	19,29	4,50	1,50	6,00	5,3				5,3				0,525				0,525				10,0	3,0	--	--	--	--
B	F52 (46)	35,2087433	-6,135845	2,78	9,93	19,29	3,00	1,50	4,50	5,3				5,3				0,525				0,525				10,0	2,0	--	--	--	--
B	F53	35,2087183	-6,1359	2,73	9,93	19,29	3,00	1,50	4,50	5,3				5,3				0,525				0,525				10,0	2,0	--	--	--	--
B	F55	35,2086716	-6,13600667	2,77	13,13	19,29	2,25	1,50	3,75	5,25				5,25				0,525				0,525				10,0	1,5	--	--	--	--
B	F65	35,2083983	-6,13661	2,66	9,93	19,29	3,00	1,50	4,50	5,25				5,25				0,525				0,525				10,0	2,0	--	--	--	--
B	F78 (7)	35,20798	-6,13768833	2,55	13,13	19,29	2,25	1,50	3,75	5,25				5,25				0,525				0,525				10,0	1,5	--	--	--	--
B	F31	35,2094266	-6,13433167	3,21	9,23	12,23	3,00	2,25	5,25	5,3				5,3				0,4875				0,4875				10,8	1,3	--	--	--	--
B	F36 (69,5)	35,2092117	-6,13478667	3,06	9,23	33,02	3,00	0,75	3,75	5,3				5,3				0,4875				0,4875				10,8	4,0	--	--	--	--
B	F42	35,2090617	-6,13512333	3,00	9,23	18,00	3,00	1,50	4,50	5,3				5,3				0,4875				0,4875				10,8	2,0	--	--	--	--
B	F81	35,2078967	-6,13788333	2,54	9,23	12,23	3,00	2,25	5,25	5,25				5,25				0,4875				0,4875				10,8	1,3	--	--	--	--
B	F47 (54,5)	35,2089116	-6,13548667	2,93	8,53	16,70	3,00	1,50	4,50	5,3				5,3				0,45				0,45				11,7	2,0	--	--	--	--
B	F71	35,20829	-6,13687667	2,64	11,31	16,70	2,25	1,50	3,75	5,25				5,25				0,45				0,45				11,7	1,5	--	--	--	--
B	F48 SURMON	35,2088916	-6,135535	2,92	5,71	14,04	3,75	1,50	5,25	5,3				5,3				0,375				0,375				14,0	2,5	--	--	--	--
B	F69	35,2083317	-6,13677	2,52	18,43	18,43	1,13	1,13	2,25	5,25					5,25			0,375					0,375			14,0	1,0	--	--	--	--
B	B01 (128)	35,2076433	-6,13895333	7,00	8,11	18,39	5,00	2,14	7,14	5,0				5,0				0,71				0,71				7,0	2,3	--	--	--	--
B	B09	35,2073867	-6,13930167	6,84	12,58	16,57	2,86	2,14	5,00	5,0				5,0				0,64				0,64				7,8	1,3	--	--	--	--
B	B19 (82)	35,2070266	-6,13982833	6,50	12,58	12,58	2,86	2,86	5,71	5,0				5,0				0,64				0,64				7,8	1,0	--	--	--	--

B	B25	35,2068433	-6,14028667	6,33	12,58	12,58	2,86	2,86	5,71	5,0				5,0				0,64				0,64				7,8	1,0	--	--	--	--
B	B28	35,20677	-6,14046	6,23	12,58	12,58	2,86	2,86	5,71	5,0				5,0				0,64				0,64				7,8	1,0	--	--	--	--
B	B39	35,206405	-6,140815	3,20	14,31	14,31	2,50	2,50	5,00	5				5				0,64				0,64				7,84	1,00	--	--	--	--
B	B42	35,2063133	-6,140955	3,17	12,00	17,68	3,00	2,00	5,00	5				5				0,64				0,64				7,84	1,50	--	--	--	--
B	B02	35,2076183	-6,138985	6,80	11,86	15,64	2,86	2,14	5,00	5,0				5,0				0,60				0,60				8,3	1,3	--	--	--	--
B	B05	35,2073883	-6,13901167	3,31	6,84	11,31	5,00	3,00	8,00	5				5				0,60				0,60				8,33	1,67	--	--	--	--
B	B35	35,2064983	-6,14065833	3,08	13,50	13,50	2,50	2,50	5,00	5				5				0,60				0,60				8,33	1,00	--	--	--	--
B	B37	35,20658	-6,14095833	6,18	11,14	11,14	2,86	2,86	5,71	5,0				5,0				0,56				0,56				8,9	1,0	--	--	--	--
B	B41	35,2064983	-6,14115333	5,76	6,42	14,71	5,00	2,14	7,14	5,0				5,0				0,56				0,56				8,9	2,3	--	--	--	--
B	B46	35,2063883	-6,14141833	5,99	11,14	21,49	2,86	1,43	4,29	5,0				5,0				0,56				0,56				8,9	2,0	--	--	--	--
B	B15	35,2072417	-6,139805	3,16	6,42	15,71	5,00	2,00	7,00	5,00				5,00				0,56				0,56				8,9	2,5	--	--	--	--
B	B29	35,2068167	-6,14053333	3,17	8,00	15,71	4,00	2,00	6,00	5,00				5,00				0,56				0,56				8,9	2,0	--	--	--	--
B	B47	35,2063733	-6,14140833	3,33	10,62	15,71	3,00	2,00	5,00	5,00				5,00				0,56				0,56				8,9	1,5	--	--	--	--
B	B14 (37.6)	35,2071233	-6,13952	3,19	10,62	15,71	3,00	2,00	5,00	5				5				0,56				0,56				8,89	1,50	--	--	--	--
B	B17	35,2070516	-6,139645	3,25	10,62	15,71	3,00	2,00	5,00	5				5				0,56				0,56				8,89	1,50	--	--	--	--
B	B25	35,2067916	-6,140065	3,20	8,00	10,62	4,00	3,00	7,00	5				5				0,56				0,56				8,89	1,33	--	--	--	--
B	F15 >	35,2090117	-6,13344333	3,26	10,62	15,71	3,00	2,00	5,00	5,0				5,0				0,6				0,6				8,9	1,5	--	--	--	--
B	F26 (11.9)	35,2087583	-6,13429167	3,03	12,21	15,71	2,60	2,00	4,60	5,0				5,0				0,6				0,6				8,9	1,3	--	--	--	--
B	B32 >	35,2066867	-6,14065333	5,88	13,77	20,18	2,14	1,43	3,57	5,0				5,0				0,53				0,53				9,5	1,5	--	--	--	--
B	B33 (45.5)	35,2066616	-6,14072	6,07	13,77	20,18	2,14	1,43	3,57	5,0				5,0				0,53				0,53				9,5	1,5	--	--	--	--
B	B35	35,2066183	-6,14085333	6,00	13,77	20,18	2,14	1,43	3,57	5,0				5,0				0,53				0,53				9,5	1,5	--	--	--	--
B	B44	35,206435	-6,14132	5,66	12,20	15,79	2,43	1,86	4,29	5,0				5,0				0,53				0,53				9,5	1,3	--	--	--	--
B	B48	35,2063483	-6,14144333	3,40	11,42	20,56	2,60	1,40	4,00	5,00				5,00				0,53				0,53				9,5	1,9	--	--	--	--
B	B15	35,2071017	-6,13956	3,17	11,42	14,71	2,60	2,00	4,60	5				5				0,53				0,53				9,52	1,30	--	--	--	--
B	B16	35,2070766	-6,13960333	3,43	9,93	14,71	3,00	2,00	5,00	5				5				0,53				0,53				9,52	1,50	--	--	--	--
B	B40	35,2063683	-6,14087	3,27	11,86	11,86	2,50	2,50	5,00	5				5				0,53				0,53				9,52	1,00	--	--	--	--
B	F28	35,2087033	-6,134385	3,06	11,86	11,86	2,50	2,50	5,00	5,0				5,0				0,5				0,5				9,5	1,0	--	--	--	--
B	F33	35,2085883	-6,13463667	2,96	14,71	14,71	2,00	2,00	4,00	5,0				5,0				0,5				0,5				9,5	1,0	--	--	--	--
B	F38 (7.9)	35,208385	-6,13492833	2,94	11,42	20,56	2,60	1,40	4,00	5,0				5,0				0,5				0,5				9,5	1,9	--	--	--	--
B	F39	35,2083567	-6,13498	2,94	9,93	14,71	3,00	2,00	5,00	5,0				5,0				0,5				0,5				9,5	1,5	--	--	--	--
B	F47	35,2082133	-6,13539	2,80	14,71	23,63	2,00	1,20	3,20	5,0				5,0				0,5				0,5				9,5	1,7	--	--	--	--
B	B35	35,2066883	-6,14084667	3,20	9,23	13,70	3,00	2,00	5,00	5,00				5,00				0,49				0,49				10,3	1,5	--	--	--	--
B	B46	35,2064067	-6,14136	3,21	9,23	13,70	3,00	2,00	5,00	5,00				5,00				0,49				0,49				10,3	1,5	--	--	--	--
B	B13	35,2071517	-6,13946333	3,18	9,23	13,70	3,00	2,00	5,00	5				5				0,49				0,49				10,26	1,50	--	--	--	--
B	B34 (17.5)	35,20653	-6,14060167	3,32	9,23	13,70	3,00	2,00	5,00	5				5				0,49				0,49				10,26	1,50	--	--	--	--
B	B43 (10)	35,2062866	-6,141	3,68	13,70	13,70	2,00	2,00	4,00	5				5				0,49				0,49				10,26	1,00	--	--	--	--
B	B47	35,2061983	-6,14113167	3,17	13,70	13,70	2,00	2,00	4,00	5				5				0,49				0,49				10,26	1,00	--	--	--	--
B	B55<	35,2059617	-6,14145167	3,10	10,62	19,20	2,60	1,40	4,00	5				5				0,49				0,49				10,26	1,86	--	--	--	--
B	F27	35,2087317	-6,13433833	3,05	8,16	10,62	3,40	2,60	6,00	5,0				5,0				0,5				0,5				10,3	1,3	--	--	--	--
B	F58	35,2080116	-6,13600667	2,66	7,93	7,93	3,50	3,50	7,00	5				5				0,5				0,5				10,3	1,0	--	--	--	--
B	B33	35,2067233	-6,14076833	3,33	8,53	8,53	3,00	3,00	6,00	5,00				5,00				0,45				0,45				11,1	1,0	--	--	--	--
B	B39 (94)	35,2065933	-6,14104333	3,42	10,20	10,20	2,50	2,50	5,00	5,00				5,00				0,45				0,45				11,1	1,0	--	--	--	--
B	B41	35,2065483	-6,14112833	3,31	12,68	12,68	2,00	2,00	4,00	5,00				5,00				0,45				0,45				11,1	1,0	--	--	--	--
B	F54	35,208105	-6,13574333	2,79	20,56	20,56	1,00	1,00	2,00	5,0				5,0				0,4				0,4				13,3	1,0	--	--	--	--
B	F04	35,2100833	-6,13296167	3,70	9,23	18,00	3,00	1,50	4,50	4,5						4,5		0,4875						0,4875		9,2	2,0	--	--	--	--
B	F07 (105)	35,21001	-6,13312	3,60	8,53	16,70	3,00	1,50	4,50	4,5						4,5		0,45						0,45		10,0	2,0	--	--	--	--
B	F08	35,209985	-6,13317	3,59	8,53	30,96	3,00	0,75	3,75	4,5						4,5		0,45						0,45		10,0	4,0	--	--	--	--
B	F14 (98.5)	35,20986	-6,13342333	3,51	12,23	18,00	2,25	1,50	3,75	4,5						4,5		0,4875						0,4875		9,2	1,5	--	--	--	--
B	F15	35,209835	-6,13347167	3,47	8,53	16,70	3,00	1,50	4,50	4,5						4,5		0,45						0,45		10,0	2,0	--	--	--	--
B	F16	35,2098116	-6,13352167	3,46	8,53	16,70	3,00	1,50	4,50	4,5						4,5		0,45						0,45		10,0	2,0	--	--	--	--
B	F18	35,20975	-6,13364667	3,39	5,24	15,38	4,50	1,50	6,00	4,5						4,5		0,4125						0,4125		10,9	3,0	--	--	--	--
B	F20	35,209715	-6,13372333	3,38	11,31	11,31	2,25	2,25	4,50	4,5						4,5		0,45						0,45		10,0	1,0	--	--	--	--
B	F23	35,209645	-6,13387333	3,30	7,97	19,29	3,75	1,50	5,25	4,5						4,5		0,525						0,525		8,6	2,5	--	--	--	--
B	F29	35,209465	-6,13425333	3,26	5,71	11,31	4,50	2,25	6,75	4,5						4,5		0,45						0,45		10,0	2,0	--	--	--	--
B	F30	35,2094517	-6,13428	3,25	8,53	24,23	2,25	0,75	3,00	4,5							4,5	0,3375							0,3375	13,3	3,0	--	--	--	--
B	F39	35,2091417	-6,134945	3,03	6,65	19,29	4,50	1,50	6,00	4,5						4,5		0,525						0,525		8,6	3,0	--	--	--	--
B	F54	35,208695	-6,13595333	2,82	10,62	20,56	3,00	1,50	4,50	4,5						4,5		0,5625						0,5625		8,0	2,0	--	--	--	--
B	F58	35,2085883	-6,13619167	2,74	9,93	19,29	3,00	1,50	4,50	4,5						4,5		0,525						0,525		8,6	2,0	--	--	--	--
B	F63 (32)	35,208445	-6,136505	2,71	8,53	20,56	3,75	1,50	5,25	4,5						4,5		0,5625						0,5625		8,0	2,5	--	--	--	--
B	F73	35,2082333	-6,13702833	2,62	6,18	18,00	4,50	1,50	6,00	4,5						4,5		0,4875						0,4875		9,2	3,0	--	--	--	--
B	F75	35,20821	-6,1371	2,69	14,04	14,04	1,50	1,50	3,00	4,5							4,5	0,375							0,375	12,0	1,0	--	--	--	--
B	F76	35,2081933	-6,13715	2,51	7,83	15,38	3,00	1,50	4,50	4,5						4,5		0,4125						0,4125		10,9	2,0	--	--	--	--
B	B04	35,2075566	-6,13907	6,71	9,93	19,29	4,29	2,14	6,43	4,3						4,3		0,75						0,75		5,7	2,0	--	--	--	--
B	B05	35,2075333	-6,13910333	7,01	11,86	22,78	2,86	1,43	4,29	4,3						4,3		0,60						0,60		7,1	2,0	--	--	--	--
B	B29	35,2067517	-6,14050333	6,22	11,86	11,86	2,50	2,50	5,00	4,3						4,3		0,53						0,53		8,2	1,0	--	--	--	--
B	B31	35,206705	-6,14061167	5,91	16,38	16,38	1,79	1,79	3,57	4,3						4,3		0,53						0,53		8,2	1,0	--	--	--	--
B	B34	35,2066483	-6,140765	6,14	15,27	15,27	1,79	1,79	3,57	4,3						4,3		0,49						0,49		8,8	1,0	--	--	--	--
B	B40	35,206525	-6,14108667	5,75	11,86	15,64	2,86	2,14	5,00	4,3						4,3		0,60						0,60		7,1	1,3	--	--	--	--
B	B45	35,2064083	-6,14138	5,91	8,36	13,77	3,57	2,14	5,71	4,3						4,3		0,53						0,53		8,2	1,7	--	--	--	--
B	B48	35,20633	-6,14152833	5,88	9,93	14,71	2,14	1,43	3,57	4,3							4,3	0,38							0,38	11,4	1,5	--	--	--	--
B	B23	35,2068683	-6,13997667	2,52	16,70	21,80	2,00	1,50	3,50	4						4		0,6						0,6		6,67	1,3	--	--	--	--
B	B25 (44.5)	35,206795	-6,14010667	2,57	16,70	16,70	2,00	2,00	4,00	4						4		0,6						0,6		6,67	1,0	--	--	--	--
B	B20	35,2070783	-6,14004333	3,08	6,95	13,70	4,00	2,00	6,00	4,00						4,00		0,49						0,49		8,2	2,0	--	--	--	--
B	B21	35,2070617	-6,14006833	3,15	12,68	12,68	2,00	2,00	4,00	4,00						4,00		0,45						0,45		8,9	1,0	--	--	--	--
B	B34	35,2067033	-6,140815	3,20	12,68	12,68	2,00	2,00	4,00	4,00						4,00		0,45						0,45		8,9	1,0	--	--	--	--
B	B37	35,2066316	-6,14097	3,21	13,70	13,70	2,00	2,00	4,00	4,00						4,00		0,49						0,49		8,2	1,0	--	--	--	--
B	B38	35,206615	-6,141	3,24	11,65	11,65	2,00	2,00	4,00	4,00							4,00	0,41								9,7	1,0	--	--	--	--
B	B40	35,2065633	-6,1411	3,24	10,20	10,20	2,50	2,50	5,00	4,00						4,00		0,45						0,45		8,9	1,0	--	--	--	--
B	B50	35,20629	-6,141525	3,27	9,82	17,82	2,60	1,40	4,00	4,00						4,00		0,45						0,45		8,9	1,9	--	--	--	--
B	B51	35,2062717	-6,14154667	3,31	10,62	19,20	2,60	1,40	4,00	4,00						4,00		0,49						0,49		8,2	1,9	--	--	--	--
B	B54 (6)	35,2062133	-6,14162333	3,10	13,70	13,70	2,00	2,00	4,00	4,00						4,00		0,49						0,49		8,2	1,0	--	--	--	--
B	B11	35,2072066	-6,13937	3,12	9,93	14,71	3,00	2,00	5,00	4						4		0,53						0,53		7,62	1,50	--	--	--	--

B	B20<	35,2069567	-6,139785	3,15	11,42	20,56	2,60	1,40	4,00	4						4		0,53						0,53		7,62	1,86	--	--	--	--
B	B21	35,20693	-6,13982833	3,36	11,31	16,70	3,00	2,00	5,00	4						4		0,60						0,60		6,67	1,50	--	--	--	--
B	B36	35,2064816	-6,14068667	3,07	16,70	16,70	2,00	2,00	4,00	4						4		0,60						0,60		6,67	1,00	--	--	--	--
B	B37	35,20646	-6,14073	3,28	18,00	18,00	1,50	1,50	3,00	4						4		0,49						0,49		8,21	1,00	--	--	--	--
B	B38	35,2064416	-6,14076	3,24	11,42	20,56	2,60	1,40	4,00	4						4		0,53						0,53		7,62	1,86	--	--	--	--
B	B41	35,2063483	-6,14089667	3,20	10,62	15,71	3,00	2,00	5,00	4						4		0,56						0,56		7,11	1,50	--	--	--	--
B	B44	35,2062566	-6,14104333	3,56	22,42	22,42	1,00	1,00	2,00	4							4	0,41							0,41	9,70	1,00	--	--	--	--
B	B48<	35,2061716	-6,14117667	3,16	13,70	19,20	2,00	1,40	3,40	4						4		0,49						0,49		8,21	1,43	--	--	--	--
B	F01	35,2094466	-6,13251167	3,65	9,02	16,42	2,60	1,40	4,00	4,0							4,0	0,4							0,4	9,7	1,9	--	--	--	--
B	F02	35,209425	-6,13255	3,53	14,71	14,71	2,00	2,00	4,00	4,0						4,0		0,5						0,5		7,6	1,0	--	--	--	--
B	F22	35,2088316	-6,13402	3,07	12,00	12,00	3,00	3,00	6,00	4,0						4,0		0,6						0,6		6,3	1,0	--	--	--	--
B	F25	35,208785	-6,13422	3,05	2,45	16,70	14,00	2,00	16,00	4,0						4,0		0,6						0,6		6,7	7,0	--	--	--	--
B	F35	35,20854	-6,13471667	2,96	21,80	21,80	1,50	1,50	3,00	4,0						4,0		0,6						0,6		6,7	1,0	--	--	--	--
B	F43	35,20827	-6,13522333	2,88	7,48	14,71	4,00	2,00	6,00	4,0						4,0		0,5						0,5		7,6	2,0	--	--	--	--
B	F48 (5,1)	35,2082	-6,13543	2,92	7,83	11,65	3,00	2,00	5,00	4,0							4,0	0,4							0,4	9,7	1,5	--	--	--	--
B	F50	35,2081583	-6,13556	2,80	12,21	21,89	2,60	1,40	4,00	4,0						4,0		0,6						0,6		7,1	1,9	--	--	--	--
B	F52	35,208135	-6,13564667	2,79	20,56	20,56	1,00	1,00	2,00	4,0							4,0	0,4							0,4	10,7	1,0	--	--	--	--
B	F57	35,2080433	-6,13593	2,56	22,42	22,42	1,00	1,00	2,00	4							4	0,4							0,4	9,7	1,0	--	--	--	--
B	F59	35,20798	-6,13608	2,67	14,71	27,70	2,00	1,00	3,00	4						4		0,5						0,5		7,6	2,0	--	--	--	--
B	F60	35,20795	-6,13614333	2,67	10,62	15,71	3,00	2,00	5,00	4						4		0,6						0,6		7,1	1,5	--	--	--	--
B	F03	35,210105	-6,13290667	3,71	7,83	28,81	3,00	0,75	3,75	3,8						3,8		0,4125						0,4125		9,1	4,0	--	--	--	--
B	F05	35,2100616	-6,13301667	3,62	7,83	28,81	3,00	0,75	3,75	3,8						3,8		0,4125						0,4125		9,1	4,0	--	--	--	--
B	F06	35,2100483	-6,13304333	3,64	7,83	28,81	3,00	0,75	3,75	3,8						3,8		0,4125						0,4125		9,1	4,0	--	--	--	--
B	F09	35,2099583	-6,13322167	3,59	7,13	14,04	3,00	1,50	4,50	3,8							3,8	0,375							0,375	10,0	2,0	--	--	--	--
B	F10	35,209935	-6,13327167	3,58	11,94	15,38	1,95	1,50	3,45	3,8						3,8		0,4125						0,4125		9,1	1,3	--	--	--	--
B	F19	35,2097266	-6,13369833	3,39	12,23	18,00	2,25	1,50	3,75	3,8						3,8		0,4875						0,4875		7,7	1,5	--	--	--	--
B	F21 (91)	35,2096933	-6,13377333	3,37	11,31	30,96	2,25	0,75	3,00	3,8						3,8		0,45						0,45		8,3	3,0	--	--	--	--
B	F34 (71)	35,20926	-6,13467833	3,14	8,53	11,31	3,00	2,25	5,25	3,8						3,8		0,45						0,45		8,3	1,3	--	--	--	--
B	F35	35,209235	-6,13473333	3,13	18,00	18,00	1,50	1,50	3,00	3,8						3,8		0,4875						0,4875		7,7	1,0	--	--	--	--
B	F43 (61)	35,2090383	-6,13517833	2,97	8,53	20,56	3,75	1,50	5,25	3,8						3,8		0,5625						0,5625		6,7	2,5	--	--	--	--
B	F64	35,2084217	-6,13655833	2,65	10,62	20,56	3,00	1,50	4,50	3,75						3,75		0,5625						0,5625		6,7	2,0	--	--	--	--
B	F66	35,208375	-6,13666333	2,66	9,93	19,29	3,00	1,50	4,50	3,75						3,75		0,525						0,525		7,1	2,0	--	--	--	--
B	F67	35,2083533	-6,13671667	2,58	12,23	33,02	2,25	0,75	3,00	3,75						3,75		0,4875						0,4875		7,7	3,0	--	--	--	--
B	F70	35,20831	-6,13682333	2,58	7,97	19,29	3,75	1,50	5,25	3,75						3,75		0,525						0,525		7,1	2,5	--	--	--	--
B	B30	35,2067233	-6,14057	6,12	13,77	13,77	2,14	2,14	4,29	3,6						3,6		0,53						0,53		6,8	1,0	--	--	--	--
B	B04	35,2074016	-6,13897167	2,55	17,16	21,99	1,70	1,30	3,00	3,5						3,5		0,5						0,5		6,67	1,3	--	--	--	--
B	B05 (60)	35,2073733	-6,139025	2,57	15,71	20,56	2,00	1,50	3,50	3,5						3,5		0,6						0,6		6,22	1,3	--	--	--	--
B	B06	35,2073433	-6,13908	2,52	15,71	20,56	2,00	1,50	3,50	3,5						3,5		0,6						0,6		6,22	1,3	--	--	--	--
B	B07 (58)	35,2073033	-6,13916	2,55	16,70	16,70	2,25	2,25	4,50	3,5						3,5		0,7						0,7		5,19	1,0	--	--	--	--
B	B08	35,2072633	-6,13924	2,55	19,29	19,29	1,50	1,50	3,00	3,5						3,5		0,5						0,5		6,67	1,0	--	--	--	--
B	B10	35,2072133	-6,13934833	2,51	20,56	20,56	1,50	1,50	3,00	3,5						3,5		0,6						0,6		6,22	1,0	--	--	--	--
B	B22	35,2069	-6,139925	2,53	14,31	23,03	2,50	1,50	4,00	3,5						3,5		0,6						0,6		5,49	1,7	--	--	--	--
B	B29 (41)	35,2066683	-6,14033833	2,51	23,03	32,52	1,50	1,00	2,50	3,5						3,5		0,6						0,6		5,49	1,5	--	--	--	--
B	B31	35,20661	-6,14043667	2,58	13,70	25,99	2,00	1,00	3,00	3,5						3,5		0,5						0,5		7,18	2,0	--	--	--	--
B	B34	35,2065083	-6,14061167	2,59	20,56	29,36	1,50	1,00	2,50	3,5						3,5		0,6						0,6		6,22	1,5	--	--	--	--
B	B01 (62.5)	35,20748	-6,13880333	2,58	13,70	25,99	2,00	1,00	3,00	3						3		0,5						0,5		6,15	2,0	--	--	--	--
B	B02	35,207455	-6,13886	2,54	19,29	27,70	1,50	1,00	2,50	3						3		0,5						0,5		5,71	1,5	--	--	--	--
B	B09	35,2072367	-6,13929333	2,54	14,71	19,29	2,00	1,50	3,50	3						3		0,5						0,5		5,71	1,3	--	--	--	--
B	B12 > (54)	35,2071633	-6,13945333	2,54	19,29	27,70	1,50	1,00	2,50	3						3		0,5						0,5		5,71	1,5	--	--	--	--
B	B13	35,2071517	-6,13948167	2,54	20,56	20,56	1,50	1,50	3,00	3						3		0,6						0,6		5,33	1,0	--	--	--	--
B	B16	35,2070633	-6,13963833	2,55	20,56	20,56	1,50	1,50	3,00	3						3		0,6						0,6		5,33	1,0	--	--	--	--
B	B17	35,207035	-6,13968833	2,57	20,56	20,56	1,50	1,50	3,00	3						3		0,6						0,6		5,33	1,0	--	--	--	--
B	B19	35,20699	-6,13976667	2,52	12,68	41,99	2,00	0,50	2,50	3						3		0,5						0,5		6,67	4,0	--	--	--	--
B	B24	35,2068233	-6,140055	2,52	20,56	20,56	1,50	1,50	3,00	3						3		0,6						0,6		5,33	1,0	--	--	--	--
B	B26	35,2067666	-6,14016	2,54	20,56	29,36	1,50	1,00	2,50	3						3		0,6						0,6		5,33	1,5	--	--	--	--
B	B27	35,2067383	-6,14021167	2,56	16,70	30,96	2,00	1,00	3,00	3						3		0,6						0,6		5,00	2,0	--	--	--	--
B	B28	35,2066966	-6,14028833	2,53	17,68	23,03	2,00	1,50	3,50	3						3		0,6						0,6		4,71	1,3	--	--	--	--
B	B30	35,2066383	-6,14038667	2,54	13,50	21,80	2,50	1,50	4,00	3						3		0,6						0,6		5,00	1,7	--	--	--	--
B	B32	35,2065817	-6,14048667	2,59	16,70	24,23	1,50	1,00	2,50	3						3		0,5						0,5		6,67	1,5	--	--	--	--
B	B33 (38)	35,2065367	-6,14056167	2,51	19,61	35,47	2,00	1,00	3,00	3						3		0,7						0,7		4,21	2,0	--	--	--	--
B	B35	35,20648	-6,14066167	2,57	15,71	29,36	2,00	1,00	3,00	3						3		0,6						0,6		5,33	2,0	--	--	--	--
B	B42 DEUX DUI	35,206525	-6,14117167	3,31	8,53	12,68	3,00	2,00	5,00	3,00						3,00		0,45						0,45		6,7	1,5	--	--	--	--
B	B43(72)	35,2065	-6,14121333	3,26	15,38	15,38	1,50	1,50	3,00	3,00							3,00	0,41							0,41	7,3	1,0	--	--	--	--
B	B52	35,206255	-6,14156833	3,30	15,38	15,38	1,50	1,50	3,00	3,00							3,00	0,41							0,41	7,3	1,0	--	--	--	--
B	B53	35,2062366	-6,14159	3,32	7,83	22,42	3,00	1,00	4,00	3,00							3,00	0,41							0,41	7,3	3,0	--	--	--	--
B	B18<	35,2070167	-6,13970333	3,40	9,82	17,82	2,60	1,40	4,00	3						3		0,45						0,45		6,67	1,86	--	--	--	--
B	B19 >	35,2069983	-6,13973	3,11	7,83	22,42	3,00	1,00	4,00	3							3	0,41							0,41	7,27	3,00	--	--	--	--
B	B45	35,2062467	-6,14105833	3,30	18,00	18,00	1,50	1,50	3,00	3						3		0,49						0,49		6,15	1,00	--	--	--	--
B	B46	35,2062283	-6,14108667	3,20	9,23	13,70	3,00	2,00	5,00	3						3		0,49						0,49		6,15	1,50	--	--	--	--
B	B49	35,2061516	-6,14120833	3,21	16,42	16,42	1,40	1,40	2,80	3							3	0,41							0,41	7,27	1,00	--	--	--	--
B	B50>	35,2061417	-6,14122167	3,23	14,71	20,56	2,00	1,40	3,40	3						3		0,53						0,53		5,71	1,43	--	--	--	--
B	B51	35,2061133	-6,14126333	3,03	20,56	20,56	1,00	1,00	2,00	3							3	0,38							0,38	8,00	1,00	--	--	--	--
B	B52	35,2060933	-6,14129	3,51	8,53	16,70	4,00	2,00	6,00	3						3		0,60						0,60		5,00	2,00	--	--	--	--
B	B56>	35,2059433	-6,141475	3,15	10,62	20,56	2,00	1,00	3,00	3							3	0,38							0,38	8,00	2,00	--	--	--	--
B	B57	35,205925	-6,14149833	3,03	16,70	16,70	2,00	2,00	4,00	3						3		0,60						0,60		5,00	1,00	--	--	--	--
B	F01 (111)	35,2101283	-6,13285167	3,67	14,04	30,96	1,80	0,75	2,55	3,0						3,0		0,45						0,45		6,7	2,4	--	--	--	--
B	F11	35,2099083	-6,13332333	3,52	11,31	16,70	2,25	1,50	3,75	3,0						3,0		0,45						0,45		6,7	1,5	--	--	--	--
B	F74	35,2082183	-6,13707667	2,59	7,83	15,38	3,00	1,50	4,50	3						3		0,4125						0,4125		7,3	2,0	--	--	--	--
B	F03	35,2094016	-6,13259167	3,56	14,71	27,70	2,00	1,00	3,00	3,0						3,0		0,5						0,5		5,7	2,0	--	--	--	--
B	F11	35,2091333	-6,13318833	3,39	22,11	22,11	1,20	1,20	2,40	3,0						3,0		0,5						0,5		6,2	1,0	--	--	--	--
B	F12 >	35,2091166	-6,13322333	3,33	9,93	27,70	3,00	1,00	4,00	3,0						3,0		0,5						0,5		5,7	3,0	--	--	--	--
B	F14	35,20904	-6,13338167	3,32	9,06	12,00	4,00	3,00	7,00	3,0						3,0		0,6						0,6		4,7	1,3	--	--	--	--

B	F23	35,2088183	-6,13409667	3,10	21,80	21,80	1,50	1,50	3,00	3,0						3,0		0,6						0,6		5,0	1,0	--	--	--	--
B	F24	35,2088	-6,134165	3,10	15,71	29,36	2,00	1,00	3,00	3,0						3,0		0,6						0,6		5,3	2,0	--	--	--	--
B	F29	35,2086867	-6,134415	3,00	11,48	16,95	2,40	1,60	4,00	3,0						3,0		0,5						0,5		6,2	1,5	--	--	--	--
B	F30	35,2086683	-6,13445167	3,04	15,38	15,38	1,50	1,50	3,00	3,0							3,0	0,4							0,4	7,3	1,0	--	--	--	--
B	F32	35,2086033	-6,134595	2,97	18,00	18,00	1,50	1,50	3,00	3,0						3,0		0,5						0,5		6,2	1,0	--	--	--	--
B	F34	35,2085616	-6,13468333	2,96	9,93	14,71	3,00	2,00	5,00	3,0						3,0		0,5						0,5		5,7	1,5	--	--	--	--
B	F41	35,2083066	-6,13511833	2,95	7,54	17,82	3,40	1,40	4,80	3,0						3,0		0,5						0,5		6,7	2,4	--	--	--	--
B	F49	35,2081916	-6,13546333	2,79	9,82	17,82	2,60	1,40	4,00	3,0						3,0		0,5						0,5		6,7	1,9	--	--	--	--
B	F61	35,2079333	-6,13618667	2,69	8,53	12,68	3,00	2,00	5,00	3						3		0,5						0,5		6,7	1,5	--	--	--	--
B	B38	35,2065617	-6,141	6,15	12,52	22,42	1,86	1,00	2,86	2,9							2,9	0,41							0,41	6,9	1,9	--	--	--	--
B	B39	35,2065433	-6,14104167	6,05	12,52	22,42	1,86	1,00	2,86	2,9							2,9	0,41							0,41	6,9	1,9	--	--	--	--
B	B03	35,2074283	-6,138915	2,52	19,29	27,70	1,50	1,00	2,50	2,5						2,5		0,5						0,5		4,76	1,5	--	--	--	--
B	B11	35,20719	-6,13940167	2,56	24,23	24,23	1,25	1,25	2,50	2,5						2,5		0,6						0,6		4,44	1,0	--	--	--	--
B	B14	35,2071233	-6,139535	2,52	24,23	24,23	1,25	1,25	2,50	2,5						2,5		0,6						0,6		4,44	1,0	--	--	--	--
B	B15	35,2070933	-6,13958667	2,54	19,80	19,80	1,25	1,25	2,50	2,5						2,5		0,5						0,5		5,56	1,0	--	--	--	--
B	F02	35,2101167	-6,13287833	3,75	11,11	24,62	2,10	0,90	3,00	2,3						2,3		0,4125						0,4125		5,5	2,3	--	--	--	--
B	F12	35,2098967	-6,13334833	3,59	14,04	26,57	1,50	0,75	2,25	2,3							2,3	0,375							0,375	6,0	2,0	--	--	--	--
B	F13 (100)	35,209885	-6,13337333	3,59	15,38	15,38	1,50	1,50	3,00	2,3						2,3		0,4125						0,4125		5,5	1,0	--	--	--	--
B	F68	35,2083416	-6,13674333	2,60	10,39	15,38	2,25	1,50	3,75	2,25						2,25		0,4125						0,4125		5,5	1,5	--	--	--	--
B	F77 (17)	35,2081767	-6,13719833	2,54	10,39	15,38	2,25	1,50	3,75	2,25						2,25		0,4125						0,4125		5,5	1,5	--	--	--	--
B	B20	35,20696	-6,13981833	2,59	21,31	21,31	1,25	1,25	2,50	2						2		0,5						0,5		4,10	1,0	--	--	--	--
B	B21 (48)	35,20693	-6,13987167	2,50	20,56	29,36	1,50	1,00	2,50	2						2		0,6						0,6		3,56	1,5	--	--	--	--
B	F36 (8,9)	35,208505	-6,13476167	2,94	9,02	16,42	2,60	1,40	4,00	2,0							2,0	0,4							0,4	4,8	1,9	--	--	--	--
B	F37 (8,3)	35,20844	-6,13484833	2,93	24,23	24,23	1,00	1,00	2,00	2,0						2,0		0,5						0,5		4,4	1,0	--	--	--	--
B	F45	35,2082333	-6,13533	2,80	6,95	19,20	4,00	1,40	5,40	2,0						2,0		0,5						0,5		4,1	2,9	--	--	--	--
B	F46	35,2082217	-6,13536333	2,89	24,23	24,23	1,00	1,00	2,00	2,0						2,0		0,5						0,5		4,4	1,0	--	--	--	--
B	F51	35,208145	-6,135615	2,80	11,65	22,42	2,00	1,00	3,00	2,0							2,0	0,4							0,4	4,8	2,0	--	--	--	--
B	F53	35,2081117	-6,13572167	2,61	9,93	27,70	3,00	1,00	4,00	2,0						2,0		0,5						0,5		3,8	3,0	--	--	--	--
B	F56	35,2080533	-6,13590167	2,63	8,53	24,23	3,00	1,00	4,00	2						2		0,5						0,5		4,4	3,0	--	--	--	--
B	F62	35,2079217	-6,13621667	2,72	20,56	20,56	1,00	1,00	2,00	2						2		0,4						0,4		5,3	1,0	--	--	--	--
B	F63	35,207915	-6,13623333	2,66	20,56	20,56	1,00	1,00	2,00	2							2	0,4							0,4	5,3	1,0	--	--	--	--
B	B18 (50)	35,207005	-6,13974	2,62	24,23	24,23	1,00	1,00	2,00	1,5						1,5		0,5						0,5		3,33	1,0	--	--	--	--
C	D01	35,2086467	-6,11426667	3,51	4,20	5,25	7,14	5,71	12,86	14,3		14,3						0,525		0,525						27,2	1,3	--	--	--	--
C	C05	35,21278	-6,12634	3,32	4,09	8,13	8,40	4,20	12,60	14,0		14,00						0,6		0,60						23,33	2,00	--	--	--	--
C	C09	35,2126367	-6,12664	3,52	7,13	7,13	4,20	4,20	8,40	14,0		14,00						0,5		0,53						26,67	1,00	--	--	--	--
C	D28	35,2097133	-6,11353667	3,17	6,72	9,37	7,00	5,00	12,00	13								0,825	0,825							15,8	1,4	--	--	--	--
C	C06	35,2127516	-6,126395	3,26	5,51	6,87	7,00	5,60	12,60	12,6		12,60						0,7		0,68						18,67	1,25	--	--	--	--
C	C07 (70)	35,2127166	-6,126465	3,40	5,20	6,49	7,00	5,60	12,60	12,6		12,60						0,6		0,64						19,76	1,25	--	--	--	--
C	C08 (COMME	35,212685	-6,12653167	3,51	3,29	7,63	9,80	4,20	14,00	12,6		12,60						0,6		0,56						22,40	2,33	--	--	--	--
C	D47	35,2112483	-6,11449167	5,68	4,82	14,20	8,00	2,67	10,67	12,0		12,0						0,675		0,675						17,8	3,0	--	--	--	--
C	D48	35,2113333	-6,11454833	5,60	5,22	10,36	5,33	2,67	8,00	12,0		12,0						0,4875		0,4875						24,6	2,0	--	--	--	--
C	D26	35,2095766	-6,113475	3,22	9,26	9,67	4,60	4,40	9,00	12								0,75	0,75							16,0	1,0	--	--	--	--
C	C06 (125)	35,213045	-6,12671333	5,67	7,88	10,20	4,88	3,75	8,63	11,3		11,25						0,68		0,68						16,67	1,30	--	--	--	--
C	C09 (111)	35,212935	-6,12695833	5,63	6,65	9,93	6,75	4,50	11,25	11,3	11,25							0,79	0,79							14,29	1,50	--	--	--	--
C	C01 (90)	35,21287	-6,126155	3,26	6,12	6,12	5,60	5,60	11,20	11,2		11,20						0,6		0,60						18,67	1,00	--	--	--	--
C	D25 (74)	35,2095	-6,11344	3,28	6,77	8,80	6,00	4,60	10,60	11								0,7125		0,7125						15,4	1,3	--	--	--	--
C	D27	35,2096433	-6,11350667	3,18	7,48	8,95	6,00	5,00	11,00	11								0,7875	0,7875							14,0	1,2	--	--	--	--
C	D33	35,2100467	-6,11368333	3,42	5,36	14,04	8,00	3,00	11,00	11								0,75	0,75							14,7	2,7	--	--	--	--
C	C04	35,2123216	-6,1258	2,75	4,12	6,84	7,81	4,69	12,50	10,9		10,94						0,56		0,56						19,44	1,67	--	--	--	--
C	C30	35,211945	-6,12787	4,63	4,12	10,20	7,81	3,13	10,94	10,9		10,94						0,56		0,56						19,44	2,50	--	--	--	--
C	D22	35,209345	-6,11336833	3,20	9,06	12,00	4,00	3,00	7,00	10								0,6375		0,6375						15,7	1,3	--	--	--	--
C	D23 (78)	35,209405	-6,11339333	3,15	8,95	8,95	5,00	5,00	10,00	10								0,7875	0,7875							12,7	1,0	--	--	--	--
C	D31	35,2099117	-6,11363167	3,28	6,42	11,14	7,00	4,00	11,00	10								0,7875	0,7875							12,7	1,8	--	--	--	--
C	C10 <	35,2125967	-6,12674167	3,53	4,98	9,88	5,60	2,80	8,40	9,8				9,80				0,5				0,49				20,10	2,00	--	--	--	--
C	C03	35,2123267	-6,12569333	2,79	9,09	9,09	2,34	2,34	4,69	9,4					9,38			0,38					0,38			25,00	1,00	--	--	--	--
C	C09 >	35,212285	-6,12625667	2,79	4,80	9,54	6,25	3,13	9,38	9,4				9,38				0,53				0,53				17,86	2,00	--	--	--	--
C	C10	35,2122733	-6,126365	2,80	7,74	7,74	4,69	4,69	9,38	9,4				9,38				0,64				0,64				14,71	1,00	--	--	--	--
C	C22	35,2121433	-6,127185	3,43	4,66	7,74	7,81	4,69	12,50	9,4				9,38				0,64				0,64				14,71	1,67	--	--	--	--
C	C29	35,21197	-6,12777833	4,45	4,47	14,42	7,19	2,19	9,38	9,4				9,38				0,56				0,56				16,67	3,29	--	--	--	--
C	C40	35,2117233	-6,12844	5,14	5,48	8,19	4,69	3,13	7,81	9,4				9,38				0,45				0,45				20,83	1,50	--	--	--	--
C	C02 >	35,2132333	-6,12635833	5,32	6,09	17,74	5,63	1,88	7,50	9,4				9,38				0,60				0,60				15,63	3,00	--	--	--	--
C	C03 <	35,21319	-6,12645333	5,46	6,84	10,20	5,63	3,75	9,38	9,4				9,38				0,68				0,68				13,89	1,50	--	--	--	--
C	C04	35,21314	-6,12655167	5,43	9,54	9,54	4,69	4,69	9,38	9,4			9,38					0,79			0,79					11,90	1,00	--	--	--	--
C	C07	35,212995	-6,126805	5,64	5,14	10,20	7,50	3,75	11,25	9,4				9,38				0,68				0,68				13,89	2,00	--	--	--	--
C	C08	35,21297	-6,12687167	5,74	12,04	12,04	2,81	2,81	5,63	9,4				9,38				0,60				0,60				15,63	1,00	--	--	--	--
C	C10	35,2128767	-6,12706833	5,82	5,99	7,97	7,50	5,63	13,13	9,4			9,38					0,79			0,79					11,90	1,33	--	--	--	--
C	D19'	35,2091667	-6,11328167	3,32	5,89	11,65	4,00	2,00	6,00	9								0,4125				0,4125				21,8	2,0	--	--	--	--
C	D20	35,2092466	-6,11332333	3,24	8,53	10,62	5,00	4,00	9,00	9								0,75				0,75				12,0	1,3	--	--	--	--
C	D29	35,2098067	-6,11358333	3,14	9,29	9,29	5,50	5,50	11,00	9			9					0,9			0,9					10,0	1,0	--	--	--	--
C	D32	35,20998	-6,11366167	3,40	7,13	14,04	6,00	3,00	9,00	9								0,75				0,75				12,0	2,0	--	--	--	--
C	D38	35,210265	-6,11376667	3,60	7,13	10,62	6,00	4,00	10,00	9								0,75				0,75				12,0	1,5	--	--	--	--
C	D39	35,2103166	-6,11379	3,79	10,62	13,19	3,00	2,40	5,40	9								0,5625				0,5625				16,0	1,3	--	--	--	--
C	D02 (278)	35,2087283	-6,11428667	3,53	7,97	11,86	4,29	2,86	7,14	8,6				8,6				0,6				0,6				14,3	1,5	--	--	--	--
C	D03	35,20879	-6,114295	3,51	5,99	11,86	5,71	2,86	8,57	8,6				8,6				0,6				0,6				14,3	2,0	--	--	--	--
C	D08	35,2092733	-6,11435667	3,76	7,97	11,86	4,29	2,86	7,14	8,6				8,6				0,6				0,6				14,3	1,5	--	--	--	--
C	D25	35,21011	-6,11446	3,93	9,68	18,84	2,86	1,43	4,29	8,6				8,6				0,4875				0,4875				17,6	2,0	--	--	--	--
C	D29	35,21029	-6,11450167	4,01	8,61	15,71	3,71	2,00	5,71	8,6				8,6				0,5625				0,5625				15,2	1,9	--	--	--	--
C	D33	35,210475	-6,11454667	4,17	4,88	18,84	5,71	1,43	7,14	8,6				8,6				0,4875				0,4875				17,6	4,0	--	--	--	--
C	C02	35,21285	-6,1262	3,31	6,72	6,72	3,50	3,50	7,00	8,4				8,40				0,4				0,41				20,36	1,00	--	--	--	--
C	C03 (ET C02	35,2128333	-6,12623	3,26	6,62	6,62	4,20	4,20	8,40	8,4				8,40				0,5				0,49				17,23	1,00	--	--	--	--
C	C04 >	35,212815	-6,12627167	3,26	3,83	5,74	8,40	5,60	14,00	8,4				8,40				0,6				0,56				14,93	1,50	--	--	--	--
C	D03	35,209255	-6,11376833	3,62	10,10	10,10	4,00	4,00	8,00	8,0				8,0				0,7125				0,7125				11,2	1,0	--	--	--	--

C	D04	35,2093383	-6,11379333	3,73	8,53	8,53	4,00	4,00	8,00	8,0				8,0				0,6				0,6				13,3	1,0	--	--	--	--
C	D05	35,2093933	-6,11381333	3,70	9,58	9,58	4,00	4,00	8,00	8,0				8,0				0,675				0,675				11,9	1,0	--	--	--	--
C	D14	35,209835	-6,113925	3,93	9,58	9,58	4,00	4,00	8,00	8,0				8,0				0,675				0,675				11,9	1,0	--	--	--	--
C	D15 (38)	35,2098866	-6,11393833	4,16	5,62	11,14	5,33	2,67	8,00	8,0				8,0				0,525				0,525				15,2	2,0	--	--	--	--
C	D43 (11)	35,2110283	-6,114365	6,02	6,02	11,91	5,33	2,67	8,00	8,0				8,0				0,5625				0,5625				14,2	2,0	--	--	--	--
C	D44 (9.5)	35,2110817	-6,11439667	6,08	11,14	11,14	2,67	2,67	5,33	8,0				8,0				0,525				0,525				15,2	1,0	--	--	--	--
C	D37	35,2102133	-6,11374333	3,58	8,00	15,71	4,00	2,00	6,00	8								0,5625				0,5625				14,2	2,0	--	--	--	--
C	C01 (651) <	35,2123366	-6,12554	2,64	7,52	7,52	3,13	3,13	6,25	7,8				7,81				0,41				0,41				18,94	1,00	--	--	--	--
C	C06	35,2123067	-6,12602	2,60	6,03	6,03	3,91	3,91	7,81	7,8				7,81				0,41				0,41				18,94	1,00	--	--	--	--
C	C07 (552) >	35,2122983	-6,12611	2,62	4,46	9,87	6,25	3,13	9,38	7,8				7,81				0,49				0,49				16,03	2,00	--	--	--	--
C	C21 (382) >	35,2121583	-6,12708167	3,26	5,14	10,20	6,25	3,13	9,38	7,8				7,81				0,56				0,56				13,89	2,00	--	--	--	--
C	C26 (310)	35,212065	-6,12749833	3,99	6,39	6,39	4,69	4,69	9,38	7,8				7,81				0,53				0,53				14,88	1,00	--	--	--	--
C	C27 <	35,2120383	-6,12757833	4,12	9,54	13,50	3,13	2,19	5,31	7,8				7,81				0,53				0,53				14,88	1,43	--	--	--	--
C	C28 >	35,212	-6,12768667	4,32	6,39	13,50	4,69	2,19	6,88	7,8				7,81				0,53				0,53				14,88	2,14	--	--	--	--
C	C35	35,2118267	-6,12817167	5,03	5,03	7,52	4,69	3,13	7,81	7,8				7,81				0,41				0,41				18,94	1,50	--	--	--	--
C	C41 (100)	35,2116933	-6,12853833	5,25	5,48	5,48	5,47	5,47	10,94	7,8				7,81				0,53				0,53				14,88	1,00	--	--	--	--
C	C45	35,2116416	-6,12876333	5,58	5,80	10,68	4,06	2,19	6,25	7,8				7,81				0,41				0,41				18,94	1,86	--	--	--	--
C	C05	35,2130866	-6,12664833	5,59	7,88	14,42	4,88	2,63	7,50	7,5				7,50				0,68				0,68				11,11	1,86	--	--	--	--
C	C22 (68)	35,2125116	-6,12783167	7,00	5,33	15,64	5,63	1,88	7,50	7,5				7,50				0,53				0,53				14,29	3,00	--	--	--	--
C	C23	35,2124783	-6,12789833	6,97	4,95	14,57	5,63	1,88	7,50	7,5				7,50				0,49				0,49				15,38	3,00	--	--	--	--
C	C25 (54.4)	35,212395	-6,12809167	6,99	9,83	9,83	2,81	2,81	5,63	7,5				7,50				0,49				0,49				15,38	1,00	--	--	--	--
C	C15	35,2122217	-6,12671833	2,96	6,39	9,54	4,69	3,13	7,81	7,2				7,19				0,53				0,53				13,69	1,50	--	--	--	--
C	C24	35,2121083	-6,12735167	3,82	6,39	9,54	4,69	3,13	7,81	7,2				7,19				0,53				0,53				13,69	1,50	--	--	--	--
C	D07	35,2092266	-6,11435333	3,80	8,95	27,70	2,86	0,86	3,71	7,1				7,1				0,45				0,45				15,9	3,3	--	--	--	--
C	D11	35,2094367	-6,11437667	3,73	11,86	11,86	2,86	2,86	5,71	7,1				7,1				0,6				0,6				11,9	1,0	--	--	--	--
C	D14	35,2095667	-6,11438667	3,79	9,68	18,84	2,86	1,43	4,29	7,1				7,1				0,4875				0,4875				14,7	2,0	--	--	--	--
C	D26	35,2101583	-6,11447	3,97	7,77	7,77	3,57	3,57	7,14	7,1				7,1				0,4875				0,4875				14,7	1,0	--	--	--	--
C	D27	35,2101967	-6,11448	4,01	6,91	12,68	3,71	2,00	5,71	7,1				7,1				0,45				0,45				15,9	1,9	--	--	--	--
C	D28	35,2102433	-6,11449	3,95	9,54	9,54	3,57	3,57	7,14	7,1				7,1				0,6				0,6				11,9	1,0	--	--	--	--
C	D30	35,2103616	-6,11452333	4,08	5,99	11,86	5,71	2,86	8,57	7,1				7,1				0,6				0,6				11,9	2,0	--	--	--	--
C	D35	35,210555	-6,11455	4,28	10,41	10,41	2,86	2,86	5,71	7,1				7,1				0,525				0,525				13,6	1,0	--	--	--	--
C	D43	35,2110367	-6,11476	4,52	12,82	12,82	2,14	2,14	4,29	7,1				7,1				0,4875				0,4875				14,7	1,0	--	--	--	--
C	C14 <	35,2125183	-6,12696667	3,74	9,36	12,09	3,64	2,80	6,44	7,0				7,00				0,6				0,60				11,67	1,30	--	--	--	--
C	C16	35,2124733	-6,12709667	3,97	5,74	11,36	5,60	2,80	8,40	7,0				7,00				0,6				0,56				12,44	2,00	--	--	--	--
C	C19 (COURB	35,212385	-6,12733167	4,44	8,63	12,83	4,20	2,80	7,00	7,0				7,00				0,6				0,64				10,98	1,50	--	--	--	--
C	C20	35,2123533	-6,12740333	4,55	9,93	12,83	3,64	2,80	6,44	7,0				7,00				0,6				0,64				10,98	1,30	--	--	--	--
C	C26 (30.1)	35,212165	-6,12781833	5,25	8,13	12,09	4,20	2,80	7,00	7,0				7,00				0,6				0,60				11,67	1,50	--	--	--	--
C	C38 <	35,2118516	-6,12849333	5,43	9,36	17,02	3,64	1,96	5,60	7,0				7,00				0,6				0,60				11,67	1,86	--	--	--	--
C	C43	35,2116983	-6,12891	5,70	7,13	10,62	4,20	2,80	7,00	7,0				7,00				0,5				0,53				13,33	1,50	--	--	--	--
C	D10'	35,208845	-6,11311167	2,62	7,13	15,00	3,00	1,40	4,40	7								0,375				0,375				18,7	2,1	--	--	--	--
C	D11	35,20893	-6,11315	2,91	7,71	13,70	3,60	2,00	5,60	7								0,4875				0,4875				14,4	1,8	--	--	--	--
C	D24	35,209465	-6,11342167	3,30	9,06	12,00	4,00	3,00	7,00	7								0,6375				0,6375				11,0	1,3	--	--	--	--
C	D56	35,210795	-6,11408833	4,68	11,31	11,31	3,00	3,00	6,00	7								0,6				0,6				11,7	1,0	--	--	--	--
C	C13	35,2122417	-6,126575	2,95	6,39	9,54	4,69	3,13	7,81	6,9				6,88				0,53				0,53				13,10	1,50	--	--	--	--
C	D06	35,2094666	-6,113845	3,74	7,44	16,95	3,73	1,60	5,33	6,7				6,7				0,4875				0,4875				13,7	2,3	--	--	--	--
C	D12	35,2097567	-6,11389833	3,92	12,46	17,19	1,87	1,33	3,20	6,7					6,7			0,4125					0,4125			16,2	1,4	--	--	--	--
C	D16	35,20995	-6,11395667	4,10	9,58	14,20	4,00	2,67	6,67	6,7				6,7				0,675				0,675				9,9	1,5	--	--	--	--
C	D17	35,2100133	-6,11397333	4,18	8,79	17,19	2,67	1,33	4,00	6,7					6,7			0,4125					0,4125			16,2	2,0	--	--	--	--
C	D19	35,2100766	-6,11398333	4,18	13,44	16,64	2,67	2,13	4,80	6,7				6,7				0,6375				0,6375				10,5	1,3	--	--	--	--
C	D23	35,2102183	-6,11403	4,34	12,68	12,68	2,67	2,67	5,33	6,7				6,7				0,6				0,6				11,1	1,0	--	--	--	--
C	D27	35,210395	-6,11409667	4,77	9,06	18,86	4,00	1,87	5,87	6,7				6,7				0,6375				0,6375				10,5	2,1	--	--	--	--
C	D38	35,2108183	-6,11427167	5,51	9,06	13,44	4,00	2,67	6,67	6,7				6,7				0,6375				0,6375				10,5	1,5	--	--	--	--
C	D39	35,210865	-6,11428833	5,76	11,91	13,55	2,13	1,87	4,00	6,7				6,7				0,45				0,45				14,8	1,1	--	--	--	--
C	D41	35,2109533	-6,11432833	6,02	14,71	14,71	2,00	2,00	4,00	6,7				6,7				0,525				0,525				12,7	1,0	--	--	--	--
C	D46	35,2111716	-6,11444333	5,93	9,58	9,58	4,00	4,00	8,00	6,7				6,7				0,675				0,675				9,9	1,0	--	--	--	--
C	D49	35,2113766	-6,114575	5,47	8,00	14,64	3,47	1,87	5,33	6,7				6,7				0,4875				0,4875				13,7	1,9	--	--	--	--
C	D05 (104)	35,2086533	-6,11304833	2,31	8,16	13,70	3,40	2,00	5,40	6,4								0,4875				0,4875				13,1	1,7	--	--	--	--
C	D30	35,2098733	-6,11361333	3,47	10,62	10,62	3,00	3,00	6,00	6,4								0,5625				0,5625				11,4	1,0	--	--	--	--
C	C01 (146)<	35,2132566	-6,1263	5,34	8,53	8,53	3,75	3,75	7,50	6,4				6,38				0,56				0,56				11,33	1,00	--	--	--	--
C	C02	35,2123283	-6,12562333	2,85	5,94	8,87	4,69	3,13	7,81	6,3				6,25				0,49				0,49				12,82	1,50	--	--	--	--
C	C05	35,2123133	-6,125945	2,54	3,78	7,52	6,25	3,13	9,38	6,3				6,25				0,41				0,41				15,15	2,00	--	--	--	--
C	C14 (462)	35,21223	-6,126655	3,03	9,54	9,54	3,13	3,13	6,25	6,3				6,25				0,53				0,53				11,90	1,00	--	--	--	--
C	C18	35,2121883	-6,12691333	3,14	6,84	10,20	4,69	3,13	7,81	6,3				6,25				0,56				0,56				11,11	1,50	--	--	--	--
C	C23	35,212125	-6,127285	3,72	6,84	14,42	4,69	2,19	6,88	6,3				6,25				0,56				0,56				11,11	2,14	--	--	--	--
C	C25	35,2120883	-6,12743167	3,94	7,41	11,03	3,75	2,50	6,25	6,3				6,25				0,49				0,49				12,82	1,50	--	--	--	--
C	C31	35,211905	-6,12798833	4,80	7,65	7,65	3,91	3,91	7,81	6,3				6,25				0,53				0,53				11,90	1,00	--	--	--	--
C	C37	35,21178	-6,12828167	5,06	9,98	9,98	2,34	2,34	4,69	6,3				6,25				0,41				0,41				15,15	1,00	--	--	--	--
C	C39	35,2117367	-6,12838667	5,11	5,03	7,52	4,69	3,13	7,81	6,3				6,25				0,41				0,41				15,15	1,50	--	--	--	--
C	C44	35,2116533	-6,12869167	5,46	5,80	14,79	4,06	1,56	5,63	6,3				6,25				0,41				0,41				15,15	2,60	--	--	--	--
C	C21	35,2123233	-6,12747	4,72	11,36	11,36	2,80	2,80	5,60	6,2				6,16				0,6				0,56				10,95	1,00	--	--	--	--
C	D01	35,2084917	-6,11300167	2,20	8,78	14,71	3,40	2,00	5,40	6								0,525				0,525				11,4	1,7	--	--	--	--
C	D09	35,2088016	-6,113095	2,56	12,21	13,19	2,60	2,40	5,00	6								0,5625				0,5625				10,7	1,1	--	--	--	--
C	D21 (82)	35,20931	-6,11335167	3,28	7,48	14,71	4,00	2,00	6,00	6								0,525				0,525				11,4	2,0	--	--	--	--
C	D55	35,2107433	-6,11406167	4,82	9,93	14,71	3,00	2,00	5,00	6								0,525				0,525				11,4	1,5	--	--	--	--
C	D66	35,2111116	-6,11421833	5,65	6,95	13,70	4,00	2,00	6,00	6								0,4875				0,4875				12,3	2,0	--	--	--	--
C	D09	35,2095867	-6,11387333	3,87	11,14	11,14	2,67	2,67	5,33	5,9				5,9				0,525				0,525				11,2	1,0	--	--	--	--
C	D04	35,20886	-6,11430833	3,51	5,62	21,49	5,71	1,43	7,14	5,7				5,7				0,5625				0,5625				10,2	4,0	--	--	--	--
C	D05	35,2091417	-6,11434833	3,71	8,46	24,05	4,29	1,43	5,71	5,7				5,7				0,6375				0,6375				9,0	3,0	--	--	--	--
C	D09	35,2093433	-6,11436167	3,78	8,05	14,71	3,71	2,00	5,71	5,7				5,7				0,525				0,525				10,9	1,9	--	--	--	--
C	D10 (214)	35,2093966	-6,11437	3,86	9,68	18,84	2,86	1,43	4,29	5,7				5,7				0,4875				0,4875				11,7	2,0	--	--	--	--
C	D12	35,2094883	-6,11438167	3,87	8,05	10,41	3,71	2,86	6,57	5,7				5,7				0,525				0,525				10,9	1,3	--	--	--	--
C	D15	35,2096283	-6,11438333	3,79	6,61	13,83	4,86	2,29	7,14	5,7				5,7				0,5625				0,5625				10,2	2,1	--	--	--	--

C	D17	35,2097383	-6,11439833	3,76	11,86	11,86	2,14	2,14	4,29	5,7				5,7				0,45				0,45				12,7	1,0	--	--	--	--
C	D31 (110)	35,21041	-6,11453333	4,08	6,98	20,18	4,29	1,43	5,71	5,7				5,7				0,525				0,525				10,9	3,0	--	--	--	--
C	D44	35,2110967	-6,11478167	4,44	7,48	11,14	4,29	2,86	7,14	5,7				5,7				0,5625				0,5625				10,2	1,5	--	--	--	--
C	D52	35,2113766	-6,11487667	4,51	10,41	20,18	2,86	1,43	4,29	5,7				5,7				0,525				0,525				10,9	2,0	--	--	--	--
C	C11	35,212825	-6,12716333	6,11	7,97	15,64	3,75	1,88	5,63	5,6				5,63				0,53				0,53				10,71	2,00	--	--	--	--
C	C12 >	35,2128	-6,12721333	6,05	9,65	18,78	3,75	1,88	5,63	5,6				5,63				0,64				0,64				8,82	2,00	--	--	--	--
C	C13 (95,3) SU	35,2127717	-6,12727667	6,29	9,83	9,83	2,81	2,81	5,63	5,6				5,63				0,49				0,49				11,54	1,00	--	--	--	--
C	C15 <	35,2126833	-6,12746833	6,65	10,52	14,57	2,63	1,88	4,50	5,6				5,63				0,49				0,49				11,54	1,40	--	--	--	--
C	C17 (80)	35,21261	-6,12761	6,94	8,53	12,09	3,75	2,63	6,38	5,6				5,63				0,56				0,56				10,00	1,43	--	--	--	--
C	C20	35,2125533	-6,12774	7,14	6,84	13,50	3,75	1,88	5,63	5,6				5,63				0,45				0,45				12,50	2,00	--	--	--	--
C	C24	35,21244	-6,12797667	7,07	9,09	9,09	2,81	2,81	5,63	5,6				5,63				0,45				0,45				12,50	1,00	--	--	--	--
C	C27 >	35,2123517	-6,12820833	6,74	6,84	21,80	3,75	1,13	4,88	5,6				5,63				0,45				0,45				12,50	3,33	--	--	--	--
C	C29 (43)	35,2123033	-6,12831333	6,71	10,57	10,57	2,81	2,81	5,63	5,6				5,63				0,53				0,53				10,71	1,00	--	--	--	--
C	C12	35,2125616	-6,12684167	3,73	9,88	19,20	2,80	1,40	4,20	5,6				5,60				0,5				0,49				11,49	2,00	--	--	--	--
C	C17 (47)	35,2124483	-6,12716667	4,21	7,13	20,56	4,20	1,40	5,60	5,6				5,60				0,5				0,53				10,67	3,00	--	--	--	--
C	C18	35,2124233	-6,12723667	4,23	8,13	12,09	4,20	2,80	7,00	5,6				5,60				0,6				0,60				9,33	1,50	--	--	--	--
C	C23 (36)	35,21226	-6,12760333	4,94	10,62	15,00	2,80	1,96	4,76	5,6				5,60				0,5				0,53				10,67	1,43	--	--	--	--
C	C29	35,2120917	-6,12798333	5,39	12,09	12,09	2,80	2,80	5,60	5,6				5,60				0,6				0,60				9,33	1,00	--	--	--	--
C	C42	35,2117266	-6,12884333	5,66	15,95	15,95	2,10	2,10	4,20	5,6				5,60				0,6				0,60				9,33	1,00	--	--	--	--
C	D08 (POINT1(	35,2087566	-6,11308	2,50	11,48	16,95	2,40	1,60	4,00	5,4								0,4875				0,4875				11,1	1,5	--	--	--	--
C	D01 (53,7)	35,209165	-6,11372667	3,57	8,79	17,19	2,67	1,33	4,00	5,3				5,3				0,4125				0,4125				12,9	2,0	--	--	--	--
C	D10	35,2096467	-6,113885	3,87	11,14	11,14	2,67	2,67	5,33	5,3				5,3				0,525				0,525				10,2	1,0	--	--	--	--
C	D11 (43)	35,20969	-6,11389	3,86	11,27	11,27	3,20	3,20	6,40	5,3				5,3				0,6375				0,6375				8,4	1,0	--	--	--	--
C	D24	35,2102566	-6,114045	4,45	8,53	24,23	4,00	1,33	5,33	5,3				5,3				0,6				0,6				8,9	3,0	--	--	--	--
C	D25	35,2102933	-6,11405833	4,55	8,53	24,23	4,00	1,33	5,33	5,3				5,3				0,6				0,6				8,9	3,0	--	--	--	--
C	D26 (28)	35,210345	-6,11407833	4,74	11,14	15,71	2,67	1,87	4,53	5,3				5,3				0,525				0,525				10,2	1,4	--	--	--	--
C	D31	35,2104983	-6,114125	5,00	13,55	18,65	1,87	1,33	3,20	5,3				5,3				0,45				0,45				11,9	1,4	--	--	--	--
C	D34	35,2106333	-6,11419333	5,31	15,71	15,71	1,60	1,60	3,20	5,3				5,3				0,45				0,45				11,9	1,0	--	--	--	--
C	D36	35,2107067	-6,11422667	5,28	11,14	11,14	2,67	2,67	5,33	5,3				5,3				0,525				0,525				10,2	1,0	--	--	--	--
C	C38	35,2121317	-6,1287	6,41	13,26	18,26	1,75	1,25	3,00	5,0				5,00				0,41				0,41				12,12	1,40	--	--	--	--
C	C42	35,2120383	-6,12890333	6,24	11,86	11,86	2,50	2,50	5,00	5,0				5,00				0,53				0,53				9,52	1,00	--	--	--	--
C	C47	35,2119466	-6,12907667	6,18	14,42	19,80	1,75	1,25	3,00	5,0				5,00				0,45				0,45				11,11	1,40	--	--	--	--
C	D02	35,208535	-6,11301333	2,20	9,93	14,71	3,00	2,00	5,00	5								0,525				0,525				9,5	1,5	--	--	--	--
C	D03	35,20858	-6,11302667	2,23	9,93	14,71	3,00	2,00	5,00	5								0,525				0,525				9,5	1,5	--	--	--	--
C	D04	35,20861	-6,113035	2,33	10,62	13,70	2,60	2,00	4,60	5								0,4875				0,4875				10,3	1,3	--	--	--	--
C	D06	35,2086983	-6,11306167	2,34	7,48	14,71	4,00	2,00	6,00	5								0,525				0,525				9,5	2,0	--	--	--	--
C	D16	35,2090683	-6,11322667	3,35	7,83	22,42	3,00	1,00	4,00	5								0,4125				0,4125				12,1	3,0	--	--	--	--
C	D18	35,2091267	-6,11325833	3,40	9,82	17,82	2,60	1,40	4,00	5								0,45				0,45				11,1	1,9	--	--	--	--
C	D35	35,21015	-6,11371833	3,43	9,23	13,70	3,00	2,00	5,00	5								0,4875				0,4875				10,3	1,5	--	--	--	--
C	D36	35,2101733	-6,11372833	3,52	9,23	19,20	3,00	1,40	4,40	5								0,4875				0,4875				10,3	2,1	--	--	--	--
C	D40	35,210375	-6,11382667	3,93	8,53	11,31	4,00	3,00	7,00	5								0,6				0,6				8,3	1,3	--	--	--	--
C	D47	35,21054	-6,11395	4,49	8,53	24,23	3,00	1,00	4,00	5								0,45				0,45				11,1	3,0	--	--	--	--
C	D51	35,21064	-6,11401	4,76	8,53	24,23	3,00	1,00	4,00	5								0,45				0,45				11,1	3,0	--	--	--	--
C	D64	35,2108733	-6,11412333	4,72	7,83	7,83	3,00	3,00	6,00	5								0,4125				0,4125				12,1	1,0	--	--	--	--
C	D65	35,2110716	-6,11420167	5,56	6,95	13,70	4,00	2,00	6,00	5								0,4875				0,4875				10,3	2,0	--	--	--	--
C	C28	35,212325	-6,12826667	6,74	9,73	21,80	2,63	1,13	3,75	4,9							4,88	0,45							0,45	10,83	2,33	--	--	--	--
C	C08	35,2122916	-6,12620167	2,91	9,09	9,09	2,34	2,34	4,69	4,7								0,38			4,69				0,38	12,50	1,00	--	--	--	--
C	C11	35,21226	-6,12647167	2,86	7,29	7,29	4,69	4,69	9,38	4,7								0,60							0,60	7,81	1,00	--	--	--	--
C	C12	35,2122483	-6,12654167	3,05	4,57	13,50	4,69	1,56	6,25	4,7								0,38			4,69				0,38	12,50	3,00	--	--	--	--
C	C16	35,21221	-6,1268	3,06	6,84	12,56	4,06	2,19	6,25	4,7								0,49							0,49	9,62	1,86	--	--	--	--
C	C17	35,2122	-6,12684667	3,15	10,87	10,87	2,34	2,34	4,69	4,7								0,45							0,45	10,42	1,00	--	--	--	--
C	C19	35,212175	-6,12698167	3,26	8,87	17,33	3,13	1,56	4,69	4,7								0,49							0,49	9,62	2,00	--	--	--	--
C	C20	35,2121683	-6,12703	3,17	14,36	14,36	2,34	2,34	4,69	4,7								0,60							0,60	7,81	1,00	--	--	--	--
C	C33	35,2118633	-6,12808833	5,03	13,50	13,50	1,56	1,56	3,13	4,7								0,38			4,69				0,38	12,50	1,00	--	--	--	--
C	C34	35,2118433	-6,12813	4,91	8,87	8,87	3,13	3,13	6,25	4,7								0,49							0,49	9,62	1,00	--	--	--	--
C	C38	35,2117516	-6,12834667	5,02	12,63	12,63	2,34	2,34	4,69	4,7								0,53							0,53	8,93	1,00	--	--	--	--
C	C42	35,2116733	-6,12861	5,41	9,98	9,98	2,34	2,34	4,69	4,7								0,41			4,69				0,41	11,36	1,00	--	--	--	--
C	C43	35,2116616	-6,12865167	5,35	6,32	11,62	4,06	2,19	6,25	4,7								0,45							0,45	10,42	1,86	--	--	--	--
C	C47 >	35,211625	-6,128865	5,57	10,68	14,79	2,19	1,56	3,75	4,7								0,41			4,69				0,41	11,36	1,40	--	--	--	--
C	C48 (20)	35,211615	-6,12891167	5,63	6,32	8,19	4,06	3,13	7,19	4,7								0,45							0,45	10,42	1,30	--	--	--	--
C	D30	35,21046	-6,11411667	4,97	8,61	15,71	3,47	1,87	5,33	4,5								0,525							0,525	8,6	1,9	--	--	--	--
C	D16 (184)	35,2096833	-6,11438667	3,71	8,61	15,71	3,71	2,00	5,71	4,3								0,5625							0,5625	7,6	1,9	--	--	--	--
C	D18	35,2097833	-6,11440667	3,72	10,53	15,58	3,43	2,29	5,71	4,3								0,6375							0,6375	6,7	1,5	--	--	--	--
C	D19	35,2098317	-6,11441167	3,85	17,48	17,48	1,43	1,43	2,86	4,3								0,45							0,45	9,5	1,0	--	--	--	--
C	D20	35,2098766	-6,11441833	3,73	11,14	11,14	2,86	2,86	5,71	4,3								0,5625							0,5625	7,6	1,0	--	--	--	--
C	D21	35,2099066	-6,11442167	3,93	8,95	17,48	2,86	1,43	4,29	4,3								0,45							0,45	9,5	2,0	--	--	--	--
C	D23 (154)	35,2100333	-6,11444	3,89	8,95	17,48	2,86	1,43	4,29	4,3								0,45							0,45	9,5	2,0	--	--	--	--
C	D32	35,2104516	-6,114545	4,20	16,11	16,11	1,43	1,43	2,86	4,3								0,4125							0,4125	10,4	1,0	--	--	--	--
C	D34	35,210525	-6,11454667	4,31	16,11	16,11	1,43	1,43	2,86	4,3								0,4125							0,4125	10,4	1,0	--	--	--	--
C	D36	35,2106	-6,11456167	4,39	13,70	18,84	2,00	1,43	3,43	4,3								0,4875							0,4875	8,8	1,4	--	--	--	--
C	D40	35,2107633	-6,11464	4,51	18,17	18,17	1,14	1,14	2,29	4,3								0,375			4,3				0,375	11,4	1,0	--	--	--	--
C	D41 (65)	35,2108083	-6,11466167	4,49	20,18	20,18	1,43	1,43	2,86	4,3								0,525							0,525	8,2	1,0	--	--	--	--
C	D46	35,211165	-6,11480833	4,49	18,84	18,84	1,43	1,43	2,86	4,3								0,4875							0,4875	8,8	1,0	--	--	--	--
C	D47 (28,3)	35,2112067	-6,114825	4,47	13,83	21,49	2,29	1,43	3,71	4,3								0,5625							0,5625	7,6	1,6	--	--	--	--
C	D48	35,2112245	-6,11484167	4,48	12,94	20,18	2,29	1,43	3,71	4,3								0,525							0,525	8,2	1,6	--	--	--	--
C	D51	35,2113383	-6,11487	4,44	13,70	13,70	2,00	2,00	4,00	4,3								0,4875							0,4875	8,8	1,0	--	--	--	--
C	D53 (8)	35,2114133	-6,114885	4,45	7,48	21,49	4,29	1,43	5,71	4,3								0,5625							0,5625	7,6	3,0	--	--	--	--
C	C11 >	35,2125833	-6,12678	3,63	9,13	17,82	2,80	1,40	4,20	4,2								0,5							0,45	9,33	2,00	--	--	--	--
C	C13 (54)	35,21254	-6,126905	3,65	8,78	11,36	3,64	2,80	6,44	4,2								0,6							0,56	7,47	1,30	--	--	--	--
C	C15 >	35,212505	-6,12701	3,92	6,12	17,82	4,20	1,40	5,60	4,2								0,5							0,45	9,33	3,00	--	--	--	--
C	C22	35,21229	-6,12753667	4,79	8,78	16,01	3,64	1,96	5,60	4,2								0,6							0,56	7,47	1,86	--	--	--	--
C	C24	35,21224	-6,12765167	5,05	16,18	16,18	1,68	1,68	3,36	4,2								0,5							0,49	8,62	1,00	--	--	--	--

C	C25 (33.1)	35,2122183	-6,1277	5,06	10,62	10,62	2,80	2,80	5,60	4,2						4,20		0,5						0,53		8,00	1,00	--	--	--	--
C	C27	35,212135	-6,12789	5,39	12,58	12,58	1,68	1,68	3,36	4,2							4,20	0,4							0,38	11,20	1,00	--	--	--	--
C	C28	35,2121133	-6,12793667	5,37	9,13	17,82	2,80	1,40	4,20	4,2						4,20		0,5						0,45		9,33	2,00	--	--	--	--
C	C30	35,21206	-6,12805167	5,31	15,00	15,00	1,68	1,68	3,36	4,2						4,20		0,5						0,45		9,33	1,00	--	--	--	--
C	C31	35,2120383	-6,12809667	5,44	12,09	12,09	2,80	2,80	5,60	4,2						4,20		0,6						0,60		7,00	1,00	--	--	--	--
C	C32	35,2120183	-6,12814333	5,42	12,93	17,82	1,96	1,40	3,36	4,2						4,20		0,5						0,45		9,33	1,40	--	--	--	--
C	C33 <	35,2119967	-6,12818833	5,61	10,62	20,56	2,80	1,40	4,20	4,2						4,20		0,5						0,53		8,00	2,00	--	--	--	--
C	C34 (19)	35,2119767	-6,12823167	5,46	9,88	13,97	2,80	1,96	4,76	4,2						4,20		0,5						0,49		8,62	1,43	--	--	--	--
C	C35	35,2119533	-6,12827333	5,44	20,22	20,22	1,12	1,12	2,24	4,2							4,20	0,4							0,41	10,18	1,00	--	--	--	--
C	C37(LA REN	35,2118867	-6,1284	5,50	7,13	10,62	4,20	2,80	7,00	4,2						4,20		0,5						0,53		8,00	1,50	--	--	--	--
C	C39 (12,2)	35,2118366	-6,12853833	5,50	9,88	19,20	2,80	1,40	4,20	4,2						4,20		0,5						0,49		8,62	2,00	--	--	--	--
C	C40 (10)	35,211805	-6,12863167	5,58	13,07	13,07	2,10	2,10	4,20	4,2						4,20		0,5						0,49		8,62	1,00	--	--	--	--
C	C41 (7) <	35,2117666	-6,12875167	5,62	6,74	16,01	4,76	1,96	6,72	4,2						4,20		0,6						0,56		7,47	2,43	--	--	--	--
C	C44 >	35,2116816	-6,12895667	5,90	11,36	21,89	2,80	1,40	4,20	4,2						4,20		0,6						0,56		7,47	2,00	--	--	--	--
C	C32	35,2118816	-6,12804667	4,89	8,87	17,33	3,13	1,56	4,69	4,1						4,06		0,49						0,49		8,33	2,00	--	--	--	--
C	D02	35,2091966	-6,11374667	3,72	6,95	20,08	4,00	1,33	5,33	4,0						4,0		0,4875						0,4875		8,2	3,0	--	--	--	--
C	D08 (46)	35,209525	-6,11386	3,79	11,91	19,37	2,67	1,60	4,27	4,0						4,0		0,5625						0,5625		7,1	1,7	--	--	--	--
C	D20	35,2101167	-6,11399333	4,32	13,55	29,36	1,87	0,80	2,67	4,0						4,0		0,45						0,45		8,9	2,3	--	--	--	--
C	D33	35,2105967	-6,114175	5,18	6,95	20,08	4,00	1,33	5,33	4,0						4,0		0,4875						0,4875		8,2	3,0	--	--	--	--
C	D35 (20,2)	35,2106567	-6,11420667	5,32	9,58	18,65	2,67	1,33	4,00	4,0						4,0		0,45						0,45		8,9	2,0	--	--	--	--
C	D40	35,2108983	-6,11430167	5,86	8,00	11,91	4,00	2,67	6,67	4,0						4,0		0,5625						0,5625		7,1	1,5	--	--	--	--
C	D45	35,211115	-6,114415	6,09	9,58	18,65	2,67	1,33	4,00	4,0						4,0		0,45						0,45		8,9	2,0	--	--	--	--
C	D07	35,2087416	-6,113075	2,50	10,62	10,62	2,00	2,00	4,00	4								0,375							0,375	10,7	1,0	--	--	--	--
C	D17	35,2090966	-6,11324333	3,31	11,48	16,95	2,40	1,60	4,00	4								0,4875						0,4875		8,2	1,5	--	--	--	--
C	D19 (ON PEU	35,20918	-6,11328833	3,44	11,42	20,56	2,60	1,40	4,00	4								0,525						0,525		7,6	1,9	--	--	--	--
C	D34	35,2101233	-6,11371	3,64	9,23	9,23	3,00	3,00	6,00	4								0,4875						0,4875		8,2	1,0	--	--	--	--
C	D43 (38,2)	35,2104433	-6,11388	4,20	9,23	25,99	3,00	1,00	4,00	4								0,4875						0,4875		8,2	3,0	--	--	--	--
C	D45	35,21049	-6,113915	4,37	8,53	24,23	3,00	1,00	4,00	4								0,45						0,45		8,9	3,0	--	--	--	--
C	D48	35,210565	-6,113965	4,57	13,70	19,20	2,00	1,40	3,40	4								0,4875						0,4875		8,2	1,4	--	--	--	--
C	D49	35,2106016	-6,11398667	4,86	9,93	14,71	3,00	2,00	5,00	4								0,525						0,525		7,6	1,5	--	--	--	--
C	D52	35,2106666	-6,11402333	4,92	12,68	12,68	2,00	2,00	4,00	4								0,45						0,45		8,9	1,0	--	--	--	--
C	D53	35,2106916	-6,11403833	5,00	8,53	24,23	3,00	1,00	4,00	4								0,45						0,45		8,9	3,0	--	--	--	--
C	D54	35,2107166	-6,11405	5,04	11,65	22,42	2,00	1,00	3,00	4								0,4125						0,4125		9,7	2,0	--	--	--	--
C	D57	35,2108466	-6,11411167	4,68	9,23	25,99	3,00	1,00	4,00	4								0,4875						0,4875		8,2	3,0	--	--	--	--
C	C14 (90,3)	35,212725	-6,12738	6,51	14,57	14,57	1,88	1,88	3,75	3,8						3,75		0,49						0,49		7,69	1,00	--	--	--	--
C	C16 >	35,2126516	-6,12753	6,71	7,97	11,31	3,75	2,63	6,38	3,8						3,75		0,53						0,53		7,14	1,43	--	--	--	--
C	C18	35,2125883	-6,12765833	7,02	1,60	15,64	18,75	1,88	20,63	3,8						3,75		0,53						0,53		7,14	10,00	--	--	--	--
C	C19	35,2125733	-6,12769333	7,18	15,64	15,64	1,88	1,88	3,75	3,8						3,75		0,53						0,53		7,14	1,00	--	--	--	--
C	C21	35,2125283	-6,12779833	7,12	13,50	13,50	1,88	1,88	3,75	3,8						3,75		0,45						0,45		8,33	1,00	--	--	--	--
C	C26 <	35,212365	-6,12817333	6,82	4,57	13,50	5,63	1,88	7,50	3,8						3,75		0,45						0,45		8,33	3,00	--	--	--	--
C	C30	35,21228	-6,12835833	6,69	15,64	15,64	1,88	1,88	3,75	3,8						3,75		0,53						0,53		7,14	1,00	--	--	--	--
C	C31 (39)	35,212265	-6,12839167	6,82	12,41	12,41	1,88	1,88	3,75	3,8							3,75	0,41							0,41	9,09	1,00	--	--	--	--
C	C34 >	35,2121933	-6,12856333	6,70	9,37	18,26	2,50	1,25	3,75	3,8							3,75	0,41							0,41	9,09	2,00	--	--	--	--
C	C36 (27)	35,2121633	-6,12863167	6,51	14,42	24,23	1,75	1,00	2,75	3,8						3,75		0,45						0,45		8,33	1,75	--	--	--	--
C	C39	35,21211	-6,12874667	6,49	10,20	19,80	2,50	1,25	3,75	3,8						3,75		0,45						0,45		8,33	2,00	--	--	--	--
C	C40	35,2120983	-6,12877333	6,55	16,70	16,70	1,25	1,25	2,50	3,8							3,75	0,38							0,38	10,00	1,00	--	--	--	--
C	C43	35,2120116	-6,12895333	6,29	15,64	15,64	1,88	1,88	3,75	3,8						3,75		0,53						0,53		7,14	1,00	--	--	--	--
C	C44	35,2119916	-6,12899	6,26	14,57	14,57	1,88	1,88	3,75	3,8						3,75		0,49						0,49		7,69	1,00	--	--	--	--
C	C33	35,2122083	-6,12852833	6,66	15,57	21,31	1,75	1,25	3,00	3,3						3,25		0,49						0,49		6,67	1,40	--	--	--	--
C	C36	35,2117966	-6,12824	5,03	8,87	8,87	3,13	3,13	6,25	3,1						3,13		0,49						0,49		6,41	1,00	--	--	--	--
C	C46 <	35,2116316	-6,128835	5,56	4,12	16,07	6,25	1,56	7,81	3,1						3,13		0,45						0,45		6,94	4,00	--	--	--	--
C	D10 (98)	35,2088716	-6,113121 67	3,79	8,16	16,95	3,40	1,60	5,00	3								0,4875						0,4875		6,2	2,1	--	--	--	--
C	D12	35,208975	-6,113175	3,01	17,35	17,35	1,20	1,20	2,40	3								0,375							0,375	8,0	1,0	--	--	--	--
C	D13	35,20899	-6,11318333	3,04	15,00	15,00	1,40	1,40	2,80	3								0,375							0,375	8,0	1,0	--	--	--	--
C	D14 (92)	35,2090216	-6,11320167	3,16	16,42	16,42	1,40	1,40	2,80	3								0,4125						0,4125		7,3	1,0	--	--	--	--
C	D15	35,2090383	-6,11321	3,22	14,04	20,56	1,20	0,80	2,00	3								0,3							0,3	10,0	1,5	--	--	--	--
C	D44	35,2104667	-6,11389667	4,37	12,68	24,23	2,00	1,00	3,00	3								0,45						0,45		6,7	2,0	--	--	--	--
C	D46	35,210515	-6,11393333	4,55	15,00	15,00	1,40	1,40	2,80	3								0,375							0,375	8,0	1,0	--	--	--	--
C	D50	35,210615	-6,113995	4,68	10,62	20,56	2,00	1,00	3,00	3								0,375							0,375	8,0	2,0	--	--	--	--
C	D06	35,2092	-6,11435167	3,72	8,09	18,84	3,43	1,43	4,86	2,9						2,9		0,4875						0,4875		5,9	2,4	--	--	--	--
C	D13	35,2095433	-6,114385	3,80	8,22	16,11	2,86	1,43	4,29	2,9						2,9		0,4125						0,4125		6,9	2,0	--	--	--	--
C	D22 (160)	35,2099583	-6,11443	3,87	18,84	18,84	1,43	1,43	2,86	2,9						2,9		0,4875						0,4875		5,9	1,0	--	--	--	--
C	D24	35,2100783	-6,11445	3,89	9,68	18,84	2,86	1,43	4,29	2,9						2,9		0,4875						0,4875		5,9	2,0	--	--	--	--
C	D37 (81)	35,210635	-6,114575	4,50	14,71	14,71	1,71	1,71	3,43	2,9						2,9		0,45						0,45		6,3	1,0	--	--	--	--
C	D38	35,2107083	-6,11461	4,45	17,48	17,48	1,43	1,43	2,86	2,9						2,9		0,45						0,45		6,3	1,0	--	--	--	--
C	D39	35,210735	-6,11462333	4,42	18,84	18,84	1,43	1,43	2,86	2,9						2,9		0,4875						0,4875		5,9	1,0	--	--	--	--
C	D42 (49)	35,21101	-6,11475	4,55	17,48	21,49	1,43	1,14	2,57	2,9						2,9		0,45						0,45		6,3	1,3	--	--	--	--
C	D45	35,2111366	-6,11479667	4,46	9,68	18,84	2,86	1,43	4,29	2,9						2,9		0,4875						0,4875		5,9	2,0	--	--	--	--
C	D49	35,2112816	-6,114855	4,42	10,41	20,18	2,86	1,43	4,29	2,9						2,9		0,525						0,525		5,4	2,0	--	--	--	--
C	D50	35,2112967	-6,11486	4,47	10,62	23,63	2,00	0,86	2,86	2,9							2,9	0,375							0,375	7,6	2,3	--	--	--	--
C	D54	35,2114517	-6,11489667	4,49	17,48	17,48	1,43	1,43	2,86	2,9						2,9		0,45						0,45		6,3	1,0	--	--	--	--
C	D07	35,2094967	-6,11385333	3,74	10,36	20,08	2,67	1,33	4,00	2,7						2,7		0,4875						0,4875		5,5	2,0	--	--	--	--
C	D18	35,2100267	-6,11397667	4,13	5,67	11,91	4,53	2,13	6,67	2,7						2,7		0,45						0,45		5,9	2,1	--	--	--	--
C	D21	35,2101416	-6,11400333	4,40	12,46	17,19	1,87	1,33	3,20	2,7						2,7		0,4125						0,4125		6,5	1,4	--	--	--	--
C	D22	35,2101666	-6,11401167	4,38	5,89	17,19	4,00	1,33	5,33	2,7						2,7		0,4125						0,4125		6,5	3,0	--	--	--	--
C	D32	35,21055	-6,11414833	5,16	11,36	13,19	1,87	1,60	3,47	2,7							2,7	0,375							0,375	7,1	1,2	--	--	--	--
C	D37	35,2107683	-6,11425167	5,32	9,06	18,86	4,00	1,87	5,87	2,7						2,7		0,6375						0,6375		4,2	2,1	--	--	--	--
C	D42	35,2109633	-6,11433333	6,10	12,46	14,46	1,87	1,60	3,47	2,7						2,7		0,4125						0,4125		6,5	1,2	--	--	--	--
C	C32 (34) <	35,2122217	-6,128495	6,69	7,97	22,78	3,75	1,25	5,00	2,5						2,50		0,53						0,53		4,76	3,00	--	--	--	--
C	C35 <	35,2121783	-6,12859667	6,56	10,20	19,80	2,50	1,25	3,75	2,5						2,50		0,45						0,45		5,56	2,00	--	--	--	--
C	C37 CHEVAU	35,2121466	-6,128665	6,50	9,37	13,26	2,50	1,75	4,25	2,5							2,50	0,41							0,41	6,06	1,43	--	--	--	--
C	C41	35,2120816	-6,12881167	6,49	14,42	19,80	1,75	1,25	3,00	2,5						2,50		0,45						0,45		5,56	1,40	--	--	--	--

C	C45	35,21198	-6,129015	6,20	10,20	19,80	2,50	1,25	3,75	2,5						2,50		0,45						0,45		5,56	2,00	–	–	–	–
C	C46	35,21196	-6,12905167	6,11	16,70	16,70	1,50	1,50	3,00	2,5						2,50		0,45						0,45		5,56	1,00	–	–	–	–
C	C48 (3)	35,2119117	-6,12913667	6,06	10,20	19,80	2,50	1,25	3,75	2,5						2,50		0,45						0,45		5,56	2,00	–	–	–	–
C	C36			5,45	20,22	20,22	1,12	1,12	2,24	2,2							2,24	0,4							0,41	5,43	1,00	–	–	–	–
C	D13	35,20977	-6,11390167	3,94	8,79	17,19	2,67	1,33	4,00	2,1						2,1		0,4125						0,4125		5,2	2,0	--	--	--	--
D	E56 >	35,2032066	-6,1144	3,09	1,70	4,02	19,00	8,00	27,00	23		23						0,5625		0,5625						40,9	2,4	--	--	--	--
D	E34 (LA CRE	35,202975	-6,11390333	5,29	3,26	8,11	12,50	5,00	17,50	20		20						0,7125		0,7125						28,1	2,5	--	--	--	--
D	E28 (18)	35,20252	-6,113975	5,11	2,79	11,03	10,00	2,50	12,50	15		15						0,4875		0,4875						30,8	4,0	--	--	--	--
D	E29	35,202605	-6,11395167	5,17	3,68	3,68	8,75	8,75	17,50	15		15						0,5625		0,5625						26,7	1,0	--	--	--	--
D	E33	35,2028733	-6,11390667	5,16	4,29	6,58	10,00	6,50	16,50	15	15							0,75	0,75							20,0	1,5	--	--	--	--
D	E35 (6)	35,20313	-6,11389333	5,06	5,14	6,84	10,00	7,50	17,50	15	15							0,9	0,9							16,7	1,3	--	--	--	--
D	E52	35,2029916	-6,11446833	3,03	3,22	8,00	10,00	4,00	14,00	14,0		14,0						0,5625		0,5625						24,9	2,5	--	--	--	--
D	E1 (43)	35,20028	-6,114735	2,54	3,60	17,48	8,33	1,67	10,00	13,3		13,3						0,5		0,5						25,4	5,0	19,0	15,0	4,5	1,3
D	E02	35,2008583	-6,11408167	6,41	4,57	6,84	7,50	5,00	12,50	12,5		12,5						0,6		0,6						20,8	1,5	--	--	--	--
D	E04	35,20101	-6,11407333	6,19	5,99	11,86	5,00	2,50	7,50	12,5		12,5						0,525		0,525						23,8	2,0	--	--	--	--
D	E15	35,2017983	-6,114025	5,09	4,86	7,27	7,50	5,00	12,50	12,5		12,5						0,6375		0,6375						19,6	1,5	--	--	--	--
D	E55	35,2031633	-6,11442333	3,10	3,75	7,48	8,00	4,00	12,00	12		12						0,525		0,525						22,9	2,0	--	--	--	--
D	E2	35,2003633	-6,11475333	2,36	4,50	8,95	6,67	3,33	10,00	11,7		11,7						0,5		0,5						22,2	2,0	20,0	13,0	6,0	1,5
D	E13 (23,5)	35,2011666	-6,11464667	3,31	5,14	7,69	5,00	3,33	8,33	11,7		11,7						0,5		0,5						25,9	1,5	--	--	--	--
D	E08 (47)	35,200545	-6,11463833	2,81	5,36	15,71	6,00	2,00	8,00	11,0		11,0						0,5625		0,5625						19,6	3,0	--	--	--	--
D	E16 >	35,2011516	-6,11462	3,27	6,84	8,53	5,00	4,00	9,00	11,0		11,0						0,6		0,6						18,3	1,3	--	--	--	--
D	E54	35,2031166	-6,114445	3,16	5,99	14,71	5,00	2,00	7,00	11,0		11,0						0,525		0,525						21,0	2,5	--	--	--	--
D	E01 (47,2)	35,200775	-6,11408167	6,61	8,53	8,53	3,00	3,00	6,00	10,0				10,0				0,45				0,45				22,2	1,0	--	--	--	--
D	E03	35,2009417	-6,11407667	6,33	4,62	8,53	6,50	3,50	10,00	10,0				10,0				0,525				0,525				19,0	1,9	--	--	--	--
D	E05	35,2011083	-6,11407167	5,95	4,57	6,84	7,50	5,00	12,50	10,0				10,0				0,6				0,6				16,7	1,5	--	--	--	--
D	E09	35,201345	-6,11406	5,54	5,14	5,14	6,25	6,25	12,50	10,0				10,0				0,5625				0,5625				17,8	1,0	--	--	--	--
D	E10 (37)	35,20143	-6,11405667	5,36	5,14	7,69	7,50	5,00	12,50	10,0				10,0				0,675				0,675				14,8	1,5	--	--	--	--
D	E11	35,2015133	-6,11405167	5,38	5,45	5,45	5,50	5,50	11,00	10,0				10,0				0,525				0,525				19,0	1,0	--	--	--	--
D	E12	35,2015967	-6,114045	5,24	5,60	7,27	6,50	5,00	11,50	10,0				10,0				0,6375				0,6375				15,7	1,3	--	--	--	--
D	E16	35,20188	-6,11402	5,05	6,77	10,10	6,00	4,00	10,00	10,0				10,0				0,7125				0,7125				14,0	1,5	--	--	--	--
D	E17(28)	35,20196	-6,11401833	5,01	7,69	7,69	5,00	5,00	10,00	10,0				10,0				0,675				0,675				14,8	1,0	--	--	--	--
D	E18	35,2020416	-6,11401667	4,94	7,69	9,58	5,00	4,00	9,00	10,0				10,0				0,675				0,675				14,8	1,3	--	--	--	--
D	E20	35,2021783	-6,11401333	4,88	4,95	9,13	6,50	3,50	10,00	10,0				10,0				0,5625				0,5625				17,8	1,9	--	--	--	--
D	E27	35,202475	-6,113985	4,94	4,00	11,86	7,50	2,50	10,00	10				10				0,525				0,525				19,0	3,0	--	--	--	--
D	E30	35,2026816	-6,113925	5,37	6,28	6,28	3,75	3,75	7,50	10					10			0,4125					0,4125			24,2	1,0	--	--	--	--
D	E31	35,2027433	-6,11391667	5,24	4,57	5,27	7,50	6,50	14,00	10				10				0,6				0,6				16,7	1,2	--	--	--	--
D	E32	35,2028	-6,11391167	5,48	10,20	10,20	2,50	2,50	5,00	10				10				0,45				0,45				22,2	1,0	--	--	--	--
D	E20 (35,3)	35,2014583	-6,11457333	3,38	5,51	12,68	7,00	3,00	10,00	10,0				10,0				0,675				0,675				14,8	2,3	--	--	--	--
D	E57	35,2032667	-6,11436667	3,14	5,36	8,00	6,00	4,00	10,00	10				10				0,5625				0,5625				17,8	1,5	--	--	--	--
D	E3 (38)	35,2004466	-6,11473333	2,36	3,35	8,32	8,33	3,33	11,67	10,0		10,0						0,5		0,5						20,5	2,5	21,0	16,0	6,5	1,3
D	E4	35,2005283	-6,11472	2,46	5,29	8,95	5,67	3,33	9,00	10,0		10,0						0,5		0,5						19,0	1,7	20,5	16,0	5,5	1,3
D	E6 (33)	35,2006816	-6,1147	2,58	4,50	17,48	6,67	1,67	8,33	10,0		10,0						0,5		0,5						19,0	4,0	7,0	5,0	2,5	1,4
D	E7	35,2007667	-6,11469	2,58	3,92	5,29	7,67	5,67	13,33	10,0		10,0						0,5		0,5						19,0	1,4	--	--	--	--
D	E12 >	35,20109	-6,11466167	2,88	1,55	5,14	16,67	5,00	21,67	10,0		10,0						0,5		0,5						22,2	3,3	--	--	--	--
D	E16 (19)	35,2013983	-6,11461833	3,33	4,82	9,58	6,67	3,33	10,00	10,0		10,0						0,6		0,6						17,8	2,0	--	--	--	--
D	E09	35,2006517	-6,11463333	2,77	3,75	14,71	8,00	2,00	10,00	9,0				9,0				0,525				0,525				17,1	4,0	--	--	--	--
D	E5 (34,5)	35,200605	-6,11470667	2,54	4,92	8,32	5,67	3,33	9,00	9,0				9,0				0,5				0,5				18,5	1,7	--	--	--	--
D	E8	35,2008717	-6,114685	2,70	5,57	16,30	5,00	1,67	6,67	8,3				8,3				0,5				0,5				17,1	3,0	--	--	--	--
D	E15	35,2013083	-6,11462833	3,61	7,69	15,11	3,33	1,67	5,00	8,3				8,3				0,5				0,5				18,5	2,0	--	--	--	--
D	E20	35,2016283	-6,11459833	3,27	7,69	15,11	3,33	1,67	5,00	8,3				8,3				0,5				0,5				18,5	2,0	--	--	--	--
D	E06	35,2003983	-6,11466	2,81	5,57	13,70	5,00	2,00	7,00	8,0				8,0				0,4875				0,4875				16,4	2,5	27,0	20,5	7,5	1,3
D	E07	35,20047	-6,11465	2,82	5,57	13,70	5,00	2,00	7,00	8,0				8,0				0,4875				0,4875				16,4	2,5	24,0	18,5	6,0	1,3
D	E10	35,200745	-6,11463833	2,73	4,29	9,93	7,00	3,00	10,00	8,0				8,0				0,525				0,525				15,2	2,3	--	--	--	--
D	E19	35,201355	-6,11459	3,38	7,27	17,68	5,00	2,00	7,00	8,0				8,0				0,6375				0,6375				12,5	2,5	8,0	5,5	3,0	1,5
D	E53	35,2030733	-6,11445833	2,23	9,23	9,23	3,00	3,00	6,00	8,0				8,0				0,4875				0,4875				16,4	1,0	--	--	--	--
D	E07 (40)	35,2012183	-6,114065	5,80	11,03	11,03	2,50	2,50	5,00	7,5				7,5				0,4875				0,4875				15,4	1,0	--	--	--	--
D	E08	35,20129	-6,11406167	5,66	5,99	8,53	5,00	3,50	8,50	7,5				7,5				0,525				0,525				14,3	1,4	--	--	--	--
D	E13	35,2016633	-6,11403667	5,33	4,46	4,46	6,25	6,25	12,50	7,5				7,5				0,4875				0,4875				15,4	1,0	--	--	--	--
D	E14 (32) SEN	35,20173	-6,11403167	5,21	6,42	12,68	5,00	2,50	7,50	7,5				7,5				0,5625				0,5625				13,3	2,0	--	--	--	--
D	E19	35,2020966	-6,11401333	4,93	7,69	10,92	5,00	3,50	8,50	7,5				7,5				0,675				0,675				11,1	1,4	--	--	--	--
D	E21	35,202235	-6,114015	4,93	6,84	9,73	5,00	3,50	8,50	7,5				7,5				0,6				0,6				12,5	1,4	--	--	--	--
D	E23	35,2023316	-6,11400833	4,89	5,14	12,68	5,00	2,00	7,00	7,5				7,5				0,45				0,45				16,7	2,5	--	--	--	--
D	E26	35,2024216	-6,11399667	5,00	7,48	7,48	4,00	4,00	8,00	7,5				7,5				0,525				0,525				14,3	1,0	--	--	--	--
D	E37	35,20327	-6,113885	5,19	6,06	14,31	6,00	2,50	8,50	7,5				7,5				0,6375				0,6375				11,8	2,4	--	--	--	--
D	E38	35,2033216	-6,11387833	5,25	5,99	11,86	5,00	2,50	7,50	7,5				7,5				0,525				0,525				14,3	2,0	--	--	--	--
D	E39 (0,5)	35,2033866	-6,11386833	5,19	8,53	8,53	3,50	3,50	7,00	7				7				0,525				0,525				13,3	1,0	--	--	--	--
D	E01 (53,5)	35,2000766	-6,114705	2,73	8,53	12,68	3,00	2,00	5,00	7,0				7,0				0,45				0,45				15,6	1,5	--	--	--	--
D	E05 (50,2)	35,2003267	-6,11467167	2,81	5,57	13,70	5,00	2,00	7,00	7,0				7,0				0,4875				0,4875				14,4	2,5	24,0	19,0	6,0	1,3
D	E11 (43,5)	35,20084	-6,11463667	2,84	7,48	14,71	4,00	2,00	6,00	7,0				7,0				0,525				0,525				13,3	2,0	--	--	--	--
D	E14	35,201005	-6,11463	2,97	9,23	13,70	3,00	2,00	5,00	7,0				7,0				0,4875				0,4875				14,4	1,5	--	--	--	--
D	E15 (40,3)	35,2010783	-6,11462667	2,93	7,69	9,58	5,00	4,00	9,00	7,0				7,0				0,675				0,675				10,4	1,3	--	--	--	--
D	E18	35,2012966	-6,1146	3,59	15,38	15,38	1,50	1,50	3,00	7,0					7,0			0,4125					0,4125			17,0	1,0	--	--	--	--
D	E29	35,2019917	-6,11453167	3,11	7,48	14,71	4,00	2,00	6,00	7,0				7,0				0,525				0,525				13,3	2,0	--	--	--	--
D	E35	35,20226	-6,11451833	3,05	7,48	7,48	4,00	4,00	8,00	7,0				7,0				0,525				0,525				13,3	1,0	--	--	--	--
D	E37	35,2023617	-6,11450667	3,12	10,62	20,56	2,00	1,00	3,00	7,0					7,0			0,375					0,375			18,7	2,0	--	--	--	--
D	E58 <	35,2032966	-6,11434	3,23	6,95	9,23	4,00	3,00	7,00	7				7				0,4875				0,4875				14,4	1,3	--	--	--	--
D	E10	35,2009867	-6,114675	2,81	7,05	13,90	3,33	1,67	5,00	6,7				6,7				0,4				0,4				16,2	2,0	--	--	--	--
D	E18 >	35,2015133	-6,11461	3,30	7,05	13,90	3,33	1,67	5,00	6,7				6,7				0,4				0,4				16,2	2,0	--	--	--	--
D	E29	35,2020083	-6,114545	3,16	8,32	16,30	3,33	1,67	5,00	6,7				6,7				0,5				0,5				13,7	2,0	--	--	--	--
D	E03	35,2001866	-6,11469167	2,91	7,13	20,56	3,00	1,00	4,00	6,0					6,0			0,375					0,375			16,0	3,0	--	--	--	--
D	E04	35,2002466	-6,11468167	2,82	6,42	12,68	4,00	2,00	6,00	6,0				6,0				0,45				0,45				13,3	2,0	25,0	19,0	5,5	1,3
D	E28 (28,9)	35,20193	-6,11453167	3,18	9,23	25,99	3,00	1,00	4,00	6,0				6,0				0,4875				0,4875				12,3	3,0	--	--	--	--

D	E30	35,2020683	-6,11453333	3,05	5,99	9,93	5,00	3,00	8,00	6,0				6,0				0,525				0,525				11,4	1,7	--	--	--	--
D	E34	35,2022016	-6,11452333	3,16	12,68	12,68	2,00	2,00	4,00	6,0				6,0				0,45				0,45				13,3	1,0	--	--	--	--
D	E41 > (21)	35,202515	-6,11449167	3,17	11,65	22,42	2,00	1,00	3,00	6,0					6,0			0,4125					0,4125			14,5	2,0	--	--	--	--
D	E44 > (19)	35,2026533	-6,11448167	3,12	9,02	16,42	2,60	1,40	4,00	6,0					6,0			0,4125					0,4125			14,5	1,9	--	--	--	--
D	E46	35,2027333	-6,11447833	3,03	8,53	12,68	3,00	2,00	5,00	6,0				6,0				0,45				0,45				13,3	1,5	--	--	--	--
D	E48	35,2028133	-6,114475	3,08	11,03	11,03	2,50	2,50	5,00	6,0				6,0				0,4875				0,4875				12,3	1,0	--	--	--	--
D	E51	35,202945	-6,114475	3,16	14,04	14,04	1,50	1,50	3,00	6,0					6,0			0,375					0,375			16,0	1,0	--	--	--	--
D	E60	35,2033633	-6,1143	3,41	9,23	9,23	3,00	3,00	6,00	6				6				0,4875				0,4875				12,3	1,0	--	--	--	--
D	E61 (2,3)	35,20341	-6,114275	3,36	8,00	8,00	4,00	4,00	8,00	6				6				0,5625				0,5625				10,7	1,0	--	--	--	--
D	E06	35,2011916	-6,11406667	5,84	11,03	11,03	2,50	2,50	5,00	5,0				5,0				0,4875				0,4875				10,3	1,0	--	--	--	--
D	E36	35,2032316	-6,11389167	5,35	7,93	11,03	3,50	2,50	6,00	5				5				0,4875				0,4875				10,3	1,4	--	--	--	--
D	E12	35,200915	-6,11463	2,89	5,57	13,70	5,00	2,00	7,00	5,0				5,0				0,4875				0,4875				10,3	2,5	--	--	--	--
D	E13	35,20096	-6,11463	2,93	8,53	12,68	3,00	2,00	5,00	5,0				5,0				0,45				0,45				11,1	1,5	--	--	--	--
D	E21	35,2015616	-6,11455833	3,38	4,59	15,71	7,00	2,00	9,00	5,0				5,0				0,5625				0,5625				8,9	3,5	--	--	--	--
D	E23 (33)	35,2016316	-6,11454833	3,32	9,93	14,71	3,00	2,00	5,00	5,0				5,0				0,525				0,525				9,5	1,5	--	--	--	--
D	E31	35,2021133	-6,11453333	3,08	9,23	13,70	3,00	2,00	5,00	5,0				5,0				0,4875				0,4875				10,3	1,5	--	--	--	--
D	E38	35,2024166	-6,11449833	3,03	8,78	11,42	3,40	2,60	6,00	5,0				5,0				0,525				0,525				9,5	1,3	--	--	--	--
D	E42 <	35,2025716	-6,11449	3,01	8,00	10,62	4,00	3,00	7,00	5,0				5,0				0,5625				0,5625				8,9	1,3	--	--	--	--
D	E45 <	35,2026933	-6,11448	3,02	9,23	13,70	3,00	2,00	5,00	5,0				5,0				0,4875				0,4875				10,3	1,5	--	--	--	--
D	E47 (17)	35,2027867	-6,11447667	3,04	7,48	14,71	4,00	2,00	6,00	5,0				5,0				0,525				0,525				9,5	2,0	--	--	--	--
D	E49	35,2028667	-6,114475	3,04	7,48	14,71	4,00	2,00	6,00	5,0				5,0				0,525				0,525				9,5	2,0	--	--	--	--
D	E59	35,2033317	-6,11431833	3,38	6,95	13,70	4,00	2,00	6,00	5				5				0,4875				0,4875				10,3	2,0	--	--	--	--
D	E62	35,2034583	-6,11425167	3,56	8,53	12,68	3,00	2,00	5,00	5				5				0,45				0,45				11,1	1,5	--	--	--	--
D	E9	35,2009466	-6,11468	2,69	5,57	16,30	5,00	1,67	6,67	5,0				5,0				0,5				0,5				10,3	3,0	--	--	--	--
D	E11	35,20105	-6,114665	2,79	5,14	15,11	5,00	1,67	6,67	5,0				5,0				0,5				0,5				11,1	3,0	--	--	--	--
D	E14 <	35,2012667	-6,11463167	3,51	8,95	17,48	3,33	1,67	5,00	5,0				5,0				0,5				0,5				9,5	2,0	--	--	--	--
D	E19 <	35,2015916	-6,11460333	3,26	5,57	16,30	5,00	1,67	6,67	5,0				5,0				0,5				0,5				10,3	3,0	--	--	--	--
D	E21	35,2016983	-6,11459333	3,08	4,82	9,58	6,67	3,33	10,00	5,0				5,0				0,6				0,6				8,9	2,0	--	--	--	--
D	E22	35,2017433	-6,11458833	3,17	16,30	16,30	1,67	1,67	3,33	5,0				5,0				0,5				0,5				10,3	1,0	--	--	--	--
D	E24	35,2018116	-6,11457667	3,13	10,92	15,11	2,33	1,67	4,00	5,0				5,0				0,5				0,5				11,1	1,4	--	--	--	--
D	E27 <	35,2019183	-6,11456	3,19	12,68	12,68	2,00	2,00	4,00	5,0				5,0				0,5				0,5				11,1	1,0	--	--	--	--
D	E28	35,2019533	-6,114555	3,17	8,32	16,30	3,33	1,67	5,00	5,0				5,0				0,5				0,5				10,3	2,0	--	--	--	--
D	E31	35,2021183	-6,11451667	3,03	7,69	15,11	3,33	1,67	5,00	5,0				5,0				0,5				0,5				11,1	2,0	--	--	--	--
D	E33 >	35,2021917	-6,1145	3,16	10,62	15,71	2,00	1,33	3,33	5,0				5,0				0,4				0,4				13,3	1,5	--	--	--	--
D	E34 <	35,2022416	-6,11448833	3,05	8,95	17,48	3,33	1,67	5,00	5,0				5,0				0,5				0,5				9,5	2,0	--	--	--	--
D	E35	35,20229	-6,114475	3,03	9,58	18,65	3,33	1,67	5,00	5,0				5,0				0,6				0,6				8,9	2,0	--	--	--	--
D	E26 >	35,2018817	-6,11456333	3,13	10,03	13,90	2,33	1,67	4,00	4,3							4,3	0,4							0,4	10,5	1,4	--	--	--	--
D	E02	35,20014	-6,11469833	2,81	4,72	22,42	5,00	1,00	6,00	4,0							4,0	0,4125							0,4125	9,7	5,0	--	--	--	--
D	E22	35,20159	-6,11455333	3,39	9,23	25,99	3,00	1,00	4,00	4,0						4,0		0,4875						0,4875		8,2	3,0	--	--	--	--
D	E24	35,201675	-6,114545	3,36	8,53	17,82	3,00	1,40	4,40	4,0						4,0		0,45						0,45		8,9	2,1	--	--	--	--
D	E36	35,20232	-6,11451333	3,06	10,62	19,20	2,60	1,40	4,00	4,0						4,0		0,4875						0,4875		8,2	1,9	--	--	--	--
D	E39	35,2024583	-6,114495	3,10	13,70	13,70	2,00	2,00	4,00	4,0						4,0		0,4875						0,4875		8,2	1,0	--	--	--	--
D	E43	35,2026133	-6,11448667	3,03	8,53	12,68	3,00	2,00	5,00	4,0						4,0		0,45						0,45		8,9	1,5	--	--	--	--
D	E50	35,202905	-6,11447667	3,00	9,93	9,93	3,00	3,00	6,00	4,0						4,0		0,525						0,525		7,6	1,0	--	--	--	--
D	E17	35,2014883	-6,11461167	2,23	3,86	15,11	6,67	1,67	8,33	3,3						3,3		0,5						0,5		7,4	4,0	--	--	--	--
D	E23	35,20178	-6,11458667	3,20	10,03	13,90	2,33	1,67	4,00	3,3							3,3	0,4							0,4	8,1	1,4	--	--	--	--
D	E25 (10)	35,2018583	-6,11456667	3,07	7,69	15,11	3,33	1,67	5,00	3,3						3,3		0,5						0,5		7,4	2,0	--	--	--	--
D	E30	35,20207	-6,11453	3,13	7,69	15,11	3,33	1,67	5,00	3,3						3,3		0,5						0,5		7,4	2,0	--	--	--	--
D	E32	35,202155	-6,11450667	3,09	10,92	15,11	2,33	1,67	4,00	3,3						3,3		0,5						0,5		7,4	1,4	--	--	--	--
D	E17 <	35,2012533	-6,11460833	3,52	5,57	13,70	5,00	2,00	7,00	3,0						3,0		0,4875						0,4875		6,2	2,5	--	--	--	--
D	E25 (31,7)	35,20172	-6,11454167	3,34	8,53	24,23	3,00	1,00	4,00	3,0						3,0		0,45						0,45		6,7	3,0	--	--	--	--
D	E26 (30,5)	35,2018083	-6,11453667	3,22	13,70	19,20	2,00	1,40	3,40	3,0						3,0		0,4875						0,4875		6,2	1,4	--	--	--	--
D	E27 (30)	35,2018383	-6,11453667	3,22	11,65	22,42	2,00	1,00	3,00	3,0							3,0	0,4125							0,4125	7,3	2,0	--	--	--	--
D	E32 (26)	35,2021566	-6,11453	3,17	10,62	20,56	2,00	1,00	3,00	3,0							3,0	0,375							0,375	8,0	2,0	--	--	--	--
D	E33	35,2021717	-6,11452833	3,18	9,58	18,65	2,00	1,00	3,00	3,0							3,0	0,3375							0,3375	8,9	2,0	--	--	--	--
D	E40	35,2024866	-6,11449333	3,16	15,38	15,38	1,50	1,50	3,00	3,0							3,0	0,4125							0,4125	7,3	1,0	--	--	--	--
D	E22 SENS INV	35,2022616	-6,11401333	4,95	7,93	11,03	3,50	2,50	6,00	2,5						2,5		0,4875						0,4875		5,1	1,4	--	--	--	--
D	E24	35,20236	-6,114005	4,89	5,14	10,20	5,00	2,50	7,50	2,5						2,5		0,45						0,45		5,6	2,0	--	--	--	--
E		3897358,04	762320,82	5,59	4,60	4,60	8,41	5,02	13,43	29		29						0,4		0,4						77,8	1,7				
E		3897333,57	762324,41	5,70	3,40	4,00	7,65	6,86	14,52	24		24						0,5		0,5						49,7	1,1				
E		3896719,56	761618,52	5,51	3,40	10,20	8,35	2,81	11,16	24		24						0,5		0,5						47,6	3,0				
E		3897387,34	762316,82	5,30	1,71	6,30	15,44	4,09	19,54	24		24						0,4		0,4						53,8	3,8				
E		3896820,31	761487,45	5,25	3,40	9,65	5,14	1,79	6,92	22		22						0,3		0,3						71,7	2,9				
E		3897216,71	762339,76	6,02	1,71	3,40	8,44	5,22	13,66	21		21						0,3		0,3						73,0	1,6				
E		3897312,60	762328,57	5,99	1,71	2,86	9,22	4,94	14,15	21		21						0,3		0,3						79,6	1,9				
E		3897196,49	762344,40	6,02	1,71	3,40	8,91	4,95	13,86	20		20						0,3		0,3						68,6	1,8				
E		3897150,24	762349,53	5,75	2,30	4,60	9,12	4,44	13,57	20		20						0,4		0,4						54,3	2,1				
E		3897275,74	762332,24	6,05	11,30	1,20	9,58	1,00	10,58	19		19						0,2		0,2						84,7	9,6				
E		3897253,72	762335,79	6,31	1,20	1,20	6,77	4,98	11,75	18		18						0,1		0,1						164,5	1,4				
E		3897295,12	762329,93	5,93	2,86	4,60	6,90	4,99	11,89	17		17						0,4		0,4						46,5	1,4				
E		3896842,21	761471,11	4,93	8,53	10,76	2,37	1,89	4,26	16		16						0,35		0,35						46,7	1,3				
E		3897181,12	762317,67	5,65	7,40	11,90	4,91	3,20	8,11	15		15						0,7		0,7						23,4	1,5				
E		3896672,28	761703,73	5,93	3,40	3,40	4,98	4,86	9,84	14,7		14,7						0,3		0,3						49,0	1,0				
E		3896899,73	761428,09	5,00	3,43	5,14	8,95	5,64	14,59	14		14						0,5		0,5						28,6	1,6				
E		3896745,87	761583,76	5,27	6,80	7,96	3,84	3,21	7,05	14		14						0,45		0,45						31,5	1,2				
E		3896772,27	761546,41	5,26	6,30	12,40	6,89	3,45	10,35	12	12							0,75	0,75							16,1	2,0				
E		3896701,87	761651,92	5,46	2,90	7,40	5,99	2,39	8,37	12		12						0,3		0,3						38,7	2,5				
E		3896791,95	761518,76	5,28	6,80	9,10	4,96	3,78	8,74	11		11						0,6		0,6						18,9	1,3				
E		3897170,20	762348,30	5,88	1,71	2,30	10,00	7,64	17,64	11		11						0,3		0,3						32,6	1,3				
E		3896728,38	761607,69	5,26	4,60	12,40	7,33	2,48	9,80	11		11						0,55		0,55						19,7	3,0				

E		3896682,19	761685,43	6,25	4,00	7,40	4,29	2,26	6,55	11		11						0,3		0,3						35,5	1,9				
E		3896872,60	761451,94	4,74	6,28	7,96	4,45	3,67	8,12	11		11						0,5		0,5						21,1	1,2				
E		3897243,35	762338,43	6,29	1,20	5,70	5,35	1,13	6,47	10		10						0,1		0,1						92,8	4,8				
E		3896799,03	761508,97	5,30	4,60	6,28	5,74	4,22	9,95	10		10						0,45		0,45						21,8	1,4				
E		3896757,14	761567,56	5,35	4,60	9,65	5,99	2,97	8,96	10		10						0,5		0,5						19,6	2,0				
E		3896736,71	761597,93	5,20	3,43	15,11	10,33	2,44	12,77	10		10						0,65		0,65						15,0	4,2				
E		3896706,49	761642,30	5,48	3,40	6,28	6,65	3,64	10,29	10		10						0,4		0,4						24,1	1,8				
E		3896882,90	761442,40	4,92	2,90	19,80	8,67	1,12	9,79	10		10						0,4		0,4						23,8	7,7				
E		3896778,88	761537,18	5,41	5,14	9,60	4,69	2,33	7,03	9		9						0,4		0,4						23,1	2,0				
E		3896764,09	761558,47	5,32	4,00	10,76	8,60	3,10	11,71	9		9						0,6		0,6						15,1	2,8				
E		3896687,14	761677,57	5,97	4,60	4,60	3,68	3,57	7,26	8		8						0,3		0,3						26,2	1,0				
E		3896676,08	761696,07	6,26	2,30	6,28	8,38	2,79	11,18	8		8						0,3		0,3						25,5	3,0				
E		3896695,82	761663,52	5,50	2,90	5,14	9,21	5,26	14,47	8		8						0,45		0,45						16,8	1,7				
E		3896784,05	761530,08	5,32	4,00	11,90	7,54	2,40	9,94	7		7						0,5		0,5						14,2	3,1				
E		3896691,39	761671,10	5,63	6,28	7,40	2,78	2,32	5,10	6		6						0,3		0,3						21,6	1,2				
E		3896750,11	761577,33	5,36	2,30	5,14	6,80	3,22	10,02	6		6						0,3		0,3						21,4	2,1				
E		3897237,72	762339,43	6,07	2,86	3,40	6,21	4,51	10,71	6					6			0,3					0,3			19,3	1,4				
E		3896858,89	761462,48	4,54	7,41	17,74	6,37	2,52	8,90	5			5					0,8			0,8					5,9	2,5				
E		3896850,25	761467,24	4,75	10,20	15,11	2,24	1,50	3,74	4							4	0,4							0.4	9,7	1,5				
E		3897272,03	762332,63	6,04	2,30	6,30	6,81	2,45	9,27	4							4	0,3							0,3	13,4	2,8				

ANNEXE -3-

Principes de mesure et résolution des différentes méthodes d'étude

I. INTRODUCTION :

Les moyens d'exploration du fond marin varient considérablement à l'échelle et la nature des informations qu'ils fournissent. Par exemple, un sonar multifaisceaux à 55 m de profondeur d'eau peut fournir des informations bathymétriques détaillées avec jusqu'à 0,5 - 1 m de la résolution latérale et de la couverture de plusieurs kilomètres par heure (mais pas d'information biologique), alors qu'une caméra vidéo peut fournir une identification de épifaune et substrat inférieur à une résolution allant jusqu'à plusieurs millimètres-centimètres (selon la hauteur au-dessus du bas), mais avec une couverture minimale et aucune information de profondeur.

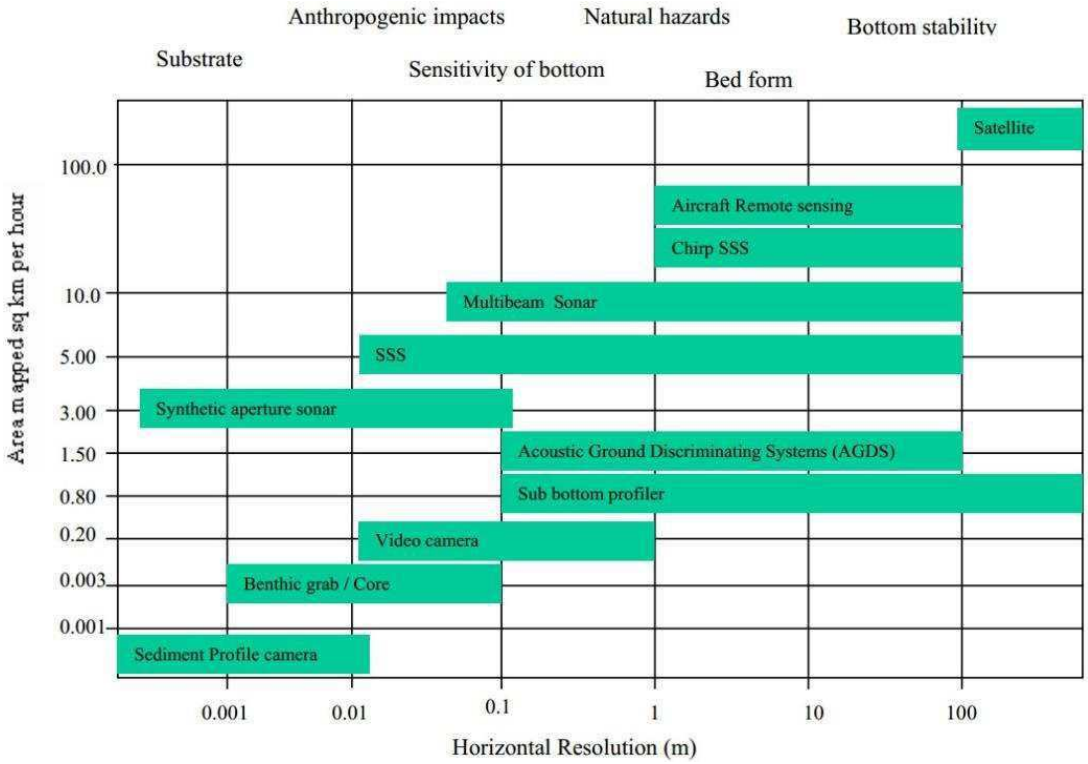


Fig.II-1: Comparaison relative de différentes méthodes d'investigation du fond. L'axe x représente la nature de l'information obtenue décrite par la résolution horizontale obtenue. L'axe vertical décrit la superficie cartographiée (en km²) par heure pour chaque capteur. Les variations de résolution horizontale à l'intérieur de chaque capteur sont données en tant que longueur du rectangle ombré.

La figure ci-dessus résume les différents outils d'investigations sous-marines, et leurs comparaisons par rapport à la taille de la zone à cartographier, la résolution horizontale obtenue et les applications identifiées par Kenny et al. (2003). Par exemple, bien que la résolution maximale peut être obtenue par l'utilisation des capteurs très sophistiqués tel que la

caméra vidéo, la portée de ces capteurs pourrait limiter leur utilisation dans des zones données (par exemple à plusieurs dizaine de mètres de profondeur). Par contre, le multifaisceau et le sonar à balayage latéral peuvent fournir une plus grande couverture de zone, mais avec une résolution spéciale relativement inférieure. Il est nécessaire de noter que cette classification des capteurs, affichés sur la figure, est généralisée pour chaque classe de capteur.

1 Historique : L'exploration des fonds marins par méthode acoustique

La constitution d'imagerie est devenu un élément clé dans la reconnaissance du fond marin (sa nature, ses reliefs, sa topographie, etc.)

Géologues, océanographes et archéologues utilisent largement l'acoustique sous-marine pour transformer des objets sous-marins invisibles en nombres, graphes et images qui peuvent ensuite révéler ce qui se cache aussi bien dans les eaux des baies, lacs et rivières, que dans les grands fonds océaniques (Fish & Carr, 1990; Cerevenka & de Moustier, 1993, Lurton, 2002).

Les mesures et les visualisations modernes des fonds marins ont commencé vers 1912 lors de la Première Guerre mondiale. Les travaux menés alors, stimulés par le naufrage du «Titanic», ont permis de réaliser un premier écho-sondeur électrodynamique. Cependant, le contrôle fréquentiel et directionnel des émissions sonores ne fut effectif qu'en 1917 grâce au développement et à l'utilisation par Paul Langevin de transducteurs piézo-électriques. Les sondeurs de bathymétrie (pour la mesure de la hauteur d'eau) sont apparus dans les années 20, et se sont perfectionnés parallèlement aux autres systèmes acoustiques sous-marins. En 1919, l'ingénieur Pierre Marti réalise une machine de sondage permettant d'acquérir des sondes en continu. Cette première machine enregistre sur une bande papier les chocs sonores provoqués à la surface de l'eau puis après réflexion sur le fond. La profondeur est déduite de l'intervalle de temps mesuré et de la vitesse de propagation du son dans l'eau estimée à 1500m/s. les résultats obtenus sont jugés par René Couderc (1944) excellents jusqu'à 5000m de profondeur.

Durant la Seconde Guerre mondiale, les progrès sont encore plus spectaculaires. Les années 1930 voient le développement de l'utilisation des sondeurs monofaisceaux, ce qui a réduit les temps des levés tout en augmentant considérablement la quantité de données

collectées. Les données acquises le long de la route de navigation se présentent sous la forme de bande papier sur laquelle apparait de façon plus au moins fidèle une coupe des fonds marins au-dessous du navire.

Le premier sondeur multifaisceau voit le jour en 1963 dans les laboratoires de la « General Instruments Corporation – GI ». Ce système constitué de 61 faisceaux est le premier sondeur multifaisceau utilisé à des fins militaires.

En 1968, GI propose une version commerciale de ce système plus connue sous le nom de SEABEAM. Le premier système est délivré en 1975 aux Australiens pour équiper le HMS Cook. Le premier système opérationnel est installé sur le navire de l'IFREMER (Jean Charcot). Ce système est constitué de 16 faisceaux espacés de 2.7°.

Les premiers systèmes Multifaisceau commercialisés sont très limités en termes de couverture, de cartographie automatique, de capacité de calcul, de gestion des données, de correction en temps réel des paramètres d'attitude du porteur. Leur ouverture angulaire, initialement limitée à 45° soit environ 75% de la profondeur, peut atteindre 120° ce qui permet d'insonifier des fauchés de largeur égale à 3.4 fois la hauteur d'eau. Le tableau (Tab.1) suivant présente quelques-unes des caractéristiques de 4 des 7 sondeurs multifaisceaux disponibles sur le marché à la fin des années 80.

Système	SEABEAM	HYDROSWEEP	BOTTOMCHART	EM100
Fréquence (kHz)	12.158	15.5	50	95
Nombre de faisceaux	16	59	40	32/27
Espacement en faisceaux (°)	2.67	1.5	3	1.25/2.5/3.75
Profondeur (m)	45 – 11000	70 – 7000	10 – 1000	10 – 600
Largeur de fauchée (% de la profondeur d'eau)	75	200	340	70/170/230

Tab.II-1:Description de sondeurs multifaisceaux utilisés à la fin des années 80

L'utilisation de ces sondeurs multifaisceaux fit son apparition dans le domaine de la cartographie bathymétrique sous-marine. Cependant, peu de travaux ont exploité leur utilité pour la classification de la nature des fonds marins. Les premiers résultats ont été obtenus en 1985 par De Moustier, qui a présenté l'intérêt de mesurer le niveau réverbéré à la verticale

ainsi qu'en fonction de l'angle d'incidence (De Moustier, 1985 ; 1986a ; 1986b ; De Moutier & Alexandrou, 1991). Il utilisa des signaux expérimentaux acquis par un sondeur Sea Beam, et obtint des résultats intéressants malgré les capacités limitées de son système. De nombreux autres auteurs tels que N.P. Chotiros (1993, 1994a, 1994b), D. Alexandrou (1993), J. Hughes-Clarke (1993, 1994), D.R. Jackson et all. (1986), D.R. Jackson & Briggs (1986), A.P. Lyons (1994), et Matsumoto (1993) ont aussi étudié l'exploitation de la réverbération angulaire pour la caractérisation des fonds.

Les premiers sondeurs multifaisceau sont dépassés maintenant par une nouvelle génération de système caractérisée par sa grande ouverture angulaire et par sa qualité d'image acoustique qui fournit beaucoup de détaille sur le fond. En revanche, les possibilités de caractérisation de ces nouveaux sondeurs n'ont pas encore été pleinement exploitées dans le cas des grands fonds (Lurton, et al., 1994), mais des travaux sont menés avec des sondeurs à haute fréquence en petits fonds en Scandinavie 1631, et au Canada (Hughes-Clarke, 1993 ; 1994).

Entre 1939 et 1945 la technologie des sonars latéraux a vu le jour, dont le premier sonar a été mis en évidence en Grande-Bretagne. Il était consacré juste pour les opérations militaires ; pour la localisation des sous-marins ennemis. En 1958, il est devenu opérationnel dans le secteur civil pour des intérêts scientifique proprement dit. Ce ne fut qu'en 1963 que Harold «Dot» Edgerton expérimenta un «sonar latéral» haute fréquence (en mode balayage) qui révolutionna les applications sonar et dont le principe est utilisé depuis pour la recherche d'épaves et pour la cartographie des fonds marins: le signal sonore est émis en incidence rasante, et son écho reproduit la structure fine du fond.

La reconnaissance des fonds marins en grande fonds intéresse plusieurs domaines 'activités militaires, scientifiques et industriels.

Le concept de sondeur multifaisceaux permet d'avoir une vue globale d'une zone, et de détecter les changements de nature des fonds. Les géologues exploitent les informations de bathymétrie et d'imagerie afin, par exemple, de suivre les canyons de rivières sous-marines, ou encore d'étudier la stabilité sédimentaire sur les zones de pentes ou l'étude des différentes structures sédimentaires subaquatiques. Ces informations permettent aussi d'évaluer et de gérer les stocks sédimentaires, de mesurer leur incidence sur l'environnement, et d'inventorier les ressources minérales et vivantes. Les câbles transocéaniques ou encore les pipe-lines,

doivent être posés sur des routes qui évitent les monts sous-marins ou autres obstacles, tout en prenant un chemin économiquement court. Une exploration préalable des fonds est effectuée à l'aide de moyens acoustiques.

II. METHODES D'ACQUISITION DE DONNEES

1 Bathymétrie monofaisceau & multifaisceau

1.1 Bathymétrie

La bathymétrie est un mot d'origine grecque, constitué de deux éléments : - bathus pour profond ; et - métron pour mesure. Etymologiquement, la bathymétrie est dédiée à la mesure des profondeurs des zones de la surface terrestre recouvertes d'eau (océans, lacs fleuves). Deux définitions couramment admises identifient la bathymétrie : (1) Le domaine scientifique consacré à la mesure des profondeurs sous-marine ; (2) L'ensemble des opérations permettant de déterminer la configuration générale du fond des terres immergées. Les levés bathymétriques sont parfois considérés comme la même activité que les levés hydrographiques, mais cela est incorrect parce que le premier désigne à documenter à la fois les pics et les profondeurs du fond marin, tandis que le deuxième est dédié à documenter uniquement les pics des fonds marin qui peuvent constituer des dangers à la navigation des navires de surface.

Généralement, la bathymétrie est la mesure de la hauteur d'eau en se basant sur l'interprétation du temps de trajet aller-retour des impulsions sonores entre une source sonore, qui peut ou non se trouver à la surface de l'eau et au fond de la mer. Il ne doit pas être condondu avec l'imagerie acoustique qui consiste à la mesure de la réflectivité basée sur l'exploitation de l'amplitude du signal reçu.

Les cartes bathymétriques sont des représentations graphiques des fonds marins. Comme le montre la figure ci-dessous (figure II-3), il existe différentes représentations de la bathymétrie (carte bathymétrique, coupe bathymétrique, etc.). Lorsque la description des

fonds marins est réalisée dans l'objectif de garantir la sécurité de la navigation, on ne parle plus de bathymétrie mais d'hydrographie.

1.1.1 Besoin de connaissances bathymétriques :

La description bathymétrique d'une zone est l'un des éléments décisionnels permettant de répondre aux besoins d'activités humaines ayant trait au domaine marin. A travers le monde, de nombreuses équipes scientifiques s'attachent à décrire et comprendre cet environnement. Qu'elles soient réalisées à l'échelle locale, régionale ou globale, les cartes bathymétriques généralement couplées à d'autres mesures géophysiques sont utilisées notamment pour comprendre et modéliser : L'évolution du climat ; la tectonique des plaques ; le déplacement des dunes de sables ; les phénomènes exceptionnels (ondes de tempête ou tsunamis) ; le niveau moyen des océans ; l'érosion du littoral.

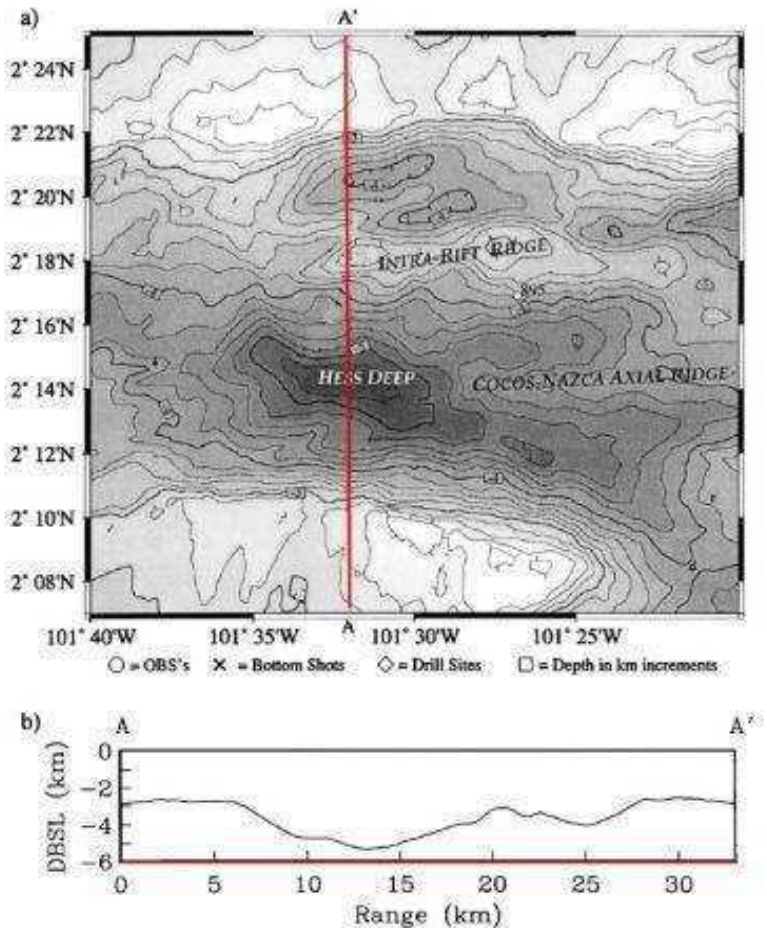


Fig.II-2: Exemple d'une carte et coupe bathymétrique du fond océanique

A l'heure actuelle les systèmes les plus répandus pour des applications bathymétriques à l'échelle locale ou régionale, sont les sondeurs multifaisceaux. Néanmoins, comme le présente le tableau ci-dessus, d'autres systèmes acoustiques existent. Le choix d'un système

dépend des caractéristiques des données qu'il produit et de l'adéquation de ces données avec les objectifs du levé bathymétrique et du financement de projet disponible.

1.2 Bathymétrie monofaisceau

Un sondeur est un système acoustique sous-marin composé de transducteurs (émetteurs) et d'antennes qui transforment l'énergie électrique en énergie acoustique et vice versa. L'onde acoustique se propage à travers une tranche d'eau, se réfléchit sur un obstacle (en général, le fond) et revient dans la direction inverse vers l'antenne (figure II-4).

Le sondeur émet une impulsion sonore (12kHz par grands fonds, 400 kHz par très petits fonds) en direction du fond à la verticale du bateau. La majeur partie de l'énergie acoustique est concentrée à l'intérieur d'un cône solide dont l'ouverture, β, est généralement comprise entre 5° et 15°.

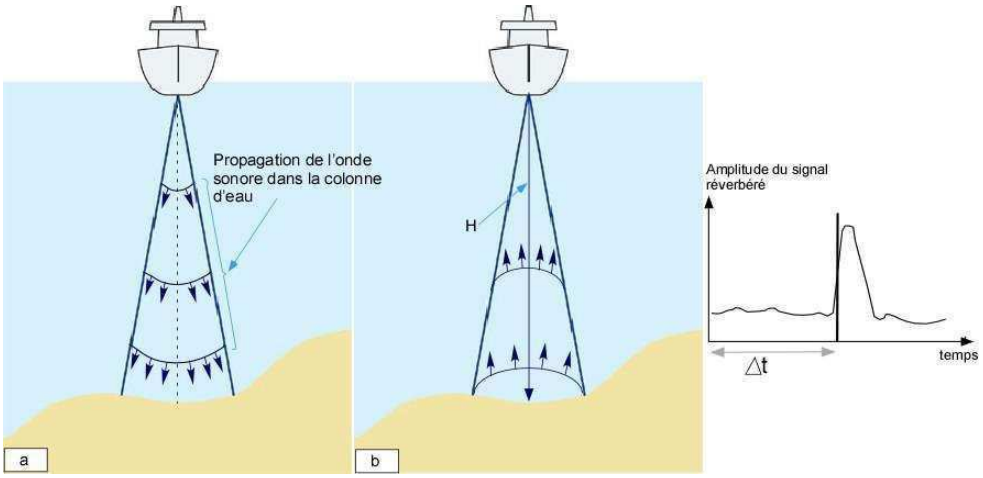


Fig.II-3: Principe de fonctionnement d'u sondeur monofaisceau : (a) à l'émission, (b) à la réception

L'onde sonore est émise pendant un très court instant qui varie de 0.1ms (par petits fond) à 1ms (par grands fonds). La forme et la dimension de la zone insonifiée par le faisceau varient, au cours du temps, en fonction de différents paramètres tels que la géométrie du faisceau et la durée d'émission. La hauteur d'eau H est déterminée par le capteur à partir de Δt, le temps de propagation que met l'onde sonore pour parcourir deux fois la trajectoire sondeur-fond, avec c, la célérité moyenne du son dans la colonne d'eau :

$$H = \frac{c\Delta t}{2}$$

Il est à signaler que l'exploitation des images est conditionnée par les perturbations environnementales rencontrées lors du levé. Le signal acoustique peut être affecté par un mauvais état de mer, le sillage d'un navire, des variations de conductivités de salinité ou de température de la tranche d'eau qu'il traverse. La rugosité et la dureté du fond sur lequel le signal se réfléchit modifient également l'intensité. L'incertitude des données dépend : (1) De l'incertitude de la mesure de hauteur d'eau fournie par le sondeur ; (2) De l'algorithme utilisé pour détecter le fond; (3) le seuil de détection ; (4) Du bruit ambiant (ex. du rapport signal sur bruit) ; (5) De l'incertitude sur des mesures de célérité, d'attitude du porteur, d'immersion du transducteur.

La résolution du sondeur caractérise sa capacité à distinguer deux cibles proches. (1) Verticalement due à la durée de l'impulsion sonore ; (2) Horizontalement due à l'ouverture angulaire du faisceau β, et qui dépend de la profondeur.

Les sondeurs monofaisceaux sont des systèmes simples à utiliser et surtout peu onéreux. L'inconvénient majeur de ce système est de donner une description bathymétrique minimale sur chaque ping. Par conséquent, on consomme beaucoup de temps lors de l'acquisition de données à faisceau unique, même sur une zone de petite taille.

1.3 Bathymétrie multifaisceau

Le sondeur multifaisceau est devenu un outil précieux pour la détermination des profondeurs sur la totalité des fonds marins et un nombre croissant de services hydrographiques nationaux privilégie ce système pour collecter des données bathymétriques utilisées dans la production de nouvelles cartes. Un sondeur multifaisceaux mesure simultanément la profondeur selon plusieurs directions, déterminées par les faisceaux de réception du système. Ces faisceaux forment une fauchée perpendiculaire à l'axe du navire. On explore ainsi le fond sur une large bande : on parle de bathymétrie surfacique et d'exploration (insonification) totale ((Bisquay, 1999; Hurtòs Vilarnau, 2009) (figure II-5).

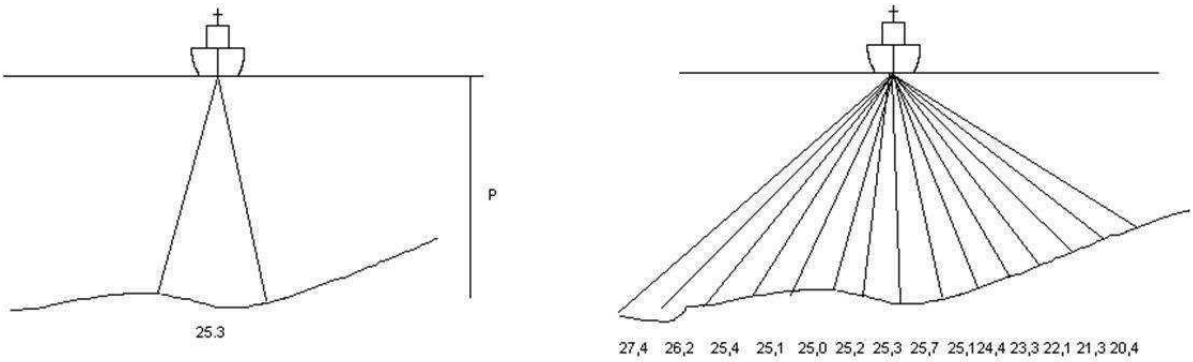


Fig.II-4: différence entre le fonctionnement des sondeurs monofaisceau (à gauche) et multifaisceau (à droite)

Le sondeur multifaisceaux possède deux avantages par rapport au sondeur monofaisceau: (1) Il permet d'explorer (« insonifier ») un large couloir, le long de la route du navire. (2) Sa résolution est grande (d'autant plus grande que ses faisceaux sont étroits).

Un transducteur multifaisceaux convertit l'énergie électrique en énergie acoustique (à l'émission) et vice versa (à la réception) assurant deux fonctions distinctes. L'antenne d'émission qui émet un faisceau acoustique large dans les directions transversales (environ 120° à 160°) et étroites dans la direction perpendiculaire (de 0.5° à 4°). Contrairement au faisceau d'émission, l'antenne de réception, perpendiculaire à l'antenne d'émission. Les faisceaux de réception sont, à l'inverse du faisceau d'émission, étroits dans la direction transversale entre 1° à 2° par rapport à la route de navigation et larges de 20° dans la direction longitudinale.

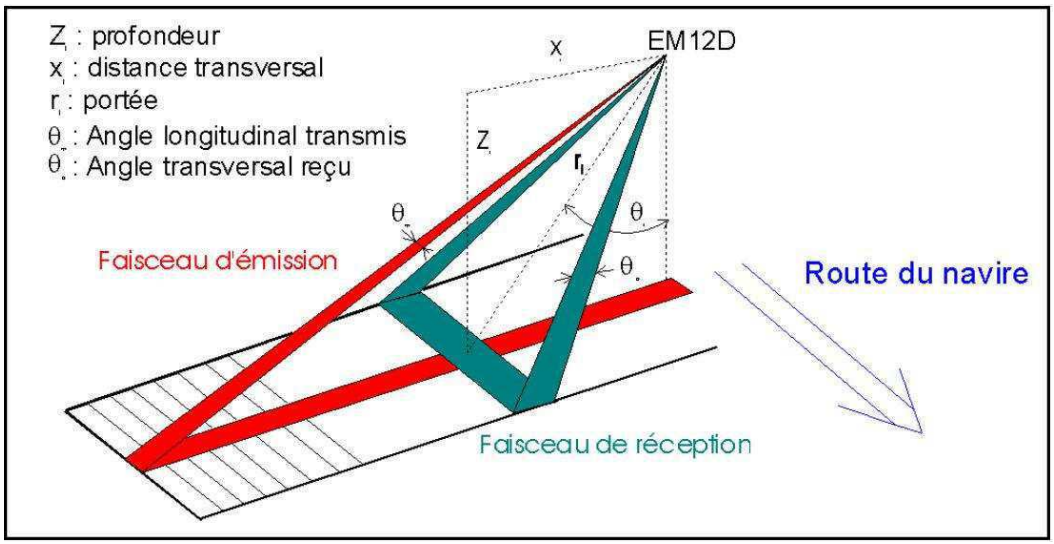


Fig.II-5: faisceau d'émission et de réception croisés (source : SHOM, 2005)

La plupart des sondeurs multifaisceaux fonctionnent selon la technique dite des « faisceaux croisés » (Bisquay, 2010). Une impulsion sonore est émise au travers d'un lobe d'émission étroit dans la direction longitudinale typiquement avec des angles comprise entre 1 à 5 degrés et large transversalement typiquement de 150 degrés.

La réception se fait à l'aide de faisceaux assez larges longitudinalement de l'ordre de 20 degrés et étroits dans le plan transversal de l'ordre de 1 à 5 degrés.

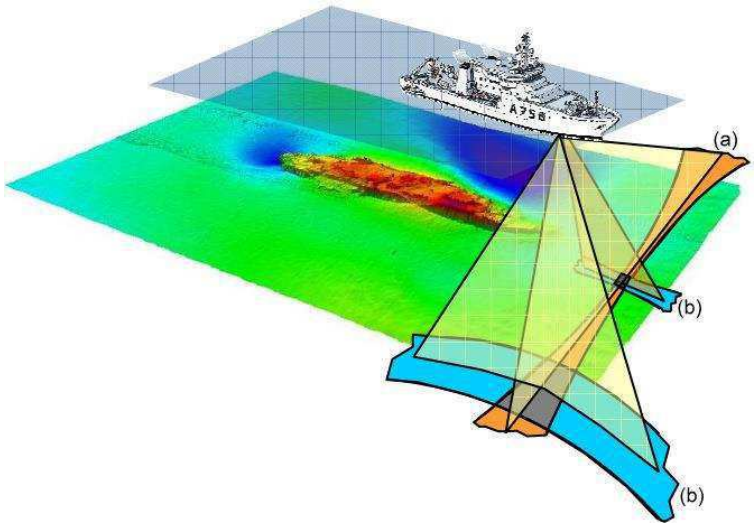


Fig.II-6: Géométrie des faisceaux d'émission (a) et de réception (b) d'un sondeur multifaisceau

La figure ci-dessus (figure II-7) montre la technique des faisceaux croisés dont le principe est de construire des faisceaux acoustiques par intersection des faisceaux d'émission et de réception. La surface insonifiée construite par intersection des faisceaux d'émission et de réception est appelée *pied de faisceau* (*ou empreintes de faisceau*). Un sondeur multifaisceau associe à chaque pied de faisceau une mesure bathymétrique. La fréquence des émissions acoustiques est le principal déterminant qui établit la plage de profondeur de fonctionnement d'un sonar. Cette limite de profondeur est fixée par l'absorption des ondes sonores lorsqu'elles traversent deux fois la colonne d'eau entre le transducteur sonar et le fond marin. Plus la fréquence de sondage acoustique est élevée, plus la portée utile du sonar est faible.

Les systèmes de sonar multifaisceaux ne sont pas seulement des systèmes de mesure bathymétriques, mais ils peuvent également fonctionner comme des systèmes d'imagerie acoustique des fonds marins. Chaque écho échantillonné qui provient de l'intérieur de la bande insonifiée d'un multifaisceau a une valeur de réflectivité qui est liée à l'amplitude de

l'écho. Ainsi, aux moments où le fond marin est détecté dans chacun des faisceaux multiples, la réflectivité spatialement échantillonnée du fond marin peut être utilisée pour contribuer à la création d'une image acoustique du fond marin. Des détails sur le processus de création d'une image à partir de l'ensemble des échos sont présentés dans les travaux de (Dezhang et al., 2006; Hellequin, 1997).

2 Sonar à Balayage Latéral

Le sonar à balayage latéral constitue un moyen d'observation indirect des fonds marins qui permet de réaliser des images acoustiques richement détaillées de ceux-ci. Ce système apparaisse sur le marché dans les années 70, à peu près au même moment que les premiers sondeurs multifaisceaux. Cette technologie moins complexe que celle des sondeurs multifaisceaux est la première à fournir une image des fonds marins avec une résolution élevée quoiqu'en deux dimensions.

Les systèmes sonar à balayage latéral consistent à des antennes sonors montées dans un corps fuselé appelé "poisson" qui est remorqué par un navire (figure II-8). Un poisson sonar à balayage latéral est généralement équipé par deux transducteurs, dont le premier est situé à 15° au-dessous de l'horizontale côté babord, tandis que le second est situé à 15° au-dessous de l'horizontale côté tribord. Contrairement aux sondeurs multifaisceaux où les fonctions de réception sont assurées via un transducteur séparé de celui de l'émission, les transducteurs du sonar à balayage latéral assurent à la fois l'emission et la récéption des ondes sonors. Une onde sonore haute fréquence (supérieure à 100kHz) de courte durée (0.1 ms) est émise en direction du fond en forme d'éventail.

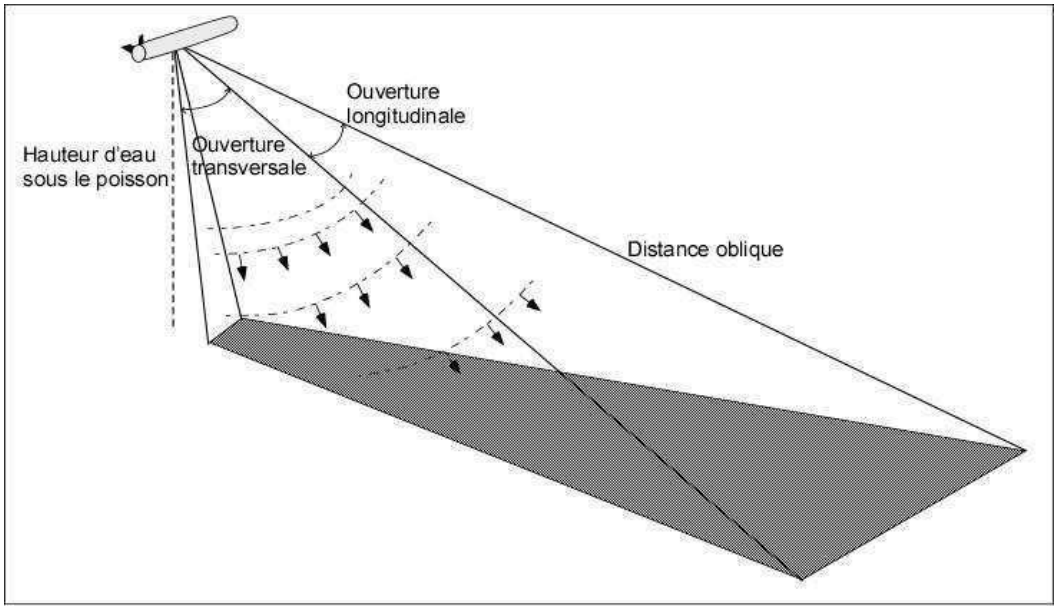


Fig.II-7: Aire insonifiée instantanée par un sonar latéral

Le signal, rétrodiffusé sur le fond marin et capté par les transducteurs, se fait à intervalles réguliers lors de l'avancement du poisson, et produit ainsi une véritable image acoustique du fond (Figure II-8). Les caractéristiques de cette image dépendent à la fois de la topographie sous-marine et de la lithologie du fond.

Depuis les premiers essais jusqu'à nos jours, les sonars latéraux sont les seuls systèmes à pouvoir :

- Identifier les types de sédiments en surface ;
- Décrire la rugosité des fonds à petite échelle ;
- Détecter les objets (épaves, roches, obstructions…)

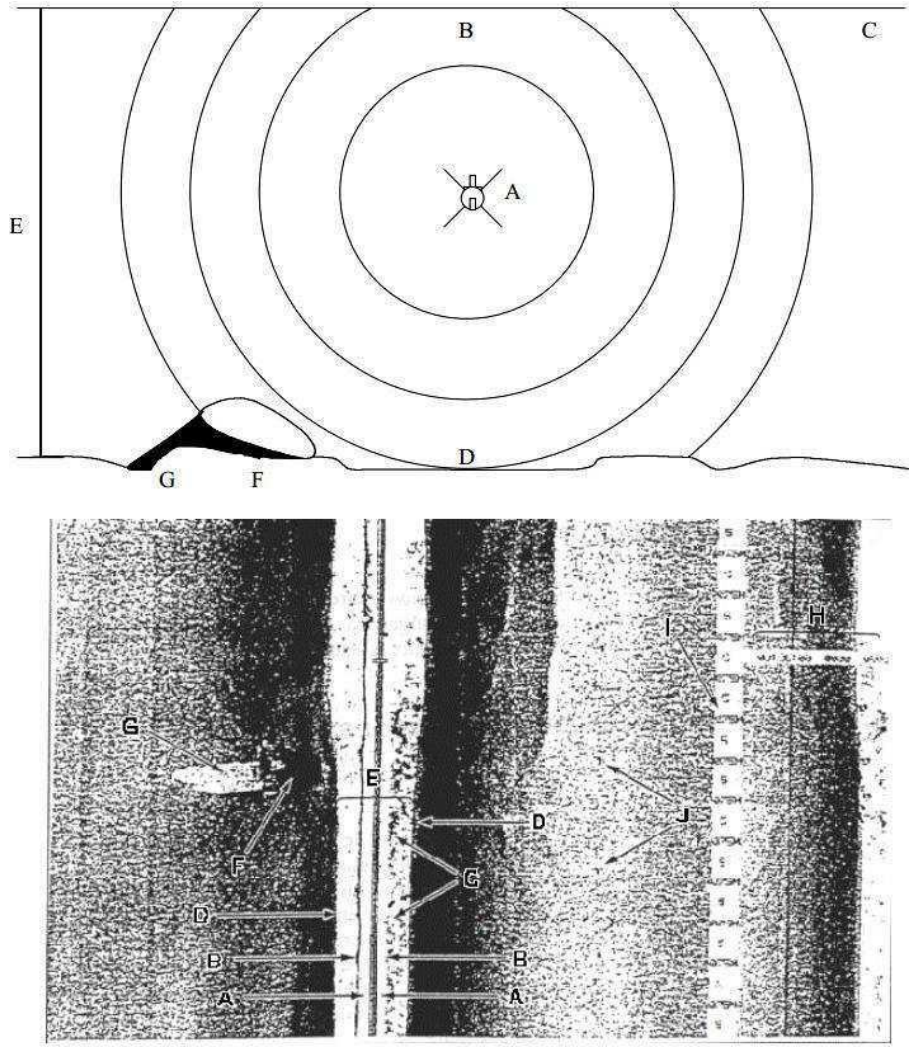


Fig.II-8: Propagation de l'onde acoustique à partir d'un sonar latéral. A = Emission, B = Premier retour acoustique, C = Surface de la mer, D = Premier retour du fond, E = Colonne d'eau, F = Navire de pêche submergé, G = Ombre. D'après Fish J.P. & Garr A.H.)

L'image ainsi obtenue appelée "sonogramme" (figure II-9), est formée par 64 teintes de gris et pose deux types problèmes.

- Il est important de distinguer la part de la lithologie de celle de la morphologie du fond dans le signal rétrodiffusé. Les sédiments fins sont peu rétrodiffusants et apparaissent sous forme de plages claires, les sédiments grossiers par contre sont très rétrodiffusants et apparaissent sous forme de plages foncées. Par ailleurs les pentes exposées aux rayons acoustiques sont sombres alors que celles "à l'ombre" de ces rayons sont claires.
- La présence de parasites est susceptible de déformer les images obtenues: roulis, tangage, position et altitude du poisson, variations de vitesse du bateau… (figure II-10)

Des traitements électroniques et numériques du signal permettent de pallier à ces problèmes (Berné, 1991) et (Augustin, 1985).

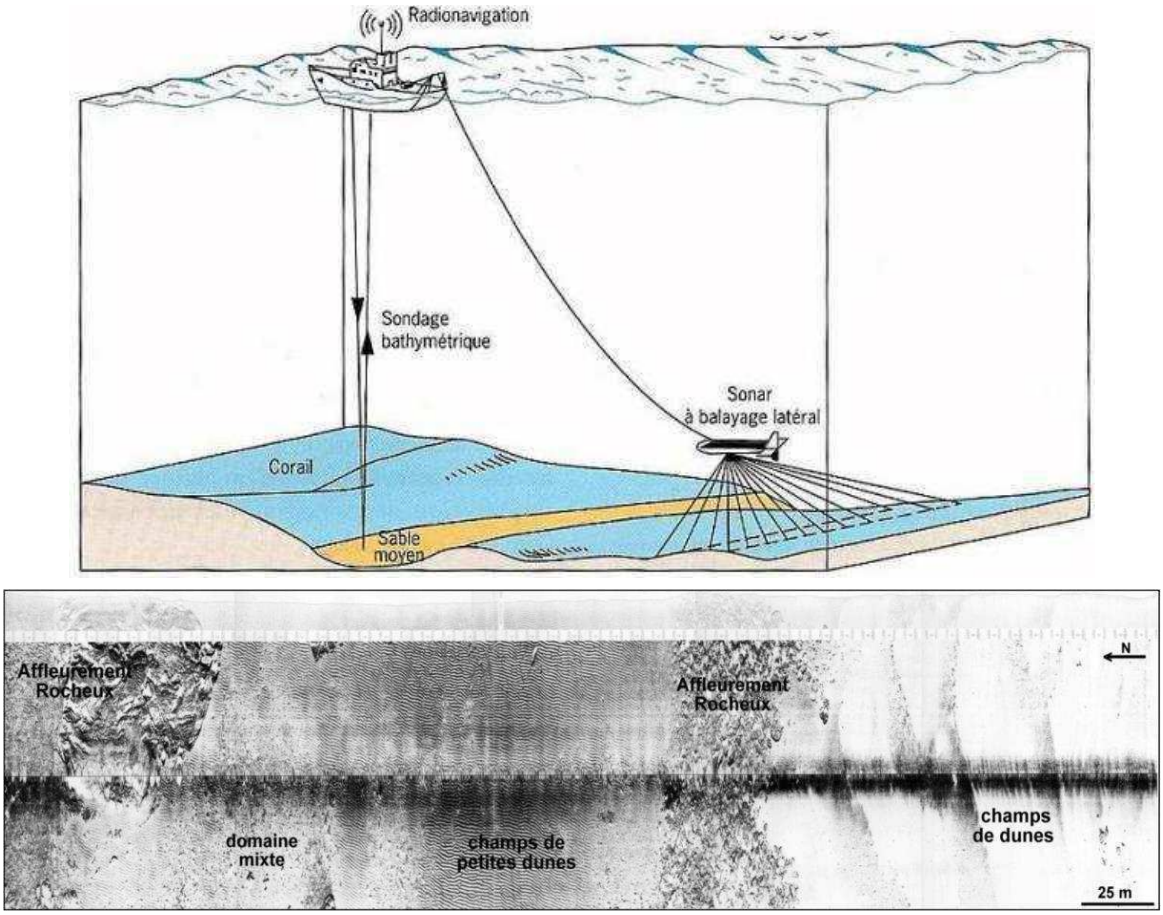


Fig. II-9: Schéma de fonctionnement du Sonar à Balayage Latéral et exemple de sonogramme enregistré dans la région de Cap Spartel (Geawhari, 2012)

2.1 Formation de l'image

Une image est constituée par un ensemble de lignes. Chaque ligne est acquise séparément par un même processus acoustique se répétant périodiquement. Le long de la route suivie, on obtient une succession de lignes approximativement parallèles les unes des autres (figure II-10). Leur juxtaposition constitue une image acoustique des fonds marins. La largeur de l'image acoustique est limitée soit par l'intervalle de répétition des impulsions trasmises, soit par les conditions de réfraction du milieu que l'onde sonore traverse.

Le principe de la formation d'une ligne image consiste à transformer un signal électrique de courte durée en une onde acoustique via une antenne. Cette onde se propage dans l'eau jusqu'à ce qu'elle rencontre un matériau de nature différente en interagissant avec un changement spatial d'impédence acoustique. Elle se réfléchit alors dans de multiples

directions. Seule l'onde réfléchie empruntant le même chemin que l'onde incidente sera reçue par le sonar qui joue alors le rôle de récepteur. Chaque point du fond qui est insonifié renvoie un écho. L'amplitude de cet écho est proportionnelle au coefficient de réflexion du matériau et au cosinus de l'angle d'incidence avec la surface insonifiée. La représentation en niveaux de gris du signal reçu forme une image faisant apparaître les objets de nature différente (roche, sédiments...) et la topographie du fond.

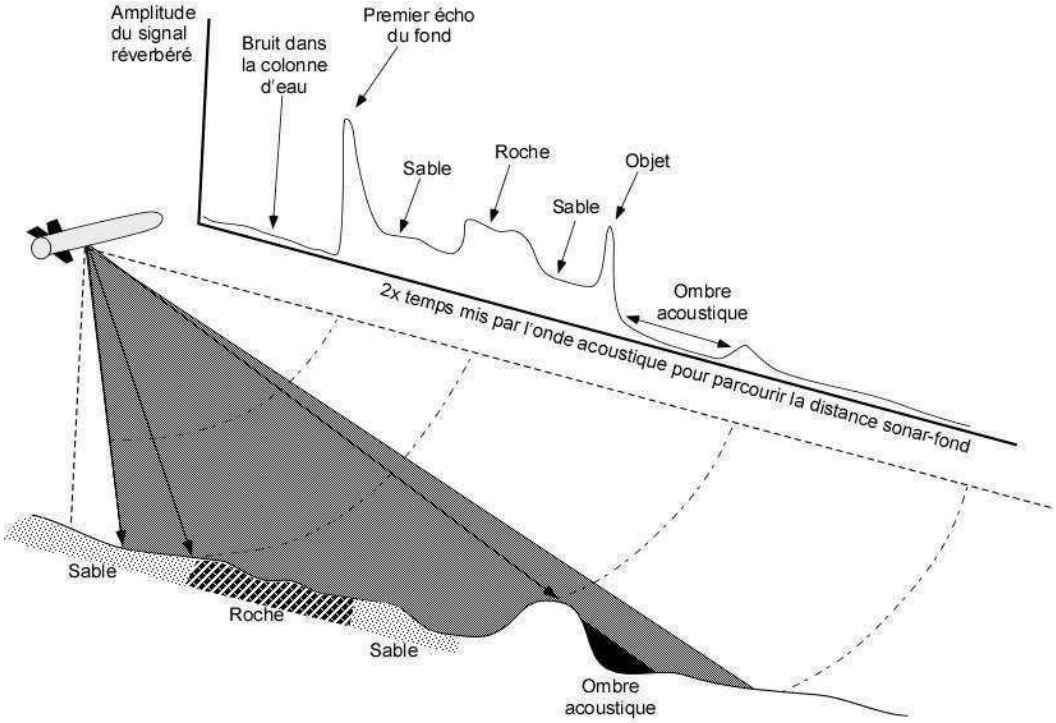


Fig.II-10: Enregistrement de l'amplitude du signal acoustique en fonction du temps

Tout d'abord, l'onde acoustique, issue de la réflexion spéculaire revient au transducteur. Après le retour de cette première onde, les signaux, liés à la réverbération, apparaissent à des temps différents par des piques dans la morphologie du signal analogique. Ces piques et ces vallées sont intégrés dans des valeurs de pixels qui seront représentées dans l'échelle des gris sur l'image. D'après Paul Johnson H. & Helferty M., 1990.

La fréquence reste la caractéristique principale des systèmes acoustiques en général et du sonar latéral en particulier. Le tableau suivant présente les relations existantes entre fréquence, longueur d'onde et portée.

Fréquence	**Longueur d'onde (m)**	**distance**
100 Hz	15	1000 km ou plus
1 kHz	1.5	100 Km ou plus
10 kHz	0.15	10 Km
25 kHz	0.06	3 Km
50 kHz	0.03	1 Km

100 kHz	0.015	600 m
500 kHz	0.03	150 m
1 mHz	0.0015	50 m

L'utilisation préférentielle de ces fréquences vise à obtenir (1) une couverture la plus large possible (la dizaine de kilomètre et au-delà au détriment de la définition de l'image (résolution), (2) une résolution très élevée (inférieure au mètre), au détriment de la portée (inférieur au km)

La résolution du SONAR, quant à elle, est sa capacité à distinguer deux objets séparés du fond. Elle est définie par la taille de chacun des pixels formant l'image, et plus particulièrement le grain de celle-ci.

Elle dépend principalement de la distance radiale du poisson, la distance entre le poisson et le fond ou l'objet éclairé, et la longueur d'onde acoustique. Ce dernier implique un comprimis entre la résolution d'imagerie et la portée. Par exemple, Si on souhaite une longueur d'onde assez courte, la fréquence doit être forte et inversement pour augmenter la portée.

2.2 Interprétation des images sonar

Dès lors que le signal est émis par les transducteurs, l'onde acoustique se propage dans la colonne d'eau. Le premier écho de l'onde sur le fond marin se trouve presque au nadir du SONAR. Cette première réflexion, de très forte intensité, peut nous renseigner sur la hauteur de la colonne d'eau en résolvant un simple théorème de Pythagore. L'onde sonore explore ensuite les angles proches du nadir en s'éloignant de celui-ci ; dans cette partie la réflectivité de l'image est forte, entrainant une mauvaise résolution spatiale. L'énergie réfléchie par le fond va ensuite décroitre en fonction de l'angle de rasance. On peut donc distinguer, sur une image SONAR telle que celle présentée sur la Figure II-12, quatre zones :

- Une zone aveugle :

Il s'agit de la colonne d'eau à la verticale du SONAR latéral, soit une zone non balayée par les faisceaux bâbord et tribord du poisson. Cette zone apparaît dans une couleur claire, ou plus généralement comme étant une zone n'ayant aucun écho. Cette bande est de largeur variable suivant la hauteur du SONAR par rapport au fond. La délimitation de cette zone correspond à l'ouverture utile des faisceaux verticaux. Elle dépend de la hauteur H du poisson par rapport au fond.

- Une zone claire :

Cette partie de l'image se caractérise par des niveaux de gris (ou un dégradé de couleurs) élevés et variant rapidement. Cela est dû au fait que l'onde acoustique arrive sous un angle d'incidence faible, entrainant une forte rétrodiffusion. A ce niveau de l'image, les textures sont difficilement discernables car il n'y a pas ou peu de formation d'ombre.

- Une zone utile (« sweet spot ») :

Dans cette partie de l'image, l'onde acoustique percute la surface suivant un angle d'incidence important. Les niveaux de gris deviennent donc moyens mais s'étalent sur une bande plus large selon la présence d'objets posés sur le fond. Ainsi, dans cette partie de l'image, nous pouvons plus facilement observer des différences de textures et la présence d'objets, notamment à l'aide de l'effet d'ombre portée.

- Une zone non exploitable :

Il s'agit des extrémités gauche et droite du sonogramme. À ce niveau-là, l'onde acoustique interagit avec le fond selon un angle de rasance très faible, restituant ainsi un signal de faible intensité (le rapport signal sur bruit s'effondre), et produisant finalement une image avec un très faible niveau de gris et de fortes déformations géométriques.

Ces 4 zones se distinguent nettement dans le cas où le poisson est employé en pleine mer ou océan car elles sont fonctions de l'angle de rasance des ondes acoustiques par rapport au fond. Lorsque celui-ci est utilisé pour procéder à l'inspection des fonds et infrastructures verticales d'un tunnel-canal, l'image restituée est bien plus difficile à interpréter, et ces zones sont moins clairement identifiables.

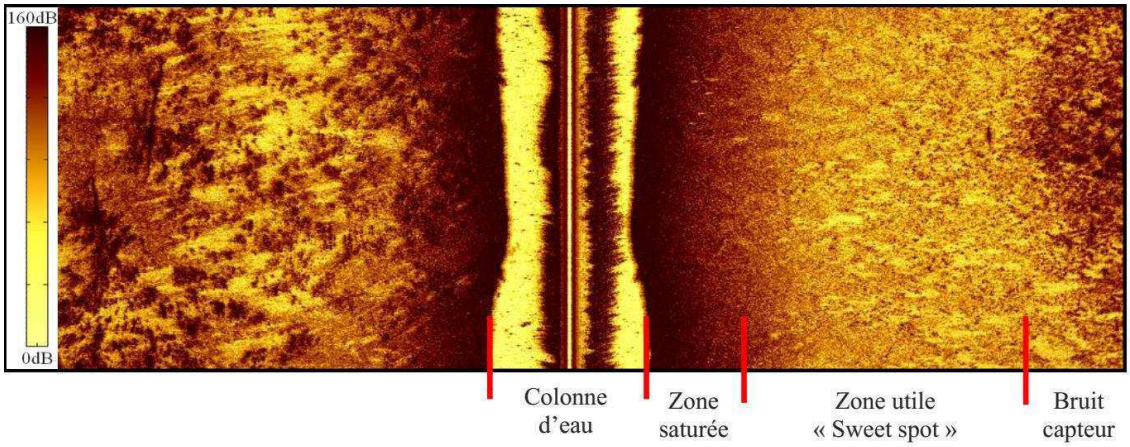


Fig.II-11: Illustrations des 4 zones spécifiques sur un sonogramme acquis sur les canaux de Strasbourg en 2014

3 Sismique réflexion

3.1 La sismique réflexion : rappels généraux

3.1.1 Définition

La méthode géophysique est utilisée pour fournir un profil vertical à haute résolution des sédiments superficiels (à l'échelle de 20 à 30 mètres) du fond marin sur la base de la réflectivité des sédiments. (Klein, 2016).

Les méthodes sismiques consistent à provoquer un ébranlement à proximité de la surface qui crée un système d'ondes élastiques se propageant dans le sous-sol. Ces ondes se réfléchissent, se diffractent ou se réfractent sur les discontinuités d'impédance qu'elles rencontrent dans le sous-sol.

La sismique réflexion utilise la réflexion du son sur les limites entre deux milieux dont les impédances acoustiques sont différentes. L'enregistrement sismique représente les variations d'impédance acoustique dans le sous-sol.

L'impédance acoustique (Z) est le produit de la vitesse de propagation par la densité de la roche travesée. Autrement dit, il s'agit du produit de deux propriétés du milieu, la vitesse acoustique des ondes de compression (V) et la densité du milieu (ρ).

$$Z = V * \rho$$

Cette mesure dépend donc principalement de la lithologie, mais également de la perméabilité, de la porosité, des fluides et de l'anisotropie des roches (Kearey et Brooks, 1991).

Les rayons sismiques sont réfléchis conformément à la loi de Snell (figure II-13), selon laquelle l'angle de réflexion du rayon est fonction de l'angle d'incidence et du contraste de vitesse entre les couches. Pour des réflexions d'incidence normale, l'amplitude de l'onde réfléchie peut être calculée à partir des paramètres de l'onde incidente (Kearey et Brooks, 1991).

Le coefficient de réflexion du plan de réflexion d'onde (R) d'une surface lisse correspond à la fois au rapport de l'amplitude (pression) de l'onde réfléchie sur l'amplitude de l'onde incidente et au contraste d'impédance acoustique entre les deux milieux séparés par le plan de réflexion. L'énergie réfléchie depuis une interface vers un détecteur est proportionnelle à l'amplitude de l'impulsion produite par la source et la magnitude du contraste d'impédance. Il représente la réflectivité du réflecteur, dont dépend l'amplitude de la réflexion produite. Les coefficients de réflexion sont convolués avec le signal sismique source pour produire la trace sismique enregistrée.

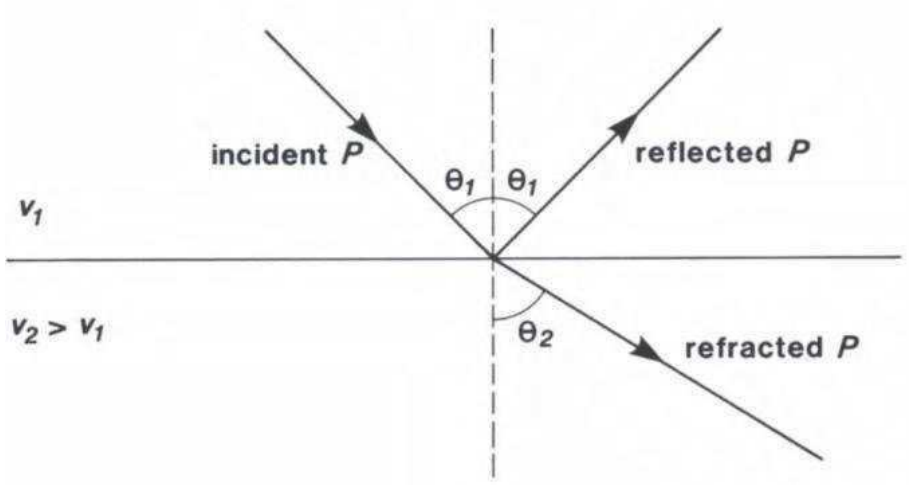


Figure 12: Réflexion et réfraction d'une onde sismique P (Kearey et Brooks, 1991).
Selon la loi de réflexion de Snell, lorsqu'un rayon est réfléchi sur une surface marquant un contraste d'impédance acoustique, les angles que vont faire le rayon incident et le rayon réfléchi seront égaux par rapport à la normale

3.1.2 La trace sismique

L'enregistrement sismique encore appelé trace sismique, correspond au produit de convolution d'une série de coefficients de réflexion du sous-sol avec le signal sismique.

Ce qui intéresse le géophysicien ou le géologue, c'est essentiellement le log de réflectivité du sous-sol. La trace sismique est une fonction complexe relativement éloignée du log de réflectivité. Tenter de se rapprocher du log de réflectivité est donc l'objectif de toute une série d'opérations complexes que l'on regroupe sous le terme de traitement sismique.

3.1.3 La résolution sismique

La résolution, qu'elle soit vertical ou horizontale, est définie comme la capacité à différencier des éléments séparés. Elle est communément exprimée comme la distance

minimale entre deux objets, telle que les deux peuvent être imagés distinctement (Sheriff, 1977). Une longueur d'onde courte, et donc une fréquence de signal élevée, amélioré la résolution.

La résolution horizontale dépend de la taille de la Zone de Fresnel (figure II-14), qui est la partie du réflecteur responsable de la création d'une réflexion en un point (Sheriff, 1977, 1985).

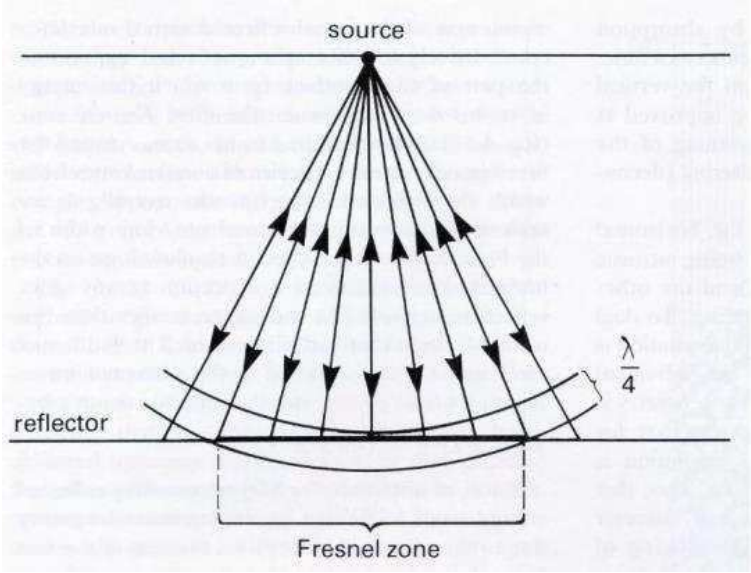


Fig. II-13: La zone de Fresnel (Kearey et Brooks, 1991). La zone de Fresnel correspond à la partie du réflecteur qui renvoie de l'énergie à partir de la zone correspondant à la moitié de la longueur d'onde du rayon incident initial.

3.2 Les étapes de la sismique réflexion

La technique d'exploration sismique consiste en une suite chronologique d'étapes :

1– Acquisition, 2 – Traitement, 3 – Interprétation

3.2.1 L'acquisition sismique

C'est l'étape " terrain " de l'exploration sismique. Il s'agit de faire des choix qui seront déterminants par rapport aux objectifs de recherche ou aux cibles que l'on s'est fixé. Il s'agit du choix de la source sonore, du système de réception et des paramètres d'acquisition numériques.

3.2.2 Traitement sismique

Elle consiste à réaliser un pointé des réflecteurs selon des principes de la stratigraphie sismique (Mitchum et al., 1977, Payton, 1977, Henry, 1992). La stratigraphie sismique est une méthode d'analyse des données sismiques fondée sur la reconnaissance de la géométrie des réflecteurs. L'élément de base est la séquence de dépôt qui correspond à unité stratigraphique composée d'une succession relativement conforme de strates génétiquement liées. Le toit et le mur de la séquence correspondent à des discontinuités (discordances, surface d'érosion, surface de non dépôt) ou à leur prolongement en concordance. La reconnaissance d'une séquence est basée sur la reconnaissance des discontinuités qui l'entourent. Une séquence de dépôt a une signification chronostratigraphique. Elle s'est déposée dans un intervalle de temps géologique déterminé par les âges des limites supérieures et inférieures de cette séquence. La distance minimum, entre les interfaces, au-dessous de laquelle les ondelettes réfléchies deviennent indiscernables correspond au pouvoir de résolution verticale. D'après Lavergne, 1986, la résolution verticale augmente quand la fréquence diminue. Dans la dimension horizontale, il existe une distance minimum à partir de laquelle deux points miroirs forment des images qui ne sont plus indépendantes. Cette distance minimum définit le pouvoir de résolution latéral qui augmente quand la fréquence diminue.

La répétabilité d'un système sismique est définie définit l'aptitude d'une source sismique à produire une signature toujours identique. Il y existe 4 grandes catégories de sources sismiques marines utilisées pour la haute résolution (Mosher et Simpkin, 1999) : les transducteurs, les accélérateurs de masses d'eau, les sources implosives et les sources explosives (Mosher et Simpkin, 1999).

Des détails sur la stratigraphie et les faciès sismiques seront cité dans les paragraphes qui suivent.

3.2.3 Les transducteurs (ou sondeurs des sédiments)

Le principe de ces systèmes repose sur l'application d'un champ électrique sur un matériau piezo électrique qui, par effet transducteur va produire une déformation mécanique proportionnelle à la force du champ électrique. Si la fréquence du champ électrique appliqué est proche du mode mécanique résonnant, alors l'énergie électrique est transformée en

mouvement vibratoire, ce mouvement est facilement couplé à l'eau environnante. Ce processus est réversible, ainsi une pression appliquée au transducteur produit un courant électrique analogue à l'onde incidente. La puissance maximale délivrée par le transducteur est limitée par les effets de cavitation avec la formation de bulles sur les faces du projecteur.

Parmi ces sources, on trouve le fameux sondeur 3,5 kHz qui a été pendant des décennies l'outil précurseur de la sismique HR utilisé pour profiler le sous-sol. Mais cet outil est limité, en particulier par sa bande passante extrêmement réduite Les sondeurs paramétriques et les chirps sont deux améliorations qui permettent de résoudre certaines de ses limites de la technologie standard du sonar.

3.2.3.1 Chirp

La méthode CHIRP est venue du radar où elle était l'abréviation de: Impulsion radar à fort impact compressée. Cependant, une fois retiré du domaine des systèmes électromagnétiques dans le domaine des systèmes acoustiques, le CHIRP est considéré comme une impulsion rayonnée à fort impact comprimé. Le système CHIRP améliore le rapport Signal/Bruit, et augmente la résolution du système sans pour autant diminuer sa portée. La source sismique qui a été utilisée dans nos explorations sismiques au niveau d'Oued Loukkos utlise les signaux CHIRP avec une fréquence de 7 kHz.

Le sonar qui utilise la technologie des signaux en modulation de fréquences transmet des impulsions beaucoup plus longues que celles transmises dans les sonars qui n'utilisent pas le fonctionnemet du Chirp. Cependant l'impulsion longue peut être étalée sur une bande entre 400 Hz et 20 kHz (figure II-15).

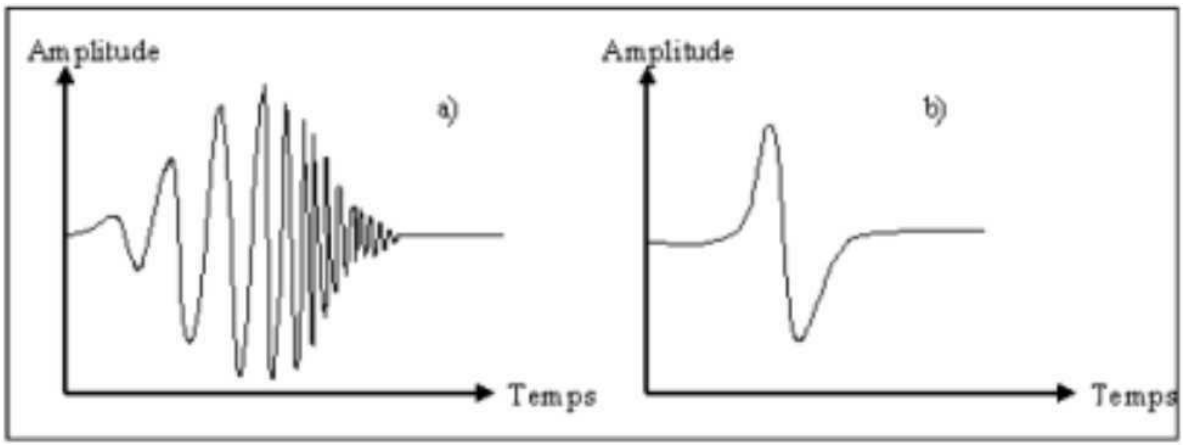


Fig.II-14: Signal d'un émetteur CHIRP (a) et signal d'un émetteur classique (b). source INTERCHMER (2007)

Autrement dit, le signal, généré par le sonar Chirp, donne à la fonction source une large bande passante mais également une grande longueur de signal. Pour être utilisable et pour obtenir une bonne résolution spatiale / temporelle, le signal en modulation de fréquence est compressé par corrélation de la trace enregistrée avec l'ondelette envoyée. La corrélation permet de retrouver un signal perdu dans les interférences et le bruit, car elle remplace un signal long par son autocorrélation. C'est le principe des méthodes de " compression d'impulsion " qui consiste à corréler le résultat d'une convolution par le signal d'entrée. Ce traitement permet d'obtenir une amélioration du S/B par rapport aux sonars conventionnels.

Weber (2004) a comparé les profils sismiques obtenus, dans le Pertuis d'Antioche, par (1) une source Chirp et (2) en utilisant un sparker de 50 Joules.

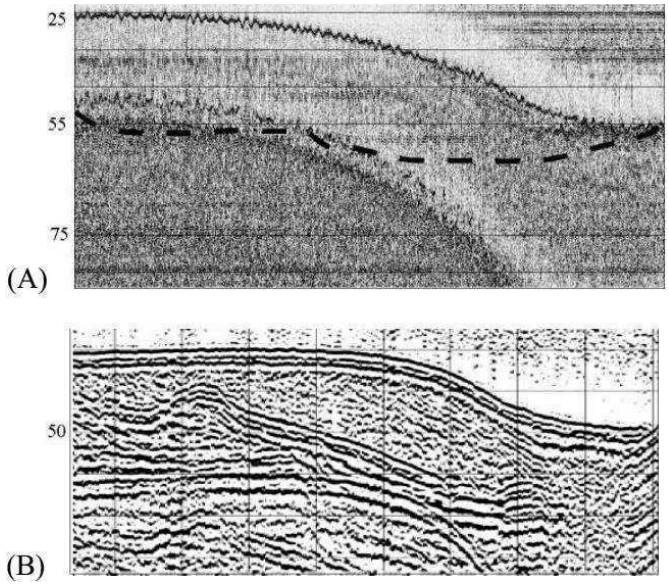


Fig.II-15: Comparaison entre deux profils sismiques enregistrés sur la même zone (rebord oriental du seuil inter insulaire, Weber, 2004) *: (A) Profil sismique THR enregistré avec le Transducteur TR109 associé à l'Emetteur – corrélateur CESP3 du navire hydrographique du SHOM Borda, (B) Profil sismique HR tiré avec une source de type mini Sparker 50 Joules et enregistré avec une flûte monotrace SIG constituée par 5 hydrophones espacés de 1 m. Les échelles verticales sont en ms temps double*

3.2.3.2 Le sondeur paramétrique

Le sondeur paramétrique est un transducteur qui produit deux ondes primaires à haute pression et de fréquences différentes (Wunderlich et Müller, 2003). L'interaction entre ces signaux, liée au non linéarité dans leur propagation, entraîne la formation d'une onde secondaire à relativement basse fréquence qui peut pénétrer dans le sous-sol. En outre, ce dispositif produit un faisceau étroit de forte directivité. Un autre avantage réside dans la durée

d'émission du signal qui fournit théoriquement une résolution verticale fine (Wunderlich et Muller, 2003) (Figure II-17)

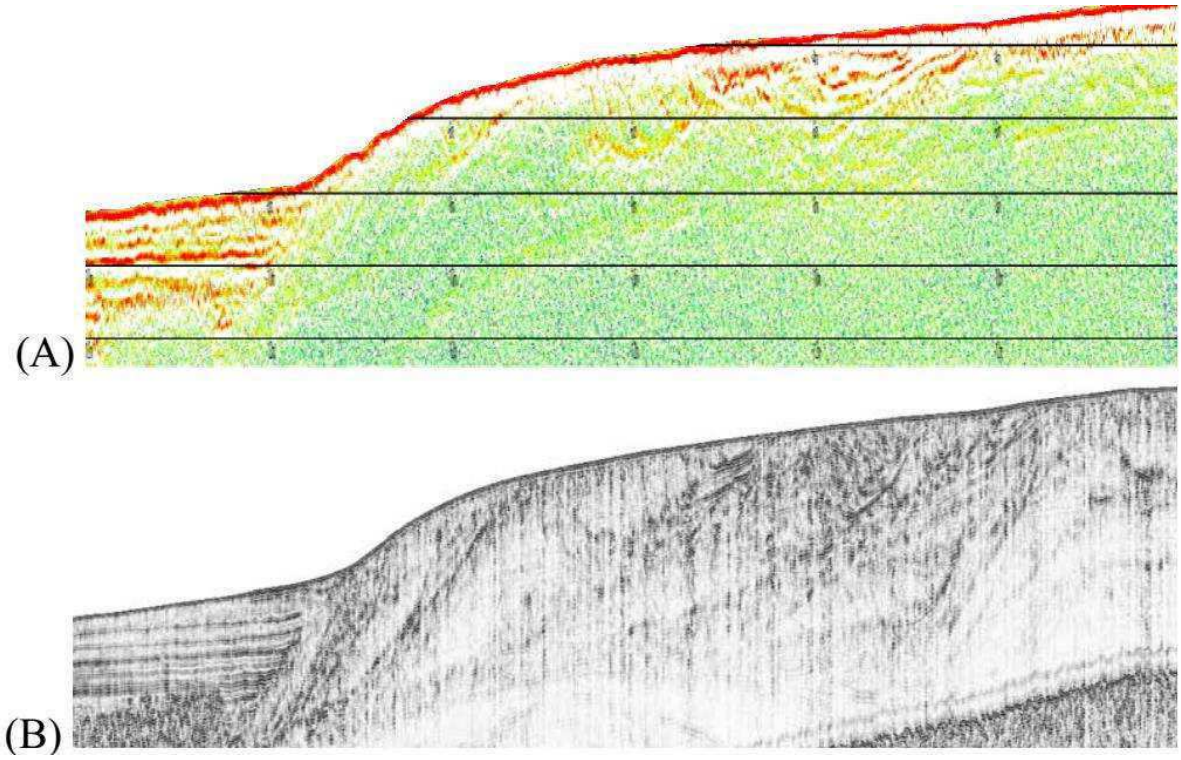


Fig.II-16: Comparaison entre deux profils sismiques enregistrés sur la même zone (baie de Marennes-Oléron, rade des Trousses) avec des ensembles source récepteurs différents (A) Profil sismique THR enregistré avec le sondeur paramétrique INNOMARTM SES-96. *(B) Profil sismique THR enregistré avec l'IKB Seistec*TM *équipé d'une plaque boomer. Les deux extraits de profils sont à la même échelle, la longueur des extraits de profils est de 1200 m environ, la distance verticale entre deux traits noirs horizontaux sur le profil Innomar est de 2 m (Chaumillon et al., 2004b)*

3.2.3.3 Les accélérateurs de masse d'eau (BOOMERS)

Il s'agit des sources électrodynamiques, appelées Boomers, et des sources pneumatiques, comme les canons à air et les *sleeve guns*.

Les boomers produisent une onde de pression grâce à l'accélération d'un piston métallique mobile. Quand l'énergie électrique stockée dans des capacités est libérée dans une bobine placée juste derrière le piston, les courants électriques induits dans la bobine produisent des forces répulsives (courants de Foucault) qui entraînent un écartement rapide du piston et de la bobine. L'eau se précipite dans la cavité ainsi formée : c'est donc une source à implosion. Ce mouvement du piston produit une signature de pression très stable. Des énergies de l'ordre de 100 à 1000 joules peuvent être utilisées avec les boomers et des pics de pression obtenus sont de l'ordre d'un bar/mètre. La source sismique Boomer génère une énergie significative acoustique qui couvre une large bande de fréquences.

3.2.3.4 Les sources explosives (Sparker)

L'électrode Sparker a été l'une des premières techniques utilisées en mer. Elle reste toujours efficace en HR avec un coût peu élevé et elle est la plus répandue. Le sparker génère une bulle de vaporisation en déchargeant de l'énergie électrique entre deux électrodes entourées d'un fluide conducteur (l'eau salée). L'expansion rapide de la bulle de vaporisation produit une impulsion de pression positive presque idéale. L'énergie fournie est comprise entre 50 Joules et 30 kJ. Hélas, comme dans le cas des sources pneumatiques, la bulle se dilate jusqu'à ce qu'elle dépasse l'équilibre de la pression ambiante, alors elle s'effondre puis produit une seconde bulle de haute pression. Ce processus se poursuit avec plusieurs bulles successives jusqu'à ce que toute l'énergie soit dissipée. Cette oscillation augmente la longueur de la signature de la source, elle crée des interférences destructives dans les fréquences intéressantes et la répétitivité de la source s'en trouve altérée. Un système d'électrodes multiples (peigne) peut augmenter le pic de pression (Lavergne, 1986), il a été utilisé de façon extensive dans les explorations sismiques générales en Charente-Maritime (Bertin et al., 2004, Chaumillon et al., 2002a, Weber et al. 2004a, Weber et al., 2004b) (figure II-18).

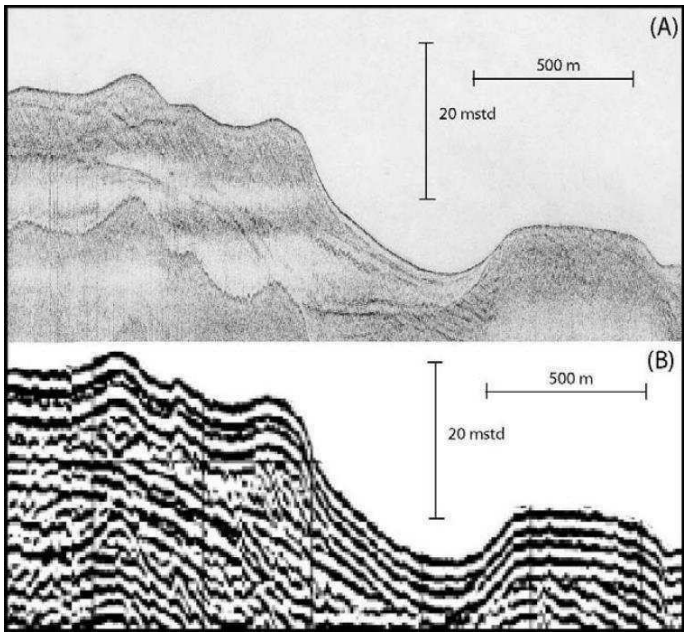


Fig.II-17: Comparaison entre deux profils sismiques enregistrés sur la même zone (Longe de Boyard) avec des ensembles source récepteurs différents. (A) Profil sismique HR tiré avec un Sparker 50 Joules et enregistré avec une flûte monotrace SIG constituée par 5 hydrophones espacés de 1 m. (B) Profil sismique THR enregistré avec l'IKB SeistecTM équipé d'une plaque boomer

3.3 Stratigraphie sismique

3.3.1 Concept, principe et terminologie

Au cours des dernières décennies, la stratigraphie sismique est devenue un outil standard pour l'exploration des ressources, en particulier dans l'offshore. Dans la stratigraphie sismique classique, les géoscientifiques recherchent des informations stratigraphiques à partir d'une analyse qualitative des sections de réflexion sismique. Les géologues attribuent une signification stratigraphique et sédimentologique aux faciès sismiques en les comparant aux données du sous-sol et d'affleurement ou en en examinant leurs distributions spatiales.

Les concepts et méthodes de stratigraphie sismique ont été introduits et développés par la compagnie Exxon dans une série d'articles publiés dans le mémoire 26 de l'American Association of Petroleum Geologists (Payton, ed., 1977).

La stratigraphie sismique est basée sur le postulat que les réflexions sismique primaires sont générées par des surfaces physiques correspondant principalement à des surfaces de stratification ou à des discontinuités qui définissent de nets contrastes d'impédance acoustique.

Une séquence sismique est une séquence de dépôt, correspondant à un cycle de variation du niveau marin relatif, identifiée sur un profil sismique. Du fait de la résolution sismique, les séquences identifiées correspondent généralement à des séquences stratigraphiques de deuxième et troisième ordre (Homewood et al., 2000). Lorsque les données sont de bonne qualité, il est tout de même possible d'identifier des séquences d'ordre inférieur.

Nous utiliserons comme définition celle fournie par Mitchum et al. (1977a) « Seismic facies units are mappable, three dimensional seismic units composed of reflectors whose parameters differ from those of adjacent facies units. » « L'unité de faciès sismique est une unité tridimensionnelle, cartographiable, composée de réflecteurs dont les caractères diffèrent de ceux des unités adjacentes. »

Une unité sismique consiste en une succession de réflexions concordantes limitées à la base et au sommet par des discontinuités reconnues par le mode de terminaison des réflecteurs (figure II-19).

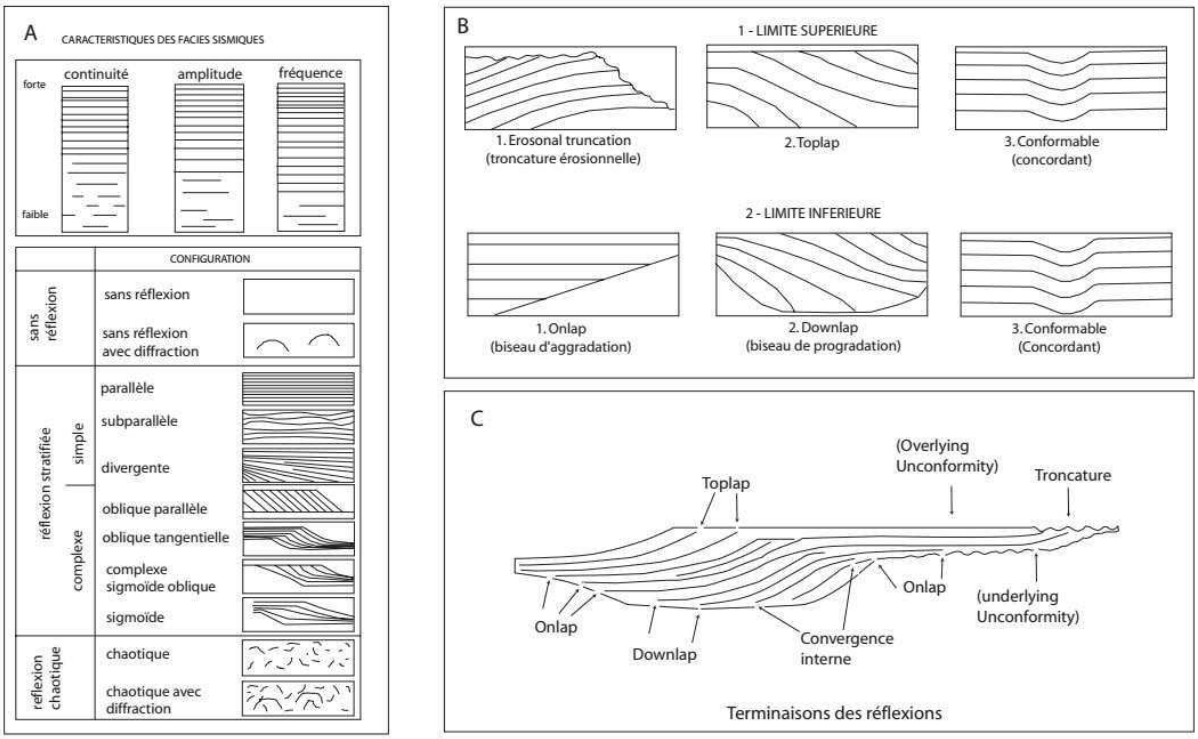


Fig. II-18: Caractéristiques des faciès sismiques et unités sismiques

A) Caractères sismiques (Mahieux et al. 1998)
B) Relations entre les réflexions sismiques et les limtes des unités sismique (Mitchum et al., 1977a)
   1) Relations entre les réflexions sismiques et la limite supérieure de l'unité
   2) Relations entre les réflexions sismiques et la limite inférieure de l'unité
C) Terminaison des réflexions (Mitchum et al., 1977a)

L'analyse des faciès sismiques consiste à tracer et interpréter la géométrie, la continuité, l'amplitude et la fréquence des réflexions et ainsi de définir des unités de faciès sismique (Vail et Mitchum, 1977).

Les paramètres internes des réflexions et leur représentation dans l'espace cartographié permettent d'interpréter les faciès sismiques en termes de lithologie, de type de stratification, d'environnements et de processus de dépôt (figure II-20). L'analyse des faciès sismiques s'agit également d'analyser la forme externe et l'association des unités de faciès sismique au sein du cadre stratigraphique défini par la reconnaissance des séquences de dépôt.

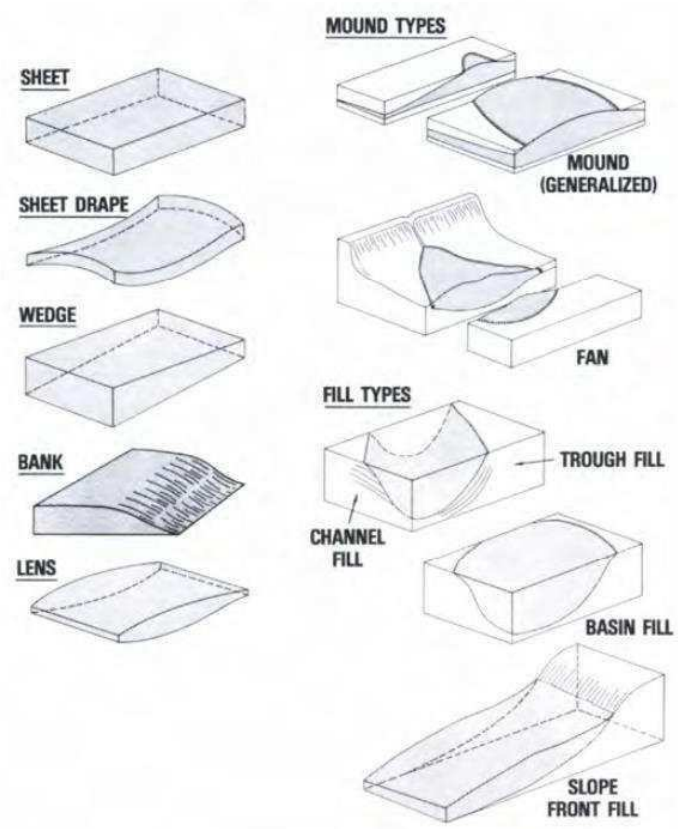


Fig.II-19: Formes externe de quelque unités de faciès sismique (Mitchuù et al.,1977)

Résumé

Cette thèse a pour objectif d'étudier le fonctionnement des systèmes sédimentaires dans un estuaire de côte atlantique du Maroc. La zone d'étude s'étend depuis l'embouchure d'Oued Loukkos jusqu'à 15 km en amont. L'étude a combiné des observations de l'interface eau-sédiment avec la visualisation de la subsurface par l'utilisation des techniques d'investigation bien avancée, notamment le véhicule sous-marin autonome (AUV), équipé de sonar à balayage latéral et de sondeur multifaisceau, et les outils de la sismique réflexion. Des données supplémentaires ont été acquises à l'aide d'un moyen nautique local équipé d'un système de positionnement DGPS et système de vidéo sous-marine. Il s'agit de la réalisation des mesures de courant et des Conductivité-Température-Profondeur (CTD) pour les eaux de surface le long de l'estuaire et sur toute la tranche d'eau pour 103 stations. Environ 100 échantillons de sédiments ont été prélevés, dont les analyses ont indiqué une grande diversité dimensionnelle sur le lit d'Oued Loukkos, allant des argiles aux sables grossiers.

Plus de 100 kilomètres de profils sismiques et sonar à balayage latéral ont été effectués dans l'estuaire, ce qui a fourni des informations précieuses sur les caractéristiques de 863 dunes. Les paramètres morphologiques des dunes ont été mesurés selon une approche stricte utilisant le système de géométrie (longueur, hauteur d'inclinaison, etc.). Les dunes moyennes constituaient la classe de dunes la plus fréquente dans la zone d'étude avec un pourcentage de 51% des dunes identifiées. Les classes de petites, grandes et très grandes dunes représentaient respectivement 30%, 9% et 2% des dunes identifiées sur le lit du fleuve. La force entre les dynamiques fluviales et marines d'une part, et la force entre le flot et le jusant d'une autre part est l'un des facteurs de contrôle en termes de répartition de différentes dimensions des dunes. D'un point de vue descriptif, ce travail est une première dans l'identification des dunes dans un estuaire marocain en précisant leurs géométries.

Mots- clés : Oued Loukkos, Estuaire mésotidal ; dunes subaquatiques, géophysique marine, imagerie acoustique, sismique réflexion, sédimentologie

Abstract

This thesis study concerns the sedimentary system in an estuary on the Atlantic coast of Morocco. The study area started at the mouth of the Oude Loukkos and extended 15 km upstream. An Autonomous Underwater Vehicle (AUV) outfitted with three sonar systems was used to investigate/document the sedimentary bedforms on the bottom of the estuary. Additional survey data were acquired using a seven-meter-long fisherman's boat as a manned survey platform and outfitted for acoustic subbottom profiling, GPS positioning, video imaging of underwater and shoreline scenes, carrying out conductivity-temperature-depth (CTD) measurements along the surface waters of the estuary, and occupying 103 stations for CTD vertical profiling of the water column. Approximately 100 sediment samples were taken, whose analyses indicated that a wide diversity of sediment grain sizes were present in the estuary, varying from clays thru coarse sands.

100 kilometres of hydrographic track-line soundings, seismic profiles and sidescan sonar were acquired within the estuary, which provided valuable insights into the physical characteristics of 863 dunes. The morphological parameters of the dunes were measured using a strict approach employing the geometry system (length, incline height, etc.). Accounting for 51% of the identified dunes, medium dunes were the most frequently occurring dune class in the study area. The small, large, very-small and very-large dune classes made up 30%, 9%, 6%, and 2%, respectively, of the dunes identified on the river bed. From a descriptive point of view, this work is a first in the identification of dunes in a Moroccan estuary by specifying their geometries.

Key Words: Oued Loukkos, Mesotidal Estuary, Underwater Dunes, Marine Geophysics, Acoustic Imagery, Seismic Reflection, Sedimentology