N° d'ordre : 3915

THESE

PRESENTEE A

L'UNIVERSITE BORDEAUX I

ECOLE DOCTORALE DES SCIENCES ET ENVIRONNEMENTS

Par M. BOURGET Julien

POUR OBTENIR LE GRADE DE

DOCTEUR

SPECIALITE : Sédimentologie Marine

LES SYSTEMES TURBIDITIQUES DU GOLFE D'OMAN ET DE LA MARGE EST-AFRICAINE : ARCHITECTURE, EVOLUTION DES APPORTS AU QUATERNAIRE TERMINAL, ET IMPACT DE LA DISTRIBUTION SEDIMENTAIRE SUR LES PROPRIETES GEOACOUSTIQUES DES FONDS

Soutenue le : 08 Décembre 2009

Après avis de :

M. François GUILLOCHEAU, Professeur, Université de Rennes 1,	Rapporteur
M. Olivier PARIZE, Ingénieur de recherche, HDR, AREVA,	Rapporteur

Devant la commission d'examen formée de :

M. Thierry MULDER, Professeur, Université Bordeaux I	Président du jury
M. Philippe JOSEPH, Professeur, ENSPM/IFP	Examinateur
M. Philippe RAZIN, Professeur, Université Bordeaux 3	Examinateur
M. Jean-Luc SCHNEIDER, Professeur, Université Bordeaux 1	Directeur de thèse
Mme Nadine ELLOUZ-ZIMMERMANN, Ingénieur IFP	Tuteur
M. Thierry GARLAN, Ingénieur, HDR, SHOM	Tuteur
M. Rémi ESCHARD, Ingénieur de recherche, IFP	Invité
Mme Elisabeth GIBERT-BRUNET, Correspondant DGA	Invité

Travail effecué sous la direction scientifique de Sébastien ZARAGOSI

- 2009 -

Résumé

Ce travail présente une analyse des systèmes turbiditiques actuels du Golfe d'Oman et de la marge est-africaine (océan Indien occidental), auparavant méconnus. Il se base sur une base de données acoustique (bathymétrie, imagerie multifaisceaux, sismique THR et multitraces) et sédimentologique (carottes küllenberg et calypso) issues de campagnes successives réalisées par le SHOM et l'IFP. L'architecture des systèmes de dépôts profonds et les processus associés ont révélé une grande diversité selon le contexte géodynamique et physiographique des marges étudiées. L'analyse détaillée des faciès et séquences sédimentaires a permis de mettre en évidence le fonctionnement sédimentaire des différents systèmes en lien avec les conditions physiographiques et hydroclimatiques régionales. Une étude stratigraphique haute-résolution a été réalisée sur la base de différents outils (datations radiocarbone, géochimie élémentaire, biostratigraphie). L'évolution des apports sédimentaires et des processus de dépôt au cours du Quaternaire terminal, en relation avec les modifications paléo-environnementales continentales, a permis d'identifier l'impact, l'importance relative et les interactions entre les forçages externes sur le développement à haute-fréquence (10^3-10^4ans) des systèmes de dépôt gravitaires. L'intégration de la base de donnée sédimentologique dans un modèle numérique géoacoustique développé par le SHOM a finalement permis d'évaluer quantitativement l'impact des variations sédimentaires (distribution spatiale, lithologie, stratification) sur la propagation du signal acoustique pour différentes gammes fréquentielles (de 300 Hz jusqu'à 3 kHz) et angulaires (de 0 à 90°). Ces travaux constituent une base pour la réalisation d'un modèle géoacoustique régional robuste.

Mot clefs : Golfe d'Oman, marge est-africaine, système turbiditique, écoulement gravitaire, transferts sédimentaires, forçages externes, mousson, Quaternaire terminal.

Abstract

This study focuses on the Late Quaternary turbidite systems of the Gulf of Oman and the East-African margin (western Indian Ocean), previously poorly studied. It is based upon a compilation of acoustic data (bathymetry, multibeam imagery, 3.5 kHz and multi-channel seismic) and sedimentological data (küllenberg and calypso piston cores) recovered during several cruises leaded by the SHOM and IFP institutes. Turbidite system architecture and sedimentary processes revealed a strong variability primarily related to the physiographic, hydro-climatic and geodynamic context of each margin. High-resolution stratigraphy has been achieved using a combination of radiocarbon dating, XRF geochemistry, biostratigraphy). This allowed to investigate the impact, the interaction and the relative importance of the external forcings on deep water sedimentation (i.e. tectonics, climate and eustasy) at high-frequency (10^3-10^4 yrs) in different tectonic setting (active & passive margins). Finally, integration of the sedimentological data set in a geoacoustic numerical modelling leaded to a first quantitative estimation of the regional relationship between sea-floor properties (lithology, depositional environment, stratification) and propagation of acoustic signal at 300 Hz- 3kHz frequencies and 0-90°. This work constitutes a basis for future geoacoustic modelling in the area.

Key words : Gulf of Oman, East-African margin, turbidite system, gravity flow, sedimentary transfer, external forcings, monsoon, Late Quaternary.

Remerciements

Et bien voilà ! Cette fois c'est vraiment la fin ! Dur d'y croire après ces quelques mois de rush final… Mais que les prochains se rassurent (et ils se reconnaîtront)… contrairement aux idées reçues la fin de thèse n'est pas si terrible que çà. Au contraire ! C'est le moment idéal pour poser ses idées, voir ses fabuleux résultats se poser sur du papier A4, pouvoir partager avec ses patrons moult débats, controverses… Enfin ! S'épanouir en tant que chercheur… !

… non je déconne, en fait c'est vraiment l'horreur. Nuits au labo, absence de vie privée, cernes rougeâtres, perte de cheveux (soit par arrachement volontaire post-café(s), soit par chute pseudo-naturelle), prise de poids lié à une alimentation basée sur un cocktail « pâtes-sandwich - plat préparé/surgelé - sodas », tremblante « parkinsonnienne » caféino-induite, perte de confiance (c'est quoi çà déjà ?), teint blafard, voire petite déprime… Syndromes classiques auxquels vos amis / famille sauront naturellement répondre, par le biais de conseils, de compréhension, et d'affection pouvant se résumer à cette phrase, d'apparence bénigne : « Meuuhhh j'sui sur que tu te prends la tête pour rien, z'êtes tous pareil les étudiants z'en branlez pas une et après c'est la course… ! Faut pas stresser comme çà… !! ».

Mais au final… tout çà à bien une fin... Et ce moment est venu pour moi. Il est donc temps, comme le veut la coutume, de remercier celles et ceux qui ont, au choix, ou tour à tour, participé, subi, partagé, aidé, ou juste suivi de loin ces dernières années passées à Bordeaux…

A commencer par Mr Seb ZARAGOSI, sans qui tout cela n'aurait jamais vu le jour (de A à Z), et surtout serais-je tenté de dire, sans qui ces trois ans n'auraient pas été justes formidables pour moi. Je sais de source sûr que pour certain(e)s, la thèse peut vite se transformer en un long chemin de croix, solitaire, et semé d'embuches diverses. Avec un « chef » comme toi, c'est tout l'inverse. Et çà c'est la base pour un thésard. Tu m'as permis de m'émanciper dans mon travail, ce qui est déjà génial, mais surtout tu as tout fait pour que cela se fasse dans la bonne humeur et je dois dire que pour moi c'est le plus important. Merci pour m'avoir supporté, écouté, conseillé, d'avoir tempéré mes coups de gueule, et aussi permis de faire plus de la moitié du tour de la terre (désolé pour le CO_2)… !! Mille fois merci Seb, et je sais qu'on continuera de toute façon à bosser ensemble dans le futur.

Cette thèse est également, voire avant tout, le fruit d'une collaboration avec l'IFP et le SHOM, mes deux encadrants « locaux » étant Nadine ELLOUZ-ZIMMERMANN et Thierry GARLAN. Là encore, je suis bien tombé. Nadine, je ne te remercierai jamais assez pour ta gentillesse et ta sincérité. Merci pour tes nombreux accueils à Rueil, tout ce que tu m'as appris en géologie structurale et sur la région du Makran (ton « bébé »), et l'animation des réunions avec les collègues parisiens ! Des tas de discussions qui ont vraiment changé ce projet d'une succession de thèses à un vrai groupe de travail pluridisciplinaire « Golfe d'Oman ». Puis aussi beaucoup de discussions ensemble sur le métier, la vie en général… Encore une belle rencontre ! Un grand merci à Thierry pour sa bonne humeur et son enthousiasme légendaire, pour m'avoir permis de voguer dans l'Océan Indien, et pour nos petites discussions « science » & « géopolitique ». Il faut aussi rappeler que la naissance du projet « Golfe d'Oman » c'est Thierry, les multiples missions Marabie & Fanindien, c'est également toi, et cela illustre parfaitement l'apport inestimable qu'à l'équipe « SHOM » sur l'alimentation des sédimentologues universitaires en données, dans de nombreux océans…
J'espère dans les deux cas pouvoir continuer de travailler avec vous, dans un futur plus ou moins proche. Dans la bande des encadrants je remercie enfin Jean-Luc SCHNEIDER pour ses encouragements (toujours dans un langage et/ou une prose inégalable) et son soutien au cours de ces trois années, ainsi que pour ces anecdotes dont lui seul a le secret.

Je souhaite remercier Thierry MULDER, qui a présidé ce jury, relu mon travail, mais surtout à qui je dois beaucoup. Il a été mon second « master turbidites » après S. Ferry à Lyon, mais c'est lui qui m'a irrémédiablement fait pencher du côté obscur de la sédimentologie marine, par son « amour » du faciès et du processus. Et qui de mieux placé

que lui pour nous parler de çà en cours ou sur le terrain ? Au-delà de çà, c'est aussi lui qui a co-dirigé mes premiers balbutiements de recherche en « turbiditologie », du côté de la mer Noire cette fois, et qui m'a définitivement convaincu de mon goût prononcé pour cette partie de la discipline. Il m'a également trimbalé sur le terrain ou dans des congrès (je pense qu'on se souviendra quelque temps de ton avis sur les hyperpycnites mono-évènementielles de 80 m découvertes par certains sud-américains douteux à Ushuaia). Il est évident que tu représentes une certaine idée de la recherche et du travail d'équipe, qui je l'espère ne se perdra pas dans les années à venir à Bordeaux, et ailleurs.

Un grand merci aux deux rapporteurs de ce travail, François GUILLOCHEAU et Olivier PARIZE, pour avoir accepté cette tâche tout d'abord, mais surtout pour l'avoir remplit avec une grande rigueur et détail. Vos questions, remarques et commentaires ont été très bénéfiques non seulement à la qualité finale de ce manuscrit, mais aussi à ma réflexion à plus long terme sur la (les) zone (s), notamment pour la relation actuel / ancien. Je remercie également l'ensemble des examinateurs et invités de ce jury : Phillipe JOSPEPH, pour ses remarques et questions sur ce manuscrit mais aussi pour sa gentillesse et ses commentaires avisés lors de nos précédentes rencontres ; Phillipe RAZIN, pour avoir accepté de participer à cette thèse « récent », et pour l'ensemble de tes commentaires. Tu ne pouvais pas plus me faire plaisir qu'en me « traitant » de « vrai » géologue… Je te remercie également pour les quelques moments partagés sur le terrain, un peu moins pour ceux partagés (à plus grande vitesse) dans ton mythique « green van » ! Merci beaucoup à Rémi ESCHARD qui a gentiment accepté de participer à ce jury malgré un emploi du temps surchargé, et pour l'ensemble des discussions qu'on a pu avoir à Rueil ou lors de la soutenance. Je remercie enfin Jean-Loup RUBINO d'avoir eu la gentillesse d'être venu assister à cette soutenance, pour ses remarques et son enthousiasme.

Globalement, ça a été un plaisir pour moi d'avoir été « jugé » par cette équipe, qui au-delà de leur expérience et de leur apport à la sédimentologie *s.l.*, représentent une certaine idée de la géologie, de la convivialité, et de la transmission de savoir. Vos remarques, vos conseils et vos encouragements n'en ont été que plus importants pour moi.

Je me dois de remercier l'ensemble des personnes qui ont collaboré à ces travaux, avant et pendant cette thèse : Aurélie VAN TOER & Virginie MAS, qui ont dégrossi la bête avec talent, et mes « petits » stagiaires Antoine TESSIER (toutoune) et Valentine LANFUMEY (le caractère le plus trempé à l'ouest de Talence, mais une vraie crème). Immense merci aussi à Linda ROSSIGNOL qui allie gentillesse extrême et dextérité du comptage de bestioles trop petites pour êtres vues. Une grosse bise à vous tous. Bien sûr, Nico MOUCHOT & Raymi CASTILLA, pour toutes nos longues discussions...mes collègues Makraniens sans qui j'aurais vraiment rien compris au prisme ! Plein de réussite aux deux pour la suite ! Merci également a Siegfried LALLEMANT pour nos discussions « tecto » sur les prismes, à Maarten PRINS (le 1er explorateur des turbidites du Makran !) pour sa gentillesse, ses carottes et nos collaborations actuelles et futures, à Eva MORENO pour l'accueil au MNHN, et à Jean-Pascal DUMOULIN du LMC14 pour son aide dans le cadre du projet Artemis.

Cette thèse s'est déroulée dans une équipe SEDIMENTO où il respire bon la convivialité et la bonne humeur, et c'est la base de tout ! Un immense merci à l'EQUIPE, Pierre CIRAC (malheureusement Biarrot ET râleur), Eliane GONTHIER (merci pour tous tes conseils et ta sincérité), Hervé GILLET (néo Bordelais et ex-amateur de galettes repenti), Michel CREMER, Roger GRIBOULARD, Christian CARUESCO, Patrice CASTAING, Didier LEYNAUD, et la bande des 3 fantastiques Jo SAINT-PAUL, Nanard MARTIN et Gégé CHABAUD. Je profite de ces remerciements pour saluer ces trois là qui ont grandement participé à cette thèse, non seulement par leurs compétences, mais aussi par leur disponibilité, leur goût des choses bien faites, et leur gentillesse sans faille. Vous m'avez mis dans une ambiance bonne enfant et accueilli depuis le DEA, sans vous ces trois années n'auraient pas du tout eu la même saveur. Merci pour tout les gars !

Je n'oublie pas la miss « turbidites » de l'équipe, mais je la mets a part parce qu'elle a ô combien contribué à ces travaux de thèse… mam'selle Manue DUCASSOU, ce n'est pas un merci mais milles merci qu'il faudrait que je te fasse. Tu m'a énormément appris sur le plan scientifique (d'ailleurs t'es une impressionnante brute de travail, têtue et rigoureuse à en faire pâlir les plus chevronnés)… je pense qu'on a assez discuté pendant des millions (milliards ?) d'heures pour se dire qu'on continuera de près ou de loin à bosser ensemble et à partager notre passion commune de la géologie au sens large. Mais bon t'es surtout devenue une confidente au fil du temps, et je crois une vraie amie. T'es une fille en or et je suis désolé (un peu) de t'avoir chambré chaque jour qui passa dans ce labo, faut dire qu'entre tes pigeons « boulets », ta piafo-phillie et tes canoës-kayaks, tu nous fais bien marrer. A très vite… t'as intérêt à ramener ta pagaie moisie en Australie !

Puisqu'on parle de chambrage, de rigolade, d'amitié…venons-en directement aux autres loustics qui m'ont accompagné durant ces trois ans… des couloirs du labo aux soirées interminables et riches en éthylène à Bordeaux ou a l'autre bout du monde… Je ne sais pas comment c'est dans les autres labos… mais put… qu'est-ce qu'on s'est marré chez nous ☺ !!!!!!!!! Voilà, je vais le faire en vrac, parce que ce n'est pas classable ce types d'énergumènes, mais sachez que sans vous tous, ces 3 années de dur labeur ne seraient pas devenues les 3 années inoubliables que je viens de passer. Miss Mourette, je te félicite pour tous ces fabuleux souvenirs de « genoux » que je pourrais narrer à mes petits enfants le soir au coin de la cheminée, dans une ambiance post-hippie / pré-sirose. Miss Penaud', je te félicite pour ta passion pour les ovniports, les huitres, et tes phrases décalées ! Non sans dec', vous êtes deux crèmes et des potes qui le resteront même quand on aura plus de mémoire et qu'on tremblera trop pour tenir nos verres de tagada aux tontons !! Je vous souhaite de réaliser tout ce qui peut vous arriver de mieux dans vos vies. Une grosse bise à Antoine et Irène au passage. Mister Almar où la capacité à répondre du tac au tac à un mec en lui disant que le chômage avec des enfants à charge, c'est « COOL » (je cite). Sans aucun doute la plus belle de tes rafoufouneries, mais pinaise qu'on s'est marré en 3 ans… ☺ J'ai adoré partager ces quelques moments de sensualité avec toi sur les plages nudistes d'Aquitaine et dans notre bureau ces derniers mois. Surtout l'odeur de tes pieds. Eclatez vous bien au Chili et je ne doute pas que l'on se retrouve pour tripper quelque part dans le monde très vite… ! J'embrasse mon pti Nico-touffe, perdu au pays du poil qui pue la morue, avec qui on a tellement blablaté, rigolé, pinté, et Blarney ces dernières années. Merci à toi d'avoir su fédérer tout ce pti monde autour de la fête, sans toi (et tu le sais) l'ambiance n'aurait pas été la même ici. Un bisou tout particulier pour ma ptite Elo, merci d'avoir partagé bien plus que mon bureau ces dernières années…dans les moments difficiles comme dans la joie…hâte de squatter Brest qu'on se revoie, de même que Sam (avec qui j'ai passé moult heures à blablater sédimento et/ou filles…, bises à Marine au passage) et la mère Denis (qui fait pousser des herbes je ne sais où, partage au moins). Mr Chassagne, the picture-taker man, gracias pour tous ces petites discussions et ton flegme incomparable. J'espère que tes veux pro / semi-pro se concrétiseront très vite, mais je n'en doute pas ! A la plus belle paire de fesses d'EPOC (dixit les comités de sélection CNRS), qui appartient à V. Marieu, je transmets mon amitié la plus sincère. Plein de bonnes choses avec tes femmes, et oublies pas d'embrasser ta cousine et ta sœur. Cette amitié est également transmise au plus beau développé-couché d'EPOC et du GoldGymTalence©, V. Hanquiez, que même le plus grand mateur de femmes tatouées de l'espace (Jo) n'est jamais arrivé à surpasser. Monsieur Canton (à dire *avé l'accent*), tous mes veux de bonheur et pas trop de pinard pour la suite. Merci également à Emilie pour ses sourires permanents et sa présence aux concerts de Sidiouf ! Une grosse bise enfin à mes compagnons de rire et de fête de Patagonie, Wirginie (you rock !) et Mat, pour tous ces bons moments passés à Brest, Bordeaux, ou Ushuaia.

Aux pti nouveaux maintenant… tout d'abord, les 3 mousquetaires… Loïc, qui malgré un nom de famille de cantatrice, est un sacré bon pti gars, à tout point de vue... Luxey t'attends et scande ton nom mec !! Ton moment « jme la pète » aux tontons restera gravé dans ma mémoire, mais tu m'as vraiment gavé soulé avec la danse… ☺ Embrasse Marie-Claude, Soufre-et-cite et tous tes autres amis inconnus. François…hum…un analogue moderne du

potiok préhistorique blond. Il vit de surf et de calendriers *Miss reef* dans une ville étrange nommée Biarritz (moyenne d'âge 60 ans, richesse équivalente au PIB de la Suisse, petits chiens ridicules dans les rues). Mais je dois avouer qu'il possède un sacré humour, et que finalement, il est assez drôle ! Pis comme on garde toujours le meilleur pour la fin, une grosse bise à la ptite Marion…en plus d'avoir la classe, t'es la gentillesse incarnée, et ce malgré un goût immodéré pour le gouda et excès de confiance en soi qui frappe dès le premier échange… Sans blague, vraiment merci à vous trois pour ces pti moments de détente sur cette fin de thèse, ca aurait vraiment été dur, naze et chiant sans vous. A très vite, les zamis, je n'en doute plus... Muchissimas gracias a Florian, surtout après t'avoir ridiculisé en public au ski nautique (faut te faire une raison, l'aisance on l'a ou on l'a pas… !). Ces remerciements vont finir par être longs et chiants, alors une bise générale à tous les autres, Flo, Sam, Pierre, Marie-Lise, Hâ, etc… ! Courage à vous tous pour cette aventure…

Merci également (ce mot commence peut être à vous lasser) à toute la fine fleur de l'UMR EPOC, Bruno Malaizé (merci !!!), Fred, Jacques, Domi (espèce de punk !), Aldo, Cathy, Georges, Pierre, Olivier, Aurélie, Sylvain, Jérôme, les Philippe(s) (Bertrand, Martinez, Bonneton), Xavier, Nadia, Jean-Michel et Hubert, Pierre… à tous les autres thésards et « postés » que j'ai eu l'occasion de croiser lors de mon parcours, en thèse, en voyage ou en conf'…Tristan (pour les discussions modèle), Manu Dujoncq' pour notre petite escapade en amoureux en Oman (t'as un terrain d'enf…) et la bande de l'EGID pour les soirées « ASF »…

Une bise à mes deux compères de missions, d'escapades omanaises et de visites de souks, Patrick et Isabelle, je souhaite qu'on embarque vite ensemble vers d'autres contrées étranges !!!

Un remerciement spécial à Gilles Lericolais pour sa gentillesse et ses blagues, un des premiers à avoir eu à me supporter (à très vite), à Bernard Deniellou et aux autres collègues Ifremeriens croisés ces dernières années ! Aux collègues de l'IFP également (Brigitte, Sébastien, Julien, les thésards…), pour leur accueil à Rueil et leur bonne humeur.

Enfin, merci aux chercheurs d'autres horizons qui n'hésitent pas à partager leurs données (finalement assez rare) et à discuter …D. Piper (qui a relu de gré ou de force tous les papiers de ce manuscrit, du coup sans le savoir 3^{e} « rapporteur » de cette thèse, merci pour son courage, toutes ses corrections et les idées qu'il a aporté…), R. Hesse, R.U.Smith, I. Klaucke, M. Lamb, D. Volker…

Plusieurs personnes que j'aimerais vraiment remercier en particulier… Premièrement mister Pierrick Rouillard, classiquement connu sous le patronyme de « la Prouille »… Je pense qu'on a explosé les compteurs de téléphone en 3 ans, et en plus, tout çà en grande partie pour parler de turbidites, de strati sèq, de références introuvables, et de concepts imbuvables… Je crois qu'on a fait nos deux thèses ensemble et il n'a pas du passer un mois sans que l'un réfléchisse aux données de l'autre… Bien au delà de çà c'est surtout un grand pote que je salue ici, au regard des tonnes d'heures passées à blablater de tout et de rien, de nos vies, à déguster du bon vin et à se mettre de la Musique dans les ouies. Merci pour tout Prouillard, et que du bon pour la suite pour toi et Lisa. Deuxièmement, un immense merci à ma petite Natou pour son amitié sans faille depuis un paquet de temps ! Pas la peine de m'éterniser ici…, je te souhaite en tout cas de t'éclater dans ta fin de thèse (ah ah ah ah) tu mérites quand même un peu de galérer à Paris-la-grise après tes 2 ans en Nouvelle-Cal. Enfin, mon poto Rominch le grand, l'unique (à Maryse aussi…), qui a malheureusement pour la recherche jeté son dévolu sur la géologie appliquée… C'est avec toi que j'ai commencé la géol', puis migré en terre Bordelaise, sombré dans la dépravation festive (Kemar en est la preuve semi-vivante), puis c'est toi qui a finalement su me sortir la tête de l'eau et me ramener vers la « vraie » vie lors d'envolées « keu-leu-liennes » et « magesques ». Toi et Perrine, sketchs vivants, cette thèse a pu être faite en majeure partie grâce à vous à mes côtés !!!

Une immense grosse bise à mon Master, grand chercheur CNRS au département « non-linéarité et accordéon », Bruno Castelle, et à sa petite troupe (So & Timéo, bientôt TiméoBis). Faisant maintenant partie de la famille, vous aurez à me subir pendant de longues années, c'est ballot... ☺ A croire que m'avoir supporté en Australie en mode « méga-boulet » ne vous suffisait pas… masochistes planqués. Merci pour tout, amitié, conseils, marrades, pinot. A très vite, ici, en NZ, ailleurs…

A toute la bande épique du Master ENVOLH qui n'ont pas encore été cités…çà part de là ! Gilloux, Mayi, Yannou & Didine, Cha, Marie & Seb, Dédé… même si je sais qu'on ne se perdra jamais de vue, on regrettera toute notre vie ces années d'euphorie totale…vous me manquez ! Idem pour les potos de Lyon… Rapan, Momo, Vinz, Tristan, Aude, tous les Licence Géol… des années de fête et d'amitié inoubliables… (dédicace spéciale au salon/chambre de rapan, pour tout ce qu'il a vécu, jour et nuit…)

A ma famille d'adoption Bordelaise… les Sidyho's… Ju, Yann, Bru, Flo, Guéguette, Claire, JB… des heures de répètes, des tas de concerts en terre Bordelaise, de la sueur, des skank posées, des envolées jazzy, des rires permanents…sans vous, j'aurais jamais tenu le coup… pour le reste, vous savez ! Puis ce groupe ne serait pas sans la foule de potes autour… les Yannick, Chipo, Dorian, Anne, Emilie, Guigui et toute la clique... merci pour ces belles années… à très, très vite les amis… BOMBAKLAAT !

Je finis par le plus important, et je vous laisse… (on est d'ailleurs en droit de se demander combien d'entre vous finiront par aller au-delà de ces remerciements beaucoup trop longs…)

Cette thèse, tout ce qui fut avant, et sera après, est inévitablement liée au soutient de ma famille… j'ai la chance d'en avoir une géniale…à toute la clique MADDALONI, de Paris à Romans, j'adresse donc un milliard de merci et de bises… Les cousins & cousines sont là pour prendre la relève… !

A ma seconde famille, les PETUS (au sens large), pour m'avoir accueilli dès le départ, pour votre extrême gentillesse et les sacrés bon moments passés et à venir… merci !

A ma « petite » famille à moi, mon fréro, mon père et la « mama »… « Sans vous » n'existe pas… J'ose même pas envisager le nombre de sacrifices réalisés pour que je puisse faire ce que j'aime, depuis l'époque où je voulais casser du caillou à Dinosaure il y a 20 ans…c'est pour vous que je bosse, et cette thèse vous est donc tout simplement dédiée… promis je reviendrais en un morceau (ou 1 et demi au pire) du pays des kangourous buveurs de bière…

Enfin, et surtout, à ma petite Caro… pour ces trois dernières années à luter ensemble dans ce chemin de croix qu'est la thèse…pour la grande fierté que j'ai de voir ce que tu réussis seule… pour les fous rires, les voyages à l'autre bout du monde, les engueulades et les fêtes… et surtout pour ces 5 (t'es sûr ?) années de bonheur et toutes celles qui vont suivre…

Keep on skankin' !

A ceux qui me manquent…

Elena,

Bernie,

mes grands-parents…

INTRODUCTION GENERALE 1

PARTIE 1 - GENERALITES 9

CHAPITRE I - CADRE GEOLOGIQUE ET ENVIRONNEMENTAL DU GOLFE D'OMAN ET DE LA MARGE EST-AFRICAINE 11

A - CONTEXTE TECTONIQUE 12

1) Les marges du Golfe d'Oman 13

a. Formation 13

b. Cinématique actuelle et sismicité 15

2) La marge est-africaine 17

B - PHYSIOGRAPHIE ET GEOLOGIE DES MARGES ETUDIEES 21

1) La marge du Makran 21

a. Le domaine continental 22

b. Réseau de drainage continental et contexte hydrographique 24

c. Le plateau continental 27

d. La pente continentale 27

e. Le système turbiditique du Makran : état des connaissances 29

2) La marge omanaise 30

a. Domaine continental et contexte hydrographique 31

b. Le domaine marin : état des connaissances 35

3) La marge est-africaine 36

a. Domaine continental et contexte hydrographique 36

b. Le domaine marin : état des connaissances 37

C - CLIMAT DE MOUSSON ET VARIABILITE CLIMATO-EUSTATIQUE AU COURS DU QUATERNAIRE 38

1) Contexte climatique actuel dans l'océan Indien occidental : la mousson 38

2) Variabilité climatique au cours du Pléistocène et de l'Holocène 39

a. Evolution du climat global et cycles glaciaires/interglaciaires 39

b. Variabilité climatique millénaire 40

c. Synthèse : phases arides et humides sur les marges du Golfe d'Oman au cours du Quaternaire terminal 42

d. Variabilité eustatique au cours du Quaternaire terminal 44

CHAPITRE II – ARCHITECTURE DES SYSTEMES TURBDITIQUES ET TRANSFERTS SEDIMENTAIRES EN DOMAINE SOUS-MARIN 47

A - LES PROCESSUS GRAVITAIRES EN DOMAINE MARIN 48

1) Les glissements en masse 48

2) Les écoulements gravitaires 49

a. Les écoulements laminaires ... 49
b. Les écoulements turbulents ... 50
c. Transformation des écoulements dans le temps et l'espace ... 52
d. Les écoulements hyperpycnaux : des courant gravitaires entretenus ... 56
B - ARCHITECTURE DES SYSTEMES TURBIDITIQUES ... 60
1) Les canyons ... 60
2) Les chenaux et les complexes chenaux-levées ... 61
3) Les lobes turbiditiques ... 65
4) Modèles synthétiques et classification des systèmes turbiditiques ... 69
C - FACTEURS DE CONTROLE SUR L'ARCHITECTURE ET LE DEVELOPPEMENT DES SYSTEMES TURBIDITIQUES ... 71
1) Caractéristiques du système de drainage continental ... 71
2) La zone de transition : le plateau continental ... 73
3) Variations climato-eustatiques ... 74
a. Eustatisme ... 74
b. Variations climatiques ... 76
4) Contexte tectonique dans le bassin et contrôle topographique ... 77
CHAPITRE III – MATERIEL ET METHODES ... 81
A - DONNEES ACOUSTIQUES ... 82
1) Données multifaisceaux ... 82
2) Sismique THR ... 85
3) Sismique multitrace ... 87
B - DONNEES SEDIMENTOLOGIQUES ... 87
1) Description - radioscopie rX ... 89
2) Induration du sédiment et lames minces ... 90
3) Granulométrie laser ... 90
4) Propriétés physiques des sédiments – célérité ... 91
5) Stratigraphie et corrélation entre carottes ... 91
a. Datations radiocarbone ... 91
b. Géochimie des sédiments : données XRF et calcimétrie ... 94
c. Biostratigraphie ... 95

PARTIE 2 - LES SYSTEMES TURBIDITIQUES DU GOLFE D'OMAN ET DE LA MARGE EST-AFRICAINE.....97

CHAPITRE IV - SEDIMENTATION TURBIDITIQUE SUR LA MARGE EST-AFRICAINE : PREMIERS RESULTATS 99

A - NOTE 1: "DISCOVERY OF A GIANT DEEP-SEA VALLEY IN THE INDIAN OCEAN, OFF EASTERN AFRICA: THE TANZANIA CHANNEL"..... 100

B - SYNTHESE : LES GRANDS SYSTEMES TURBIDITIQUES DE L'OCEAN INDIEN OCCIDENTAL ET LEUR LIEN AVEC LE RIFT EST-AFRICAIN 112

CONCLUSION..... 115

CHAPITRE V – LES SYSTEMES TURBIDITIQUES DE LA MARGE OMANAISE 117

A - MARGE NORD-EST OMANAISE : LE BASSIN D'OMAN..... 118

1) Distribution et morphologie des canyons..... 118

2) Lobes turbiditiques et faciès distaux..... 120

3) Sédimentation turbiditique récente..... 124

B - MARGE SUD OMANAISE : LE BASSIN D'OWEN..... 127

1) Architecture sédimentaire..... 128

2) Sédimentation turbiditique récente..... 130

C - LE SYSTEME TURBIDITIQUE AL BATHA 133

1) Note 2: "Hyperpycnal-fed turbidite lobe architecture and recent sedimentary processes: a case study from the Al Batha turbidite system, Oman margin"..... 133

2) Morphologie du système d'alimentation : les canyons et le système chenal/levée 165

3) Faciès distaux : données sédimentologiques complémentaires..... 167

CONCLUSION..... 170

CHAPITRE VI - LE SYSTEME TURBIDITIQUE DU MAKRAN 175

A - ARCHITECTURE DU SYSTEME TURBIDITIQUE DU MAKRAN ET PROCESSUS SEDIMENTAIRES RECENTS : RESUME DES PRINCIPAUX RESULTATS..... 176

B - NOTE 3: "TURBIDITE SYSTEM ARCHITECTURE AND SEDIMENTARY PROCESSES ALONG TOPOGRAPHICALLY COMPLEX SLOPES: THE MAKRAN CONVERGENT MARGIN"..... 180

CONCLUSION..... 221

CHAPITRE VII - FACTEURS DE CONTROLE SUR LE DEVELLOPEMENT ET L'ARCHITECTURE DES SYSTEMES TURBIDITIQUES DU GOLFE D'OMAN ET DE LA MARGE EST-AFRICAINE 223

A - EVOLUTION DES APPORTS ET FONCTIONNEMENT DES SYSTEMES TURBIDITIQUES AU COURS DU QUATERNAIRE TERMINAL : FORÇAGES HAUTE FREQUENCE 224

1) Activité du système turbiditique du Makran au cours des derniers 25 ka 225

a. Résumé des principaux résultats 225

b. Note 4 : « Highstand VS lowstand turbidite system growth on the Makran active margin : imprints of high-frequency externals controls on sediment delivery mechanisms to deep water systems » 230

2) Activité des systèmes turbiditiques du Golfe d'Oman et de Tanzanie au cours des derniers 25 ka 225

a. Le système de Tanzanie 225

b. La marge omanaise 2257

B - CONTROLE STRUCTURAL SUR LES PROCESSUS SEDIMENTAIRES, L'ARCHITECTURE ET LA LOCALISATION DES DEPOCENTRES 273

1) Influence à l'échelle régionale 273

2) Influence à l'échelle des éléments architecturaux 276

a. Conditions d'équilibre des axes de transit et dynamique sédimentaire 277

b. Contrôle structural sur la chenalisation dans la plaine abyssale: implications pour les dépôts de pied de pente 283

c. Eléments de comparaison avec les bassins d'avant pays (*foreland*) fossiles 285

PARTIE 3: GEOACOUSTIQUE 291

CHAPITRE VIII - EXPRESSION ACOUSTIQUE DES CARACTERISTIQUES SEDIMENTAIRES DU GOLFE D'OMAN 293

A - CALIBRATION ET PARAMETRES DU MODELE 296

1) Délimitation de la zone d'étude et choix des carottes 296

2) Paramètres d'entrée du modèle 300

a. Calcul des valeurs de célérité Cp 301

b. Calcul des autres paramètres (Cs, αp, αs, enfouissement). 308

B - RESULTATS 310

1) Coefficients de réflexion 310

a. Fréquences de 2 à 3 kHz 311

b. Fréquences de 400 à 600 Hz 313

2) Angles critiques (θ_c) 313

3) Indice de réverbération 314

a. Fréquences de 3 kHz 316

b. Fréquences de 400 Hz 316

C - DISCUSSION 317
1) Impact de la variabilité sédimentaire sur les propriétés géoacoustiques 317
a. Impact des lobes turbiditiques 317
b. Impact des turbidites silto-argileuses distales de la plaine abyssale 319
c. Impact de la dynamique sédimentaire locale 320
2) Comparaison avec les données de sismique THR 320
3) Comparaison avec les données d'imagerie acoustique 323

CONCLUSION 329

CONCLUSIONS GENERALES ET PERSPECTIVES 329

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES 342

LISTE DES FIGURES

Figure I-1: carte simplifiée des continents au Sud du Gondwana au Trias, et paléomarge de la Téthys (Bosellini, 1986). *12*

Figure I-2 : schéma simplifié de l'évolution géodynamique de la zone du Golfe d'Oman du Jurassique à l'Actuel (modifié de Loosveld et al., 1996 d'après Fournier et al., 2006 et Ellouz-Zimmermann et al., 2007b). Localisation de la paléo-fracture d'Owen (P.O) et du système ride d'Owen – ride de Murray mis en place à l'Oligocène et au Miocène (R.O – R.M).…… *14*

Figure I-3: carte simplifiée des vitesses relatives des plaques lithosphériques et des blocs continentaux entourant le Makran, modifié d'après Ellouz-Zimmermann et al., 2007a) et Fournier et al., 2008) dans Mouchot, 2009). Les frontières de plaques tectoniques sont signalées par le tracé rouge (MZT : Chevauchement principal du Zagros, ZM : système de faille de Zendan-Minab, OFZ : zone de fracture d'Owen, MR : Ride de Murray, Or : faille d'Ornach-nal, Ch : faille de Chaman). Les flèches noires (et les chiffres associés) indiquent les vitesses linéaires relatives entre les plaques et les blocs lithosphériques. Les flèches blanches correspondent aux vitesses linéaires déduites. Les flèches rouges et vertes sont les vitesses linéaires calculées selon le modèle géodésique REVEL-2000 et ITRF2000 (Mouchot, 2009). *15*

Figure I-4: carte de la sismicité récente dans les régions bordant le Makran (modifié d'après Mouchot, 2009 ; données USGS). Les épicentres sont symbolisés par des losanges lorsque l'hypocentre est connu ou des ronds dans le cas contraire. La taille des symboles est fonction de la magnitude de l'événement et leur couleur est relative à la profondeur des hypocentres. *16*

Figure I-5: carte simplifiée (d'après Bosellini, 1986) *17*

Figure I-6 (page précédente) : carte de l'organisation structurale du secteur sud de la marge est-africaine (nord Mozambique – Kenya) et localisation des principales failles et bassins liés au développement du rift est-Africain (d'après Nicholas et al., 2007). *19*

Figure I-7: carte de répartition de l'activité sismique récente au niveau de la marge est-africaine (Chorowicz, 2005). Noter l'importante activité sismique au niveau de la branche sud-est du rift est-africain, dans le secteur sud de la marge (encadré rouge). *20*

Figure I-8: contexte géologique du Makran continental et bathymétrie de la partie immergée du prisme d'accrétion (modifié de Ellouz-Zimmermann et al., 2007b). Position des profils/coupes géologiques présentées dans le chapitre (Fig. I-12, I-13a et I-13b). Profils bathymétriques (ETOPO 1) de la plateforme continentale du Makran (A, B, C). *21*

Figure I-9: séries turbiditiques distales du Miocène supérieur / plateforme continentale Pliocène dans le prisme continental du Makran (photographies Ellouz-Zimmermann, 2001). *22*

Figure I-10: volcan de boue dans la partie continentale du prisme du Makran (zone du synclinal de Bela. Photographie Ellouz-Zimmermann, 2001). *23*

Figure I-11 : distirbution des bassins versants dans le Makran pakistannais. *24*

Figure I-12: A. Image satellite MODIS prise lors d'un épisode de crue des rivières du Makran, montrant le nombre et l'extension des panaches sédimentaires aux embouchures. B. Photographie du lit à sec de la rivière Hingol, dans le Makran oriental *26*

Figure I-13: profil sismique N-S de la plateforme progradante Pléistocène au sud de la ville de Gwadar (Pakistan). Profil publié par Harms et al., 1984) et réinterprété par Ellouz-Zimmermann et al., 2007a). Localisation du profil sur la Fig. I-8. 27

Figure I-14 (page précédente) : A. Profil sismique multi-trace N-S dans la partie sous-marine du prisme du Makran oriental (modifié de Ellouz-Zimmermann et al., 2007b). B. Interprétation d'un profil sismique multi-traces N-S dans la partie immergée du prisme du Makran occidental (modifié de Grando & McClay, 2007). Localisation des profils sur la Fig. I-8..... 28

Figure I-15: profil sismique N-S du Golfe d'Oman (du prisme du Makran, au nord, à la bordure de la plaine abyssale omanaise, au sud), interprétation des séries sédimentaires du Paléogène (M1) à l'actuel. Modifié de Gaedicke et al. (2002a) et Mouchot (2009). 30

Figure I-16: physiographie de la partie continentale (relief ombré, données SRTM) et marine (bathymétrie ETOPO-1) de la marge omanaise. Les deux sections de la marge (nord-est omanaise et sud omanaise) sont indiquées. Le réseau hydrographique continental est présenté (traits bleu). BV = bassin versant de l'oued Al Batha. P.C. = plateau continental omanais. 31

Figure I-17: vue en perspective de la partie continentale de la marge omanaise (reliefs des Montagnes d'Oman, bassin versant de l'oued Al Batha, désert de Wahibah). Les cadres (a, b, c) indiquent la position des figures I-18a, I-18b, et I-19. Modifié de Fournier et al. (2006)..... 32

Figure I-18: a). Photographie satellite (source : Google Earth) de l'embouchure de l'oued Al Batha prise avant Juillet 2007 et le passage du cyclone tropical Gonu. Noter la présence de dunes éoliennes dans le lit à sec de l'oued, l'embouchure fermée par une large barre sableuse d'accrétion formée par la houle, et la position de l'ancienne route ; En dessous : photographie de l'embouchure de l'oued Al Batha (Mars 2009) et de l'ancienne route détruite par la crue violente après le passage du cyclone Gonu. b). Photographie du lit (à sec) d'un des bras de l'oued Al Batha au niveau du désert de Wahibah (voir positon sur Fig. I-16). L'encadré montre la taille des galets transportés lors des crues (ici dans une terrasse fluviatile érodée). 33

Figure I-19: canyon formé par un oued côtier sur la marge nord-est omanaise (vue depuis l'embouchure ; photo prise en Mars 2009). Localisation de la photographie sur la Figure I-17..... 34

Figure I-20: coupes bathymétriques réalisées à partir des données ETOPO 1 dans les sections nord-est (profil a) et sud (profil b) de la marge omanaise. La pente moyenne (z_{moy}) est indiquée (°). 35

Figure I-21: physiographie de la partie continentale (relief ombré, données SRTM) et marine (bathymétrie ETOPO-1) du sud de la marge est-africaine. Les bassins versants des fleuves majeurs (Ruvuma, Rufiji, Tana) sont représentés, ainsi que les principaux axes du rift. Localisation du profil bathymétrique de la marge (a), où l'on distingue une pente continentale supérieure (pente moyenne z_{moy} de 1,3°), la ride de Davie, et la pente inférieure et la plaine abyssale de Somalie (pente moyenne z_{moy} de 0,1°). 36

Figure I-22: (A) Répartition actuelle de la mousson en Afrique, Asie et Australie (Wang et al., 2005) ; et (B) carte de répartition des vents et position actuelle de la Zone de Convergence Inter Tropicale (ITCZ) au niveau de l'océan Indien occidental (modifié de Gasse, 2000 ; Glennie & Singhvi, 2002 ; Fleitmann et al., 2004 et Fleitmann et al., 2007). 38

Figure I-23: corrélation de la variabilité climatique haute-fréquence (millénaire) au cours des derniers 65 000 ans entre l'enregistrement isotopique GISP2 $\delta^{18}O_{ice}$ dans la glace du Groenland (A), et les sédiments marins prélevés sur la marge pakistanaise (B et C). Les chiffres (1-18) indiquent les interstades D/O déterminés à partir des données isotopiques de glace, et leur équivalence dans l'enregistrement de l'intensité de la mousson en mer d'Arabie (augmentation des taux de carbone organique dans les sédiments). H1-H6 indiquent les événements

froids d'Heinrich dans l'Atlantique nord, associés à de plus faibles intensités de mousson. Modifié de Schulz et al. (1998) ; (D) Corrélation de la variabilité climatique haute-fréquence (millénaire) au cours des derniers 26 000 ans entre l'enregistrement isotopique GISP2$\delta^{18}O_{ice}$ dans les carottes de glace du Groenland, les valeurs d'insolation en Juillet à 15°N et une carotte marine prélevée sur la Ride de Murray (Golfe d'Oman). La teneur des sédiments marins en particules terrigènes (d'origine éolienne) est utilisée comme proxy des conditions d'aridité. Des valeurs plus importantes (%) indiquent une intensité de mousson d'été indienne plus faible. YD = Younger Dryas ; B/A = Bölling-Alleröd ; H1 = événement d'Heinrich 1 ; LGM = Dernier Maximum Glaciaire. Modifié de Sirocko et al. (1996). *41*

Figure I-24: synthèse des enregistrements paléoclimatiques dans la région du Golfe d'Oman (A), et comparaison avec l'indice de précession aux équinoxes (B) et l'enregistrement isotopique GISP2$\delta^{18}O_{ice}$ au Groenland (C). Les données proviennent d'analyses multi-proxies dans les sédiments marins de l'océan Indien occidental (1. Sirocko et al., 1996 ; 2. Reichart et al., 2002 ; 3. Schulz et al., 1998 ; 4. Ivanochko et al., 2005 ; 5. Gupta et al., 2003 ; 6. Pourmand et al., 2004), dans les spéléothèmes d'Oman (7. Hoti cave, Fleitmann et al., 2007) et de Socotra (8 .Mooni cave, Burns et al., 2003), dans les déserts d'Oman (9. Wahibah, Glennie & Singhvi, 2002 ; Radies et al., 2004) et du Yémen (10. Ramlat as-Sab'atayn, Lézine et al., 1998), et dans les formations continentales et oueds d'Oman (11. Fuchs & Buerkert, 2008) et du nord-ouest de l'Inde (12. Jain & Tandon, 2003 ; Juyal et al., 2006 ; Sridhar, 2007). Chaque site d'enregistrement est localisé sur la carte (chiffres de 1 à 12). *43*

Figure I-25: courbe moyenne des variations du niveau marin lors de la dernière déglaciation (compilation issue de Jouet, 2007). Les données proviennent de datations de différentes variétés de coraux, dans différents sites d'études. *45*

Figure II-1 : Représentation schématique des différents types d'écoulements gravitaires et des dépôts associés (d'après Mulder & Alexander, 2001b). *50*

Figure II-2 :Description des différents types de séquences sédimentaires rencontrées dans les dépôts d'origine turbiditique (d'après Shanmugam, 2000). Noter que les termes «courants de turbidité de haute/faible densité » sont aujourd'hui considérés comme abusifs (cf. texte). *51*

Figure II-3 : Modèle simplifié illustrant l'évolution longitudinale « idéale » des écoulements gravitaires en relation avec le mode de transport (Mutti, 1992). Noter qu'un modèle d'évolution longitudinale des écoulements gravitaires en fonction du mode de support des particules et des caractéristiques des écoulements a été proposé par Mulder & Alexander (2001b). *54*

Figure II-4 : A. Représentation théorique d'un ressaut hydraulique consécutif à une variation du gradient de pente (Waltham, 2004) ; B. Expérience en canal reproduisant un ressaut hydraulique (MacDonald et al., 2009) ; noter le passage d'un écoulement supercritique fin et rapide, à un écoulement turbulent, épais, et lent. *55*

Figure II-5 : modèle de Kneller (1995): évolution temporelle et spatiale des écoulements et les dépôts associés. *56*

Figure II-6 : Photographie aérienne de la formation d'un courant hyperpycnal au large de Skeidararsandur (Islande) après l'éruption du Grímsvötn en 1996 (dans Mulder et al., 2003). La surface de l'écoulement disparaît très rapidement en aval du point de plongement (plunging area). *57*

Figure II-7 :A. Facies sédimentaires des hyperpycnites et évolution de la séquence de dépôt en fonction de l'intensité de la crue et de l'évolution de 'hydrogramme de crue (Mulder et al., 2001a). B. Exemples

d'hyperpycnites dans des environnements marins actuels (levée du Var) et anciens (Bassin Piémont Oligocène, sud des Apennins, Italie ; Mulder et al., 2003). *59*
Figure II-8 : A. Bathymétrie ombrée de canyons et ravines sur une portion de la marge Californienne (Lee, 2004). B. Bathymétrie 3D du canyon de Capbreton (source : web IFREMER). *61*
Figure II-9 : A) architecture sismique d'un large système chenal/levée (système « constructif ») dans le Miocène du système turbiditique de l'Indus ; B) architecture d'un chenal érosif de petite taille dans le Miocène supérieur du système turbiditique de Tabernas (SE Espagne ; Pickering et al., 2001). Dans les deux cas, l'architecture interne traduit les différentes phases d'évolution (aggradation / incision/migration) des systèmes chenalisés (modifié de Deptuck et al., 2007). Noter la différence d'échelle (l'homme dans l'encadré rouge donne l'échèlle du chenal à l'affleurement). *62*
Figure II-10 : carte d'amplitude (issue de données sismique 3D) dans un système chenal/levée associé à un champ de dunes sédimentaires du Pléistocène du détroit de Macassar, Kalimantan, Indonésie (modifié de Normark et al., 2002) ; en-dessous : représentation schématique des processus de débordement amenant à la construction des dunes sédimentaires (Migeon, 2000). *63*
Figure II-11 : bloc diagramme illustrant le processus d'avulsion dans le cas du système turbiditique quaternaire de l'Amazone (modifié de Lopez, 2001, basé sur Flood et Piper, 1997). Illustration de ce phénomène d'avulsion dans le cas des complexes chenaux-levées du système turbiditique du Danube en Mer Noire (bathymétrie ombrée modifiée de Bourget (2006). *65*
Figure II-12 (page précédente): diagramme synthétique de l'organisation architecturale du lobe sableux récent (Pléistocène) du système turbiditique du Golo (marge est-corse, Gervais et al., 2006b) et coupe sismique dans un complexe de lobes au nord de la marge montrant l'organisation des corps élémentaires suivant les cycles de compensation définis par Mutti & Sonnino (1981). *68*
Figure II-13 : faciès acoustiques des lobes récents du système turbiditique du Zaïre, du Var, et du Celtic (imagerie multi-faisceaux EM12 – fréquence d'émission de 13 kHz) ; images modifiées de Bonnel (2005) et Zaragosi (2001). Les tons clairs représentent des faibles réflectivités, tandis que les tons foncés représentent des fortes réflectivités. *68*
Figure II-14 : classification des systèmes turbiditiques profonds actuels sur les bassins marginaux basée sur le volume et la granularité des particules disponibles et sur la nature du système d'alimentation (Reading et Richards, 1994). *70*
Figure II-15 : distribution des reliefs relatifs en fonction de l'extension relative des systèmes fluviatiles du Golo, du Crati, de l'Amazone, et du Rhône, montrant les différences entre les bassins versants des grands fleuves typiques des marges passives et les petits systèmes typiques des marges actives. Cette distribution des gradients est fondamentale dans la capacité de stockage des sédiments et le temps de réponse des systèmes fluviatiles aux changements des facteurs de contrôle (Sømme et al., 2009). *72*
Figure II-16 : Schéma conceptuel montrant les principaux traits morphologiques généralement observés le long des marges passives et actives, des bassins versants jusqu'aux systèmes turbiditiques, dans des conditions de haut niveau marin relatif (modifié de Sømme et al., 2009). Noter que ce schéma ne prend pas en compte le climat, la dynamique des embouchures (grands deltas, estuaires, fan-deltas), la structure du bassin, ou encore l'architecture interne des systèmes turbiditiques. *73*
Figure II-17 : cycle séquentiel de dépôt dans les environnements turbiditiques lors d'un cycle de chute et de remontée du niveau marin relatif (B et C), et application à l'offshore indonésien (A) (Posamentier & Kolla, 2003). *75*

Figure II-18 : A. Carte d'amplitude sismique extraite à partir d'un horizon dans la pente continentale de l'Angola, marquée par le développement de diapirs de sels (salt-cored ridges) formant des bassins intrapente confinés latéralement mais permettant le passage des écoulements gravitaires (connected tortuous corridor); B. section sismique (profil indiqué en A) dans un des bassins intrapente, montrant l'architecture et l'amplitude moyenne des dépôts de remplissage (Prather, 2003). *78*

Figure II-19 : (A) bathymétrie de la zone nord-ouest du Golfe du Mexique, et modèle architectural des systèmes chenalisés remplissant les bassins intrapente actuels (Prather, 2000) ; modèle conceptuel de remplissage des bassins intrapente confinés type « Golfe du Mexique » ou « grès d'Annot » (modèle « fill & spill », modifié de Sinclair & Tomasso, 2002). *79*

Figure III-1 : Carte bathymétrique de la région du Golfe d'Oman. Compilation issue des données acquises lors des missions MARABIE (2000, 2001), CHAMAK (2004), FANINDIEN (2006, 2009) et SO123 (1997). Isobathes issues des données bathymétriques internationales ETOPO 1 (1 degré d'arc, www.ngdc.noaa.gov). Les données à terre correspondent aux données altimétriques SRTM (www2.jpl.nasa.gov/srtm). *83*

Figure III-2 : Carte bathymétrique de la marge est-africaine (données internationales ETOPO 1) et transect multifaisceaux (bathymétrie, imagerie, et SbP120) réalisé lors de la campagne FANINDIEN 2006. Localisation de la carotte FKS03. Les données à terre correspondent aux données altimétriques SRTM. *84*

Figure III-3 : exemple de profil SbP120 montrant la pénétration des ondes (sur ~ 135 ms TWT) et la résolution obtenue (< 0,5 ms TWT) dans le Golfe du Lion (campagne CALIMERO 2004 ; Pacault et al., 2004). *86*

Figure III-4 : Localisation des carottes sédimentaires du Golfe d'Oman étudiées, issues des missions MARABIE (2001), CHAMAK (2004) et NIOP (1997). *89*

Figure III-5 : stratégie d'échantillonnage biostratigraphique dans les environnements turbiditiques (Toucanne, 2008) : lame mince et radiographie rX d'une séquence turbiditique (marge Nord-Gascogne) montrant la différenciation des termes turbiditiques (Tc, Tet) et hémipélagiques (Teh). Les cercles blancs localisent les échantillons. Seul le terme supérieur Teh est adapté pour un échantillonnage en vue d'une étude biostratigraphique, ce dernier étant le seul à contenir uniquement des foraminifères planctoniques autochtones dans la fraction > 150 μm. *92*

Figure IV-1 : extension schématique des grands systèmes turbiditiques dans l'océan Indien occidental et leurs bassins versants continentaux, localisés dans la branche occidentale du rift est-africain (cadre structural et physiographique simplifié d'après Kolla et al., 1980 et Chorowicz, 2005; i.v. = îles volcaniques). *113*

Figure V-1 : bathymétrie ombrée de la marge nord-est omanaise (données des missions MARABIE 2000, FANINDIEN 2006 et 2009) compilée avec les données bathymétriques de la pente continentale issues de Szuman et al. (2006). Localisation des principaux canyons sous-marins de la marge, et connexion avec les oueds omanais continentaux. Noter la très faible extension du plateau continental (< 5 km). Les profils sismiques utilisés (a - d) sont indiqués par les traits noirs. Les carottes sédimentaires sont symbolisées par les cercles rouges. *119*

Figure V-2 : profils sismique THR (SbP 120) au pied de la marge omanaise (localisation sur la figure V-1). La zone de faible pénétration du signal acoustique Chirp (écho-faciès II) correspond au complexe de lobes au débouché du canyon Qurayyat / Dayquah (Fig. V-1). *121*

Figure V-3 : profils sismique THR (SbP 120) au pied de la marge omanaise (localisation sur la figure V-1). La zone de faible pénétration du signal acoustique Chirp (écho-faciès II) correspond au complexe de lobes au débouché du chenal de Sur (Fig. V-1). *123*

Figure V-4 : profils bathymétriques dans les systèmes « canyons – chenaux » de Qurayyat/Dayquah et Sur (données ETOPO 1 affinées par les données multi-faisceaux), et localisation des différentes transitions physiographiques (pente en °) et architecturales (Ct = canyons tributaires ; zone de jonction en un canyon unique ; chenal turbiditique ; position relative des lobes turbiditiques). Localisation des profils sismiques (Fig. V-2 et V-3). *124*

Figure V-5 : localisation schématique de la carotte KS01 (et sources potentielles des écoulements), log lithologique (les étoiles indiquent la position des datations ^{14}C, données en âge corrigé calendaire BP), évolution de la teneur en carbonates ($CaCO_3$, la courbe rouge indique la moyenne mobile), biostratigraphie, et exemples de séquences turbiditiques silto-argileuses (S), séparées par les lits hémipélagiques / pélagiques (H), observées dans la carotte (photo, rX). *125*

Figure V-6 : Bathymétrie ETOPO 1 et carte des pentes de la zone sud de la marge omanaise et du bassin d'Owen. Les traits rouge pointillés symbolisent les principaux escarpements liés aux failles. Les flèches orange symbolisent le trajet schématisé des écoulements gravitaires (chenaux érosifs et ravines). Localisation de la carotte KS02, et des profils sismique THR (SbP 120) a et b (cf. Fig. V-7). Profil bathymétrique régional et évolution des pentes globales (données ETOPO 1) de la marge sud-omanaise dans l'axe de KS02. ..... *127*

Figure V-7: profils sismiques THR (SbP 120) au niveau du pied de pente de la marge sud omanaise, dans le bassin d'Owen (entre 3000 et 3200 mètres de profondeur). Localisation des profils en Fig. V-6. ..... *129*

Figure V-8 : log lithologique et exemple de séquences turbiditiques observées sur la carotte KS02 (bassin d'Owen). L'étoile indique la position et l'âge radiocarbone obtenu à la base de la carotte, indiquant des sédiments de l'Holocène supérieur uniquement. Noter l'épaisseur des turbidites silto-argileuses prélevées (ici, jusqu'à 140 cm de la base (Tc/d) au sommet (Te). *131*

Figure V-9 : Carte bathymétrique du système turbiditique Al Batha (code couleur resserré sur la bathymétrie de la zone). Le trajet des canyons en amont (lignes blanches pointillées) est basé sur les contours bathymétriques ETOPO 1. Les profils a, b, c, et d correspondent aux lignes sismique THR présentées sur la figure V-10. L'encart présente la carte des pentes des principaux canyons et du chenal Al Batha entre 2300 et 3000 m de profondeur. *165*

Figure V-10 : profils sismiques THR (SbP120) transversaux des canyons et du chenal turbiditique Al Batha au pied de pente continentale et dans la plaine abyssale omanaise (position des profils sur Figure V-11). *166*

Figure V-11 : Localisation des carottes KS07 et KS08 (partie distale du système turbiditique Al Batha), logs lithologiques (les dates radiocarbone sont indiquées par les étoiles) et cadre stratigraphique général. Exemples des types de séquences rencontrées sur ces carottes (a. turbidites silto-sableuses – KS08; b. turbidites silto-argileuses – KS07; c. hyperpycnite silto-argileuse – KS07. La position des séquences « hyperpycnites» sur KS07 est symbolisée par les flèches sur le log lithologique). *169*

Figure V-12 : modèle architectural simplifié de la marge omanaise et des systèmes turbiditiques récents associés illustrant les trois types de systèmes sédimentaires identifiés : 1- le slope-apron sud-omanais ; 2 – le système turbiditique Al Batha ; 3 – la rampe turbiditique nord-est omanaise. *171*

Figure VII-1 : shéma de la dépendance angulaire des différentes contributions à la rétrodiffusion (d'après Unterseh, 1999). *295*

Figure VII-2 : délimitation des « aires acoustiques » à partir des données d'imagerie EM 12 (~ 12 kHz) et EM300 (300 kHz) dans le Golfe d'Oman et localisation des carottes sédimentaires : (A1) faciès de forte réflectivité (canyons du Makran, affleurement rocheux du sud Qalhat) ; (A2) faciès de forte réflectivité dans les lobes turbiditiques d'Al Batha et de Sonmiani ; (A3) faciès de réflectivité moyenne dans la plaine abyssale

omanaise ; (A4) faciès de faible réflectivité sur la ride de Murray, le plateau de Qalhat, et dans la pente continentale du Makran (bassins piggy-back) ; (A5) : faciès de très faible réflectivité au débouché des canyons du Makran (plunge pools, lobe de minibassin). *298*

Figure VII-3 : carte schématique des « aires acoustiques » définies à partir des données d'imagerie EM 12 (~ 12 kHz) et EM300 (300 kHz) dans le Golfe d'Oman et localisation des carottes sédimentaires utilisées dans le modèle : (A1) faciès de forte réflectivité (canyons du Makran, affleurement rocheux du sud Qalhat) ; (A2) faciès de forte réflectivité dans les lobes turbiditiques d'Al Batha et de Sonmiani ; (A3) faciès de réflectivité moyenne dans la plaine abyssale omanaise ; (A4) faciès de faible réflectivité sur la ride de Murray, le plateau de Qalhat, et dans la pente continentale du Makran (bassins piggy-back) ; (A5) faciès de très faible réflectivité au débouché des canyons du Makran (plunge pools, lobe de minibassin). *299*

Figure VII-4 : lithologie et évolution granulométrique des carottes utilisées dans le modèle et associées au faciès acoustique réflectif (A1) du plateau de Qalhat (KS14) et du faciès acoustique absorbant (A4) des flancs et du sommet de la ride de Murray (KS09, KS10, KS15). Les descriptions lithologiques des autres carottes utilisées (lobes turbiditiques, plaine abyssale omanaise) et l'analyse des processus sédimentaires associés sont décrits dans les Chapitres V et VI. *300*

Figure VII-5 : relation entre les valeurs Phi50 (médiane granulométrique) et la célérité Cp, pour l'ensemble des carottes du Golfe d'Oman où des valeurs de célérités ont été mesurées (KS01, KS02, KS04, KS05, KS10, KS15, KS16, KS20, KS21, KS22 et KS24). *302*

Figure VII-6 : relation entre les valeurs de Phi50 et la célérité Cp, pour : a) les carottes prélevées dans des environnements sédimentaires dominés par des processus de dépôt gravitaires (KS01 – KS02 – KS04 – KS05 – KS16 – KS20 – KS21 – KS22 – KS24) ; et b) les carottes prélevées dans des environnements sédimentaires dominés par des dépôts hémipélagiques et pélagiques (KS10 – KS15). *303*

Figure VII-7 : relation entre les valeurs de Phi50 et la célérité Cp (mesurée à bord) pour l'ensemble des carottes disponibles excepté KS14 (points rouges) et la carotte KS14 (points verts). *303*

Figure VII-8 : comparaison des courbes granulométriques pour les carottes KS14 (plateau de Qalhat) et KS04 (lobe Al Batha) pour des médianes granumétriques (ici exprimées en D50, µm) similaires dans (a) des niveaux de sables fins (100<D50<140 µm) ; et (b) des niveaux silteux (D50 ~ 25 µm). Les principaux paramètres granulométriques de ces niveaux sont indiqués sous les courbes (déviation standard = Dev.Std. ; Skewness = Skew.). *304*

Figure VII-9 : module d'entrée des paramètres sédimentologiques (lithologie, épaisseur, médiane granulométrique des couches sédimentaires) et géoacoustiques mesurés (porosité, célérité…). Ici exemple de la carotte KS21 (pied de pente du Makran) : la carotte est composée de « couches » sédimentaires, pour lesquelles on entre les valeurs de médiane granulométrique base/sommet (i.e. on tient compte du granoclassement de chaque niveau) ; ex : la couche « n° 3 », épaisse de 9 cm, montre une composition argilo-silteuse (terme « Te » des turbidites) avec un granoclassement normal de la base vers le sommet. Les mesures de célérité base / sommet mesurées lors de l'ouverture de la carotte sont également renseignées, ramenées à des conditions de température de 20°C et une pression de 1 Atm. *305*

Figure VII-10 : comparaison entre les valeurs de célérité P calculées (courbe rouge) à partir de la relation de Bachman (1985) et les valeurs de célérité P mesurées (courbe blanche) pour trois carottes sédimentaires du Golfe d'Oman prélevées dans des environnements de dépôt différents. Les valeurs de Cp sont représentées dans un intervalle d'erreur (biais, en %), représenté par les courbes vertes pointillé. On voit que les valeurs de Cp

mesurée sont majoritairement comprises dans un intervalle d'erreur de moins de 2 % par rapport à Cp estimée. La carotte KS16 (plaine abyssale omanaise) est majoritairement composée d'épaisses turbidites silto-argileuses, la carotte KS05 (lobe Al Batha) est majoritairement composée de dépôts gravitaires sableux, tandis que la carotte KS15 (ride de Murray) est constituée de dépôts argileux hémipélagiques. 307

Figure VII-11 : valeurs de célérité C_p calculées (courbe rouge) à partir de la relation de Bachman (1985) et les valeurs de célérité C_p mesurées (courbe blanche) pour la carotte sédimentaires KS14 prélevée sur le plateau de Qalhat (Fig. VII-2). L'incertitude de la valeur de C_p estimée est représentée par les courbes vertes (pointillés), exprimée en %. Sur les premiers 150 cm de sédiments (sable argileux très hétérogène), la valeur de C_p estimée est proche des 10 % d'erreurs par rapport à C_p mesurée. En profondeur, la lithologie de la carotte devient plus homogène (silt argileux bioturbés), et C_p mesurée est très proche de C_p estimée. 308

Figure VII-12 (page précédente) : a) graphes des pertes du signal acoustique (ou absorption, en dB) en fonction de la fréquence d'émission (Hz) et de l'angle de rasance (°) pour trois exemples typiques des différents environnements de dépôt du Golfe d'Oman : KS04 (lobe Al Batha), KS24 (plaine abyssale omanaise), et KS09 (ride de Murray) - localisation en Fig. VII-2. b) Logs lithologiques des trois carottes présentées (T.silt = base turbiditique silteuse ; Tsabl = base turbiditique sableuse). 311

Figure VII-13 : histogrammes des valeurs moyennes d'absorption d'un signal acoustique émis entre 2 et 3 kHz à la verticale du système émetteur (spéculaire / 90-70°), pour des incidences obliques (30-50°) et à des incidences rasantes (1-15°), modélisées pour différentes carottes du Golfe d'Oman. La valeur moyenne de l'absorption (dB) par environnement de dépôt (lobes, plaine abyssale omanaise, plateau de Qalhat, ride de Murray) est représentée en pointillés noirs. Les carottes sont regroupées par environnement de dépôt (A : lobes turbiditiques ; B : plaine abyssale omanaise ; C : plateau de Qalhat ; D : ride de Murray). 312

Figure VII-14 : histogrammes des valeurs moyennes d'absorption d'un signal acoustique émis sur une bande passante de 400 à 600 Hz pour des incidences obliques (30-50°) et à de faibles rasances (1-15°). La valeur moyenne de l'absorption (dB) par environnement de dépôt (lobes, plaine abyssale omanaise, plateau de Qalhat, ride de Murray) est représentée en pointillés noirs. Les carottes sont regroupées par environnement de dépôt (A : lobes turbiditiques ; B : plaine abyssale omanaise ; C : plateau de Qalhat ; D : ride de Murray). 313

Figure VII-15 : angles critiques (en °) simulés pour l'ensemble des carottes utilisées (classées par environnement de dépôt) pour des fréquences d'émission de 400-600 Hz, 1 kHz, et 3 kHz. 314

Figure VII-16 : modélisation de l'évolution angulaire des indices de rétrodiffusion (surface + volume) pour l'ensemble des carottes sédimentaires utilisées (regroupées par environnement de dépôt) à 3 kHz. Les calculs sont réalisés à partir du modèle EIBS (Guillon, 1999 ; Guillon & Lurton, 2000). 315

Figure VII-17 : indices de rétrodiffusion (dB/m^2) moyens calculés pour chaque environnement de dépôt à 3 kHz et 400 Hz, pour des incidences verticales (90°) et obliques (30-80°). Les calculs sont réalisés à partir du modèle EIBS (Guillon, 1999 ; Guillon & Lurton, 2000). 316

Figure VII-18. Différence (en °) entre les angles critiques (θc) simulés pour les carottes dans les lobes turbiditiques (KS04, KS05, KS19) et les angles critiques simulés pour les carottes prélevées dans la plaine abyssale omanaise (PA – points bleus) et sur la ride de Murray (RM – points rouges) pour des fréquences d'émission de 400-600 Hz, 1 kHz, et 3 kHz. 318

Figure VII-19 : profils sismiques SbP120 dans le lobe turbiditique Al Batha (a, b), dans la plaine abyssale omanaise (c) et au niveau de la pente continentale de la marge sud omanaise (d). Le SbP120 émet sur une bande passante de 2 à 7,5 kHz, à des incidences spéculaires (Pacault et al., 2004). « S.a » = sables amalgamés ; « slump » = glissement 322

Figure VII-20 : imagerie acoustique EM12 (en clair = fortes réflectivités ; plus sombre = faibles réflectivités), localisation des carottes utilisées dans le modèle, et valeurs des indices de réverbération (en dB/m^2) calculés pour des fréquences de 3 kHz à des incidences obliques (en majuscules, 30-80°) et au régime spéculaire (en minuscules italiques, 90°). *324*

Figure VIII-1 : logs lithologique, taux de sédimentation linéaires (cm.ka-1) et fréquences turbiditiques (turb.ka-1) des carottes de la marge omanaise ; localisation des carottes et carte de distribution des fréquences turbiditiques moyennes (turb. ka^{-1}) et des temps de récurrence moyens (années) sur la marge omanaise. Ces chiffres sont calculés à partir des datations ^{14}C, moyennés sur l'ensemble de la période de temps couverte par chaque carotte (KS01 : 22 ka BP ; KS02 : 4,9 ka BP ; KS05 : 2,6 ka BP ; KS07 : 13,3 ka BP ; KS08 : 15 ka BP). *268*

Figure VIII-2 : (A) courbe des variations eustatiques depuis le Dernier Maximum Glaciaire (modifié de Siddall, 2003) et évolution des taux de sédimentation linéaires (cm.ka-1) et des fréquences turbiditiques (turb.ka-1) sur les carottes MD04-2849 (marge du Makran ; B) et KS01 (rampe nord-est omanaise ; C). *269*

Figure VIII-3 : physiographie de la partie sud de la marge est-africaine (système turbiditique de Tanzanie) montrant la convergence des canyons sous marins dans les grabens de Kerimbas et « Sea-Gap », liés au développement de la ride de Davie. Le chenal de Tanzanie concentre ainsi les apports sédimentaires issus d'un bassin versant composite de 415.10^3 km^2 dans les plateaux du rift est-africain en surrection. *274*

Figure VIII-4 : illustration du contrôle structural (simplifié) sur la distribution des bassins versants continentaux et des axes de transit sédimentaire sous-marins à l'échelle régionale (contexte tectonique de la marge). *275*

Figure VIII-5 : dynamique, architecture sédimentaire et localisation des principaux dépocentres sableux dans les systèmes turbiditiques omanais (type marge «passive ») et du Makran (marge active). *278*

Figure VIII-6 : illustration des différentes configurations de morphologie de canyons dans la pente continentale du Makran. Localisation sur la figure VIII-5. ..... *280*

Figure VIII-7 : (A) illustration de l'impact du contrôle structural sur la topographie et l'architecture des canyons dans la pente continentale du Makran (ruptures de pente successives, ou « knickpoints »). Localisation sur la figure VIII-5. Analogie avec les modèles analogiques en contexte fluviatile (« cyclic steps » de Koyama & Ikeda, 1998) et en milieu naturel (Big Box Canyon, Arizona, USA ; Fildani et al., 2006). *282*

Figure VIII-8 : exemple de faciès argilo-silteux laminés dans A & B - des prodeltas de pente dans l'Eocène inf. de la formation de Castissent (sud des Pyrénées); C - le prodelta holocène de la pente continentale supérieure du Makran (bassin piggy-back - carotte MD04-2858, cf. Chapitre 6). *286*

Figure VIII-9: modèle architectural théorique simplifié des bassins d'avant pays (« foreland ») selon Mutti et al. (2003). *289*

LISTE DES TABLES

Table I-1: précipitations moyennes enregistrées sur la côte du Makran (stations de Jiwani et Pasni) et au niveau de la baie de Sonmiani (stations de Karachi) au cours du siècle dernier (modifié de Luckge et al., 2001, données issues du Meteorological Survey of Pakistan). *25*

Table III-1 : récapitulatif des différentes missions océanographiques d'où sont issues les données utilisées dans cette étude. G.O : Golfe d'Oman ; G.A : Golfe d'Aden ; A.E. : marge est-africaine. *82*

Table III-2 : Caractéristiques des carottes sédimentaires analysées et utilisées dans cette étude. Les carottes NIOP ont été analysées par Prins et al. (2000b). *88*

Table III-3 : datations radiocarbone réalisées dans cette étude. *94*

INTRODUCTION GENERALE

Problématique et motivations

Les séries sédimentaires constituent des archives de l'histoire de la Terre. Les mécanismes d'érosion, de transport, et de dépôt des sédiments le long des marges continentales sont en effet essentiellement conditionnés par l'évolution, à différentes échelles spatio-temporelles, du contexte géologique régional et des conditions climato-eustatiques. Parmi ces séries sédimentaires, les systèmes turbiditiques profonds constituent les accumulations les plus volumineuses au pied des marges continentales. Ils forment des aires de dépôt finales des matériaux provenant de l'érosion continentale, et peuvent offrir une relativement bonne continuité dans l'enregistrement sédimentaire. L'étude des sédiments turbiditiques peut donc apporter des informations importantes pour reconstruire l'histoire géodynamique et paléo-environnementale d'une région et de comprendre les processus naturels qui l'animent.

L'intérêt des industriels pétroliers sur l'aspect prospectif des systèmes turbiditiques a fait naître dès les années 70 un véritable essor pour l'étude de détail des environnements sédimentaires profonds, dans les océans actuels (systèmes turbiditiques « modernes ») et à l'affleurement (systèmes turbiditiques « fossiles »). Les accumulations sableuses qu'ils contiennent peuvent en effet former, dans certains cas, de potentiels réservoirs d'hydrocarbures. La découverte et l'exploitation croissante de nouveaux gisements d'importance au cours des années 90 (Golfe du Mexique, Brésil, mer de Norvège…) ont mené à un développement et à un perfectionnement extrêmement rapide des outils d'observation directe et indirecte, permettant la collecte d'une très grande quantité de données et l'émergence d'une multitude d'études régionales et de concepts globaux.

Pourquoi alors s'attacher à mener de nouveaux travaux sur ces systèmes et les environnements sédimentaires profonds en général ? La première raison concerne l'état de connaissances actuelles des marges et des bassins sédimentaires. Les marges de l'Afrique de l'ouest ont été très étudiées depuis plus d'un demi-siècle, notamment en raison de l'exploitation intensive des ressources énergétiques dans ces régions. A l'inverse, très peu de travaux académiques se sont intéressés aux systèmes sédimentaires marins de l'océan Indien occidental (marge est-africaine, marges d'Oman et du Makran).

En ce sens, l'objectif premier de cette thèse s'inscrit avant tout dans le cadre d'une problématique régionale. Le Golfe d'Oman et l'Afrique de l'Est résultent d'une histoire géodynamique complexe liée à l'ouverture de l'océan Indien à partir du Mésozoïque. Cette dernière a façonné l'architecture générale de ces marges aux caractéristiques très différentes (relief, extension et localisation des bassins versants, taille du plateau continental, structure du talus…). Elle a également induit une cinématique actuelle particulière, illustrée par une tectonique active sur les marges du Makran et d'Afrique orientale. La distribution et la nature des systèmes turbiditiques modernes au sein de ces contextes géodynamiques et physiographiques différents restaient toutefois inconnues La région du Golfe d'Oman, en

particulier, est marquée par un risque sismique et tsunamogène important (Page *et al.*, 1979 ; Ambraseys & Melville, 1982 ; Ambraseys & Bilham, 2003). Mais il reste à déterminer l'impact éventuel de ces phénomènes sur la dynamique sédimentaire régionale. Ainsi, les sédiments marins du Golfe d'Oman peuvent-il constituer des archives des aléas régionaux ?

Le Golfe d'Oman et l'Afrique de l'Est sont également des zones soumises au régime climatique des moussons asiatique et africaine, respectivement (Gasse, 2000 ; Ruddiman, 2001 ; Clemens *et al.*, 2003 ; Luckge *et al.*, 2001 ; Wang *et al.*, 2005). Ces moussons engendrent une forte variabilité des conditions pluviométriques sur les continents (alternance de phases arides et humides) conditionnées par la migration latitudinale de la zone intertropicale de convergence de l'échelle saisonnière (von Rad *et al.*, 1999a ; Luckge *et al.*, 2001), à l'échelle des cycles orbitaux et suborbitaux (Sirocko *et al.*, 1996 ; Schulz *et al.*, 1998 ; Clemens *et al.*, 2003). Les empreintes de cette variabilité sur les conditions paléo-environnementales des marges du Golfe d'Oman et d'Afrique orientale au cours du Quaternaire terminal sont depuis longtemps étudiées, majoritairement par le biais d'archives paléoclimatiques dans les sédiments pélagiques marins ou lacustres (flux éoliens, productivité primaire). En revanche, l'impact de la mousson sur l'évolution qualitative et quantitative des flux sédimentaires depuis les sources (bassins versants) jusqu'aux bassins profonds reste encore très mal contraint. Comment s'enregistrent les décharges sédimentaires instantanées et les événements climatiques extrêmes dans les sédiments marins du Golfe d'Oman (crues majeures et cyclones lors des fortes moussons)? Quel est le temps de réponse du système sédimentaire « global » aux alternances de phases humides et arides au cours du Quaternaire récent et comment se réajustent les processus d'érosion, de transport et de dépôt ? L'analyse stratigraphique des séries sédimentaires turbiditiques est une solution - nous le verrons au cours de ce travail - pour apporter des éléments de réponse à ces problématiques.

Au-delà de cet aspect régional, la nécessité constante (en particulier pour l'industrie), de classifier les environnements de dépôts sédimentaires dans des modèles conceptuels prédictifs toujours plus perfectionnés se heurte à la très grande variabilité observée dans les systèmes naturels. La multiplication des observations dans des contextes géodynamiques différents a en effet rapidement fait prendre conscience à la communauté scientifique la nécessité d'une approche « globale » prenant en compte les caractéristiques régionales des marge continentales pour parvenir à une compréhension approfondie des systèmes turbiditiques (*e.g.* Bouma, 1985 ; Stow *et al.*, 1985 ; Shanmugam & Moiola, 1988 ; Reading, 1991 ; Wetzel, 1993 ; Richards *et al.*, 1998). Pour s'affranchir de cette variabilité à grande échelle, dès la fin des années 70, et jusqu'à aujourd'hui, la démarche a été de travailler sur les objets élémentaires architecturaux (canyons, chenaux, lobes…) qui composent les systèmes turbiditiques (Payton, 1977 ; Normark, 1978 ; Normark *et al.*, 1979 ; Mutti & Normark, 1987 ; Mutti & Normark, 1991; Piper & Normark, 2001). Cette méthode permet d'étudier en détail l'aspect prospectif des éléments internes des systèmes (morphologie, extension, géométrie et continuité des dépôts, faciès…) et facilite la comparaison d'objet à objet dans le

moderne et dans l'ancien. Cependant, les nombreuses études récentes, menées à des résolutions de plus en plus fines (*e.g.* Posamentier & Kolla, 2003), suggèrent que même cette architecture de détail est tributaire de facteurs de contrôle allocycliques dépendant du contexte géodynamique (morphologie du bassin, topographie…) et physiographique (source, mode de transport des sédiments…). Nous pouvons ainsi nous demander si ces éléments architecturaux sont réellement comparables dans différents contextes géodynamiques (marges passives, actives) ? La géométrie des axes de transit et des dépôts qui en résultent sont-ils semblables dans des systèmes marqués par des modes de dispersion sédimentaire « continent - océan » différents ? Le fait qu'il soit encore délicat de comparer l'architecture générale des systèmes turbiditiques à l'affleurement (souvent des bassins en contexte de marge active) avec les analogues modernes (où les zones étudiées sont très majoritairement des marges passives) suggère que non (*e.g.* Mutti *et al.*, 2009).

D'autre part, l'agencement de ces éléments architecturaux et les faciès qui les composent varient dans le temps et l'espace. Une bonne appréciation de l'influence des forçages externes contrôlant la sédimentation semble indispensable pour améliorer les modèles prédictifs d'architecture stratigraphique des corps sédimentaires profonds (Richards *et al.*, 1998 ; Posamentier & Kolla, 2003). Les principaux facteurs de contrôle sur la sédimentation turbiditique sont maintenant bien identifiés (*e.g.* Posamentier *et al.*, 1991 ; Richards *et al.*, 1998 ; Bouma, 2004), mais les désaccords sur leur rôle respectif demeurent toujours importants. L'utilisation massive des modèles de stratigraphie séquentielle développés dans les années 80 a permis de définir un cadre de réflexion pour l'étude de l'organisation des séries sédimentaires (*e.g.* Vail & Mitchum, 1977 ; Posamentier & Weimer, 1993 ; Catuneanu *et al.*, 2009). Elle a cependant également montré ses limites, chaque système sédimentaire, chaque marge, étant un système naturel complexe qu'il est difficile de décrire selon un modèle unique. Le développement des techniques de datation et de stratigraphie dans les sédiments profonds a favorisé l'émergence de travaux se concentrant sur la réponse des systèmes sédimentaires aux forçages externes, notamment à haute fréquence ($< 10^5$ ans) et à leur impact sur l'architecture stratigraphique des dépôts (Ducassou, 2006 ; Toucanne, 2008 ; Romans *et al.*, 2009). Mais ces études montrent également qu'appréhender les modes et les temps de réponse des systèmes sédimentaires aux paramètres forçants ne peut s'envisager uniquement dans les dépôts turbiditiques, et la tendance actuelle est d'intégrer le fonctionnement de l'ensemble de la marge, des sources continentales aux bassins profonds (*source-to-sink*). Dans cette optique, les marges du Golfe d'Oman et de l'Afrique de l'Est, marquées par des contextes géodynamiques et climatiques complexes et abondamment décrits dans la littérature, font office de véritables laboratoires naturels pour tenter d'apporter des éléments de compréhension aux mécanismes de contrôles et de rétroactions entre les différents composants des systèmes sédimentaires.

Enfin, l'exploration des océans actuels trouve également un fort intérêt au niveau militaire, dans le cadre de la navigation, mais aussi de la lutte anti-sous-marine et de la guerre des mines. En particulier, la compréhension des phénomènes de propagation des ondes acoustiques en milieu marin est un paramètre clef pour prédire et améliorer les performances d'émission/réception des sonars basse fréquence utilisés en détection passive ou active (Lurton, 2003). Si les ondes se propageaient dans un milieu parfaitement homogène, les sonars n'enregistreraient aucun signal retour ; ce sont les hétérogénéités qui sont à l'origine de la rétrodiffusion (Unterseh, 1999 ; Lurton, 2003). Les sonars utilisés en application militaire émettant généralement à basse,voire très basse fréquence, les ondes pénètrent le fond marin et leur comportement va être modulé par les interactions à la surface « eau-sédiment » et à l'intérieur du sous-sol : on parle de rétrodiffusion de surface et de rétrodiffusion de volume (Unterseh, 1999 ; Guillon, 1999). Le volume sédimentaire va agir au travers de toutes les hétérogénéités qu'il renferme, en particulier sous la forme des variations des propriétés physiques en profondeur (lithologie). Sa part d'influence sur la rétrodiffusion globale dépend de l'ampleur de ces changements et des caractéristiques du signal émis (fréquence, angle d'incidence). Si l'impact de la rétrodiffusion de surface est assez bien contraint, les caractéristiques de la rétrodiffusion de volume ont été longtemps simplifiées par les acousticiens aux variations à grande échelle « sédiment - roche » du substratum (Lurton, 2003 ; Garlan, 2004). Or les travaux récents menés en partenariat avec le SHOM ont prouvé que la variabilité plus fine des sédiments (stratification) avait une part d'influence importante sur la propagation des ondes acoustiques (Guillon, 1999 ; Guillon & Lurton, 2000), en particulier dans les environnements de dépôt turbiditiques du Var et du Golfe de Gascogne (Unterseh, 1999). Les paramètres lithologiques des fonds (granularité, hétérogénéité…) et les propriétés physiques qui en découlent (célérité, porosité…) dépendent des processus sédimentaires régionaux. Une connaissance sédimentologique locale détaillée apparaît donc aujourd'hui comme un pré-requis indispensable pour réaliser des modèles géoacoustiques prédictifs robustes (Plantevin & Grivelet, 2002 ; Garlan, 2004 ; Garlan, 2007).

C'est cette dernière problématique qui a motivée la réalisation de campagnes océanographique successives dans les zones « sensibles » que sont le Golfe d'Oman (missions MARABIE en 2000 et 2001; FANIDIEN 2009) et la marge est-africaine (FANIDIEN 2006) par le SHOM, en partenariat avec l'Université Bordeaux 1. Les données acoustiques (bathymétrie, réflectivité, sismique THR) et sédimentologiques (carottes Küllenberg) recueillies lors de ces campagnes constituent la part essentielle de la base de données mise à notre disposition. Elle a été considérablement complétée par les données équivalentes (acoustiques et sédimentologiques) de la mission CHAMAK (2004) menée conjointement par l'IFP et l'IPEV sur la marge du Makran, et qui visait à compléter les connaissances acquises à terre sur l'évolution géodynamique et l'interaction tectonique / sédimentation en domaine de prisme d'accrétion.

Ce travail s'inscrit donc dans la continuité d'une réflexion pluridisciplinaire, fondamentale et appliquée, et collaborative (organismes académiques, para-pétroliers, et militaire) concernant l'océan Indien occidental. Il fait suite aux travaux entrepris à l'IFP depuis 2001 par Ellouz-Zimmermann et al. (2007a, 2007b) et aux thèses réalisées par R. Castilla (IFP / Université de Rennes 1) et N. Mouchot (Université de Paris 6 / IFP) sur la géodynamique et l'aspect structural de la marge du Makran. Il se base également sur les travaux préliminaires réalisés sur les données MARABIE (Van Toer, 2004).

Cette thèse, financée par la Direction Générale de l'Armement (DGA, Ministère de la Défense) et le CNRS, en collaboration avec l'Institut Français du Pétrole (IFP) et le Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (SHOM), a été réalisée à l'Université Bordeaux 1, au sein de l'Unité Mixte de Recherche 5805-EPOC *Environnements et Paléo-Environnements OCéaniques*. Elle s'inscrit dans le cadre du volet « Facteurs de forçage sur les flux sédimentaires» de l'action thématique INSU « Action Marges ». La majeure partie des datations radiocarbone de ce travail ont pu être réalisées grâce au soutien financier du programme ARTEMIS (INSU - CNRS).

Objectifs et organisation du mémoire

Au cours de cette étude des systèmes sédimentaires profonds du Golfe d'Oman et de la marge est-africaine, quatre objectifs majeurs devaient être atteints :

(1) déterminer l'architecture, la composition et l'extension des systèmes turbiditiques du Golfe d'Oman (marge omanaise, marge du Makran) et de façon plus préliminaire, sur la marge est-africaine ;

(2) analyser les processus sédimentaires récents, les modes de dispersion sédimentaire et la répartition des dépocentres sableux dans ces systèmes turbiditiques localisés dans des contextes tectoniques et physiographiques très différents ;

(3) identifier l'impact relatif et les interactions entre les facteurs forçants (tectonique, climat, eustatisme), sur l'alimentation des différentes marges au Quaternaire terminal, et appréhender le rôle du contrôle structural sur l'architecture de systèmes turbiditiques localisés dans des cadres tectoniques singuliers (zone de subduction, rift est-africain…) ;

(4) enfin, intégrer les résultats sédimentologiques dans un modèle numérique acoustique afin d'appréhender l'impact des processus de dépôt et de la distribution sédimentaire en subsurface sur les caractéristiques géoacoustiques des fonds marins du Golfe d'Oman;

Le manuscrit est organisé en 3 parties et 8 chapitres :

La **première partie** présente le cadre géologique et physiographique du Golfe d'Oman et de la marge est-africaine, ainsi que le contexte climato-eustatique régional et son évolution au cours du Quaternaire terminal (*Chapitre I*). Elle présente ensuite une revue bibliographique

visant à présenter l'état des connaissances et les concepts généraux concernant les mécanismes de transfert sédimentaire gravitaires en domaine marin profond (*Chapitre II*). Cette première partie s'achève par la présentation du matériel et des méthodes d'analyses utilisées et développées au cours de ce travail (*Chapitre III*). Dans la **seconde partie,** nous présentons les résultats obtenus concernant la nature, l'extension et l'architecture des systèmes turbiditiques actuels le long des marges d'Afrique de l'Est (*Chapitre IV*), d'Oman (*Chapitre V*) et du Makran (*Chapitre VI*). Les résultats sont présentés sous la forme d'articles publiés ou soumis au cours de la thèse, parfois complétés par l'apport de données supplémentaires. Le *Chapitre VII* propose une synthèse de l'ensemble des résultats obtenus sur les différentes marges étudiées. Il se base en premier lieu sur la reconstruction des apports sédimentaires au cours du Quaternaire terminal dans les systèmes turbiditiques du Makran, d'Oman, et de Tanzanie. Ces reconstructions nous permettent d'évaluer l'impact des forçages externes à haute fréquence ($< 10^5$ ans) sur leur développement, à la faveur des contextes tectoniques et climatiques qui leur sont propre. Nous évaluons également le rôle du contrôle structural sur les mécanismes de dispersion sédimentaire et la localisation des dépocentres dans ces différents systèmes turbiditiques, à l'échelle régionale comme à l'échelle des éléments internes. Nous verrons que les caractéristiques architecturales et sédimentaires observées sur la marge du Makran en font un bon analogue potentiel pour certains systèmes anciens, dans le contexte des bassins d'avant pays (*foreland basins*). Enfin, la distribution et la nature des sédiments, précédement étudiées en détail, nous pemettent d'alimenter le modèle géoacoustique régional qui est développé en **troisième partie**. L'ensemble des résultats obtenus dans le Golfe d'Oman (où les données sont les plus nombreuses) permettent ainsi d'appréhender l'impact de la distribution des sédiments sur le phénomène de réflexion et de rétrodiffusion du signal (*Chapitre VIII*). Le manuscrit s'achève par une *conclusion générale*, et par la présentation des *perspectives* d'études.

Pour des raisons de clarté, les publications réalisées dans le cadre de ce travail ont été formatées de façon homogène. Les références bibliographiques utilisées dans chacune des notes ont été regroupées et détaillées en fin de manuscript. Les références exactes des publications réalisées sont les suivantes :

• Bourget, J., Zaragosi. S., Garlan, T., Gabelotaud, I., Guyomard, P., Dennielou, B., Ellouz-Zimmermann, N., Schneider, J-L., and the FanIndien 2006 survey crew, **2008.** Discovery of a giant deep-sea valley in the Indian Ocean, off eastern Africa: The Tanzania channel". *Marine Geology*, **255**, 179-185.

• Bourget, J., Zaragosi, S., Mulder, T., Schneider, J. L., Garlan, T., Van Toer, A., Mas, V., Ellouz-Zimmermann, N., **2009**. Hyperpycnal-fed turbidite lobe architecture and recent sedimentary processes: A case study from the Al Batha turbidite system, Oman margin. *Sedimentary Geology, doi:10.1016/j.sedgeo.2009.03.009*

• Bourget, J., Zaragosi, S., Ellouz-Zimermann, N., Mouchot, N., Garlan, T., Schneider, J-L., Lanfumey, V., Lallemant, S. Turbidite system architecture and sedimentary processes along topographically complex slopes: the Makran convergent margin. *Sedimentology*, ***accepté avec révision***.

• Bourget, J., Zaragosi, S., Ellouz-Zimermann, N., Ducassou, E., Prins, M.A., Garlan, T., Schneider, J-L., Lanfumey, V., Schneider, J-L., Rouillard, P., Giraudeau, J. Highstand vs. lowstand turbidite system growth on the Makran active margin: imprints of high-frequency external controls on sediment delivery mechanisms to deep water systems. ***soumis à Marine Geology***.

PARTIE 1 : GENERALITES

Cette première partie présente une synthèse bibliographique consacrée au cadre géologique, physiographique et climatique des marges du Golfe d'Oman et de l'Afrique de l'Est (Chapitre I). Elle introduit également les principales notions et concepts concernant les transferts sédimentaires en domaine sous-marin profond et l'architecture des systèmes turbiditiques (Chapitre II). Elle s'achève par une présentation de l'ensemble des données étudiées ainsi que des méthodes d'analyses utilisées dans ce travail (Chapitre III).

CHAPITRE I - CADRE GEOLOGIQUE ET ENVIRONNEMENTAL DU GOLFE D'OMAN ET DE LA MARGE EST-AFRICAINE

A - Contexte tectonique

L'organisation actuelle des marges du Golfe d'Oman et de l'Afrique de l'Est est principalement liée à l'ouverture de l'océan Indien qui a débuté lors de l'éclatement du Gondwana (Fig. I-I) au cours du Mésozoïque.

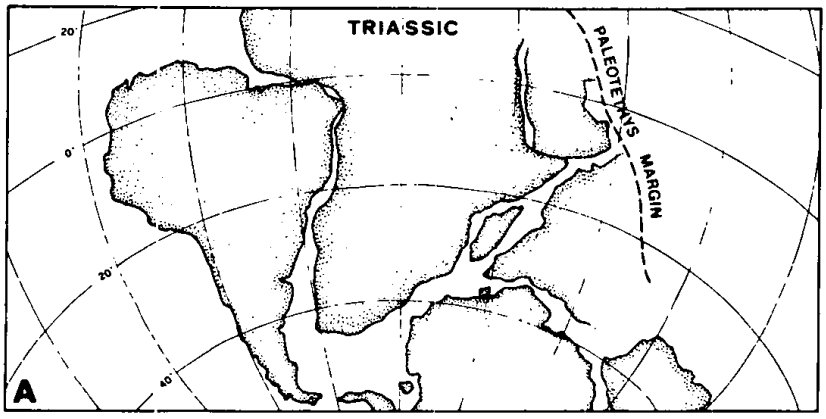


Figure I-1: carte simplifiée des continents au Sud du Gondwana au Trias, et paléomarge de la Téthys (Bosellini, 1986).

Les principaux événements tectoniques impliqués dans la formation et l'évolution de ces marges sont :

- le début de l'éclatement du Gondwana au cours du Jurassique (Rabinowitz *et al.*, 1983 ; Bosellini, 1986), scindant le bloc en un Gondwana occidental (composé de l'Afrique et de l'Amérique du Sud) et oriental (composé de Madagascar, de l'Inde/Sri-Lanka, des Seychelles, et des blocs Australien et Antarctique). Ce mouvement s'illustre notamment par la séparation de Madagascar du continent Africain (Salman & Abdula, 1995) ;
- la dynamique d'ouverture de l'océan Indien au cours du Crétacé, illustrée par la dérive progressive de l'Australie et de l'Antarctique, puis la remontée vers le nord-est du sous continent indien et l'initiation de la dynamique de convergence avec l'Eurasie au Crétacé supérieur (Norton & Sclater, 1979 ; Bosellini, 1986) ;
- enfin, l'initiation du *rifting* dans le Golfe d'Aden, en mer Rouge et en Afrique de l'Est à partir de l'Oligocène (~ 25 à 30 Ma), qui entraîna la réorganisation des plaques lithosphériques régionales (individualisation des plaques de Somalie et d'Arabie) et continua de modeler la physiographie des marges de l'Afrique de l'Est et du Golfe d'Oman (Bosellini, 1986 ; Chorowicz, 2005 ; Fournier *et al.*, 2001 ; Fournier *et al.*, 2008).

1) *Les marges du Golfe d'Oman*

a. Formation

La longue histoire géologique du Golfe d'Oman peut être abordée dès la fin du Permien, par la fragmentation de la partie septentrionale du Gondwana le long de la marge sud de la Téthys et l'initiation de l'ouverture de la néo-Téthys. La marge passive omanaise est alors dominée par une sédimentation carbonatée (Razin, 2008). Au cours du Mésozoïque, la dynamique d'ouverture de l'océan Indien est amorcée, et engendre la formation de croûte océanique (dont les anomalies magnétiques sont identifiées dès le Jurassique moyen) dans le futur bassin d'Owen. Cette croûte océanique sera à l'origine de l'ophiolite de Masirah. Le mouvement de rotation de la plaque arabo-africaine induit l'apparition d'une zone de convergence majeure dans le domaine océanique sud de la Téthys au Crétacé supérieur (Fig. I-2). Cette dynamique se traduit par la mise en place d'une subduction intra-océanique puis continentale de la bordure nord de la plateforme arabe (Béchennec *et al.*, 1990 ; Razin, 2008), qui aboutira notamment à l'obduction de la lithosphère océanique sur la marge nord omanaise (Fig. I-2), illustrée par l'ophiolite de Semail. La fin de cette phase orogénique s'illustre par le charriage des séries sédimentaires de la partie externe de la marge sur la plateforme, puis le soulèvement généralisé de la zone des Montagnes d'Oman (Béchennec *et al.*, 1990). A la fin du Crétacé, le mouvement de convergence du sous-continent indien vers l'Eurasie est initié et les premières évidences de subduction sont illustrées par le développement d'arcs andésitiques au nord de la subduction actuelle de la zone du Makran (Ellouz-Zimmermann *et al.*, 2007a). Le mouvement de convergence de l'Inde vers la plaque Eurasie se fait alors le long d'une zone de fracture transformante bordant la marge sud-ouest de l'Oman (Mountain & Prell, 1989 ; Barton *et al.*, 1990), considérée comme la paléo-fracture d'Owen (Fig. I-2).

A la suite de cette phase d'ouverture et de déplacement rapide du sous-continent indien (10 à 15 cm/an), le mouvement de convergence ralentit et se déplace vers le nord au cours de l'Eocène. Il s'accompagne à la fois à la fermeture finale de la néo-Téthys, et de l'initiation de la collision avec l'Eurasie (Ellouz-Zimmermann *et al.*, 2007b). Tandis que la marge nord omanaise est dominée par une sédimentation carbonatée dans un contexte tectonique relativement calme (Razin, 2008), le démantèlement des premiers reliefs himalayens liés à la convergence Inde/Eurasie s'illustre par la mise en place de systèmes turbiditiques profonds éocène-oligocènes qui seront progressivement accrétés dans le prisme du Makran (Ellouz-Zimmermann *et al.*, 2007b).

A partir de l'Oligocène, l'ouverture du Golfe d'Aden, correspondant à la période d'individualisation de la plaque Arabie, aboutit à la mise en place du mouvement de collision entre cette dernière et l'Eurasie et s'illustre par une ré-orientation vers le nord-est du mouvement général de convergence (Leroy *et al.*, 2004). Sur la marge omanaise, cette phase de déformation compressive oligo-miocène est nottament responsable de la mise en place de la collision au Zagros (en Iran ; Fournier *et al.*, 2008), et de la structure actuelle des montagnes d'Oman (anticlinal du Jebel Akhdar, Razin, 2008).

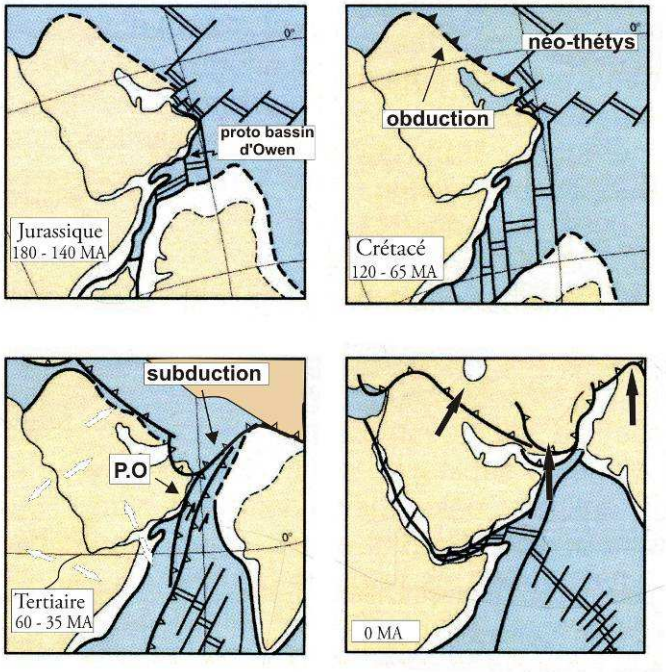


Figure I-2 : schéma simplifié de l'évolution géodynamique de la zone du Golfe d'Oman du Jurassique à l'Actuel (modifié de Loosveld et al., 1996 d'après Fournier et al., 2006 et Ellouz-Zimmermann et al., 2007b).
Localisation de la paléo-fracture d'Owen (P.O) et du système ride d'Owen – ride de Murray mis en place à l'Oligocène et au Miocène (R.O – R.M).

Au cours de la transition Oligocène - Miocène, la frontière entre les plaques d'Inde et d'Arabie se déplace progressivement vers sa position actuelle (zone de fracture d'Owen), et un régime transpressif se met en place sur les segments de la ride d'Owen et de Murray, entraînant leur soulèvement (Gaedicke *et al.*, 2002b). Cette phase de soulèvement a un effet majeur sur l'accrétion du Makran puisqu'elle entrainera progressivement l'isolement définitif du bassin d'Oman vis-à-vis des apports sédimentaires de l'Indus (à la fin du Miocène supérieur ; Gaedicke *et al.*, 2002a, Ellouz-Zimmermann *et al.*, 2007a, Castilla, 2008 ; Mouchot, 2009). Parallèlement, à l'est, le mouvement de convergence oblique entre l'Inde et le bloc Afghan de la plaque Eurasienne s'accommode le long de la zone transformante de Chaman-Ornachnal (Fig. I-3 ; White, 1982 ; Mouchot, 2009) et induit le soulèvement du massif de Kirthar (Ellouz-Zimmermann *et al.*, 2007a). Son développement induit une migration vers le sud du système fluviatile et du delta de l'Indus. La dynamique de convergence entre les plaques Arabie et Eurasie perdure jusqu'à l'Actuel : la croûte océanique du Golfe d'Oman (vestige de la néo-Téthys) est subductée au niveau du prisme d'accrétion du Makran, tandis qu'au nord-ouest cette convergence est accomodée par la collision continentale au niveau du Zagros (White, 1982 ; Fournier *et al.*, 2001). Si la marge du Makran est donc clairement identifiée comme une marge active dans un contexte de subduction, la marge omanaise peut être divisée en deux domaines : la partie nord-est de la marge omanaise, anciennement active, correspond actuellement à une marge passive ; au sud-est, la marge omanaise a pu fonctionner comme une marge transformante au moins jusqu'à la transition Oligocène-Miocène (Ellouz-Zimmermann *et al.*, 2007b). Cependant, relativement peu de données couvrent cette portion de la marge, et son origine exacte reste controversée (Barton *et al.*, 1990).

b. Cinématique actuelle et sismicité

Le bassin océanique du Golfe d'Oman s'étend actuellement sur 300 km de large et 950 km de long (Fig. I-3) dans la mer d'Arabie, au nord-ouest de l'océan Indien (Fig. I-3). Il est bordé par les marges de l'Iran et du Pakistan (au nord et à l'est), et de la marge omanaise (à l'ouest). Dans la partie nord, les modèles de cinématique REVEL-2000 et ITRF2000 estiment les taux de convergence actuels à environ 25-26 mm.an^{-1} et 29 mm.an^{-1} à l'ouest et à l'est du Golfe d'Oman respectivement, selon une tendance N-NE (Mouchot, 2009 ; Fig. I-3). A l'ouest le système transpressif dextre de Zendan-Minab (MZT), transfert la convergence de la plaque Arabe vers la collision continentale du Zagros. Au sud, la limite des plaques d'Arabie et d'Inde (qui remontent vers le nord) est délimité par la fracture d'Owen (OFZ ; Fig. I-3), orientée SW-NE et qui se réoriente W-SW/ E-NE au niveau de la Ride de Murray (Fournier *et al.*, 2008 ; Fig. I-3). Cette dernière rejoint la limite de subduction et la limite entre les plaques d'Inde et d'Eurasie le long du système senestre de Chaman-Ornach-nal (Ch-Or), correspondant à un point-triple (Ellouz-Zimmermann *et al.*, 2007a ; Castilla, 2008 ; Mouchot, 2009).

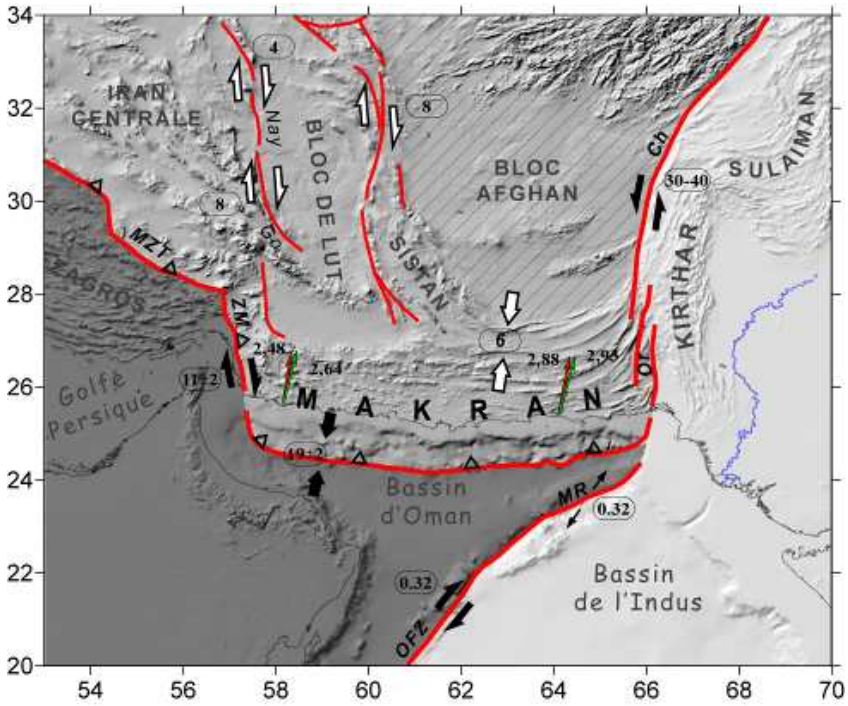


Figure I-3: carte simplifiée des vitesses relatives des plaques lithosphériques et des blocs continentaux entourant le Makran, modifié d'après Ellouz-Zimmermann et al., 2007a) et Fournier et al., 2008) dans Mouchot, 2009). Les frontières de plaques tectoniques sont signalées par le tracé rouge (MZT : Chevauchement principal du Zagros, ZM : système de faille de Zendan-Minab, OFZ : zone de fracture d'Owen, MR : Ride de Murray, Or : faille d'Ornach-nal, Ch : faille de Chaman). Les flèches noires (et les chiffres associés) indiquent les vitesses linéaires relatives entre les plaques et les blocs lithosphériques. Les flèches blanches correspondent aux vitesses linéaires déduites. Les flèches rouges et vertes sont les vitesses linéaires calculées selon le modèle géodésique REVEL-2000 et ITRF2000 (Mouchot, 2009).

Le système de fracture d'Owen-Murray est défini par une sismicité modérée, tandis qu'elle est très faible à nulle au niveau de la marge omanaise (Fig. I-4). L'essentiel de la sismicité régionale est concentrée sur le Zagros et les zones de transfert qui bordent le prisme du Makran à l'ouest et à l'est respectivement (Fig. I-4). Comparée à d'autres zones de subduction, l'activité sismique au niveau du Makran est considérée comme modérée avec une sismicité de magnitude faible à moyenne (M_w < 6) fréquente (temps de retour < 50 ans ; Ambraseys & Melville, 1982). Mais la zone côtière du Makran est également marquée par l'existence d'une sismicité de chevauchement interplaque de forte magnitude, illustrée par de forts séismes historiques (Ambraseys & Melville, 1982 ; Byrne *et al.*, 1992 ; Heidarzadeh *et al.*, 2009).

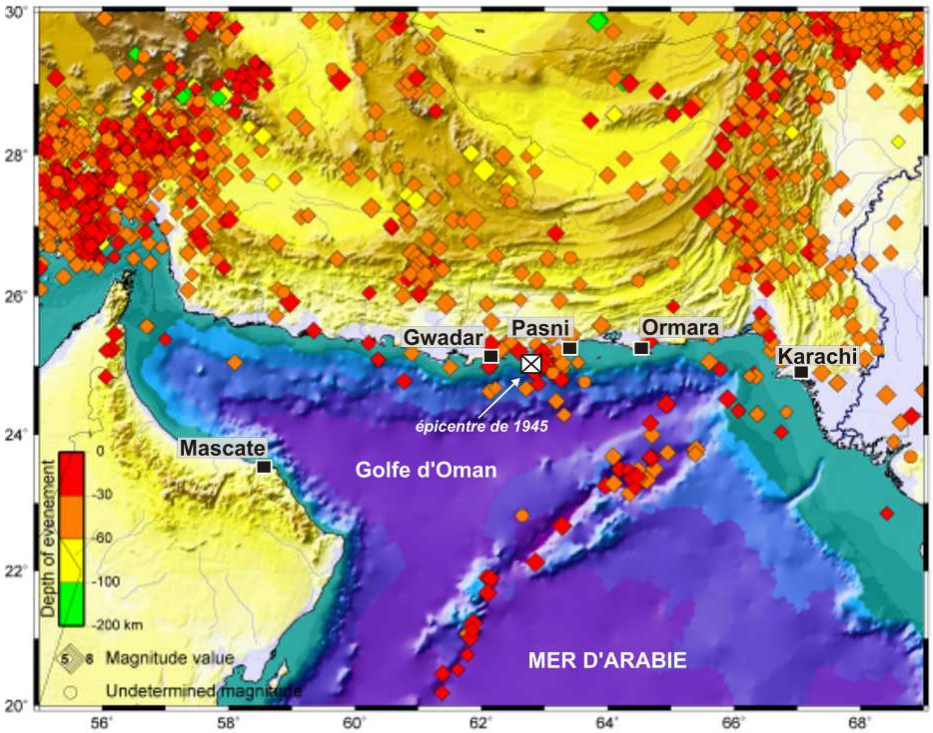


Figure I-4: carte de la sismicité récente dans les régions bordant le Makran (modifié d'après Mouchot, 2009 ; données USGS). Les épicentres sont symbolisés par des losanges lorsque l'hypocentre est connu ou des ronds dans le cas contraire. La taille des symboles est fonction de la magnitude de l'événement et leur couleur est relative à la profondeur des hypocentres.

Cette activité sismique de forte magnitude (M_w > 6) est caractérisée par une faible récurrence, qui pourrait s'expliquer par des frontières de plaque verrouillées, et des contraintes qui sont alors relâchées au cours de rares séismes majeurs (Byrne *et al.*, 1992). Les données historiques disponibles suggèrent une récurrence de 125 à 250 ans environ pour ces événements (Page *et al.*, 1979). L'événement sismique le plus important récemment enregistré correspond au séisme interplaque de 1945, de magnitude 8.1 qui a eu lieu au large de Pasni (côte pakistanaise, Fig. I-4). Ce séisme fut associé à un tsunami qui toucha les côtes du Makran (vagues de 5 à 10 m dans la zone de l'épicentre), les zones de Mascate et de Karachi (vagues de 1 à 2 m), ainsi que les côtes de l'Inde (Ambraseys & Melville, 1982 ;

Byrne *et al.*, 1992 ; Heidarzadeh *et al.*, 2009), causant la destruction de nombreux villages côtiers et la perte de plus de 4000 vies humaines. Le câble télégraphique sous-marin reliant Karachi à l'Europe (et longeant la pente continentale du Makran) fut brisé à plusieurs endroits lors de cet événement, suggérant des phénomènes de glissements et/ou d'écoulements gravitaires associés au séisme (Byrne *et al.*, 1992). Lors du séisme, une intense activité des volcans de boue fut observée, illustrée par l'émersion de quatre « îles » (de 8 à 30 m de hauteur) sur le plateau continental du Makran (Ambraseys & Melville, 1982), ainsi que la réactivation de nombreux volcans de boue sur le continent. Le séisme fut également associé à un soulèvement co-sismique (*uplift*) côtier, notamment illustré par la surrection de plus de 2 m du tombolo de la ville d'Ormara (Ambraseys & Melville, 1982). Les travaux de modélisation de Heidarzadeh *et al.*(2009) montrent que ce mouvement tectonique vertical à la côte n'a pu générer seul les hauteurs de vagues de tsunami enregistrées, suggérant donc que des glissements sous-marins ont également contribué à la génération du tsunami de 1945.

2) *La marge est-africaine*

La marge continentale est-africaine a longtemps été considérée comme une marge passive à structure simple. Pourtant, son évolution résulte d'une histoire géodynamique complexe et sa structure peut-être divisée en quatre secteurs distincts (Bosellini, 1986):

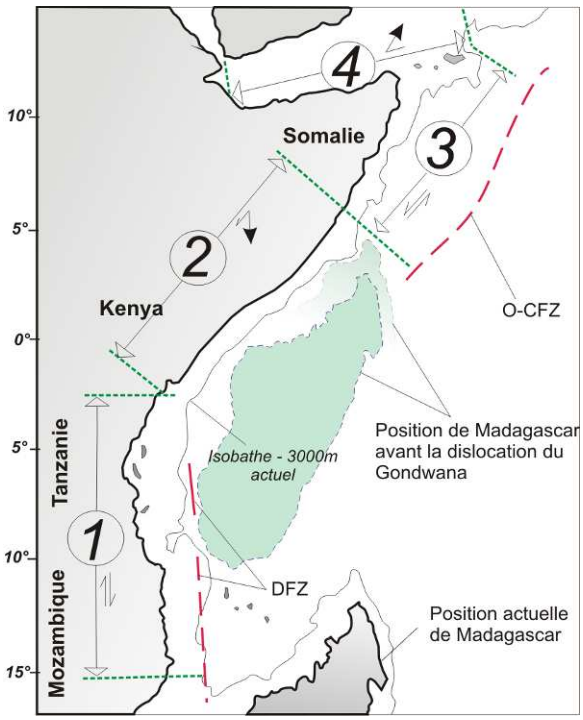


Figure I-5: carte simplifiée (d'après Bosellini, 1986) des différents secteurs de la marge continentale est-Africaine (Mozambique-Tanzanie-Kenya-Somalie-Socotra). Localisation des principales zones de fractures associées à la formation de cette marge (DFZ=zone de fracture de Davie ; O-CFZ= zone de fracture d'Owen et Chain). Les numéros correspondent aux secteurs de la marge présentés dans le texte.

- le secteur du Mozambique, de la Tanzanie et du sud du Kenya (secteur 1 - Fig. I-5), correspond à une marge transformante, dont le développement est lié au coulissement

du bloc de Madagascar le long de la zone de fracture dextre de Davie entre le Jurassique et le Crétacé supérieur (Bosellini, 1986 ; Salman & Abdula, 1995).

- le secteur nord-kenyan et sud-somalien (secteur 2 - Fig. I-5), marge passive initiée plus précocement, et plus rapidement au cours du Jurassique, au cours de l'épisode de *rifting* qui a séparé Madagascar de l'Afrique ;
- le secteur nord, qui s'étend de la Somalie jusqu'à la bordure est de Socotra (secteur 3 - Fig. I-5), dont la formation à la fin du Crétacé est liée à la séparation de Madagascar avec l'Inde, puis à la convergence de l'Inde vers le nord-est le long de la zone de fracture d'Owen - Chain ;
- la marge somalienne au niveau du Golfe d'Aden jusqu'à Socotra (secteur 4 – Fig. I-5), dont la formation plus récente (Néogène) est liée à l'initiation des phases de *rifting* et d'océanisation du Golfe d'Aden au cours de l'Oligocène et du Miocène inférieur (Fournier *et al.*, 2001 ; Fournier *et al.*, 2008).

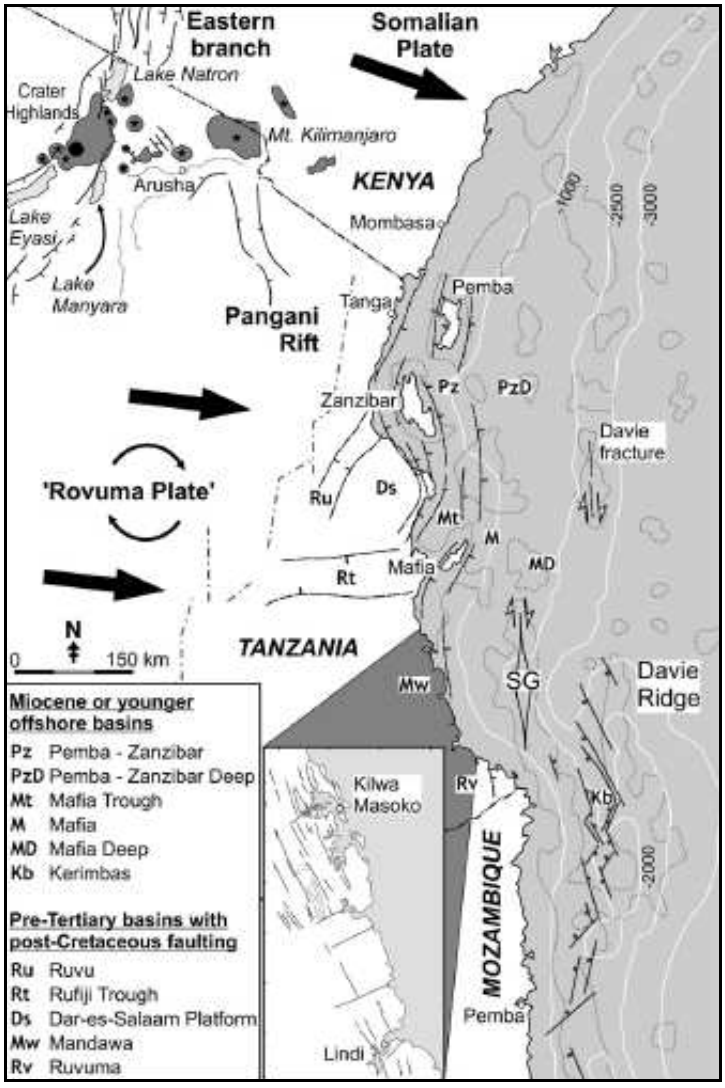


Figure I-6 (page précédente) : carte de l'organisation structurale du secteur sud de la marge est-africaine (nord Mozambique – Kenya) et localisation des principales failles et bassins liés au développement du rift est-Africain (d'après Nicholas et al., 2007).

Seul le secteur Mozambique – sud Kenya (secteur 1 ; Fig. I-5) de la marge continentale est-africaine a été étudié au cours de notre travail. En dépit des nombreux travaux réalisés sur le rift est-africain à terre, relativement peu d'études ont été menées jusqu'alors sur la partie sous-marine de la marge africaine. De nombreuses données industrielles de sismique et de puits existent (liées à la récente découverte et à l'exploitation d'hydrocarbures dans les systèmes deltaïques côtiers), mais restent pour l'instant confidentielles (I. Maculuve, Instituto Nacional de Petroleo Mozambique, *comm. pers*.). Les travaux de Salman & Abdula (1995) et Nicholas *et al.* (2007) dans la partie sud de la marge (bassins de Ruvuma et nord Mozambique) permettent toutefois d'envisager l'évolution structurale et sédimentaire de la marge au cours de sa construction.

La marge est constituée d'un socle métamorphique protérozoïque, sur lequel se sont accumulées les épaisses séries (2-5 km) *syn-rift* du Karoo, du Permo-Trias (séquences terrigènes continentales du bassin du Selous) au Jurassique inférieur (formations salifères du bassin de Mandawa). La séquence sédimentaire jurassique post-Karoo marque le début de la transgression marine et de la formation de la marge dans le contexte de l'éclatement du Gondwana (Rabinowitz *et al.*, 1983 ; Bosellini, 1986). Jusqu'à l'Oligocène, une épaisse séquence sédimentaire, majoritairement composée de dépôts continentaux et marins marginaux (plateforme et pente continentale supérieure, *Kilwa group*), se dépose pendant un période de relative stabilité tectonique (Nicholas *et al.*, 2007). La transition Oligocène-Miocène est marquée par une discordance majeure, et la mise en place d'un vaste complexe deltaïque (correspondant au paléo-delta du fleuve Ruvuma) qui persiste jusqu'au Pléistocène. Ce changement majeur dans la dynamique sédimentaire de la marge coïncide avec une phase de régression marine et/ou le soulèvement du craton tanzanien et du rift est-africain (Chorowicz, 2005) consécutif à l'initiation du *rifting* dans le Golfe d'Aden, en mer Rouge, et en Afrique de l'Est. L'évolution tectonique de la marge à partir du Miocène est ainsi fortement contrôlée par l'activité du rift est-africain : la propagation vers le sud-est (Kenya et Tanzanie) de la dynamique d'extension s'illustre par la formation du rift de Pangani (Fig. I-6), qui est associée à l'ouverture d'une série de bassins peu profonds (*grabens*) le long de la plateforme et de la pente continentale (bassins de Pemba-Zanzibar, Mafia et Kerimbas ; Fig. I-5). L'évolution géodynamique du rift est-africain est finalement caractérisée par une phase majeure de soulèvement au Plio-Pléistocène (Foster *et al.*, 1997 ; N. White, *comm. pers.*), illustré par le volcanisme récent du Kilimandjaro et du Meru, et par l'individualisation de la microplaque « Rovuma » (Fig. I-6 ; Nicholas *et al.*, 2007). Le déplacement vers l'E-SE de cette dernière engendre une réactivation épisodique de failles sur la zone côtière illustré par la présence actuelle de terrasses marines (Nicholas *et al.*, 2007). La propagation du rift est-africain vers le sud s'effectue à une vitesse moyenne estimée entre 2,5 et 5 cm/an depuis le

Miocène (Chorowicz, 2005). Ce mouvement perdure actuellement comme le suggère la carte de répartition de l'activité sismique récente (Fig. I-7).

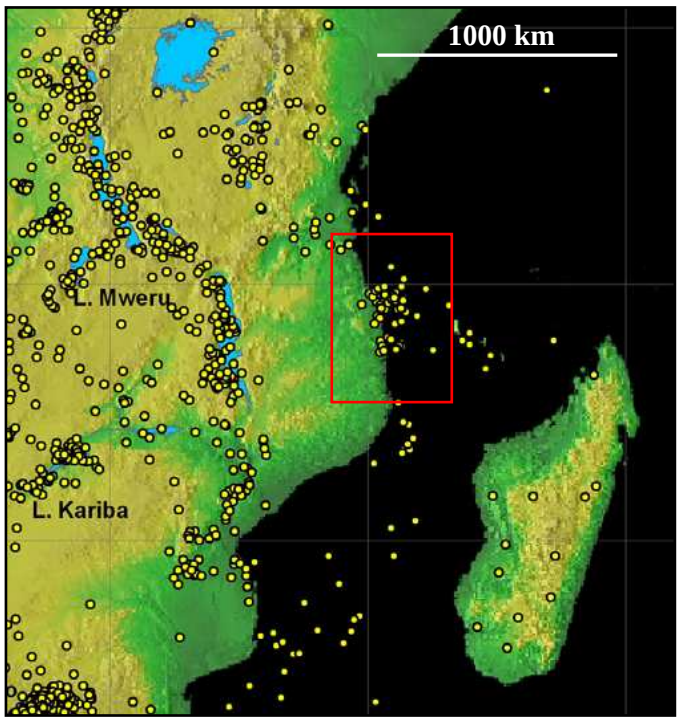


Figure I-7: carte de répartition de l'activité sismique récente au niveau de la marge est-africaine (Chorowicz, 2005). Noter l'importante activité sismique au niveau de la branche sud-est du rift est-africain, dans le secteur sud de la marge (encadré rouge).

B - Physiographie et géologie des marges étudiées

1) *La marge du Makran*

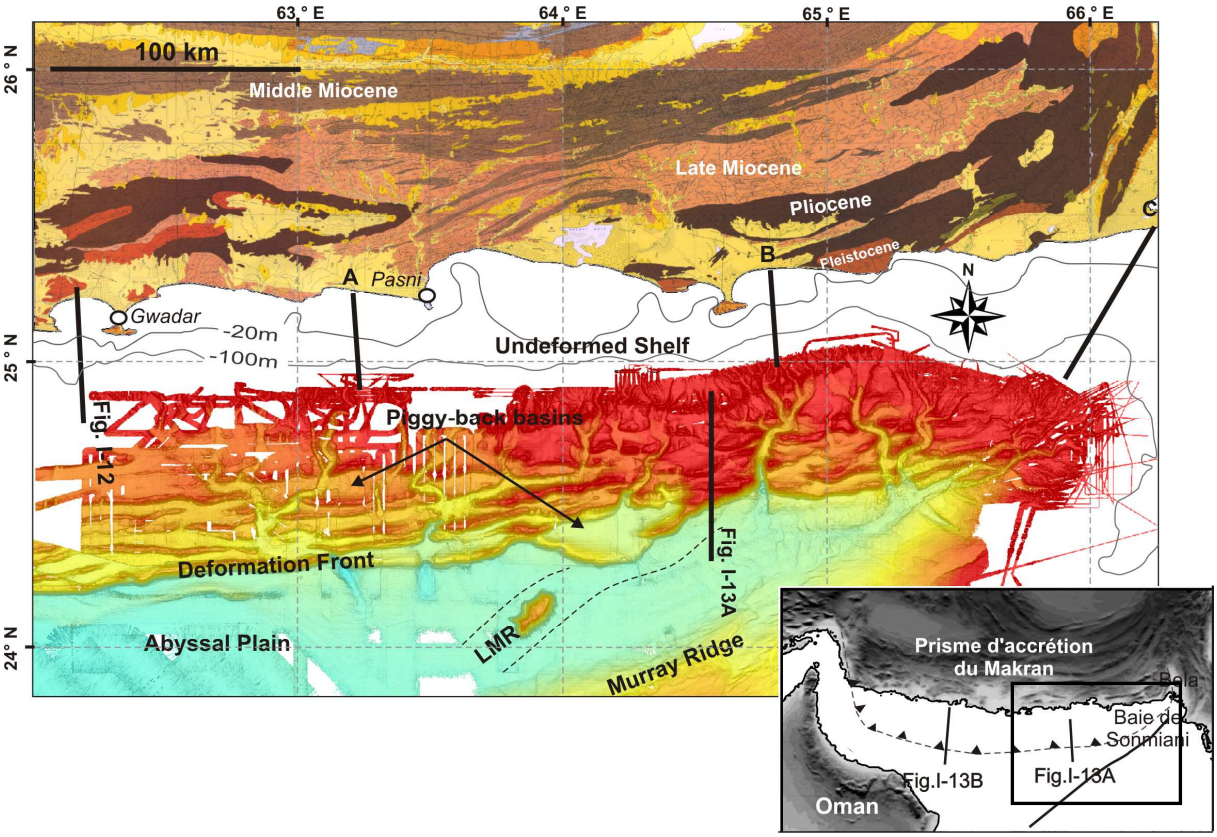


Figure I-8: contexte géologique du Makran continental et bathymétrie de la partie immergée du prisme d'accrétion (modifié de Ellouz-Zimmermann et al., 2007b). Position des profils/coupes géologiques présentées dans le chapitre (Fig. I-12, I-13a et I-13b). Profils bathymétriques (ETOPO 1) de la plateforme continentale du Makran (A, B, C).

Le prisme d'accrétion du Makran (Fig. I-8) s'étend sur 900 km de long (d'est en ouest), et sa largeur diminue de l'est (350 km au niveau du Pakistan) vers l'ouest (250 km au niveau de l'Iran). La partie émergée du prisme représente plus de 60 % du système, et seule la partie frontale est actuellement immergée (Fig. I-8), et s'étend sur 100 à 150 km de large (Kukowski *et al.*, 2001). Les domaines émergés et immergés sont séparés par une plateforme continentale étroite et peu déformée (Ellouz-Zimmermann *et al.*, 2007b).

a. Le domaine continental

La partie continentale de la marge du Makran est principalement constituée des séries sédimentaires silico-clastiques accrétées depuis la limite Crétacé - Paléogène (Ellouz-Zimmermann *et al*., 2997a). Les rides d'accrétion tectpniques forment des reliefs montagneux côtiers culminants à plus de 2000 m d'altitude (Uchupi *et al.*, 2002). La série sédimentaire témoigne d'un système progradant : les systèmes turbiditiques profonds sableux de l'Oligocène supérieur au Miocène inférieur (Hoshab) sont tout d'abord alimentés latéralement par le paléo-système de l'Indus et progressivement accrétés. Puis les formations de Panjgur et Parkini (Miocène moyen à supérieur), composées de turbidites fines (Fig. I-9), sont déposées dans un système de bassin puis de pente continentale (Ellouz-Zimmermann *et al.*, 2007a). Ces séries témoignent du changement de source progressif relatif au soulèvement de la ride de Murray et de la migration vers le sud du système de l'Indus. Enfin, les formations du Pliocène au Pléistocène inférieur affleurent dans la zone côtière du Makran (Fig. I-9). Elles témoignent d'un environnement de plateforme continentale à fluviatile côtier, avec des sédiments provenant directement de l'érosion du prisme interne.

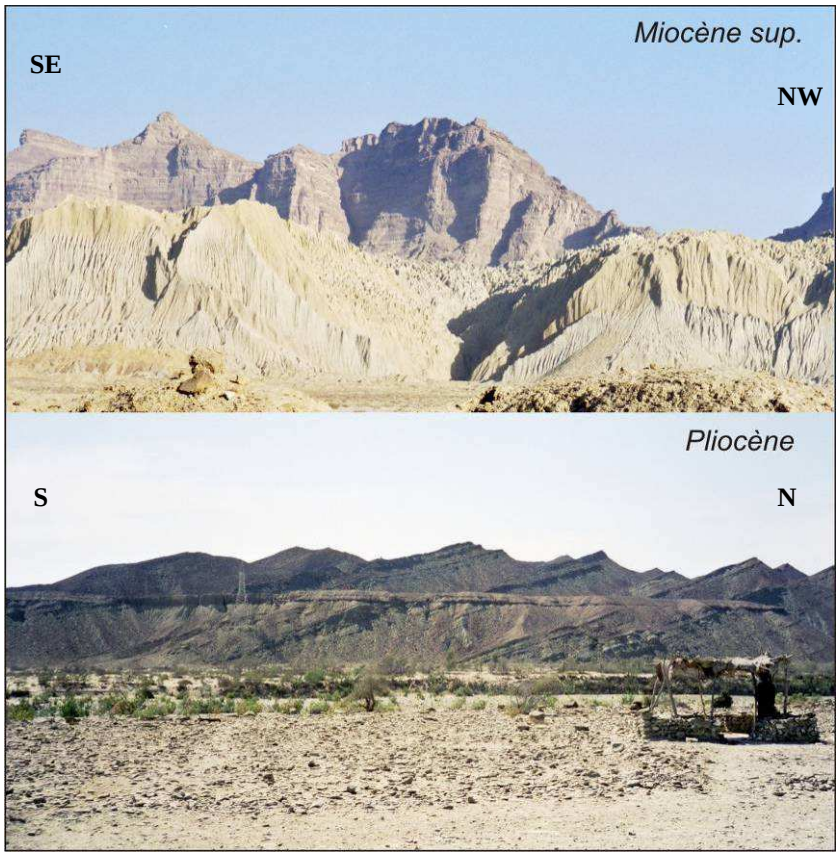


Figure I-9: séries turbiditiques distales du Miocène supérieur / plateforme continentale Pliocène dans le prisme continental du Makran (photographies Ellouz-Zimmermann, 2001).

Snead (1967) et Page *et al.* (1979) reportent la présence de nombreuses terrasses marines d'âge Pléistocène supérieur et Holocène le long des côtes du Makran interprétées comme étant le résultat de soulèvements épisodiques co-sismiques de la marge lors de séismes de forte magnitude. Le nombre et l'altitude de celles-ci augmente d'ouest en est depuis l'entrée du Golfe Persique, jusqu'à Ormara sur la côte pakistanaise (Page *et al.*, 1979). Le taux de soulèvement côtier est estimé entre 0,1 et 0,6 $m.ka^{-1}$ dans le Makran iranien (prisme occidental), et entre 1 à 2 $m.ka^{-1}$ dans le prisme oriental (Page *et al.*, 1979 ; Hosseini-Barzi & Talbot, 2003). L'activité tectonique s'illustre également par la présence de volcans de boue distribués le long de la côte, et particulièrement regroupés dans la zone de Bela au niveau du point triple (Fig. I-8). Ces volcans de boue peuvent atteindre des tailles importantes (Fig. I-10) et contribuent de façon significative à la sédimentation sur le domaine continental du prisme. Dans une moindre mesure, des volcans de boue sont également observés en mer sur la plateforme continentale, ainsi que près du front de déformation dans la partie immergée du prisme (Wiedicke *et al.*, 2001).

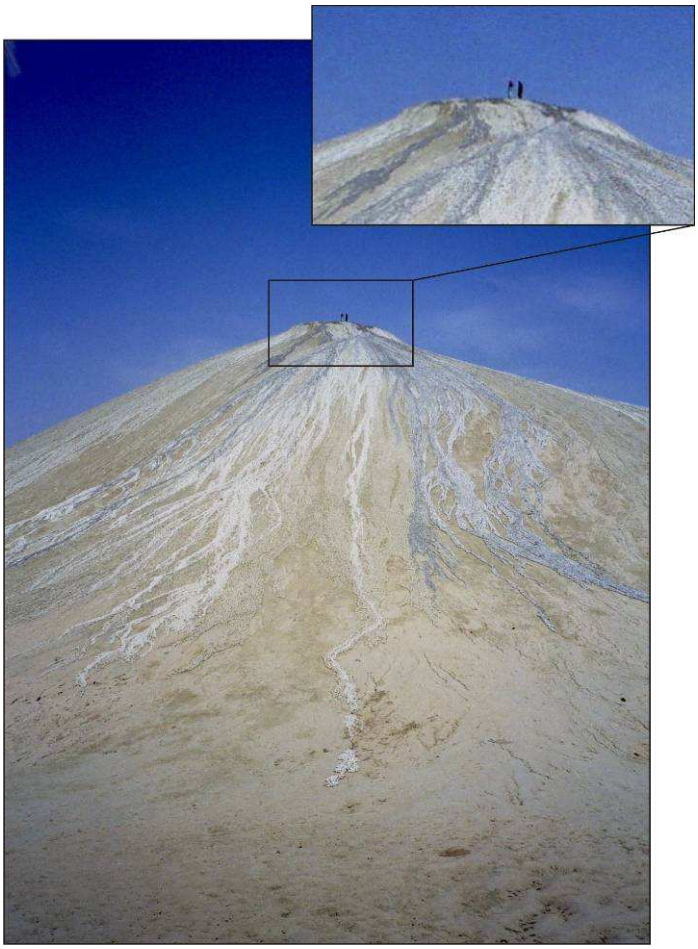


Figure I-10: volcan de boue de Chandragup dans la partie continentale du prisme du Makran (zone du synclinal de Bela. Photographie Ellouz-Zimmermann, 2001).

b. Réseau de drainage continental et contexte hydrographique

La marge du Makran est caractérisée par un système de drainage continental très dense, composé de rivières côtières, montagneuses et majoritairement non-pérennes, soumises à des épisodes de crue épisodiques (*flash floods*).

Hormis la rivière Dasht, la partie occidentale du prisme du Makran est uniquement drainée par un grand nombre de rivières et oueds côtièrs (Fig. I-11) caractérisés par des bassins versants très réduits (125 – 5500 km^2). Les systèmes côtiers prennent leur source dans les rides d'accrétion formant des reliefs de 160 à 800 mètres d'altitude.

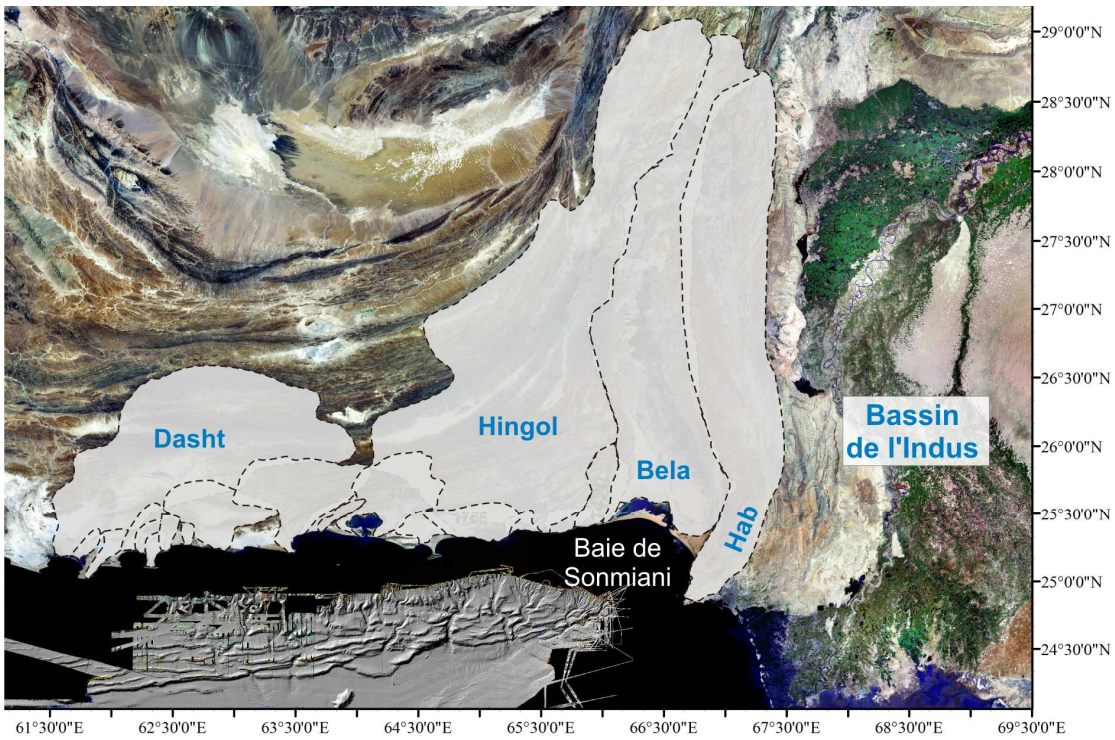


Figure I-11 : distirbution des bassins versants dans le Makran pakistannais.

Les rivières localisées dans la partie orientale de la marge du Makran (Fig. I-11) sont caractérisées par des bassins versants plus étendus, et des débits d'eau douce actuels intermittents, mais plus réguliers. Ces rivières sont également marquées par des crues épisodiques violentes saisonnières. Les bassins versants de l'Hingol, de Bela, et du Hab (Fig. I-11) sont les sources fluviatiles les plus importantes de la marge. La rivière Hingol est constituteé du plus grand bassin versant du Makran pakistannais (environ 47 000 km^2), prenant sa source dans la partie émergée du prisme du Makran, au niveau dans la zone de relief découpée par le système de failles de Chaman-Ornach-nal (Fig. I-11 ; Ellouz-Zimmermann *et al.*, 2007a). Cette partie du Makran forme des reliefs de 1650 m d'altitude. La plaine alluviale de Bela est alimentée par plusieurs rivières formant un bassin versant composite d'environ 18 500 km^2 (Fig. I-11) prenant sa source dans les massifs du Pab et de

Kirthar (1825 m d'altitude). Cette plaine alluviale, large de 110 km à la côte, débouche actuellement sur une lagune tidale, fermée par une flèche sableuse de plus de 20 km de large (embouchure dominée par la houle et la marée). Enfin, à l'est, la rivière Hab (bassin versant de 10 440 km^2) prend également sa source hors du Makran, dans les reliefs du Pab et Kirthar (Fig. I-11).

Au niveau du Makran, les précipitations annuelles récentes (dernier siècle) varient entre 100 et 210 mm/an (Table I-1). La zone est donc caractérisée par un régime climatique aride, où la couverture végétale est faible à absente (von Rad *et al.*, 1999a ; Luckge *et al.*, 2001 ; Abulohom *et al.*, 2001). La distribution saisonnière des précipitations varie d'est en ouest (Table I-1) : le Makran oriental et la zone de Sonmiani (Karachi) sont marquées par des précipitations et un régime de crues estivales (de Mai à Septembre) en lien avec la mousson d'été (von Rad *et al.*, 1999a). A l'inverse, des précipitations plus importantes sont généralement enregistrées en hiver dans le Makran occidental (de Novembre à Mars), associées aux dépressions générées en Méditerranée orientale (Luckge *et al.*, 2001). Cependant, la dernière crue majeure enregistrée dans la région est associée au passage du cyclone tropical Gonu en Juillet 2007, lié à la mousson. Ces événements engendrent des pluies torrentielles pouvant durer de quelques heures à plusieurs jours, et provoquent la crue simultanée de l'ensemble des rivières bordant la marge du Makran.

Station		Précipitations moyennes en été (mm)	Précipitations moyennes en hiver (mm)
Jiwani (Makran)	1956 - 1997	10	90
Pasni (Makran)	1948 - 1971	25	68
Karachi (Sonmiani)	1856 - 1970	150	31
Karachi (Aéroport)	1856 - 1971	187	31

Table I-1: précipitations moyennes enregistrées sur la côte du Makran (stations de Jiwani et Pasni) et au niveau de la baie de Sonmiani (stations de Karachi) au cours du siècle dernier (modifié de Luckge et al., 2001, données issues du Meteorological Survey of Pakistan).

Très peu d'informations sont disponibles sur les valeurs de débit annuel et de crue des systèmes fluviatiles pakistanais. Des relevés de débit ponctuel réalisés par le gouvernement du Pakistan entre 1968 et 1975 indiquent des débits moyens annuels quasiment nuls sur la plupart des rivières du Makran et de la baie de Sonmiani (~ 5 à 9 $m^3.s^{-1}$), et des débits maximums relevés lors de crues qui atteignent 5 800 à 8 500 $m^3.s^{-1}$ pour les rivières Dasht et Hingol (Fig. I-11), respectivement. Cependant, ces relevés très ponctuels (dans le temps et l'espace) ne sont pas *a priori* représentatifs des valeurs de débit maximum observables aux embouchures. Les valeurs moyennes ou événementielles de débit solide ne sont pas connues.

L'ensemble des rivières étant située dans des zones montagneuses et arides essentiellement dépourvues de couvert végétal, la production de sédiments grossiers est probablement importante et la part de transport par *bed-load* significative (Laronne & Reid, 1993), comme l'attestent les lits actuels des rivières du Makran (Fig. I-12). Les formations érodées par ces rivières sont cependant composées de sédiments de nature très hétérogène (allant des grès du Miocène aux particules fines déposées par les volcans de boue continentaux et le transport éolien ; Ellouz-Zimmermann *et al.*, 2007a). Les apports sédimentaires à la côte peuvent donc être considérés comme une source mixte avec une part de transport en suspension importante, qui s'illustre par le développement de vastes panaches sédimentaires aux embouchures lors des épisodes de crue (Fig. I-12) s'étendant au-delà du plateau continental.

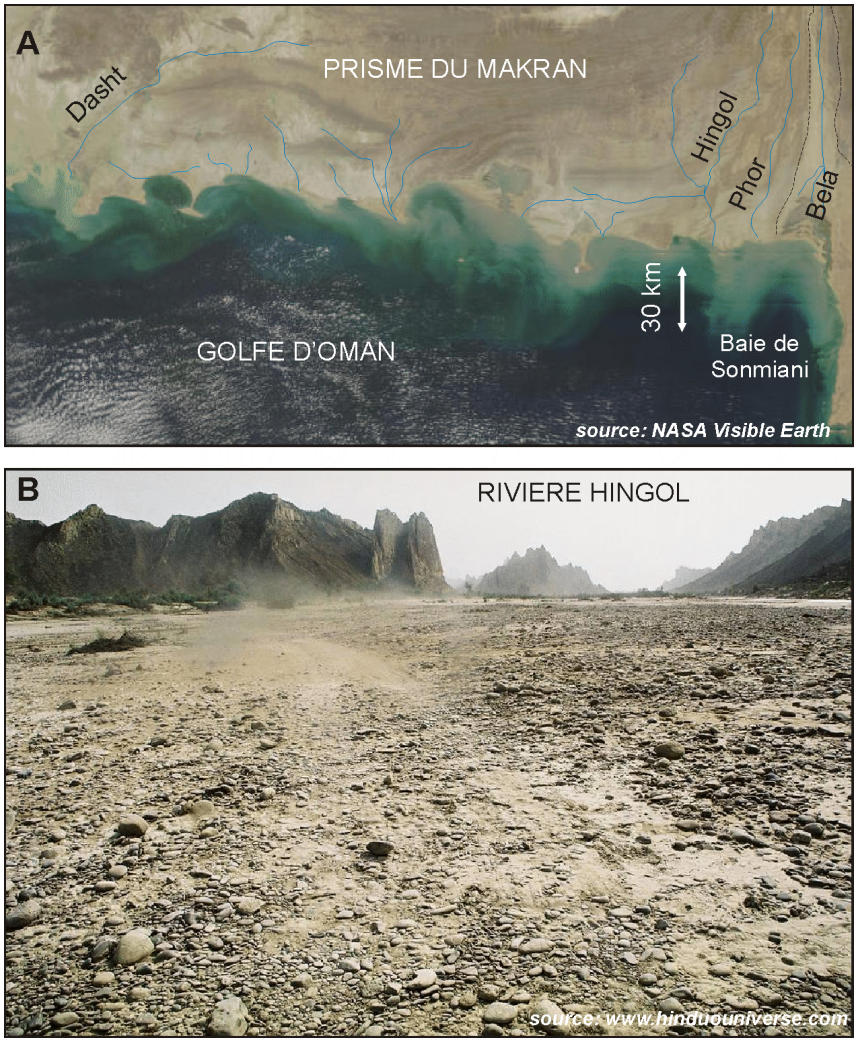


Figure I-12: A. Image satellite MODIS prise lors d'un épisode de crue des rivières du Makran, montrant le nombre et l'extension des panaches sédimentaires aux embouchures. B. Photographie du lit à sec de la rivière Hingol, dans le Makran oriental

c. Le plateau continental

Le plateau continental montre une largeur variable, comprise entre 10 et 40 km au niveau du Makran, et atteignant 85-90 km au niveau de la baie de Sonmiani (Fig. I-8). La rupture de pente est localisée à une profondeur d'eau variable : au niveau du Makran. Les données bathymétriques ETOPO 1 montrent une rupture de pente dès 30 à 50 m de profondeur d'eau au niveau du Makran (Fig. I-8), qui passe à une configuration plus classique de ~ 100-120 m de profondeur au niveau de la baie de Sonmiani (Fig. I-8).

Très peu de données ont été publiées sur le plateau continental du Makran, les quelques données de puits et de sismique industrielle restant malheureusement confidentielles. Un profil sismique N-S réalisé en aval de la rivière Dasht, publié par Harms *et al.* (1984) et réinterprété par Ellouz-Zimmermann *et al.* (2007a) montre que la plateforme continentale est en général marquée par une absence de déformation en surface (Fig. I-13). Le profil révèle également une épaisse (~ 2 sec. TWT) séquence pléistocène progradante (Fig. I-13), qui suggère des apports sédimentaires massifs en provenance du continent et un piégeage proximal. Les taux de sédimentation élevés sur la plateforme induiraient une surcharge rapide, générant des instabilités gravitaires et le développement de failles de croissance dans le Miocène supérieur (Ellouz-Zimmermann *et al.*, 2007a). En sub-surface, des profils échosondeurs 12 kHz (International Indian Ocean Expedition, 1965) suggèrent la présence de dépôts deltaïques récents au niveau de l'isobathe – 100 m (Uchupi *et al.*, 2002).

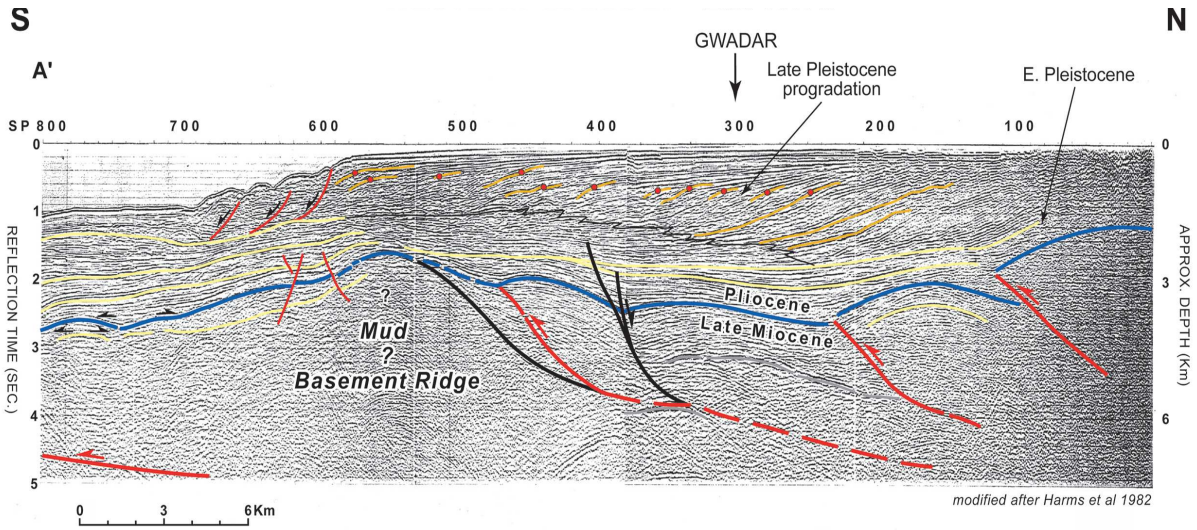


Figure I-13: profil sismique N-S de la plateforme progradante Pléistocène au sud de la ville de Gwadar (Pakistan). Profil publié par Harms et al., 1984) et réinterprété par Ellouz-Zimmermann et al., 2007a). Localisation du profil sur la Fig. I-8.

d. La pente continentale

La partie frontale (immergée) du prisme du Makran est caractérisée par le développement de rides d'accrétion tectoniques (Fig. I-8 et Fig. I-14), orientées est-ouest et

liées à des failles de chevauchement (Ellouz-Zimmermann *et al.*, 2007b). Ces rides d'accrétion sont marquées par des reliefs positifs atteignant 1800 mètres de hauteur, et des flancs abrupts caractérisés par des pentes dépassant localement les 20° (Kukowski *et al.*, 2001 ; Grando & McClay, 2007 ; Ellouz-Zimmermann *et al.*, 2007b). Elles sont associées à des bassins intra-pente transportés (Fig. I-14), également appelés bassins *piggy-back* (White & Louden, 1983 ; Fruehn *et al.*, 1997; Kukowski *et al.*, 2001 ; Ellouz-Zimmermann *et al.*, 2007b ; Grando & McClay, 2007). La pente continentale est marquée par une pente moyenne de 1,5 à 2°, mais des pentes atteignant de 8 à 20° sont observées localement (Kukowski *et al.*, 2001). La limite externe (*offshore*) du prisme est délimitée par le front de déformation localisé de 90 à 150 km au sud du trait de côte actuel (Grando & McClay, 2007 ; Ellouz-Zimmermann *et al.*, 2007b ; Fig. I-8). La propagation vers le sud de ce front de déformation résulte de l'accrétion progressive des sédiments déposés dans la plaine abyssale (Ellouz-Zimmermann *et al.*, 2007b). A l'échelle régionale, la morphologie de la pente continentale du Makran est marquée par une augmentation des gradients de pente d'ouest en est (parallèlement à la déformation), accompagné d'une diminution de la longueur et de la distance (longueur d'onde) entre chaque ride d'accrétion (Ellouz-Zimmermann et al., 2007b).

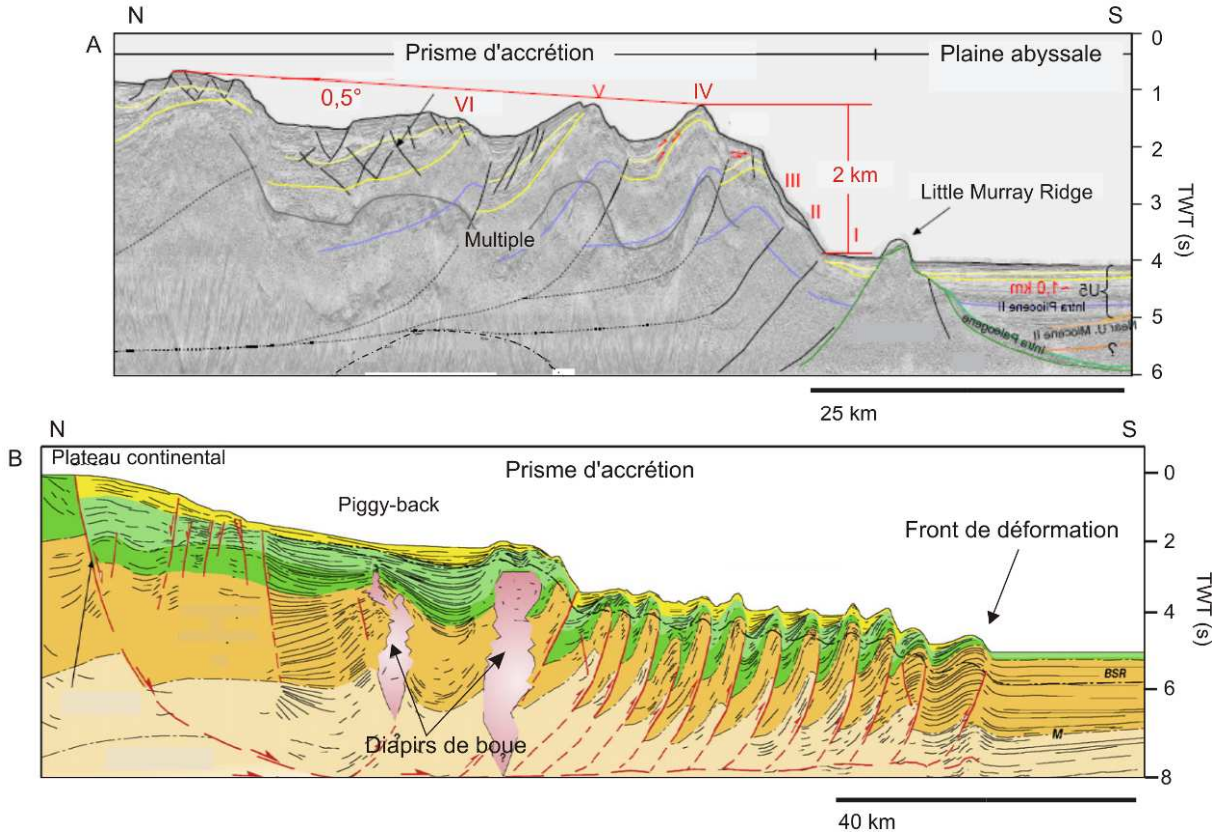


Figure I-14 (page précédente) : A. Profil sismique multi-trace N-S dans la partie sous-marine du prisme du Makran oriental (modifié de Ellouz-Zimmermann et al., 2007b). B. Interprétation d'un profil sismique multi-traces N-S dans la partie immergée du prisme du Makran occidental (modifié de Grando & McClay, 2007). Localisation des profils sur la Fig. I-8.

e. Le système turbiditique du Makran : état des connaissances

Les premières observations bathymétriques réalisées par Kukowski *et al.* (2001), Ellouz-Zimmermann *et al.* (2007b), Castilla *et al.* (2008) et Mouchot (2009) montrent que le prisme immergé est actuellement incisé par de très nombreux canyons et ravines (Fig. I-8), organisés en un réseau complexe de drainage sous-marin. Ces canyons débouchent dans la plaine abyssale omanaise à environ 3200 mètres de profondeur, en aval du front de déformation. Dans la partie orientale du système (Fig. I-8), la plaine abyssale n'est large que d'environ 25 km, confinée au sud par la ride de Murray. Elle s'élargit et s'approfondit graduellement vers l'ouest et le centre du bassin Omanais, où elle atteint 159 km de large et 3350 m de profondeur.

Cette plaine abyssale est perturbée localement par le développement de hauts-fonds structuraux tels que la *Little Murray Ridge* (LMR), qui est progressivement incorporée dans la subduction (Mouchot, 2009). L'absence de fosse abyssale profonde (Fig. I-8), généralement observée en aval du font de subduction sur d'autres marges convergentes, pourrait être liée à des apports sédimentaires très importants (Kukowski *et al.*, 2001).

La partie immergée du prisme du Makran forme donc un système de transit où les sédiments provenant de l'érosion du prisme émergé sont transportés jusqu'à la plaine abyssale. Les travaux de Gaedicke *et al.* (2002a, b) ont permis d'établir une stratigraphie relative des dépôts de remplissage de la plaine abyssale omanaise depuis le Paléogène (Fig. I-15). Du fait de l'absence de données de forages, cette stratigraphie a été réalisée sur la base de calages relatifs, à partir des unités qui composent l'éventail sous-marin de l'Indus au sud de la ride de Murray (Gaedicke *et al.*, 2002a, b ; Clift *et al.*, 2002). Les premières séries préservées (M1 et M2) seraient datées du Paléogène et du Miocène, respectivement. Ces séries correspondraient à des dépôts terrigènes issus de l'érosion des premiers massifs himalayens, dans un contexte de migration vers le sud du système relatif au soulèvement de la ride de Murray et du massif de Kirthar (Gaedicke *et al.*, 2002b ; Ellouz-Zimmermann *et al.*, 2007b). La présence de paléo-chenaux turbiditiques au sein de l'unité M2 (Castilla, 2008) attestent de la position « nord » de l'éventail de l'Indus durant cette période. La dernière unité (M3, Fig. I-15) repose en *onlap* sur la discontinuité régionale M, marquant le soulèvement de la ride de Murray à la transition Miocène - Pliocène (Clift *et al.*, 2002 ; Gaedicke *et al.*, 2002a, b ; Ellouz-Zimmermann *et al.*, 2007b), qui entraîna le changement de source des produits d'érosion et un remplissage post-Miocène de la plaine abyssale omanaise par des sédiments issus de l'érosion des reliefs progressivement accrétés et émergés. Le relief formé par la ride de Murray déconnecte donc la plaine abyssale omanaise du système turbiditique de l'Indus, et les deux dépocentres (Golfe d'Oman au nord, bassin de l'Indus au sud) sont individualisés.

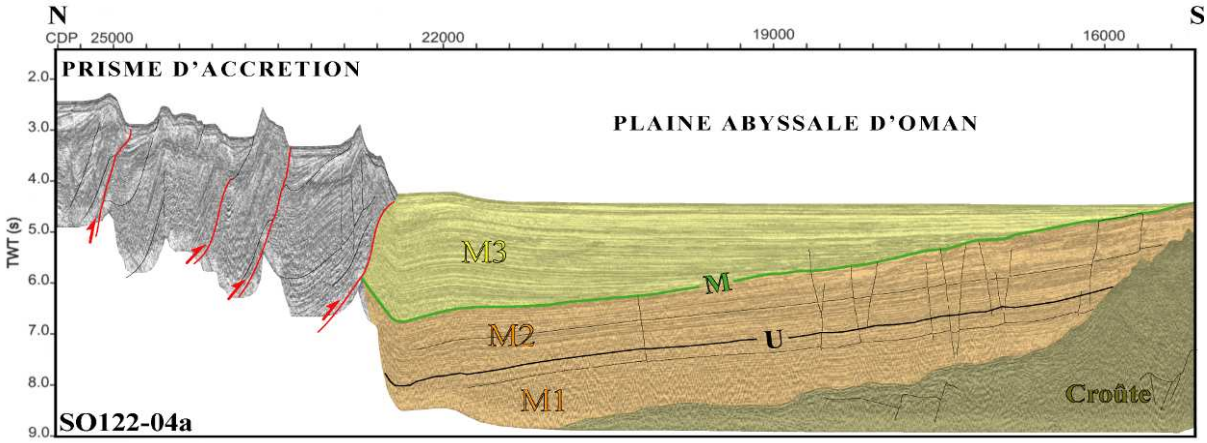


Figure I-15: profil sismique N-S du Golfe d'Oman (du prisme du Makran, au nord, à la bordure de la plaine abyssale omanaise, au sud), interprétation des séries sédimentaires du Paléogène (M1) à l'actuel. Modifié de Gaedicke et al. (2002a) et Mouchot (2009).

Très peu d'études ont permis de caractériser la dynamique sédimentaire récente (pléistocène) de ce système. A partir d'un jeu de données composé de quatre carottes sédimentaires, Prins *et al.* (2000b), Prins & Postma (2000) et Stow *et al.* (2002) ont toutefois décrit des séquences turbiditiques datant de la fin du Pléistocène et du début de l'Holocène dans des bassins *piggy-back* et dans la plaine abyssale occidentale. Leurs résultats ont ainsi montré que les transferts sédimentaires en provenance du prisme émergé sont effectifs au cours du Quaternaire terminal.

2) *La marge omanaise*

La zone omanaise étudiée s'étend de la région de Mascate (au nord) à l'île de Masirah (au sud). Nous avons vu que la morphologie de la marge omanaise est marquée par une segmentation N/S liée à sa formation et à l'histoire géodynamique de la plaque Arabie. Ainsi, deux sections de marge sont ainsi individualisées sur la zone d'étude (Fig. I-16).

La marge N-E omanaise s'étend de la région de Mascate (au nord) à la pointe du Ras Al Hadd, au sud (Fig. I-16), et s'ouvre vers la plaine abyssale du Golfe d'Oman, qui constitue donc un premier dépocentre. La marge sud omanaise s'étend quant à elle au sud du Ras Al Hadd (Fig. I-16), elle est confinée à l'est par la ride de Murray et le plateau de Qalhat, qui se prolonge au sud par la ride d'Owen. Le bassin d'Owen (Fig. I-16) constitue donc un second dépocentre. Afin d'introduire le contexte physiographique général de la marge omanaise, nous présenterons tout d'abord les principaux traits morphologiques et géologiques de la partie continentale d'Oman, ainsi que les caractéristiques du réseau de drainage continental. La morphologie générale du domaine marin des deux sections de la marge omanaise sera ensuite abordée.

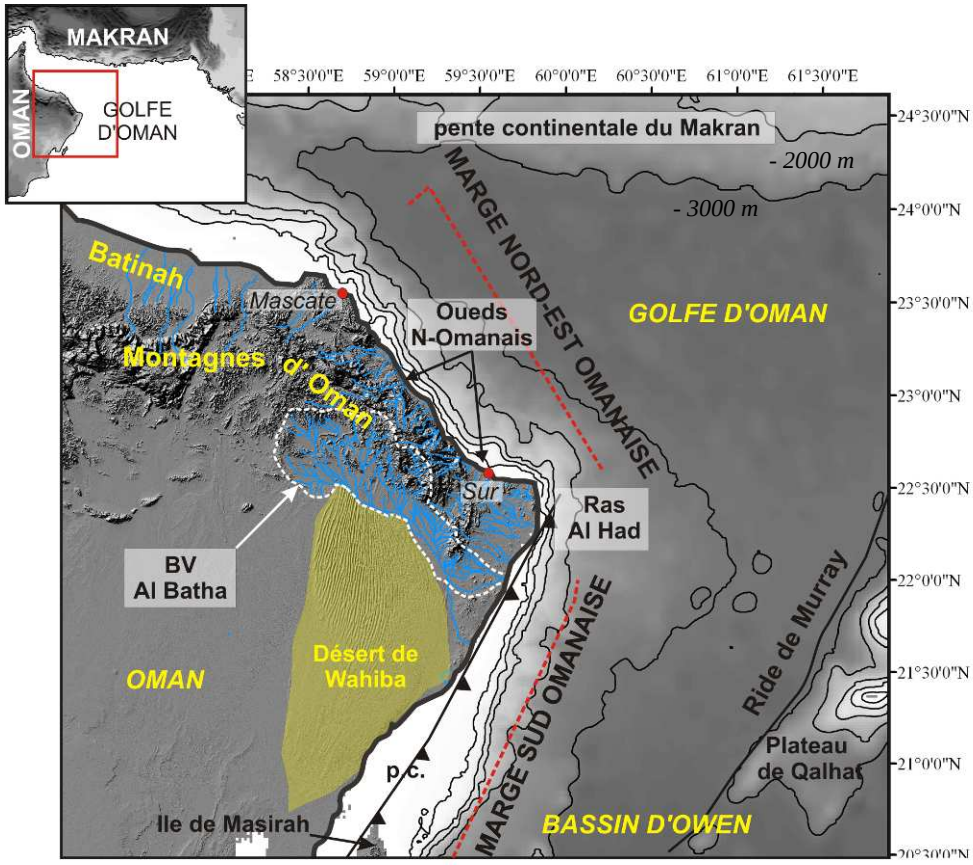


Figure I-16: physiographie de la partie continentale (relief ombré, données SRTM) et marine (bathymétrie ETOPO-1) de la marge omanaise. Les deux sections de la marge (nord-est omanaise et sud omanaise) sont indiquées. Le réseau hydrographique continental est présenté (traits bleu). BV = bassin versant de l'oued Al Batha. P.C. = plateau continental omanais.

a. Domaine continental et contexte hydrographique

La région côtière omanaise est bordée au sud par les reliefs des Montagnes d'Oman, qui atteignent plus de 1500 m d'altitude. La structure (anticlinal du Jebel Akhdar) et la composition de ces massifs (épaisse plateforme carbonatée du Crétacé, systèmes turbiditiques mésozoïques et tertiaires, ophiolite de Samail…) résultent de la riche évolution géodynamique qui caractérise la marge omanaise (Razin, 2008). Les systèmes hydrographiques alimentant les deux sections de la marge omanaise prennent leur source au sein de ces reliefs (Fig. I-16 et Fig. I-17).

Comme la marge adjacente du Makran, la partie nord d'Oman est marqué par un climat aride (précipitations annuelles comprises entre 50 et 200 mm), avec des températures élevées et des précipitations faibles à nulles tout au long de l'année. D'une manière générale, le couvert végétal est quasi-inexistant. Des précipitations plus importantes sont toutefois enregistrées de façon épisodique pendant les mois d'hiver (dépressions générées en Méditerranée orientale), et de façon plus rare (et plus intense) lorsque des cyclones tropicaux

sont formés dans le Golfe d'Oman pendant les mois d'été (Wheater & Bell, 1983 ; Fuchs & Buerkert, 2008).

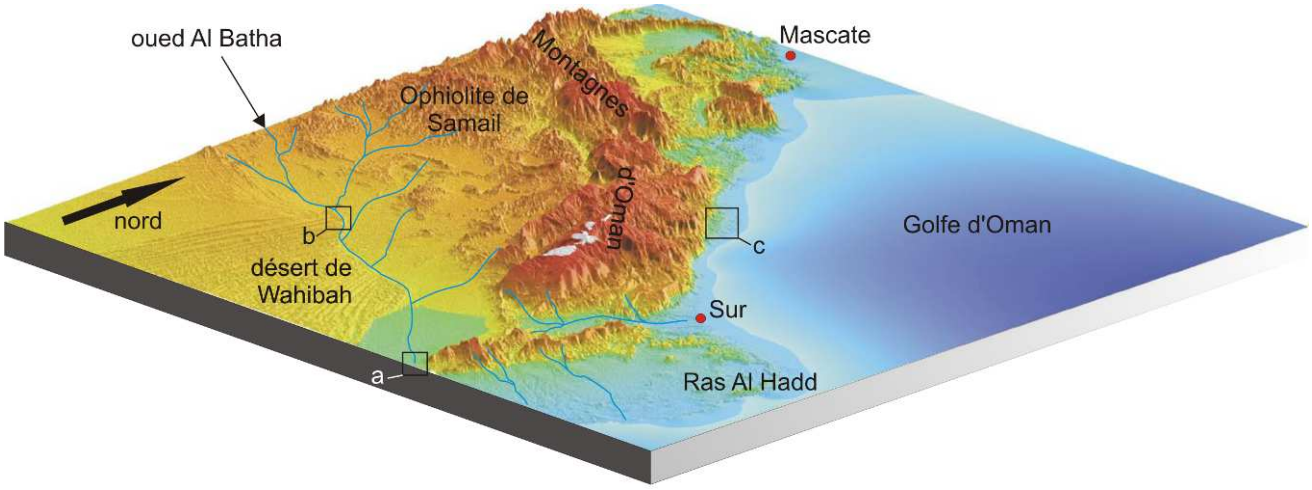


Figure I-17: vue en perspective de la partie continentale de la marge omanaise (reliefs des Montagnes d'Oman, bassin versant de l'oued Al Batha, désert de Wahibah). Les cadres (a, b, c) indiquent la position des figures I-18a, I-18b, et I-19. Modifié de Fournier et al. (2006).

Ces précipitations prennent la forme de pluies torrentielles, sur des temps très court (généralement quelques heures, plusieurs jours dans le cas des pluies associées aux dépressions majeures et aux cyclones). Le principal système de drainage est représenté par le bassin versant de l'oued Al Batha (Fig. I-16 et Fig. I-17), qui s'étend sur 8 300 km^2 (Shahin, 2007), et représente l'un des systèmes hydrographique les plus importants d'Oman. L'oued Al Batha prend sa source dans les massifs ophiolitiques de Samail (au nord), dans la bordure des nappes d'Hawasina (au sud ouest), et dans l'extrémité des séries sédimentaires du Maastrichtien et du Tertiaire du bassin de Sur (à l'est). Le bassin versant se caractérise par une vaste plaine alluviale longeant les dunes du désert de Wahibah (Fig. I-17), et son embouchure principale est localisée à 60 km au sud du Ras Al Hadd (Fig. I-16), tandis qu'une branche de l'oued parcourt la marge vers le sud (Fig. I-16). Le lit de l'oued Batha est à sec la plupart du temps, et les débits nuls à l'embouchure favorisent le développement d'une large barre d'accrétion formée par les vagues, ainsi qu'une baie dominée par la marée (Fig. I-18). L'activité de l'oued ne se fait que lors de précipitations importantes, provoquant des crues instantanées (*flash flood*) qui ennoient une grande partie de la plaine alluviale. Bien que ne disposant pas d'informations concernant les débits moyens ou maximums lors de ces épisodes de crue, les témoignages des habitants sur place (*comm. pers.*, 2009) ainsi que la destruction totale de la route et du pont construits à l'embouchure lors de la dernière crue de l'oued en Juin 2007 (cyclone Gonu), laissent envisager l'ampleur de ces événements (Fig. I-18).

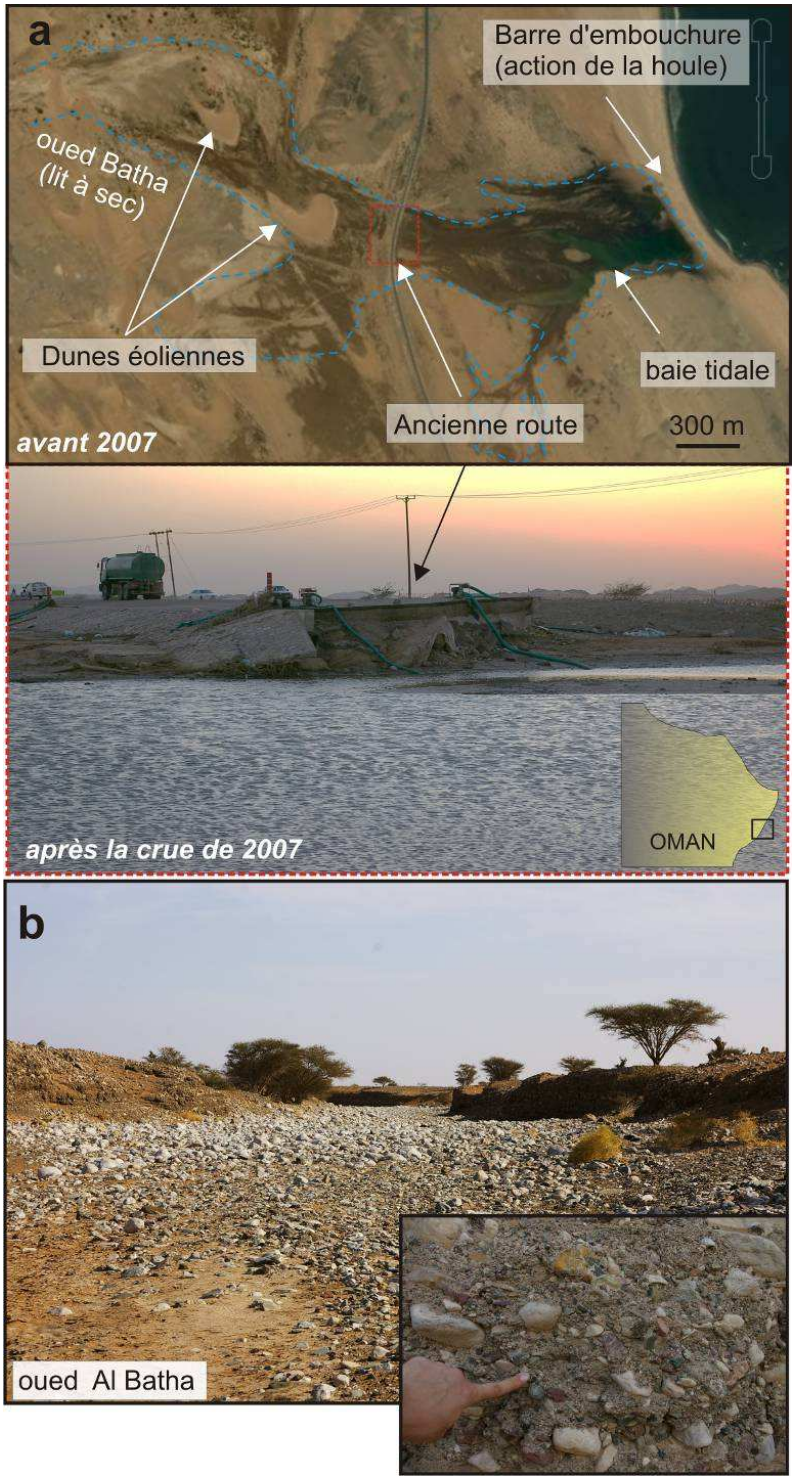


Figure I-18: a). Photographie satellite (source : Google Earth) de l'embouchure de l'oued Al Batha prise avant Juillet 2007 et le passage du cyclone tropical Gonu. Noter la présence de dunes éoliennes dans le lit à sec de l'oued, l'embouchure fermée par une large barre sableuse d'accrétion formée par la houle, et la position de l'ancienne route ; En dessous : photographie de l'embouchure de l'oued Al Batha (Mars 2009) et de l'ancienne route détruite par la crue violente après le passage du cyclone Gonu. b). Photographie du lit (à sec) d'un des bras de l'oued Al Batha au niveau du désert de Wahibah (voir positon sur Fig. I-16). L'encadré montre la taille des galets transportés lors des crues (ici dans une terrasse fluviatile érodée).

Au niveau de la marge nord-est omanaise (Mascate – Sur), la plateforme est alimentée en sédiments par un réseau dense d'oueds montagneux d'extension limitée (< 20 km de long) qui incisent profondément les montagnes arides côtières, dépourvues de couvert végétal (Fig. I-17). Bien qu'inactifs la majeure partie de l'année (voir plusieurs années de suite), ces oueds forment de véritables systèmes de canyons subaériens (Fig. I-19) et apportent une quantité considérable de sédiments mal triés sur la côte lors de crues épisodiques violentes. Les quelques données de débit disponibles (provenant d'études de faisabilité de barrages dans l'oued Dayqah, entre Sur et Mascate) ont relevé des valeurs de pic de crue à 6 000 $m^3.s^{-1}$ à 9 000 $m^3.s^{-1}$ (crues de 1927 et 1982) tandis que les résultats de modélisation hydrologique montrent qu'une valeur maximale de 14 300 $m^3.s^{-1}$ peut être atteinte à l'embouchure (Shahin, 2007). Ces valeurs sont similaires voire supérieures aux pics de crues maximums enregistrés sur le fleuve du Nil, qui ne dépassaient pas 9 000 $m^3.s^{-1}$ avant l'installation de barrages (Ducassou, 2006). Comme pour le Makran, l'ensemble des oueds omanais étant situés dans des zones montagneuses et arides essentiellement dépourvues de couvert végétal, la production de sédiments grossiers est très importante (Wheater & Bell, 1983 ; Fuchs & Buerkert, 2008). La part de transport fluviatile par suspension est importante de même que la part de transport de particules grossières par *bed-load* (Laronne & Reid, 1993 ;Shahin, 2007). Cette tendance est confirmée par la composition des lits actuels et des terrasses de crue observés dans l'oued Al Batha (Fig. I-18) et les oueds nord-omanais (Fig. I-19).

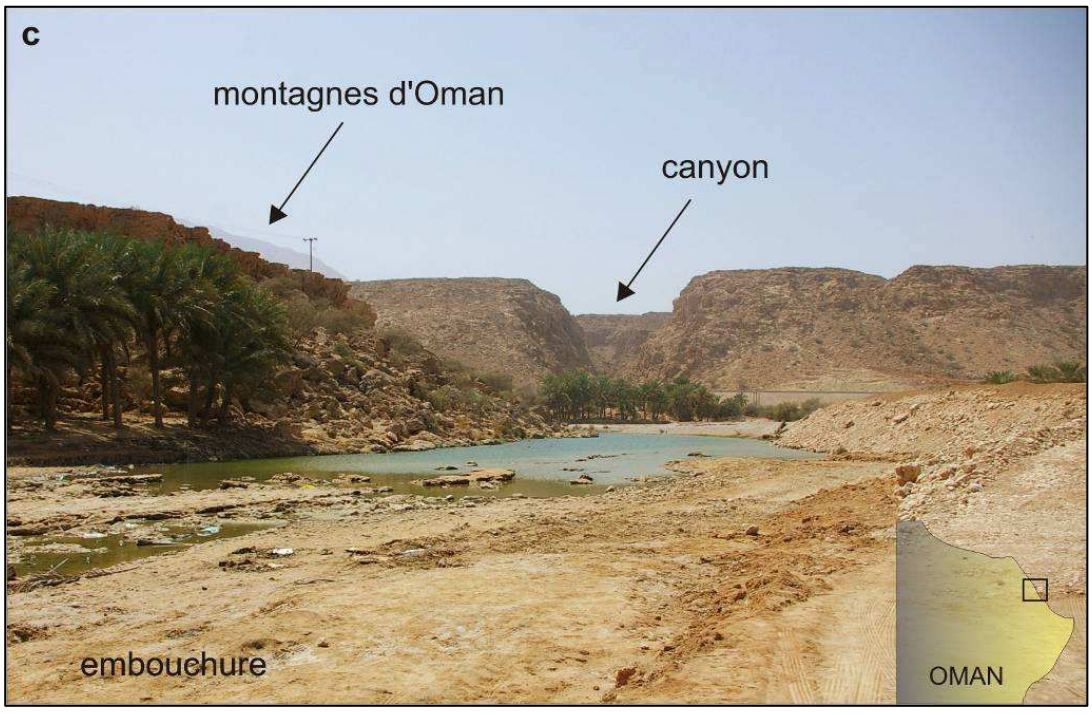


Figure I-19: canyon formé par un oued côtier sur la marge nord-est omanaise (vue depuis l'embouchure ; photo prise en Mars 2009). Localisation de la photographie sur la Figure I-17.

b. Le domaine marin : état des connaissances

Contrairement au domaine continental omanais, très étudié, peu de travaux ont été réalisés sur la partie sous-marine de la marge. A partir de données bathymétriques basse-résolution et de quelques rares données de sismique réflexion, Uchupi *et al.* (2002) indiquent uniquement la présence de canyons sous-marins le long de la pente continentale de la marge nord-est omanaise. La marge sud-omanaise est caractérisée par le développement de la ride de Masirah dans la pente continentale (Barton *et al.*, 1990), qui individualise le bassin intra-pente de Masirah (Fig. I-20). Ces structures sont interprétées comme un héritage des mouvements de cisaillement parallèles à la marge impliqués dans l'ouverture du bassin d'Owen et la convergence de l'Inde vers l'Eurasie (Barton *et al.*, 1990). Ces travaux préliminaires, associés aux données de bathymétrie basse-résolution ETOPO 1 (2 km de résolution), permettent de différencier deux sections de la marge omanaise :

- une marge nord-est, caractérisée par un plateau continental très étroit (maximum 6 km) voire absent (Fig. I-20), une pente continentale assez régulière (pente moyenne de 1,3°) perturbée par la présence éventuelle de structures tectoniques (blocs basculés) signalés par Uchupi *et al.* (2002). La pente continentale se développe sur 40 km de long (au nord) à 70 km de long (au sud) avant de rejoindre la plaine abyssale omanaise ;
- une marge sud, caractérisée par un plateau continental assez large au sud (65 km au niveau de île de Masirah), qui se rétrécit progressivement jusqu'à disparaître au niveau du Ras Al Hadd (Fig. I-16). La pente continentale est accidentée (présence de la ride de Masirah et du bassin intra-pente associé, pente moyenne de 0,8°) et se développe sur 100 à 120 km de long avant d'atteindre le bassin d'Owen.

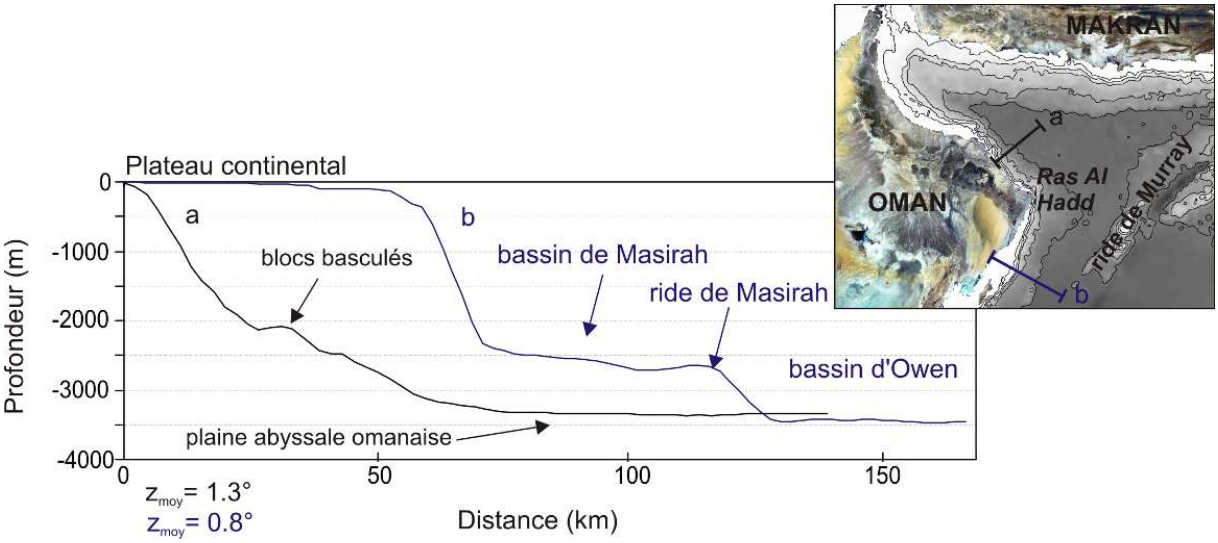


Figure I-20: coupes bathymétriques réalisées à partir des données ETOPO 1 dans les sections nord-est (profil a) et sud (profil b) de la marge omanaise. La pente moyenne (z_{moy}) est indiquée (°).

3) *La marge est-africaine*

a. Domaine continental et contexte hydrographique

La portion de marge étudiée (Fig. I-21) s'étend de la région frontalière du Mozambique et de la Tanzanie (au sud), au nord de la Tanzanie. Les deux fleuves majeurs du Rufiji (bassin versant de 180 000 km^2) et Ruvuma (163 500 km^2) constituent les principaux bassins versants dans la partie tanzanienne de la marge. Ils prennent leur source dans les reliefs du rift est-africain qui bordent la marge à 600 km à l'est de la côte, culminant à 1350 m d'altitude. Ces deux fleuves alimentent de vastes deltas qui s'étendent sur plus de 1400 km^2 (Fig. I-21). Ils drainent les formations métamorphiques et granitiques du craton tanzanien, ainsi qu'une couverture sédimentaire plio-quaternaire (Maboko, 1997). La formation et l'évolution de ces fleuves est principalement liée au développement du rift est-africain au Cénozoïque (Veldkamp *et al.*, 2007).

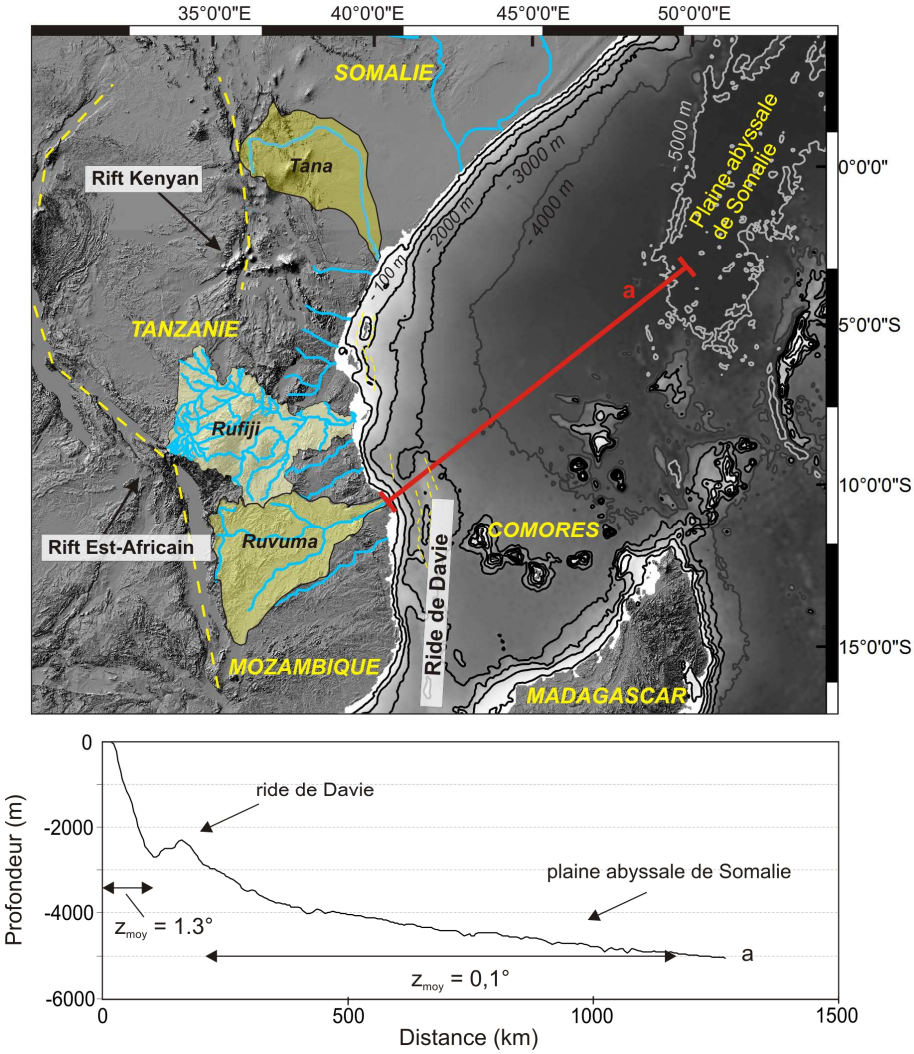


Figure I-21: physiographie de la partie continentale (relief ombré, données SRTM) et marine (bathymétrie ETOPO-1) du sud de la marge est-africaine. Les bassins versants des fleuves majeurs (Ruvuma, Rufiji, Tana) sont représentés, ainsi que les principaux axes du rift. Localisation du profil

bathymétrique de la marge (a), où l'on distingue une pente continentale supérieure (pente moyenne z_{moy} de 1,3°), la ride de Davie, et la pente inférieure et la plaine abyssale de Somalie (pente moyenne z_{moy} de 0,1°).

Actuellement, les bassins versants tanzaniens sont caractérisés par un climat tropical avec des précipitations annuelles comprises entre 500 et 2500 mm/an. La mousson africaine engendre des précipitations plus importantes de Novembre à Avril (correspondant à l'été austral), tandis que la saison sèche s'étend de Mai à Octobre (Gasse, 2000). Les côtes de Tanzanie sont également soumises au passage de cyclones tropicaux, généralement formés pendant la saison humide. Malgré leur taille moyenne (600 – 1000 km de long), les fleuves est-africains apportent une quantité importante de sédiments sur la marge. Ainsi, le débit solide du fleuve Rufiji est estimé à 17.10^6 t/an (Milliman & Syvitski, 1992).

b. Le domaine marin : état des connaissances

Hormis les travaux de Salman & Abdula, 1995, qui concernent l'histoire sédimentaire à grande échelle (du Paléozoïque au Plio-pléistocène) de la zone marginale de la marge (deltas et plateforme continentale), et quelques forages DSDP, aucune donnée sédimentologique ou morpho-bathymétrique n'a été publiée sur la marge est-africaine. La marge est-africaine étant restée inexplorée pendant de nombreuses années malgré un fort potentiel pétrolier (Matchette-Downes, 2005), les nombreuses données industrielles restent confidentielles à ce jour.

Les données bathymétriques ETOPO 1 montrent que la marge est-africaine est composée d'un plateau continental irrégulier, majoritairement étroit (< 5 km de large au niveau du delta du Ruvuma et sur la majeure partie de la marge), qui s'élargit ponctuellement (60 km au niveau de l'île de Zanzibar ; Fig. I-21). Le domaine de la pente continentale supérieure (marquée par une pente moyenne de 1,3°) est séparé de la pente continentale inférieure par le relief de la ride de Davie (Fig. I-21). Vers l'aval, la pente devient très faible (< 0,1°), et joint la plaine abyssale de Somalie qui atteint – 5200 mètres de profondeur, bordée au sud par les Comores et Mayotte (Fig. I-21).

C - Climat de mousson et variabilité climato-eustatique au cours du Quaternaire

1) *Contexte climatique actuel dans l'océan Indien occidental : la mousson*

Le climat de mousson est lié à la convergence des masses d'air du nord-est de l'hémisphère Nord et des vents du S-E de l'hémisphère Sud vers la région de basse pression atmosphérique au niveau de l'équateur. La zone de rencontre de ces vents, nommée Zone de Convergence Inter-Tropicale (ITCZ), est caractérisée par de fortes précipitations, et migre de façon saisonnière entre 10°N et 5°S (Fig. I-22). Les marges du Golfe d'Oman et de l'Afrique de l'Est sont dominées par le climat de mousson indienne et africaine, respectivement (Gasse, 2000 ; Wang *et al.*, 2003 ; Wang *et al.*, 2005).

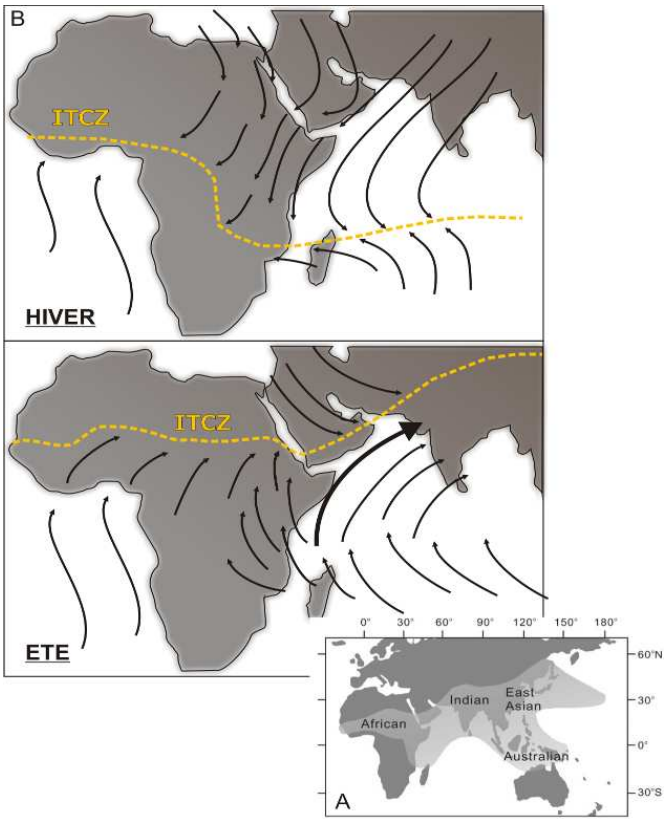


Figure I-22: (A) Répartition actuelle de la mousson en Afrique, Asie et Australie (Wang et al., 2005) ; et (B) carte de répartition des vents et position actuelle de la Zone de Convergence Inter Tropicale (ITCZ) au niveau de l'océan Indien occidental (modifié de Gasse, 2000 ; Glennie & Singhvi, 2002 ; Fleitmann et al., 2004 et Fleitmann et al., 2007).

Au niveau du Golfe d'Oman, la mousson d'été est associée à un régime de vents dominants du sud-ouest (Fig. I-22) qui amènent de l'air chaud et humide. Ces vents sont à l'origine de la mise en place annuelle d'un upwelling côtier qui s'étend du nord de la somalie à la côte pakistanaise (Johns *et al.*, 1999). L'augmentation importante de la productivité primaire durant cette période estivale favorise également la mise en place d'unee Zone d'Oxygène Minimum (ZOM) dans les eaux de la pente continentale d'Oman, d'Iran et du Pakistan (Reichart *et al.*, 1998 ; von Rad *et al.*, 1999a, 1999b ; Luckge *et al.*, 2001 ; von Rad

et al., 2002a). En hiver, des conditions globalement arides se mettent en place, consécutives a la migration vers le sud de l'ITCZ : les vents dominants soufflent du NE et du NW (Fig. I-22), et l'on parle alors de mousson d'hiver (Luckge *et al.*, 2001). La situation actuelle est toutefois compliquée par la pénétration de dépressions méditerranéennes au nord de l'Oman et sur le Makran, amenant des précipitations occasionnelles en hiver (von Rad *et al.*, 1999b ; Luckge *et al.*, 2001).

2) *Variabilité climatique au cours du Pléistocène et de l'Holocène*

a. Evolution du climat global et cycles glaciaires/interglaciaires

La variabilité de la mousson au cours du Quaternaire s'inscrit dans la dynamique globale du climat (Ruddiman, 2006), très marquée aux hautes et moyennes latitudes par la succession de périodes interglaciaires et de périodes glaciaires. Ces changements climatiques s'expliquent en partie par la théorie astronomique des climats, développée par Milankovitch (1920) et complétée par Hays *et al.* (1976). Cette théorie repose sur l'étude des variations périodiques des trois paramètres orbitaux de la Terre : l'excentricité (période de 100 000 et 400 000 ans), l'obliquité (période principale de 41 000 ans) et la précession des équinoxes (périodes de 19 000 et 23 000 ans). Durant le Quaternaire, les variations cycliques de ces paramètres orbitaux ont modifié la répartition des zones climatiques en changeant l'insolation, le flux, et la distribution de chaleur arrivant à la surface de la Terre. Au cours du Pléistocène, cette cyclicité glaciaire - interglaciaire a également évolué il y a environ 900 000 ans, passant d'une cyclicité de ~ 40 000 ans à ~ 100 000 ans.

Globalement, les périodes glaciaires sont caractérisées par une extension des calottes de glace et de la banquise (qui intensifient l'albédo), et les océans sont généralement plus froids qu'à l'Actuel, entraînant une répartition différente des zones climatiques. Les faibles températures aux pôles renforcent le gradient N-S de température au dessus de l'Eurasie, et la migration de l'ITCZ vers le sud engendre des conditions arides en Afrique et en Arabie. Inversement, les périodes interglaciaires sont caractérisées par des conditions globales plus humides et de plus fortes moussons. Cependant, les travaux de Kutzbach (1981) et Rossignol-Strick (1983) ont montré que l'intensité de la mousson au cours du temps varie en fonction de l'insolation pendant l'été, calée sur le cycle orbital de précession aux équinoxes (cyclicité de 19-23 ka). Les travaux récents de Clemens *et al.* (2003) et Clemens & Prell (2007), réalisés dans l'océan Indien occidental suggèrent à l'inverse que la variabilité temporelle de la mousson dans cette zone est contrôlée par l'apport de chaleur latente en provenance de l'hémisphère sud. Les enregistrements climatiques des dépôts lacustres en Afrique équatoriale et tropicale montrent également une variabilité complexe au cours du Quaternaire (*e.g.* Gasse, 2000 ; Ducassou, 2006). Dans l'état des connaissances actuelles, les facteurs de contrôle sur les variations d'intensité de la mousson à l'échelle du Quaternaire résulteraient donc d'une interaction complexe entre les paramètres cycliques orbitaux et des rétroactions internes au

système climatique (Wang *et al.*, 2005), qui restent sujet à débat (Leuschner & Sirocko, 2003 ; Ruddiman, 2006 ; Clemens & Prell, 2006).

b. Variabilité climatique millénaire

Au cours des périodes de retrait des calottes de glace (*i.e.* lors des transitions glaciaire/interglaciaire, ou Terminaisons), une variabilité rapide (millénaire) se surimpose aux changements climatiques globaux. L'étude détaillée de la Terminaison I, qui correspond à la transition entre la Dernier Maximum Glaciaire (DMG, ~ 25 ka BP *) et l'Holocène (~ 11 ka BP à l'Actuel), révèle des variations climatiques importantes alors que les paramètres orbitaux devraient conduire à un réchauffement global et continu dès 23 ka BP. Ainsi, la Terminaison I est marquée par deux refroidissements majeurs enregistrés dans les archives climatiques des hautes et moyennes latitudes : l'évènement de Heinrich 1 (entre 19 et 15 ka BP) et le Younger Dryas (~ 13 - 11,5 ka BP), séparés par la période chaude du Bölling-Alleröd (centré sur ~14,5 ka BP ; Alley & Clark, 1999).

Les événements d'Heinrich (Heinrich, 1988) correspondent à des épisodes de refroidissement récurrents enregistrés au cours de la dernière période glaciaire (Dansgaard *et al.*, 1993 ; Elliot *et al.*, 1998). Ils sont liés à l'injection d'eau douce dans l'océan lors des débâcles massives d'icebergs, affectant ainsi la circulation d'eau profonde en Atlantique Nord (Bond *et al.*, 1992). De la même façon, le refroidissement climatique rapide du Younger Dryas correspondrait à une vidange brutale de lacs proglaciaires situés en périphérie de la calotte Laurentide dans les eaux atlantiques (Broecker *et al.*, 1989). Comme dans le cas de l'événement d'Heinrich 1, cette vidange d'eau douce aurait provoqué un net ralentissement de la circulation thermohaline en Atlantique, conduisant à un refroidissement brutal de l'atmosphère. Ces oscillations climatiques rapides s'enregistrent également au cours de la dernière période glaciaire, et sont regroupées sous le nom de cycles Dansgaard-Oeschger (D/O), les phases froides et chaudes étant respectivement appelées stades et interstades de Dansgaard-Oeschger (Dansgaard *et al.*, 1993). La succession de stades et interstades D/O entre deux évènements de Heinrich définit un cycle de Bond (Bond *et al.*, 1997).

* Les âges présentés dans ce mémoire sont donnés, sauf précision, en âges calendaires *ka* (kilo-années) BP (*before present* = année 1950). Les âges obtenus par la méthode de datation radiocarbone sont en effet notés 14*C ka* BP*, puis transformés en âges calendaires (*cal. ka BP)*, afin d'être comparables aux dates obtenues dans les carottes de glace.

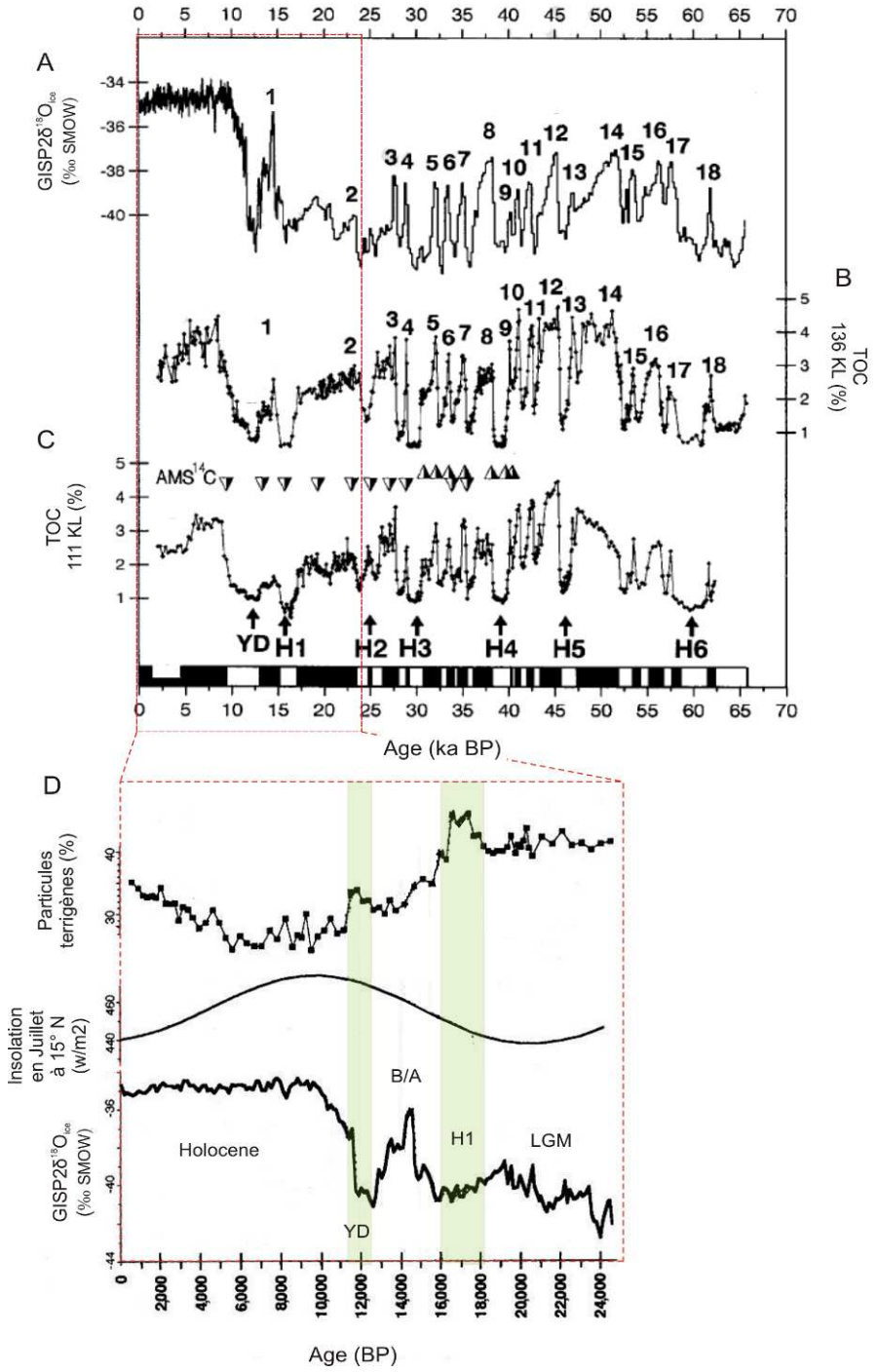


Figure I-23: corrélation de la variabilité climatique haute-fréquence (millénaire) au cours des derniers 65 000 ans entre l'enregistrement isotopique GISP2$\delta^{18}O_{ice}$ dans la glace du Groenland (A), et les sédiments marins prélevés sur la marge pakistanaise (B et C). Les chiffres (1-18) indiquent les interstades D/O déterminés à partir des données isotopiques de glace, et leur équivalence dans l'enregistrement de l'intensité de la mousson en mer d'Arabie (augmentation des taux de carbone organique dans les sédiments). H1-H6 indiquent les événements froids d'Heinrich dans l'Atlantique nord, associés à de plus faibles intensités de mousson. Modifié de Schulz et al. (1998) ; (D) Corrélation de la variabilité climatique haute-fréquence (millénaire) au cours des derniers 26 000 ans entre l'enregistrement isotopique GISP2$\delta^{18}O_{ice}$ dans les carottes de glace du Groenland, les valeurs

d'insolation en Juillet à 15°N et une carotte marine prélevée sur la Ride de Murray (Golfe d'Oman). La teneur des sédiments marins en particules terrigènes (d'origine éolienne) est utilisée comme proxy des conditions d'aridité. Des valeurs plus importantes (%) indiquent une intensité de mousson d'été indienne plus faible. YD = Younger Dryas ; B/A = Bölling-Alleröd ; H1 = événement d'Heinrich 1 ; LGM = Dernier Maximum Glaciaire. Modifié de Sirocko et al. (1996).

Bien que cette variabilité climatique millénaire ait été principalement observée dans les archives paléo-climatiques de l'Atlantique Nord (*e.g.*, Toucanne, 2008), de nombreux travaux ont montré que des changements climatiques majeurs sont enregistrés durant ces périodes dans le reste du globe, y compris les zones soumises à la mousson. Ainsi, les événements froids d'Heinrich et du Younger Dryas en Atlantique Nord sont synchrones des périodes d'intense aridité au niveau de la mer d'Arabie et du Golfe d'Oman (Fig. I-23), qui s'illustrent par une augmentation drastique des apports terrigènes d'origine éolienne dans les sédiments marins. Inversement, les interstades D/O, le Bölling-Alleröd et l'Holocène correspondent à des périodes d'intensification de la mousson indienne (Sirocko *et al*., 1996 ; Schulz *et al.*, 1998 ; Leuschner & Sirocko, 2000 ; Reichart *et al.*, 2002 ; Gupta, 2003). Cette tendance est également observée dans les sédiments marins de l'Atlantique équatorial (Jullien *et al.*, 2007), dans les lacs de l'Afrique de l'Est (Gasse, 2000), ainsi que dans les séries lœssiques et les spéléothèmes de Chine (Wang *et al.*, 2005), zones soumises à la mousson africaine et asiatique, respectivement. Bien que ces enregistrements synchrones traduisent des téléconnections rapides entre les différents compartiments climatiques, leurs origines et causes restent méconnues et sujet à débat (Leuschner & Sirocko, 2000 ; Wang *et al.*, 2005).

c. Synthèse : phases arides et humides sur les marges du Golfe d'Oman au cours du Quaternaire terminal

Dans cette étude, l'impact de la variabilité climatique sur la dynamique et l'enregistrement sédimentaire sera principalement envisagé sur les marges du Golfe d'Oman, pour lequel nous détaillons les grands traits du climat du Quaternaire dans les paragraphes suivants. La variabilité climatique récente des marges du Golfe d'Oman a fait l'objet de très nombreux travaux, par le biais d'analyses multi-proxies des archives paléoclimatiques marines (marges omanaise, pakistanaise et indienne) et continentales (spéléothèmes d'Oman et du Yémen, déserts omanais de Wahibah et Rub Al Khali, formations continentales). La figure I-24 propose une synthèse non-exhaustive de ces différents enregistrements du climat régional (phases humides et arides) depuis le Dernier Maximum Glaciaire (~ 25 ka BP) jusqu'à l'Actuel.

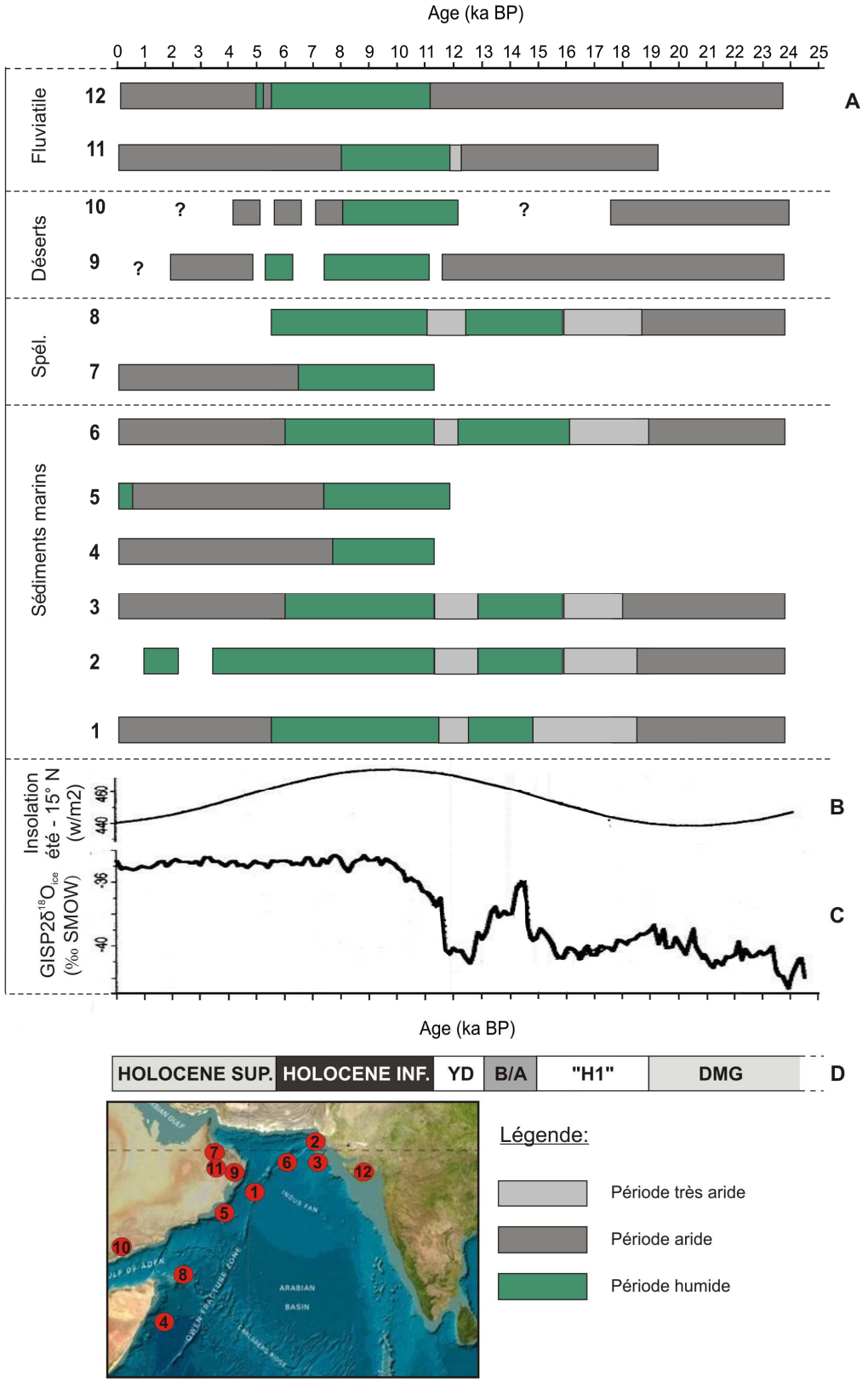


Figure I-24: synthèse des enregistrements paléoclimatiques dans la région du Golfe d'Oman (A), et comparaison avec l'indice de précession aux équinoxes (B) et l'enregistrement isotopique GISP2$\delta^{18}O_{ice}$ au Groenland (C). Les données proviennent d'analyses multi-proxies dans les sédiments marins de l'océan Indien occidental (1. Sirocko et al., 1996 ; 2. Reichart et al., 2002 ; 3. Schulz et al., 1998 ; 4. Ivanochko et al., 2005 ; 5. Gupta et al., 2003 ; 6. Pourmand et al., 2004), dans les

spéléothèmes d'Oman (7. Hoti cave, Fleitmann et al., 2007) et de Socotra (8 .Mooni cave, Burns et al., 2003), dans les déserts d'Oman (9. Wahibah, Glennie & Singhvi, 2002 ; Radies et al., 2004) et du Yémen (10. Ramlat as-Sab'atayn, Lézine et al., 1998), et dans les formations continentales et oueds d'Oman (11. Fuchs & Buerkert, 2008) et du nord-ouest de l'Inde (12. Jain & Tandon, 2003 ; Juyal et al., 2006 ; Sridhar, 2007). Chaque site d'enregistrement est localisé sur la carte (chiffres de 1 à 12).

Cette synthèse montre que plusieurs périodes humides et arides se sont succédé dans le Golfe d'Oman au cours du Quaternaire terminal :

• le Dernier Maximum Glaciaire (25 – 19 ka BP) est caractérisé par un climat aride dans la région du Golfe d'Oman (Fig. I-24), associé à une position basse (sud) de l'ITCZ, avec une mousson d'été faible.

• la Terminaison 1 (transition entre le DMG et l'Holocène) est marqué par une variabilité climatique rapide, qui suit globalement les variations observées dans les hautes et moyennes latitudes : les périodes équivalentes aux événements climatiques froids de l'Heinrich 1 (~ 19 - 15 ka BP) et du Younger Dryas (13 - 11,5 ka BP) en Atlantique nord sont marquées par une augmentation des conditions d'aridité (Fig. I-24). Inversement, la période du Bölling-Alleröd (~ 15 - 13 ka BP) correspond à une mousson estivale forte amenant des conditions humides sur la région.

• le début de l'Holocène inférieur (vers 11 ka BP) est marqué par une transition rapide vers des conditions humides et une mousson d'été forte (Fig. I-24), correspondant à une phase « d'optimum climatique » avec une position haute de l'ITCZ. La durée de cette phase humide varie selon les enregistrements paléoclimatiques : certaines archives suggèrent une diminution progressive des conditions d'humidité dès ~ 8 ka BP, tandis que d'autres montrent une transition abrupte vers des conditions arides entre 6 et 5 ka BP (*i.e.* à l'Holocène supérieur).

Les résultats de notre travail permettront d'appréhender l'impact éventuel de ces variations climatiques à haute-fréquence sur la dynamique sédimentaire des systèmes turbiditiques de l'océan Indien occidental (Chapitre VII).

d. Variabilité eustatique au cours du Quaternaire terminal

Les changements climatiques au cours du Quaternaire ont entrainé des variations du niveau global (eustatique) des océans (Lambeck *et al.*, 2002). Les périodes glaciaires correspondent ainsi à des bas niveaux marins : le volume d'eau alors piégé sous forme de glace diminue le volume d'eau libre, et donc le niveau eustatique. Lors de la fonte des glaces, le stock d'eau libre augmente et le niveau eustatique remonte. Ces variations eustatiques constituent un facteur de contrôle important sur les conditions de transfert des sédiments le long des marges continentales.

Lors du Dernier Maximum Glaciaire, l'estimation du niveau marin moyen est fixé autour de 110 m et 120 m en-dessous du niveau marin actuel (Shackleton, 1987 ; Fairbanks, 1989) (Fig. I-25), mais les disparités dans les estimations sont grandes et la détermination du niveau absolu des mers au DMG est loin d'être fixée (Rabineau, 2001 ; Jouet, 2007). La remontée du niveau marin lors de la Terminaison 1 montre une tendance à la transgression progressive et non-linéaire, marquée par des épisodes d'accélération (« *melt water pulses* », et de ralentissements de la vitesse de remontée (Fig. I-25). La dernière phase de ralentissement de la vitesse de remontée après ~8 ka BP (Fig. I-24) marque une stabilisation du niveau marin en « haut niveau » au cours de l'Holocène (Jouet, 2007). Cette évolution sera prise en compte dans notre étude pour comprendre comment les systèmes turbiditiques du Golfe d'Oman et de la marge est-africaine ont fonctionné lors des derniers 25 ka (Chapitre VII).

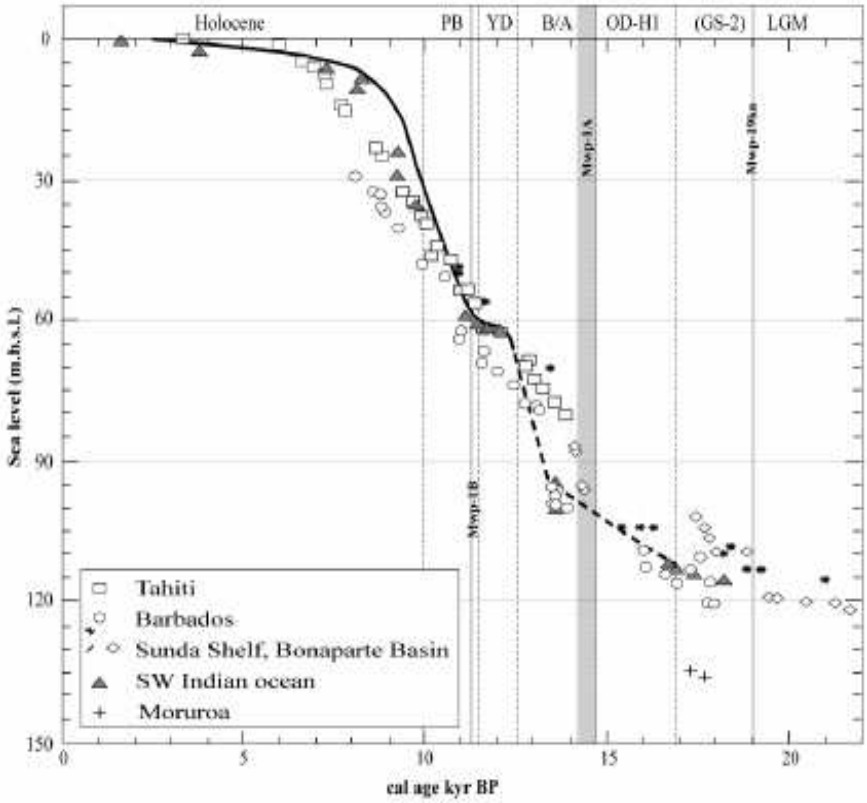


Figure I-25: courbe moyenne des variations du niveau marin lors de la dernière déglaciation (compilation issue de Jouet, 2007). Les données proviennent de datations de différentes variétés de coraux, dans différents sites d'études.

CHAPITRE II – ARCHITECTURE DES SYSTEMES TURBDITIQUES ET TRANSFERTS SEDIMENTAIRES EN DOMAINE SOUS-MARIN

Cette synthèse bibliographique (non-exhaustive) a pour objectif d'introduire les principales définitions, notions et concepts qui seront abordées et explorées au cours de ce mémoire. La première partie de ce chapitre va tout d'abord caractériser la variabilité des processus de transport sédimentaire gravitaire en milieu marin. Nous détaillerons ensuite les principaux éléments et modèles architecturaux caractéristiques des systèmes turbiditiques. Nous verrons que la géométrie, l'organisation, et les modes de dispersion sédimentaire au sein de ces systèmes, varient en fonction de différents facteurs de contrôle majeurs que nous introduirons.

A - Les processus gravitaires en domaine marin

Les processus gravitaires sous-marins regroupent l'ensemble des mécanismes impliqués dans le transport des particules sédimentaires depuis les domaines marginaux (continent et plateau continental) jusqu'aux domaines marins profonds (plaines abyssales), sous l'action de la gravité (Middleton & Hampton, 1973).

Depuis les années 50 et la mise en commun des travaux expérimentaux de Kuenen et des observations de Migliorini faites sur les séries de flysch des Apennins (Kuenen & Migliorini, 1950), de nombreuses tentatives de classification des écoulements gravitaires on été réalisées. Les classifications de Middleton et Hampton (1973), Mulder & Cochonat (1996) et Mulder & Alexander (2001b), basées sur les propriétés hydrodynamiques des écoulements et le mécanisme de support des particules, sont aujourd'hui les plus communément utilisées en sédimentologie marine.

Mulder et Cochonat (1996) différencient deux principaux types de processus gravitaires : les glissements en masse, et les écoulements gravitaires. Cette distinction s'appuie sur la présence ou non de fluides interstitiels durant le déplacement de la masse sédimentaire mobilisée sur une pente.

1) *Les glissements en masse*

Les glissements en masse sont caractérisés par le déplacement de volumes sédimentaires homogènes le long d'un plan de cisaillement (*i.e.* surface de glissement). Si la distance de transport est relativement faible en comparaison des autres processus de transport gravitaire sous-marins (Mulder & Cochonat, 1996), elle peut tout de même atteindre plusieurs dizaines à plusieurs centaines de kilomètres. Plusieurs types de glissements en masse se distinguent sur les marges continentales: le fluage, les chutes de blocs, et les glissements (*slides* / *slumps*). Ces derniers correspondent à des processus de remobilisation des sédiments

très fréquemment observés sur les pentes continentales et les bordures de plateforme (là où les pentes sont plus importantes et les accumulations sédimentaires plus volumineuses).

2) *Les écoulements gravitaires*

Middleton et Hampton (1973) furent les premiers à proposer une classification des écoulements gravitaires en fonction du mode de transport de particules. On distingue ainsi (1) le support par la matrice ; (2) le support par collision entre les grains ; (3) le support par expulsion de fluide inter-granulaire et (4) le support par la turbulence. Les trois premiers cas correspondent à des écoulements dits « laminaires », tandis que le dernier correspond à un écoulement de type « turbulent ».

a. Les écoulements laminaires

Ces écoulements sont caractérisés par des concentrations et des viscosités élevées, empêchant ainsi le développement de la turbulence. La concentration en particules est supérieure à 9 % du volume total (correspondant à la concentration seuil pour le développement de la turbulence), on parle de fluide non-newtonien (Mulder & Cochonat, 1996).

• les coulées de débris (*debris flows)* correspondent à des écoulements laminaires viscoplastiques très concentrés dans lequel des éléments hétérogènes sont maintenus en suspension par l'action d'une matrice cohésive induisant des forces de flottabilité des particules (Mulder & Alexander, 2001b). Ces écoulements peuvent se déplacer sur de très grandes distances le long de pente très faibles (400 km pour le *Saharan Debris Flow*, Gee *et al.*, 2001 ; 600 km pour le *Canary Debris Flow*, Masson *et al.*, 1998). L'incorporation d'une fine couche d'eau à leur base pourrait générer un phénomène d'hydroplanning, expliquant pourquoi les coulées de débris sont souvent peu érosives et qu'elles peuvent parcourir de longues distances (Mohrig *et al.*, 1996).

• les écoulements concentrés et hyperconcentrés sont des écoulements laminaires non cohésifs ou le mode principal de transport des particules correspond aux pressions dispersives générées par les interactions et les collisions entre les grains. On distingue les écoulements concentrés des écoulements hyperconcentrés en fonction du rapport entre les phases solides et liquides (Mulder & Alexander, 2001b). Ces écoulements regroupent des processus tels que les écoulements granulaires *(grain flow)* et les coulées de débrites sableuses *(sandy debris flow).* Les écoulements granulaires ont besoin d'une pente très forte (> 18°) pour que le mouvement soit auto-entretenu, ce qui explique la rareté de leur enregistrement. Ces écoulements produisent des dépôts typiquement constitués de graviers et de sables grossiers, pouvant présenter une unité basale inversement granoclassée, en raison du mode de transport par

traction sur le fond des particules grossières (séquence de Lowe, 1982). Ces dépôts forment généralement des corps sédimentaires isolés, amalgamés ou drappants (Shanmugam, 2000).

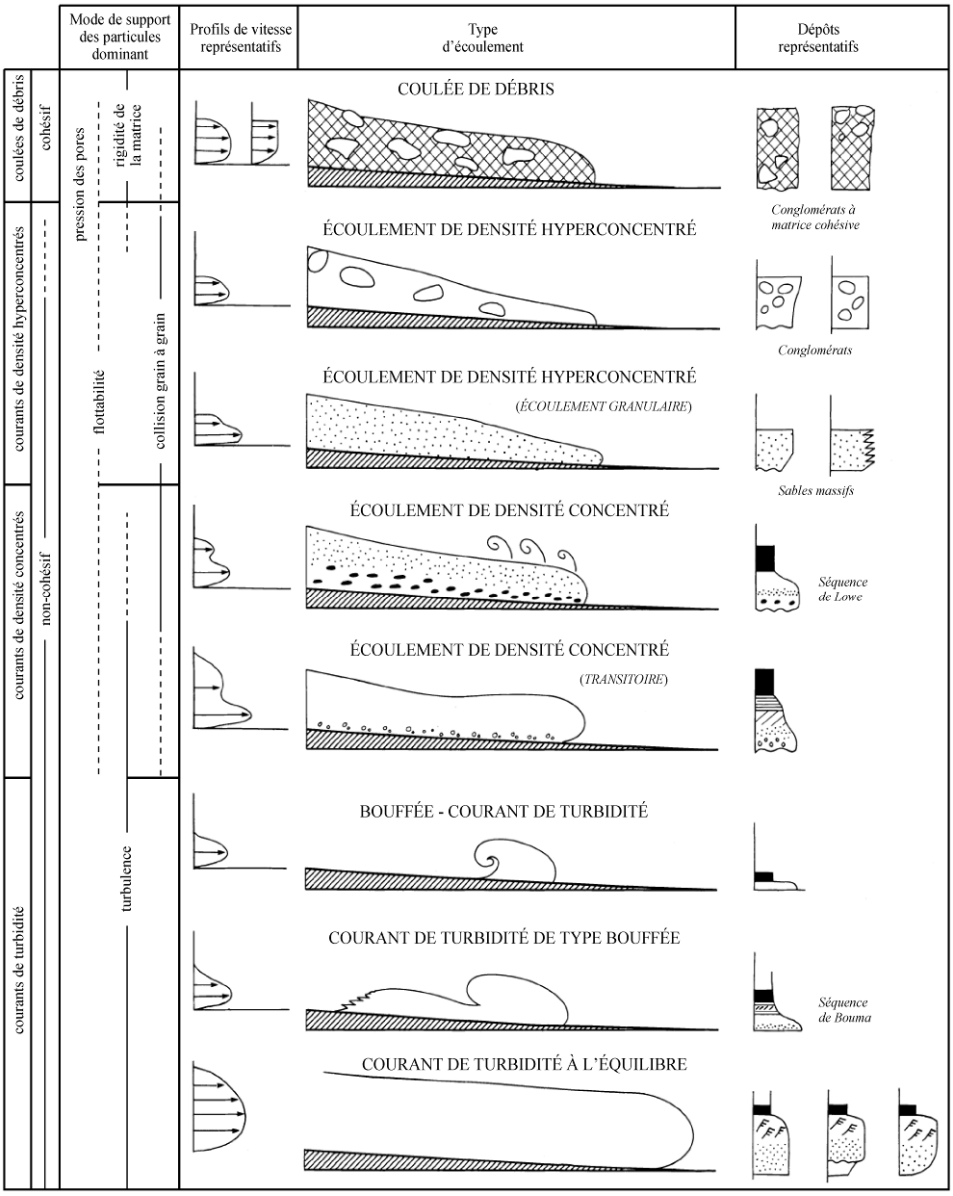


Figure II-1 : Représentation schématique des différents types d'écoulements gravitaires et des dépôts associés (d'après Mulder & Alexander, 2001b).

b. Les écoulements turbulents

Les écoulements turbulents correspondent à des écoulements de rhéologie fluide dans lesquels le maintien des particules en suspension est assuré par la composante verticale de la vitesse dirigée vers le haut, *i.e.* la turbulence (Middleton et Hampton, 1973). La concentration maximum en sédiments est théoriquement inférieure à 9 % du volume total, et les écoulements sont assimilés à des fluides newtoniens (Mulder & Alexander, 2001b). Parmi les

écoulements turbulents, l'on distingue les bouffées turbides, les courants de turbidité *s.s.*, et les courants hyperpycnaux.

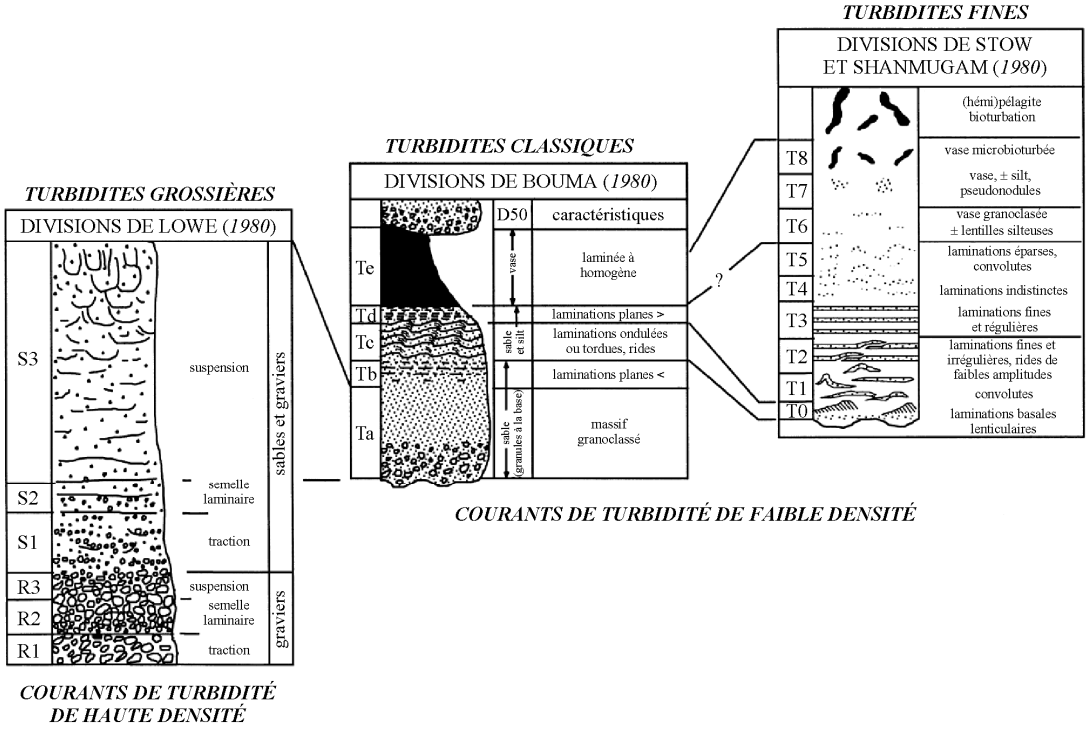


Figure II-2 :Description des différents types de séquences sédimentaires rencontrées dans les dépôts d'origine turbiditique (d'après Shanmugam, 2000). Noter que les termes «courants de turbidité de haute/faible densité » sont aujourd'hui considérés comme abusifs (cf. texte).

Les bouffées turbides correspondent à l'écoulement d'un volume limité de fluide, avec une injection instantanée de matière mais pas d'alimentation par l'arrière de l'écoulement (Ravenne & Beghin, 1983 ; Laval *et al.*, 1988). Les courants de turbidités correspondent quant à eux à un écoulement fluide avec une alimentation prolongée par l'arrière (Mulder & Alexander, 2001b). Ces écoulements durent généralement de quelques heures (pour les bouffées turbides) à plusieurs jours (courants de turbidité). Les dépôts associés à ce type de processus gravitaire sont nommés « turbidites ». La séquence de dépôt classiquement utilisée pour décrire les turbidites est la séquence de Bouma (1962). Elle comprend cinq termes nommés de la base vers le sommet Ta, Tb, Tc, Td et Te, suivant un granoclassement normal (Fig. II-2). Le terme inférieur de la séquence, Ta, est le plus grossier (sables grossiers à moyens) ; il est caractérisé par un granoclassement frustre et l'absence de structures internes. Bien que décrit comme partie intégrante de la séquence « turbiditique », il correspond en fait à un dépôt d'écoulement concentré selon la classification de Mulder & Alexander (2001b). Les dépôts d'écoulements turbulents correspondent donc aux termes Tb à Te. Le terme Tb est classiquement constitué de sables plus fins et laminés, qui évoluent vers des sables très fins ou des silts (terme Tc) présentant des stratifications obliques (migration de petites rides de courant). Le terme Tc présente classiquement des convolutes qui résultent de la

déstructuration de lamines par échappement d'eau. Le terme Td est formé par l'alternance de lamines silteuses et argileuses. Enfin, le terme Te correspond à des argiles très finement laminées ou sans structure, résultant de la décantation finale du nuage néphéloide du courant de turbidité. La diminution de la granularité des dépôts le long de la séquence de Bouma introduit la notion de perte d'énergie des courants de turbidité en un endroit donné, au cours de leur écoulement.

Cependant, cette séquence n'est que très rarement observée dans son intégralité, et est souvent tronquée de ses termes inférieurs ou supérieurs en fonction de la position longitudinale (par rapport à la source de l'écoulement) ou latérale (vis-à-vis de l'axe de l'écoulement). Il est aujourd'hui communément admis que l'utilisation de cette séquence entraîne une simplification des cas possibles de dépôts turbiditiques. Des subdivisions complémentaires ont ainsi été très rapidement proposées pour affiner la séquence de Bouma dans les termes inférieurs (*i.e.* de granularité supérieure ou égale au terme Ta ; Sanders, 1965 ; Walker, 1967 ; turbidites « grossière » ou de « haute densité » de Lowe (1982) et Shanmugam (2000) et les termes supérieurs (argilo-silteux ; Stow & Shanmugam, 1980). L'utilisation du terme « turbidite grossière » (*coarse-grained turbidite*) et de courants de turbidité de « haute densité » (Shanmugam, 2000) est toutefois abusive puisque les dépôts de la séquence de Lowe correspondent à des écoulements laminaires concentrés à hyperconcentrés (*i.e.* non turbulents). Ce constat entraina la sédimentologie vers une approche plus génétique des faciès sédimentaires associés aux processus gravitaires, illustrée dès le milieu des années 70 par le concept de *facies tract* de Mutti & Ricci Lucchi (1972). Cette séquence, basée sur l'organisation longitudinale des dépôts le long d'un continuum dans le contexte de bassins d'avant pays (*foreland basin)* riches en sédiments grossiers (Mutti *et al.*, 2003), a l'avantage de prendre en compte tous les faciès susceptibles d'être déposés par les écoulements gravitaires (des dépôts hyperconcentrés aux turbidites argileuses distales). Ce modèle est donc, au même titre que la séquence de Bouma, basé sur la perte d'énergie des écoulements gravitaires sur la distance de transport.

Les courants hyperpycnaux constituent le troisième type d'écoulement turbulent généré en milieu sous-marin. La compréhension de leurs caractéristiques ainsi que de leurs dépôts nécessitent toutefois d'introduire les notions de transformation des écoulements dans le temps et l'espace.

c. Transformation des écoulements dans le temps et l'espace

Les modèles séquentiels décrits précédemment traduisent la transformation progressive des écoulements gravitaires dans l'espace (Fig. II-3). Le régime hydrodynamique des écoulements, qui définit leur capacité d'érosion et de transport, est défini par trois nombres non-dimensionnels : le nombre de Reynolds (*Re*, Eq. 1), le nombre de Froude (*Fr*, Eq. 2), et le nombre de Richardson (*Ri*).

Le nombre de Reynolds, Re, permet de caractériser le régime (laminaire ou turbulent) de l'écoulement :

$$\mathrm{Re} = \frac{uh}{v} \qquad \text{Komar (1977)} \qquad \text{(Eq. 1)}$$

avec *h*, la hauteur de l'écoulement, *u* la vitesse de l'écoulement et *v*, la viscosité dynamique. Si *Re* est inférieur à 500, le régime est laminaire, s'il est supérieur à 2000, le régime est turbulent. Entre ces deux valeurs, l'écoulement présente un régime transitoire.

Le nombre de Froude traduit l'importance des forces de gravité (Komar, 1973). Pour les écoulements particulaires, on définit un nombre de Froude densimétrique :

$$Fr^2 = \frac{u^2}{gh\left(\frac{\rho_f - \rho_a}{\rho_f}\right)} = \frac{\tan\beta}{(1+\alpha)C_f} \qquad \text{Komar (1973)} \qquad \text{(Eq. 2)}$$

avec *g*, l'accélération due à la gravité (9.81 ms^{-1}), ρ_f la densité de l'écoulement, ρ_a la densité de l'eau ambiante, α le coefficient de friction entre l'interface inférieure et supérieure de l'écoulement, et C_f le coefficient de friction et β la valeur de pente. Un écoulement est dit super-critique (ou rapide) pour des nombres de Froude supérieurs à 1, sub-critique (ou lent) pour des nombres de Froude inférieurs à 1.

Le troisième nombre est le nombre de Richardson (*Ri*), qui est défini comme l'inverse du carré du nombre de Froude (Mulder, 2000). Le nombre de Richardson représente l'instabilité de l'interface supérieure d'un écoulement. Il est donc lié à la capacité d'un écoulement à entraîner du fluide ambiant. Cette capacité se mesure par le coefficient d'entraînement, qui est fonction du nombre de Richardson, pour des pentes supérieures à 1° (Mulder, 2000).

La nature, l'épaisseur, et la localisation des dépôts issus de courants de gravité particulaires sont principalement contrôlés par la manière dont les écoulements se transforment d'un état concentré à dilué, laminaire à turbulent, super-critique à sub-critique (Kneller, 1995 ; Mulder & Alexander, 2001b ; Waltham, 2004). La séquence de transformation « idéale » d'un écoulement est composée d'une base hyperconcentrée à concentrée (écoulement laminaire), éventuellement surmontée d'une partie supérieure, plus diluée et turbulente (Fig. II-3 ; Sanders, 1965 ; Ravenne et Beghin, 1983 ; Shanmugam & Moiola, 1995 ; Mutti, 1992 ; Mulder & Alexander, 2001b). L'incorporation progressive d'eau ambiante dans l'écoulement tend à le diluer. La partie basale (concentrée) va se déposer assez rapidement tandis que la composante « turbulente » de l'écoulement va se développer et être transportée plus loin dans le bassin. Rappelons toutefois que la concentration et « l'état »

initial de l'écoulement dépendent du mécanisme de déclenchement des écoulements (glissement sous marin, courant hyperpycnal, ruptures de fronts de deltas et de prodeltas, remise en suspension de sédiments par des tempêtes, etc…) et de la nature du sédiment transporté/remanié (Piper & Normark, 2009).

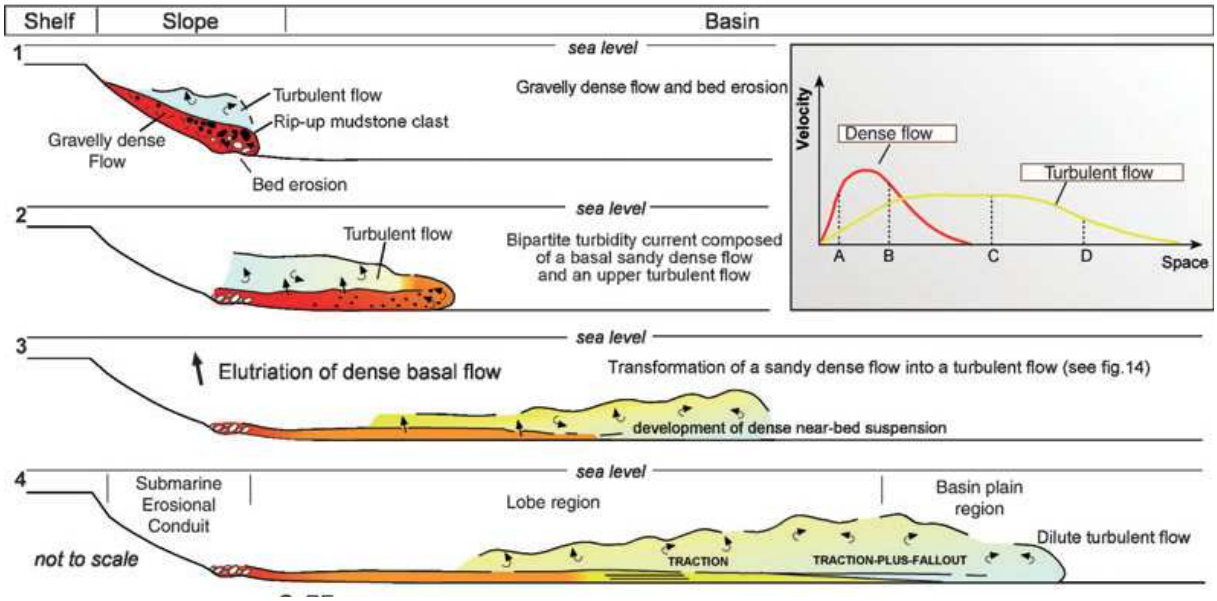


Figure II-3 : Modèle simplifié illustrant l'évolution longitudinale « idéale » des écoulements gravitaires en relation avec le mode de transport (Mutti, 1992). Noter qu'un modèle d'évolution longitudinale des écoulements gravitaires en fonction du mode de support des particules et des caractéristiques des écoulements a été proposé par Mulder & Alexander (2001b).

La transformation des écoumements s'effectue généralement progressivement le long de la pente continentale, mais elle peut aussi être générée lors d'un ressaut hydraulique (Fig. II.4) (Komar, 1973 ; Garcia, 1989 ; Mutti, 1992 ; Kneller & Buckee, 2000 ; Mulder & Alexander, 2001b ; Waltham, 2004), c'est-à-dire lors de la transition entre un état super-critique ($Fr > 1$) et sub-critique ($Fr < 1$). De nombreux travaux de modélisation numérique et analogiques ont prouvé que les ressauts hydrauliques étaient générés au niveau des ruptures significative du gradient de pente (Komar, 1973 ; Garcia, 1989 ; Garcia, 1993 ; Waltham, 2004 ; Gray, 2005 ; Toniolo & Cantelli, 2007 ; MacDonald *et al.*, 2009).

Le phénomène de ressaut hydraulique est théoriquement accompagné d'une perte de compétence des écoulements et donc d'un dépôt rapide de la charge sédimentaire grossière (*e.g.*, Garcia et Parker, 1989). De nombreux travaux se sont donc attachés à identifier ce type de dépôts et les architectures qui leurs sont liées, à la fois dans les systèmes naturels (anciens ou actuels) et en modélisation (Garcia, 1989 ; Mutti, 1992 ; Mulder & Alexander, 2001a ; Lee *et al.*, 2002 ; Lee *et al.*, 2004 ; Kubo, 2004 ; Fildani *et al.*, 2006 ; Toniolo & Cantelli, 2007 ; Gray, 2005 ; MacDonald *et al.*, 2009).

Nous discuterons de l'impact des mécanismes de transformation des écoulements sur l'architecture et la localisation des dépocentres sableux au sein des systèmes turbiditiques du Golfe d'Oman à la lumière des résultats obtenus par notre étude.

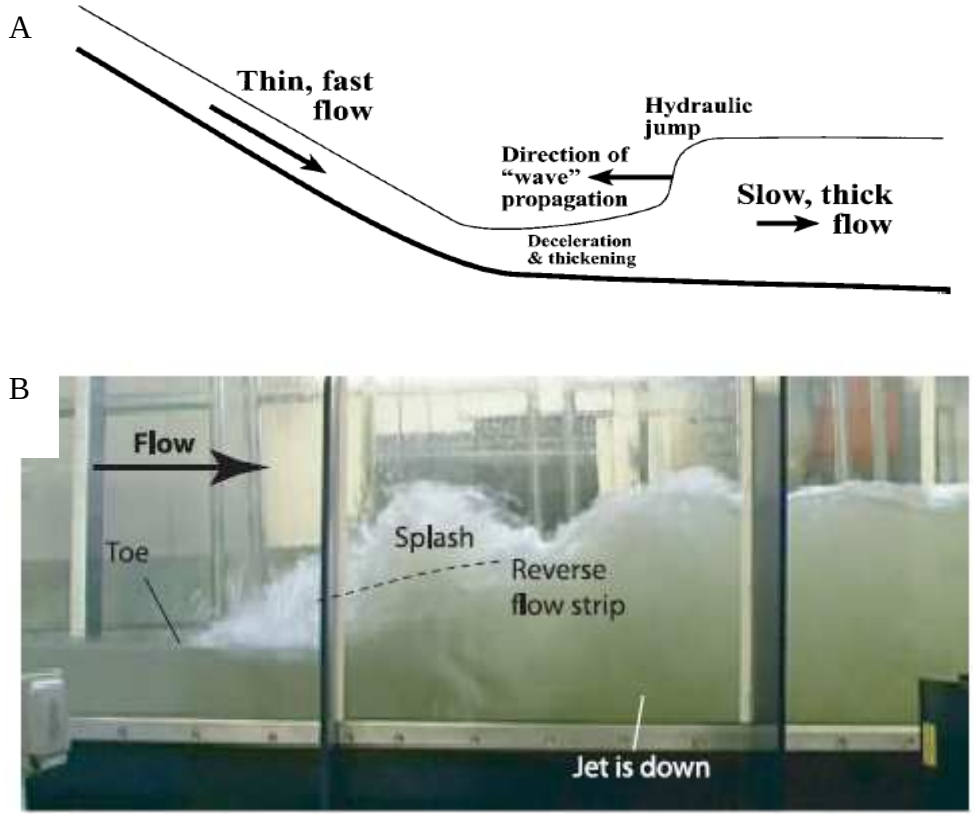


Figure II-4 : A. Représentation théorique d'un ressaut hydraulique consécutif à une variation du gradient de pente (Waltham, 2004) ; B. Expérience en canal reproduisant un ressaut hydraulique (MacDonald et al., 2009) ; noter le passage d'un écoulement supercritique fin et rapide, à un écoulement turbulent, épais, et lent.

Outre la transformation graduelle ou rapide des écoulements dans l'espace (au cours du transport), l'évolution des écoulements gravitaires dans le temps (Fig. II-5) a été envisagée par Kneller (1995). Lors de l'évolution spatiale d'un écoulement, la vitesse peut rester constante, l'écoulement est dit uniforme. Si l'écoulement subit une accélération (écoulement convergent ou augmentation de la pente), celui-ci est dit accumulatif. Enfin, si la vitesse de l'écoulement diminue (écoulement divergent ou diminution de la pente), l'écoulement est déplétif. Lors de son évolution temporelle, la vitesse de l'écoulement peut rester constante (écoulement stationnaire et séquence de taille de grains constante), elle peut subir une accélération ou *waxing* (séquence grano-croissante) ou encore une décélération ou *waning* (séquence grano-décroissante) (Fig. II-4). Ceci permet d'expliquer la tendance érosive ou dépositionnelle des écoulements ainsi que l'organisation granulométrique verticale et horizontale des séquences de dépôts. Ces paramètres permettent d'appréhender la dynamique

temporelle des écoulements gravitaires, et la reconnaissance, dans les séries sédimentaires, de certains type d'écoulements gravitaires tels que les courants hyperpycnaux qui sont détaillés dans les lignes suivantes.

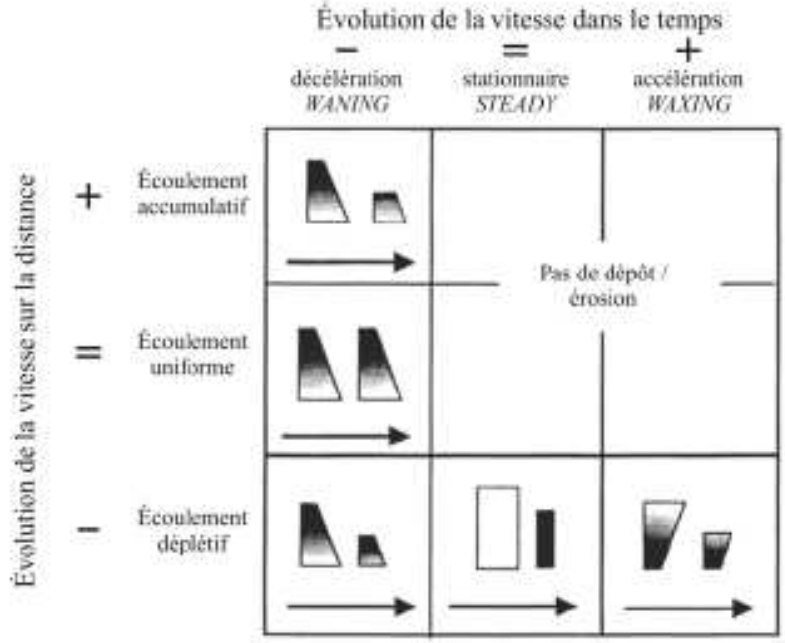


Figure II-5 : modèle de Kneller (1995): évolution temporelle et spatiale des écoulements et les dépôts associés.

d. Les écoulements hyperpycnaux : des courant gravitaires entretenus

Les courants hyperpycnaux en milieu marin représentent un courant turbulent formé par le prolongement continu en mer d'un courant fluvial (Bates, 1953 ; Mulder & Syvitski, 1995). Ces courants de turbidité se forment aux embouchures des fleuves lors des crues, lorsque la charge sédimentaire en suspension transportée par l'eau douce est suffisamment élevée pour générer une densité supérieure à celle de l'eau de mer (Mulder *et al.*, 2003). Le mélange eau douce/sédiments peut alors « plonger » et s'écouler sur le fond, sous la forme d'un écoulement turbulent, dit « hyperpycnal » (Mulder & Syvitski, 1995). Le formation d'un courant hyperpycnal au débouché d'un fleuve nécessite donc une concentration critique en sédiments, qui dépend des caractéristiques hydrographiques (salinité, température) à l'embouchure (Mulder & Syvitski, 1995). Cette concentration critique (*Cc)* est estimée entre 36 et 43 $kg.m^{-3}$.

Dans des conditions de débit « normales », la charge en suspension dans les rivières est assez faible, et seules les rivières dites « sales » (*i.e.* avec une charge en suspension très élevée la majeure partie de l'année) sont capables de produire des courants hyperpycnaux de façon fréquente (Mulder & Syvitski, 1995). La plupart de ces rivières sont des petits systèmes caractérisés par des bassins versants restreints et montagneux. En outre, les rivières

sporadiques, localisées dans les environnements arides, et soumises aux crues instantanées (*flash floods*) sont d'excellents systèmes générateurs de courants hyperpycnaux (Mulder *et al.*, 2003). Ces systèmes vont apporter des concentrations importantes de sédiments à la côte lors des crues violentes, comme le montrent les exemples actuels des oueds d'Afrique du nord et des rivières éphémères (*arroyos*) de Californie et du Mexique (Mulder & Syvitski, 1995 ; Mulder *et al.*, 2003). Les rivières éphémères du Makran et d'Oman (Chapitre I) rentrent donc potentiellement dans la catégorie des petits systèmes apportant un volume annuel réduit de particules aux embouchures, mais des concentrations très élevées de sédiments lors des crues, alors capables d'êtres transférés directement sur la pente et vers le bassin en générant des courants hyperpycnaux (Mulder, 2000).



Figure II-6 : Photographie aérienne de la formation d'un courant hyperpycnal au large de Skeidararsandur (Islande) après l'éruption du Grímsvötn en 1996 (dans Mulder et al., 2003). La surface de l'écoulement disparaît très rapidement en aval du point de plongement (plunging area).

En fonction des caractéristiques fluviatiles, Mulder & Syvitski, (1995) ont montré qu'une grande partie des fleuves et rivières mondiales pouvaient générer des courants hyperpycnaux avec des temps de retour de moins de 100 ans (rivières « modérément sales ») à plus de 1000 ans (rivières « propres »). D'autres travaux ont cependant montré que des courants hyperpycnaux pouvaient être générés avec des concentrations critiques 40 fois moins importantes que celles estimées par Mulder & Syvitski, (1995) en raison de la génération d'instabilités convectives dans les panaches concentrés (Parsons *et al.*, 2001), ce qui ramena le nombre de rivières susceptibles de produire des courants hyperpycnaux avec des temps de retour < 100 ans à 84 % des systèmes fluviatiles actuels (Mulder *et al.*, 2003).

Les dépôts associés aux courants hyperpycnaux peuvent être considérées comme des turbidites (*i.e.* déposées par un écoulement turbulent »), mais les séquences sédimentaires qu'ils produisent présentent des différences par rapport aux turbidites « classiques », amenant

Mulder *et al.* (2001a) à nommer la séquence « hyperpycnite » (Fig. II-7). Cette séquence-type a été établie à partir d'analyse de faciès dans des environnements récents (système turbiditique du Var et du fjord du Saguenay) et de tests de modélisation numérique et en canal (Mulder, 2000).

Elle illustre le modèle de prédiction de Kneller (1995) détaillé précédemment : le profil de vitesse théorique du courant hyperpycnal évoluant dans le temps en suivant l'hydrogramme de crue, la séquence « hyperpycnite » idéale est composée d'un terme basal granocroissant (granoclassement inverse, Ha), lié à la monté en charge de la crue, surmonté d'un terme supérieur granodécroissant (granoclassement normal, Hb ; Fig. II- 6). La transition entre les deux termes est classiquement associée à la granularité maximale, caractérisant le pic de crue (Mulder *et al.*, 2001a). L'énergie atteinte peut alors générer une surface d'érosion intra-séquentielle entre Ha et Hb, voire l'érosion complète du terme Ha (Mulder *et al.*, 2003). Ainsi, il est probable que la préservation de la séquence complète soit rare, dépendant notamment de l'environnement de dépôt vis-à-vis de l'axe de l'écoulement (*e.g.*, Mulder & Alexander, 2001b ; Piper et Normark, 2009).

La mise en évidence des dépôts liés aux écoulements hyperpycnaux a plusieurs intérêts : outre l'enregistrement potentiel des crues dans le temps dans les environnements marins actuels (*e.g.*, les crues du Var au cours du dernier siècle ; Mulder *et al.*, 2001b), la reconnaissance des mécanismes de déclenchement des écoulements dans un système turbiditique permet de mieux comprendre les mécanismes de transferts sédimentaires « continent-océan » et donc d'envisager avec une plus grande précision les facteurs de contrôle externes sur la sédimentation et sa variabilité dans l'enregistrement stratigraphique (Piper & Normark, 2001 ; Piper & Normark, 2009).

La recopnnaissance des hyperpycnites a conduit a de nombreuses nouvelles interprétations et tentatives de réinterprétation de séquences sédimentaires marines dans le récent et l'ancien (Mutti *et al.*, 2003 ; Plink-Björklund & Steel, 2004 ; Nakajima, 2006 ; Zavala *et al.*, 2006). L'observation concrète de séquences d'hyperpycnites reste toutefois limitée, et leur importance dans l'enregistrement stratigraphique est encore discuté (*e.g.*, Mulder *et al.*, 1998).

Les caractéristiques hydrologiques, physiographiques, et climatiques des marges du Golfe d'Oman (Chapitre I) en font un lieu d'investigation potentiellement intéressant pour appréhender le rôle des crues sur le transfert des sédiments dans les bassins sédimentaires. La reconnaissance des courants hyperpycnaux dans les dépôts marins profonds du Golfe d'Oman et leur importance relative dans l'alimentation des systèmes turbiditique sera abordée dans le présent travail.

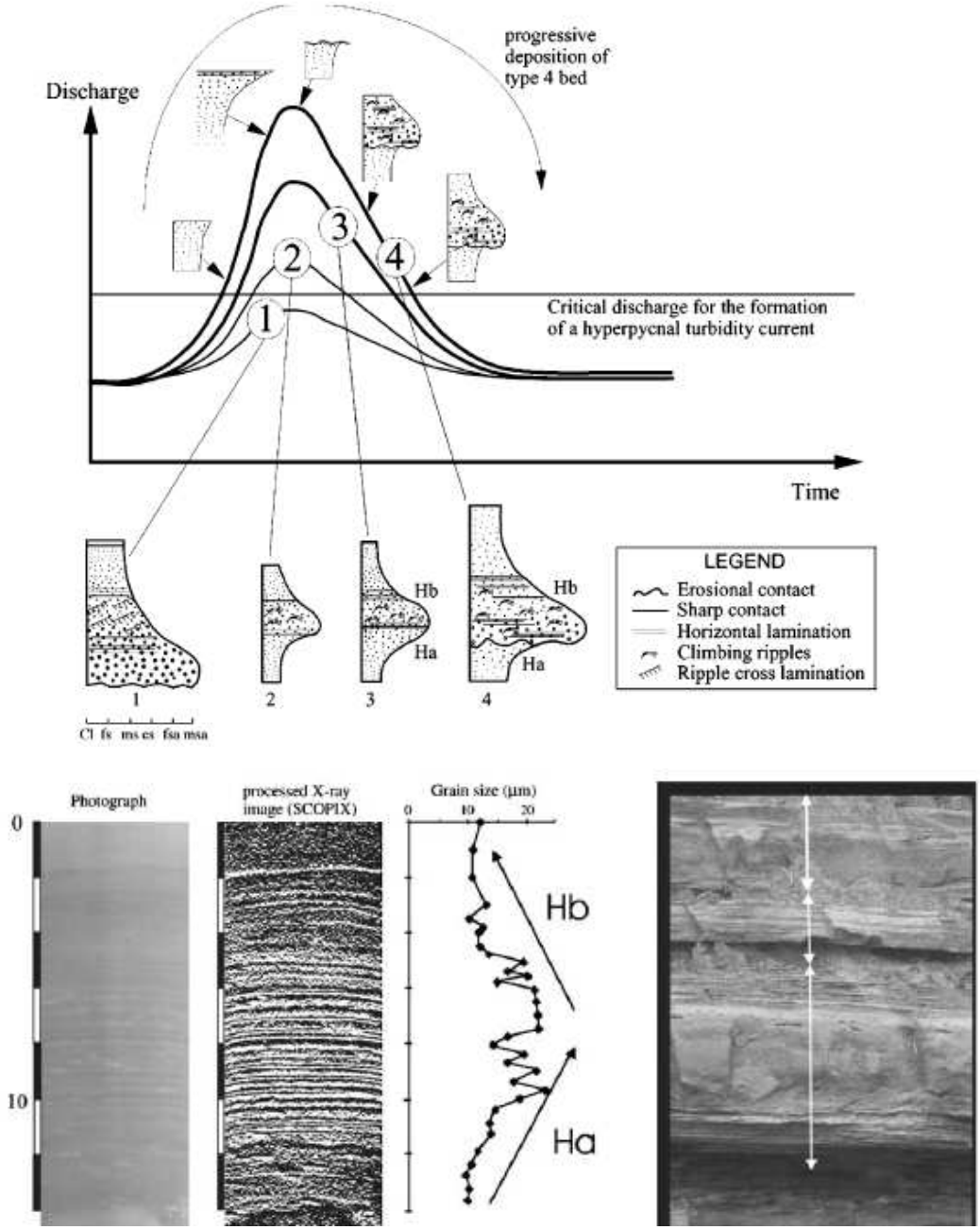


Figure II-7 :A. Facies sédimentaires des hyperpycnites et évolution de la séquence de dépôt en fonction de l'intensité de la crue et de l'évolution de 'hydrogramme de crue (Mulder et al., 2001a). B. Exemples d'hyperpycnites dans des environnements marins actuels (levée du Var) et anciens (Bassin Piémont Oligocène, sud des Apennins, Italie ; Mulder et al., 2003).

B - Architecture des systèmes turbiditiques

Les différents processus gravitaires que nous venons d'introduire façonnent et/ou ont façonné la morphologie et l'architecture des systèmes sédimentaires le long des marges continentales actuelles et fossiles. Le terme « système turbiditique » fait référence à l'ensemble des systèmes sédimentaires sous-marins ou les mécanismes d'érosion, de transit, et de dépôt des sédiments sont dominés par l'action de la gravité. Ces systèmes turbiditiques forment les accumulations sédimentaires les plus volumineuses dans les océans actuels. Plus de 50 années de recherche, menées à la fois dans les systèmes fossiles à l'affleurement, et dans les systèmes sous-marins actuels ou enfouis, ont prouvées que les systèmes turbiditiques montraient une variété considérable d'organisations et d'architectures sédimentaires à différentes échelles spatiales et temporelles. Cependant, ces études ont également montré que les processus gravitaires génèrent des éléments architecturaux élémentaires communs à la majeure partie des systèmes turbiditiques, actuels ou anciens (Mutti & Normark, 1991 ; Stow & Mayall, 2000 ; Posamentier & Kolla, 2003), que nous allons maintenant introduire.

1) *Les canyons*

Les canyons sont des vallées sous-marines caractérisées par des flancs généralement abrupts, un dénivelé amont-aval important, et une incision qui peut atteindre de 1000 à 3000 m de profondeur et jusqu'à 100 km de large (Galloway, 1998 ; Normark & Carlson, 2003). Ce sont des structures majoritairement érosives, qui forment les principales voies de transfert des sédiments du plateau continental vers les plaines abyssales (Fig. II-8). Les canyons sont généralement composés d'une partie amont nommée tête de canyon, qui forme une zone d'érosion intense en haut de pente continentale et qui peut inciser directement le plateau continental. Certains canyons sont alimentés dans leur partie amont par un réseau de ravines *(gullies)*, qui forment des systèmes érosifs immatures plus ou moins rectilignes de haut de pente (Fig. II-8). Le cours des canyons peut être influencé par l'héritage structural dans la pente (failles régionales ou des dômes salifères ; McHugh *et al.*, 1992 ; Greene *et al.*, 2002 ; Gaudin *et al.*, 2006). Certains canyons développent des thalwegs axiaux internes (incision axiale, Baztan *et al.*, 2005 ; Deptuck *et al.*, 2007), rectilignes ou sinueux. Aux embouchures de canyons, la morphologie évolue généralement vers des systèmes plus constructifs, lorsque le canyon n'incise plus la pente continentale. On passe alors à des systèmes de chenaux (voir ci-après). Les canyons dits matures sont en connexion directe avec une source sédimentaire (rebord de plateau continental, fleuve…), tandis que les canyons immatures n'atteignent pas le rebord de plateau continental et sont soumis à des apports sédimentaires moins importants et/ou moins fréquents (Goff, 2001).

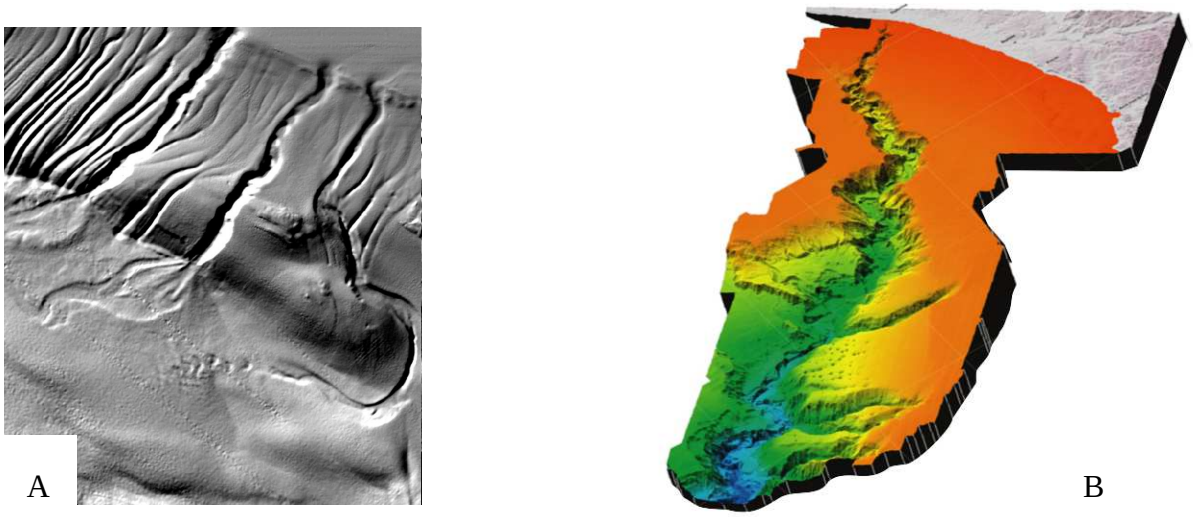


Figure II-8 : A. Bathymétrie ombrée de canyons et ravines sur une portion de la marge Californienne (Lee, 2004). B. Bathymétrie 3D du canyon de Capbreton (source : web IFREMER).

Trois hypothèses sont généralement proposées quant à l'origine des canyons sous-marins (Shepard, 1963 ; Farre *et al.*, 1983 ; Cremer *et al.*, 1985 ; Pratson & Coakley, 1996):

- l'érosion fluviatile lors d'une phase importante d'émersion ;
- une érosion régressive en tête de canyon, formée par la succession de glissements et/ou de courants gravitaires ;
- une érosion continue et progressive par des courants hyperpycnaux générés à l'embouchure des fleuves ;

Selon les modèles traditionnels de stratigraphie séquentielle, la formation et l'érosion des canyons se fait principalement durant la chute du niveau marin et le bas niveau marin relatif (Posamentier *et al.*, 1989). En période de haut niveau marin relatif, la tête de canyons peut être déconnectée de la source des apports, l'alimentation du canyon en particules est alors stoppée. Nous verrons toutefois au cours de ce chapitre (C) que dans certaines configurations (connexion directe avec l'embouchure du fleuve, phénomènes hydrodynamiques côtière, absence de plateau continental) l'alimentation des canyons perdure en période de remontée et de haut niveau marin relatif.

2) *Les chenaux et les complexes chenaux-levées*

Les chenaux se développent généralement à l'embouchure des canyons, dans la pente continentale inférieure ou dans la plaine abyssale. Leur morphologie dépend de rapport entre les processus d'érosion et de dépôt par les écoulements gravitaires (*i.e.* nature des sédiments transportés et gradient de pente). Classiquement, on distingue les chenaux « érosifs », les chenaux « constructifs » et les chenaux « mixtes » (Normark, 1970 ; Clark & Pickering, 1996 ; Fig. II-9). Les chenaux érosifs se développent préférentiellement dans les zones ou les gradients de pente sont relativement élevés, et/ou lorsque le matériel transporté est composé d'une fraction grossière significative (Galloway, 1998 ; Mutti & Normak, 1991). Ils sont

typiquement peu marqués topographiquement car ne construisent pas ou peu de levées (dépôts latéraux) (Fig. II-9). A l'inverse, les chenaux « constructifs » sont généralement sinueux voire méandriformes, et présentent des levées bien développées, qui atteignent plusieurs centaines de mètres de haut dans les parties proximales, et moins de 10 m dans les parties distales (Fig. II-7). On parle alors de système chenal/levée (Fig. II-9). Les chenaux peuvent être érosifs dans leur partie amont, puis passer à une morphologie de type « dépôt », relative à la perte d'énergie des écoulements gravitaires.

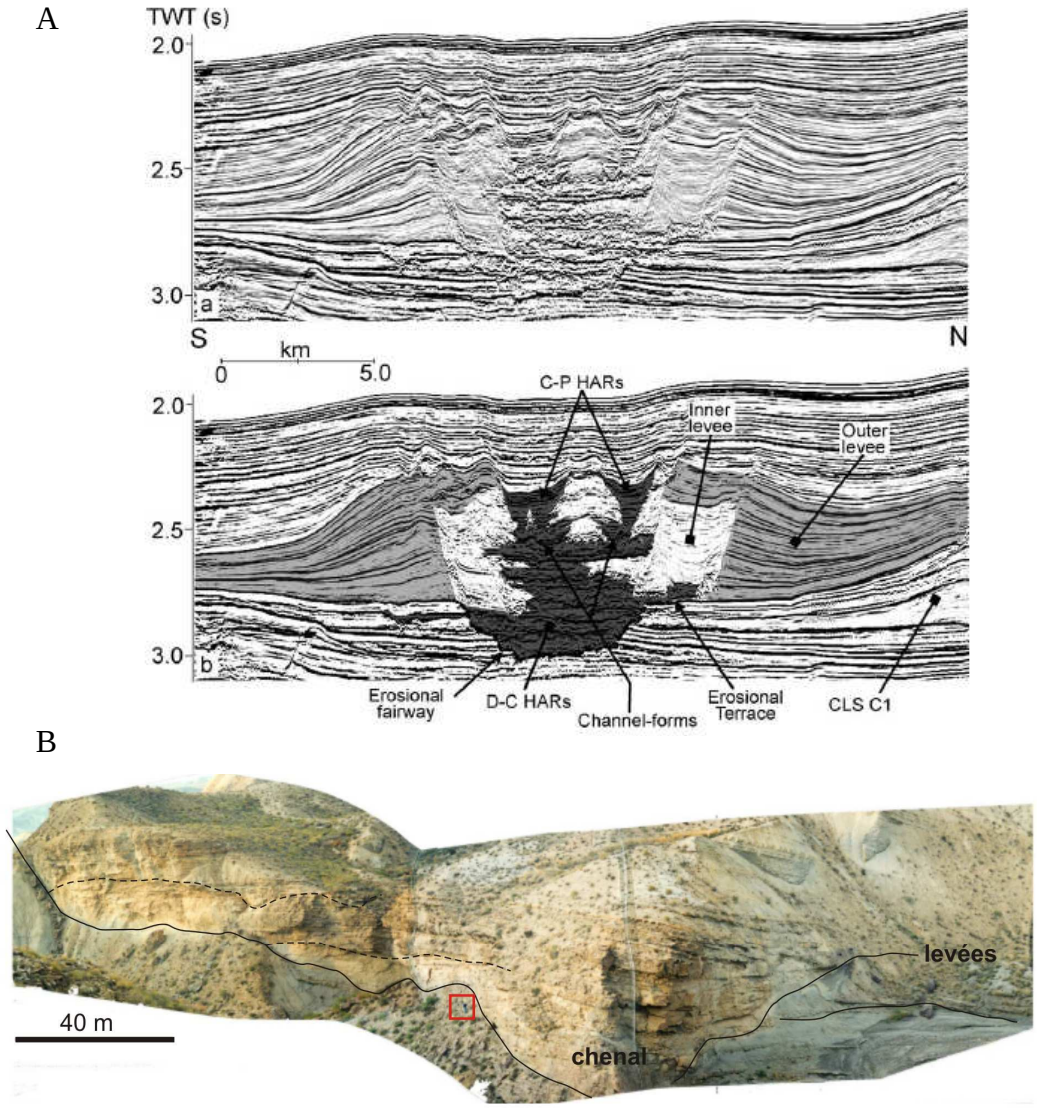


Figure II-9 : A) architecture sismique d'un large système chenal/levée (système « constructif ») dans le Miocène du système turbiditique de l'Indus ; B) architecture d'un chenal érosif de petite taille dans le Miocène supérieur du système turbiditique de Tabernas (SE Espagne ; Pickering et al., 2001). Dans les deux cas, l'architecture interne traduit les différentes phases d'évolution (aggradation / incision/migration) des systèmes chenalisés (modifié de Deptuck et al., 2007). Noter la différence d'échelle (l'homme dans l'encadré rouge donne l'échèlle du chenal à l'affleurement).

Les levées sont formées par les dépôts issus des débordements successifs de la partie supérieure (turbulente) des écoulements gravitaires transitant dans le chenal, lorsque cet écoulement dépasse la hauteur de la levée (Fig. II-10). Si ce phénomène est continu le long du chenal on parle d'*overspill* (Hiscott *et al.*, 1997), s' il est ponctuel au niveau d'un méandre ou d'un brusque changement de direction du chenal, on parle de *flow stripping* (Piper & Normark, 1983). Les levées observées dans les systèmes actuels sont souvent dissymétriques : la force de Coriolis dévie la partie turbulente des écoulements gravitaires sur la droite dans l'hémisphère Nord, et sur la gauche dans l'hémisphère Sud (Komar, 1969), entrainant la formation d'une levée hypertrophiée d'un côté et très peu développée de l'autre, *e.g.* le système chenal/levée du Monterey ou celui du Var (Piper & Savoye, 1993 ; Piper *et al.*, 1999). Un grand nombre de levées décrites dans la littérature présentent également sur leur flanc externe des champs de dunes sédimentaires *(sediment waves* ; Normark *et al.*, 1980 ; Carter *et al.*, 1990 ; Nakajima *et al.*, 1998 ; Migeon *et al.*, 2000 ; Wynn *et al.*, 2000b ; Migeon *et al.*, 2001 ; Zaragosi *et al.*, 2000 ; Wynn & Stow, 2002 a, b ; Ercilla *et al.*, 2002 ; Fig. II-10).

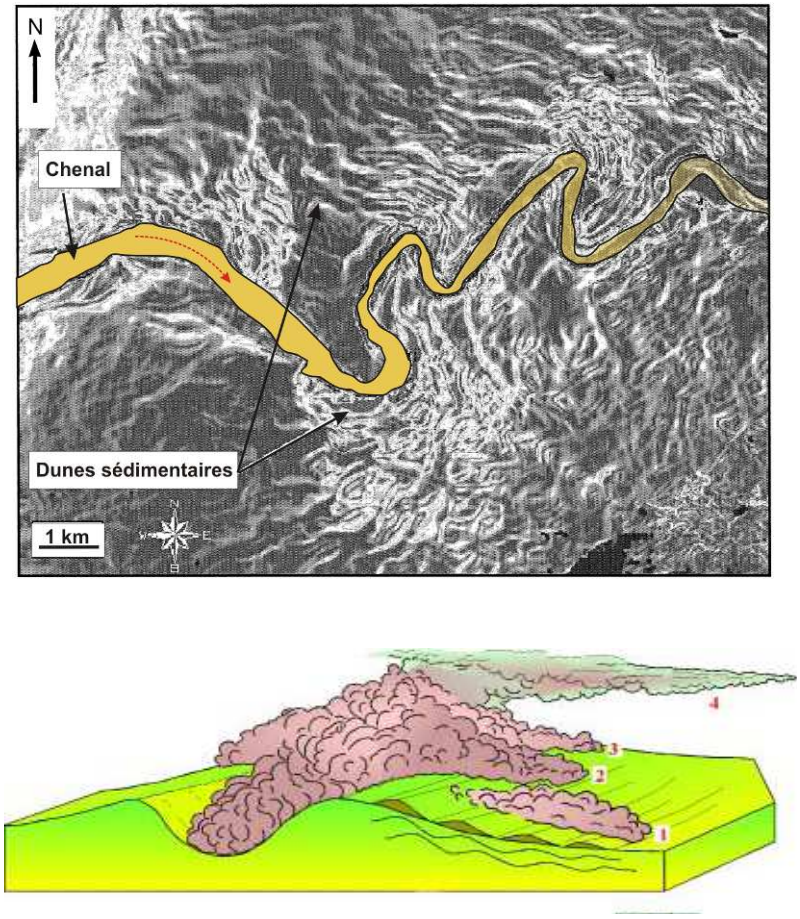


Figure II-10 : carte d'amplitude (issue de données sismique 3D) dans un système chenal/levée associé à un champ de dunes sédimentaires du Pléistocène du détroit de Macassar, Kalimantan, Indonésie (modifié de Normark et al., 2002) ; en-dessous : représentation schématique des processus de débordement amenant à la construction des dunes sédimentaires (Migeon, 2000).

Les dunes sédimentaires ont fait l'objet de nombreux travaux à la fois dans les systèmes naturels, et par le biais d'expérimentations (modélisation analogique et numérique). De nombreux auteurs concluent que les dunes sédimentaires sont des antidunes (Normark *et al.*, 1980 ; Migeon, 2000 ; Wynn & Stow, 2002a ; Ercilla *et al.*, 2002), d'autres que leur formation est liée à des ondes internes de lee (Flood, 1988), tandis que certaines études suggèrent que le processus de migration à contre-pente (vers l'amont) des dunes sédimentaires est autocontrôlé à partir du moment où la topographie est établie (Kubo & Nakajima, 2002 ; Normark *et al.*, 2002 ; Fildani *et al.*, 2006).

D'autre part, si les chenaux sont généralement directement connectés au canyon en amont, ils ont tendance à migrer en aval, plusieurs systèmes chenalisés sont ainsi initiés à partir d'un même chenal principal (Fig. II-9) : il s'agit du phénomène d'avulsion (Flood *et al.*, 1991). Initialement observée et décrite dans le système turbiditique de l'Amazone (Flood *et al.*, 1991 ; Flood & Piper, 1997 ; Lopez, 2001), l'avulsion des chenaux turbiditiques est initiée par la formation d'une brèche ou un effondrement dans une partie de la levée d'un chenal (par un écoulement ou par un glissement local, Fig. II-9). Les écoulement empruntent alors cette nouvelle voie et vont déposer rapidement leur charge sédimentaire grossière lorsqu'ils vont passer d'un état chenalisé (en amont) à non chenalisé (fig. II-9). Ces dépôts grossiers, souvent tabulaires, nommés HARPs (pour *High Amplitude Reflection Packets*) sont observés à la base de la très grande majorité des chenaux turbiditiques, dans les systèmes actuels ou fossiles (Peakall *et al.*, 2000). La construction progressive des levées initie ensuite la formation d'un nouveau système chenal/levée, tandis que le système précédent est abandonné (Flood & Piper, 1997).

Dans le détail, signalons que de très nombreux travaux ont récemment permis de mettre en évidence l'architecture interne des systèmes chenaux/levées, les phénomènes de migration et d'aggradation des complexes chenalisés au cours du temps, et la dynamique interne des écoulements gravitaires dans ces chenaux (Peakall *et al.*, 2000 ; Wynn *et al.*, 2007). Se basant sur des observations de terrain détaillées (Eschard *et al.*, 2003 ; Gardner *et al.*, 2003 ; Schwab *et al.*, 2007 ; Labourdette *et al.*, 2008), des données de sismique 3D (Abreu *et al.*, 2003 ; Deptuck *et al.*, 2003 ; Gee & Gawthorpe, 2006 ; Deptuck *et al.*, 2007 ; Kolla, 2007) ou des modèle numériques (Keevil *et al.*, 2006 ; Peakall *et al.*, 2007 ; Keevil *et al.*, 2007), ces nouvelles observations permettent notamment d'affiner les modèles de prédiction des hétérogénéités et donc du potentiel réservoir des complexes chenaux/levées.

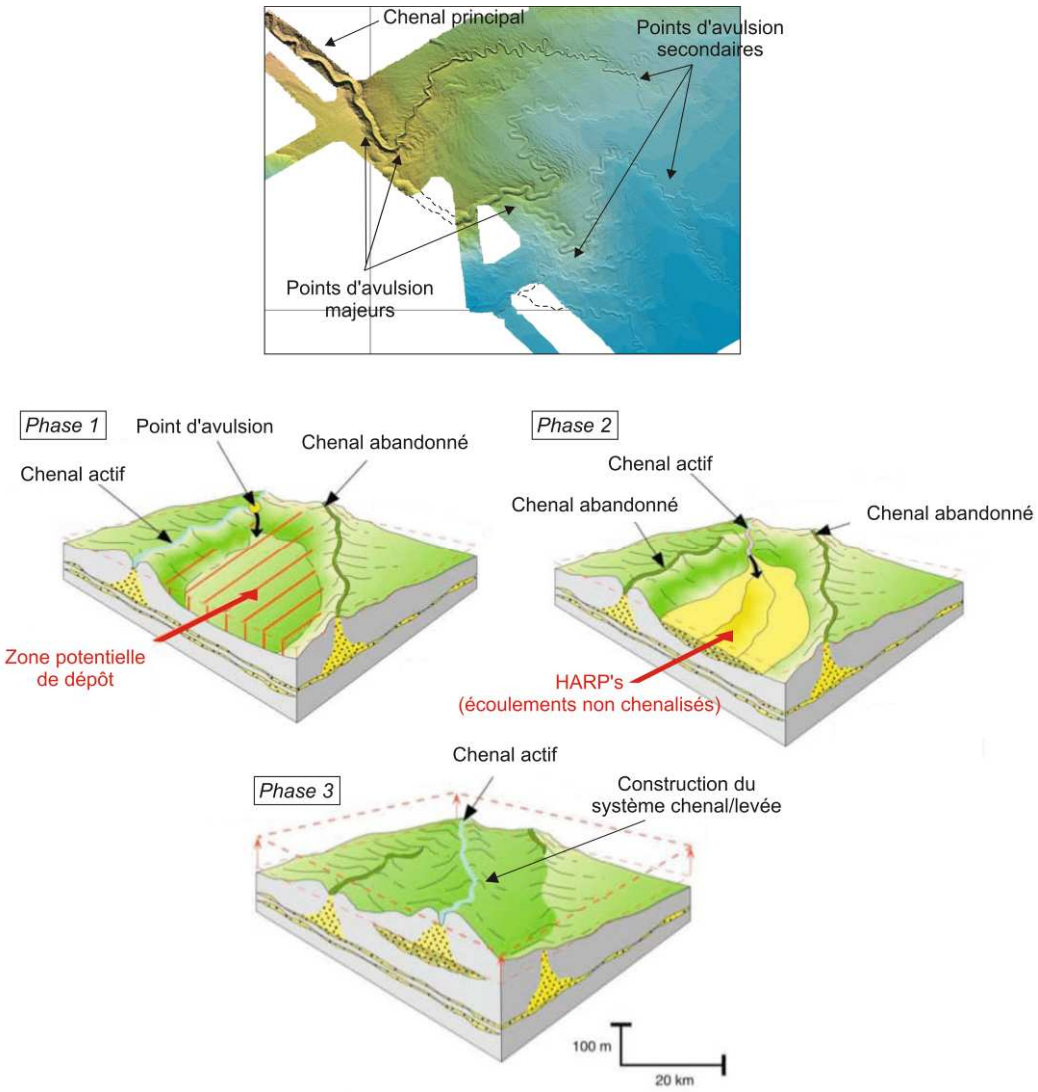


Figure II-11 : bloc diagramme illustrant le processus d'avulsion dans le cas du système turbiditique quaternaire de l'Amazone (modifié de Lopez, 2001, basé sur Flood et Piper, 1997). Illustration de ce phénomène d'avulsion dans le cas des complexes chenaux-levées du système turbiditique du Danube en Mer Noire (bathymétrie ombrée modifiée de Bourget (2006).

3) *Les lobes turbiditiques*

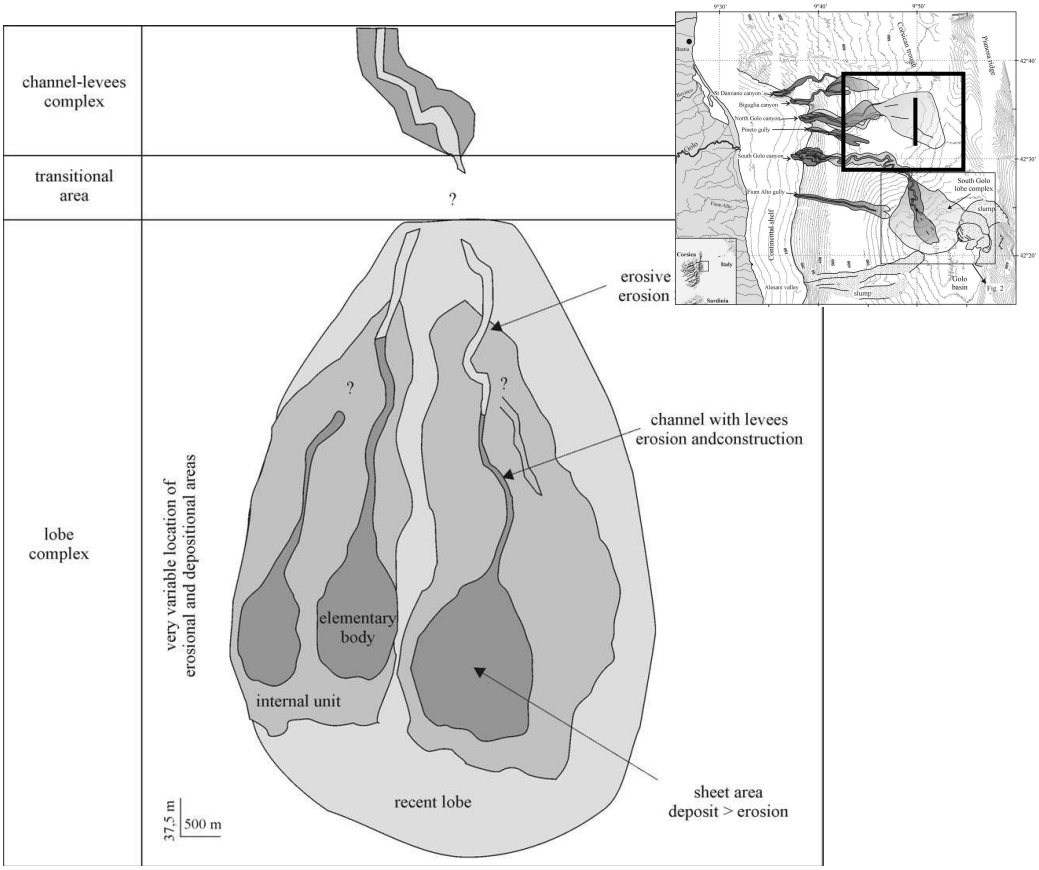
Dans la très grande majorité des systèmes turbiditiques analysés (actuels ou anciens), le transport des sédiments se fait le long d'un *continuum* le long d'un axe « canyon-chenal/levée » : le tri des sédiments dans les écoulements s'effectue par appauvrissement en sédiments « fins » (sables très fins, silts et argiles) par débordement au dessus des levées, et l'écoulement s'enrichi donc (proportionnellement) en matériel grossier dans les parties distales des systèmes chenalisés (Alexander & Morris, 1994). C'est ainsi que les principales accumulations sableuses des systèmes turbiditiques en domaine silicoclastique sont observées dans les zones distales, sous la forme de « lobes turbiditiques sableux ».

En raison de la multiplication des travaux à des échelles et des moyens d'investigation différents, la définition du terme « lobe » est longtemps restée floue et sujette à controverses (Shanmugam & Moiola, 1988), bien que de nombreux auteurs aient essayé de clarifier les différents concepts (Mutti & Normark, 1987 ; Mutti & Normark, 1991 ; Shanmugam & Moiola, 1991). Cependant, le terme « lobe turbiditique » est aujourd'hui communément utilisé pour décrire un objet sédimentaire riche en sable, de forme lobée, se situant au débouché d'une vallée sous-marine, d'un système chenal-levée ou d'un chenal. Les lobes constituent une zone de dépôt préférentiel (Normark, 1978) et représente le point le plus distal d'apport en sable dans le bassin (Mutti & Normark, 1991). Leur extension varie de quelques mètres à plusieurs kilomètres (Mutti, 1985).

L'investigation des zones distales des systèmes turbiditiques modernes ayant été limitée techniquement avant le milieu des années 90, la connaissance des lobes turbiditiques sableux tenait alors majoritairement aux études réalisées dans les systèmes anciens (Mutti & Ricci Lucchi, 1972 ; Mutti & Normark, 1987 ; Mutti & Normark, 1991). Ces travaux ont fourni de très nombreux détails sur les faciès sédimentaires et leur succession verticale, mais les sections étudiées n'offraient que peu de détail sur la variabilité architecturale à plus grande échelle (*e.g.*, Deptuck *et al.*, 2008). C'est ainsi que les lobes turbiditiques ont longtemps été considérés comme des zones de dépôts de sables tabulaires, peu chenalisés, avec une continuité latérale importante, et donc un potentiel réservoir significatif (Mutti & Normark, 1987). Depuis, les travaux réalisés dans de nombreux systèmes turbiditiques récents ont permis d'affiner les modèles de construction et d'architecture dans ces environnements de dépôt (une synthèse exhaustive de ces travaux est énoncée dans Bonnel, 2005). Plus particulièrement, le chantier récent de la marge est-Corse (Gervais *et al.*, 2006a, b ; Deptuck *et al.*, 2008) a permis des avancées majeures sur la compréhension des mécanismes de mise en place des lobes sableux, sur la relation entre morphologie/architecture du lobe et système amont, et sur leur évolution temporelle et leur préservation (Fig. II-10). L'analyse des données sismiques montra ainsi que les lobes au débouché des principaux systèmes chenal/levée (stables) de la marge formaient en fait des complexes sédimentaires composés de plusieurs unités internes, construites par une succession de corps élémentaires déposées par chaque écoulement gravitaire (Gervais *et al.*, 2006b). La présence d'une zone chenalisée (chenaux distributaires ou secondaires) dans la partie proximale des complexes de lobes peut induire une hétérogénéité importante dans les dépôts sableux. L'architecture sédimentaire des unités internes et des corps élémentaires est principalement guidée par la topographie pré-existante (Fig. II-10), *i.e.* les dépôts se font suivant des cycles de compensation (Deptuck *et al.*, 2008) tels qu'ils ont été définis par Mutti & Sonnino (1981). Des lobes sableux de taille réduite, marqués par une architecture simple, se développent dans la pente et en pied de pente, au débouché des ravines et chenaux érosifs non matures (Deptuck *et al.*, 2008). A l'inverse, l'observation récente des complexes de lobes dans les larges systèmes turbiditiques riches en vase en aval des grands fleuves (Nile, Amazone, Mississippi etc…) montre une architecture et une lithologie différente. Ces systèmes sont caractérisés par des lobes distaux très étendus et

chenalisés, composés d'une grande variété de dépôts allants des turbidites argileuses aux débrites sableuses (Twichell *et al.*, 1992 ; Bonnel, 2005 ; Migeon *et al.*, soumis).

La morphologie, l'architecture interne et les faciès sédimentaires rencontrés dans les lobes semblent donc dépendre de nombreux paramètres tels que les propriétés des écoulements gravitaires responsables de leur mise en place (concentration, rapport sable/argile, …), leur fréquence et leur variabilité dans le temps, la géométrie et la stabilité des systèmes chenalisés en amont, ou encore la configuration du dépocentre (confinement, héritage structural… ; Galloway, 1998 ; Deptuck *et al.*, 2008). L'étude des lobes turbiditiques peut donc apporter d'importantes informations quant aux caractéristiques des écoulements gravitaires et aux propriétés des sources sédimentaires (alimentation du système dans le temps). Les lobes représentant un fort potentiel de réservoir d'hydrocarbures, la prédiction des volumes sédimentaires et des hétérogénéités sont également des paramètres fondamentaux pour l'industrie (Piper & Normark, 2001).



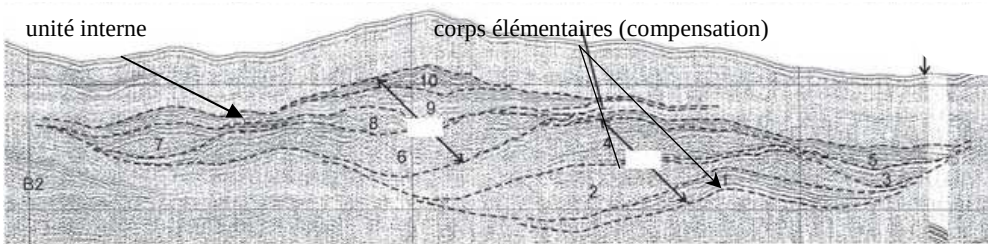


Figure II-12 (page précédente): diagramme synthétique de l'organisation architecturale du lobe sableux récent (Pléistocène) du système turbiditique du Golo (marge est-corse, Gervais et al., 2006b) et coupe sismique dans un complexe de lobes au nord de la marge montrant l'organisation des corps élémentaires suivant les cycles de compensation définis par Mutti & Sonnino (1981).

En sub-surface, les lobes sableux actuels montrent également une signature acoustique différente suivant les systèmes turbiditiques et les appareils d'investigation acoustique utilisés (Unterseh, 1999 ; Baltzer *et al.*, 2000). Certains lobes turbiditiques sont caractérisés par un faciès acoustique globalement réflectif (*e.g.*, les lobes récents du Mississippi, du Nil, et du Zaire) tandis que d'autres lobes sont dominés par de faibles réflectivités (*e.g.*, les lobes récents du Var, du Celtic, de l'Amazone ; Twichell *et al.*, 1992 ; Zaragosi *et al.*, 2000 ; Bonnel, 2005 ; Jegou *et al.*, 2008). Les lobes turbiditiques formant des accumulations sableuses significatives dans les océans modernes, la compréhension de leur impact pour l'acoustique marine est fondamentale, notamment dans le cadre de la navigation et de la lutte anti sous-marine (Garlan, 2004).

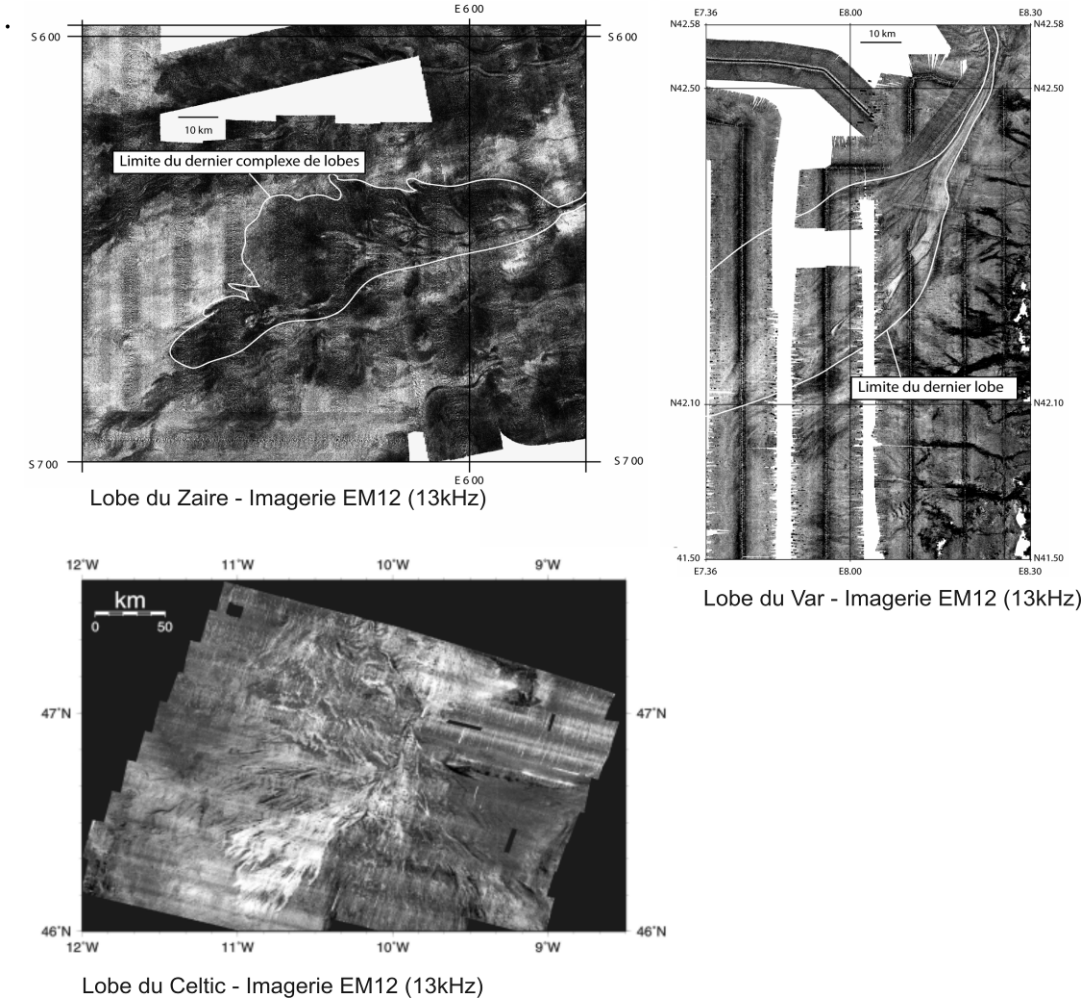


Figure II-13 : faciès acoustiques des lobes récents du système turbiditique du Zaïre, du Var, et du Celtic (imagerie multi-faisceaux EM12 – fréquence d'émission de 13 kHz) ; images modifiées de Bonnel (2005) et Zaragosi (2001). Les tons clairs représentent des faibles réflectivités, tandis que les tons foncés représentent des fortes réflectivités.

Nous nous attacherons dans cette étude à caractériser la morphologie et si possible, la structure interne des zones d'accumulations sableuses au débouché des canyons et des chenaux turbiditiques, dans les différents contextes tectoniques et physiographiques des marges étudiées. L'impact des lobes sur l'acoustique marine sera également envisagé (Chapitre VIII).

4) *Modèles synthétiques et classification des systèmes turbiditiques*

La nécessité de classification et de comparaison des systèmes turbiditiques poussa rapidement les géologues à l'élaboration de modèles conceptuels synthétiques. Une synthèse exhaustive de l'historique des classifications et de l'évolution des connaissances sur les systèmes de dépôts gravitaires a récemment été effectuée par Mutti *et al.* (2009).

Nous retiendrons que plusieurs modèles se sont ainsi succédés, introduisant des termes différents, dépendant des morphologies (Gorsline & Emery, 1959 ; Normark, 1970 ; Mutti & Ricci Lucchi, 1972), de l'organisation des faciès de dépôts au sein de l'éventail (Walker, 1978), de la nature des apports (Normark, 1978), du concept d'efficacité de transport (Mutti, 1979), ou encore le développement de modèles multi-sources (Chan & Dott, 1983 ; Heller & Dickinson, 1985).

Cependant, chacun de ces modèles ne prenant pas en compte l'interaction complexe existant entre les différents facteurs contrôlant le développement des systèmes turbiditiques, ils restaient difficilement généralisables à l'ensemble des environnements étudiés dans l'ancien et l'actuel. C'est pourquoi plusieurs auteurs proposèrent d'abandonner les modèles (Normark & Piper, 1991 ; Mutti, 1992 ; Shanmugam, 2000), et de travailler sur les éléments architecturaux communs à la grande majorité des systèmes turbiditiques alors découverts (Mutti & Normark, 1991), que nous avons décrits précédemment.

La nécessité d'établir une classification synthétique pour l'industrie pétrolière amena Reading & Richards (1994) à proposer une classification des systèmes gravitaires connus, prenant en compte l'impact des facteurs de contrôle sur le développement des systèmes turbiditiques et regroupant l'ensemble des notions évoquées précédemment. Ainsi, cette classification se base sur la nature (granularité) des apports et sur la morphologie du système d'alimentation (système ponctuel ou multisource) pour présenter un nombre limite (12) de « systèmes turbiditiques »-types, autour de trois pôles (Fig. II-14) :

- les éventails (systèmes canyons-chenaux-levées-lobes) localisés au débouché d'une source ponctuelle ;

- les systèmes à sources multiples (rampe turbiditiques) ;

- les systèmes non chenalisés de pied de pente (*slope aprons*), c'est-à-dire à sources linéaires multiples.

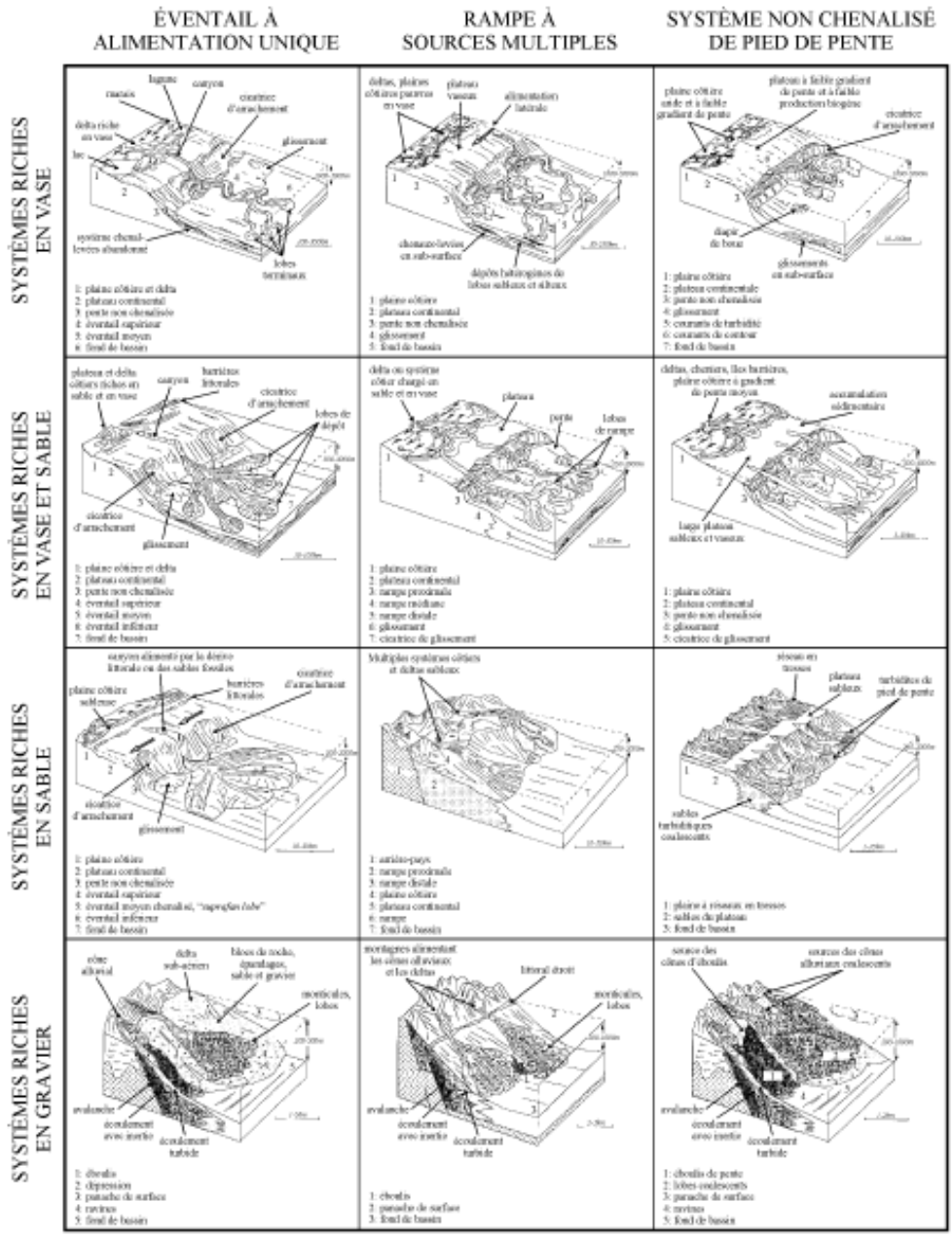


Figure II-14 : classification des systèmes turbiditiques profonds actuels sur les bassins marginaux basée sur le volume et la granularité des particules disponibles et sur la nature du système d'alimentation (Reading & Richards, 1994).

Cette classification a l'avantage d'être applicable à un plus grand nombre de systèmes naturels, et également d'envisager l'évolution de ces systèmes d'une position vers l'autre au cours du temps. Cependant, la multiplication des études de détail sur les systèmes turbiditiques et l'amélioration des moyens d'investigation (forages profonds, sismique haute résolution et 3D…) ont mis en évidence l'extrême variabilité des architectures sédimentaires et la complexité des interactions entre chaque facteur de contrôle géologique à différentes échelles (Eschard, 2001).

C - Facteurs de contrôle sur l'architecture et le développement des systèmes turbiditiques

En tant qu'étape finale du processus d'érosion, de transport et de dépôt des sédiments sur les marges continentales, le développement des systèmes turbiditiques dépend logiquement des interactions dans le temps et l'espace entre les différentes sphères terrestres (géosphère, hydrosphère, atmosphère, cryosphère et biosphère). Au premier ordre, le climat et la tectonique sont les deux forçages planétaires universels qui se répercutent à plusieurs échelles. Ils vont déterminer les paramètres morphologiques et dynamiques du système de la source au bassin, et contrôler les interactions entre les principaux paramètres externes (ou « allocycliques ») qui influencent le développement des systèmes turbiditiques :

- les caractéristiques du système de drainage continental (morphologie et extension du/des bassin(s) versant(s), nature, source et volume des sédiments transportés, dynamique des embouchures, type d'érosion) et du plateau continental (extension, processus hydrodynamiques, proximité des canyons…).
- les variations climato-eustatiques et leur impact sur la fréquence et la nature des apports sédimentaires dans le domaine marin.
- le contexte tectonique dans le bassin (structure et extension du/des dépocentre(s), géométrie, déformation, subsidence, soulèvement).

La grande variabilité et l'interaction entre ces facteurs, difficilement quantifiables, conduisent à l'édification de systèmes dont la taille, la géométrie, les faciès et l'architecture sont variables (Stow *et al.*, 1985 ; Richards *et al.*, 1998 ; Bouma, 2000 ; Eschard, 2001 ; Piper & Normark, 2001). Notre étude se basant sur l'analyse morphologique et sédimentaire de marges localisées dans des contextes tectoniques et climatiques particuliers (Chapitre I), nous proposons ici d'introduire succinctement les principaux concepts et connaissances concernant le rôle et l'importance de ces différents facteurs de contrôle.

1) *Caractéristiques du système de drainage continental*

Les paramètres morphologiques du système de drainage continental dépendent des forçages tectoniques (relief et distance à la côte des massifs, structure continentale, taux de soulèvement, lithologie…) et climatiques (transport fluvial, présence de végétation, réajustements climatiques, production de sédiments et taux et type d'érosion…). Ces paramètres sont les principaux facteurs qui vont influencer la dynamique de transport et d'érosion des sédiments sur les continents et donc les apports sédimentaires aux embouchures, sur des échelles de temps allant de 10^0 à 10^5 ans (Milliman & Meade, 1983 ; Syvitski & Milliman, 2007). L'évolution géologique régionale contrôle majoritairement l'évolution des bassins versants sur des échelles plus grandes (> 10^6 ans).

Généralement, les grands fleuves se développant le long des marges passives sont caractérisés par de larges bassins versants (> 10^4 km^2), comprenant de vastes plaines alluviales à faibles gradients (< 5 $m.km^{-1}$, représentant plus de 40 % de la surface totale du bassin versant ; Fig. II-15). A l'inverse, les rivières qui se développent le long des marges actives forment généralement des systèmes plus courts avec des bassins versants plus réduits (< 10^4 km^2), drainant des reliefs proches des côtes (Milliman & Syvitski, 1992 ; Mulder & Syvitski, 1996 ; Sømme *et al.*, 2009). Ces rivières sont marquées par des gradients élevés (>> 5 $m.km^{-1}$), plus constants (Fig. II-15), et des plaines alluviales très restreintes à absentes (< 20 % de la surface totale du bassin versant).

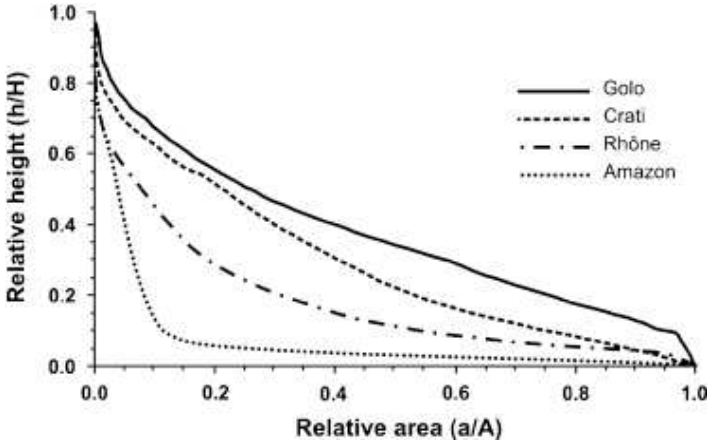


Figure II-15 : distribution des reliefs relatifs en fonction de l'extension relative des systèmes fluviatiles du Golo, du Crati, de l'Amazone, et du Rhône, montrant les différences entre les bassins versants des grands fleuves typiques des marges passives et les petits systèmes typiques des marges actives. Cette distribution des gradients est fondamentale dans la capacité de stockage des sédiments et le temps de réponse des systèmes fluviatiles aux changements des facteurs de contrôle (Sømme et al., 2009).

Les petits systèmes sont marqués par une capacité de stockage sédimentaire faible le long de leur cours (Sømme *et al.*, 2009). En théorie, ils sont également caractérisés par une réponse rapide aux événements de crue extrême tels que les cyclones, tempêtes et pluies de mousson, au cours desquelles les débits liquides et solides sont augmentés considérablement aux embouchures : on parle de systèmes « réactifs » d'un point de vue dynamique (Paola *et al.*, 1992 ; Allen, 2008). Ces rivières apportent potentiellement une quantité considérable de sédiments à la côte lors d'événements de courte durée. Le tri des particules dans ces systèmes est moins effectif que pour les grands fleuves et la contribution du transport par *bed-load* est importante. Inversement, les larges plaines alluviales le long des bassins versants étendus des grands fleuves tendent à limiter (« contenir ») l'action des crues, et à stocker le matériel le plus grossier là où les écoulements perdent de leur compétence. Ces fleuves apportent des volumes sédimentaires importants de façon assez stable, et dans des concentrations relativement faibles (Mulder, 2000). Une part significative va être piégée et

stockée dans les vastes deltas à leurs embouchures (*e.g.*, les fleuves du Mississippi, du Nil, de l'Amazone, du Ganges, de l'Indus, ou du Yangtze ; Milliman & Syvitski, 1992). A plus long terme (> 1000 ans), les modèles théoriques prédisent un temps de réponse/réajustement plus bref aux modifications des paramètres climatiques et tectoniques pour les petits systèmes fluviatiles de marges actives (Fig. II-16). Ces marges sont donc, en théorie, plus sensibles à la variabilité des flux sédimentaires (Paola et al., 1992 ; Castelltort & Van Den Driessche, 2003 ; Van Den Berg Van Saparoea & Postma, 2008 ; Sømme *et al.*, 2009). A notre connaissance, il n'existe cependant pas de systèmes naturels pour lequels cette tendance a pu être vérifiée à l'échèlle du bassin. La reconstruction de l'activité sédimentaire du Quaternaire terminal sur la marge active du Makran, nottament, nous permettra de tester ces concepts.

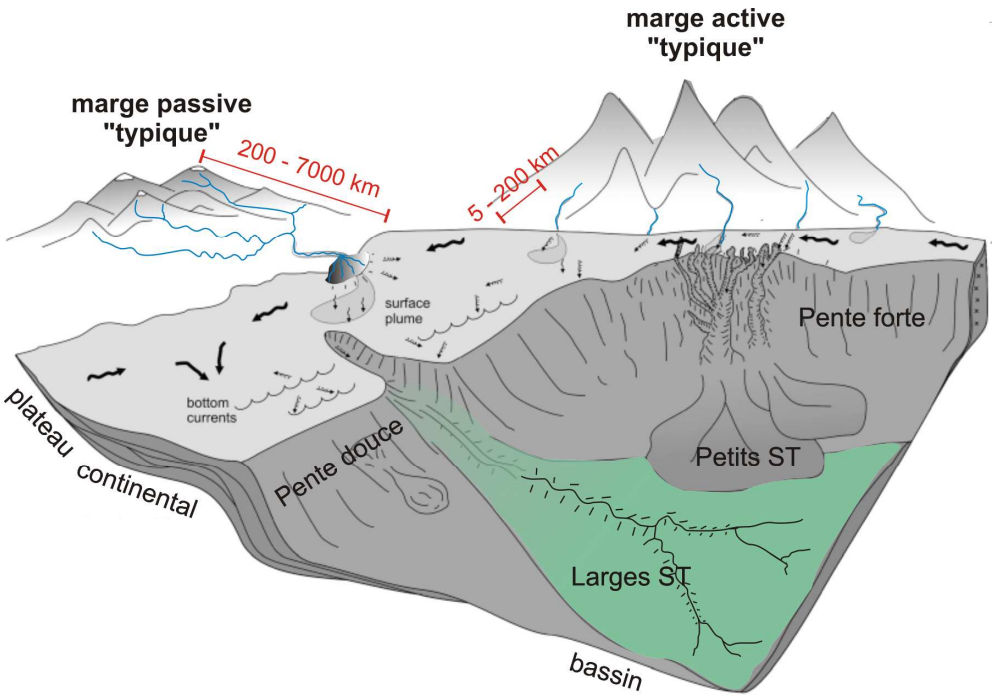


Figure II-16 : Schéma conceptuel montrant les principaux traits morphologiques généralement observés le long des marges passives et actives, des bassins versants jusqu'aux systèmes turbiditiques, dans des conditions de haut niveau marin relatif (modifié de Sømme et al., 2009). Noter que ce schéma ne prend pas en compte le climat, la dynamique des embouchures (grands deltas, estuaires, fan-deltas), la structure du bassin, ou encore l'architecture interne des systèmes turbiditiques.

2) *La zone de transition : le plateau continental*

La morphologie et l'extension du plateau continental jouent un rôle capital dans le contrôle spatial et temporel du transit sédimentaire du domaine continental vers le domaine marin (Wetzel, 1993 ; Eschard, 2001 ; Sømme *et al.*, 2009). Les marges actives sont classiquement associées à des plateaux continentaux réduits, favorisant un transfert rapide et/ou direct des sédiments vers le bassin lors des crues. La capacité de stockage des sédiments

est réduite, et s'illustre par le développement de barres d'embouchures, et de fronts de deltas/fan-deltas grossiers, accumulés lors des crues (*e.g.*, Mutti et al., 2003).

Inversement, la capacité de stockage sédimentaire est plus importante le long des vastes plateaux continentaux immergés (en période de haut-niveau marin) typiques des marges passives (Milliman & Syvitski, 1992 ; Sømme *et al.*, 2009). Les plateaux développés favorisent également le remaniement et la dispersion des sédiments par les processus hydrodynamiques côtiers (houle, marée, courants de dérive littorale…). Ainsi, dans le cas de l'Amazone, plus de la moitié du volume sédimentaire actuel apporté sur la plateforme est redistribué par la dérive littorale vers le delta de l'Orénoque (Sømme *et al.*, 2009). La présence de canyons sous-marins très incisés (proches de l'embouchure et/ou du delta ; *e.g.*, cas du Zaïre actuel), le type d'embouchure fluviale (estuaire, delta dominé par le fleuve…) et la distribution des embouchures (fleuve majeur créant une source ponctuelle, petites rivières distribuées le long de la côte…), et les courants côtiers (dérive littorale, courants tidaux…) sont également des paramètres importants dans la capacité et mécanismes de transfert des sédiments vers le domaine marin (Wetzel, 1993 ; Reading & Richards, 1994 ; Eschard, 2001).

3) *Variations climato-eustatiques*

a. Eustatisme

L'importance des variations eustatiques sur les taux et mécanismes d'apports sédimentaires dans les bassins ont été illustrés dans le modèle de base de stratigraphie séquentielle proposé par Vail & Mitchum (1977). Dans ce modèle, les bas niveaux marins relatifs sont associés à l'incision de la plateforme continentale et le développement des systèmes turbiditiques dans le bassin, tandis que les hauts niveaux marins relatifs sont caractérisés par le stockage des sédiments sur le plateau et l'arrêt progressif de l'alimentation du bassin. Depuis ce modèle, et malgré l'absence de calages stratigraphiques précis dans les environnements profonds, les travaux de Posamentier *et al.* (1989, 1991), Bouma *et al.* (1989), Posamentier & Weimer, (1993), ou Posamentier & Kolla (2003) ont abouti à la création d'un modèle stratigraphique prédictif idéal, sur la base de l'observation fréquente d'un cycle séquentiel de dépôt dans différents systèmes turbiditiques comprenant (Fig. II-17) :

- la mise en place dans le bassin de dépôts de transport en masse (MTDs) issus de glissements générés lors de la chute relative du niveau marin.
- en période de fin de chute et de bas niveau marin relatif, le trait de côte se rapproche de la rupture de pente, l'érosion fluviatile provoque la formation de vallées incisées sur la plateforme émergée, et l'érosion des canyons sous-marins s'intensifie. Les systèmes turbiditiques se construisent alors et sont marqués par une alimentation en sable importante et la construction de systèmes chenalisés peu matures et de lobes sableux. En fin de période de bas niveau et en début de remontée, le rapport

sable/argile diminue et des systèmes chenaux-levées constructifs ont tendance à se former, devenant de plus en plus méandriformes ;

- pendant cette période de remontée du niveau marin, l'augmentation des taux de stockage sur le plateau externe et du haut de pente, accompagnés d'une nouvelle surcharge hydrostatique, provoquent un déséquilibre des conditions sur le haut de pente. Une autre période de déstabilisations de pente se produit, pouvant former une nouvelle fois des MTD (Haq, 1993 ; Maslin *et al.*, 2005) ;
- enfin, en période de haut niveau marin établi, les sédiments ont tendance à s'accumuler sur la plateforme, si elle est suffisamment large. Les systèmes turbiditiques profonds ne sont plus alimentés et la sédimentation hémipélagique devient le processus dominant dans le bassin (niveaux condensés de Posamentier & Kolla, 2003).
-

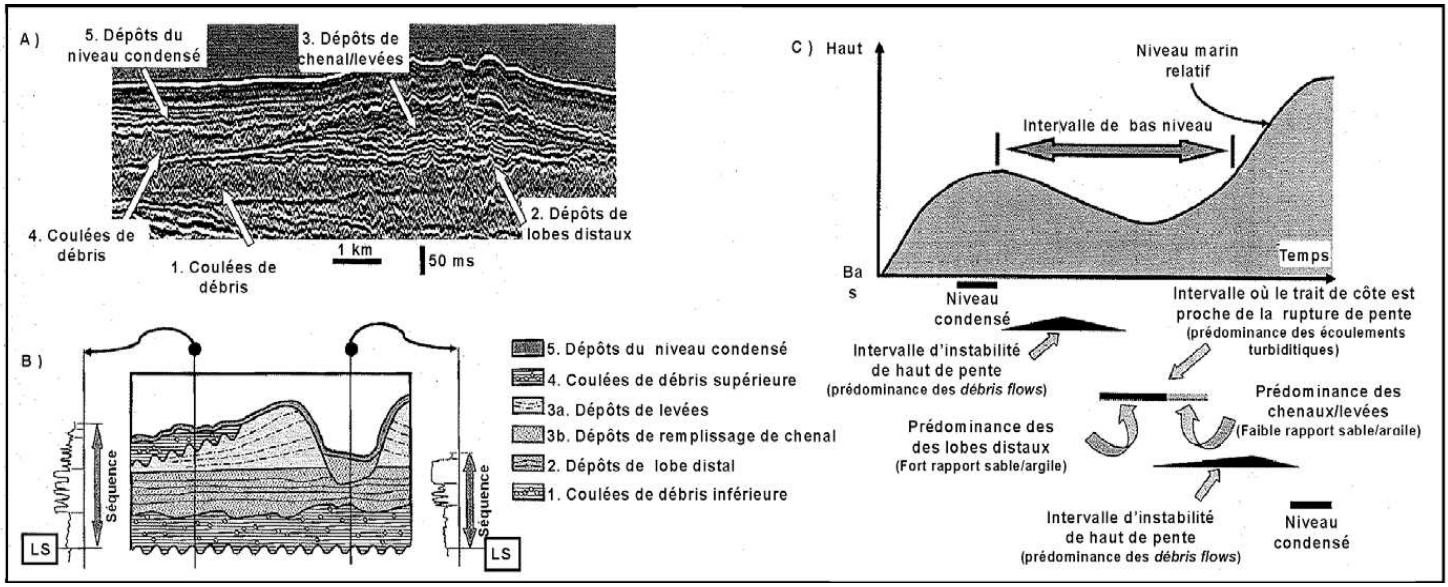


Figure II-17 : cycle séquentiel de dépôt dans les environnements turbiditiques lors d'un cycle de chute et de remontée du niveau marin relatif (B et C), et application à l'offshore indonésien (A) (Posamentier & Kolla, 2003).

Si ce modèle stratigraphique à haute-fréquence semble globalement applicable, de nombreux travaux montrent que cette séquence n'est pas systématiquement observée, en fonction de la localisation dans le bassin (pente continentale, bassin distal…), en fonction de la nature et du nombre d'avulsions (forçages autocycliques), mais également selon les caractéristiques locales des marges (Posamentier & Kolla, 2003). Ainsi, d'autres études ont mis en évidence que les déstabilisations de pente peuvent se produire indépendamment des conditions eustatiques, en faveur de taux de sédimentation importants sur la pente continentale (McHugh & Olson, 2002 ; Ducassou, 2006). De la même façon, l'alimentation de certains systèmes turbiditiques (Hueneme, Dume, et La Jolla sur la marge californienne,

marge de Cascadia, système turbiditique du Var en France, etc.) est effective à l'Holocène récent (*i.e.*, en haut niveau marin établi) en raison des conditions physiographiques, tectoniques, ou hydroclimatiques locales (Mulder *et al.*, 2001b ; Piper *et al.*, 1999 ; Goldfinger *et al.*, 2007 ; Covault *et al.*, 2007). Dans le système turbiditique quaternaire du Nil, les travaux de Ducassou et al., (*sous presse*) montrent ainsi que le forçage climatique (phases humides / arides) se surimpose au contrôle eustatique « classique » et modifie les taux, la nature, et les mécanismes d'apports dans le temps, compliquant le modèle stratigraphique de base (Posamentier *et al.*, 1991).

b. Variations climatiques

Le climat peut jouer un rôle majeur sur la sédimentation silico-clastique à des échelles de temps < 10^5 ans (*i.e.* aux échelles des cycles de Milankovitch ; Perlmutter & Mattews, 1989; Paola *et al.*, 1992). Cet impact a surtout été mis en évidence sur la dynamqiue sédimentaire continentale (bassins versants) et marginale (plateforme). En effet, le climat est un facteur de contrôle important sur les taux et mécanismes d'érosion et de production des sédiments *(sediment yield)*, et sur la capacité (ou efficacité) de transport par les rivières *(discharge).*

En milieu aride, la couverture végétale est peu développée voir absente, les rivières ont un régime intermittent et le transport des sédiments se fait lors d'événements de crue plus ou moins récurrents. La capacité d'érosion et de production de sédiments dans ce type d'environnement est grande, et une part significative du transport fluviatile est réalisé par *bed-load* (Laronne & Reid, 1993 ; Molnar, 2001). Cependant, les faibles précipitations et le régime hydraulique engendrent une capacité de transport fluviatile faible. Cette dynamique s'illustre par le développement de systèmes en tresses *(braided channels)* riches en éléments grossiers (graviers, sables), qui peuvent être associés latéralement et des dépôts éoliens (Blum & Törnqvist, 2000). En milieu humide, le couvert végétal limite l'érosion et la production de matériel grossier, les sédiments sont majoritairement transportés en suspension et les débits sont plus importants. Cette dynamique est généralement associée à des rivières méandriformes incisées (Blum & Törnqvist, 2000).

Les variations climatiques (humide/aride) vont donc faire évoluer le rapport entre production de sédiments et capacité de transport (*yield / discharge)* en milieu continental, ce qui modifiera la nature, la fréquence et le volume d'apports sédimentaires aux embouchures, sur la plateforme, et dans le bassin (Perlmutter & Mattews, 1989 ; Van Den Berg Van Saparoea & Postma, 2008). Comme le montre l'exemple du système turbiditique du Nil (Ducassou, 2006), ces paramètres peuvent avoir un impact direct sur la composition des écoulements gravitaires, les mécanismes qui les initient, et donc sur les processus d'érosion, de transport et de dépôt dans les systèmes turbidtiques profonds.

4) *Contexte tectonique dans le bassin et contrôle topographique*

Les systèmes turbiditiques se développent dans des contextes tectoniques très différents et des bassins de morphologie et de taille très variées, allant des milieux lacustres ou marins marginaux dans des contextes de *rifting*, aux larges plaines abyssales des marges passives matures (Reading & Richards, 1994). Les processus de transport et de dépôt varient d'un environnement de dépôt à un autre, et engendrent des architectures sédimentaires très variées (Kneller, 1995 ; Piper & Normark, 2001).

Les marges passives matures alimentées par des grands fleuves sont généralement associées à des bassins très étendus, avec une pente continentale assez faible, où de très larges systèmes turbiditiques riches en vase vont se développer (*e.g.*, type Indus, Zaïre, Congo, Bengale). Inversement, les marges actives sont classiquement associées à des pentes continentales abruptes, des bassins étroits et éventuellement confinés, où vont se développer des systèmes turbiditiques plus riches en sables (Reading & Richards, 1994 ; Bouma, 2000 ; Lomas & Joseph, 2004). Si cette tendance est généralement observée dans les systèmes actuels et fossiles, dans le détail, l'architecture et la dynamique des systèmes turbiditiques est bien plus complexe, et est étroitement liée à la configuration locale ou régionale de la marge.

A l'échelle du système, le contexte tectonique et la géodynamique régionale influencent directement la morphologie de la pente continentale (failles, diapirs) ainsi que les taux de subsidence et/ou de soulèvement (Prather *et al.*, 1998 ; Kneller & McCaffrey, 1999 ; Beaubouef & Friedman, 2000 ; McCaffrey, 2001 ; Prather, 2003 ; Lomas & Joseph, 2004). En modifiant le profil de pente et son évolution dans le temps, la tectonique locale ou régionale peut ainsi contrôler les propriétés des dépocentres à l'échelle du système comme à l'échelle du réservoir. Les deux effets les plus significatifs (et les plus étudiés) sont les créations de variations abruptes dans la pente (*knickpoints sensu* Gardner, 1983) par des failles sous-jacentes, et à plus grande échelle, la mise en place de bassins intra-pente (bassins perchés, ou minibassins). Ces particularités, qui sont observées à la fois dans les marges passives et actives, ont une importance considérable sur les mécanismes de dispersion sédimentaire du plateau vers le bassin, et donc sur la répartition finale des sédiments dans le système.

Smith (2004) propose de « classer » l'architecture et la dynamique des systèmes turbiditiques à topographie complexe autour de deux pôles :

- les pentes continentales composées d'une succession de bassins intrapente fermés et majoritairement déconnectés (*cascades of silled basins) ;*
- les pentes continentales marquées par le développement de bassins intrapente qui confinent les écoulements latéralement mais qui sont connectés entre eux et qui permettent le transit sédimentaire vers le pied de pente *(connected tortuous corridor) ;*

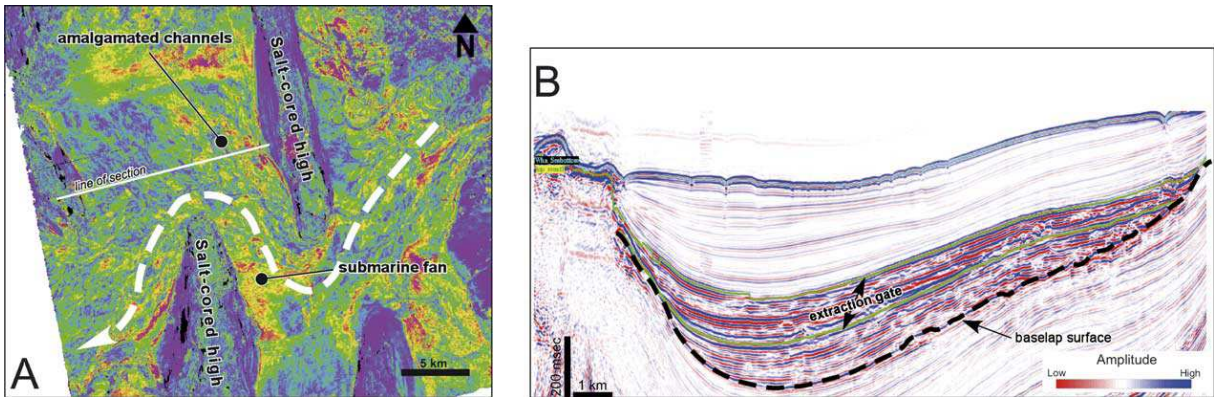


Figure II-18 : A. Carte d'amplitude sismique extraite à partir d'un horizon dans la pente continentale de l'Angola, marquée par le développement de diapirs de sels (salt-cored ridges) formant des bassins intrapente confinés latéralement mais permettant le passage des écoulements gravitaires (connected tortuous corridor); B. section sismique (profil indiqué en A) dans un des bassins intrapente, montrant l'architecture et l'amplitude moyenne des dépôts de remplissage (Prather, 2003).

Le développement de bassins intrapente est classiquement associée aux marges passives marquées par du diapirisme (tectonique salifère, remontée d'argiles), ainsi qu'aux marges convergentes dans le cas de prismes d'accrétions (formation de rides d'accrétion et de bassins transportés ou *piggy-back*). La sédimentation gravitaire dans des dépocentres confinés tels que les bassins intrapente peut entraîner une ségrégation des sables et donc le développement d'excellents réservoirs d'hydrocarbures. Les exemples les plus connus (à la fois très étudiés et exploités industriellement) sont les réservoirs du Golfe du Mexique (tectonique salifère ; Fig. II-19) et du bassin du Niger et de l'Angola (diapirs argileux). Ces systèmes sont caractérisés par des bassins-intrapente « fermés » *(silled basins).* On retrouve les éléments architecturaux clefs « Canyons – systèmes chenaux/levées – lobes » mais la dynamique sédimentaire est profondément contrôlée par la topographie. A l'échelle de l'écoulement, les variations abruptes du gradient de pente engendrent des zones d'érosion et de dépôt préférentielles le long des systèmes chenaux/levées (Gee & Gawthorpe, 2006 ; Heiniö & Davies, 2007). A l'échelle du système, la sédimentation gravitaire sur la marge suit une dynamique de remplissage progressif d'un bassin intrapente, pour finalement permettre le by-pass et l'incision dans le bassin suivant : on parle du modèle du « *fill & spill* » (Beaubouef & Friedman, 2000 ; Sinclair & Tomasso, 2002 ; Fig. II-19).

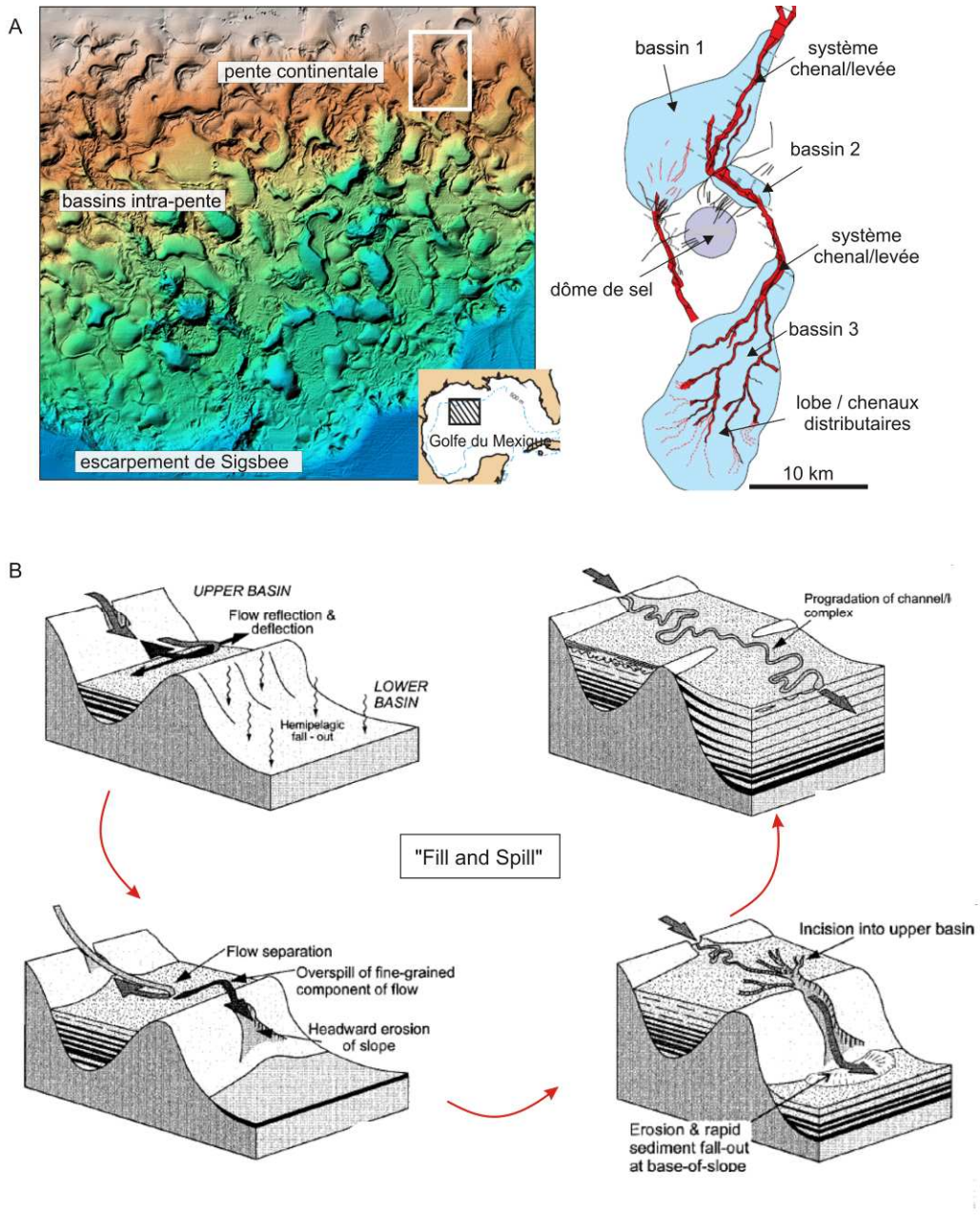


Figure II-19 : (A) bathymétrie de la zone nord-ouest du Golfe du Mexique, et modèle architectural des systèmes chenalisés remplissant les bassins intrapente actuels (Prather, 2000) ; modèle conceptuel de remplissage des bassins intrapente confinés type « Golfe du Mexique » ou « grès d'Annot » (modèle « fill & spill », modifié de Sinclair & Tomasso, 2002).

Progressivement, les bassins finissent ainsi par être connectés par des systèmes chenaux levées correspondant à la phase finale du modèle ; la ségrégation des sables dans le bassin peut être importante lorsque la partie supérieure des écoulements rentrant dans le bassin est suffisamment haute pour passer le seuil et remplir le bassin suivant, tandis que la partie inférieure (plus concentrée) reste confinée (Fig. II-19 ; Sinclair & Tomasso, 2002). Ce type de

modèle de remplissage a également été envisagé dans les systèmes turbiditiques éocène-oligocène des grès d'Annot (Sinclair, 2000 ; Teles *et al.*, 2009) et du Taveyannaz (Sinclair, 1992), également caractérisés par une architecture en bassins intrapente en contexte de tectonique active.

Dans le cas de bassins intrapente connectés topographiquement (*connected tortuous corridor)*, l'architecture et les mécanismes de dispersion sédimentaire sont plus complexes et moins connus. Les exemples les plus remarquables sont la pente continentale de Brunei et de Bornéo, le champ de Carapeda dans le bassin de Campos (*offshore* brésilien), et certains réservoirs exploités de la marge angolaise (Prather, 2003 ; Smith, 2004). D'une façon générale, les prismes d'accrétion en domaine de marge convergente peuvent constituer d'excellents analogues à ces systèmes de dépôts (Covault *et al.*, 2009), mais peu de travaux permettent de contraindre la dynamique sédimentaire dans ce type d'environnements.

Au regard de cette synthèse bibliographique, il apparaît que l'architecture et l'évolution des systèmes turbiditiques dépend d'un très nombre de paramètres interagissant entre eux, évoluant dans le temps et l'espace à plusieurs échelles. La compréhension des mécanismes de contrôle sur les systèmes turbiditiques (influençant leur croissance, leur géométrie, l'évolution des flux sédimentaires, où la nature du sédiment) ne peut donc être envisagée sans une prise en compte de l'évolution de l'ensemble du système sédimentaire, depuis la source, jusqu'au bassin réceptacle. L'analyse comparée des marges du Makran, d'Oman et de l'Afrique de l'Est, caractérisées par des configurations de bassins très différentes, nous permettra de tester l'impact des forçages climato-eustatiques et tectoniques à haute-fréquence (10^3 à 10^4 ka) sur l'architecture, les modes de dispersion sédimentaire, et la croissance des systèmes turbiditiques au cours du Quaternaire terminal (Chapitre VII).

CHAPITRE III – MATERIEL ET METHODES

Les données utilisées dans cette étude regroupent des données acoustiques (bathymétrie et imagerie multi-faisceaux, sismique), et des données sédimentologiques (carottes sédimentaires), issues des différentes campagnes océanographiques réalisées par le SHOM (missions MARABIE et FANINDIEN) et l'IFP/IPEV (mission CHAMAK) entre 2000 et 2009. Des données sédimentologiques supplémentaires ont été obtenues dans le cadre d'une collaboration avec Marteen A. Prins de l'Université de Vrije-Amsterdam (carottes NIOP - Netherlands Indian Ocean Programme, 1993). Des données bathymétriques complémentaires, issues de la campagne SO123 ('MAMUT', Kukowski *et al.*, 2001), ont été également intégrées à la base de donnée acoustique. Le récapitulatif des campagnes océanographiques dont sont issues les données utilisées est présenté en Table III-1. La compilation des données bathymétriques permet de couvrir une zone étendue sur plus de 210000 km^2 dans le Golfe d'Oman (Fig. III-1). Les données multifaisceaux sont beaucoup plus éparses au niveau de la marge est-africaine, on nous disposons uniquement d'un transect Nord-Sud réalisé lors de la mission FANINDIEN 2006 (Fig. III-2).

Nom	Année	Institut(s)	Localisation	Carottes	Données multifaisceaux	Sondeur de sédiment	Sismique multitrace
NIOP	1993	Partenaires NIOP	G.O.	●	-	-	-
SO 123	1997	Partenaires MAMUT	G.O.	-	●	-	-
MARABIE	2000	SHOM	G.O.	-	●	●	-
MARABIE	2001	SHOM	G.O.	●	●	●	-
CHAMAK	2004	IFP / IPEV	G.O.	●	●	●	●
FANINDIEN	2006	SHOM	G.O. - A.E.	●	●	●	-
FANINDIEN	2009	SHOM	G.A. - G.O.	●	●	●	-

Table III-1 : récapitulatif des différentes missions océanographiques d'où sont issues les données utilisées dans cette étude. G.O : Golfe d'Oman ; G.A : Golfe d'Aden ; A.E. : marge est-africaine.

A - Données acoustiques

1) *Données multifaisceaux*

Les sondeurs multifaisceaux, destinés à la cartographie des fonds océaniques, fournissent des données bathymétriques permettant l'étude précise de la morphologie des fonds et donc des environnements de dépôts sédimentaires. Ces sondeurs permettent également l'acquisition de données d'imagerie acoustique qui caractérise les changements de réflectivité du fond. Ces données sont fondamentales pour l'étude des propriétés géoacoustiques des fonds. La majeure partie des données multi-faisceaux utilisées dans cette étude proviennent des sondeurs Simrad EM12-Dual, Simrad EM300-Dual, Sea Falcon EM12, et Kongsberg EM120 embarqués à bord des navires océanographiques l'*Atalante*

(MARABIE, 2000), *Le Suroît* (MARABIE, 2001), le *Marion-Dufresne II* (CHAMAK, 2004), et le *Beautemps-Beaupré* (campagnes FANINDIEN), respectivement.

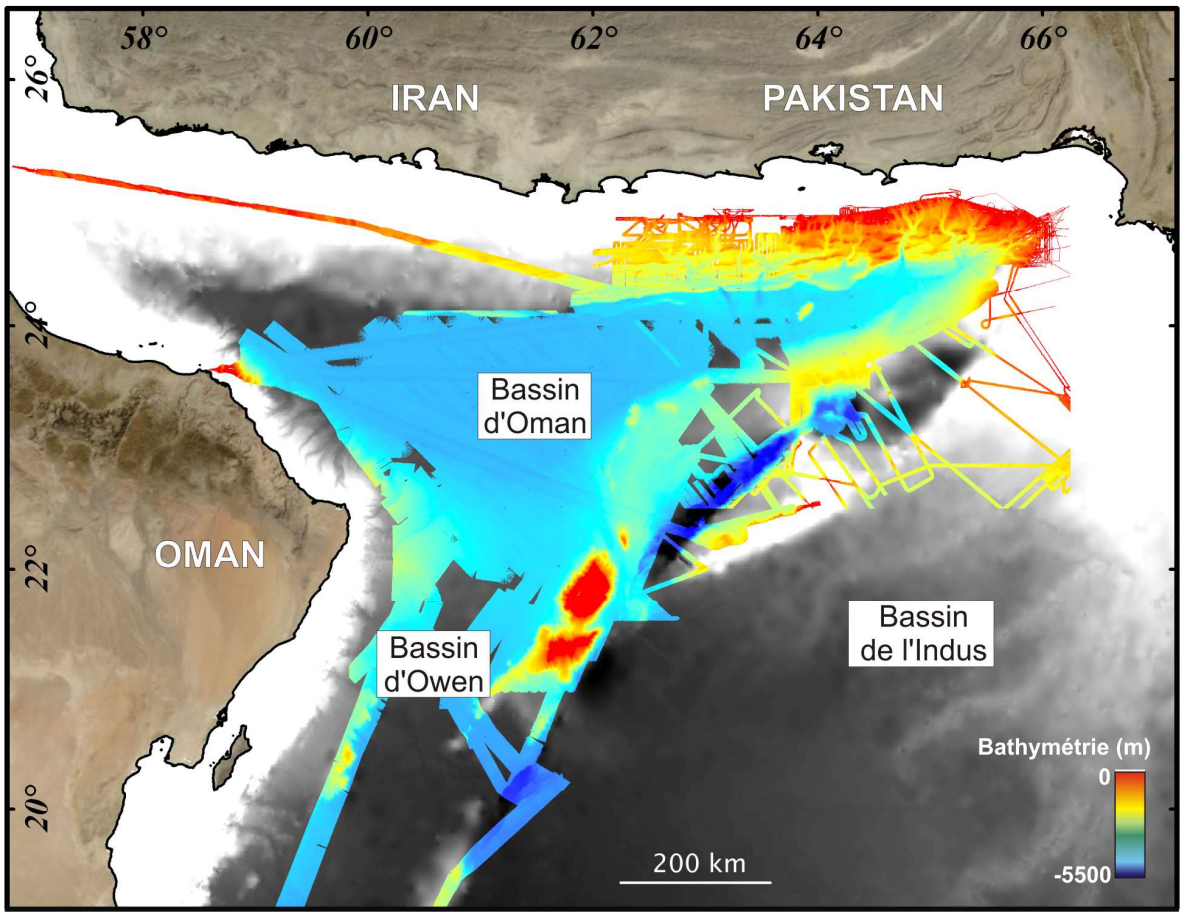


Figure III-1 : Carte bathymétrique de la région du Golfe d'Oman. Compilation issue des données acquises lors des missions MARABIE (2000, 2001), CHAMAK (2004), FANINDIEN (2006, 2009) et SO123 (1997). Isobathes issues des données bathymétriques internationales ETOPO 1 (1 degré d'arc, www.ngdc.noaa.gov). Les données à terre correspondent aux données altimétriques SRTM (www2.jpl.nasa.gov/srtm).

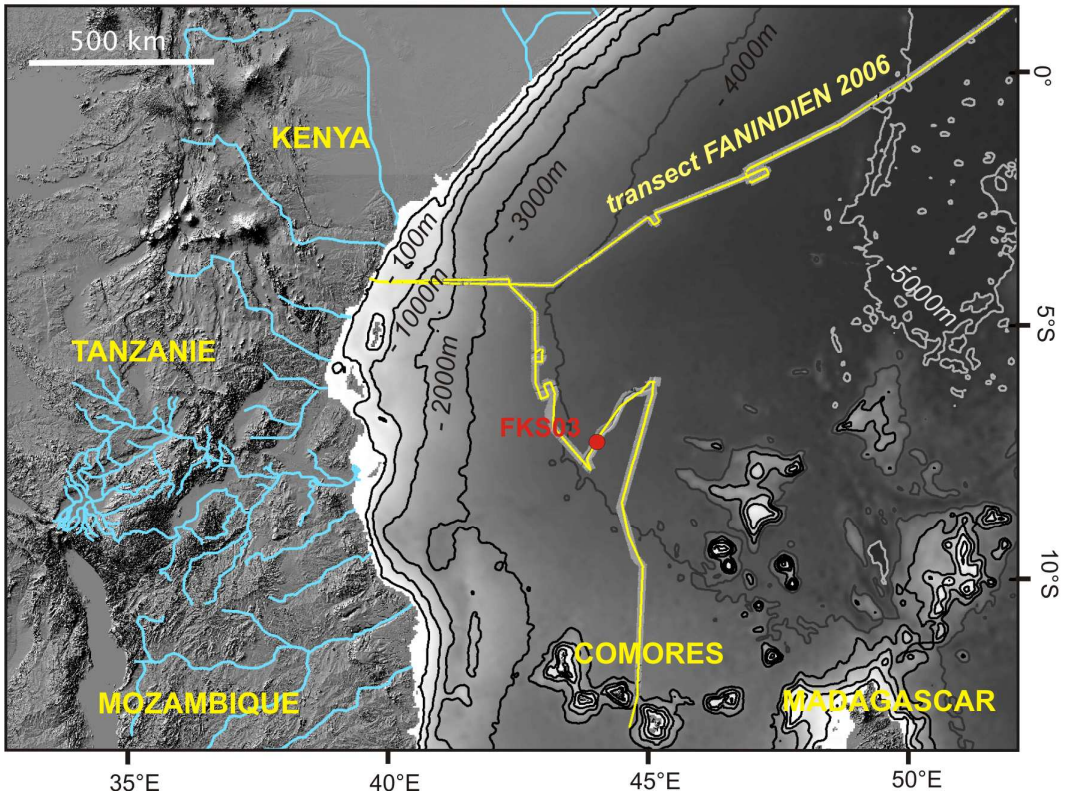


Figure III-2 : Carte bathymétrique de la marge est-africaine (données internationales ETOPO 1) et transect multifaisceaux (bathymétrie, imagerie, et SbP120) réalisé lors de la campagne FANINDIEN 2006. Localisation de la carotte FKS03. Les données à terre correspondent aux données altimétriques SRTM.

Les sondeurs multifaisceaux EM12 et EM120 permettent de réaliser la cartographie du fond marin, perpendiculairement à la route du navire. Le principe d'acquisition est basé sur la technique des « faisceaux croisés » où les faisceaux de réception croisent le faisceau d'émission. L'ouverture angulaire latérale maximale est de 150°, ce qui permet de couvrir une superficie au sol dont la largeur équivaut à 6 à 7 fois la hauteur d'eau. L'ouverture angulaire est adaptée en fonction de la profondeur, mais aussi en fonction de la nature du fond (Unterseh, 1999). L'écho provenant de l'intersection entre faisceaux d'émission (à 13 kHz) et de réception fournit deux types d'information :

- une valeur bathymétrique calculée à partir du temps de trajet de l'onde dans l'eau ;

- une valeur de réflectivité, dépendant de l'amplitude (dB) du signal réfléchi, qui dépend à la fois de la topographie locale et des caractéristiques physiques des sédiments (Unterseh, 1999).

La résolution obtenue est de l'ordre de 100 à 150 m pour les données de bathymétrie, et de 50 à 75 m pour l'imagerie acoustique. Le sondeur multifaisceaux EM300 a des caractéristiques voisines de celles des sondeurs EM12, mais la géométrie des faisceaux et les fréquences d'émission sont différentes. Dans le cas de l'EM300, la fréquence d'émission est de 32 kHz (contre 13 kHz pour l'EM12). Ceci permet d'obtenir une plus grande résolution (de 30 à 50 m en bathymétrie et 15 à 25 m en imagerie acoustique). L'ensemble de ces données

ont été traitées pendant ou a la suite des missions à l'aide du logiciel Caraïbes (IFREMER). Le principe de ce traitement est de positionner d'abord les données acquises sur la navigation, de les corriger (éventuels défauts du profil de célérité), et de les filtrer grossièrement pour éliminer les sondes aberrantes, puis de les mailler pour former des MNT permettant de visualiser ces données sous formes de cartes.

Une compilation des différents jeux de données à été ensuite réalisée au cours de ces travaux à l'aide du logiciel ArcGIS©, édité par ESRI. L'intégration des données bathymétriques issues de la mission SO123 (Kukowski *et al.*, 2001) a été réalisée par J. Schmitz (IFP).

L'exploitation des données bathymétriques a également été réalisée grâce au logiciel ArcGis©. Outre la compilation et la mise en forme des données acoustiques, ce logiciel permet de retraiter les données brutes (création de cartes des pentes), et de réaliser une étude morpho-bathymétrique détaillée (réalisation de profils et coupes bathymétriques, profils de pente, calculs de volumes, de surfaces…).

2) *Sismique THR*

La majeure partie des données de sismique utilisées dans notre étude proviennent du sondeur de sédiments multifaisceaux SbP120 (Kongsberg) installé sur le BHO *Beautemps-Beaupré* (SHOM) et utilisé lors des missions FANINDIEN 2006 et 2009. Ces données couvrent une partie de la marge omanaise (Fig. III-1), ainsi que plusieurs transects au niveau de la marge est-africaine (Fig. III-2). Des données du sondeur de sédiments Sea-Falcon EM12 du *Marion Dufresne II* (mission CHAMAK) ont également été utilisées, mais le traitement de ces données, ainsi que la majeure partie du travail d'interprétation, a été réalisé par Mouchot (2009). Des données de sondeur de sédiments additionnelles ont été acquises lors des missions MARABIE (EM12 et EM300), mais elles sont généralement de qualité médiocre et peu exploitables.

Les sondeurs de sédiments émettent des signaux acoustiques à une fréquence moyenne de 3,5 kHz. Ils sont placés sous la coque du navire, et permettent d'obtenir des enregistrements dont la pénétration maximale théorique est de l'ordre de 100 m sous le fond sous-marin (pour des sédiments fins et lités). Ils sont construits autour d'une antenne unique utilisée en émission et réception, et ils permettent d'insonifier le fond avec un faisceau dont l'ouverture est typiquement comprise entre 10° et 40°. Le signal reçu correspond à une série temporelle d'échos réfléchis sur les discontinuités du sous-sol.

Le sondeur de sédiment SbP120 repose sur le même principe général de fonctionnement, mais à été construit dans le but d'améliorer la résolution verticale, latérale, et la pénétration (Pacault *et al.*, 2004). Le sondeur est constitué de deux antennes (une d'émission, une de réception) de plus de 7 mètres de long, montées perpendiculairement l'une à l'autre. Ce dispositif permet de former des faisceaux plus étroits et variables (de 3 - 12°), sur

une bande passante d'émission variable (ou *Chirp*, de 2,5 kHz à 7 kHz). Il permet donc d'atteindre des résolutions verticales de l'ordre de 0,2 ms (temps aller/retour TWT, correspondant à une distance inférieure à 0,2 m), mais aussi d'améliorer les performances du sondeur dans le cas de topographies et/ou structures complexes (Pacault *et al.*, 2004 ; Fig. III-3).

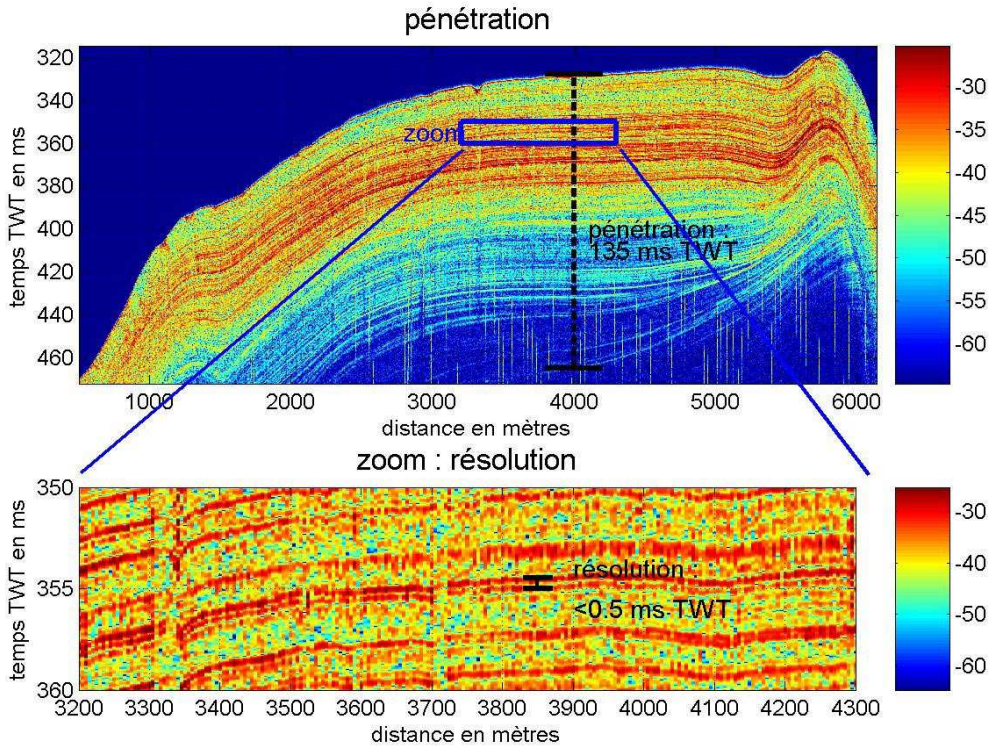


Figure III-3 : exemple de profil SbP120 montrant la pénétration des ondes (sur ~ 135 ms TWT) et la résolution obtenue (< 0,5 ms TWT) dans le Golfe du Lion (campagne CALIMERO 2004 ; Pacault et al., 2004).

Depuis les travaux de Damuth, (1975, 1977, 1980), le sondeur de sédiments est devenu un outil clef en sédimentologie profonde. La réponse obtenue (échofaciès) peut en effet, à une échelle régionale, être directement corrélée à la nature des sédiments superficiels, l'environnement de dépôt, et donc dans certains cas, aux processus de dépôts (Zaragosi, 2001). Une classification des échofaciès à 3,5 kHz a été proposée par Damuth & Hayes, (1977) et adaptée depuis aux sédiments et faciès observés dans le Golfe d'Oman (Mouchot *et al.*, *soumis*). Comme il n'existe pas de classification dédiée aux données du SbP120, nous nous baserons sur la comparaison entre les types d'échofaciès rencontrés avec du 3,5 kHz ou du *Chirp* classique, ainsi qu'aux données sédimentologiques (carottes) pour nos interprétations. Les données de sismique SbP120 ou 3,5 kHz n'ont été fournies que sous forme de fichiers images (.TIFF) non convertibles en fichiers SEG-Y. L'interprétation des profils s'est donc limitée à un pointé manuel. Les données de sismique SbP120 seront

également utilisées pour tester la validité des résultats de modélisation acoustique des sédiments du Golfe d'Oman.

3) *Sismique multitrace*

Des données de sismique multitraces ont également été acquises au niveau du Golfe d'Oman oriental (mission CHAMAK). Cette méthode permet une pénétration importante dans les sédiments (plus de 2,5 s TWT), mais une résolution verticale plus faible (de 6 à 10 m). Les données de sismique multitrace ont été traitées à l'IFP et pour la plupart analysés par Ellouz-Zimmermann *et al.* (2007b), Castilla (2008) et Mouchot (2009). Nous utiliserons uniquement quelques parties de profils dans cette étude.

B - Données sédimentologiques

La majeure partie des carottes utilisées dans ce travail concernent la zone du Golfe d'Oman (Fig. III-4). La plupart des carottes ont été prélevées grâce au système de carottage Küllenberg du N/O *Le Suroît* et du BHO *Beautemps-Beaupré* (carottes 'KS' et 'FKS'). Les carottes longues prélevées grâce au système Calypso (carottes 'MD04-28') ont été réalisées à bord du N/O *Marion-Dufresne II*. Les principales caractéristiques des 24 carottes étudiées au cours de ces travaux sont présentées en Table III-2. Les données sédimentologiques issues des carottes 'NIOP' ont été intégrées à cette étude mais le travail d'analyse ainsi que le cadre stratigraphique ont été réalisés par Prins *et al.* (2000b). La localisation de la carotte FKS03, seule carotte étudiée sur la marge est-africaine, est présentée en Figure III-2.

Mission	N° Carotte	Localisation	Environnement de dépôt	Profondeur (m)	Longueur (m)
CHAMAK	MD04-2858	65°10'48.459"E 24°42'13.138"N	Pente continentale Makran	-1515	25.5
CHAMAK	MD04-2855	64°19'42.429"E 24°44'55.814"N	Pente continentale Makran	-1845	22
CHAMAK	MD04-2849	64°33'14.469"E 24°25'39.251"N	Plaine abyssale - Makran	-3037	34
CHAMAK	MD04-2864	63°55'0.23"E 24°15'34.479"N	Plaine abyssale - Makran	-3165	35
CHAMAK	MD04-2861	63°54'53.186"E 24°7'55.751"N	Petite Ride de Murray	-2093	31
MARABIE	KS 01	60°7'34.471"E 23°4'5.269"N	Plaine abyssale - Oman	-3243	8,9
MARABIE	KS 02	60°47'35.197"E 21°17'36,614"N	Bassin d'Owen	-3380	9,4
MARABIE	KS 03	61°7'50.982"E 23°32'36.149"N	Plaine abyssale centrale	-3357	13,1
MARABIE	KS 04	61°57'22.608"E 23°0'41.994"N	Lobe Al Batha	-3345	1,25

MARABIE	KS 05	60°0'21.386"E 22°48'28.549"N	Lobe Al Batha	-3316	1,6
MARABIE	KS 06	60°42'3.182"E 22°34'39.13"N	Chenal Al Batha	-3171	0,9
MARABIE	KS 07	61°21'12.828"E 22°33'4.25"N	Plaine abyssale - Oman	-3255	9,55
MARABIE	KS 08	61°21'12.828"E 22°55'58.212"N	Plaine abyssale - Oman	-3343	9,3
MARABIE	KS 09	62°6'45.568"E 22°46'53.829"N	Ride de Murray	-2954	9,12
MARABIE	KS 10	62°8'2.187"E 22°22'23.328"N	Pied Ride de Murray	-3084	8,44
MARABIE	KS 14	61°53'8.3"E 21°43'53.947"N	Plateau de Qalhat	-380	7,25
MARABIE	KS 15	61°54'24.919"E 23°5'49.236"N	Pied Ride de Murray	-3280	9,7
MARABIE	KS 16	61°51'26.142"E 23°9'21.826"N	Plaine abyssale centrale	-3357	9,8
MARABIE	KS 19	62°59'32.483"E 23°41'34.373"N	Lobe de Sonmiani	-3282	5,1
MARABIE	KS 20	62°53'34.928"E 23°57'51.736"N	Plaine abyssale - Makran	-3272	9
MARABIE	KS 21	62°11'52.044"E 24°3'20.19"N	Plaine abyssale - Makran	-3340	9,4
MARABIE	KS 22	61°50'9.523"E 23°42'35.518"N	Plaine abyssale centrale	-3350	9,35
MARABIE	KS 24	60°19'55.121"E 23°40'14.401"N	Plaine abyssale centrale	-3355	9,45
NIOP	470	62°22'88.766"E 24°36'86.281"N	Pente continentale Makran	-1840	5,5
NIOP	471	62°27'50.55"E 24°18'39.714"N	Pente continentale Makran	-2482	9,49
NIOP	472	62°29'27.988"E 24°07'17.34"N	Plaine abyssale - Makran	-3274	10,46
FANINDIEN	FKS03	44°3'35.289"E 7°8'16.318"S	Chenal de Tanzanie	-4216	0,5

Table III-2 : Caractéristiques des carottes sédimentaires analysées et utilisées dans cette étude. Les carottes NIOP ont été analysées par Prins et al. (2000b).

L'étude des carottes sédimentaires tient une place prépondérante dans ce travail. Une série de mesures, non destructrices ou destructrices, a permis de les analyser afin de décrire avec précision les faciès sédimentaires, leurs propriétés (granulométrie, géochimie, propriétés physiques…), et d'en déduire les mécanismes de dépôt associés (processus sédimentaires).

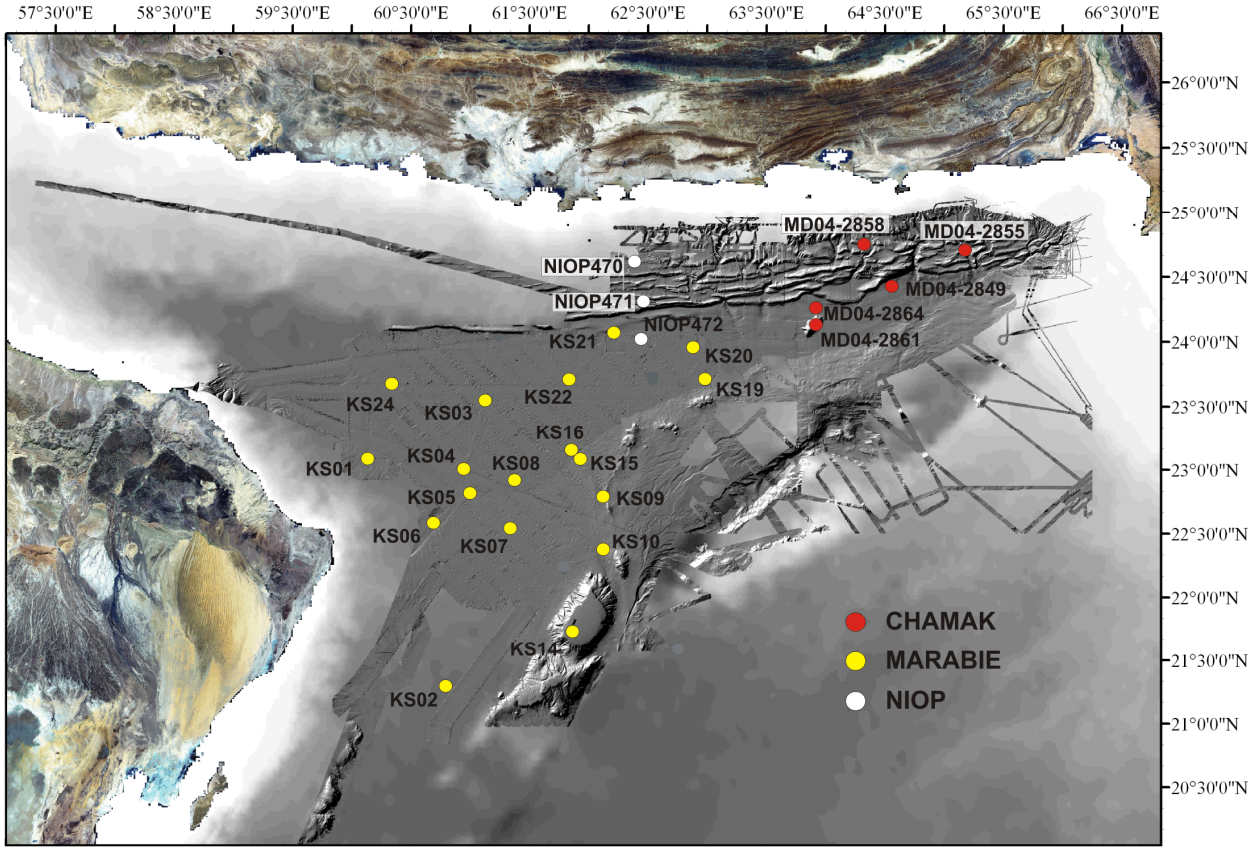


Figure III-4 : Localisation des carottes sédimentaires du Golfe d'Oman étudiées, issues des missions MARABIE (2001), CHAMAK (2004) et NIOP (1997).

1) *Description - radioscopie rX*

Outre la description visuelle et les photographies numériques, l'analyse des carottes et la réalisation des logs lithologiques reposent sur la radioscopie rX, méthode non destructive qui permet de visualiser l'organisation interne des sédiments et de mettre en évidence des structures d'origine dynamique ou biologique, difficilement visibles voir invisibles a l'œil nu. Le banc radiographique Scopix utilisé dans cette étude est celui décrit par Migeon *et al.* (1999).

Les radiographies rX permettent ainsi d'étudier en détail les structures sédimentaires (lamines, rides de courant) et facilitent l'échantillonnage de précision. Les rX permettent également de mieux différencier la transition entre les parties sommitales (Te) des séquences turbiditiques (sédiment remanié) et les niveaux hémipélagiques ou pélagiques (Fig. III-5). Les radiographies rX ont ainsi permis de déterminer avec précision les séquences turbiditiques dans les carottes et leur épaisseur totale.

2) *Induration du sédiment et lames minces*

Ponctuellement, des lames minces ont réalisées à partir des carottes sédimentaires dans le but d'appréhender les processus dynamiques à l'origine des faciès et séquences remarquables décrites dans les séries sédimentaires du Golfe d'Oman et de la marge est-africaine. Les échantillons sont préparés par un procédé de lyophilisation par échange eau-acétone suivie d'une induration par une résine polymère, permettant leur observation et leur analyse au microscope optique. Cette technique offre la possibilité d'une étude fine des composants des dépôts sédimentaires et de leurs structures dynamiques (Zaragosi *et al.*, 2006).

3) *Granulométrie laser*

Les mesures granulométriques ont été réalisées à l'aide d'un granulomètre à diffraction laser Malvern MASTERSIZER S. Le principe de l'analyse 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.

Le Malvern mesure un large éventail de classes granulométriques de 0,1 à 900 µm. Cependant, les granulomètres basés sur le principe de la diffraction laser surestiment la taille des argiles (McCave *et al.*, 1986; Weber *et al.*, 1991). Pour corriger ce problème, la limite silt-argile a été prise à 10 µm et non à 4 µm qui représente la limite théorique. Les classes granulométriques suivantes ont été utilisées : argiles : 0-10 µm / silts : 10-63 µm / sables très fins : 63-125 µm / sables fins : 125-250 µm ; sables moyens : 250-500 µm / sables grossiers : 500-900 µm.

Le pas d'échantillonnage est adapté au type de faciès sédimentaire rencontré et à la variabilité verticale des faciès : un échantillonnage systématique avec un pas de 10 cm a été réalisé dans les niveaux argileux homogènes (carottes dominés par des dépôts hémipélagiques) ; un échantillonnage de détail a été effectué dans les carottes dominées par des dépôts turbiditiques, avec un pas très fin (centimétrique), resserré dans les séquences de dépôt particulières et dans les lames minces (moins d'un mm). Les mesures granulométriques utilisées dans ce mémoire correspondent aux valeurs de la médiane (D50) et aux valeurs des 90 centiles (D90). Le 90 décile fournit la granularité des 90 % de sédiments les plus grossiers contenus dans l'échantillon. Les histogrammes de fréquence ont également été utilisés pour observer le mode de distribution des échantillons.

4) *Propriétés physiques des sédiments – célérité*

La caractérisation des propriétés physiques des sédiments est un paramètre clef pour l'analyse et la prédiction des relations entre l'acoustique marine et la nature du sous-sol marin (Garlan, 2004 ; Garlan, 2007). La propagation des ondes acoustiques dans les sédiments marins, et l'amplitude du signal reçu par les sonars sont modifiés de façon significative par la nature du fond (Hamilton, 1980 ; Fawcett *et al.*, 1997 ; Plantevin & Grivelet, 2002). Les nombreux travaux dédiés à la problématique géoacoustique ont également montré qu'il est délicat d'établir une relation simple entre signature acoustique et type de fond (Garlan, 2004). C'est pourquoi la mesure des propriétés physiques des sédiments est indispensable à la réalisation des modèles géoacoustiques.

Ainsi, la célérité a été mesurée sur la plupart des carottes de la mission MARABIE à l'aide d'un célérimètre développé par le SHOM. La mesure est réalisée à 400 Hz après calibration dans l'eau distillée et prise en compte de la température, de la salinité, et de la pression atmosphérique. On obtient une mesure de célérité en mètres par seconde ($m.s^{-1}$). Le pas d'échantillonnage est de 10 cm. L'utilisation d'un banc de mesures continues (non destructives) n'a malheureusement pas été possible, et seules des valeurs absolues, mais ponctuelles, ont donc été mesurées. Ces mesures de célérité ont ainsi permis de calibrer le modèle géoacoustique appliqué au Golfe d'Oman.

5) *Stratigraphie et corrélation entre carottes*

L'étude de l'évolution de la dynamique sédimentaire et de la construction des systèmes turbiditiques du Golfe d'Oman et de la marge est-africaine nécessite un contrôle stratigraphique précis des dépôts sédimentaires. Ce cadre chronostratigraphique a été établi en se basant sur plusieurs méthodes classiques incluant les datations radiocarbone (datations « absolues »), l'étude géochimique des sédiments, et la biostratigraphie.

a. Datations radiocarbone

Les datations radiocarbones réalisées dans notre étude sont basées sur la mesure de l'activité radiologique du carbone 14 contenu dans les tests des foraminifères. Cette méthode représente un outil indispensable à la construction du cadre chronostratigraphique des sédiments marins antérieurs à 40 000 ans.

Toutes les dates présentées dans ce mémoire seront exprimés en âges calendaires, calibrés à partir des âges ^{14}C conventionnels normalisés au $\delta^{13}C$. Elles sont ensuite été corrigées de l'âge réservoir estimé à 400 ans en moyenne pour l'océan global (Stuiver *et al.*, 1998), et classiquement utilisé pour calibrer les âges des sédiments de l'océan Indien et de la mer d'Arabie (Schulz *et al.*, 1998; Reichart *et al.*, 1998; Prins & Postma, 2000). Ces âges sont ensuite convertis en âges calendaires (cal. ka BP, ou *before present*) en utilisant le

programme de calibration Calib v. 5.0, qui utilise la courbe « marine 04.14c » (Stuiver *et al.*, 1998 ; Hughen *et al.*, 2004). Les âges ^{14}C plus anciens que 30 000 ans ont été calibrés grâce à la relation polynomiale de Bard (Bard, 1998).

Les datations ont été réalisées en collectant un poids suffisant (> 10 mg) de foraminifères planctoniques issus de dépôts hémipélagiques uniquement (sédiment non remanié, *i.e.* les foraminifères sont contemporains les uns des autres). Dans les sédiments composés d'une alternance de turbidites et d'hémipélagites, l'utilisation des images rX a permis de déterminer avec soin la position de l'échantillonnage, afin d'éviter de prélever toute faune remaniée (Zaragosi, 2001 ; Toucanne, 2008 ; Fig. III-5).

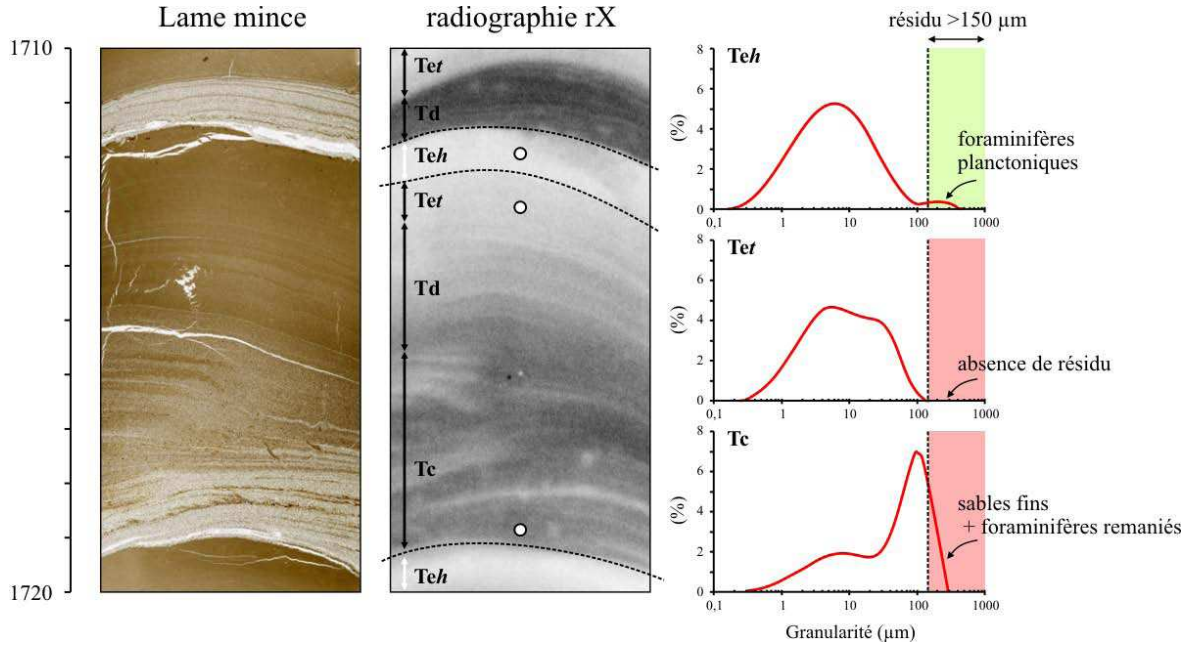


Figure III-5 : stratégie d'échantillonnage biostratigraphique dans les environnements turbiditiques (Toucanne, 2008) : lame mince et radiographie rX d'une séquence turbiditique (marge Nord-Gascogne) montrant la différenciation des termes turbiditiques (Tc, Tet) et hémipélagiques (Teh). Les cercles blancs localisent les échantillons. Seul le terme supérieur Teh est adapté pour un échantillonnage en vue d'une étude biostratigraphique, ce dernier étant le seul à contenir uniquement des foraminifères planctoniques autochtones dans la fraction > 150 µm.

Le nombre de foraminifères planctoniques dans les niveaux hémipélagiques des carottes du Golfe d'Oman pouvant être assez réduit, la plupart des échantillons ^{14}C ont été préparés en prélevant un mélange de plusieurs espèces de foraminifères (*bulk*). Cette méthode a été appliquée dans les différentes études stratigraphiques précédemment réalisées dans la région (Prins *et al.*, 2000b ; Reichart *et al.*, 2002). Lorsque c'était possible, les échantillons ont été préparés avec des spécimens d'une seule espèce. Les espèces prélevées incluent *G. ruber, G. trilobus, G. bulloides, G. sacculifer, N. dutertrei,* ou encore *G. truncatulinoides.* Dans la

carotte FKS03 (marge est-africaine), un prélèvement monospécifique (*G. menardii*) a pu être réalisé.

Au total, 45 datations ont été réalisées, dont 42 dans le cadre du projet Artemis « mer d'Arabie » au Laboratoire de Mesure du Carbone 14 (LMC14) de Saclay (France). Trois datations supplémentaires ont été réalisées au laboratoire de Poznań (Pologne). L'ensemble des datations utilisées dans cette étude sont présentées dans la Table III-3.

Lab.	Carotte	Profondeur (cm)	Matériel	Age ^{14}C age non corrigé (ka BP)	Age calendaire corrigé (cal kyr BP)
Système turbiditique du Makran					
LMC14-Sac	MD04-2849	550-560	*Bulk*	3215 +/- 30	3027
LMC14-Sac	MD04-2849	863-865	*Bulk*	6650 +/- 30	7190
LMC14-Sac	MD04-2849	1142-1144	*Bulk*	7250 +/- 30	7711
LMC14-Sac	MD04-2849	1475-1476	*Bulk*	9270 +/- 45	10116
LMC14-Sac	MD04-2849	1835-1836	*Bulk*	13270 +/- 60	15191
LMC14-Sac	MD04-2849	2032-2035	*Bulk*	13870 +/- 40	16005
LMC14-Sac	MD04-2849	2866-2867	*Bulk*	15630 +/- 60	18644
LMC14-Sac	MD04-2849	3376-3377	*Bulk*	18580 +/- 90	21629
LMC14-Sac	MD04-2855	1030-1031	*Bulk*	13400 +/- 60	15146
LMC14-Sac	MD04-2855	2241-2245	*Bulk*	47700 +/- 1200	50252*
LMC14-Sac	MD04-2864	678-683	*Bulk*	8390 +/- 35	8992
LMC14-Sac	MD04-2864	1575-1577	*Bulk*	15065 +/- 45	17759
LMC14-Sac	MD04-2864	3497-3505	*Bulk*	31480 +/- 150	35499*
LMC14-Sac	MD04-2861	339-340	*Bulk*	14160 +/- 60	16385
LMC14-Sac	KS03	340-342	*Bulk*	2140 +/- 30	1733
LMC14-Sac	KS03	530-533	*Bulk*	3030 +/- 30	2795
LMC14-Sac	KS03	1045-1047	*Bulk*	3290 +/- 30	3136
LMC14-Sac	KS16	314-316	*Bulk*	2390 +/- 30	2020
LMC14-Sac	KS20	217-218	*Bulk*	4465 +/- 35	4656
LMC14-Sac	KS20	482-483	*Bulk*	5865 +/- 40	6283
LMC14-Sac	KS20	660-661	*G. Tril + Sacc.*	6415 +/- 30	6896
LMC14-Sac	KS20	717-718	*G. Tril + Sacc.*	6775 +/- 30	7304
LMC14-Sac	KS20	871-872	*G. Tril + Sacc.*	8295 +/- 30	9573
LMC14-Sac	KS21	197-199	*Bulk*	4730 +/- 30	4958
LMC14-Sac	KS21	278-279	*Bulk*	5630 +/- 30	6029
LMC14-Sac	KS21	355-356	*G. Ruber + G. Trilobus*	6445 +/- 30	6933
LMC14-Sac	KS21	460.5-461.5	*Bulk*	7605 +/- 35	8065
LMC14-Sac	KS21	618-619	*Bulk*	9715 +/- 35	10568
LMC14-Sac	KS21	794.2-796	*N. Dutertrei*	12160 +/- 60	13613
LMC14-Sac	KS21	880.5-882	*N. Dutertrei*	13065 +/- 50	14942
LMC14-Sac	KS24	873-876	*Bulk*	4110 +/- 30	4164
Systèmes turbiditiques d'Oman					
LMC14-Sac	KS01	151-152	*G. Trilobus*	5675 +/- 30	6083
LMC14-Sac	KS01	353-354	*Bulk*	9585 +/- 35	10460
LMC14-Sac	KS01	486-487	*N. Dutertrei*	12595 +/- 45	14049
LMC14-Sac	KS01	758-759	*Bulk*	14410 +/- 50	16690
LMC14-Sac	KS01	888-889	*Praeorbiliminae*	16440 +/- 70	19210

Poznań Lab.	KS01	794-796	*Bulk*	18240 +/- 160	21077
Poznań Lab.	KS05	108-111	*Bulk*	1250 +/- 120	804
Poznań Lab.	KS05	130-133	*Bulk*	2900 +/- 30	2692
LMC14-Sac	KS07	20,5-21,5	*Bulk*	1870 +/- 30	1413
LMC14-Sac	KS07	913 - 915,5	*Bulk*	13300 +/- 50	15225
LMC14-Sac	KS08	710-713,5	*G. Tril + Sacc.*	7150 +/- 30	7618
LMC14-Sac	KS08	890-893	*G. Tril + Sacc.*	13125 +/- 50	15022
LMC14-Sac	KS02	892-897	*Bulk*	4195 +/- 30	4290
Chenal de Tanzanie					
LMC14-Sac	FKS03	27-28	*Menardii*	12455 +/- 45	13903

Table III-3 : datations radiocarbone réalisées dans cette étude.

b. Géochimie des sédiments : données XRF et calcimétrie

La spectrométrie par fluorescence X (ou XRF, *X-ray fluorescence*) est une technique non destructive d'analyse chimique qui permet de déterminer la composition chimique d'un échantillon sous sa forme élémentaire (Si, Al, Ti, Ca, Sr, etc.). Cette technique a récemment été développée pour l'étude des carottes sédimentaires (*e.g.* Richter, 2006). Les mesures réalisées sur certaines carottes MARABIE, FANINDIEN et CHAMAK ont été effectuées à haute résolution (tous les 2 cm) grâce à l'appareil *XRF Core Scanner*, fabriqué par la société Aavatech. Les carottes CHAMAK (MD04-2849, MD04-2855, MD04-2858, et MD04-2861) ont été analysées au sein du laboratoire à l'université Bordeaux 1. Certaines carottes MARABIE et la carotte FKS03 (marge est-africaine) ont été analysées sur un appareil identique à l'IFREMER. Des analyses de teneur en carbonates ($CaCO_3$) par calcimètre Bernard automatique ont également été réalisées sur certaines carottes MARABIE, avec un pas d'échantillonnage de 10 cm.

Nous nous sommes uniquement focalisés sur l'évolution des teneurs en Ca (associé aux carbonates totaux, Sirocko *et al.*, 2000) ou en $CaCO_3$ (lorsque les données XRF n'étaient pas disponibles). En effet, plusieurs études ont montré que la teneur en carbonates des sédiments marins du Golfe d'Oman variait dans le temps, en fonction des variations d'intensité de la mousson (von Rad *et al.*, 1999b ; Reichart *et al.*, 1997; Reichart *et al.*, 1998 ; Klöcker & Henrich, 2006). En effet, les très fortes productivités observées durant les périodes de forte mousson estivale favorisent la mise en place d'une zone d'oxygène minimum (ZOM) entre 150 et ~ 1500 mètres de profondeur dans les eaux du Golfe d'Oman (von Rad *et al.*, 1999b). L'augmentation d'intensité de la mousson d'hiver durant les périodes arides est associée à de forts vents du N-E. Ces derniers entraînent le brassage et le refroidissement des eaux de surface et la formation de masses d'eaux intermédiaires, qui vont favoriser l'oxygénation de la ZOM, une augmentation du pH, et donc une augmentation de la préservation des ptéropodes, riches en aragonite (von Rad *et al.*, 1999b ; Reichart *et al.*, 1997; Reichart *et al.*, 1998 ; Klöcker & Henrich, 2006).

Les teneurs en carbonates peuvent donc fournir des indications sur les variations climatiques enregistrées au sein des carottes, et surtout représentent un outil assez précis pour les corrélations stratigraphiques entre les différentes carottes étudiées.

c. Biostratigraphie

En complément des données ^{14}C et géochimiques, une analyse biostratigraphique a été réalisée sur les carottes KS01 (marge Omanaise), MD04-2849 (marge du Makran) et MD04-2861 (petite Ride de Murray), en collaboration avec L. Rossignol (EPOC). L'analyse se base sur une étude quantitative d'abondance des espèces (%), regroupées selon les associations d'espèces définies par Moyes, 1981):

- espèces froides:	*N. pachyderma* (dextre et senestre)
- espèces tempérées:	*G. bulloides, G. quinqueloba, G. scitula*
- espèces subtropicales:	*G. glutinata, O. universa, H. aequilateralis, G. dutertrei, G. ruber, G. truncatulinoides, G. hexagona*
- espèces tropicales :	*G. rubescens, G. crassaformis, G. menardii, G. trilobus, G. sacculiferus, G. conglobatus, P. obliquiloculata*.

Ces analyses nous ont permis d'affiner le cadre stratigraphique des carottes sédimentaires.

PARTIE 2 : LES SYSTEMES TURBIDITIQUES DU GOLFE D'OMAN ET DE LA MARGE EST-AFRICAINE

Dans cette seconde partie, nous présentons les principaux résultats concernant l'architecture des systèmes turbiditiques actuels découverts au niveau des marges du Makran, de l'Oman, et de l'Afrique de l'Est. Nous étudierons en détail la distribution et la nature des sédiments sur ces marges, paramètres indispensables pour appréhender la variabilité des processus sédimentaires récents et leurs impacts sur la propagation du signal acoustique. L'intégration de ces différents résultats nous permettra également d'appréhender la variabilité des forçages externes sur le développement et le fonctionnement récent des systèmes turbiditiques. Le premier chapitre est dédié à la cartographie et l'analyse d'un système turbiditique mis en évidence au niveau du talus est-Africain lors de la mission FANINDIEN 2006. Il s'agit avant tout d'un travail exploratoire préliminaire, qui servira de base de travail aux prochaines campagnes d'investigations sur la zone. Les chapitres II et III présentent les résultats obtenus sur les systèmes turbiditiques d'Oman et du Makran, respectivement. L'architecture et la dynamique sédimentaire sur ces marges sera présentée en détail.

Le chapitre IV propose une synthèse de l'ensemble des résultats obtenus sur les différentes marges étudiées. L'intégration des données sédimentologiques dans un cadre chronostratigraphique à haute résolution nous permettra d'étudier l'évolution des apports sédimentaires au cours du Quaternaire terminal dans les systèmes turbiditiques du Makran, d'Oman, et de Tanzanie. Nous discuterons de l'impact des forçages externes à haute fréquence ($< 10^5$ ans) sur leur développement, à la faveur des contextes tectoniques et climatiques qui leur sont propre. L'analyse comparée de la morphologie de ces systèmes mettra en évidence l'impact du forçage tectonique et de la topographie sur les mécanismes de dispersion sédimentaire et la localisation des dépocentres dans les systèmes turbiditiques, à l'échelle régionale comme à l'échelle des éléments internes. Nous verrons finalement que les caractéristiques architecturales et sédimentaires observées sur la marge du Makran en font un bon analogue potentiel pour certains systèmes anciens, tels que les bassins d'avant pays (*foreland basins*).

CHAPITRE IV - SEDIMENTATION TURBIDITIQUE SUR LA MARGE EST-AFRICAINE : PREMIERS RESULTATS

La quantité limitée de données acoustiques et sédimentologiques dont nous disposons sur la marge est-africaine ne nous permet pas d'identifier la totalité des structures sédimentaires. Cependant, un système turbiditique de très grande extension a été découvert au large de la Tanzanie et du Mozambique au cours de la mission FanIndien 2006. Identifié à 750 km au large des fleuves Rufiji et Ruvuma, ce système turbiditique a été cartographié sur plus de 200 km, vers la plaine abyssale de Somalie, sans pouvoir atteindre sa zone distale des lobes turbiditiques. L'extension totale de ce système, nommé chenal de Tanzanie, pourrait ainsi dépasser les 1 000 km. Il constituerait donc un des plus grands systèmes turbiditiques connus dans les océans actuels.

La première partie de ce chapitre présente les travaux dédiés à la description morpho-bathymétrique et sismique du système, ainsi qu'à sa comparaison avec les grands systèmes turbiditiques quaternaires. Ces travaux ont fait l'objet d'un article publié dans la revue *Marine Geology* (Note 1). Une synthèse des principaux résultats ainsi que les perspectives d'études sont présentées dans la seconde partie du chapitre.

A - Note 1: "Discovery of a giant deep-sea valley in the Indian Ocean, off eastern Africa: The Tanzania channel"

Article soumis à Marine Geology en Juin 2008 ; accepté en Septembre 2008 et publié dans le volume 255 (2008).

J. Bourget [a], S. Zaragosi [a], T. Garlan [b], I. Gabelotaud [b], P. Guyomard [b], B. Dennielou [d], N. Ellouz-Zimmermann [c], , J.L Schneider [a], and the FanIndien 2006 survey crew.

[a] *Université de Bordeaux, UMR 5805, Avenue des Facultés, F-33405 Talence, France,*

[b] *SHOM, Océanographie/Recherche, CS 92803, 29228 BREST Cedex 2, France*

[c] *Institut Français du Pétrole (IFP), rue Bois Préau, France*

[d] *IFREMER, Géosciences Marines, Laboratoire Environnements Sédimentaires, BP70, 29280 Plouzané Cedex, France*

RESUME

La campagne FANINDIEN 2006 (*N/O « Beautemps-Beaupré »*) a permis d'acquérir des données acoustiques (bathymétrie, imagerie, sismique THR) et sédimentologiques le long de la marge est-africaine, au large de la Tanzanie et du Mozambique (océan Indien). Ces

nouvelles données ont permis de découvrir une vallée turbiditique géante, le chenal de Tanzanie, large de plus de 10 km à 4000 m de profondeur. Cette vallée reste profonde d'environ 70 m pour 7 km de large à plus de 800 km des cotes est-africaines. La comparaison morphologique du chenal de Tanzanie avec les systèmes turbiditiques actuels montre qu'il forme une des plus grandes vallées sous-marines connues. Cette découverte apporte de nouvelles données sur les systèmes de transits sous-marins drainant les plateaux du Rift est-Africain (*i.e.* le chenal de Tanzanie et son voisin, le système du Zambèze localisé à 1000 km au sud).

Abstract

During the Fanindien 2006 cruise of *R/V* '*Beautemps-Beaupré*', high resolution multibeam bathymetry, sub-bottom profiling and sediment coring was carried out along the East African margin, offshore Tanzania and Mozambique (Indian Ocean). The newly acquired data reveal the presence of a giant deep sea valley (the Tanzania channel) that is more than 10 km wide at 4000 m water depth, along the continental rise. The valley remains ~70 m deep and 7 km wide at 800 km from the Tanzania coast.

Morphological comparison with worldwide submarine channels show that the Tanzania channel is one of the largest known submarine valleys. This discovery brings new light on development of submarine valleys that drain sediments originated from the East African Rift System (EARS) highlands (*i.e.* the Tanzania channel and its neighbor Zambezi channel located ~ 1,000 km southward). Both of the systems have a morphology markedly different to the classical sinuous, V-shaped channels located at similar latitudes (*e.g.* the Zaire or Amazon channels). Their submarine drainage system consists of a downslope converging tributary canyons joining a central trunk channel in the continental rise.

The presence of such giant deep sea drainage systems is probably linked to a strong structural control on the sediment pathway, associated to a massive sediment transfer towards the Indian Ocean in relation with the tectonic activity of the East African Rift System (*i.e.* the uplift periods trough mid-Miocene and Plio-Pleistocene times) and its interplay with the East African equatorial climate changes**.**

Introduction

The importance of submarine channels as preferred pathways for sediment transfer from the continents to deep-water environments has been recognized since the 1950's and the first discoveries of large deep-sea turbidite systems, *e.g.* the Amazon, Zaire, NAMOC systems and many more (Hesse et al., 1987; Flood et al., 1991; Piper & Normark, 2001; Babonneau et al., 2002). Although their morphology and internal architecture has been intensively studied since they are considered as important targets for oil exploration (Wynn et al., 2007), many recent works have also proved that the record of sediment flux to deep water turbidite systems can provide high resolution records of the land climate, sea-level changes and tectonics that affect the source area (Flood & Piper, 1997; Hesse & Khodabakhsh, 1998; Baztan et al., 2005; Maslin et al., 2005; Zühlsdorff et al., 2007; Piper et al., 2007; Toucanne et al., 2008). During the last few decades, many deep-sea research projects have focused on the west and northwest African margins, of major interest for both the petroleum industry and academia (Wynn et al., 2000a; Babonneau et al., 2002; Saugy & Eyer, 2003; Antobreh & Krastel, 2006) The eastern African margin, however, remains very poorly studied. The recent FanIndien explorative cruise (*R/V Beautemps Baupré*, SHOM, 2006) crossed the western Indian Ocean from the Ormuz Strait (Gulf of Oman) to the Mozambique Strait. During this survey, a giant submarine valley (more than 10 km wide) was discovered offshore Tanzania (Fig. 1). Using EM120 multibeam bathymetry and imagery, high resolution 2D seismic and piston coring, the Tanzania channel could be described in detail along the 260 km of survey. Here we present the first results concerning its morphology between 4000 and 4500 m water depth.

1. Regional Setting

The eastern African margin formed during the break-up of Gondwana and relative drifting of the Africa and Madagascar continental blocks during Mesozoic and Cenozoic times (Salman & Abdula, 1995). The formation of the Indian Ocean at the end of the Mesozoic induced the creation of several marginal sedimentary basins, which finally formed the single system of the East African marginal sedimentary basin after the Late Cretaceous. The coastal plain of Tanzania and the Davie submarine ridge (Fig. 1) are also part of the south-eastern branch of the East African rift system (Chorowicz, 2005). At present day, the East African rift system is still propagating southward (Fig. 1), inducing consequent seismic activity (Fairhead & Stuart, 1982; Chorowicz, 2005).

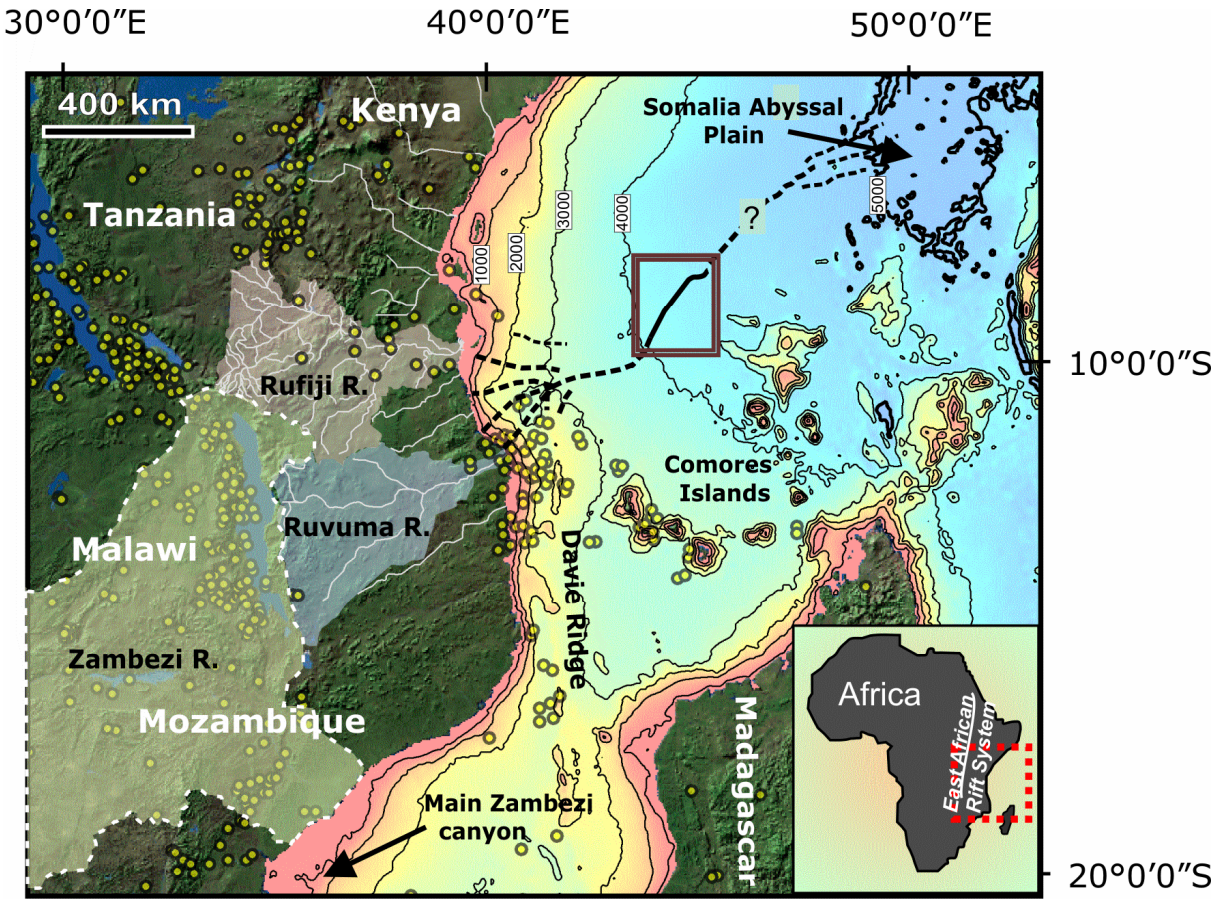


Figure 1: location map of the study area. Bathymetry data is from the ETOPO2 bathymetry charts. Bathymetric contours are in meters. The Somalia Abyssal plain is defined by the – 5,000 m contour. Onshore topography is derived from the NASA Shuttle Radar Topography Mission elevation model (http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/index.html). Location of the main rivers (solid white lines) along the East African margin and localization of the Rufiji (shaded grey), Ruvuma (shaded blue), and Zambezi (shaded light green) rivers watersheds. Dashed line indicates the proximal and distal supposed trajectory of the Tanzania channel. Solid line indicates the position of the Tanzania channel along the 260 km of survey. Yellow circles indicate recent earthquake distribution in the area (Chorowizc, 2005).

The Tanzania continental shelf is very narrow (from 3 to 10 km), except off the Rufiji delta where it extends on more than 40 km. The upper continental slope develops from -100 m to - 2500 m, with average slope values of 1,5 to 2°, that locally steepen to more than 4,5°. From - 2500 to - 4000 m the lower slope develops with gentler gradients (~ 0, 25°). Then the slope passes to the continental rise (with an average slope of ~ 0.08°) and finally reaches the Somalia abyssal plain down to 5000 m water depth. The Tanzania channel is located basinward of a large drainage system, mainly composed by the Rufiji river (180,000 km^2 drainage basin), the Ruvuma river (163,500 km^2), and smaller rivers (Fig. 1). Both the Rufiji and Ruvuma rivers mouth are constituted by large deltas extending over more than 1,400 km^2.

The regional climate is controlled by the seasonal variability of the intertropical convergence zone (ITCZ), which brings rains during one single season corresponding to the austral summer (months of November-April) with prevailing NE monsoon associated with a southern position of the ITCZ (Gasse, 2000). The dry and windy season occurs in winter months (from May to October), when the region experiences a complete reversal in wind direction and stronger SE monsoon winds prevail. Cyclones are also a common regional feature, occurring generally during the months of January to March.

2. Results and Discussion

Bathymetry and acoustic imagery were collected using the multibeam echosounder SIMRAD EM120 (12 KHz). Sub-bottom seismic lines were collected using the SBP 120 profiler, which offers deeper penetration and higher resolution (~ 1m) than conventional sub-bottom systems, with sweep frequencies between 2, 5 and 7 kHz.

The data acquired between 4,000 and 4,500 m water depth show that the Tanzania channel is characterized by a rectilinear course (Fig. 2). A higher sinuosity is only observed where a rocky sea mount deflects the channel course (Fig. 2). At 4000 m water depth, the Tanzania channel is a relatively flat bottomed valley up to 12 km wide and ~ 100 m deep, with steep walls (max. 15°), that develops along a very gentle slope (0.09°, Fig. 2). Down-flank mass transport deposits (Fig. 3a) are observed, as well as small scour-like features (or internal channels), suggesting that erosion and by-pass dominate.

The 100 m high levees are symmetrical, showing parallel, low amplitude to transparent acoustic facies (Fig. 3a), and large scale sediment waves that suggest overflow of the finest part of the channeled flows. However, it is also possible for sediment waves to be formed by bottom currents and sedimentological data would be needed to confirm the dominance of turbidity current processes on the channel flanks. Between 4100 to 4300 m water depth, the Tanzania channel floor is marked by an abrupt break of slope (reaching a maximum of 0.23°), associated with a deflection in the channel course (Fig. 2).

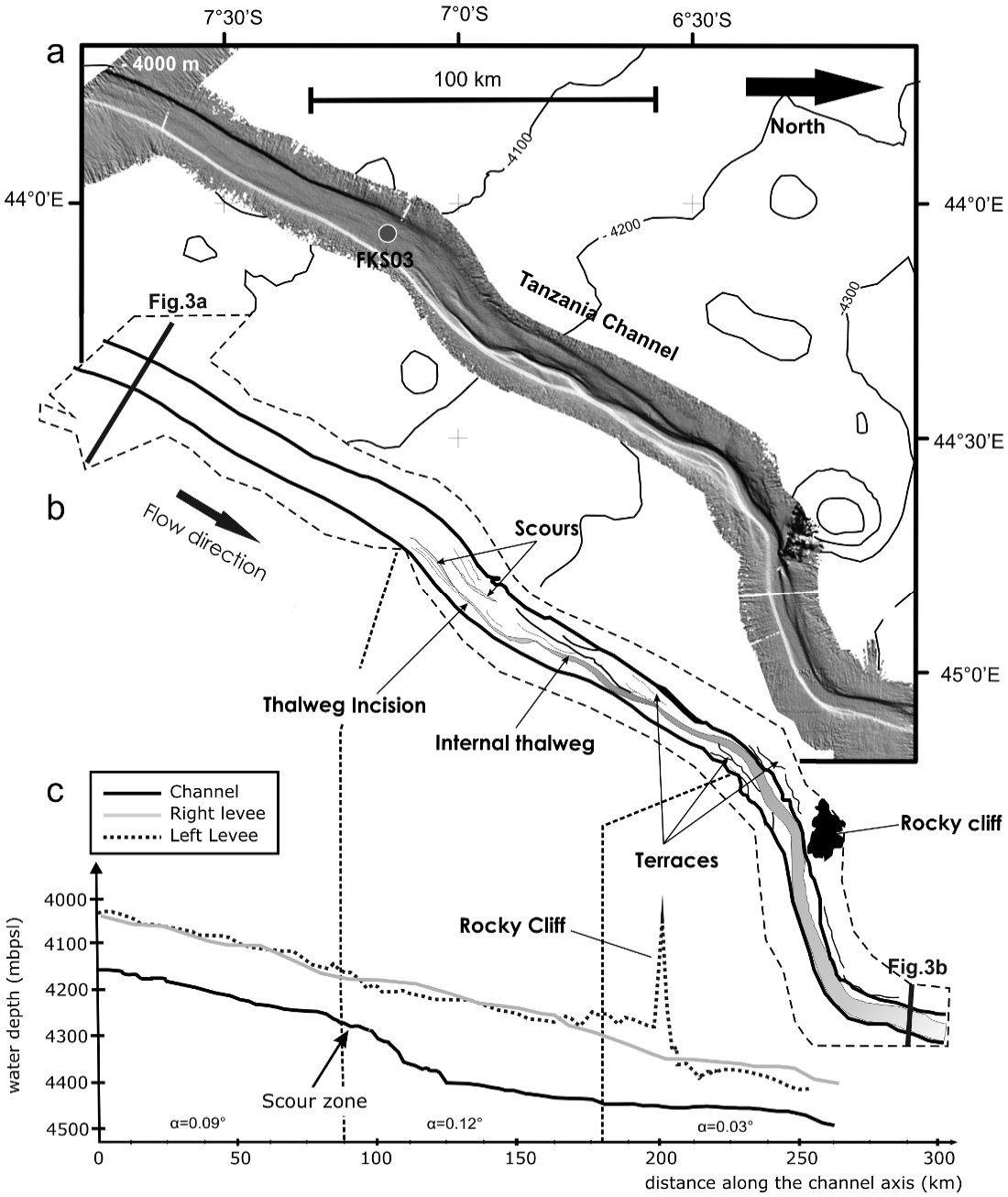


Figure 2: a) shaded bathymetry (EM12) of the Tanzania channel between 4,000 and 4,500 m water depth; bathymetry contour from the ETOPO2 database (in meters); b) interpretative cartoon with the main morphological features, positions of the two SbP120 seismic lines (Fig. 3) and the FKS03 piston core (black circle); **c)** Slope profile plotted in the channel axis and along both right and left levees. Water depth is in meters below present sea level (mbpsl). Dashed vertical lines delimit the three morphological sections that have been determined based on average slope changes and general morphology. Average slope values for the three sections are indicated. Note the break of slope only observed in the channel axis. The presence of the rocky seamount is well observed along the left levee.

Detailed bathymetry data show large and elongated incisions in the channel floor (scours): the largest one borders the right flank of the channel (Fig. 2). Downstream, this scour enlarges and forms a central thalweg, associated with the onset of an asymmetrical morphology and the development of internal terraces. In the third channel section, the slope values decrease to 0.03° and the internal thalweg deepens and migrates laterally. The Tanzania channel course is then deflected by a 500 m high and 30 km long rocky mound (Fig. 2). Downstream, the internal channel becomes large enough to join both levees and to form a unique U-shaped, 5-7 km wide and 60-70 m deep valley (Fig. 2 and 3b). The flanks are steep, bordered by levees associated with low amplitude to transparent drape-like facies and sediment waves (Fig. 3b).

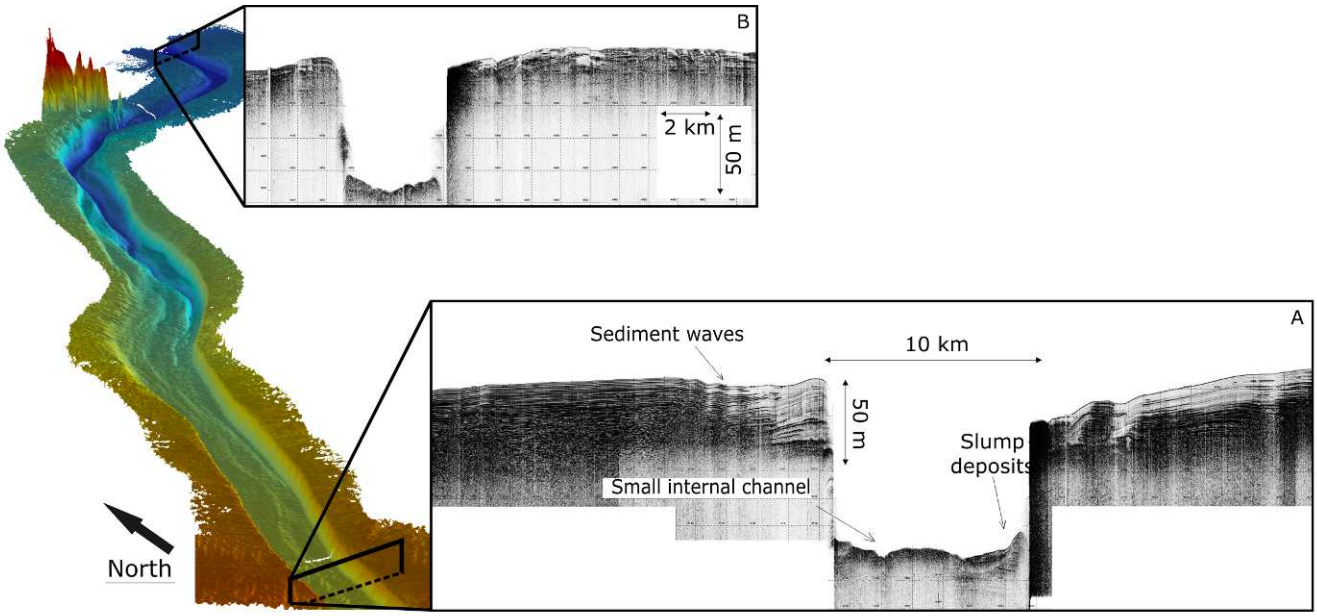


Figure 3: 3D shaded bathymetry of the Tanzania channel along the 260 km of survey and SbP120 seismic at – 4,000 m depth (A) and – 4,500 m (B). Note the wide and deep flat-bottomed morphology of the channel upward and downward the incision zone (with initiation of a deep sinuous internal thalweg associated with terraces). Note also the rocky seamount that diverts the channel course.

Our data do not cover the proximal and distal part of the Tanzania channel. However, the more recent bathymetric charts from ETOPO2 data show that the Tanzania channel is probably connected to a tributary canyon network (Fig. 1) that develop between a northern source off the actual Rufiji delta and a southern source off the Ruvuma river (Fig. 1). Distally, its basinward development is directly limited by the north-southward trending sea mounts delimiting the Somalia abyssal plain (Fig. 1), but the total system length could exceed 1000 km (Fig. 1).

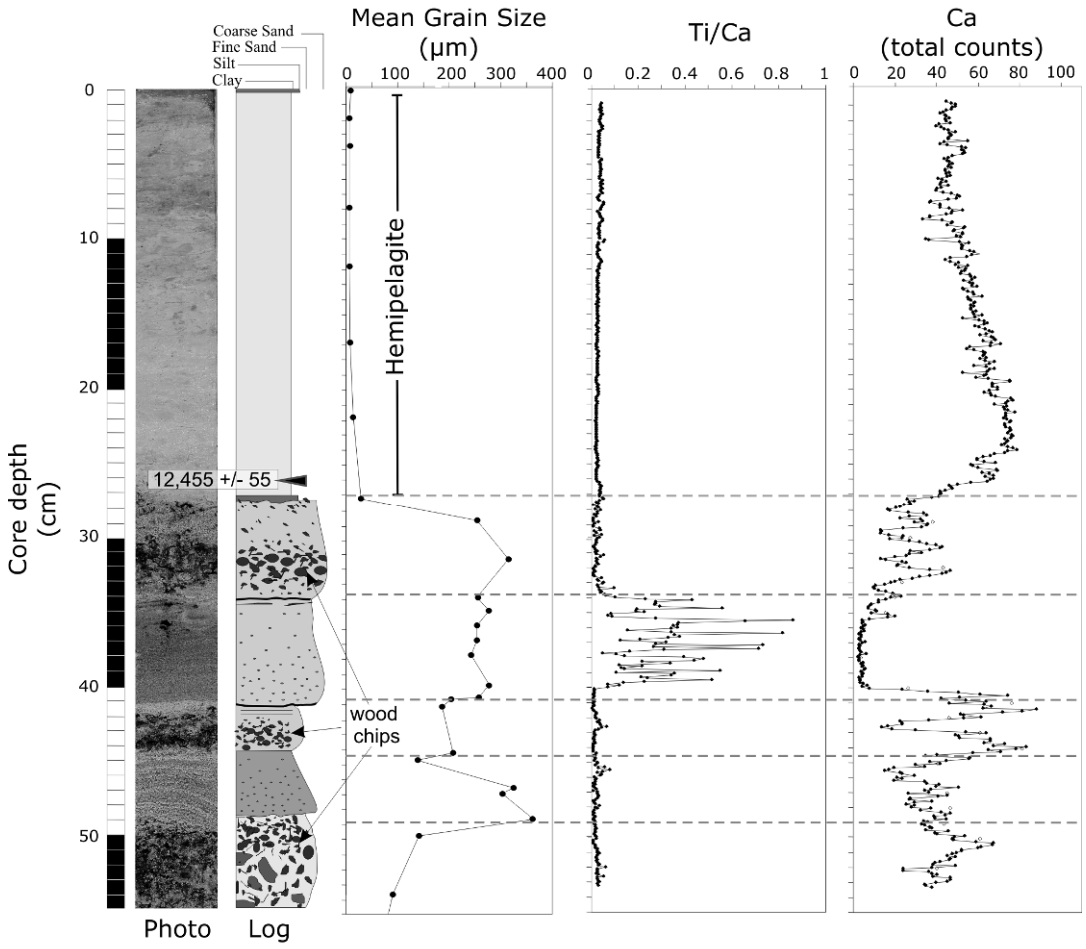


Figure 4: Photography, graphic log, mean grain size (µm), Ti/Ca and Ca content (total counts) of the core FKS03, recovered in the channel floor (see location in Fig. 2). XRF data (semi quantitative measurements) have been obtained from the Avaatech XRF scanner (Richter et al., 2006). Black arrow indicates the position of the hemipelagic/pelagic clay sampled for AMS-radiocarbon dating (see text for more details) and the age obtained (uncalibrated age).

Core FKS03 was recovered from the channel floor (Fig. 2). It is mainly composed of coarse grained sandy beds (mean grain sizes vary from 150 µm to 365 µm, Fig. 4) that commonly show planar lamination and are vertically stacked through a sharp or slightly erosional contact (Fig. 4). The beds are found massive or slightly normally graded, suggesting a deposition by concentrated density currents and/or turbidity currents (Mulder & Alexander, 2001b). The top of the core is constituted by thick, slightly bioturbated hemipelagic mud (Fig. 4).

Petrographical analysis and geochemical parameters measurements using millimeter-scale XRF analysis (Richter, 2006; Fig. 4) show that the sandy beds have a variable composition, *i.e.* foraminifer-rich turbidites (with high Ca content), detrital-rich sands (with abundant quartz and mica and high Ti/Ca ratio), and mixed deposits with abundant organic

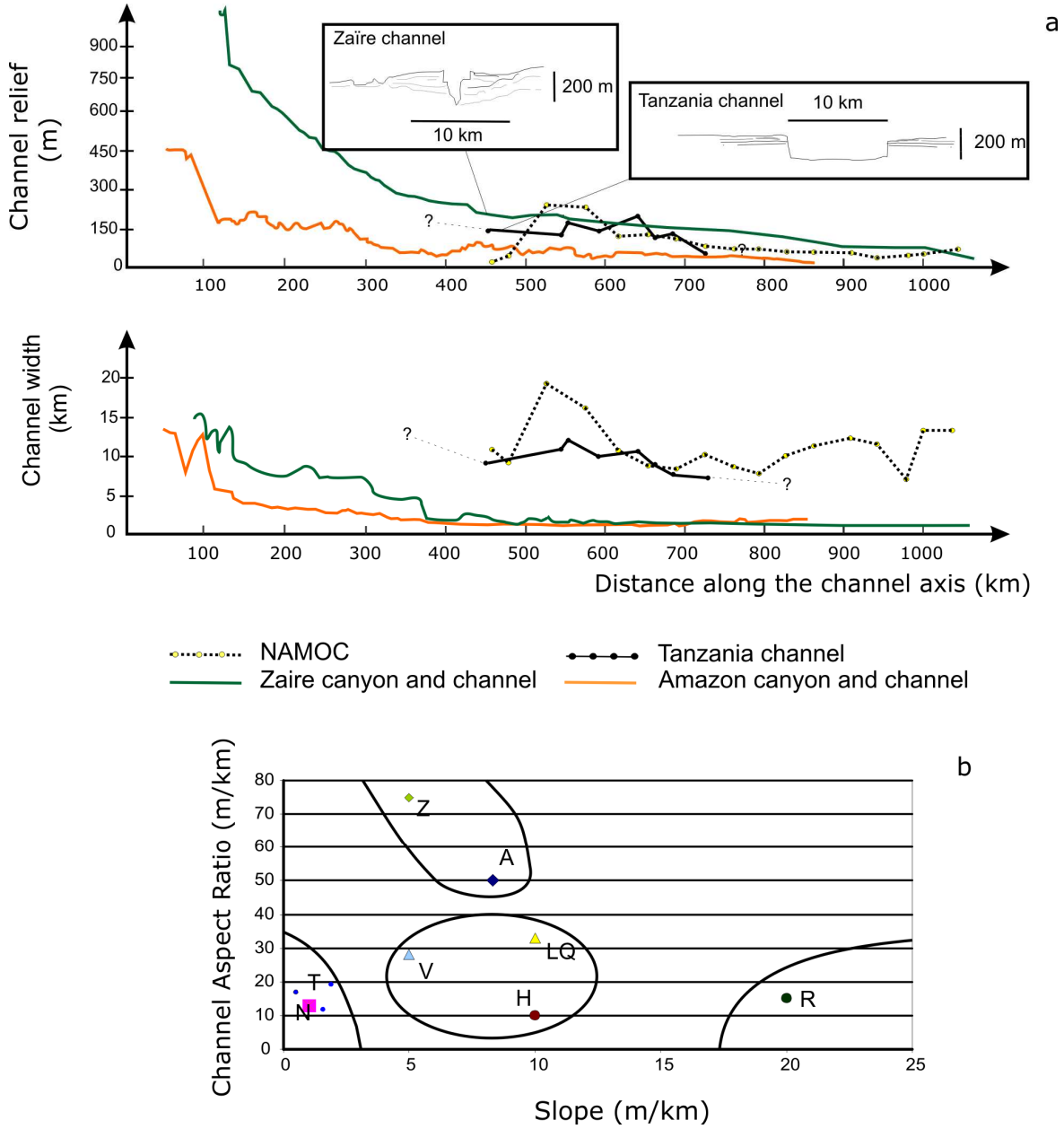
matter mainly composed of large wood fragments (Fig. 4). This variability may indicate several sources of reworked material for the gravity flows, although more data is required to detect the potential source areas.

Accelerator-mass-spectrometry (AMS) radiocarbon dating has been undertaken in hemipelagic beds immediately overlying the uppermost turbidite deposits (planktonic foraminifera *Globorotalia menardii* were separated from the > 150 µm fraction). The sample provides an age of 12,455 +/- 45 years (uncalibrated), that yields an approximate age for the last turbidite activity in the Tanzania channel. This age corresponds to the period of postglacial sea level rise (Fairbanks, 1989; Siddall, 2003), commonly associated to sub-aerial delta development and sediment storage onto the shelf (Posamentier & Vail, 1989). Hence, this period corresponds to a decrease in sediment input and the end of turbidite activity in many turbidite systems, including the Indus and Zambezi fan in the Indian Ocean (Kolla et al., 1980; Prins & Postma, 2000).

The Tanzania channel morphology has been compared with the best known deep water turbidite systems (Fig. 5a). For similar water depths, it appears clearly that the Tanzania channel differs from point source submarine channels such as the Amazon or Zaire channels that are typically V-shaped (mixed erosional and depositional), and have a meandering shape similar to subaerial rivers (Pirmez & Flood, 1995; Peakall et al., 2000; Babonneau et al., 2002; Wynn et al., 2007; Fig. 5a). In addition, the deep and wide morphology of the Tanzania channel show similarities with the Northwest Atlantic Mid-Ocean Channel (NAMOC), which is the longest (3800 km long) and widest deep sea channel in the world, located in the Labrador Sea (Hesse et al., 1987; Hesse & Rakofsky, 1992; Klaucke et al., 1998). These similarities become even clearer when using the classification method developed by Skene & Piper, 2006) based on the plot of the downchannel slope gradient versus the channel aspect ratio (Fig. 5b). Hence, grouping of the points for the Tanzania channel parameters is very close to those corresponding to the NAMOC, *i.e.* they are both mostly rectilinear and develop along very gentle slopes. Even more remarkable is the presence of the Zambezi submarine valley, located only 1000 km south from the Rufiji delta, which develops over 1800 km along the Indian Ocean (Kolla et al., 1980; Droz & Mougenot, 1987; Fig. 1). It is also characterized by a wide, mostly rectilinear “trunk-channel” morphology, similar to the NAMOC or Tanzania channels.

Figure 5: comparison of the Tanzania channel with some of the most studied deep-sea turbidite channels. a) Channel relief (average depth calculated from the bottom to the average height of the levees crest) and channel width (distance between the levees crest) plotted as function of the distance along the channel axis. Data from the Tanzania channel has been calculated at eight locations along the 260 km of survey. They are compared with the data from the Zaire channel (Babonneau et al., 2002), the Amazon channel (Pirmez and Flood, 1995), and the NAMOC channel (Hesse et al., 1987).

b) Classification method developed by Skene & Piper (2006): plot of the channels aspect ratio (*e.g.* channel depth (m) / channel width (km)) versus the average slope gradient (m/km) calculated along the channel floor. Data from the Tanzania channel have been calculated from 5 profiles for each of the three morphology sections (see Fig. 2). Data from other systems *e.g.* the NAMOC (N), the Zaire channel (Z), Amazon channel (A), Var channel (V), the Laurentian Quaternary Channel (LQ), the Hueneme channel (H), and the Reserve fan (R) are obtained from Skene & Piper (2006).



The occurrence of such giant deep sea valleys along equatorial passive margins is unusual, considering other deep sea systems located at same latitudes and hydroclimatic settings (*e.g.* the Amazon or Zaire fan; Fig. 5). The NAMOC development was largely

controlled by successive melting of continental ice-sheets that fed glacial ice-streams delivering very large amounts of glacigenic material basinward (Hesse et al., 1997; Hesse et al., 1999) . Such basin drainage is characterized by huge volumes of sediment yield (Andrews & Syvitski, 1994). However, the sediment yield related to the present day Rufiji has been estimated to 95 t/km^2/yr (Milliman & Syvitski, 1992). This value is equal or slightly larger than values calculated for the Zaire, Danube, Mississippi, or Nile rivers, and is also similar to those from the Zambezi River (Milliman & Syvitski, 1992). Hence, the present day values of sediment input into both the Zambezi and Tanzania systems cannot explain their unusually large development (*i.e.* "ice-sheet-fed" like morphology).

From the data available, the Tanzania channel is clearly "multi-sourced" (Fig. 1), *i.e.* several distributaries join the central valley in the continental rise. Similarly, the Zambezi valley is fed by a large network of distributaries (including canyons located off the Zambezi delta but also from the Madagascar continental slope). Furthermore, the Zambezi turbidite system is highly structurally controlled, as expected for the Tanzania channel system (*i.e.* both systems are flanked by morphological barriers such as the Davie Ridge and islands). The observation of sea-mounts bordering the flanks of the Tanzania channel (Fig. 1, 2) is additional evidence of the probable structural control on the sediment pathway. Although of lesser extent, both the Tanzania and Zambezi systems have similarities with high-latitude turbidite systems such as the NAMOC, which submarine drainage system consists of downslope converging tributary canyons joining a central trunk channel, and that is also basement controlled and constrained by sea mounts (Hesse & Rakofsky, 1992). Hence, such giant valleys are composed of a multi-sourced, migrating upstream part and a stable, single downstream part (Droz & Mougenot, 1987; Hesse, 1989; Escutia et al., 2000). Inversely, the V-shaped, high sinuosity channels such as the Zaire, Cap Timiris, or Angola channels (Wynn et al., 2007) are "point-sourced" systems, with a stable upstream part and a divergent, migrating downstream part.

The multi-source character of the feeder system and a strong structural control on the sediment pathway, probably associated to a large volume of sediment transferred, are likely to generate wide and stable, mostly 'rectilinear' valleys that develop along low gradient abyssal plains. Thus, occurrence of multi-sourced, giant turbidite valleys is not restricted to high-latitude, glacially-fed systems but may also occur at low-latitudes in tectonically active areas where a strong structural control highly confined the sediment pathways.

Both the Tanzania and Zambezi channels are sediment-fed by basin catchments that drain the East African Rift System highlands (Fig. 1). Droz and Mougenot (1987) showed that in the Zambezi case, the upstream migration and activation of the feeder system and the sediment infilling history were closely related to the East African Rift development. Hence it is likely that the Tanzania turbidite system development is similarly linked to the tectonic history of the EARS. Indeed, the development of the Zambezi valley in the middle Miocene (Droz & Mougenot, 1987) is synchronous with intense canyon incision off the Ruvuma delta (Walford et al., 2005), that has been attributed to a period of important increase in erosion and

sediment supply to the Indian Ocean, in response to the uplift of the Tanzania craton and the East African Rift (Foster et al., 1997; Walford et al., 2005; Nicholas et al., 2007). The uplift phases of the East African Rift, that enhanced a huge transfer of sediment towards the East African marine basin, are likely to have contributed of the development of two giants, structurally –controlled turbidite valleys off East Africa.

CONCLUSION

Preliminary results show that the Tanzania channel is one of the largest submarine valleys in the world. Comparison with other deep water systems drainage suggests that its development is linked to an efficient source and feeder system, a strong structural control on its morphology and frequent and/or large volumes of sediment supply. The latter is possibly related to the strong earthquake activity upslope (Fig. 1), close to the possible canyon head location. Ongoing acquisition of geophysical and sedimentological data will document the system in its entire length, and provide further insight into how this system has developed in the particular climatic and tectonic East African margin context. Both the Tanzania channel and its neighbour the Zambezi valley are multi-sourced, 'rectilinear' giant channels, which morphology is markedly different to the classic high-sinuosity channels present at similar latitudes, *e.g.* the Zaire, Cap Timiris or Angola systems along the west African margin, or the Amazon channel in South America. Furthermore, discovery of a second giant turbidite valley offshore East Africa supports the ideas of a direct link between the development of the East African Rift System, climate changes, and massive sediment load supply to the East African marine basin. Future investigations in the area will undoubtedly provide new perspectives on the timing and frequency of the last million year's basin filling and paleoenvironmental changes in East Africa.

Acknowledgments

The authors are grateful to the SHOM and to all the scientists, technicians and crew members of the *R/V* Beautemps-Beaupré for their technical assistance during the FanIndien "channel hunting" cruise. The authors are also grateful to J. St Paul, B. Martin and G. Chabaud for their technical assistance for core sampling. We gratefully acknowledge T. Mulder and J.C. Faugères for their critical and constructive reading of an earlier version of this paper and William Fletcher for the English revision. R. Hesse, I. Klaucke, and D. Piper are acknowledged for providing the data concerning the NAMOC. Finally, we benefit from constructive reviews by Russell Wynn, John Compton, and the co-editor David J.W. Piper. Julien Bourget PhD thesis is funded by a DGA (French Ministry of Defence) – CNRS doctoral fellowship. This is an UMR CNRS 5805 EPOC (University Bordeaux 1) contribution n. 1697.

B - Synthèse : les grands systèmes turbiditiques de l'océan Indien occidental et leur lien avec le rift est-africain

L'analyse des données acquises lors de la mission FANIDNIEN 2006 a permis de mettre en évidence une structure sédimentaire majeure dans l'océan Indien occidental, au large de la Tanzanie et du Mozambique, constituant probablement l'un des plus grands systèmes turbiditiques cartographié dans les océans actuels. Bien que les données se limitent au chenal turbiditique dans sa partie intermédiaire entre 4000 et 4500 mètres de profondeur), et aux données bathymétriques régionales à plus basse résolution, leur analyse soulève de nombreuses interrogations et perspectives d'études.

Nous avons vu que les traits morphologiques et la structure du chenal de Tanzanie diffèrent des autres systèmes turbiditiques classiquement observés aux basses latitudes (*e.g.*, l'Amazone, le Zaïre, Angola, système du Cap Timiris…) qui sont caractérisés par des canyons et chenaux sinueux à méandriformes, divergents dans la pente continentale inférieure. A l'inverse, le système découvert est ainsi caractérisé par (Fig. IV-1):

- une source sédimentaire *a priori* multiple, drainée par de grands fleuves et rivières prenant leur source dans les plateaux de la branche occidentale du Rift est-africain (fleuves Ruvuma et Rufiji, notamment) ;
- un réseau assez dense de canyons tributaires (s'étendant sur environ 350 km) ; ces canyons sont localisés sur une zone de tectonique active à forte sismicité (cf. Chapitre I) ;
- une vallée turbiditique unique de très grande taille (environ 10 km de large pour une centaine de mètres de profondeur) marquée par un cours rectiligne, le long de faibles pentes (< 0,1°) ;
- une extension totale qui pourrait dépasser 1000 km (Note 1).

Cette architecture atypique à de telles latitudes pourrait être liée à un fort contrôle structural sur la marge. La convergence d'un large réseau de drainage, à l'échelle régionale, guidé structuralement par la présence de grabens (Kerimbas, Mafia, Pemba, « *Sea-Gap* ») et des hauts-fonds de la ride de Davie, pourrait ainsi favoriser des apports massifs dans un chenal individualisé. La présence de nombreux canyons tributaires suggérée par les données de bathymétrie basse résolution a ainsi été récemment confirmée par des lignes sismiques acquises récemment au large de la Tanzanie et au niveau de la ride de Davie (mission GLOW 2009 ; D. Kroon, *comm. pers.*). La morphologie du chenal de Tanzanie, extrêmement large à des profondeurs d'eau importantes et le long de pentes à très faibles gradients, pourrait également être favorisée par la présence des hauts-fonds structuraux de part et d'autre du cours du chenal (Note 1). Ces derniers contraignent le chemin des écoulements, et limitent ainsi leur dispersion et les phénomènes d'avulsions. Ce type de contrôle structural a

également été évoqué dans le cas du chenal turbiditique géant rectiligne du NAMOC (Hesse, 1989; Klaucke *et al.*, 1998).

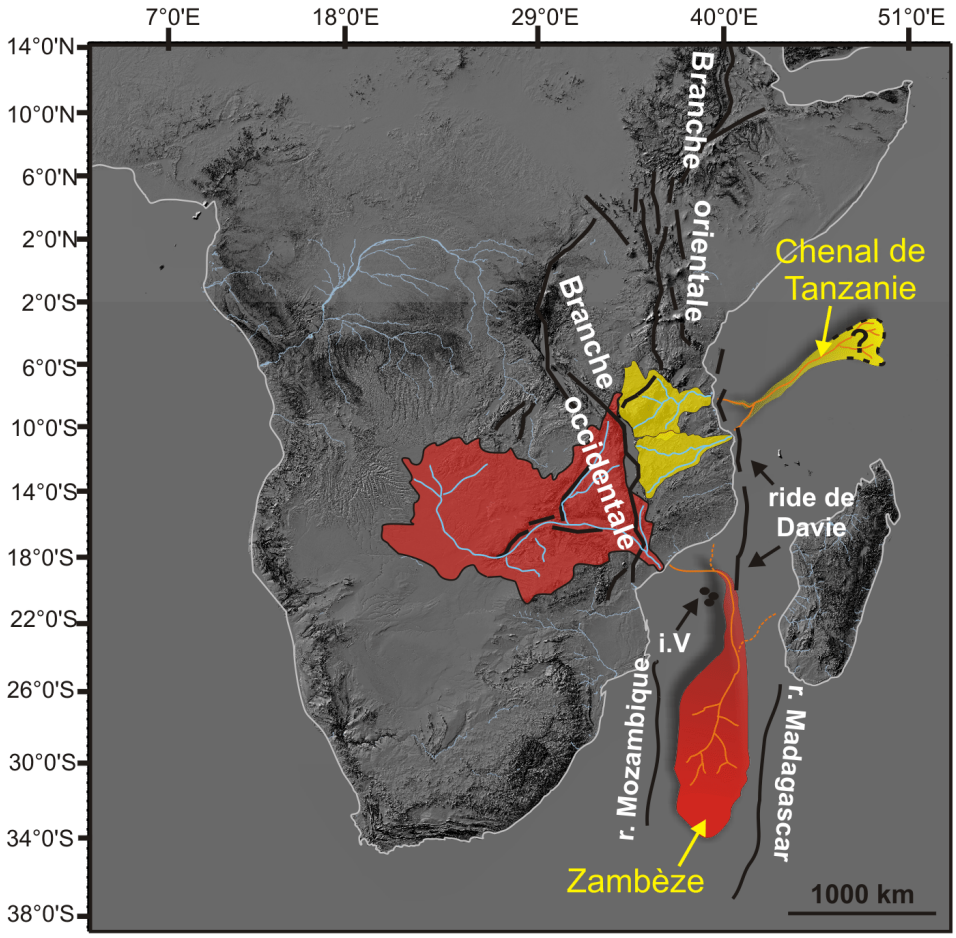


Figure IV-1 : extension schématique des grands systèmes turbiditiques dans l'océan Indien occidental et leurs bassins versants continentaux, localisés dans la branche occidentale du rift est-africain (cadre structural et physiographique simplifié d'après Kolla et al., 1980 et Chorowicz, 2005; i.v. = îles volcaniques).

Localisé à moins de 1000 km au sud de l'embouchure du fleuve Ruvuma (Fig. IV-1), le système turbiditique « géant » du Zambèze (~ 2000 km de long ; ou *Mozambique Fan*) est caractérisé par une architecture similaire, comprenant :

- une alimentation principale par le fleuve Zambèze prenant (en partie) sa source dans les plateaux du rift (Fig. IV-1), et par différents fleuves est-africains et malgaches (Droz & Mougenot, 1987);
- un réseau de drainage sous-marin amont très dense (canyons tributaires d'Afrique et de Madagascar), contrôlé structuralement par la ride de Davie et les structures associées (Droz & Mougenot, 1987);

- une large vallée turbiditique unique et rectiligne. Le cours de ce dernier est contraint structuralement par des systèmes de failles, d'îles volcaniques (Europa, Bassas de India), des rides et hauts-fonds structuraux (Kolla *et al.*, 1980; Droz & Mougenot, 1987).

Les travaux de Droz & Mougenot (1987) ont montré que l'architecture du système turbiditique du Zambèze et son évolution au cours du temps avaient été fortement influencé par l'évolution tectonique du rift est-africain et sa propagation en mer. En outre, l'initiation du développement du système turbiditique du Zambèze au cours du Miocène (Kolla *et al.*, 1980; Droz & Mougenot, 1987) coïncide avec le début de la phase de soulèvement du rift est-Africain (Foster *et al.*, 1997; Chorowicz, 2005; Nicholas *et al.*, 2007), qui est associé à un réajustement des systèmes de drainage (*i.e.* multiplication par deux de la surface du bassin versant du fleuve Zambèze), et une augmentation drastique des flux sédimentaires dans le delta du Zambèze. Une dynamique semblable a été décrite dans le delta du fleuve Ruvuma (Walford *et al.*, 2005).

La présence sur cette portion de la marge est-africaine de deux systèmes turbiditiques « géants », aux caractéristiques morphologiques et architecturales proches, et soumis à un contexte climatique semblable, paraît ainsi liée au cadre tectonique régional fortement influencé :

- à terre, par le développement du rift est-africain, qui contrôle la morphologie et l'extension des bassins versants, et qui favorise des apports sédimentaires massifs sur la marge par le biais de grands fleuves, en faveur d'un mouvement d'extension actif du rift est-africain et d'un soulèvement actif depuis le Miocène (Walford *et al.*, 2005; Nicholas *et al.*, 2007; Veldkamp *et al.*, 2007);
- en mer, par l'héritage et l'évolution structurale de la zone de fracture de Davie et des grabens associés, ainsi qu'à la propagation en mer de la branche sud-est du rift (Mougenot *et al.*, 1986; Droz & Mougenot, 1987; Chorowicz, 2005). Ces structures pourraient ainsi contrôler l'architecture des systèmes de drainage sous-marin en amont, et confiner les écoulements dans des vallées turbiditiques uniques et de grande taille.

CONCLUSION

Le chenal de Tanzanie représente un système sédimentaire majeur sur la marge est-africaine et dans l'océan Indien occidental. Les premières observations morphologiques suggèrent ainsi qu'il fait partie des plus larges systèmes turbiditiques cartographiés dans les océans actuels. Sa morphologie est semblable au proche système turbiditique du Zambèze, également alimenté par un système drainant les massifs du rift est-africain. L'activité turbiditique dans le chenal semble être stoppée après 13,9 ka BP, soit pendant la dernière phase de remontée du niveau marin post-glaciaire.

La découverte d'un second système turbiditique de très grande taille sur la marge est-africaine suggère un lien direct entre le développement du rift est-africain et la construction de systèmes sédimentaires de très grande extension en domaine marin. Cette portion de marge apparaît donc comme un véritable laboratoire naturel potentiel pour l'étude du couplage tectonique – sédimentation à grande échelle. Il est également probable que l'empreinte des variations climatiques (mousson africaine) au cours du Plio-Pléistocène se surimpose au forçage tectonique sur la sédimentation.

En outre, la connaissance de la zone et le développement d'un modèle géoacoustique régional nécessitent une cartographie détaillée des systèmes turbiditiques de cette marge. En particulier, la connaissance de l'extension et de la nature des accumulations sableuses au débouché de ces vallées sous-marines sont des paramètres fondamentaux pour comprendre et prédire les propriétés acoustiques des fonds marins sur la zone.

Nos travaux restent donc préliminaires, et les futures campagnes d'exploration sur la zone permettront d'acquérir des données sismiques et sédimentologiques nécessaires à la cartographie complète du système et a la compréhension de la dynamique sédimentaire présente et passée.

CHAPITRE V – LES SYSTEMES TURBIDITIQUES DE LA MARGE OMANAISE

Alors que la partie continentale de la marge omanaise, dotée d'une richesse géologique exceptionnelle, a fait l'objet de très nombreux travaux, son extension sous-marine est restée très peu explorée. En particulier, la sédimentation actuelle et la morphologie des systèmes turbiditiques du Quaternaire étaient jusqu'ici inconnus. Ce chapitre vise à caractériser la morphologie de la partie sous-marine de la marge omanaise, à partir des données acoustiques disponibles (bathymétrie et sismique THR). Une analyse préliminaire des processus sédimentaires récents (derniers 25 ka) sera également réalisée. Nous présenterons successivement la nature des systèmes turbiditiques actuels dans la partie nord-est (bassin d'Oman) et sud (bassin d'Owen) de la marge. Nous verrons qu'un système turbiditique majeur, le système Al Batha, se développe à l'interface entre ces deux dépocentres. Localisé au débouché de l'oued Batha, qui forme le bassin versant le plus étendu de la marge, il s'illustre notamment par un lobe turbiditique sableux de grande taille dont l'architecture interne et la sédimentologie seront étudiés en détail. Cette dernière partie sera présentée sous la forme d'une publication, parue dans la revue *Sedimentary Geology.*

A - Marge nord-est omanaise : le bassin d'Oman

1) *Distribution et morphologie des canyons*

Cette portion de la marge omanaise est composée de douze canyons sous-marins régulièrement répartis sur les 220 km de la marge, du N-O au S-E (Fig. V-1). Ces canyons entaillent la pente continentale supérieure le long de gradients de pente importants (3-4°). La plupart des têtes de canyons incisent directement la plate-forme continentale très étroite (< 6 km) à des profondeurs d'eau d'environ 30 à 60 m. La densité du système de drainage en amont des canyons est liée au très grand nombre d'oueds, de taille variable, distribués régulièrement le long de la marge. Ces canyons sous-marins forment donc l'extension en mer des canyons subaériens créés par les oueds montagneux (cf. Chapitre I). Les canyons les plus importants semblent alimentés par les oueds les plus grands (wadis Dayqah et Qurayyat au nord, wadi Fulayj à Sur).

Les canyons tributaires dans la pente supérieure (< 1500 m de profondeur) sont de petite taille (1 à 4 km de large, moins de 200 m de profondeur). Ils convergent dans la pente continentale inférieure, à des profondeurs de 1500 à 1900 mètres, pour former de plus larges canyons (1,8 – 8 km), moins profonds (200 – 600 m). Leur taille diminue dans la pente continentale inférieure, (> - 2500 m), où les gradients de pente sont plus faibles (1-2° ; Fig. V-1). Dans la plaine abyssale, de larges chenaux rectilignes au relief modéré (50 - 170 m de profondeur du fond du chenal, au sommet des levées) se forment au débouché des canyons majeurs (Fig. V-1).

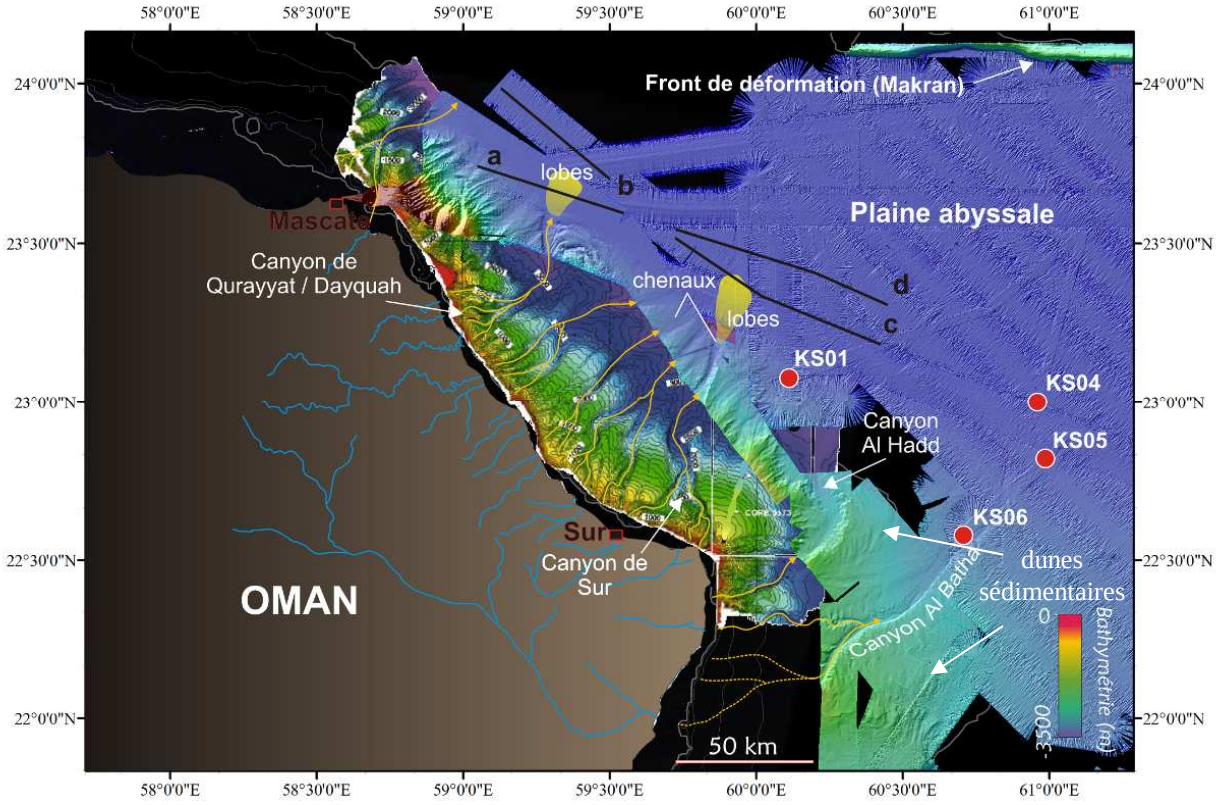


Figure V-1 : bathymétrie ombrée de la marge nord-est omanaise (données des missions MARABIE 2000, FANINDIEN 2006 et 2009) compilée avec les données bathymétriques de la pente continentale issues de Szuman et al. (2006). Localisation des principaux canyons sous-marins de la marge, et connexion avec les oueds omanais continentaux. Noter la très faible extension du plateau continental (< 5 km). Les profils sismiques utilisés (a - d) sont indiqués par les traits noirs. Les carottes sédimentaires sont symbolisées par les cercles rouges.

Seul le canyon Al Hadd, localisé à la pointe de la marge, ne semble pas actuellement alimenté par des oueds (Fig. V-1). Sa partie amont est localisée au sud du cap de Ras Al Hadd, où le plateau continental est quasiment absent, et son cours suit ensuite une direction vers le nord (Fig. V-1). Dans la pente continentale inférieure, il forme un large chenal caractérisé par une levée droite très développée, dont la taille diminue en aval (~ 300 m de hauteur à 2500 m de profondeur, 128 m à 2900 m). Cette levée est marquée par le développement de dunes sédimentaires (*sediment waves*), qui attestent du débordement d'une partie des écoulements turbiditiques au dessus de la levée, et de leur expansion vers le sud. Vers l'aval, les chenaux sont marqués par une diminution rapide de leur morphologie à la transition avec la plaine abyssale (- 3250 m), où les gradients diminuent rapidement de 1-2° à moins de 0,2° (Fig. V-1). L'ensemble des systèmes de la marge nord-est omanaise forme un système de rampe turbiditique classique *sensu* Reading & Richards (1994), avec des systèmes de transits courts (50 – 85 km de long) le long d'une pente continentale assez forte.

2) *Lobes turbiditiques et faciès distaux*

Les données bathymétriques ne révèlent pas de relief particulier au débouché des canyons et chenaux turbiditiques. De même, la résolution des données d'imagerie sur cette portion de la marge ne permet pas de distinguer un faciès acoustique particulier. Ainsi, seuls les profils sismique THR réalisés au niveau du pied de pente ont permis de mettre en évidence la présence de lobes turbiditiques dans la plaine abyssale.

• Le profil *a* (Fig. V-2) est localisé à moins de 5 km en aval de l'embouchure des canyons et chenaux de Qurayyat / Dayquah (Fig. V-1). Il montre localement des unités de dépôt caractérisées par un faciès acoustique de forte amplitude en surface, associé à une faible pénétration du signal (unités transparentes), et des réflexions chaotiques au sommet, interprété comme la signature de dépôts sableux (écho-faciès II). Ce faciès s'organise en une forme lobée étendue sur une dizaine de kilomètres, pour un maximum de 30 mètres d'épaisseur (Fig. V-2). La faible pénétration du signal ne permet pas de distinguer avec précision l'architecture interne au sein du lobe, mais les données suggèrent toutefois la présence de plusieurs unités internes de dépôt (Fig. V-2). Le sommet du faciès est caractérisé par des réflexions irrégulières (chaotiques) qui pourraient être liées à une micro-chenalisation (*scours*). Cependant, elles pourraient également être liées à des irrégularités de réflexion du signal aux interfaces entre sédiments fins et grossiers. Le lobe est surmonté d'un faciès acoustique lité, assez continu, de forte à moyenne amplitude (écho-faciès Ib) interprété comme des dépôts turbiditique fins et lités (faciès distaux) et/ou des dépôts hémipélagiques. Cette couverture sédimentaire voit une épaisseur minimale de 10 à 12 m (Fig. V-2). Elle pourrait expliquer l'absence de faciès acoustique marqué en imagerie acoustique (13 kHz ou 33 kHz). En outre, elle suggère soit un arrêt de l'alimentation des lobes turbiditiques depuis un certain temps, soit une position actuelle plus proximale des lobes récents (*i.e.* une rétrogradation des dépôts au cours du temps). Latéralement, vers le N-O, les faciès Ib et II reposent en *onlap* contre des dépôts lités de faible à moyenne amplitude (écho-faciès Ia) continus interprétés comme des dépôts fins de pente (turbidites très fines, hémipélagites). Vers le S-E, le lobe s'affine graduellement et passe latéralement à un faciès lité (turbidites fines / hémipélagites).

Le profil *b*, localisé un peu moins de 18 km vers l'aval, montre un faciès lité de forte à moyenne amplitude (écho-faciès Ib) continu dans la plaine abyssale (Fig. V-2), interprété comme la signature de dépôts turbiditiques très distaux et/ou hémipélagiques. L'absence de co

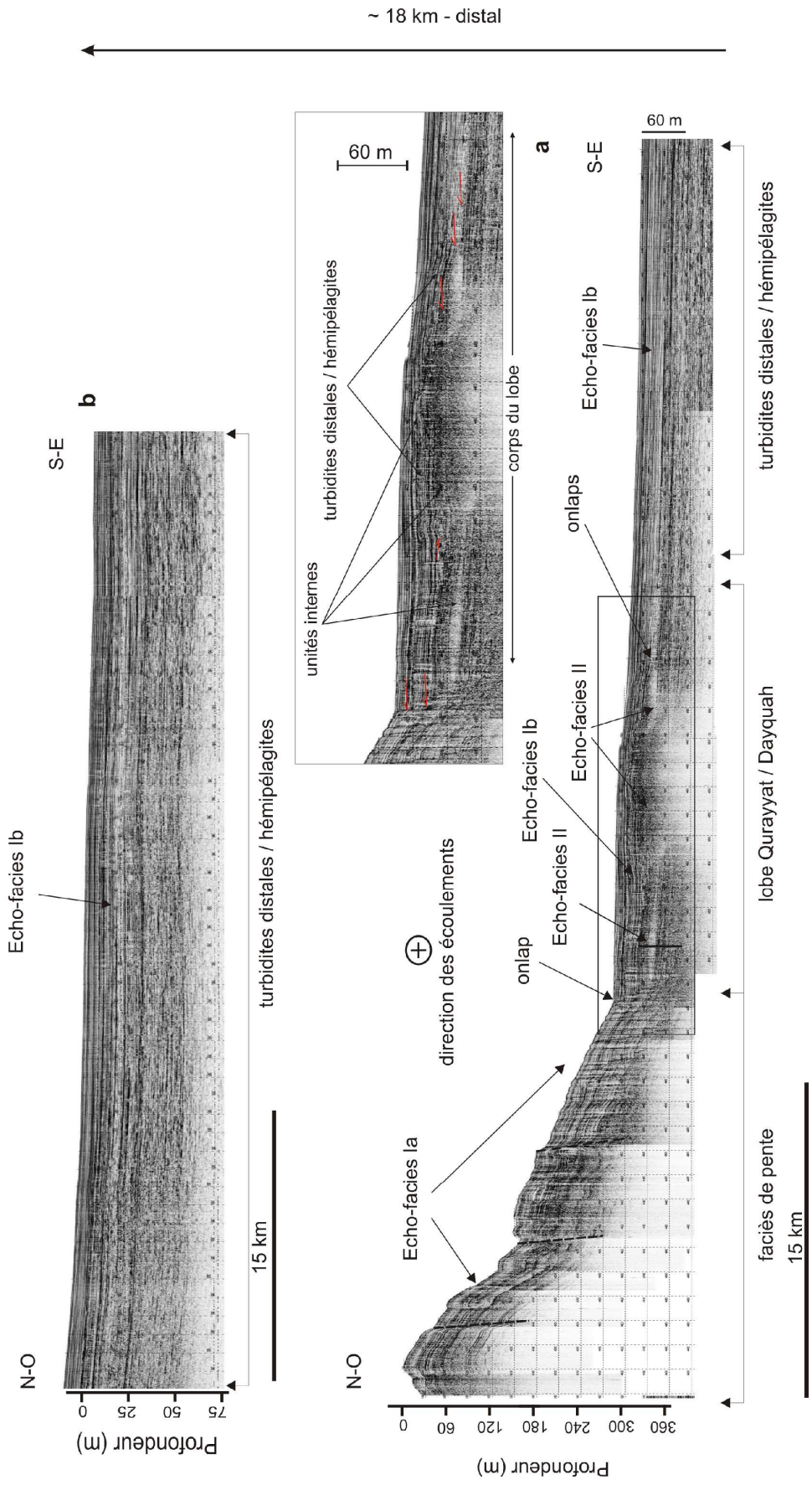


Figure V-2 : profils sismique THR (SbP 120) au pied de la marge omanaise (localisation sur la figure V-1). La zone de faible pénétration du signal acoustique Chirp (écho-faciès II) correspond au complexe de lobes au débouché du canyon Qurayyat / Dayquah (Fig. V-1).

• Le profil *c* (Fig. V-3) est localisé à environ de 23 km en aval de l'embouchure du chenal de Sur, et à plus de 40 km en aval du canyon Al Hadd (Fig. V-1). Des unités de dépôts marquées par un écho-faciès de type II s'étendent sur environ 12 km (pour le corps principal du lobe). L'épaisseur maximale du corps du lobe est de 22-25 m. Latéralement, le lobe est caractérisé par de petites unités présentant une bonne continuité latérale, avec une transition progressive vers des faciès lités continus (écho-faciès Ib, turbidites fines / hémipélagites). Vers le nord-ouest, une unité du lobe de faible épaisseur (5 à 6 m) s'affine ainsi progressivement sur 14 km (Fig. V-3). Ces unités sont interprétés comme appartenant à un complexe de lobes turbiditiques, au débouché du chenal de Sur. En revanche, les lobes du système Al Hadd ne sont pas identifiés sur cette coupe sismique. Le faciès lité (écho-faciès Ib), continu vers le sud-est, indique des faciès sédimentaires distaux, et suggère une position plus proximale des éventuels lobes turbiditiques du système Al Hadd.

Le profil *d*, quasi parallèle au profil *c* et localisé un peu moins de 13 km vers l'aval, montre un faciès lité de forte à moyenne amplitude (écho-faciès Ib) continu dans la plaine abyssale (Fig. V-3), interprété comme la signature de dépôts turbiditiques très distaux et/ou hémipélagiques. Vers le sud-est, ce faciès passe vers des réflecteurs de forte à moyenne amplitude lités continus, plus épais (écho-faciès Ic), espacés de 1 à 2 m environ. Cette unité, interprétée comme les dépôts de plaine abyssale (turbidites argileuses épaisses et/ou hémipélagites) tend à s'affiner vers le nord-est et à terminer graduellement en *onlap* sur le faciès Ib (Fig. V-3).

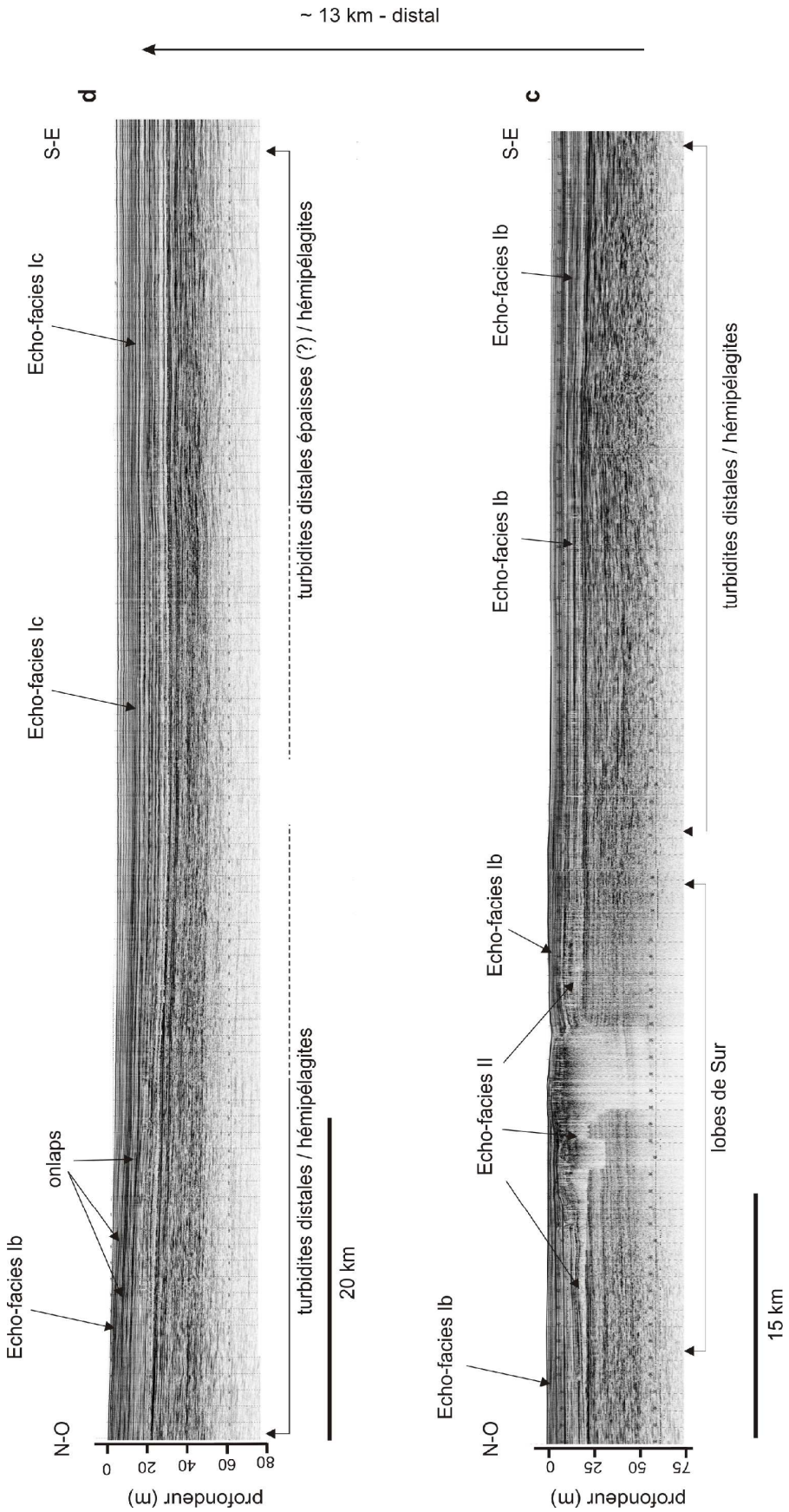


Figure V-3 : profils sismique THR (SbP 120) au pied de la marge omanaise (localisation sur la figure V-1). La zone de faible pénétration du signal acoustique Chirp (écho-faciès II) correspond au complexe de lobes au débouché du chenal de Sur (Fig. V-1).

L'analyse des données de sismique THR nous a montré que l'extension longitudinale des lobes turbiditiques récents de Qurayyat / Dayquah, au débouché du système chenalisé, est inférieure à 23 km de long (Fig. V-1). Elle est inférieure à 36 km, au minimum, pour les lobes du système de Sur. Bien que la résolution des données de sismique THR ne permette pas d'observer l'architecture interne de ces lobes, ils forment des corps peu épais (< 30 m), peu étendus latéralement (dizaine de kilomètres pour le corps principal du lobe). Ces lobes se mettent en place juste après une rupture de pente importante (de 1 à 2°), à la transition pente continentale inférieure – plaine abyssale, qui marque également l'arrêt de la chenalisation des écoulements. Les lobes associés aux autres systèmes chenalisés de la marge n'ayant pas été observés sur les profils sismiques, leur extension doit être encore plus restreinte au niveau du débouché des chenaux.

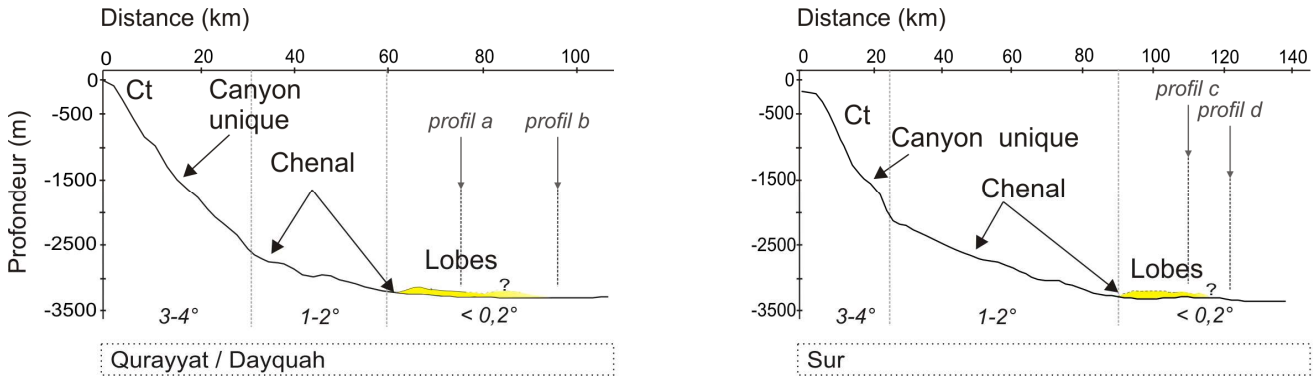


Figure V-4 : profils bathymétriques dans les systèmes « canyons – chenaux » de Qurayyat/Dayquah et Sur (données ETOPO 1 affinées par les données multi-faisceaux), et localisation des différentes transitions physiographiques (pente en °) et architecturales (Ct = canyons tributaires ; zone de jonction en un canyon unique ; chenal turbiditique ; position relative des lobes turbiditiques). Localisation des profils sismiques (Fig. V-2 et V-3).

3) *Sédimentation turbiditique récente*

Les données sédimentologiques se limitant à une seule carotte sédimentaire (KS01), nous ne pouvons pas établir une analyse précise de la nature et de la distribution des sédiments sur la marge. Toutefois, cette carotte a été prélevée en pied de pente, à l'interface entre deux systèmes d'alimentation (Fig. V-5). Le point de carottage est ainsi localisé à 28 km au sud-est de la levée droite du chenal de Sur, et peut donc *potentiellement* recevoir des apports turbiditiques de ce système, par débordement des écoulements au dessus des levées. La carotte est également positionnée en aval du canyon Al Hadd, dans la partie distale d'éventuels lobes turbiditiques, et pourrait donc recevoir également des apports résiduels distaux (fraction fine des écoulements). Cette carotte permet donc d'avoir un premier aperçu du fonctionnement sédimentaire récent de la rampe turbiditique nord-est omanaise.

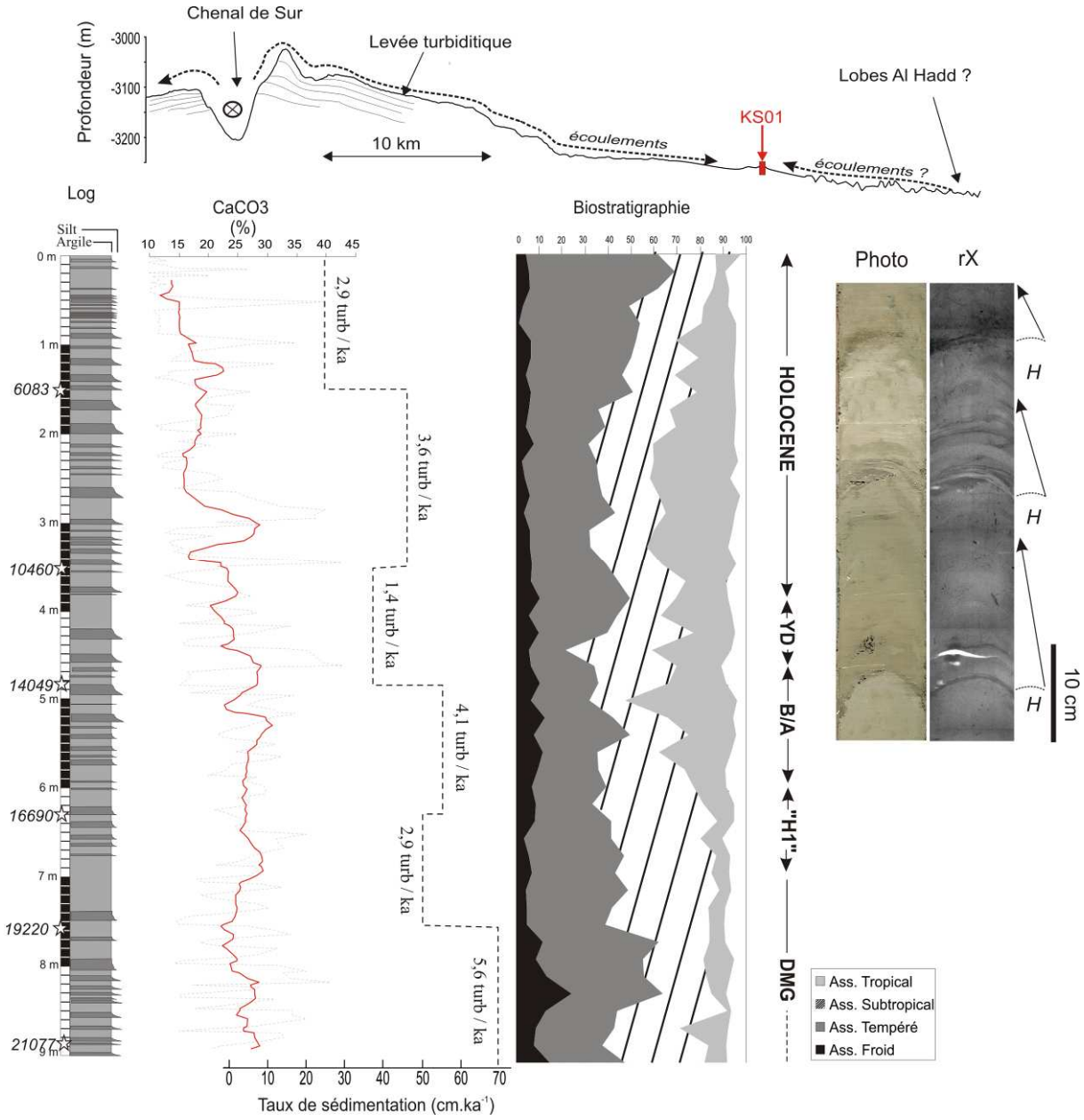


Figure V-5 : localisation schématique de la carotte KS01 (et sources potentielles des écoulements), log lithologique (les étoiles indiquent la position des datations ^{14}C, données en âge corrigé calendaire BP), évolution de la teneur en carbonates ($CaCO_3$, la courbe rouge indique la moyenne mobile), biostratigraphie, et exemples de séquences turbiditiques silto-argileuses (S), séparées par les lits hémipélagiques / pélagiques (H), observées dans la carotte (photo, rX).

La carotte est constituée d'une alternance de dépôts argileux hémipélagiques / pélagiques et de turbidites silto-argileuses centimétriques à décimétriques (Fig. V-5).

Les niveaux hémipélagiques / pélagiques sont caractérisés par une couleur gris-pâle à gris olive, une bioturbation importante, une teneur variable en carbonates. Cette dernière est majoritairement liée à la fraction biogène du sédiment, essentiellement constituée de

foraminifères planctoniques, benthiques, et de ptéropodes. Ce faciès se présente sous la forme de niveaux centimétriques à pluri-décimétriques, le plus souvent au sommet des séquences turbiditiques.

Les séquences turbiditiques se rencontrent sous la forme d'alternance de lamines de silt et d'argile millimétriques à centimétriques à la base, les silts étant concentrés dans les lamines sombres en rX (Fig. V-5). Elles peuvent être planes ou plus rarement obliques, fréquemment discontinues ou formant des lentilles. Les lamines sont typiquement strato et grano-décroissantes (terme Td de la séquence de Bouma), surmontées d'un terme argilo-silteux homogène présentant un granoclassement normal frustre (terme Te), peu bioturbé et pauvre en éléments biogéniques. Il s'agit de dépôt gravitaires très fins, qui résultent typiquement d'un écoulement turbulent dilué (Bouma, 1962; Stow & Shanmugam, 1980; Stow & Piper, 1984). Dans le cas de KS01, ils peuvent être soit liés au débordement de la partie sommitale des écoulements dans le chenal de Sur, soit produits par la fraction résiduelle (distale) des écoulements ayant déposé la totalité de leur charge sableuse au débouché du chenal Al Hadd.

Les datations radiocarbone réalisées montrent que la carotte enregistre les derniers 22 ka BP (*i.e.* de la fin du Dernier Maximum Glaciaire à l'actuel). La teneur en carbonates dans la carotte diminue globalement de la base au sommet, avec un maximum localisé entre environ 5 et 7 m de profondeur (Fg. V-5). L'évolution de l'assemblage des foraminifères planctoniques témoigne de l'évolution des conditions paléo-environnementales, avec un assemblage plus « froid » jusqu'à 16 – 15 ka BP, marquant la fin de la terminaison 1, et l'augmentation de la part d'espèces « tropicales » au cours des périodes chaudes et humides du Bölling-Alleröd et du début de l'Holocène, pour revenir vers un assemblage plus « tempéré » à l'Holocène supérieur (Fig. V-5).

Les taux de sédimentation moyens sur l'ensemble de la carotte sont de 42 $cm.ka^{-1}$. Ils diminuent globalement du DMG à l'Actuel, de même que les fréquences turbiditiques (Fig. V-5), passant de 70 $cm.ka^{-1}$ entre 21 et 19 ka (correspondant à 5,6 turbidites / ka) à 25 $cm.ka^{-1}$ au cours de l'Holocène récent (2,9 turbidites / ka). Il est important de noter que ces faibles taux sédimentation et fréquences turbiditiques ne sont pas représentatives de l'activité sédimentaire de l'ensemble de la marge, la carotte KS01 étant localisée dans un domaine distal, relativement éloigné des axes des écoulements. Elle montre, en revanche, que la sédimentation turbiditique sur la marge nord-est omanaise reste active au cours des derniers 22 ka, même en période de remontée et de haut-niveau marin actuel.

B - Marge sud omanaise : le bassin d'Owen

La couverture des données au niveau du pied de pente de la marge sud omanaise s'étend du système turbiditique Al Batha (au nord) à la ride de Masirah (au sud). La quantité limitée de données à notre disposition permet seulement d'obtenir une toute première approche sur la morphologie, la variabilité des processus et la dynamique sédimentaire récente dans le nord du bassin d'Owen.

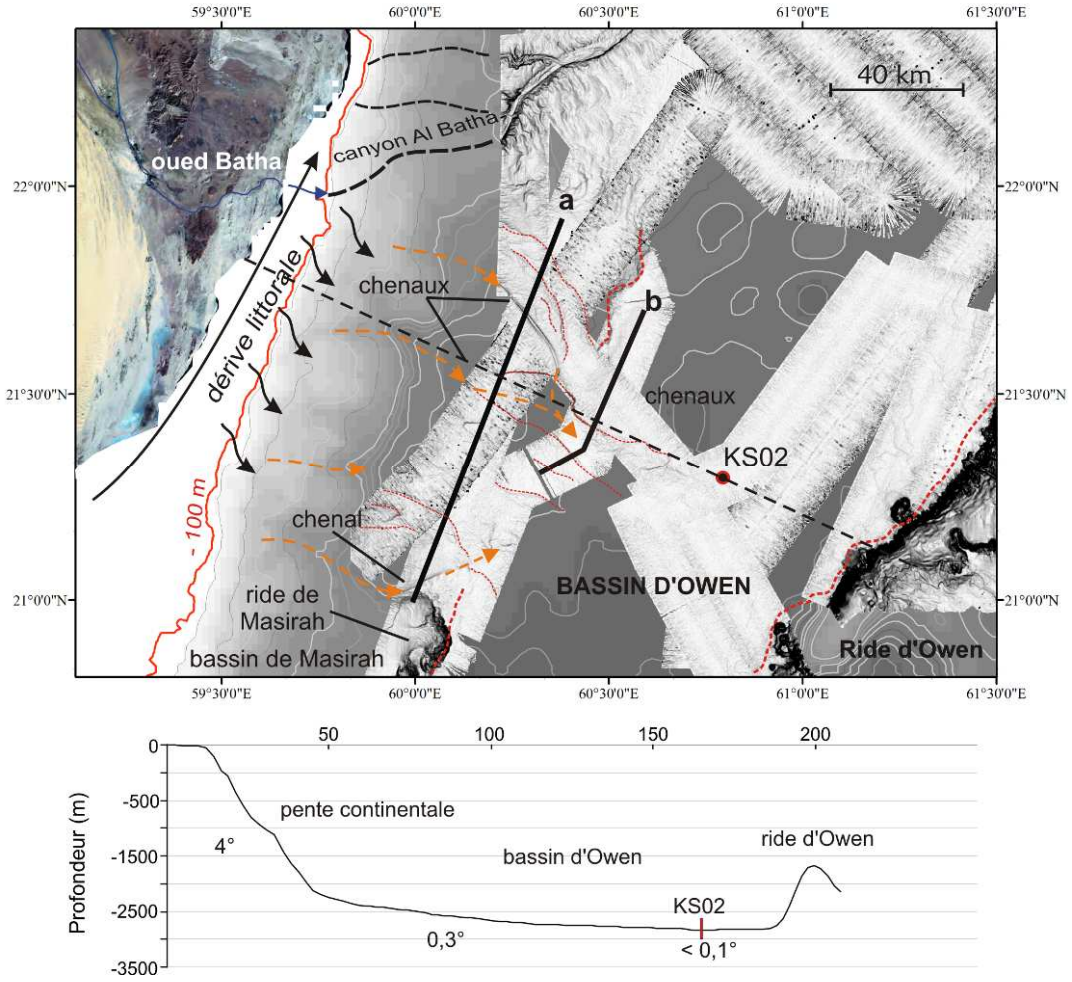


Figure V-6 : Bathymétrie ETOPO 1 et carte des pentes de la zone sud de la marge omanaise et du bassin d'Owen. Les traits rouge pointillés symbolisent les principaux escarpements liés aux failles. Les flèches orange symbolisent le trajet schématisé des écoulements gravitaires (chenaux érosifs et ravines). Localisation de la carotte KS02, et des profils sismique THR (SbP 120) a et b (cf. Fig. V-7). Profil bathymétrique régional et évolution des pentes globales (données ETOPO 1) de la marge sud-omanaise dans l'axe de KS02.

1) *Architecture sédimentaire*

A 3000 m de profondeur, l'architecture du bassin d'Owen est marquée par le développement de chenaux érosifs au relief modéré (Fig. V-6 & V-7), de 500 m à 1 km de large et moins de 50 m de profondeur. Ces chenaux se distinguent des chenaux « constructifs » (notamment observés sur la partie nord de la marge précédemment) par l'absence de levées aggradantes et l'érosion franche des dépôts adjacents (Fig. V-7). Sur la bathymétrie actuelle, les chenaux les plus orientaux montrent un cours rectiligne (Fig. V-6). Vers l'aval, ils convergent vers une zone en dépression délimitée dans ses extrémités par des failles normales (Fig. V-7). Cette zone s'exprime par un faciès acoustique de très forte amplitude, chaotique au sommet, marqué par une très faible pénétration du signal (écho-faciès II), interprété comme la signature de dépôts riches en sables. L'extension longitudinale de cette zone de dépôt n'est pas connue. Latéralement, elle s'étend sur moins de 8 km (Fig. V-7). Au sud, le chenal érosif confiné contre la ride de Masirah constitue plus un chemin préférentiel des écoulements qu'un système chenalisé à proprement parler (Fig. V-7).

Ces chenaux érodent des dépôts montrant un écho-faciès de type III (forte à moyenne amplitude au sommet avec des hyperboles, surmontant un faciès transparent, pénétration moyenne à faible du signal en profondeur). Ces corps forment généralement des unités tabulaires, d'épaisseur variable (5 à 30 m), pouvant être continues sur plus de 30 à 35 km (Fig. V.7). Ils s'observent également en unités lenticulaires plurimétriques (5 – 15 m) de plus faible extension latérale (< 5 km) et sont interprétés comme des dépôts gravitaires de transport en masse (MTDs), *i.e.* des glissements et/ou des débrites. Les MTDs sont recouverts par des dépôts lités continus, d'amplitude variable (écho-faciès Ia et/ou Ib), sur une épaisseur variant de 4 à 6 m sur le profil a (~ 3000 m de profondeur), à 10 à 30 m sur le profil b (localisé 30 km en aval, à des profondeurs d'eau de 3150 à 3200 m ; Fig. V-7). Ces derniers sont interprétés comme des dépôts turbiditiques fins et/ou des sédiments hémipélagiques. En profondeur, les MTDs sont imbriqués dans ce type de faciès et les érodent latéralement, parfois de façon abrupte (Fig. V-7).

L'ensemble de ces dépôts est marqué par des failles qui affectent au moins les sédiments de sub-surface (premiers 100 mètres) observés sur les données sismiques (Fig. V-7). Les failles principales, orientées du SSW – NNE (*i.e.* dans la direction de la faille de Masirah), sont parfois indentifiables sur la bathymétrie actuelle (Fig. V-6), formant des escarpements de 200 à 300 m de hauteur, qui atteignent 1000 m au niveau de la ride de Masirah (du nord au sud). Des accidents secondaires orientés NW – SE sont également observés sur la bathymétrie actuelle, formant les escarpements observés en sismique THR (Fig. V-7).

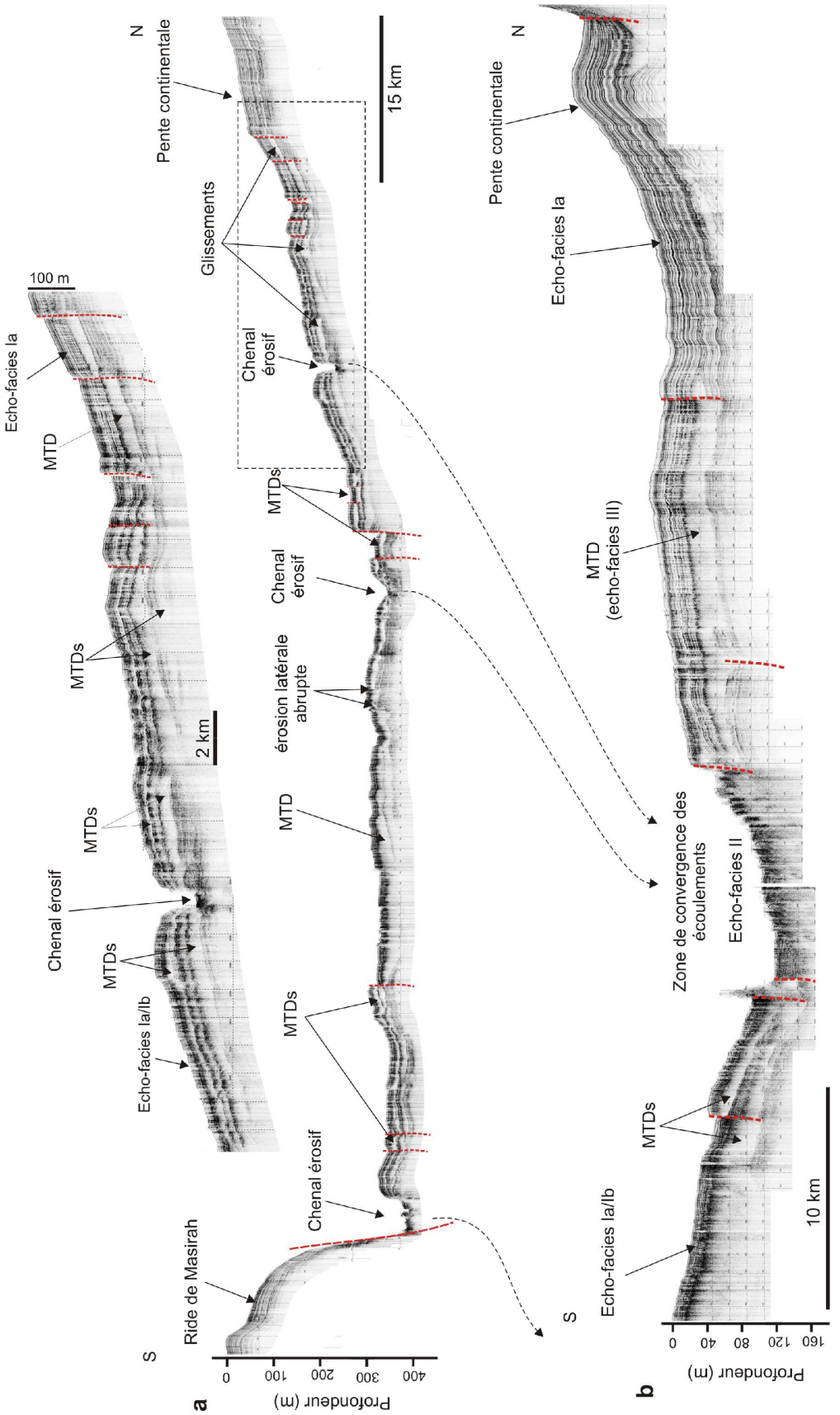


Figure V-7: profils sismiques THR (SbP 120) au niveau du pied de pente de la marge sud omanaise, dans le bassin d'Owen (entre 3000 et 3200 mètres de profondeur). Localisation des profils en Fig. V-6.

2) *Sédimentation turbiditique récente*

La carotte KS02 est localisée en aval des lignes sismiques THR, à 135 km du rebord de pente et à 43 km de la zone d'accumulation sableuse alimentée par les chenaux érosifs (Fig. V-7). Elle a ainsi été prélevée au fond du bassin d'Owen (- 3380 m de profondeur), confiné à 45 km à l'est par la ride d'Owen (Fig. V-6). Elle est composée de séquences turbiditiques silto-argileuses pluri-centimétriques à pluri-décimétriques, alternant avec des niveaux hémipélagiques centimétriques (Fig. V-8). Les séquences turbiditiques sont composées d'une base silto-argileuse granoclassée normalement de 2 à 20 cm, présentant des lamines planes voir des rides migrantes (termes Tc ou Td de la séquence de Bouma). Cette base est surmontée d'un épais niveau d'argile gris sombre à beige (15 – 118 cm), homogène dans sa composition (très peu de faune planctonique, grains détritiques très fins) et caractérisé par un granoclassement frustre (Fig. V-8). Ce niveau est interprété comme le terme Te de la séquence de Bouma (décantation du nuage turbide). Des légères reprises de granularité et l'apparition de lamines silteuses planes, généralement diffuses, sont souvent observées dans ce terme Te (Fig. V-8). Ces niveaux argileux terrigènes passent graduellement à des argiles bioturbées, riches en microfossiles (foraminifères planctoniques notamment), de couleur gris beige (et apparaissant en clair sur les images rX).

Ces épaisses turbidites argileuses témoignent d'un volume important d'argile dans les écoulements à l'origine des dépôts. Leurs caractéristiques diffèrent des séquences turbiditiques silto-argileuses classiquement observées dans les franges distales des systèmes turbiditiques (Piper *et al.*, 1999), illustrées par les dépôts décrits sur la marge nord-omanaise précédemment (KS01 ; Fig. V-5). L'épaisseur inhabituelle du terme Te et la présence de lamines de silt diffuses suggère que plusieurs écoulements se sont succédés rapidement dans le temps, éventuellement sous la forme de bouffés turbidites répétées au sein d'un écoulement turbulent de grand volume, comme le suggère les travaux de Lowe (1982), Kneller (1995), et Tripsanas *et al*. (2004). Des séquences turbiditiques similaires ont été décrites dans différents bassins actuels (Elmore et aI., 1979; Lebreiro *et al.*, 1997; Rothwell *et al.*, 2000 ; Wynn *et al*., 2002b), et fossiles (Ricci Lucchi & Valmori, 1980; Talling *et al.*, 2007) et ont été interprétés comme le produit de bouffés turbides répétées issues de glissements initiés au cours d'un même événement. Ces déstabilisations successives pourraient ainsi induire la formation d'un écoulement gravitaire de large volume, dans lequel la vitesse et/ou le volume de sédiment peut varier au cours du temps (Talling *et al.*, 2007).

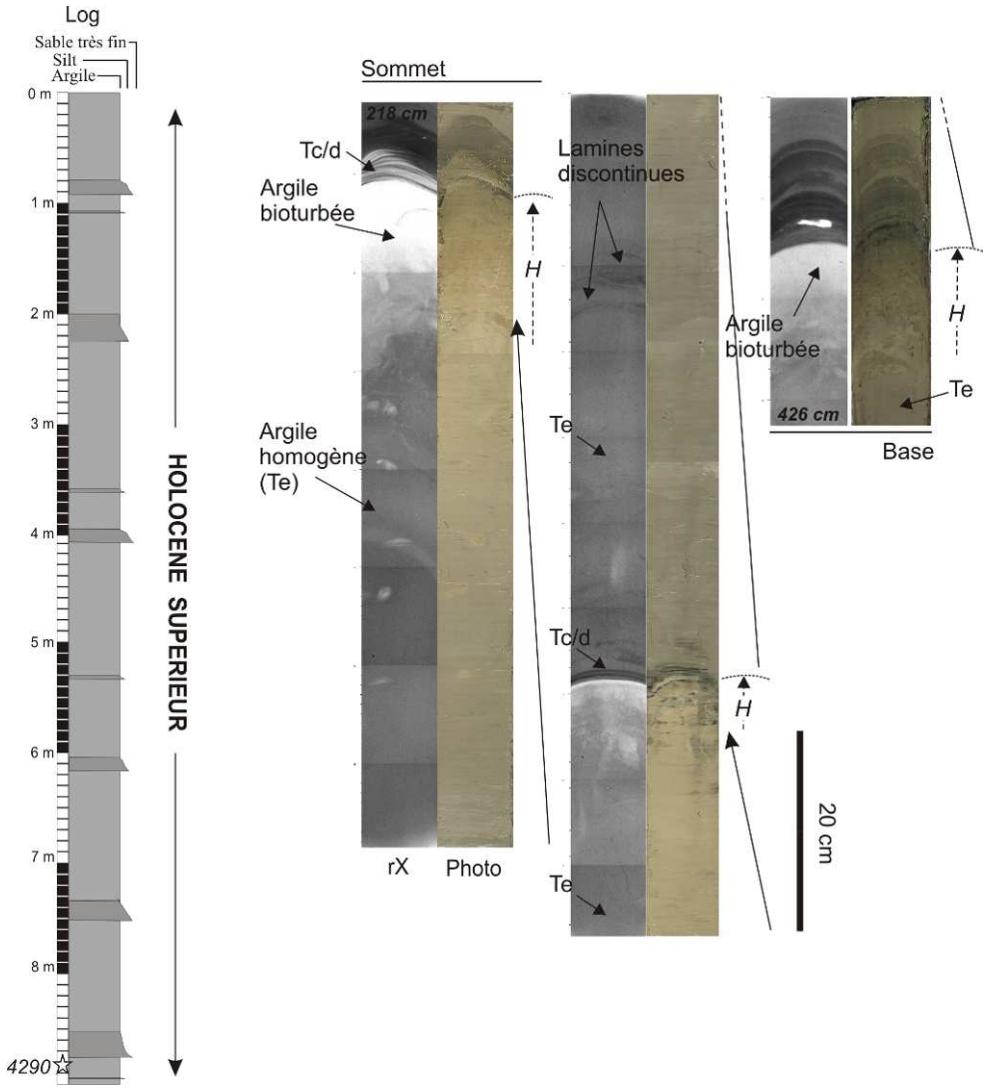


Figure V-8 : log lithologique et exemple de séquences turbiditiques observées sur la carotte KS02 (bassin d'Owen). L'étoile indique la position et l'âge radiocarbone obtenu à la base de la carotte, indiquant des sédiments de l'Holocène supérieur uniquement. Noter l'épaisseur des turbidites silto-argileuses prélevées (ici, jusqu'à 140 cm de la base (Tc/d) au sommet (Te).

La carotte KS02, majoritairement composée de silt et d'argile, correspond à la partie distale des dépôts gravitaires de la marge. L'éventuelle charge sableuse des écoulements gravitaires est *a priori* déposée en amont, dans la zone d'accumulation sableuse observée au débouché des chenaux érosifs (Fig. V-6 & V-7). La datation radiocarbone obtenue à la base de la carotte montre que l'activité turbiditique enregistrée correspond aux derniers 4290 ans, soit dans les conditions de haut niveau marin relatif de l'Holocène récent.

Or contrairement à la marge nord-est omanaise, il n'existe pas actuellement de système fluviatile sur la marge sud, marquée par la présence du désert de Wahibah le long de la côte. Dans la partie septentrionale, seul l'oued Al Batha atteint la marge, mais semble

principalement alimenter un système de canyons formant un système turbiditique majeur, au nord de la zone (Fig. V-6). Les apports sédimentaires sur cette portion de marge sud-omanaise sont donc actuellement faibles et limités :

- aux sédiments littoraux transportés par la dérive littorale du sud-ouest au nord-est (Fig. V-9), dont une parti est issue de l'érosion des sables du désert de Wahibah, et qui pourraient être occasionnellement capturée et déstabilisée dans la pente continentale ;

- à une éventuelle fraction de sédiments apportés par l'oued Al Batha et dispersés sur la plateforme continentale étroite dans les conditions actuelles de haut niveau marin relatif ; cet apport est toutefois considérée comme mineur, les courants littoraux favorisant la capture de ces sédiments directement dans les canyons adjacents du système turbiditique Al Batha.

Uniquement 9 turbidites sont enregistrées sur les derniers 4290 ans, correspondant à une très faible fréquence des écoulements (1 turbidites / 500 ans environ). Inversement, la grande épaisseur de chacune de ces turbidites génère des taux de sédimentation très importants dans le bassin d'Owen (208,5 $cm.ka^{-1}$). L'abondance de dépôts issus de mode de transport en masse au niveau du pied de pente, l'absence de système chenalisé mature et construit (chenaux érosifs uniquement), sont autant d'arguments suggérant que le fonctionnement sédimentaire de cette partie de la marge sud d'Oman est limitée à des écoulements générés lors de déstabilisations occasionnelles des sédiments de pente et de rebord de plate-forme continentale.

C - Le système turbiditique Al Batha

Le système turbiditique Al Batha se développe au sud du Ras Al Hadd, à l'interface entre les deux dépocentres précédemment étudiés. Alimenté par le bassin versant le plus étendu sur la marge, il constitue un des principaux systèmes sédimentaires récents du Golfe d' Oman. Nous présenterons dans un premier temps, sous la forme d'une publication publiée dans la revue *Sedimentary Geology* (Note 2), les caractéristiques principales du système Al Batha, la morphologie et l'architecture sédimentaire des lobes distaux, ainsi que les processus sédimentaires récents dans le système. Cette note sera complétée par une synthèse des travaux récents, réalisés en partie grâce aux données acquises lors de la mission FANINDIEN 2009.

1) *Note 2: "Hyperpycnal-fed turbidite lobe architecture and recent sedimentary processes: a case study from the Al Batha turbidite system, Oman margin"*

RESUME

Le système turbiditique Al Batha constitue le principal système sédimentaire de la marge omanaise. Alimenté par l'oued Al Batha, et positionné dans la zone de rétrécissement du plateau continental, où les sables transportés par la dérive littorale peuvent converger, il apparaît comme un véritable piège à sédiment à l'échelle régionale. Le système turbiditique Al Batha forme un système ponctuel (source linéaire) riche en sable et argile, qui s'illustre par le développement d'un complexe de lobes de plus de 1000 km^2 dans la plaine abyssale omanaise.

L'étude de détail de ces lobes s'inscrit dans le cadre de deux des problématiques de ce travail de thèse : améliorer les modèles sédimentaires permettant la prédiction des zones de dépôt sableuses et leur architecture interne d'une part ; et évaluer l'impact des accumulations sableuses sur les propriétés géoacoustiques des fonds océaniques d'autre part.

L'architecture interne du complexe de lobes (nommé ci-après « lobe Al Batha ») a été étudiée en détail sur la base de données acoustiques, sismique THR, et sédimentologiques. Plusieurs échelles d'observations ont été observées : le lobe Al Batha est constitué de plusieurs unités de dépôts internes, elles-mêmes formées par de nombreux corps élémentaires empilés, peu épais (< 5m). Le lobe Al Batha est connecté, en amont, au chenal turbiditique par le biais d'une zone de transition (« *Channel Lobe Transition Zone* » ou CLTZ) qui s'étend sur plus de 25 km de long. Le corps du lobe est organisé longitudinalement selon :

● une zone amont (proximale) de *by-pass* et d'érosion, caractérisée par des chenaux de petite taille qui se divisent rapidement en un réseau de chenaux distributaires ;

● une zone médiane où ces chenaux disparaissent et débouchent sur une aire de dépôt constituée par des corps sédimentaires tabulaires à lenticulaires empilés verticalement. La continuité de ces corps, interprétés comme des dépôts sableux, peut dépasser la dizaine de kilomètres ;

● une zone distale (frange du lobe) qui montre une transition vers des dépôts de plaine abyssale plus fins et lités (turbidites fines, hémipélagites).

Cette organisation architecturale est assez similaire au modèle décrit par Gervais *et al*. (2006b) pour le lobe turbiditique sableux du Golo (marge est-corse). Une organisation et des processus sédimentaires semblables caractérisent donc lobes de systèmes turbiditiques associés à des configurations de bassin assez proches.

Les faciès sédimentaires du lobe sont caractérisés par des turbidites et des hyperpycnites sableuses alternant avec des dépôts fins (turbidites et hyperpycnites silto-argileuses, hémipélagites). Ces séquences soulignent l'importance du phénomène de crues de l'oued Batha et d'éventuels contributaires dans le remplissage sédimentaire du bassin omanais, en relation avec le contexte physiographique et climatique de l'Oman (plateforme restreinte, climat aride, crues instantanées fréquentes…). En outre, l'étude des dépôts gravitaires nous a révélé une sédimentation active récente dans les lobes turbiditiques, dans les conditions de haut-niveau marin de l'Holocène récent.

Le système turbiditique Al Batha constitue donc un exemple typique de système turbiditique de taille « intermédiaire », riche en sable et vase. Son fonctionnement apparaît étroitement lié aux caractéristiques et à la dynamique du bassin versant continental (contrôle hydroclimatique et physiographique).

Note 2: "Hyperpycnal-fed turbidite lobe architecture and recent sedimentary processes: a case study from the Al Batha turbidite system, Oman margin"

Article soumis à Sedimentary Geology en Mars 2008 ; accepté en Septembre 2008.

J. Bourget [a]*, S. Zaragosi [a], T. Mulder [a], J-L. Schneider [a], T. Garlan [b], A. Van Toer [c], V. Mas [d], and N. Ellouz-Zimmermann [e]

[a] *Université Bordeaux I, UMR CNRS 5805 EPOC, Avenue des Facultés, F-33405 Talence, France*

[b] *SHOM, Centre Hydrographie, BP 426, F-29275 Brest, France*

[c] *LSCE/IPSL, CEA-CNRS-UVSQ, F-91198 Gif sur Yvette Cedex, France*

[d] *IFREMER, GM/LES, BP70, F-29280 Plouzané Cedex, France*

[e] *Institut Français du Pétrole (IFP), rue Bois Préau, F-92852 Rueil-Malmaison, France*

* *Corresponding author.* *E mail:* j.bourget@epoc.u-bordeaux1.fr

Abstract

The main sediment depocenter along the Oman margin is the Al Batha turbidite system that develops in the Gulf of Oman basin. It is directly connected to the wadi Al Batha, and forms a typical sand and mud rich point source system that acts as regional sediment conduit and feeds a ~ 1000 km^2 sandy lobe.

The Al Batha lobe depositional architecture has been investigated in detail using very high resolution seismic, multibeam echosounder data and sediment cores. Several scales of depositional architecture can be observed. The Al Batha lobe is composed by several depositional units, made of stacked elementary sediment bodies (thinner than 5 m) that are each related to single flow event. The lobe is connected to the feeder system through a channel lobe transition zone (CLTZ) that extends on more than 25 km. The lobe can be divided into proximal, middle and distal lobe areas. The proximal lobe is an area of erosion and by-pass with small axial feeder channels that rapidly splay into several small distributaries. They disappear in the mid-lobe area where deposits consist of vertically stacked

tabular to lense-shaped sediment bodies, with a lateral continuity that can exceed 10 km. The distal lobe fringe shows a classical facies transition towards thin-bedded basin plain deposits.

Sub-surface deposits consist of sandy turbidites and hyperpycnites, interbedded with fine-grained deposits (thin turbidites, hyperpycnites, or hemipelagites). Although these distal deposits are mainly related to flow transformations and concentration evolution, they highlight the importance of flooding of the wadi Al Batha on the sediment transfer to the deep basin. The thick sandy hyperpycnites recovered in such distal area are also possibly related to the initial properties of gravity flows, in relation to the flooding characteristics of mountainous desert streams.

Finally, the Al Batha lobe depositional architecture is typical of sand-rich lobes found within “small”, sand and mud rich turbidite systems fed by mountainous “dirty” rivers. Turbidite sedimentation in the Al Batha system appears to be primarily controlled by the strong climatic and geomorphic forcing parameters (*i.e.* semi-arid environment with ephemeral, mountainous rivers subjected to flash-flooding).

Keywords: turbidite system, Oman margin, lobe, hyperpycnite, gravity flow, Arabian Sea

1. Introduction

Understanding the triggering mechanisms for submarine gravity flows is of primary importance because turbidite systems are made of different architectural elements directly related to the gravity flows properties (*i.e.* flow concentration, duration, sand/mud ratio, and flow transformation) which in turn depend on the changes in sea level and the type of margin setting (Piper & Normark, 2001).

Since the concept of hyperpycnal flows (Bates, 1953), the dynamics of flood-generated gravity currents and their influence on the growth of deep-sea turbidite systems have received considerable attention (*e.g.*, Mulder & Syvitski, 1995 ; Mulder *et al.*, 2001a ; Piper & Normark, 2001; Mulder et al., 2003 ; Mutti et al., 2003; among others). The importance of sediment delivery mechanisms in relation with the fluvial drainage basin is thus to be considered as a predominant control on deep sea fans growth and architecture.

In submarine turbidite systems, sandy depositional lobes commonly accumulate at the termination of submarine feeder conduit, forming important hydrocarbon reservoirs. In ancient outcrops and on the modern sea floor, past studies have demonstrated that lobes show considerable architectural variability that may provide information about the gravity flows properties and their sediment source characteristics (Normark & Piper, 1991). Recent data from modern turbidite systems showed that lobes are not simply massive sheet-like deposits at the end of channel–levee systems, as previously thought, but are channelized and made of several *internal units* that are in turn composed by numerous *elementary sedimentary bodies*

(Twichell et al., 1992; Piper et al., 1999; Savoye et al., 2000; Gervais et al., 2006b; Deptuck et al., 2008).

This paper focuses on the main sediment depocentre on the Oman passive margin (Gulf of Oman, NW Indian Ocean), the Al Batha turbidite system. Using multibeam echosounder data and high-resolution seismic profiles, we describe the internal architecture of the Al Batha lobe and its longitudinal organisation. The sedimentary deposits were also investigated from sediment cores to better understand depositional processes and flow initiation, and their relation to the specifics of the subaerial drainage basin. Finally, this study aims to provide a first description of the organisation of deep sea sedimentation along this previously poorly explored margin.

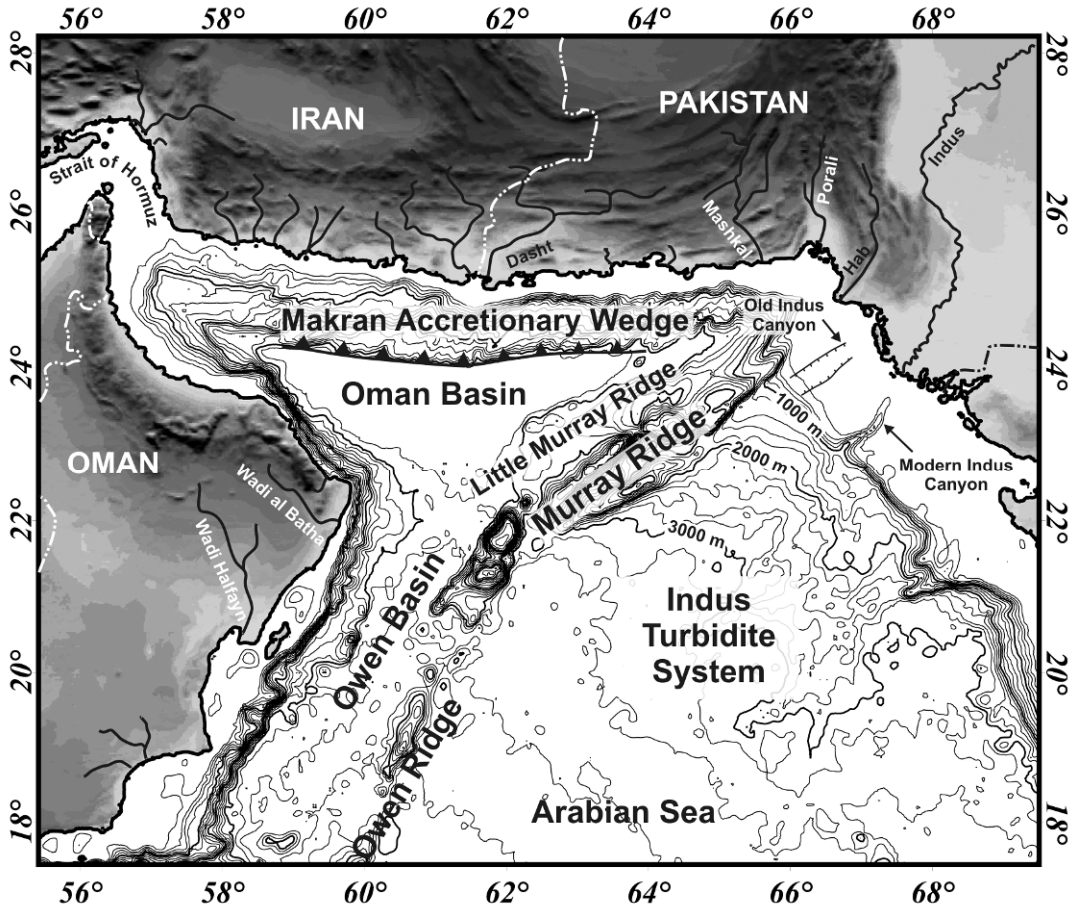


Figure 1: General map of the Gulf of Oman (Arabian Sea, NW Indian Ocean). Bathymetric contours (in meters) are from the ETOPO 2 database.

2. Regional setting

2.1 Physiography

The Gulf of Oman is a triangular, 3400 m deep, 300 km wide and 950 km long semi-confined sedimentary basin (Fig. 1). It is located between the Oman passive margin and the Makran accretionnary wedge (Iran and Pakistan margins), which developed in response to the northward subduction of the Arabian Sea beneath the Iranian and Afghan continental blocks since the Late Cretaceous (Byrne et al., 1992; Ellouz-Zimmermann *et al.*, 2007b). The basin is flanked on its eastern side by the 420 km long and 50 to 20 km wide northeast-trending Murray Ridge. The latter is considered to be a divergent plate boundary with low spreading rates (Gordon & Demets, 1989), and to be morphologically the northernmost extension of the Owen ridge and fracture zone, which corresponds to the Indian-Arabian plate boundary (Fournier et al., 2008) (Fig. 1).

2.2 Regional climate, drainage system and coastal hydrodynamics

The Arabian Sea is under the influence of the Asian monsoon-climate (Clemens & Prell, 2003). During summer months (June to September), winds blow from the south-west (*e.g.*, SW-Monsoon winds), and strongly affect the surface circulation of the Gulf of Oman. On land, due to the present day boreal summer position of the Intertropical Convergence Zone (ITCZ) along the southern coast of the Arabian Peninsula, only the southern Oman is directly affected by the moist monsoon air masses (Wheater & Bell, 1983; Fleitmann et al., 2007; Fuchs & Buerkert, 2008). Our study area lies further north, where arid to hyper-arid conditions dominate (Fuchs & Buerkert, 2008) and where precipitation occurs only episodically. Thus, rainfall in the area is very variable and can be extremely low or even absent for several years (Fuchs & Buerkert, 2008). During winter (November to March), cyclonic low-pressure systems originating in the eastern Mediterranean occasionally penetrate the Arabian landmass (Weyhenmeyer et al., 2000), and generate severe storms (Wheater & Bell, 1983; Fleitmann et al., 2007). Torrential rainfall can also occur during strong and hot summer monsoons, particularly during extreme events such as the Gonu cyclone (June 2007) that caused 6 to 8 days long flooding both in Oman and Iran. Such tropical cyclones reach Northern Oman once every 5–10 years (Weyhenmeyer et al., 2000, Weyhenmeyer et al., 2002).

Fluvial drainage system along the north-eastern Oman margin is characterized by numerous, small ephemeral streams (wadis) that drain the Oman mountain range (Fig. 2). The rare but intense rainfall usually causes catastrophic flooding (“flash floods”) of these systems. The most important fluvial system along the south-eastern Oman margin is the wadi Al Batha that reaches the Gulf of Oman just south of the Ras al Hadd (Figs. 1, 2). It is constituted by

numerous tributaries that drain the northern edges of the Wahiba desert sands, the Oman Mountains (including the Sama'il ophiolite), and Quaternary alluvial deposits (Garzanti et al., 2003). The Wahiba desert sand develops to the south, with a coastline composed of coastal dune cliffs up to 20 m high (Radies et al., 2004), in an area where the fluvial input is quasi-absent (only the southern branch of the Al Batha wadi (Fig. 2) reaches the Oman coast in this area).

At present, sediment along the south-eastern Oman margin is transported north-eastward, towards the Ras al Hadd, in longshore drift until it is likely intercepted by the Al Batha canyon head at the downdrift end of the littoral cell, where the continental shelf significantly narrows (Fig. 2). Additional sediment might be transported through resuspension by storm waves and rip currents, and advected north-eastward by the prevailing current.

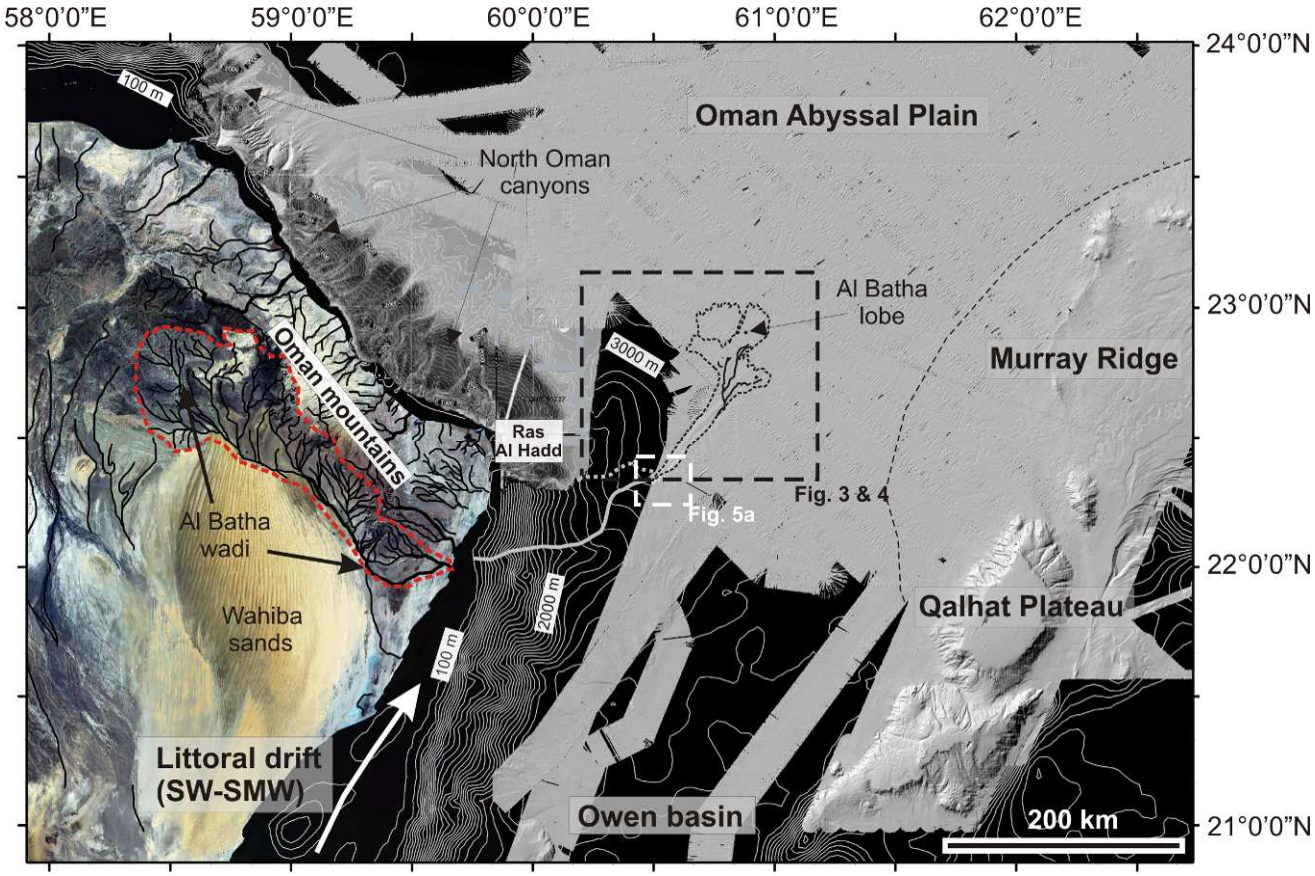


Figure 2: Physiographic map of the study area showing localization of the main drainage basins and deep-sea sedimentary systems (see location in Fig. 1). Shaded bathymetry of the North-Western area (North Oman canyons) has been redrawn from the data of Szuman et al. (2006). Red dashed line delimitates the Al Batha wadi watershed. The white arrow represents the summer monsoon-induced SW-NE littoral drift along the Oman coast.

3. Materials and methods

3.1 Acoustic and seismic mapping

The bathymetry and acoustic imagery was collected using the multibeam echosounder SIMRAD EM12 and EM300 during the MARABIE 2000 (*R/V Atalante,* IFREMER) and MARABIE 2001 (*R/V Le Suroît*, IFREMER) surveys, respectively. Additional multibeam bathymetry and more than 800 km of sub-bottom seismic lines (SBP 120 profiler) were collected during the FanIndien cruise (*R/V Beautemps-Beaupré*, SHOM), among them 400 km in the Al Batha lobe area (Figs. 3, 4). The SBP 120 sub-bottom profiler offer deeper penetration in the bottom and higher resolution (~ 1m) than conventional sub-bottom systems, with sweep frequencies between 2, 5 and 7 kHz. It allows a very detailed observation of the upper 100 m in fine-grained sediments, and ~ 25 m in sand-rich floor.

3.2 Core data

Two piston cores (Table 1) were collected (using the Kullenberg corer) in the Al Batha lobe during the MARABIE 2001 survey. Thin slabs (15 mm thick) were sampled and analyzed in the SCOPIX X-ray image processing tool (Migeon et al., 1999). Additionally, grain size analysis were performed using a Malvern™ Supersizer 'S'. Microscopical observations of thin-sections (10 cm long) of impregnated sediments selected from well-preserved sedimentary facies were performed using a fully automated Leica™DM6000B Digital Microscope (Zaragosi et al., 2006). Two AMS ^{14}C dating were done on core KS05 (Table 2), from bulk planktonic foraminifer species sampled in hemipelagic clay intervals.

The top of core KS05 is composed of visually massive sand (~ 105 cm thick) whereas X-ray imagery shows vertical deformation structures (Fig. 9). Piston coring within coarse material often provides short penetration and coring disturbances, and thus this layer is interpreted as coring artefact. Hence, only the base of core KS05 (55 cm) was analysed.

Table 1 - Location of cores

Core number	Latitude	Longitude	Depth (m)	Length (m)	Cruise	Year	Institute
KS04	22°59,90' N	60°57,50' E	3345	1.25	MARABIE I	2001	SHOM
KS05	22°48,9' N	61°00,01' E	3316	1.6	MARABIE I	2001	SHOM

Table 1: Core number, latitude, longitude, water depth, length and cruise details of investigated cores

4. Morphology of the Oman margin and distribution of the sedimentary systems

The Oman margin is characterized by a strong north – south asymmetry (Uchupi et al., 2002; Fig. 2). The cape Ras Al Hadd (Fig. 2) separates the northern and southern physiographic provinces. In the north, the continental shelf is narrow (from 2 to 7 km). The outer shelf is incised by a network of canyons with steep walls, U-shaped cross sections, and relief in excess of 100 m (Uchupi et al., 2002). These canyons are 1-3 km wide in the upper slope, 50 to 90 km long, and they seem to be directly connected to the network of wadis that reaches the northern Oman coast (Fig. 2). At the toe of slope, small channels occasionally develop but rapidly disappear on the available bathymetry data (Szuman et al., 2006). Downstream of these systems, our data does not show any significant sedimentary bodies in the abyssal plain. Southward, in the region of the Ras Al Hadd, the continental shelf is less than 10 km wide and extends down to ~ 110 m water depth (Fig. 2). The upper slope is characterized by steep slope gradients (up to 4°) until the depth of 2200 m. The lower slope shows lower gradients (~ 0,8 °) and reaches the abyssal plain at 3100 m water depth. The latter has low slope gradient (< 0,1 °) towards the centre of the Oman basin (Fig. 2) that is limited eastward by the Murray ridge (Fig. 2). The main sediment depocenter along the Oman margin is the Al Batha turbidite system that develops south of the Ras Al Hadd, forming a lobe that extends in the abyssal plain for over 1000 km^2 (Figs. 2, 3, 4). South of the Al Batha turbidite system, sediment depocenter shift towards the southern Owen basin, that is 150 km wide and confined by the Owen ridge (Fig. 2). The slope is characterized by tilted blocks aligned parallel to the margin's strike (Uchupi et al., 2002). Off the southern branch of the Al Batha wadi, a slope valley develops down to the Owen basin (Figs. 1, 2). Further to the south, the continental shelf widens, and the absence of wadis along the southern Oman coast suggests that there is low sediment input into the Owen basin.

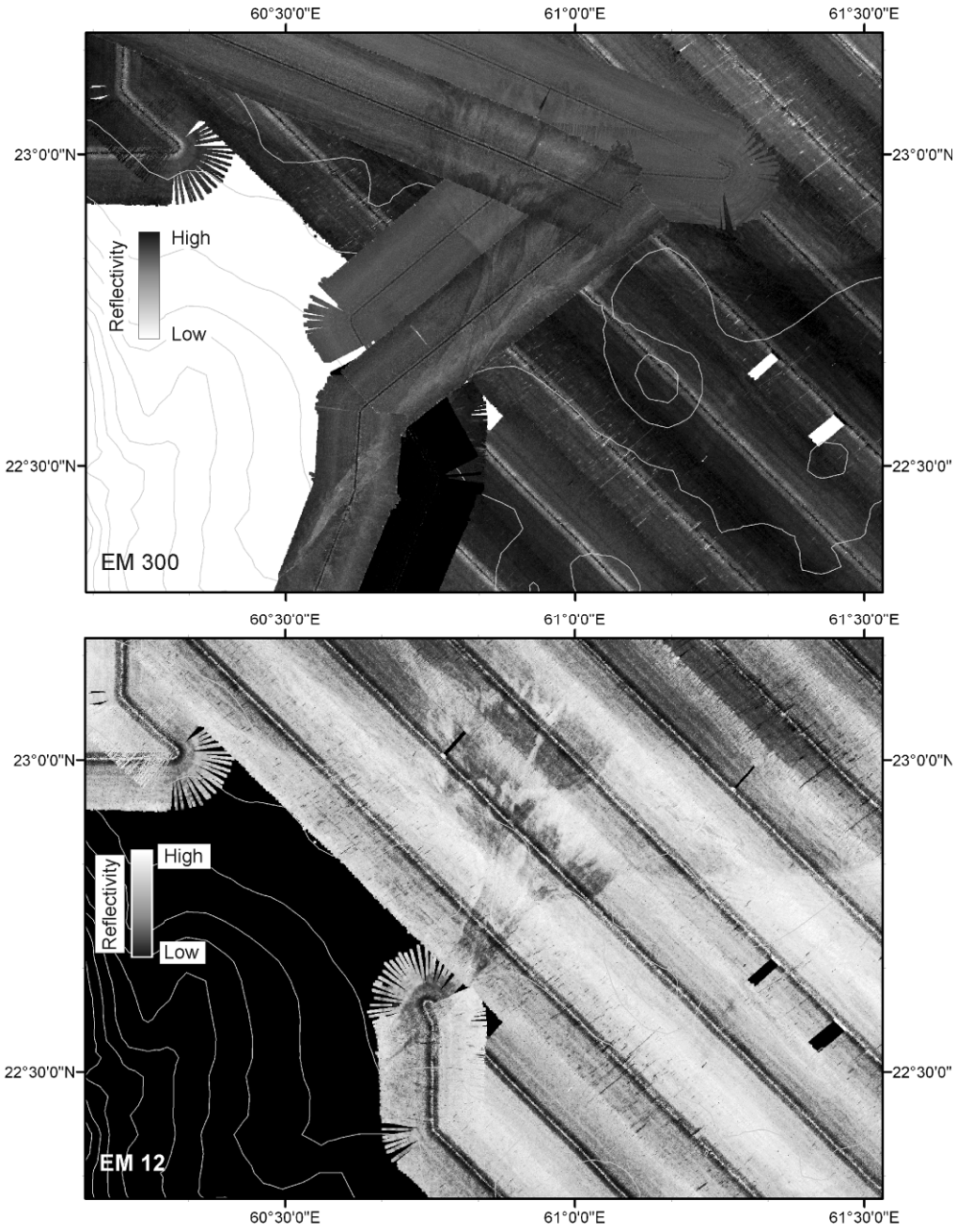


Figure 3: Acoustic imagery of the Al Batha turbidite lobe and feeder system: a) SbP 120 data collected during the FanIndien cruise. b) EM 12 data. Note that the backscatter intensity scale is inversed on the two pictures.

5. The Al Batha turbidite system

5.1. Feeder system and channel-lobe connection

The multibeam bathymetry coverage begins at 2900 m water depth (less than 100 km from the present coastline), where the Al Batha channel is 2 km wide (Fig. 5A). There, the right flank of the channel is ~ 130 m high, whereas its left flank is characterized by a 25 m levee. Downstream, the feeder channel rapidly widens and becomes relatively flat-floored, with small depressions that are poorly resolved on the bathymetry at this scale. At - 3070 m, the right flank remains 60 m high, while the left levee is almost absent (Fig. 5A). This strong, persistent asymmetry suggests either that the system developed a very thick right levee as it is observed in the Hueneme turbidite system (Piper et al., 1999), or that the channel course is confined by a structural high on its right side.

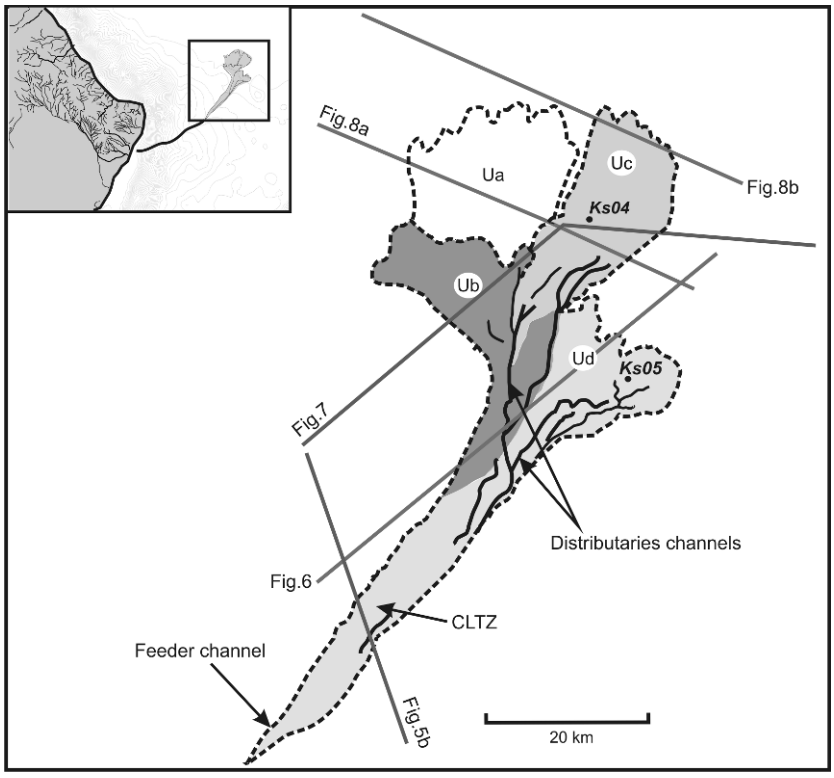


Figure 4: Interpretative scheme of the Al Batha lobe complex with localization of the sub-bottom seismic lines and sedimentary cores. The four lobe internal units have been named Ua-d (see text for details).

On sub-bottom seismic data, the axial area consists of a transparent to chaotic acoustic facies, with very low penetration, suggesting occurrence of coarse deposits (Fig. 5B). Several small scours < 10 m deep and 200-300 m wide are observed. Theses structures are also identified on bathymetry (Fig. 5A), and can be continuous along several kilometres (Fig. 5A). The right flank is composed of high amplitude, continuous bedded reflectors (Fig. 5B). The

left, near-flat border is characterized by medium to low amplitude continuous bedded facies. Local slump deposits are also observed at the foot of the right levee (Fig. 5B).

Comparable scoured zones have been described in several recent and ancient turbidite systems and probably represents the channel-lobe transition zone (CLTZ; *e.g.*, Wynn et al., 2002a). In the Al Batha turbidite system, the CLTZ extends longitudinally on approximately 25 to 35 km, until the occurrence of the channelized lobe body (Figs. 4, 5A).

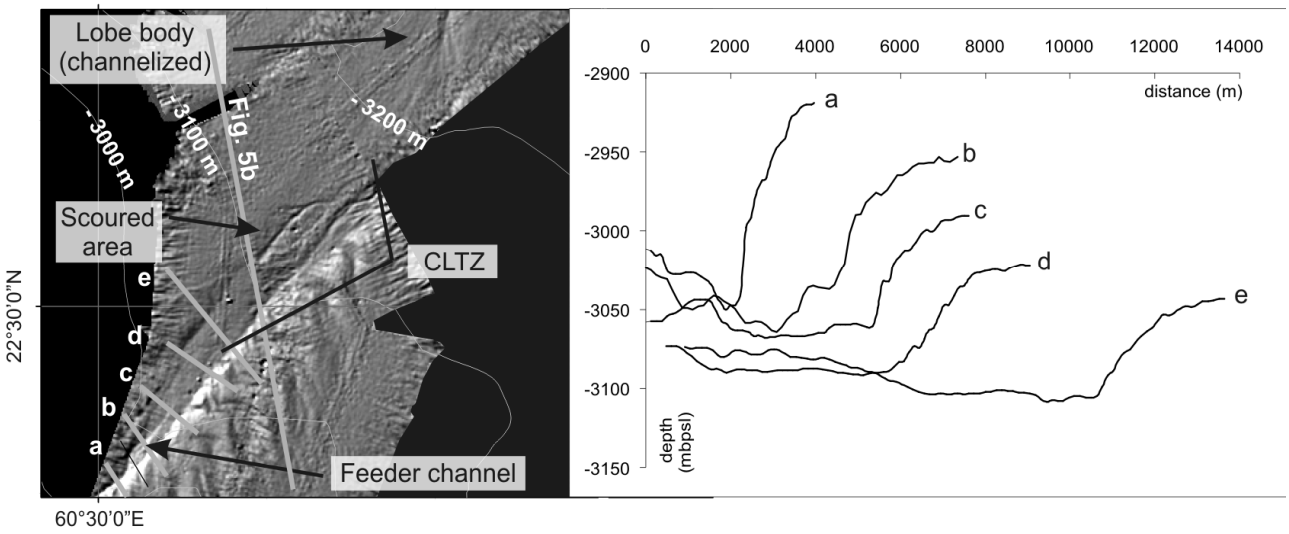


Figure 5A: Shaded bathymetry (SbP 120) of the channel lobe transition zone and transverse bathymetric profiles (a to e).

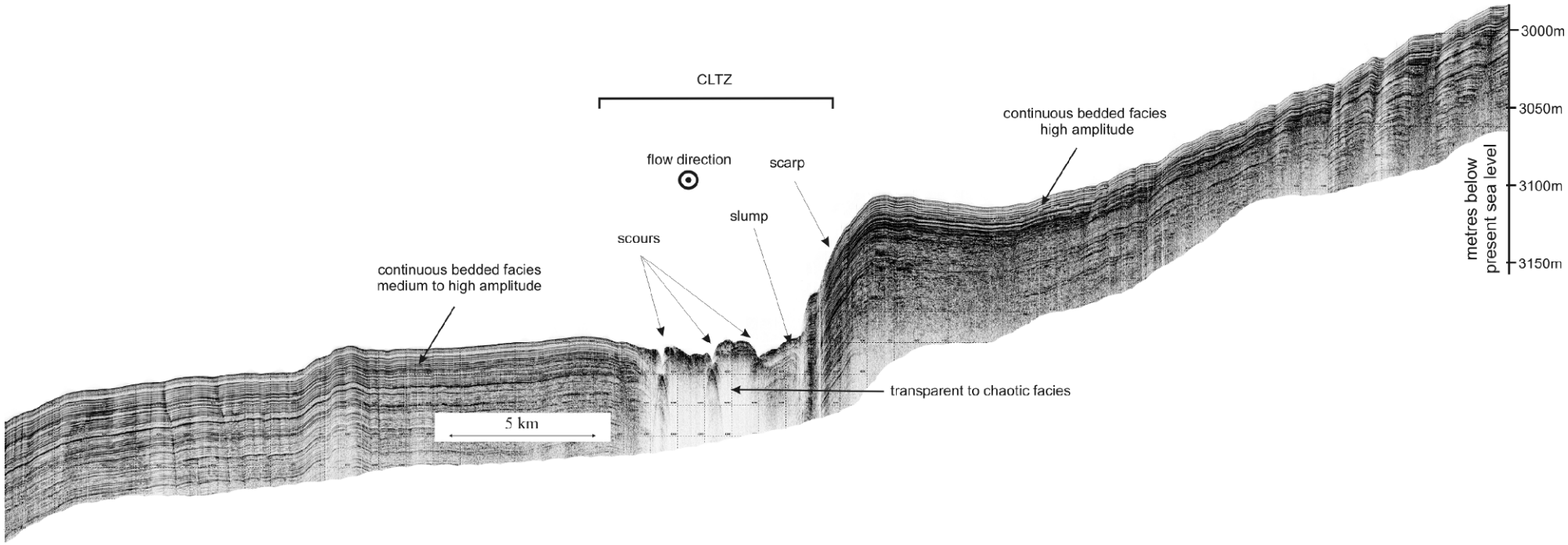


Figure 5B: Sub-bottom seismic line in the CLTZ illustrating the scoured, low seismic penetration bottom floor and the general asymmetry with a well-developed right levee. Depths are given in meters below present sea level (mbpsl).

5.2 Morphological elements

The Al Batha lobe complex is ~ 95 km long (including the channel-lobe transition zone), reaches a maximum of 41 km in width, and has a surface area of about 1030 km^2. Acoustic imagery reveals at least four elongated low reflectivity units (Fig. 3). These units have been named “a” to “d” without any references to their age or order of deposition (Fig. 4). They are about 10 to 17 km wide and ~ 20 km long. Their margins have crenulated edges, and show relatively abrupt transition with the surrounding high-backscattering sea floor. The plan view architecture of these units suggests that they are both laterally and vertically stacked. The proximal lobe is characterized by lineaments of higher reflectivity (Fig. 3), interpreted as small axial feeder channels. These channels rapidly splay into several smaller distributaries (with high backscatters) observed in unit b, c and d (Figs. 3, 4) from several avulsion knickpoints. The size of these channels is difficult to evaluate due to the data resolution, but they are generally less than 1 km wide. Lineaments of higher backscatters are no longer observed in the middle and distal lobe (Fig. 3). A distributary channel (< 1km wide and ~ 20 m deep) truncating older lobe deposits is observed in the proximal area of lobe unit b (Fig. 6). Laterally, the left flank of the channel shows sheet-like, medium to high amplitude facies, related to either overbank (fine-grained) deposits or hemipelagites. Downlobe, small scours or channel-like features are observed in unit b (Fig. 7) suggesting that erosion, transport, and deposition processes are active in this area.

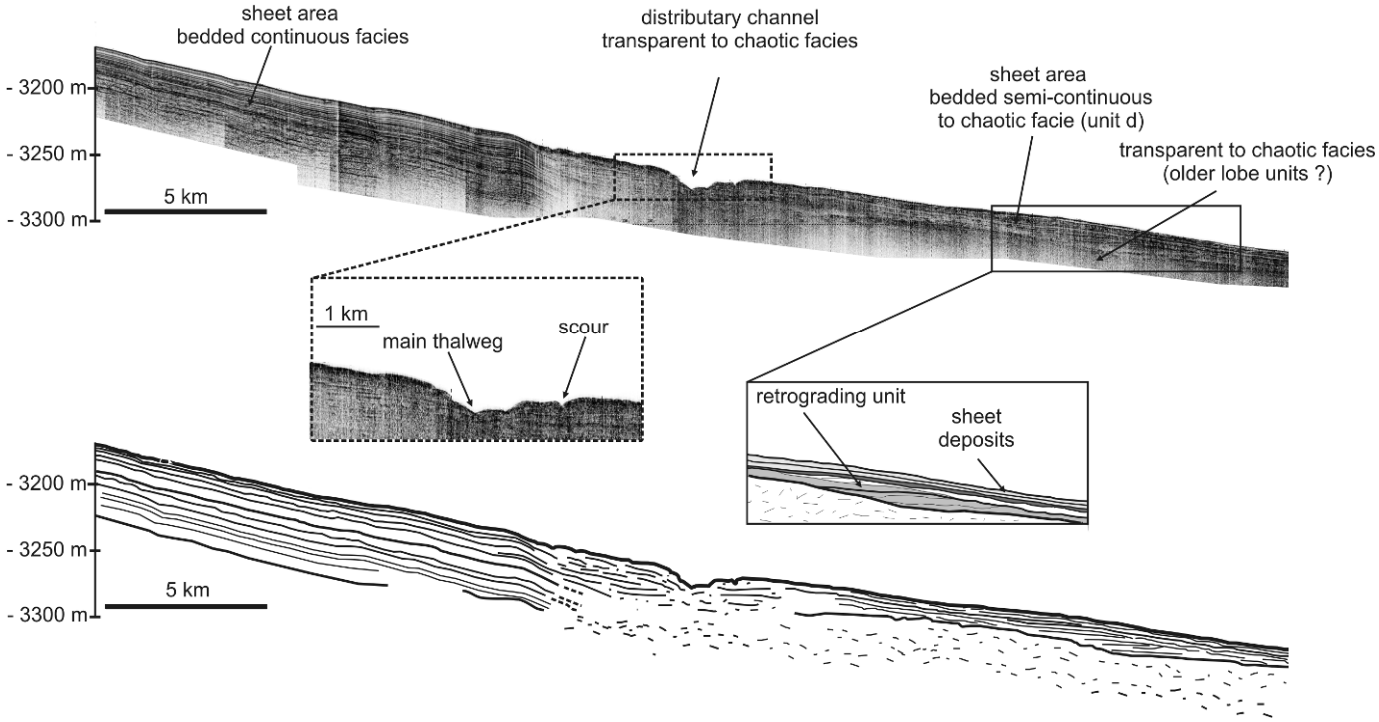


Figure 6: Sub-bottom seismic line illustrating the general geometry of the proximal lobe with an erosive distributary channel.

5.3 Seismic facies and geometries

The Al Batha lobe is characterized by irregular acoustic reflections, where transparent to chaotic facies dominate. Lobe complex thickness is difficult to assess due to the low penetration of the seismic signal, and is estimated to ~ 20 to 30 m on each line (Fig. 7).

At the scale of the sub-bottom seismic, the lobe is composed of individual lenses with a transparent to chaotic acoustic facies. These elementary bodies are generally a few metres thick (from 5 to less than 0.5 m) and can be laterally continuous for several kilometres. Thinner lenses are rarely observed due to limitation of seismic data vertical resolution. The lenses are considered as elementary depositional bodies separated by single, high amplitude continuous drape reflectors (Figs. 7, 8, see also Twichell et al., 1992; Gervais et al., 2006b). Continuous to semi-continuous, high to medium amplitude bedded acoustic facies (Figs. 6, 7, 8) is interpreted as overbank deposits (*e.g.*, Piper et al., 1999) or background (hemipelagic / pelagic) sedimentation.

At the scale of elementary bodies, the organization is dominated by the lateral and vertical stacking of individual bodies (*i.e.* aggradation and lateral migration; Figs.7, 8A). In the channelized proximal lobe, elementary bodies are generally characterized by a lens-shaped morphology of low lateral extension (generally less than 2 km) and complex stacking (Fig. 7). In the mid-lobe area, channels are no longer observable on either multibeam bathymetry or seismic profiles (Figs. 3, 4, 7, 8A), and the deposits consist of vertically stacked tabular to lens-shaped elementary bodies that are generally less than 5 m thick and can be laterally continuous for several kilometres (in places for more than 10 km; Fig. 8A). This suggests that by-pass decreases downlobe, leading to sheet (tabular) deposition of residual material in the mid-lobe area.

The distal lobe is characterized by isolated acoustically transparent lenses, interbedded with sheet-like deposits, composed of continuous bedded facies of variable reflector amplitudes (Fig. 8B). Isolated lenses are usually 1-2 m thick, with a maximum extension of 500 – 600 m (Fig. 8B). As observed in proximal areas, these lens-shaped bodies have sharp upper and lower boundaries (high amplitude reflector), and they have an un-stratified, transparent acoustic character.

Longitudinal geometry at the scale of elementary bodies has been only partially observed due to the sparse seismic data. However, we could observe retrograding elementary bodies at some locations, (*e.g.*, unit c in Fig. 7 and unit d in Fig. 6). Such small-scale internal architecture has been observed previously in the south Golo lobe (Gervais et al., 2006b). At the lobe margin (Fig. 7) the elementary bodies pinch-out laterally and / or are onlapped by a sheet-like deposit, characterized by continuous bedded facies.

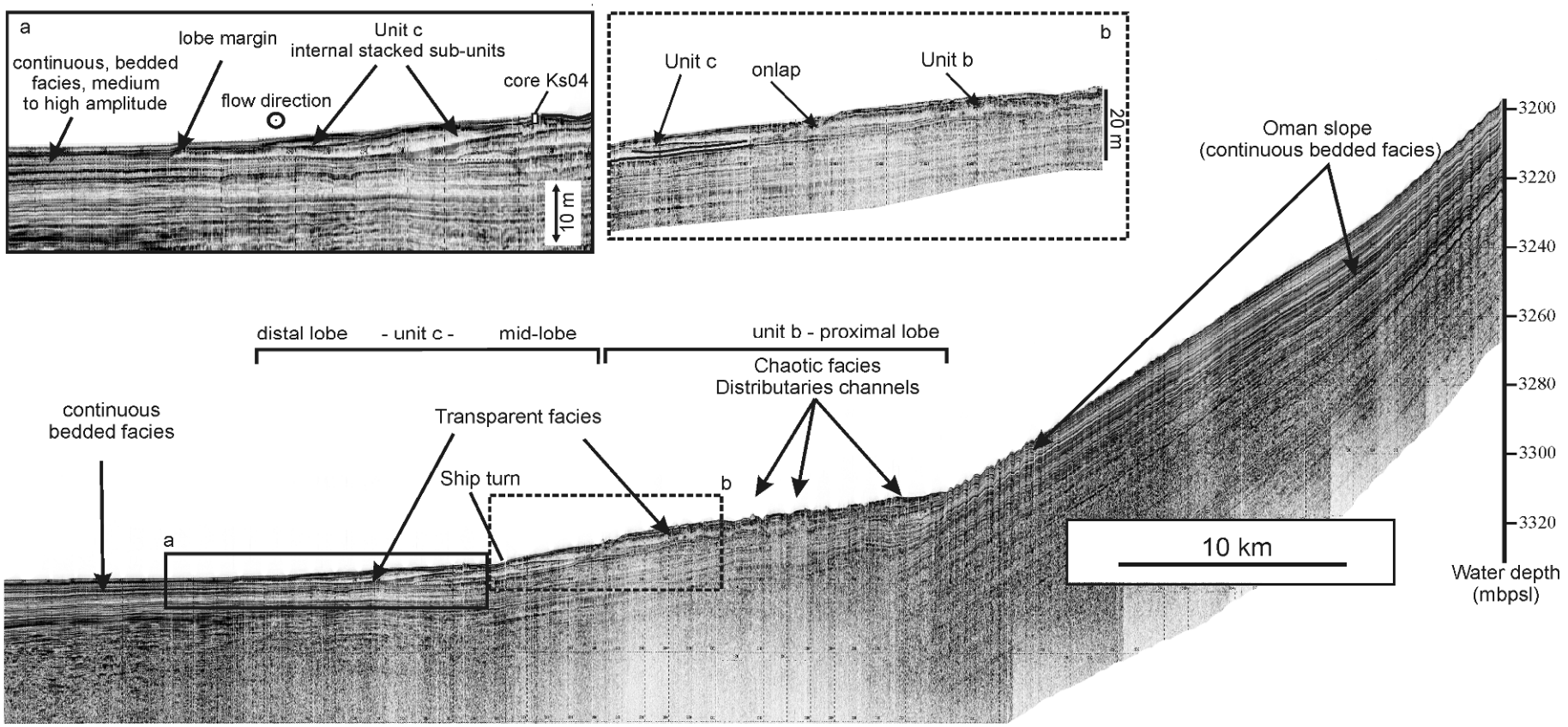


Figure 7: Sub-bottom seismic line illustrating the transverse and longitudinal geometry within the lobe units b and c.

At the scale of lobe internal units, organization results from the lateral shift of the depocenter. This is illustrated by the onlap geometry between the units c and b (Fig. 7). This is also observed downstream with the simple, lateral stacking of elementary bodies from the units c and a (Fig. 8A). The lateral migration of the internal units is likely linked with avulsions of the main channels in the proximal lobe, as suggested by acoustic imagery (Figs. 3 and 4). However, more data is needed to further characterize the architecture and the timing of deposition of the whole lobe units.

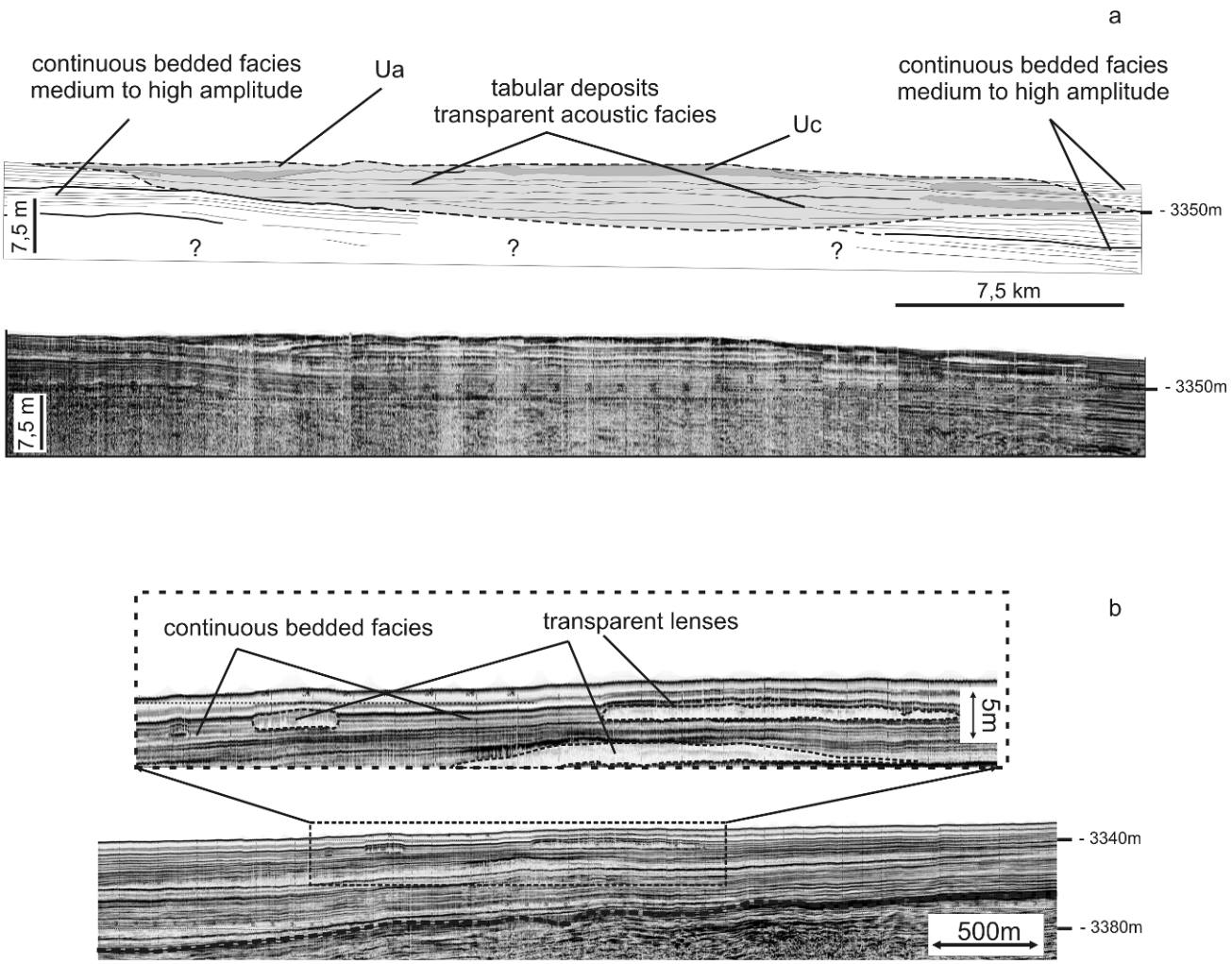


Figure 8: Sub-bottom seismic lines illustrating the transverse geometry of the mid-lobe and distal fringe.

5.4 Sedimentary facies associations

Although only two short piston cores were recovered, they provide useful indications on the sedimentary processes involved in the formation of the Al Batha lobe. Four sedimentary facies were identified in several vertical facies associations. These facies are described in

Table 3 and illustrated in Figs. 9 to 13. Bioturbated, foraminifer-rich clay is assigned to Facies I, and is interpreted as hemipelagic/pelagic deposits. Facies IIa consists of coarsening-upward, silt-mud laminae (from 10 to 70 µm), whereas fining-upward sand to silt (from 120 to ~ 6 µm) is assigned to Facies IIb. Facies III is characterized by massive or slightly graded sand (from 194 to 116 µm), with possible mud clasts near the base of bed. Finally, massive or poorly graded disorganized sand (~ 150 µm) with silt-mud clasts (8-15µm) is assigned to Facies IV.

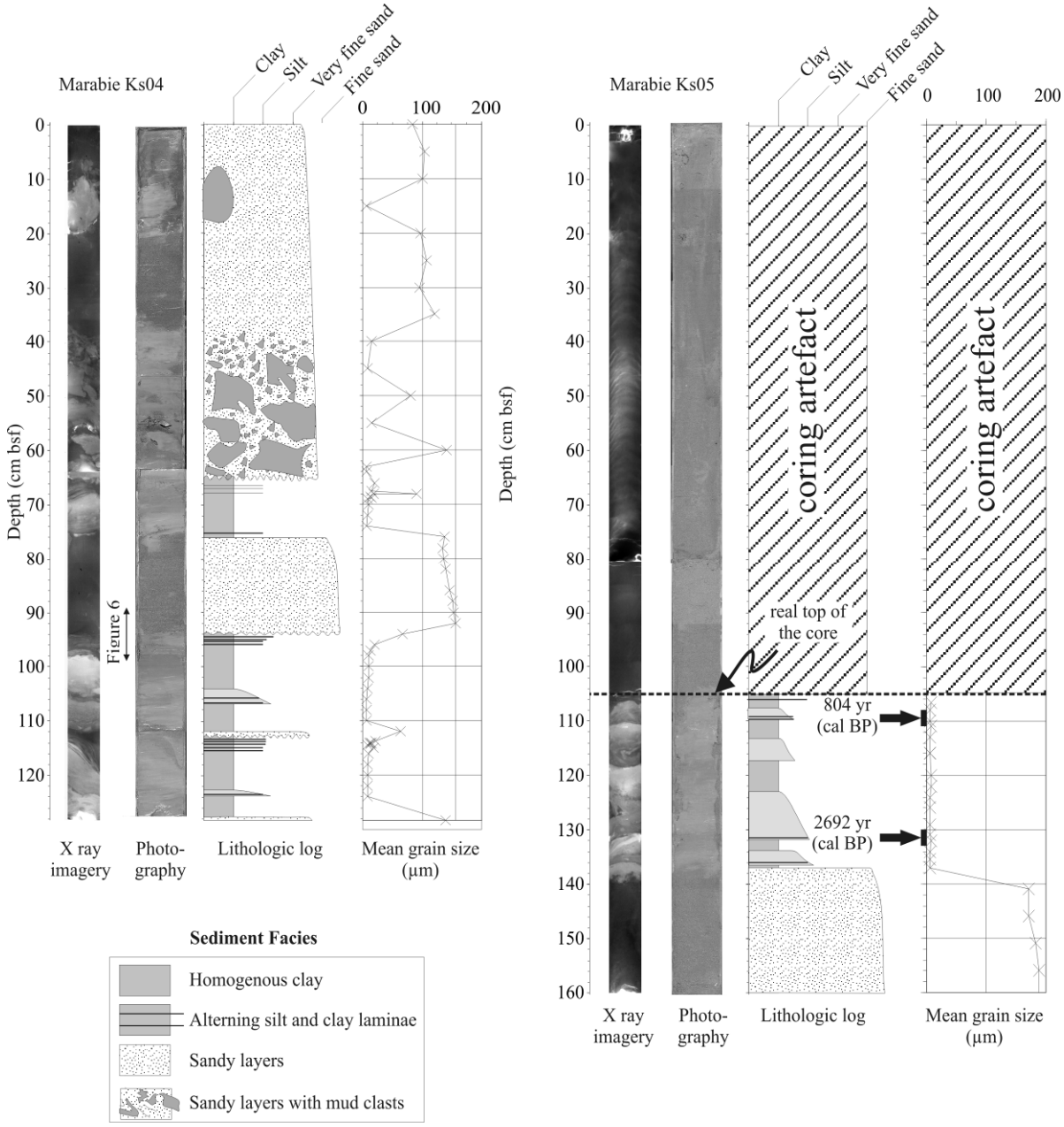


Figure 9: Photography, X-rays and detailed lithologic log of the sedimentary cores KS04 and KS05, with grain-size analysis and position of the two AMS ^{14}C dating.

Table 2
AMS 14C ages origin

Core number	Depth (cm)	Uncorrected 14C age BP	Calendar age BP	Species analysed	Origin
KS05	108-111	1250 +/- 120	804	Planctonic foraminifers (bulk)	Poznań Radiocarb. Lab. - 6561
KS05	130-133	2900 +/- 30	2692	Planctonic foraminifers (bulk)	Poznań Radiocarb. Lab. - 6564

5.4.1 Facies Association 1 (Facies I – IIb - I)

Facies association 1 consists of the vertical succession of Facies I (hemipelagite) and Facies IIb (fining-upward sand to silt layer), with a sharp or slightly erosional basal contact and a very gradual top contact. This association is observed in both cores, but is volumetrically more significant in core KS05 (Figs. 9, 12). It is interpreted as the classical vertical stack of turbidite-hemipelagite deposition (*e.g.*, Bouma, 1962).

5.4.2 Facies Association 2 (Facies I – IIa – IIb – I)

This association consists of the vertical succession of Facies I (hemipelagite / pelagite) and Facies IIa (coarsening-upward silt-mud laminae) with a gradational basal contact. Facies IIa is capped by Facies IIb (fining-upward sand to silt layer). A slightly erosional surface (Figs. 11, 12) is present between Facies IIa and IIb, which fines up into silty clay, (Bouma Te division) and then into Facies I (hemipelagic sedimentation). This association is observed in core KS04 (115-102 cm; Fig. 9).

5.4.3 Facies Association 3a (Facies IIa – III - IIb – I)

This association (Figs. 10, 12) consists of Facies IIa (inversely graded layer) capped by a massive to slightly normally graded sand (Facies III, D50 ~ 160-150 µm) that fines up into Facies IIb (fining-upward sand to silt layer). An erosional contact is present between Facies IIa and IIb. The facies association is capped with a gradual transition into hemipelagic deposits (Facies I). Within the first few centimetres of Facies III, mm-thick mud clasts with internal planar laminations typically occur. This association is observed in core KS04 (Fig. 10) and at the base of core KS05, where only the top of the sequence is recovered (Fig. 9).

5.4.4 Facies Association 3b (I – IIa – IV–III)

This association (Figs. 11, 12) consists of the vertical succession of Facies I (hemipelagite / pelagite), Facies IIa (coarsening upward silt-mud laminae) and Facies IV (~27 cm thick disorganized fine sand and silt-mud clasts). An erosional surface is present between Facies IIa and IV. At the top, Facies IV grades into a 38 cm thick massive sand layer (Facies

III) with a large (> 10 cm), rounded mud clast (Fig. 9). This association is only observed in core KS04 (35-67 cm; Fig. 9).

Table 3
Sedimentary facies description and characteristics

Facies name	Sedimentological characteristics	Association	Interpretation
Facies I: bioturbated clay	(< 5 cm thick): light grey, foraminifer-rich, fine grained (~ 5-6 µm), bioturbated clay (Fig. 11). Basal contact is gradual	At the top of Facies IIb and III	Hemipelagite / Pelagite
Facies IIa: laminated silty layer	(< 5 cm thick): grey - brown silt and silty clay, showing planar laminae, and inversely graded (from ~ 10 to 70 µm). The basal contact is often gradual, and the upper contact is often erosional (Fig. 11)	At the base of Facies IIb, III, and IV Gradual transition above Facies I (Fig. 11)	Deposits of a waxing turbidity flow (e.g. Kneller, 1995; Mulder et al., 2003)
Facies IIb: normally graded sand to silt deposits	(< 10 cm thick): brown- grey very fine sand, silt and silty clay, with possible planar lamination, and normally graded (from ~ 120 to 6 µm). The basal contact is net or slighlty erosional, and the upper contact is often gradual (Fig. 11)	Above Facies I with a sharp or slighlty erosional contact Above facies IIa with a sharp or slightly erosional contact	Td-Te Bouma's division (Bouma, 1962); deposits of a waning turbidity flow (e.g Piper and Deptuck, 1997)
Facies III: Sandy deposits with basal mud clasts	(18 – 38 cm thick): dark brown to grey sand, massive or slighlty graded (from 194 to 116 µm) , structureless. The basal contact is erosional, often with incorporation of silty clast from the underlying sediment (Fig. 10) of small diameter (< 2 cm), with irregular edges. A larger, rounded clast is observed (> 10 cm) in core KS04 (Fig. 9)	Above Facies I and IIa with a clear erosional contact (Fig. 10) Above Facies IV (sharp or gradual contact)	Deposition from a concentrated flow sensus Mulder and Alexander, 2001 (Ta division of Bouma, 1962)
Facies IV: Disorganized sand and silt-clay clasts	(27 cm thick): massive or poorly graded medium to fine sand (~ 150 µm) showing no sedimentary structure, mixed with abundant (> 50 %) silt-clay clasts (~ 8 - 15 µm) of variable size (max. 10 cm). Clasts have very irregular shape and edges. Towards the top, clasts become thinner (a few mm) and finer (~ 6 µm) (Fig. 11)	Above Facies IIa with an erosional contact (Fig.11)	Deposition from a concentrated flow sensus Mulder and Alexander, 2001 (Ta division of Bouma, 1962)

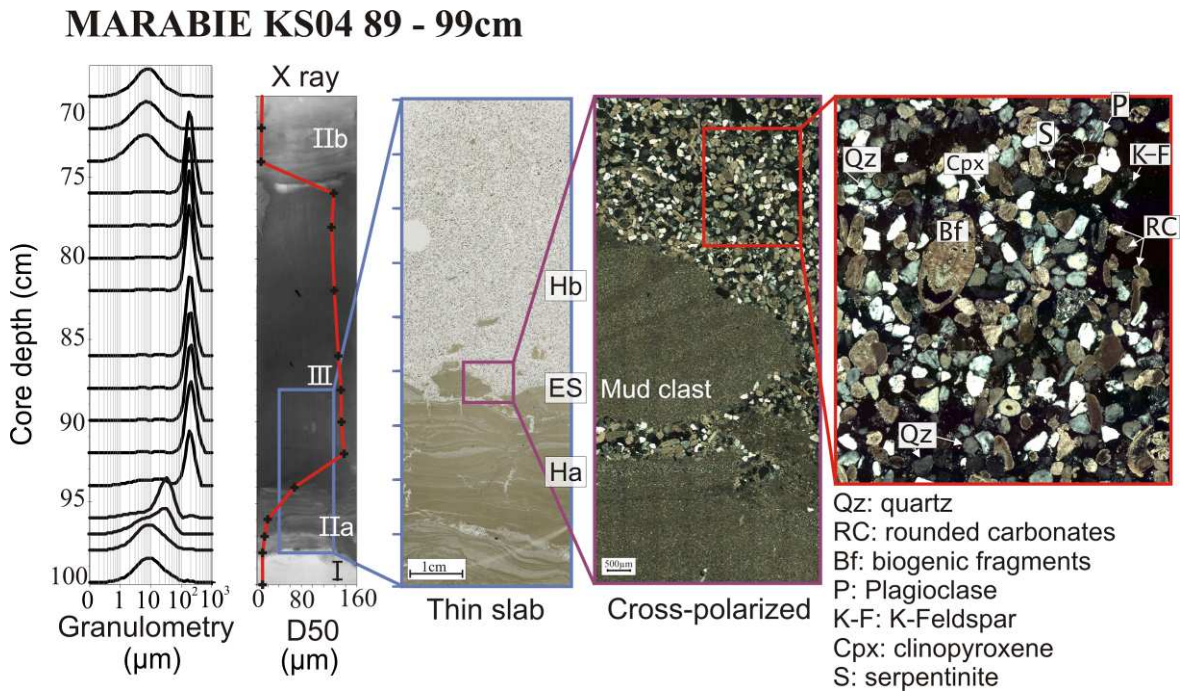


Fig. 10: X-ray, grain-size analysis and thin slab showing the facies association 3a (core KS04). Close-up views show the main petrologic assemblages of the turbidite sands.

5.5 Sediment composition and sediment source

Turbidite sands (Fig. 10) mainly consist (> 40 %) of angular to sub-angular quartz crystals (mono- and polycrystalline) and carbonates that attest of a fluvial transport. The next largest population of grains is composed of rounded carbonate material of aeolian origin (~ 30 %). Rare plagioclases, clinopyroxenes crystals, and rounded serpentinized fragments with cellular textures are observed. This assemblage corresponds to a mixed mineral assemblage from the Wahibah desert sands and Sama'il ophiolitic belt, both drained by the wadi Al Batha (Garzanti et al., 2003). Micrite grains and shell fragments (mollusks) are also observed, as well as mixed benthic and planktonic foraminifera tests (~ 20 %), probably incorporated along the gravity flows path.

5.6 Interpretations of the Facies Associations

Facies association 1 consists of thin fine sand to silt layers (with few planar laminations) that grade upward into mud (Figs. 9, 10, 12). This association is here interpreted as single depositional event from the uppermost and diluted part of a turbulent flow that spills over turbidite-channel levees (Hesse & Chough, 1980; Piper & Deptuck, 1997). In the case of lobe depositional environment, thin bedded fine-grained turbidites (KS05; Fig. 9) can be interpreted as a result of sheet deposition from the diluted and turbulent tail and/or cloud of

concentrated flows that can easily spill over small distributary channels (Gervais et al., 2006a).

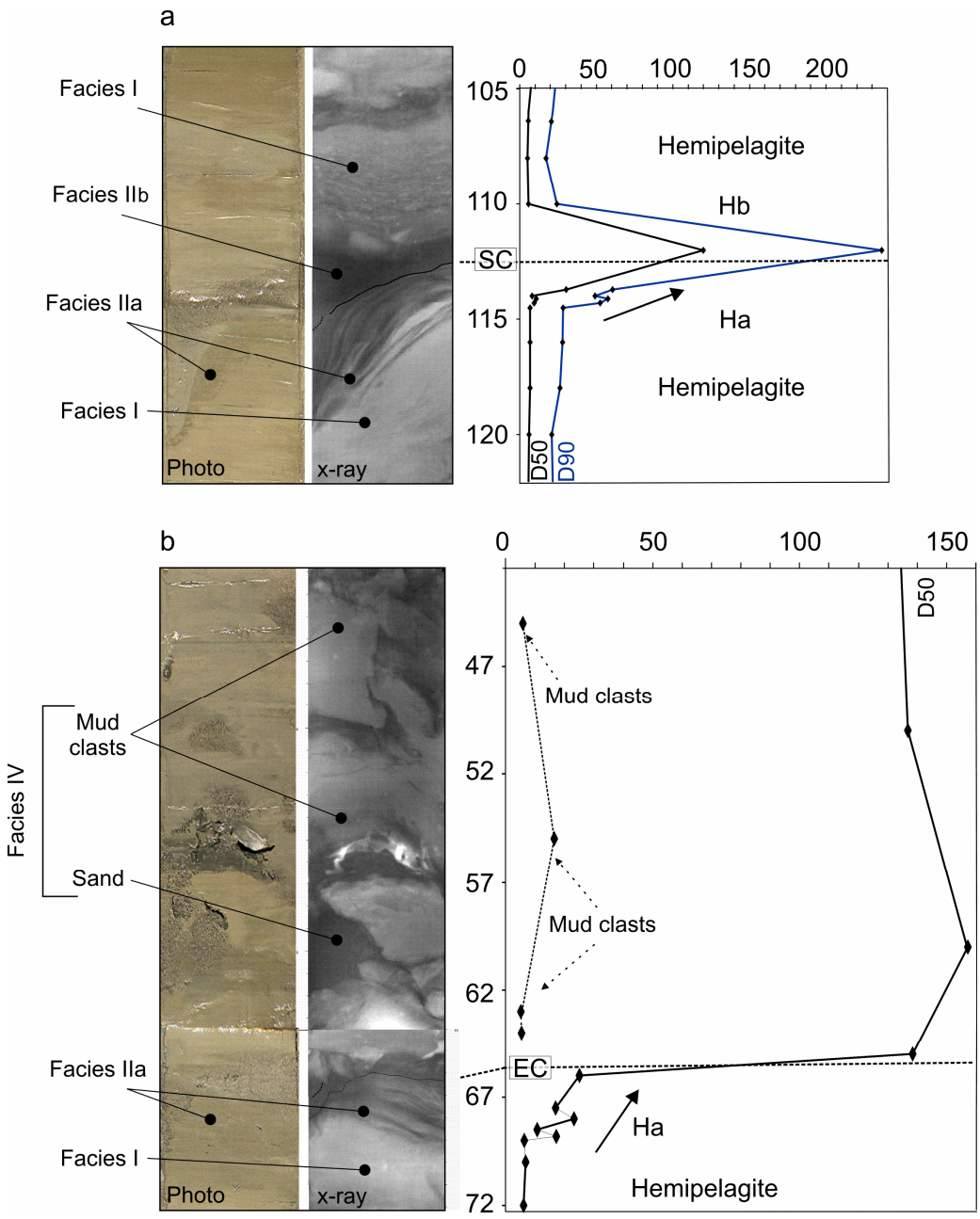


Fig. 11: Photography, X-ray and grain-size analysis showing the facies association 2 (fine-grained hyperpycnite) and 3b (sand, mud-clasts-rich hyperpycnite).

Facies associations 2, 3a and 3b are composed by a thin, inversely graded basal layer (Facies IIa). Facies IIa shows grain size increase of several tens of micrometers (see Figs. 10 and 11). Several processes can produce inversely graded facies. One of them is the incorporation of mud clasts at the base of structureless turbidite layers. These clasts contribute to a local decrease of the mean grain size, and may result in a sampling artefact by generating

millimetre- to centimeter-thick inverse grading (Mulder et al., 2001). However, mud clasts are never observed within Facies IIa (neither visually nor on X-ray images), Furthermore, Facies IIa commonly show planar lamination, and its basal contact is always gradual, suggesting a low degree or lack of erosion. Inversely graded layers may also develop under highly concentrated basal part of gravity currents (see Mulder and Alexander, 2001). Such layers result from the deposition by freezing of a coarse-grained (gravel or coarse sand), massive layer in a concentrated or hyper-concentrated gravity flow (*e.g.*, R2 unit of the Lowe sequence; Lowe, 1982). However, Facies IIa consists of thin silt-mud laminae (see Table 3 and Figs. 10, 11) and thus can not corresponds to Lowe sequences.

Thus, the inversely graded basal layer is interpreted to result from the deposition by a waxing (accelerating with time), depletive flow (Kneller, 1995; Kneller & Buckee, 2000; Mulder & Alexander, 2001b), which can deposit a coarsening-up unit as long as the flow velocity is below the erosion threshold (Kneller, 1995). Facies IIa is found capped by a fining-upward layer, resulting of the deposition by a waning (decelerating with time) concentrated or turbulent flow (Bouma, 1962; Kneller, 1995; Mulder & Alexander, 2001b and references therein). Mulder *et al.* (2001a) interpreted such bed architecture as a result of a flood-generated turbidity current (suspended-load dominated hyperpycnal flow). The resulting deposit ("hyperpycnite") consists of a basal coarsening-upward layer deposited during the waxing period at the river mouth (Ha), and a fining-upward layer (Hb) related to the waning period of the flood discharge. These two stacked layers are classically separated by an erosional intrabed contact (attributed to maximum erosion, Figs. 10, 11), which corresponds approximately to the peak river flood, *i.e.* maximum suspended load discharged by the river (Mulder et al., 2003; Plink-Björklund & Steel, 2004).

Alternatively, reverse-to-normally graded layers, separated by an internal erosion surface, have been also observed locally at the base of ancient large volume, basin wide turbidite beds (*e.g.*, Talling, 2007), interpreted as slope failure-generated turbidites. In that case, the turbidite beds were too voluminous to be generated by flood discharge in the ocean, and the authors proposed that the internal bed architecture was more likely produced by waxing and waning turbidity currents produced by single or repeated landslides (Talling et al., 2007). Such deposits are related to rare, unchannelized, large volume turbidity currents that create thick sheet deposits continuous on hundreds of kilometres (Wynn et al., 2002b; Talling et al., 2007). Inversely, the Facies Associations 2, 3a and 3b described in the Al Batha lobe form only centimetre to decimetre-thick beds of low lateral extension (*i.e.* confined lobe deposits), related to channelled turbidity flows of moderate volume. In addition, the low regional seismicity associated to the regional physiographic context (that allows a low residence time of the sediments on the shelf and a rapid transfer in the Al Batha canyon) suggest that mass wasting is not the dominant processes in the area. This is also suggested by the absence of slump or debris flow deposits in both coring and seismic data, as well as by the mineralogy of the turbidite sands that indicates a continental origin. The presence of coal fragments and leaves in the turbidite beds is an usual criterion to discriminate gravity deposits

originated from river flood (Mulder et al., 2003; Plink-Björklund & Steel, 2004; Nakajima, 2006; Zavala et al., 2006). Although turbidite sands of the Al Batha lobe are devoid of continental organic matter, this criterion is not valid in the Oman margin setting, as the wadi Batha drainage basin is an arid region with almost no vegetation cover. Finally, we interpret the facies associations 2, 3a and 3b as a result of waxing and waning flows related to Al Batha wadi floods.

Thus, Facies association 2 is interpreted as a fine-grained hyperpycnite: the Ha unit consists of coarsening-upward mud laminae deposited by combined traction and fallout in a waxing flow (Mulder & Alexander, 2001b). In facies association 2a, Ha is capped by a fining-upward silty layer that grades into mud. This normal grading suggests deposition by a waning turbulent flow (Figs. 11, 12). It roughly corresponds to the hyperpycnite-type deposits of Mulder *et al.*, 2003).

Facies association 3a is interpreted as a sandy hyperpycnite (Figs. 10, 12). The Ha layer is ~ 4 cm thick, and is interpreted similarly to facies association 2. It is capped by a massive or poorly graded sand layer that grades upward into a thin fining-upward turbidite through a by-pass surface (resulting in a break of grain size). Such deposits are commonly interpreted as the result of the initial rapid fallout of the coarse material (Bouma, 1962) transported in the thin concentrated layer at the bottom of the flow (Mulder & Alexander, 2001b). It is capped by a thin deposit from the turbidity flow tail and/or cloud (Td and Te divisions separated from Ta by a sharp contact; Figs. 10, 12). This facies association illustrates the vertical concentration gradient in a bipartite gravity flow (Mulder & Alexander, 2001b; Mutti et al., 2003).

Facies association 3b is similar to facies association 3a, but the high proportion of large floating mud clasts within a thicker massive sand layer (Facies IV, Hb) suggest the existence of upward dispersive pressure associated with buoyant lift (Lowe, 1982) as reported by Gervais et al. (2006a) in the Golo lobe deposits. Facies association 3b is thus related to deposition by a more concentrated, laminar flow (Mulder & Alexander, 2001b). Mud clasts in Facies IV show grain sizes that range between 5 and 10 µm (*i.e.* clay to silty clay). Clasts thin-upward (Figs. 11, 12) and generally have sharp edges, suggesting little erosion within the sand-rich flow, and thus a short transport.

5.7 Vertical trends in cores

The core KS05 is mainly composed of Facies association 1, whereas the core KS04 is dominated by thick sandy deposits (FA 2, 3a and 3b ; Fig. 9).Two AMS-datings have been obtained from bulk planktonic foraminifera in the hemipelagic beds (Facies I) at the base of two turbidites in the core KS05 (Fig. 9). They provide ages of cal 804 and 2692 yrs before present, showing that the Al Batha turbidite system has been active recently (*i.e.* during the present sea level highstand).

6. Discussion

6.1. Lobe architecture

The Al Batha lobe is composed of at least four sub-surface units, fed by a diverging network of small distributary channels. Our data suggests that the lobe complex is not directly connected to the feeder (channel-levee) system. In our study, the resolution of the bathymetry and acoustic imagery prevent a fine characterization of the transition zone (CLTZ). However, we identified the presence of erosional features (scours) associated with a very poor acoustic penetration characteristic of coarse grained deposits (Fig. 5B). Channel-lobe transition zones are generally dominated by erosion and by-pass, with sparse sand deposition, and are though to provide a good sand connectivity (Wynn et al., 2002a). CLTZ is frequently observed in recent turbidite systems, and their formation may depend on the size and efficiency of the feeder systems (i.e the composition, volume and frequency of the flows) as well as the basin morphology and sea floor sediment composition (Wynn et al., 2002a).

In the Al Batha lobe, the scours seem to merge downcurrent and form small channels (Figs. 4, 5a). These channels rapidly splay into smaller distributaries that fed the lobe units (Fig. 4), suggesting rapid migration of the flows pathway through small avulsion of the lobe channels. Small avulsions (*i.e.* channel branching) in the proximal and mid-lobe areas is also suggested by the incorporation of mud clasts in much of the sandy deposits, usually concentrated near the base of the beds. This is also a common feature of sandy lobes deposits (*e.g.*, Nelson et al., 1992; Kenyon et al., 2002; Klaucke et al., 2004; Bonnel, 2005; Gervais et al., 2006a). Indeed, in proximal and mid-lobe areas, concentrated flows (or the basal parts of bi-partite gravity flows) that remain confined in the small distributaries, move across the lobe and can easily erode older overbank deposits at the channel margins (see Gervais et al., 2006b). This can lead to rapid deposition of the over-concentrated basal part of the flows whereas a significant part of the material is carried out downlobe and remain confined to the end of the channel until flow collapse. This small-scale migration is typical of lobe architecture (Normark et al., 1979; Twichell et al., 1992; Gervais et al., 2006b; Piper et al., 1999; Zaragosi et al., 2000 ; Klaucke et al., 2004) and is fundamental for the understanding of the lobe morphology, as it is responsible for the occurrence of the highly discontinuous channel, channel mouth, and channel margins deposits interfingering within the lobe (Twichell et al., 1992; Gervais et al., 2006b). The migration thus primarily controls the sand body connectivity.

In the Al Batha lobe, the distributary channels progressively disappear downlobe, suggesting that by-pass and erosional processes decrease while successively more deposition takes place. At the mouth of these small channels, the slope gradient decreases (Fig. 13), leading to the decrease of the flow competence, and the deposition of sheet, tabular or lens-shaped sand-rich deposits (Figs. 8a, 14). The mid-lobe area thus corresponds to the area of preferential deposition in the basin (Normark, 1978).

The distal lobe (lobe fringe) consists of a few, isolated transparent lenses stacked within drape-like, thin-bedded sediments (Fig. 8B). These small lenses (1-2 m thick with less than 600 m extent) probably represent the final, sandy deposition from the most energetic flows, stacked into the fine-grained sediments, *i.e.* fine-grained turbidites and / or hemipelagites (Fig. 8B).

The general organization of the lobe (Fig. 13) is similar to what has been described from the basin plain lobes of East Corsica margin (Gervais et al., 2006b; Deptuck *et al.*, 2008) and the Hueneme fan (Piper et al., 1999): a channelized proximal lobe, where by-pass, erosion, and deposition coexist; a depositional mid lobe area of tabular sands with better homogeneity; and the distal lobe fringe, dominated by sheet-like fine-grained deposits with a few residual sand lenses.

6.2 Compensation stacking

The architecture of the elementary bodies that compose the Al Batha lobe have a similar topographic compensational architecture as proposed by Mutti & Sonnino, 1981), resulting in a simple vertical (aggradation) and lateral (migration) stacking of the lobe deposits. Deptuck *et al.*, 2008) recognized several levels of compensational stacking that control the lobe architecture at various spatial and temporal scales. Because of low slope gradients, topographic compensation is probably a key mechanism for deposition in lobe environments, and thus the degree of confinement of the flows (*i.e.* the pre-existing topography) will predominantly determine the three-dimensional geometry of the lobe (Gervais et al., 2006b). In the proximal areas, flows are channelled and confined between the older deposits, and deposition occurs in topographic lows (Fig. 7). In the mid lobe (Fig. 8A), the deposits are mainly tabular, with a good lateral continuity. They are vertically stacked by topographic compensation, and the lateral migration is less frequent than in the proximal lobe. This may be explained by a weaker confinement of the flows in this area, as they rapidly lost their capacity at the mouth of the small distributaries (Normark & Piper, 1991; Mulder & Alexander, 2001b). Such mid-lobe architecture is often described in sand-rich lobes as the Hueneme, Var, and Golo lobes (Piper et al., 1999; Bonnel, 2005; Gervais et al., 2006b).

At a larger scale, the planar-view architecture of the four lobe units suggests that they are both laterally and vertically stacked (Fig. 3, 4), and therefore it is likely that they have been built by a combination of repeated major avulsions of the main distributaries in the proximal part (*i.e.* lateral shift), and retrogradation / progradation of the lobe units during their growth, as observed for the Var and Golo lobes (*e.g.*, Bonnel, 2005; Gervais et al., 2006b).

6.3 Flow initiation

From our data, and regarding to the physiographic context, we suggest that several types of processes can lead to the initiation of gravity flows in the Al Batha turbidite system. As the head of the Al Batha canyon cut the narrow Oman shelf (Fig. 2), it is likely influenced by both coastal hydrodynamic processes and river input, in particular during sea-level lowstand conditions. Seismicity in the area is not significant and is likely to be negligible in comparison to other triggering mechanisms.

Storm waves and rip-current erosion of sediment from the canyon head can induce small failures of poorly consolidated littoral sands accumulated near the canyon head by the SW-NE littoral drift, and generate sand-rich gravity flows (Gaudin et al., 2006). Such mud-poor flows are generally inefficient and therefore, deposit sand rapidly (Piper et al., 1999), and would probably not significantly contribute to the distal lobe development. Rip-current erosion of sediment from the canyon head may have also contributed to gravity flow initiation during sea-level lowstand conditions, but the canyon head is at present localized too far from the coastline, out of the rip-current and storm wave influence zone. Alternatively, our sedimentological data suggest that flood-related gravity flows have contributed to the development to the Al Batha turbidite system, at least during sea-level lowstand conditions, allowing a direct connection between the wadi Al Batha and the canyon head. Ephemeral, high-gradient streams located in an arid environment have a high efficiency to carry bulk sediment and deliver large amounts of material during occasional and catastrophic flooding (Milliman and Syvitsky, 1992; Laronne & Reid, 1993), and the Al Batha wadi can be qualified to 'dirty river' (following Milliman and Syvitsky, 1992) highly susceptible to produce hyperpycnal flows at recurrence times of years (Mulder and Syvitsky, 1995; Mulder et al., 2003).

Observation of complete hyperpycnites in distal deposits is suspected to be rare since the waning part of the flow (related to the peak flood) tend to overtake distally the slower-moving, waxing part of the flow, so that in the most downstream locations it is likely that there is no inverse-graded layer (Mulder and Alexander, 2001; Kneller & McCaffrey, 2003). Furthermore, most of the Oman wadis floods are intense and of short duration (*i.e.* flash floods) in response to heavy rainfalls of a few hours (generally less than 20 hours). Although such short but intense events carry significant amounts of suspended material to the coast, and are likely to transform into hyperpycnal currents upon arrival in the marine basin (Mulder et al., 2003), it is more likely that insignificant deposition occurs in areas were the flows are waxing, as their initial velocity increases quickly and deposits are rapidly eroded (Mulder & Alexander, 2001b). Alternatively, rare but heavy thunderstorms can cause intensive rainfall and flooding of the Oman wadis for several days (Fuchs & Buerkert, 2008), as what was observed during the recent Gonu cyclone (June 2007). Thus, only extreme events that generate sustained, high-concentration underflows are likely recorded in the Al Batha lobe, hence increasing time of waxing discharge that in turn can be recorded at some locations in

the distal deposits. Holocene fine-grained hyperpycnites of the Toyama turbidite system lobes are suggested to have a recurrence time of 70 years (Nakajima, 2006), indicating that only a few extreme flood events would deposit in such distal area (at least during highstands).

Finally, several types of gravity flows, with different triggering mechanisms and grain size characteristics, may have contributed to the development of the Al Batha turbidite system, but more data is needed to investigate the evolution of sedimentary processes through times.

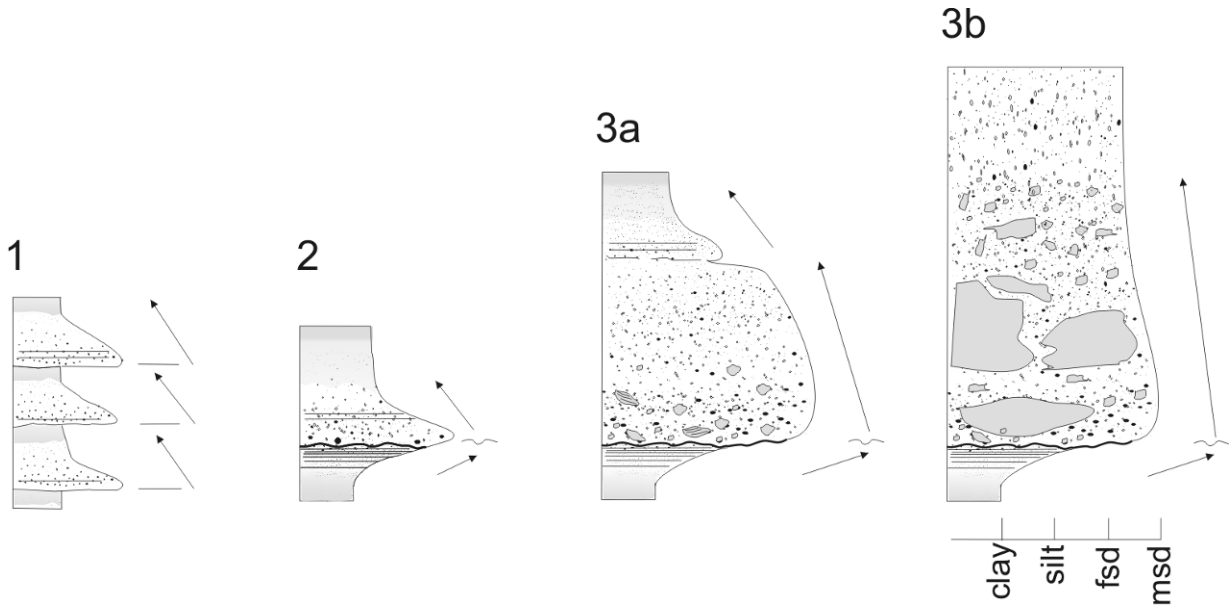


Fig. 12: Synthetic logs of the four facies association observed in the Al Batha lobe (refer to text for detailed description).

6.4. Characteristics of the hyperpycnal flow beds

Within the Facies Association 3a, and 3b, the important drop in grain size associated with the erosional contact between Ha and Hb (Fig. 12) is related to flow transformation after the peak discharge (cf. Mulder et al., 2003 and Zavala et al., 2006) and evolution of concentrations within a sustained, flood-generated gravity flow. The basal layer is interpreted to be deposited by a waxing, low-concentration turbulent flow, and partially eroded by a co-genetic, basal concentrated bipartite flow (Fig. 12). The important change in grain size and the presence of the intrabed erosional surface can result from the high-concentrated river load during the peak discharge conditions (cf. Prior & Bornhold, 1989). Furthermore, the sandy hyperpycnites observed in the Al Batha lobe are similar to the “dam”-breaking hyperpycnites described by Mulder *et al.*, 2003), with “a top missing hyperpycnite in the beginning of the flood, capped by either a mass-flow or a hyperconcentrated flow deposit, and a base missing hyperpycnite resulting from the end of the flood”. They interpret this facies association as the

result of failure of a natural dam due to the flood. It corresponds to extreme events, with a higher flow concentration and a greater run-out potential than in flood-related, suspended-load dominated hyperpycnal flow (Mulder *et al.*, 1998 ; Zuffa et al., 2000 ; Nakajima, 2006).

This mechanism may be an analogous to the erosion and entrainment of the mouth-bars sediments at the peak flood that is likely to occur in the wave-dominated setting of the wadi Batha mouth. Indeed, the fluvial input of the wadi Al Batha is low or even missing and the accretion of littoral-drift sediments at the stream mouth by the wave and tidal action forms huge sand bars. In addition, enhanced erosion in the stream bed is classically observed in ephemeral, gravely-bed streams in arid and semi-arid environments, and is typical of Oman wadis, where the availability of coarse sediments is intensified by the lack of vegetation cover (Laronne & Reid, 1993; Fuchs & Buerkert, 2008). Intense flooding of desert streams can generate subaerial hyperconcentrated flows (Batalla et al., 1999), that can transform into subaqueous, high concentration underflows at the stream mouth (Mutti et al., 1996; Mulder et al., 2003). These mechanisms could generate a critical and rapid increase in sediment concentration at the peak of the flood, and enhanced sand transport towards the marine basin.

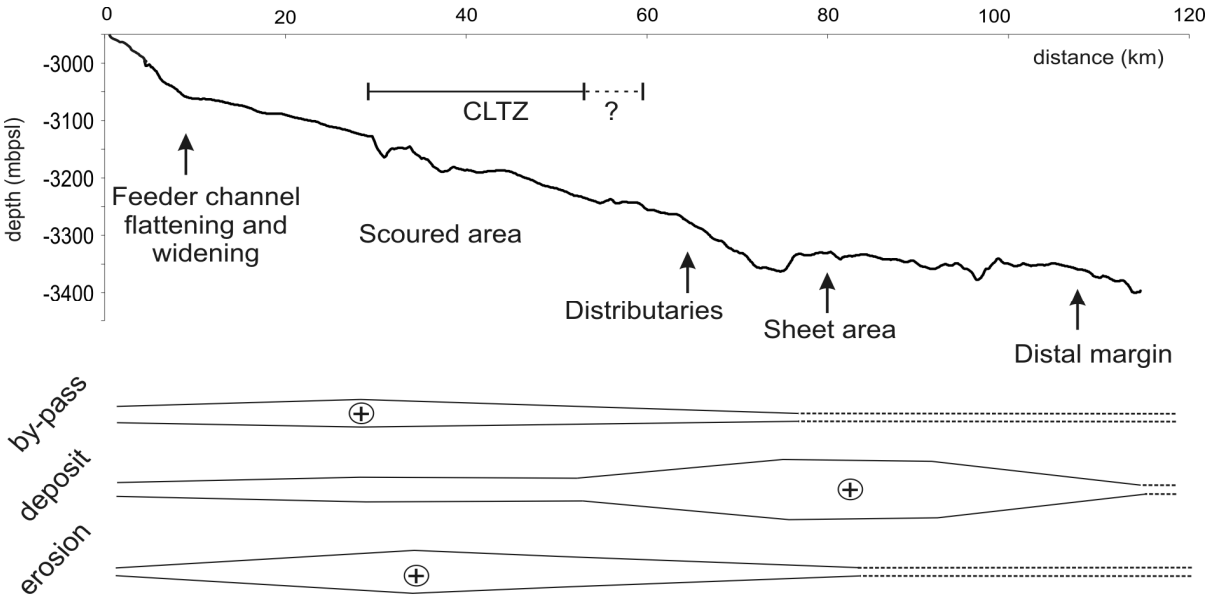


Fig. 13: Simplified longitudinal organisation of the Al Batha lobe and evolution of by-pass, deposition, and erosion processes along the slope gradient.

6.5 Relations between basin setting and lobe shape and architecture

The parameters that control lobe depositional characteristics has been studied for a long time as the lobes are considered as an important reservoir potential for hydrocarbon

(Galloway, 1998). Most of the principal concepts come from outcrop studies (*e.g.*, Mutti & Normark, 1991). Galloway, 1998) proposed that grain size is an important parameter leading to the formation of "mounded", coarse-grained lobes, with channelization in the proximal lobe, and "sheet" lobes composed of finer sediments, consisting of low-relief, channelized bodies with more heterogeneity. Recently, insights provided by outcrop-scale seismic data in modern environment showed that this concept overlooks crucial parameters such as the initial confinement of the depositional environment (see Gervais et al., 2006b) as well as the changes in the frequency of sediment supply in response to climato-eustatic variations (*e.g.*, Piper et al., 1999; Deptuck *et al.*, 2008). However, the characteristics of sediment input and the initiation mechanisms for turbidity currents are the most important variables that influence the shape of turbidite systems because they directly influence the style of individual elements and subelements (Reading & Richards, 1994; Piper & Normark, 2001).

The example of the Oman margin provides new evidences on the parameters controlling the architecture of the turbidite systems. The size of the drainage basin, the margin morphology and the sand distribution within the Oman basin have several similarities with the East and West Corsica systems (Gervais et al., 2006a; Kenyon et al., 2002). Several morphologic features described in the Al Batha lobe are also similar to those described in the Golo, Hueneme, Var, and probably Navy turbidite lobes (cf. Normark et al., 1979; Piper et al., 1999; Bonnel, 2005; Gervais et al., 2006b; Deptuck *et al.*, 2008). These lobes generally have a rounded morphology. They also have a similar longitudinal organization with, from proximal to distal: (1) an area of by-pass and erosion, with shallow channels; (2) an area of sheet sand deposition corresponding to the mid-lobe and (3) an area of fine-grained deposition corresponding to the lobe margins and fringe (Fig. 13). All the turbidites systems listed above correspond to relatively small, sand/mud-rich systems fed by small mountainous (dirty) rivers (*sensu* Milliman & Syvitski, 1992). Inversely, lobes in large river-fed turbidite systems that develop along low gradient, passive margins (such as the Mississippi or Zaire lobes) show a more elongated morphology and are highly channelized (Twichell et al., 1991; Savoye et al., 2000; Bonnel, 2005). The same observations are made for the basin plain lobes of the Nile turbidite system (Migeon et al., this volume). High efficiency, thick turbulent flows that occur in large, "mud-rich" turbidite systems (*e.g.*, Zaire, Mississippi or Nile systems) build highly ramified elongated lobes, in which more various deposits are stacked, including long run-out debrites and fine-grained and sandy flows deposits (Nelson et al., 1992; Migeon et al., this volume). Lobes associated with smaller sandy systems are heterogeneous (at least at some locations), but have the potential to have a better sand connectivity (Reading & Richards, 1994; Galloway, 1998).

6.6 Architecture of the margin with respect to turbidite reservoir models

Although the Oman margin is at present times considered as a passive margin (Uchupi et al., 2002), the southern margin has been a zone of active deformation, probably margin-parallel shear (Barton et al., 1990). This is illustrated by the margin N-S dissymmetry that involves two different basin settings, separated by the Ras Al Hadd (Fig. 2).

The north-eastern Oman margin can be considered as a typical submarine ramp (following Reading & Richards, 1994), characterized by multiple canyons-channels that develop along steep to moderate slope gradients (Fig. 2). Numerous wadis deliver sediments from the Oman mountains coastal range and reach the Gulf of Oman (Fig. 2). A close relationship has been observed between the wadis mouth and the location of canyon heads at the shelf break (Szuman et al., 2006). As they are typical high gradient ephemeral streams, it is likely that the wadis can deliver sediments directly in canyon heads (at least during sea level lowstands).

The southern Oman margin, marked by a shift of the depocenter towards the Owen basin (Fig. 2), is characterized by tectonic-induced more complex slope morphology, illustrated by the presence of small ridges and through parallel to the margin, such as the Masirah ridge (Barton et al., 1990). Fluvial input is restricted to the southernmost branch of the wadi Al Batha that seem to feed a submarine valley that finally reaches the confined Owen basin (Fig. 2). The Wahiba desert sand extends southward, and sediments can only be transported on the larger continental shelf by the monsoonal littoral drift (Fig. 2). Despite the poor available data, we believe that the southern margin is probably characterized by low-sediment input, a few channelized systems, and is likely to be considered as a slope-apron in a confined setting.

The Al Batha turbidite system develops at the boundary of these two physiographic areas, and can be considered as sand-mud rich, point source submarine fan (Reading & Richards, 1994), although we do not have precise information on the proximal part of the system (canyon, channel-levee). The unusual size of the Al Batha system in the Oman basin (regarding to the whole margin) is related to a combination of (i) its connection with the major fluvial input from the Oman landmass, and minor contribution from a smaller wadi-connected canyon (Fig. 2); (ii) the narrowing of the continental shelf (that disappears south of the Ras Al Hadd, Fig. 2) associated with the monsoon-related drift that can carry sediments down to the canyon head. At a regional scale, the Al Batha turbidite system can thus be defined as a sediment-trap. Although many similarities appear between the margin architecture of the western and eastern Corsica systems (Kenyon et al., 2002; Gervais, 2004), our results indicate that the Al Batha turbidite system remains active at present time (Fig. 9), whereas both western and eastern Corsica systems are inactive during highstands. The Al Batha turbidite system could be an analogous to the highstand active California borderlands turbidite systems (Piper et al., 1999; Covault et al., 2007), located in a quite similar setting (*e.g.*, where hyperpycnal flows significantly contributed to the systems growth and where the

longshore drift–transported sediment also contributes to the canyon heads where the shelf narrows significantly).

CONCLUSION

The Oman margin is composed by mid-size turbidite systems strongly influenced by the climatic and geomorphic setting. It is composed of two physiographic provinces: a turbidite system ramp, with small slope valleys connected to multiple small fluvial inputs, compose the north margin; a tectonic-shaped slope apron, with low sediment input and a few channelized systems that fed the confined Owen basin, compose the south margin.

At the boundary between these two provinces, the Al Batha turbidite system is the largest sedimentary accumulation along the Oman margin, and probably acts as a sediment trap. It is a sand and mud rich, point sourced system active during the present day highstand conditions. In the basin plain, it constitutes a ~ 1000 km^2 sandy lobe that consists of at least four internal units, connected to the feeder channel by a channel lobe transition zone. Each lobe units consist of several elementary bodies, related to deposition of a single flow. The morphological organization of the Al Batha lobe is similar to a classical architecture model of sand-rich lobes.

Al Batha lobe deposits consist of sandy hyperpycnites, interbedded with fine-grained deposits (turbidites, hyperpycnites or hemipelagites). Although storm waves and rip-current erosion of the littoral-drift sediments accumulated near the Al Batha canyon head may have contributed to the development of the Al Batha turbidite system, the occurrence of sandy hyperpycnites 180 km from the river mouth suggests that the Al Batha turbidite system is directly influenced by catastrophic flooding of the wadi Al Batha.

Acknowledgments

The authors are grateful to the SHOM for making its data available. We are indebted to all scientists, technicians and crew members of the R/V Le Suroît, R/V Atalante and R/V Beautemps-Beaupré for their technical assistance during the Marabie and FanIndien cruises. The authors are also grateful to J. St Paul, B. Martin and G. Chabaud for their technical assistance for core sampling. Finally, we gratefully acknowledge Jérôme Bonnin and W. Fletcher for the English revision, and we benefit from detailed and constructive reviews by Piret Plink-Björklund and co-editor Chris Fielding, that greatly improved the final version of the manuscript. Julien Bourget PhD thesis is funded by a DGA (French Ministry of Defence) – CNRS doctoral fellowship. This is an UMR CNRS 5805 EPOC (University Bordeaux 1) contribution n. 1689.

2) *Morphologie du système d'alimentation : les canyons et le système chenal/levée*

La cartographie du système canyon / chenal Al Batha a pu être réalisée grâce aux données acoustiques acquises lors des la missions FANINDIEN 2006 et 2009. Deux canyons alimentent un chenal unique dans la plaine abyssale omanaise (Fig. V-9 & V-10).

Le canyon principal semble inciser la pente continentale et la plate-forme au large de l'embouchure de l'oued Batha (Fig. V-9). Le plateau continental est réduit à moins de 8 km de large dans cette zone. Au niveau du pied de pente, le canyon se développe suivant un cours rectiligne sur 3,5 à 6 km de large et 112 à 145 m de profondeur (Fig. V-10). Il présente une levée droite plus haute que la levée gauche, marquée par le développement de dunes sédimentaires de 20 à 40 m de hauteur, pour des longueurs d'onde de 2 à 4 km (Fig. V-9 & V-10). Le fond du canyon présente un thalweg axial rectiligne (< 2 km de large et 20 – 30 m de profondeur), qui individualise des terrasses atteignant 35 m de hauteur localement. Ce canyon principal semble être rejoint ponctuellement par des petits canyons tributaires, dont le tracé amont peut être suivi sur les données ETOPO 1 (Fig. V-9).

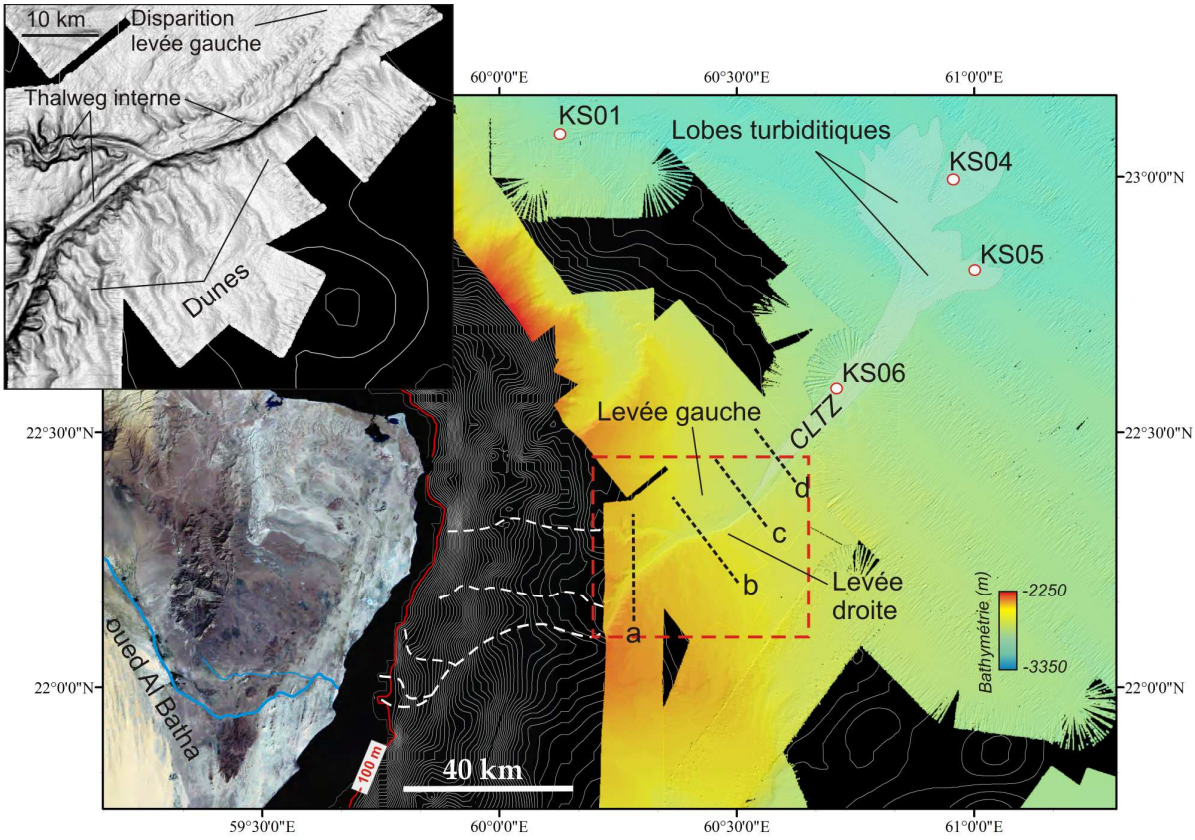


Figure V-9 : Carte bathymétrique du système turbiditique Al Batha (code couleur resserré sur la bathymétrie de la zone). Le trajet des canyons en amont (lignes blanches pointillées) est basé sur les contours bathymétriques ETOPO 1. Les profils a, b, c, et d correspondent aux lignes sismique THR présentées sur la figure V-10. L'encart présente la carte des pentes des principaux canyons et du chenal Al Batha entre 2300 et 3000 m de profondeur.

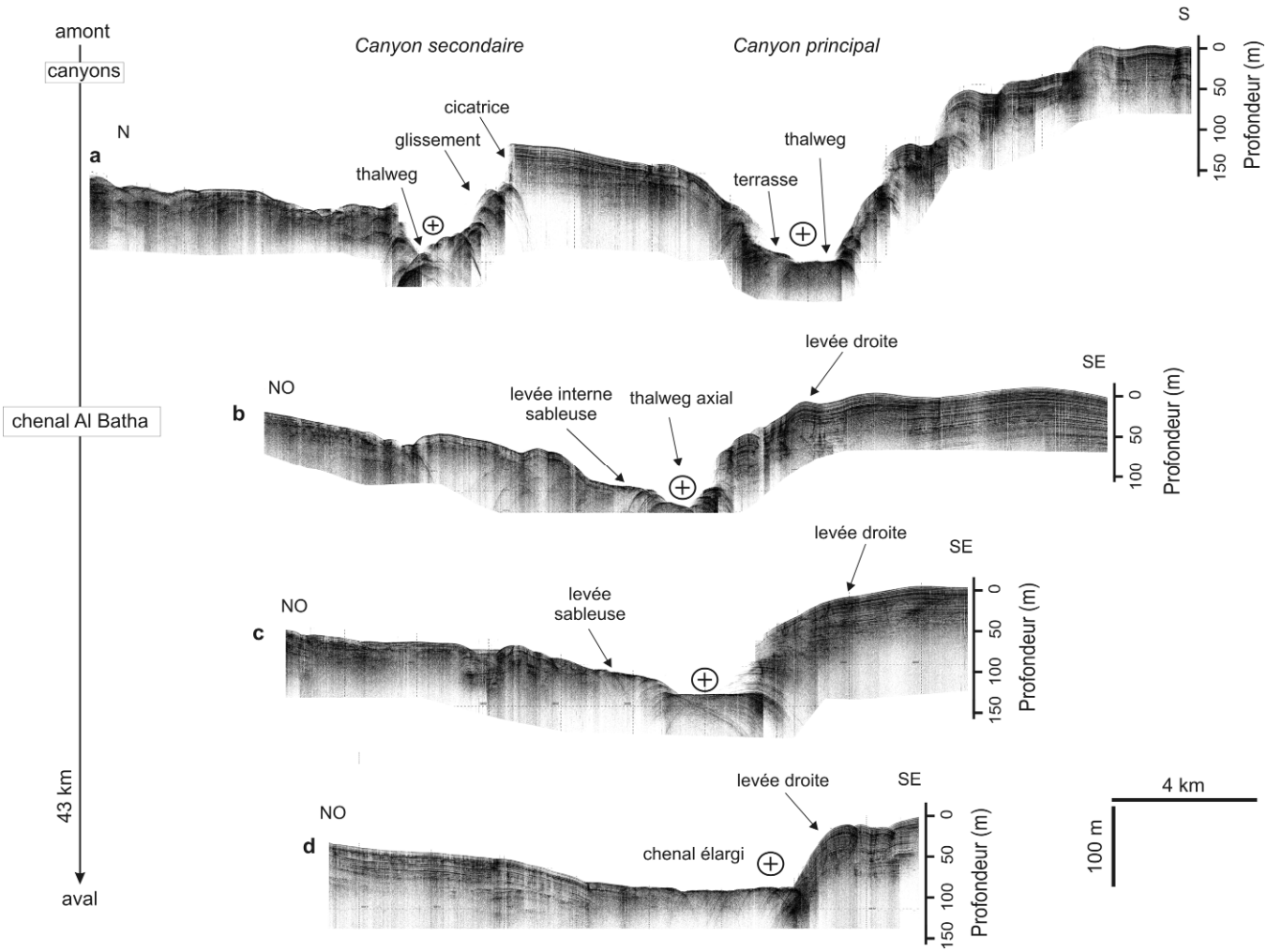


Figure V-10 : profils sismiques THR (SbP120) transversaux des canyons et du chenal turbiditique Al Batha au pied de pente continentale et dans la plaine abyssale omanaise (position des profils sur Figure V-11).

Au nord, le canyon secondaire présente une morphologie différente, caractérisée par un thalweg interne sinueux qui atteint 60 m de profondeur et 1,4 km de large (Fig. V-10). L'ensemble du canyon est large de 2 à 2,5 km, pour des profondeurs de 58 à 110 m (Fig. V-10). La levée droite est confinée contre le canyon principal (Fig. V-9 & V-10). Elle est marquée par une cicatrice d'arrachement en son sommet, qui surplombe un glissement issu de la déstabilisation de la levée (Fig. V-10). Le tracé amont de ce canyon peut être suivi sur les données bathymétriques basse-résolution, jusqu'au rebord de plateforme continentale, à 44 km au nord de l'embouchure de l'oued Al Batha (Fig. V-9). L'absence de système fluviatile actuel dans cette zone pourrait expliquer son plus faible développement.

Ces deux canyons convergent dans la plaine abyssale pour former un large chenal rectiligne (4 à 5,7 km de large) (Fig. V-9 & V-10). Ce chenal est caractérisé par une forte asymétrie avec une levée droite très développée (jusqu'à 140 m de hauteur) et marquée par un

flanc abrupt. La taille de cette levée diminue très graduellement vers l'aval. Elle est majoritairement composée de réflecteurs lités continus de forte à moyenne amplitude, typique des dépôts de débordement (turbidites fines de levées ; Piper & Deptuck, 1997; Migeon, 2000). A l'inverse, la levée gauche, de hauteur plus réduite (maximum 64 m de hauteur), montre un flanc moins pentu, et voit sa taille diminuer très rapidement (Fig. V-10). Elle est caractérisée par un faciès acoustique de plus forte amplitude en surface, associé à une faible pénétration du signal et à l'absence de réflecteurs en profondeurs, suggérant donc des dépôts grossiers (levée sableuse de faible relief). Latéralement, le faciès sismique devient lité vers le nord-ouest indiquant des dépôts distaux plus fins (Fig. V-10). Les dunes sédimentaires restent très développées sur le flanc droit du chenal Al Batha (15 – 25 m de hauteur, 1 à 2 km de longueur d'onde), tandis que leur taille diminue très rapidement sur le flanc gauche du chenal (Fig. V-9). Le faciès sismique du fond du chenal (fort réflecteur en surface, faciès sourd en profondeur associé à des hyperboles ; Fig. V-10) est typiquement associé à des sédiments grossiers. L'échèc du prélèvement KS06 (Fig. V-9), où le carrotier a été plié et moins d'un mètre de sables désorganisés récupérés, confirme cette nature grossière du fond du chenal Al Batha.

L'ensemble de ces traits morphologiques et sédimentaires sont classiquement observés dans les systèmes turbiditiques de taille intermédiaire, alimentés par des écoulements riches en sable et en vase (comme le chenal du Var ou de l'Hueneme ; Piper & Savoye, 1993; Migeon, 2000; Piper & Normark, 2001). L'asymétrie des levées est attribuée à la déviation des écoulements turbiditiques vers la droite (dans l'hémisphère nord) par la force de Coriolis (Migeon, 2000).

3) *Faciès distaux : données sédimentologiques complémentaires*

Les carottes KS07 et KS08, prélevée respectivement dans la partie distale de la levée droite du chenal Al Batha, et en aval du complexe de lobes (Fig. V-11), nous permettent de compléter et d'affiner notre compréhension de la dynamique sédimentaire du système Al Batha et sa variabilité temporelle.

Les deux carottes sont constituées d'une alternance de dépôts argileux hémipélagiques / pélagiques et de turbidites centimétriques à décimétriques (Fig. V-11).

Les niveaux hémipélagiques / pélagiques sont caractérisés par une couleur gris-beige à marron, et une bioturbation variable. Ils sont composés d'une fraction variable mais globalement importante en foraminifères planctoniques et benthiques.

Plusieurs types de séquences turbiditiques sont observées :

- des turbidites silto-sableuses composées d'une base de silt grossier à sables très fins centimétrique à décimétrique, présentant des lamines planes voir des rides (terme Tc à Td de la séquence de Bouma), surmontée d'un niveau silto-argileux

laminé (Td), puis d'un niveau argilo-silteux homogène (Te) peu épais (< 20 % de la séquence totale en moyenne ; Fig. V-11). Les séquences sont granoclassées normalement, et surmontées d'un terme argileux hémipélagique (Fig. V-11). Le contact basal est net. Ces dépôts s'observent dans la partie distale du lobe Al Batha (KS08), formant des niveaux pluri-décimétriques (19 cm en moyenne). Ils sont interprétés comme résultant d'écoulements résiduels non chenalisés, ayant déposés leur charge la plus grossière dans le lobe Al Batha.

- des turbidites silto-argileuses composées d'une base silteuse millimétrique à centimétrique laminée surmontée d'un terme argilo-silteux homogène (Te). La séquence montre un granoclassement normal, et présente un contact basal assez net (Fig. V-11). Certaines séquences sont également tronquées du terme basal laminé. Ces séquences décimétriques sont observées dans la carotte KS07 et plus rarement dans la carotte KS08. Il s'agit de dépôts turbiditiques très fins, typiques des environnements distaux, résultant d'un écoulement turbulent dilué (Bouma, 1962; Stow & Shanmugam, 1980; Stow & Piper, 1984).
- dans la carotte KS07, certaines séquences montrent à leur base des niveaux argilo-silteux homogènes, évoluant vers des niveaux laminés silto-argileux (granoclassement inverse), surmontées des termes Td à Te (granoclassement normal ; Fig. V-11). Ces dépôts pourraient correspondre aux hyperpycnites de Mulder *et al.* (2001a), c'est-à-dire des séquences déposées par un écoulement turbulent entretenu lors d'une crue. Elles ne sont toutefois que rarement distinctement observées au sein de la carotte.

Les datations radiocarbone réalisées montrent que les carottes enregistrent les derniers 15 ka BP (KS08) et 13 ka BP (KS07), *i.e.* la dernière période de remontée du niveau marin à la fin du Pléistocène et le haut niveau marin relatif holocène (Fig. V-11). Les taux de sédimentation correspondants à ces deux environnements de dépôt distaux sont assez faibles et similaires (68,8 et 59 $cm.ka^{-1}$ en moyenne sur KS07 et KS08, respectivement). Ils sont associés à des fréquences turbiditiques très peu élevées (moyenne de 3,6 et 2,6 turbidites / 1000 ans sur KS07 et KS08, respectivement). En dépit de cet enregistrement sédimentaire basse fréquence, ces deux carottes confirment que la sédimentation turbiditique est restée active depuis la fin du Pléistocène dans le système Al Batha, comme nous l'avions précédemment observé dans les carottes du lobe turbiditique.

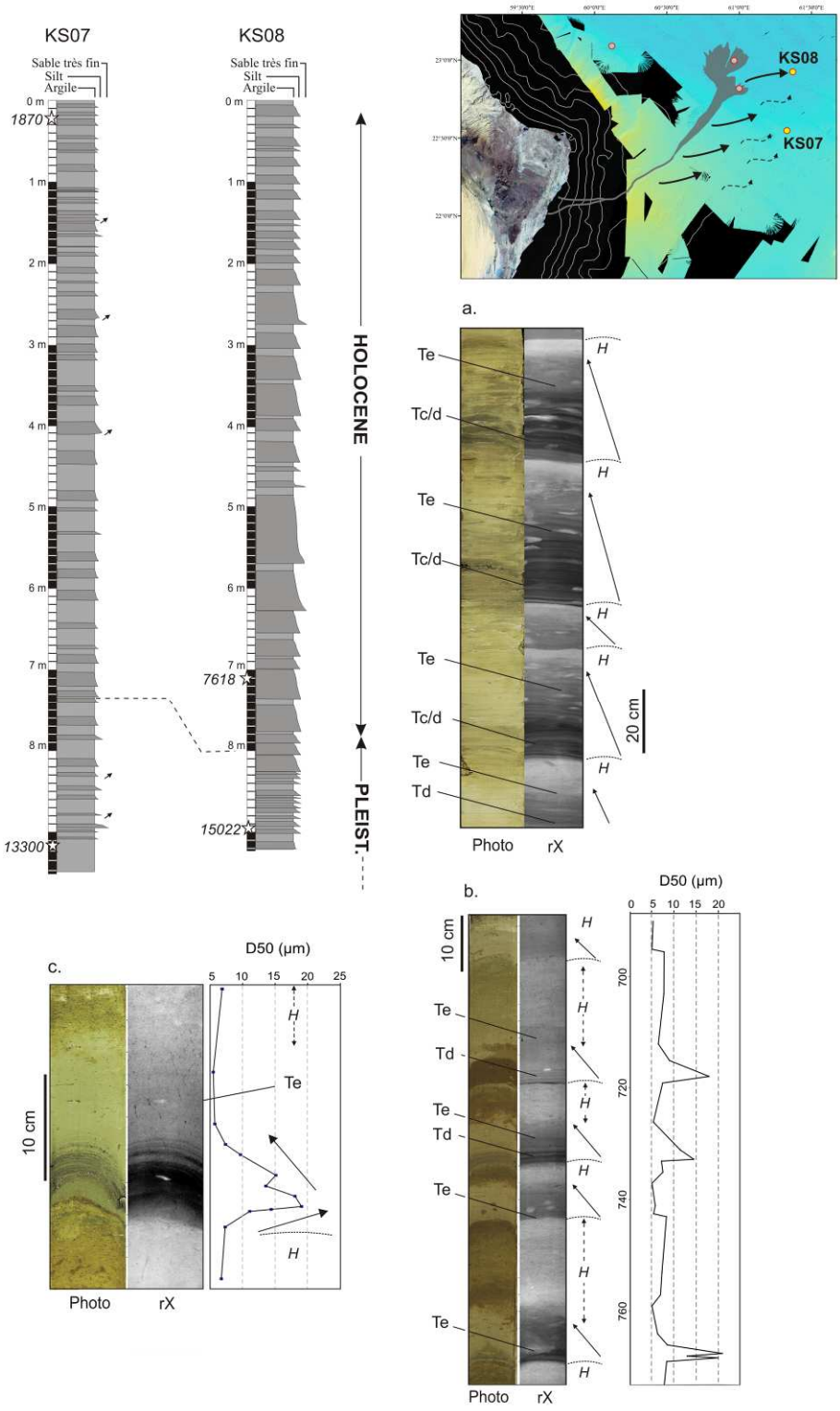


Figure V-11 : Localisation des carottes KS07 et KS08 (partie distale du système turbiditique Al Batha), logs lithologiques (les dates radiocarbone sont indiquées par les étoiles) et cadre stratigraphique général. Exemples des types de séquences rencontrées sur ces carottes (a. turbidites silto-sableuses – KS08; b. turbidites silto-argileuses – KS07; c. hyperpycnite silto-argileuse – KS07. La position des séquences « hyperpycnites» sur KS07 est symbolisée par les flèches sur le log lithologique).

CONCLUSION

Le but de ce chapitre était d'effectuer une première évaluation de la nature des systèmes sédimentaires sous-marins, et d'identifier les traits généraux du fonctionnement sédimentaire de la marge omanaise, auparavant peu explorée. Les objectifs étaient donc de caractériser :

- d'une part l'architecture et la morphologie des systèmes turbiditiques récents ;

- d'autre part la nature des dépôts sédimentaires et des processus associés ; en particulier, l'extension et l'organisation des accumulations sableuses au niveau du pied de pente et de la plaine abyssale.

Bien qu'incomplètes, les données à notre disposition nous ont permis d'établir un premier modèle architectural prenant en compte ces différents paramètres (Fig. V-12), et individualisant trois principaux systèmes de dépôt :

● au nord, sur la marge nord-est omanaise, une rampe turbiditique constituée de systèmes « canyons-chenaux » de faible extension (< 80 km), alimentés par un réseau très dense de rivières montagneuses éphémères formant des canyons dans le domaine continental. Les données de sismique THR au niveau du pied de pente suggèrent une faible extension longitudinale des accumulations sableuses au débouché de ces systèmes d'alimentation. Seuls deux systèmes de lobes au débouché de chenaux majeurs (lobes de Sur, lobes de Qurayyat / Dayquah), ont pu être cartographiés. Ils sont taille modeste (< 36 km de long) et restreints à la zone de rupture de pente continentale (transition avec la plaine abyssale ; Fig. V-12) ;

● au sud, l'absence de système fluviatile et le développement du désert de Wahibah limitent les apports sédimentaires au matériel transporté par le courant de dérive littorale (Johns, 1999) convergeant vers le nord (Fig. V-12). Les rares données à notre disposition sur cette portion de marge montrent une sédimentation gravitaire au moins partiellement contrôlée structuralement, dominée par des dépôts de transport en masse (MTDs), et la présence de systèmes turbiditiques peu matures (chenaux érosifs) alimentant une zone d'accumulation sableuse confinée dans une dépression structurale. Les dépôts distaux de remplissage du bassin d'Owen consistent en d'épaisses turbidites silto-argileuses, interprétées comme issues de courants de turbidité de volume important générés par des glissements. Ces observations préliminaires suggèrent que la partie sud de la marge omanaise fonctionne comme un système de *slope-apron* tels qu'ils ont été définis par Reading & Richards (1994) ;

● le système turbiditique Al Batha de développe à l'interface entre ces deux domaines. En étant localisé en aval du plus important système hydrographique de la marge, et au point de convergence des sédiments transportés par la dérive littorale sur le plateau continental

rétrécit, il agit comme un véritable piège à sédiment à l'échelle régionale (Fig. V-12). Cela s'illustre par le développement d'un complexe de lobes sableux sur ~ 1000 km^2 dans la plaine abyssale omanaise. Ces lobes montrent une hiérarchisation des dépôts (unités internes composées de corps élémentaires) et une organisation longitudinale (zone amont chenalisée dominée par l'érosion et le *by-pass* des sédiments, zone médiane de dépôt tabulaire, zone distale). La grande taille des lobes Al Batha dans la plaine abyssale en font une zone d'étude privilégiée pour l'impact de la sédimentation gravitaire sur la propagation des ondes acoustiques.

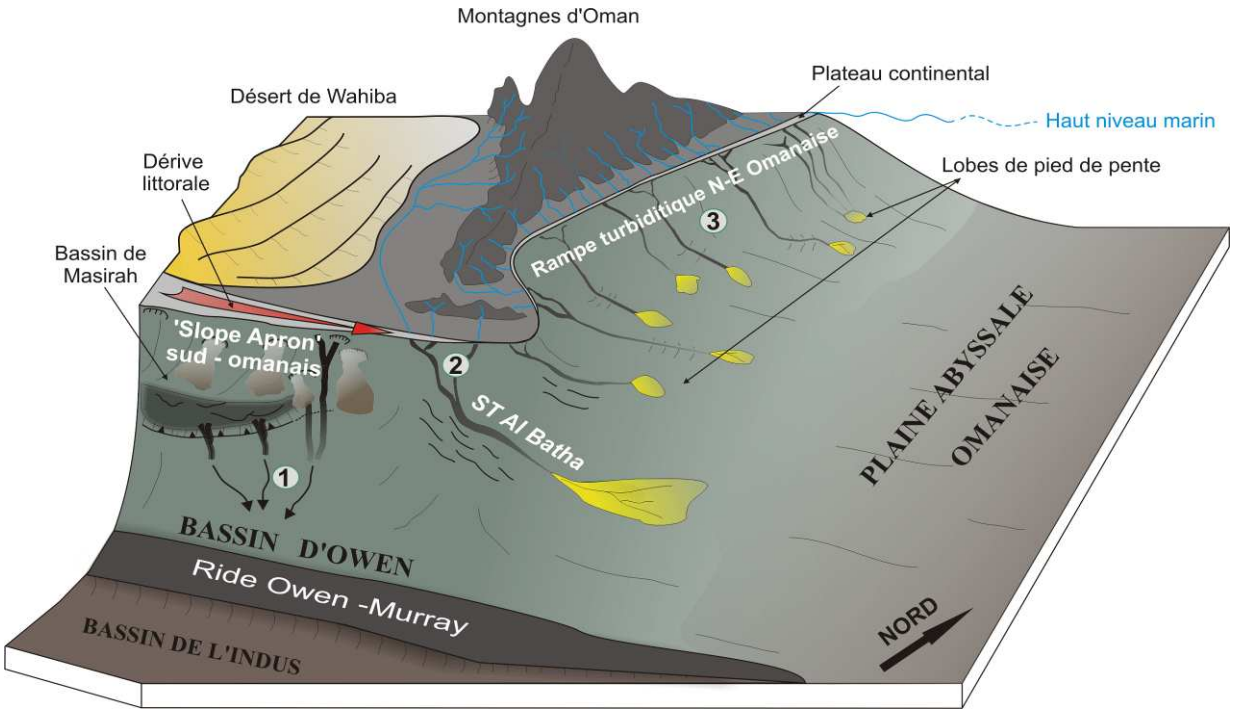


Figure V-12 : modèle architectural simplifié de la marge omanaise et des systèmes turbiditiques récents associés illustrant les trois types de systèmes sédimentaires identifiés : 1- le slope-apron sud-omanais ; 2 – le système turbiditique Al Batha ; 3 – la rampe turbiditique nord-est omanaise.

Le mode de fonctionnement sédimentaire de ces différents systèmes est à mettre en relation avec les caractéristiques physiographiques, hydrographiques et climatiques influençant la marge omanaise : des dépôts gravitaires liés aux crues ont ainsi été mis en évidence dans les dépôts du lobe et de la levée distale du système Al Batha. Ils soulignent l'importance des décharges sédimentaires « instantanées » à la côte, dans un environnement aride soumis à des épisodes de crues violentes, sur les mécanismes de transfert des sédiments du continent vers le bassin du Golfe d'Oman. Bien que ce type de dépôt n'ait pas été directement mis en évidence au niveau de la marge nord-est omanaise (une seule carotte disponible – KS01), il est probable que les crues instantanées (*flash-floods*) fréquentes du vaste réseau d'oueds montagneux côtiers (cf. Chapitre II) aient également un rôle déterminant

sur le transfert sédimentaire et le déclenchement des écoulements gravitaires dans le bassin. Nos données montrent en effet que l'activité turbiditique est restée constante au cours de la remontée et du haut niveau marin relatif actuel, à la fois dans le système Al Batha et au niveau de la rampe nord-est omanaise. L'absence de plateau continental (< 6 km) couplé au régime hydrodynamique permet de conserver l'alimentation de ces systèmes turbiditiques et le remplissage du bassin. La rampe turbiditique nord-est omanaise et le système Al Batha montrent donc des caractéristiques architecturales et dynamiques analogues aux systèmes turbiditiques de la marge Californienne (Piper *et al.*, 1999; Covault *et al.*, 2007; Romans *et al.*, 2009), du Var (Mulder *et al.*, 1998; Migeon, 2000), et dans une certaine mesure, à la marge est corse (Gervais *et al.*, 2004; Deptuck *et al.*, 2008). Nous discuterons par la suite de ces analogies et des facteurs de contrôle sur la sédimentation de la marge omanaise au cours du Quaternaire terminal (Chapitre VII).

CHAPITRE VI - LE SYSTEME TURBIDITIQUE DU MAKRAN

Ce chapitre présente une analyse complète de la morphologie et de la dynamique sédimentaire de la partie immergée du prisme d'accrétion du Makran, qui constitue la marge nord du Golfe d'Oman. L'ensemble des résultats obtenus ont fait l'objet d'une publication acceptée dans la revue *Sedimentology* (Note 3). Cette note est introduite en présentant le contexte de l'étude et les principaux résultats et implications de ce travail.

A - Architecture du système turbiditique du Makran et processus sédimentaires récents : résumé des principaux résultats

Nous avons vu dans le Chapitre II que les modèles conceptuels architecturaux des systèmes turbiditiques ce sont longtemps limités à des systèmes de transfert linéaires « canyons-chenal-lobe », dont l'organisation longitudinale est basée, en grande partie, sur les observations de subsurface des grands systèmes turbiditiques riches en vase, le long des marge matures actuelles. Les progrès réalisés dans les méthodes et techniques d'investigation et la découverte de nouveaux systèmes actuels et fossiles ont depuis montré que la distribution des sédiments et la géométrie des corps sédimentaires pouvait varier de façon significative dans des contextes à fort contrôle topographique (Kneller & McCaffrey, 1999; Prather, 2000; Sinclair & Tomasso, 2002; Prather, 2003; Lomas & Joseph, 2004; Smith, 2004; Ferry *et al.*, 2005). Tandis qu'un nombre grandissant de travaux se sont focalisés sur les marge passives dominées par du diapirisme (marge ouest-africaine, Golfe du Mexique, offshore brésilien…), très peu d'exemples modernes de systèmes turbiditiques en domaine de marge convergente ont fait l'objet d'une étude détaillée.

La marge du Makran est localisée dans un contexte de tectonique active liée à la subduction de la plaque Arabie sous la plaque Eurasienne (Chapitre I), qui induit des taux de convergence importants (2 à 3 $cm.an^{-1}$) et une forte déformation dans la partie immergée du prisme d'accrétion (Ellouz-Zimmermann *et al.*, 2007b). Tout comme la marge omanaise adjacente, elle est également placée dans un cadre climatique particulier dominé par la mousson asiatique et, nous l'avons introduit, un système hydrographique dominé par les crues instantanées, qui induit des apports sédimentaires importants dans le bassin (von Rad *et al.*, 1999a; Luckge *et al.*, 2001). Cette marge apparaît donc comme un lieu d'investigation idéal pour appréhender les mécanismes de contrôle de la topographie pré-existante sur la distribution des sédiments et l'architecture d'un système turbiditique, dans un contexte de marge convergente qui pourra servir d'analogue actuel à certains systèmes réservoirs fossiles (bassins de type *foreland* ou « avant-pays »).

Les principales conclusions de ce travail sont les suivantes :

● la partie sous-marine du prisme de subduction du Makran forme un système turbiditique caractérisé par un réseau de canyons très dense, cartographié sur 500 km d'est en ouest, dont la morphologie est directement influencée par la tectonique et le développement des rides d'accrétion dans la pente continentale. De nombreux canyons et ravines entaillent ainsi la pente continentale supérieure et se rejoignent pour former sept systèmes de canyons majeurs dans la pente continentale inférieure. La morphologie des ces canyons varie d'est en ouest : dans la partie occidentale, les canyons sont relativement peu incisés, et forment un réseau complexe de tributaires dont le cours est dévié par les rides d'accrétion, et qui empruntent et connectent les bassins *piggy-back* entre eux. Ils forment des structures sinueuses et peu matures, servant de zones de transit des écoulements gravitaires le long de chemins tortueux. Les profils bathymétriques dans ces canyons montrent que leurs parcours sont fortement perturbés par de brusques variations du gradient de pente (*knickpoints*) avec des pentes maximum de plus de 20° et des murs qui atteignent 500 m de haut à proximité des rides d'accrétion. A l'inverse, les canyons orientaux forment des structures plus rectilignes qui tendent à inciser directement les rides d'accrétion, avec un trajet perpendiculaire au front de déformation. Ils sont également affectés par les failles de chevauchement le long de la pente continentale, mais cette influence diminue vers l'est et les canyons les plus orientaux montrent des conditions de quasi-équilibre ;

● la transition avec la plaine abyssale et marquée par le passage du front de déformation, formant une ride d'accrétion qui atteint par endroit 1800 m de hauteur. Le front de déformation est donc associé à une variation abrupte du gradient de pente au fond des canyons (de 6 à 14° de moyenne). Contrairement aux systèmes turbiditiques « classiques », le développement d'une chenalisation n'est pas systématique et des piscines d'érosion (*plunge pools*) sont observées au débouché de certains canyons. Elles forment des dépressions bathymétriques atteignant 300 m de profondeur et 7 km de large. Les données de sismique et d'imagerie acoustique suggèrent que ces *plunge pools* sont constituées par des zones proximales dominées par des processus d'érosion (en pied de pente), tandis que des dépôts grossiers (sableux ?) s'accumulent en aval. Des champs de dunes sédimentaires, composées de fines turbidites silto-argileuses sont observées en aval des *plunge pools.* Dans certains cas, ces zones peuvent donc former des aires préférentielles de ségrégation sédimentaire où le matériel grossier des écoulements va être stocké en pied de pente, tandis que seule la fraction fine (< sables) va remplir la plaine abyssale sous la forme d'écoulements non chenalisés, drappants. Les *plunge pools* illustrent donc l'impact de la tectonique sur l'architecture et le mode de dispersion sédimentaire dans un système turbiditique de marge active, et montrent comment la topographie peut influencer la dynamique des écoulements gravitaires et générer des zones d'accumulations en pied pente, formant de potentiels réservoirs d'hydrocarbures ;

● les plus grandes *plunge pools* sont observées à l'embouchure des canyons du Makran occidental. Inversement, les conditions d'équilibre du profil longitudinal sont plus abouties dans les canyons orientaux et permettent le développement d'une chenalisation plus ou moins aboutie dans la plaine abyssale. Ces chenaux sont associés à des dunes sédimentaires composées de matériel grossier (Mouchot *et al.*, soumis). Des conditions d'équilibre plus abouties traduisent des conditions d'érosion avancées, ou l'impact de la déformation (soulèvement des rides d'accrétion) est compensé par l'érosion du substratum par les écoulements gravitaires (Prather, 2000; Pirmez *et al.*, 2000; Ferry *et al.*, 2005). Nous proposons de relier cette variabilité architecturale « est-ouest » du système turbiditique du Makran à la variabilité *along-strike* (*i.e.*, le long du front de déformation, et donc de l'est vers l'ouest) du régime tectonique et du régime fluviatile. Ces deux paramètres conditionnent, localement, l'interaction entre érosion/dépôt (flux sédimentaires) et déformation (Kneller & McCaffrey, 1999; Prather, 2000; Pirmez *et al.*, 2000):

- les canyons du prisme oriental sont alimentés par les plus grandes rivières montagneuses à l'échelle régionale (Hingol, Phor, Hab), qui convergent dans la zone de la baie de Sonmiani (Chapitre I). L'incorporation de hauts-fonds dans la subduction (dont une partie de la *Little Murray Ridge*) favorise également le développement de forts gradients de pente dans cette partie orientale de la pente continentale. La conjonction d'apports fluviatiles et sédimentaires importants et de gradients de pente élevés pourraient ainsi favoriser le transfert sédimentaire vers la plaine abyssale et l'érosion au sein des canyons, menant à des conditions d'équilibre plus abouties et à un *continuum* sédimentaire. Il s'illustre notamment par la formation d'un chenal turbiditique ou de *plunge pools* de taille réduite au débouché des canyons, permettant le transfert du matériel grossier dans la plaine abyssale ;

- à l'inverse, la partie occidentale du système turbiditique du Makran montre des gradients de pente globaux plus faibles, et une longueur d'onde plus grande entre chaque ride d'accrétion qui étend le développement des bassins *piggy-back* : les canyons empruntent et connectent les bassins intrapente et favorisent ainsi le piégeage des sédiments dans la pente continentale. Les apports fluviatiles dans cette zone sont également plus faibles que dans la partie orientale, seuls des oueds côtiers de très petite taille, éphémères, alimentant les canyons du Makran occidental. Au front de déformation, des conditions d'équilibre moins abouties que dans la partie orientale sont illustrées par une rupture de pente très importante, le développement de larges *plunge pools,* et par conséquent, un piégeage des sédiments grossiers en pied de pente ;

● comme nous l'avons précédemment observé sur la marge omanaise, le système turbiditique du Makran fonctionne en période de bas, de remontée, et de haut niveau marin relatif (*i.e.* du dernier maximum glaciaire à l'Actuel). La mise en évidence de séquences d' « hyperpycnites » dans les dépôts de la plaine abyssale souligne l'influence du phénomène de crues, et donc du cadre physiographique et hydrographique, sur les mécanismes de transferts sédimentaires au sein de la marge. En outre, d'épaisses turbidites argilo-silteuses

holocène sont observées sur l'ensemble du centre de la plaine abyssale omanaise, au centre du bassin. Ces turbidites métriques peuvent être corrélées sur plus de 220 km, et suggèrent l'existence d'écoulements gravitaires de grand volume, non chenalisés, qui viennent draper la plaine abyssale omanaise. Le volume de ces dépôts, leurs faciès sédimentologiques et le contexte tectonique de la marge suggèrent que ces écoulements de faible récurrence soient générés lors d'événements de déstabilisation sur le rebord de plateforme et la pente continentale (glissements).

B - Note 3: "Turbidite system architecture and sedimentary processes along topographically complex slopes: the Makran convergent margin"

Article soumis à Sedimentology en Mars 2009 ; accepté avec révision en Octobre 2009.

JULIEN BOURGET*, SEBASTIEN ZARAGOSI*, NADINE ELLOUZ-ZIMMERMANN**, NICOLAS MOUCHOT***, THIERRY GARLAN****, JEAN-LUC SCHNEIDER*, VALENTINE LANFUMEY*****, and SIGFRIED LALLEMANT***

* Université de Bordeaux, UMR CNRS 5805 EPOC, Avenue des Facultés, F-33405 Talence, France

** IFP, Geology-Geochemistry-Geophysics, 1 & 4 avenue de Bois Préau, F-92852 Rueil-Malmaison, France

*** Université de Cergy-Pontoise, GEC, 5, mail Gay-Lussac, F-95031 Cergy-Pontoise, France

**** SHOM, Centre Hydrographie, BP 426, F-29275 Brest, France

***** IFREMER, GM/LES, BP70, F-29280 Plouzané Cedex, France

Abstract

We investigate the morphology and the Late Quaternary sediment distribution of the Makran turbidite system (Makran subduction zone, NW Indian Ocean) from a nearly complete subsurface mapping of the Oman basin, 2D seismic, and a large set of coring data in order to characterize turbidite-system architecture across fold and thrust belt sediment traps.

The Makran turbidite system is composed of a dense network of canyon, which cut into high relief accreted ridge and intra-slope piggy-back basins, forming connected and variably tortuous paths down complex slopes. Turbidite activity and trench filling rates are high even during the Holocene sea-level highstand conditions. Particularly, basin wide, sheet-like thick mud turbidites, likely related to major mass wasting events of low recurrence time, drape the flat and unchannelized Oman abyssal plain. Longitudinal depth profiles show that the Makran canyons are highly disrupted by numerous thrust-related large-scale knickpoints (with

gradients up to 20° and walls up to 500 m high). At the deformation front, the strong break of slope can leads to the formation of large canyon-mouth "plunge pools" that potentially form wide sand reservoirs by rapid deposition of the coarser material downstream of a hydraulic jump. This can lead to strong sediment segregation and specific trench fill mechanisms, as only the finer-grained component of the flows is transferred to the abyssal plain. However, the Makran prism is characterized by strong along-strike variability in tectonics and fluvial input regimes that directly influence the depositional architecture (*i.e.* canyon entrenchment, plunge pool formation, channel development at canyon mouths), the sedimentary dynamics, and the resulting sediment distribution. Channel formation in the abyssal plain and trench fill characteristics depend of the equilibrium conditions of the feeder system, which is closely related to the balance between erosion rates and tectonic regime. Thus, the Makran turbidite system constitutes an excellent modern analogue to deep water sedimentary systems with structurally complex depocentres, in convergent margin settings.

INTRODUCTION

Early conceptual models of turbidity current deposition and submarine turbidite system development envisaged essentially the development of channel-levee systems associated with unconfined, fan-shaped distal sediment bodies. However, a wealth of case studies from several recent and ancient turbidite systems worldwide makes it clear that sediment distribution and geometries of depositional bodies vary significantly within systems located on topographically complex slopes (*e.g.*, Kneller & McCaffrey, 1999; Prather, 2000; Sinclair & Tomasso, 2002; Prather, 2003; Lomas & Joseph, 2004; Smith, 2004). Reservoir models derived from Neogene Gulf of Mexico salt-withdrawal basins (*e.g.*, Prather *et al.*, 1998; Beaubouef & Friedman, 2000) are usually cited in studies of structurally-complex slope depocentres. However, there is significant variation in the characteristics of tectonic deformation and submarine slope topography between Gulf of Mexico intra-slope basins and thrust-belt controlled slopes as developed in accretionary prism setting (*e.g.*, Covault *et al.*, 2009), that may lead to both different sediment distribution and reservoir architecture. Smith, 2004) proposed that sediment distribution systems on topographically complex slopes can consist of cascades of silled basin (or disconnected, intraslope basins, such as the Gulf of Mexico slope with salt-withdrawal-created minibasins), and connected tortuous corridor (defined as a laterally confined depression on a topographically complex slope, that can connect several intraslope basins). Fold and thrust-belt controlled submarine slopes of accretionary prisms (as in the Makran system), which are characterized by several partially silled basins with lateral escape paths, lie within the latter one.

Modern turbidite systems offer several advantages over ancient reservoir analogues as interaction between structural deformation and sedimentation can be evaluated more

precisely, they usually provide higher resolution in both space and time, and they can be imaged extensively from source to sink (Pirmez *et al.*, 2000). The Oman basin, for which our data cover 166,700 km^2, offers an excellent opportunity to investigate the sediment dispersal patterns and their architectural elements in the context of convergent margins. The Makran accretionary prism exhibits (1) high convergence rates of about 2,5 – 4 cm per year (Ellouz-Zimmermann *et al.*, 2007a) resulting in highly-deformed sea-floor, composed of intra-slope (piggy-back) basins and accreted ridges, and (2) significant continental erosion by numerous ephemeral streams located in an arid environment controlled by the Asian monsoon climate, that supports high rates of sediment transfer to the deep sea (von Rad *et al*., 1999a) The large data set available on this system (multibeam echosounder data, sedimentary cores and seismic lines acquired during the MARABIE and CHAMAK surveys) has been analysed in order to address: (1) the overall morphology of the present-day turbidite system and its architecture; (2) the sediment dispersal pattern and the role of pre-existing sea-floor topography on the gravity current deposition; (3) the along-strike relationships between the tectonic regime, the fluvial input and the architecture of the Makran turbidite system.

REGIONAL SETTING

Geodynamic setting

The Makran accretionary prism (Fig. 1) results from the northward subduction of the Arabian Sea beneath the Iranian and Afghan continental blocks, now accreted to the Eurasian continent (Fig. 1). Subduction started during Late Cretaceous times and continued fairly continuously until present times (Kukowski *et al.*, 2001; Grando & McClay, 2007; Ellouz-Zimmermann *et al*., 2007a). The western part of the Arabian Sea lithosphere belongs to the Arabian plate whereas the eastern part belongs to the Indian one. Their present-day plate boundary runs along the dextral transform Owen Fracture Zone (Gordon & Demets, 1989; Fournier *et al.*, 2001). The plate boundary shows a nearly east-west bend along the Murray Ridge before intersecting the subduction boundary west of Karachi city (Ellouz-Zimmermann *et al.*, 2007b; Fig. 1). The actual plate convergence rate has been estimated to 4 $cm.a^{-1}$ using classical plate modelling (DeMets, 1994), whereas recent space geodesy modelling and GPS based model estimated the present-day velocities between 2.5 $cm.a^{-1}$ in the western Makran area and 3 $cm.a^{1}$ in the eastern Makran area (Ellouz-Zimmermann *et al*., 2007b; Grando & McClay, 2007).

The Makran subduction zone can be considered as an area of important earthquake activity, and is a part of the two main tsunamigenic zones in the Indian Ocean (Heidarzadeh *et al.*, 2009). The 1945 Makran earthquake (Mw 8.1 – 8.3), the largest earthquake known in this region triggered a destructive tsunami related to both coastal uplift (with eruption of mud volcanoes) and submarine landslides (Ambraseys & Melville, 1982; Byrne *et al.*, 1992).

During this event, submarine Makran telegraph cables were also severed at eight places offshore, suggesting that gravity current(s) were initiated by the landslide(s).

The Makran accretionary prism is more than 350 km wide (Platt *et al.*, 1985). Over 60 % of the prism is presently sub-aerial (Ellouz-Zimmermann *et al.*, 2007b) and only the frontal 100-150 km are submarine (Kukowski *et al*., 2001; Fig. 1, 2). The transition between the emerged part of the Makran and the offshore compression front is expressed by a nearly undeformed platform (Ellouz-Zimmermann *et al*., 2007a). The continental shelf is relatively narrow (from 10 to 40 km wide), with a shelf break at 30 - 50 m water depth that extends to ~ 100 m off the Sonmiani Bay. The offshore prism consist of a sequence of thrust slice units forming accretionary ridges (Fig. 2) with steep flanks and variable length, associated with intraslope "piggy-back" basins (White & Louden, 1983; Fruehn *et al.*, 1997; Kukowski *et al*., 2001; Ellouz-Zimmermann *et al.*, 2007b; Grando & McClay, 2007).

From the western part to the eastern part of the offshore prism, the average slope gradient increases, the bathymetry profile shallows and the size, length and the distance between each thrust decrease dramatically (Ellouz-Zimmermann *et al*., 2007b). The abyssal plain (3200 m water depth) forms a smooth trench with low gradients, and is confined southward by the Murray Ridge (Fig. 1). The abyssal plain deepens and widens gently to the west towards the center of the Oman basin (Fig. 1), where it becomes unconfined. It is locally disturbed by more or less buried SW-NE trending bathymetric highs (Kukowski *et al.*, 2001; Ellouz-Zimmermann *et al.*, 2007b), such as the Little Murray Ridge (LMR, Fig. 2).

Regional climate

The north-eastern Arabian Sea climate is dominated by the seasonal reversal of the monsoon winds (Sirocko *et al.*, 1991; von Rad *et al.*, 1995; Luckge *et al.*, 2001; Clemens & Prell, 2003) that leads to a marked seasonal productivity and sediment input variability (von Rad *et al.*, 1999a; Sirocko *et al.*, 2000; Reichart *et al.*, 2002). Summer monsoon moist winds blow from Southwest and lead to warm and humid conditions and a precipitation maximum over Karachi and the Indian subcontinent (Luckge *et al.*, 2001), whereas arid to semi-arid conditions generally dominate during the winter monsoon. However, the Makran area corresponds to the present day northern limit summer position of the Intertropical Convergence Zone (Gasse, 2000; Fleitmann *et al.*, 2007). At present, it shows a maximum precipitation during winter monsoon when cyclonic low-pressure systems originating in the eastern Mediterranean occasionally penetrate the Arabian landmass (Weyhenmeyer *et al.*, 2000; Luckge *et al*., 2001). Hence, winter corresponds to the present day maximum sediment input from the numerous ephemeral streams and rivers located along the Makran coast (Luckge *et al.*, 2001). The strong seasonality causes intense (flash) flooding of the drainage system, and precipitation is the main factor influencing terrigenous input along the margin in the semi-arid Makran coastal area (Prins *et al.*, 2000b; von Rad *et al*., 1999a). Very high

sediment transfer rates from the desert Makran streams is also favoured by the tectonic uplift on the Makran hinterland (from mm to cm.a^{-1}; Page *et al.*, 1979) that lead to rapid rejuvenation of the drainage system and enhanced erosion of the onshore Makran deposits (Snead, 1967; von Rad e*t al.*, 1999a).

THE MAKRAN TURBIDITE SYSTEM

Sediment input history within the Makran prism growth can be divided into two stages (Ellouz-Zimmermann *et al.*, 2007b). The initial stage of sediment input up to Miocene times corresponds to the early stages of the collision zone, which is coupled with the deposition and progressive accretion of the Himalayan turbidites (Stoffers & Ross, 1979; Kukowski *et al.*, 2001; Grando & McClay, 2007) through the shortening of a paleo-Indus deep sea fan more or less parallel to the paleo-trench. After the Late Miocene and the southward migration of the paleo-Indus delta and deep-sea fan, the accretionary complex mostly recycles sediments coming from the erosion of the onshore prism itself, through a series of river and canyon systems (Ellouz-Zimmermann *et al.*, 2007a; Ellouz-Zimmermann *et al.*, 2007b). Since the Plio-Pleistocene, most of the Himalaya-derived sediments are trapped in the Indus fan (Prins & Postma, 2000) and only the sediments derived from the onshore Makran area are involved in the turbidite system growth (Mouchot *et al.*, *submitted*).

The present-day Makran turbidite system has been mapped along 500 km wide and shows a mean length of 80 km (Fig. 1). Ellouz-Zimmermann et al. (2007b) and Mouchot et al. (*submitted*) showed that it is composed of several canyons that cross along the accreted ridges and piggy-back basins. While canyons are characterized by a high-backscatter facies, piggy-back basins show a low to very-low reflectivity at 13 kHz, suggesting fine-grained sedimentation (Mouchot et al., *submitted*). Higher-backscatter facies is only observed where the piggy-back basins are connected to the canyons, in the western prism. Seismic echo-facies (at 3,5 kHz) suggested that the abyssal plain was characterized by areas of erosion, by-pass, and sediment deposition (Mouchot et al., *submitted*). Cores from Prins et al. (2000a) and Stow et al. (2002) in the western prism showed that turbidite sedimentation has been active during the Late Quaternary and during the Holocene rising sea-level.

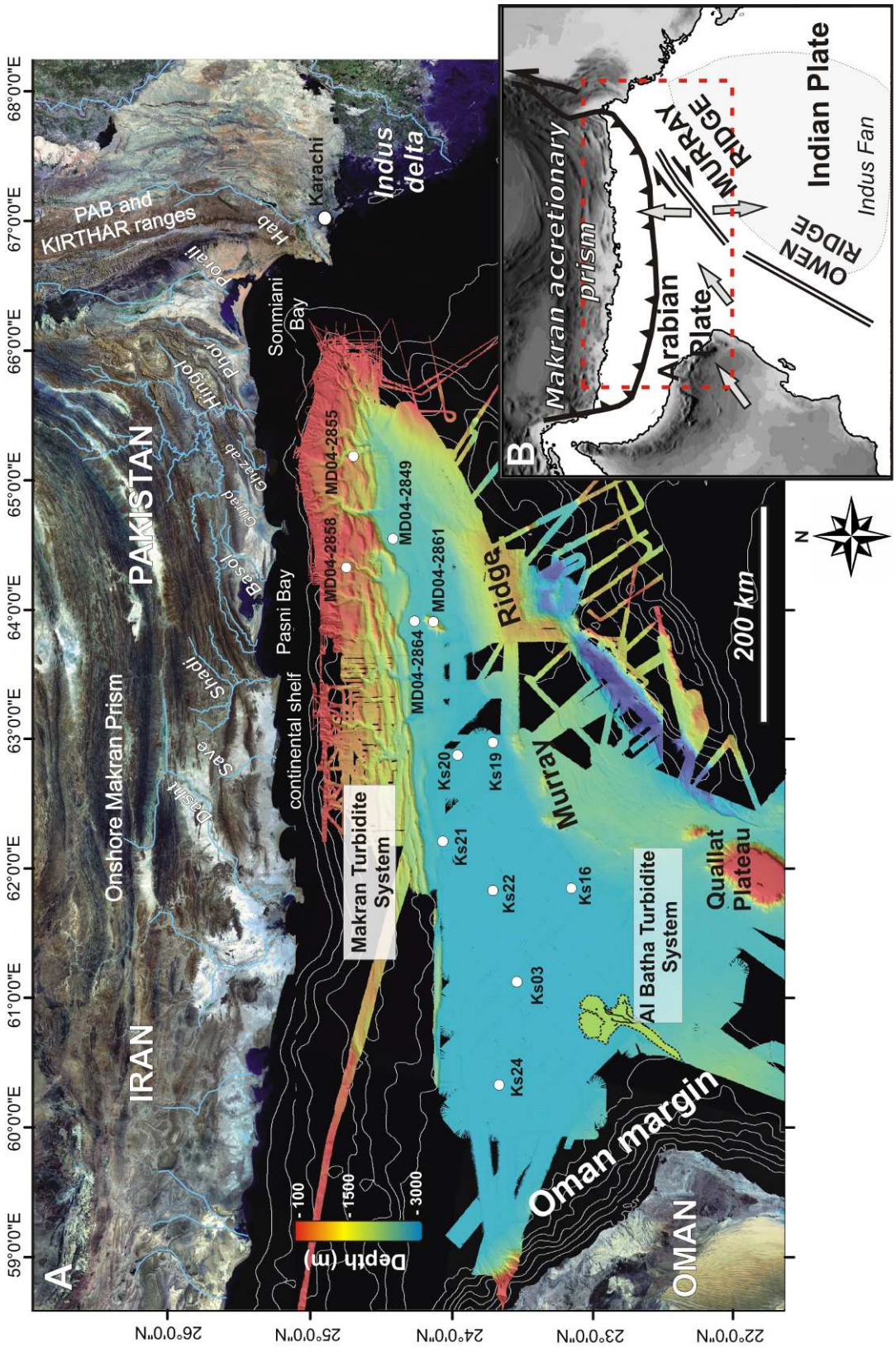


Figure 1: (A) Location map and physiography of the study area. Compilation of multi-beam bathymetry in the Gulf of Oman from the MARABIE (SHOM) and CHAMAK (IFP) cruises, combined with the existing hydrosweep data (Flueh et al., 1997). White dots indicate the location of sedimentary cores used in this study. (B) Tectonic setting (simplified) of the Gulf of Oman.

DATA SET AND METHODS

Multibeam bathymetry and acoustic imagery was collected using the multibeam echosounder SIMRAD EM12 (13 kHz) and EM300 (30 kHz). and SeaFalcon 12 kHz during the survey MARABIE 2000 (R/V Atalante, IFREMER), MARABIE 2001 (R/V Le Suroît, IFREMER), and CHAMAK 2004 (R/V Marion Dufresne, IPEV), respectively. We combined these data with the existing hydrosweep bathymetry from the cruise SO 123 'MAMUT' of R/V Sonne 1997 (Flueh *et al.*, 1997), resulting in a nearly complete mapping of the Makran continental slope and abyssal plain (Fig. 2). 3.5 kHz sub-bottom seismic lines were collected during the MARABIE and CHAMAK cruises (Mouchot *et al.*, submitted). In addition, around 1000 km of multichannel seismic lines have been acquired during the CHAMAK survey. The seismic sources were produced by an array of 4 TI sleeve guns (total volume of about 110 cu in) and recorded by two short streamers (respectively a 100 m long 6-channel streamer and a 180 m-long 18-channel one) allowing us to investigate the sediments down to 2.5 s (two way time) with a relatively high spatial resolution. Twenty-four Kullenberg piston cores were collected in the abyssal plain during the MARABIE 2001 survey, and thirteen long (Calypso) piston cores were collected in different sectors of the prism during the CHAMAK survey (Ellouz-Zimmermann *et al*., 2007b). The key characteristics of the twelve cores used in this study are displayed in Table 1.

Core no.	Core location (lat + long)	Depositional environment	Depth (mbsl)	Length (m)
MD04-2858	65°10'48.459"E 24°42'13.138"N	Upper-slope piggy back basin	-1515	25.5
MD04-2855	64°19'42.429"E 24°44'55.814"N	Mid-slope piggy back (Canyon 5 flank)	-1845	22
MD04-2849	64°33'14.469"E 24°25'39.251"N	Canyon 4 mouth	-3037	34
MD04-2864	63°55'0.230"E 24°15'34.479"N	Eastern abyssal plain (base of slope)	-3165	35
KS 20	62°52'19.891"E 23°57'27.367"N	Canyon 1 sediment waves	-3277	9
KS 21	62°12'55.214"E 24°3'55.589"N	Canyon 1 sediment waves	-3351	9,4
KS 19	62°58'32.202"E 23°42'48.036"N	Sonmiani Lobe	-3282	5,1
KS 24	60°19'53.120"E 23°39'51.969"N	Western abyssal plain	-3362	9,4
KS 22	61°49'46.596"E 23°42'38.771"N	Central abyssal plain	-3348	9,3
KS 03	61°7'50.982"E 23°32'36.149"N	Central abyssal plain	-3357	13,1
KS 16	61°50'46.970"E 23°9'13.222"N	Central abyssal plain	-3365	9,8
MD04-2861	63°54'53.186"E 24°7'55.751"N	Little Murray Ridge	-2093	31

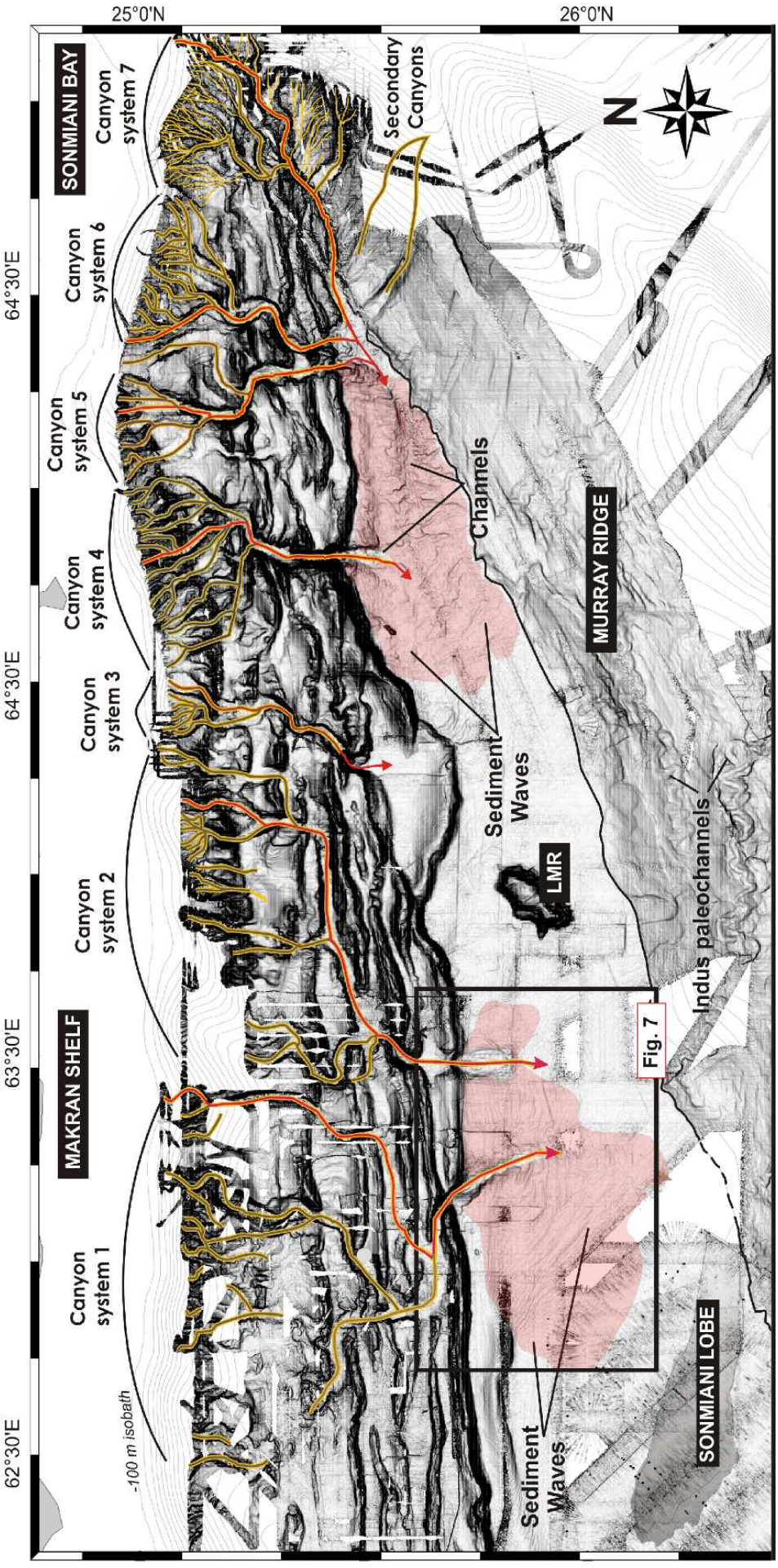
Table 1. Key characteristics of the twelve cores used in this study

Core no.	Depth in core (cm)	Material	Uncorrected ^{14}C age (kyr BP)	Calendar age (cal yr BP)
MD04-2849	550-560	*Bulk pl. foram.*	3215 +/- 30	3027
MD04-2849	1142-1144	*Bulk pl. foram.*	7250 +/- 30	7711
MD04-2849	1475-1476	*Bulk pl. foram.*	9270 +/- 45	10116
MD04-2849	1835-1836	*Bulk pl. foram.*	13270 +/- 60	15191
MD04-2849	2032-2035	*Bulk pl. foram.*	13870 +/- 40	16005
MD04-2849	2866-2867	*Bulk pl. foram.*	15630 +/- 60	18644
MD04-2849	3376-3377	*Bulk pl. foram.*	18580 +/- 90	21629
MD04-2855	1030-1031	*Bulk pl. foram.*	13400 +/- 60	15146
MD04-2855	2241-2245	*Bulk pl. foram.*	47700 +/- 1200	50252
MD04-2861	339-340	*Bulk pl. foram.*	14160 +/- 60	16385
MD04-2864	678-683	*Bulk pl. foram.*	8390 +/- 35	8992
MD04-2864	1575-1577	*Bulk pl. foram.*	15065 +/- 45	17759
KS03	340-342	*Bulk pl. foram.*	2140 +/- 30	1733
KS03	530-533	*Bulk pl. foram.*	3030 +/- 30	2795
KS03	1045-1047	*Bulk pl. foram.*	3290 +/- 30	3136
KS16	315-316	*Bulk pl. foram.*	2390 +/- 30	2020
KS20	217-218	*Bulk pl. foram.*	4465 +/- 35	4656
KS20	482-483	*Bulk pl. foram.*	5865 +/- 40	6283
KS20	660-661	*Bulk pl. foram.*	6415 +/- 30	6896
KS20	717-718	*Bulk pl. foram.*	6775 +/- 30	7304
KS20	871-872	*Bulk pl. foram.*	8295 +/- 30	9573
KS21	197-199	*Bulk pl. foram.*	4730 +/- 30	4958
KS21	278-279	*Bulk pl. foram.*	5630 +/- 30	6029
KS21	355-356	*G. Ruber + G. Trilobus*	6445 +/- 30	6933
KS21	460.5-461.5	*Bulk pl. foram.*	7605 +/- 35	8065
KS21	618-619	*Bulk pl. foram.*	9715 +/- 35	10568
KS21	794.2-796	*N. Dutertrei*	12160 +/- 60	13613
KS21	880.5-882	*N. Dutertrei*	13065 +/- 50	14942

Table 2. Radiocarbon ages of cores used in this study

For each core, thin slabs (15 mm thick) were sampled and analyzed in the SCOPIX X-ray image processing tool (Migeon et al., 1999). Grain size analysis were performed using a Malvern™ Supersizer 'S'. This allowed a very detailed analysis of sedimentary structures and turbidite/hemipelagite-pelagite distinction. Observations of thin-sections (10 to 25 cm long) of indurated sediments selected from well-preserved sedimentary facies were performed using a fully automated Leica™DM6000B Digital Microscope (Zaragosi *et al.*, 2006). Finally, semi-quantitative geochemical analyses were performed on the cores KS24, MD04-2849, MD04-2855, and MD0428-58 using the Avaatech© XRF "Core scanner" at cm to mm scale. Additional carbonate content measurements (on the cores KS16, KS03 and KS15) were performed using gasometrical calcimetry. Core stratigraphy has been completed using ^{14}C AMS dating from bulk or single species planktonic foraminifera (Table 2) sampled in hemipelagic/pelagic intervals. Radiocarbon dates have been corrected for a marine reservoir effect of 408 years and calibrated to calendar years using CALIB Rev 5.0/Marine04 data set (Stuiver et al., 2005) up to 21.78 ^{14}C ka and Bard et al. (1998) thereafter. Radiocarbon ages of this study were performed at the 'Laboratoire de Mesure du Carbone 14' in Saclay ('SacA').

Figure 2 (next page). Slope map of the Makran turbidite system, showing the seven canyon systems (yellow), their main pathway (red), and the main architectural elements in the abyssal plain. Longitudinal depth profiles of these canyon pathways are shown in Fig. 4.


25°0'N
26°0'N
62°30'E
63°30'E
64°30'E
64°30'E
N
SONMIANI BAY
MAKRAN SHELF
Canyon system 1
Canyon system 2
Canyon system 3
Canyon system 4
Canyon system 5
Canyon system 6
Canyon system 7
Secondary Canyons
Channels
MURRAY RIDGE
Sediment Waves
LMR
Indus paleochannels
Fig. 7
Sediment Waves
SONMIANI LOBE
-100 m isobath

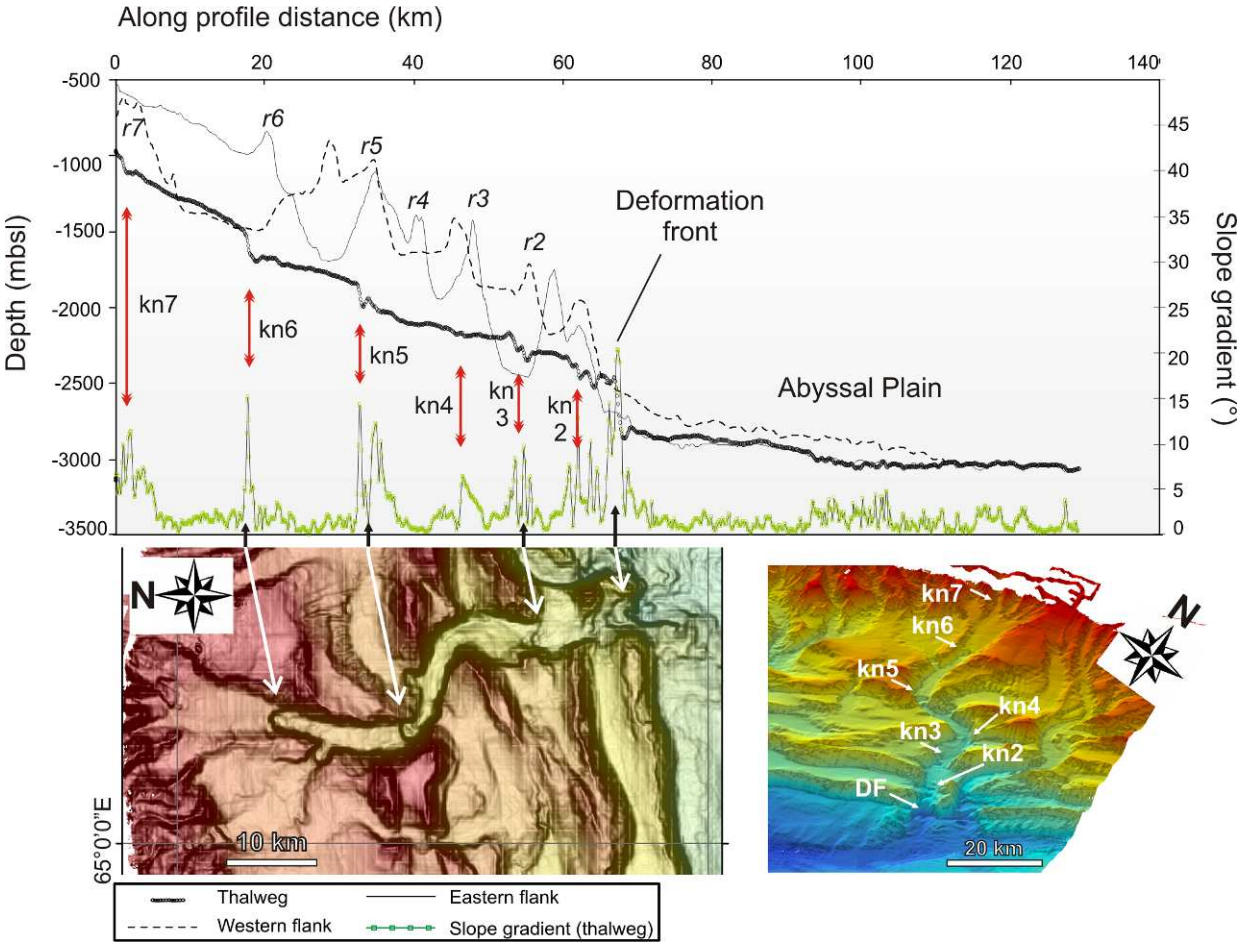


Figure 3: Longitudinal depth profile (in m below sea level) and slope gradient (absolute values, in degrees) of Canyon 5, with locations of the main knickpoints shown. Identification of the knickpoints on the shaded bathymetry of the Canyon 5 in plan view (left) and 3D (right). Location of profile is shown in Fig. 2.

ARCHITECTURE OF THE MAKRAN TURBIDITE SYSTEM

The continental slope

Submarine canyons

The Makran continental slope is cut by a dense dendritic canyon network (Fig. 2) which is directly located off the network of small ephemeral streams (wadis) and a few major, but seasonal, rivers such as the Hingol, Phor and Hab rivers (Fig. 1, Table 3). Canyons and gullies are grouped into seven major submarine drainage systems that finally form seven outlets in the lower slope (*i.e.* Canyons 1 to 7; Fig. 2). The main characteristics of each canyon system are given in Table 3. The longitudinal thalweg profile and slope gradient have been plotted for each Makran canyons (restricted to the most developed contributor for each canyon system).

Generally, the profiles can be divided in two segments: the first segment corresponds to the Makran slope where the thalweg profile is clearly disturbed by thrust faulting along accretionary ridges.

This is clearly seen in the case of Canyon 5, where seven major knickpoints are observed and can be easily correlated to the seven accreted ridges (Fig. 3). The second segment corresponds to the abyssal plain and is characterized by gentle gradients and a smooth profile (Fig. 3, 4). In our study, a knickpoint is defined as a disruption in the equilibrium profile (Gardner, 1983; Heiniö & Davies, 2007). Both the morphology of the canyons and the shape of their depth profile vary along-strike (Fig. 2). In the western prism, extended (> 150 km long), sinuous canyons develop (canyon systems 1 and 2). They connect and follow some of the piggy-back basins, with changes in direction when encountering the accretionary ridges (Fig. 2). The Canyon 3 is disconnected from the abyssal plain (Fig. 2), and terminates in a wide, flat piggy-back basin at the deformation front. The western canyons are associated with very disrupted longitudinal depth profiles, with major knickpoints observed when the canyons reach the deformation front (Fig. 4). Their profiles are only smoothed where the canyons pathway follow piggy-back basins (Fig. 4).

In the eastern prism, canyon morphology evolves towards shorter systems (< 90 km long), mostly rectilinear (*e.g.*,, canyon systems 4 to 6), disconnected from the piggy-back basins (Fig. 2). The thalweg profile of Canyon 4 displays a concave-up, poorly disrupted profile until ~ 2200 m water depth, and major irregularities and a convex-up shape are observed close to the anticlines of the first and second accreted ridges (Fig. 4). Eastward, the thalweg profiles along the canyons are also disrupted by knickpoints, but the profiles progressively smooth (Fig. 4). Canyon system 7, which develops offshore from Sonmiani Bay, is the only one to trend along strike (*i.e.* parallel to the accreted ridges; Fig. 2). It shows a globally concave-up thalweg profile, near of a theorical equilibrium profile (Fig. 4).

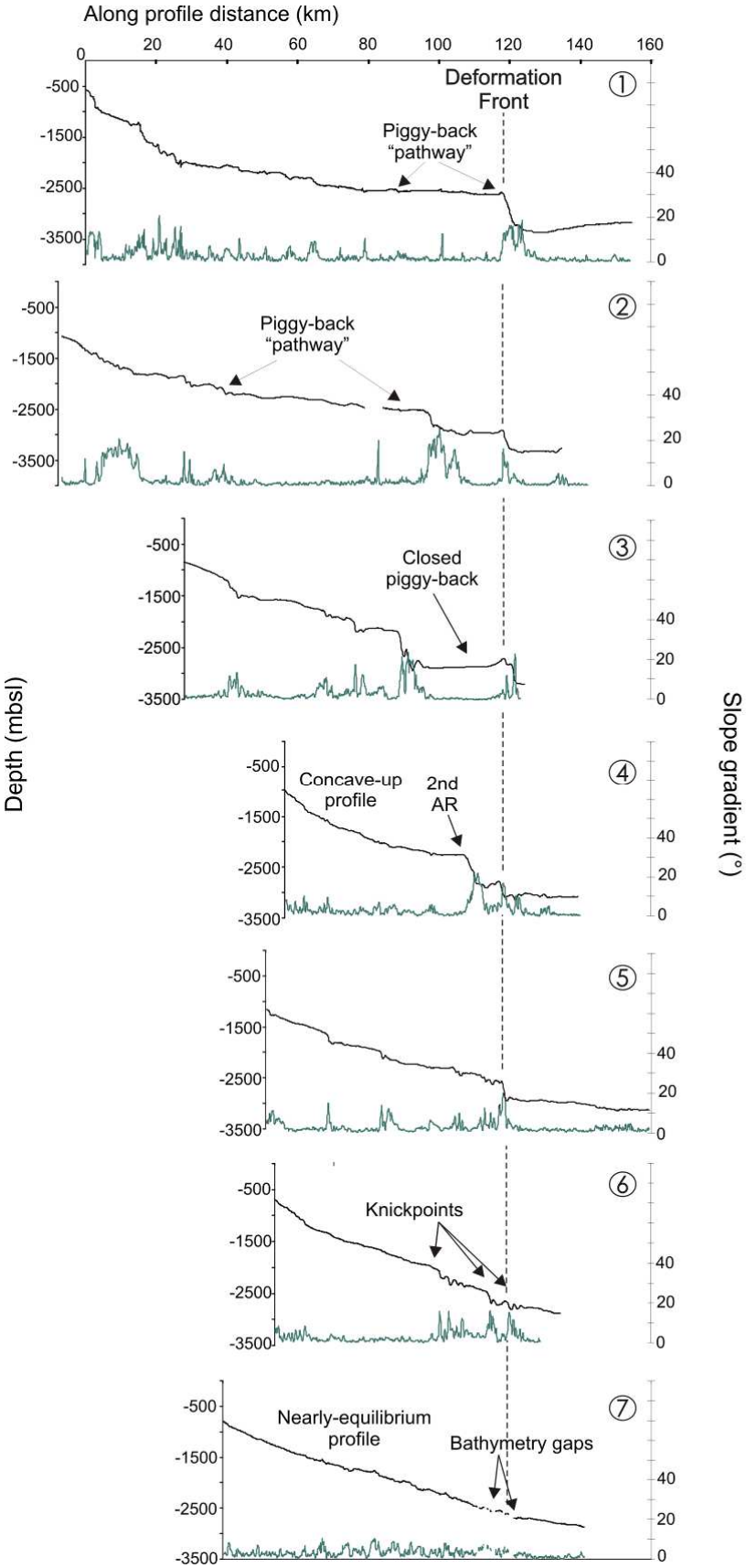


Figure 4: Longitudinal depth profiles (in m below sea level) and slope gradients (absolute values, in degrees) of the Makran canyons, with position of the deformation front. AR = accreted ridge. Location of profiles is shown in Fig. 2.

CANYON SYSTEM	CS 1	CS 2	CS 3	CS 4	CS 5	CS 6	CS 7
Main rivers	Save	Shadi, Basol	Basol	Gurad	Ghaz Ab	Hingol	Phor, Porali, Hab
Total lenght	161 km	152 km	83 km	82 km	90 km	85 km	115 km
Direction	Cross-strike	Cross-strike	Cross-strike	Cross-strike	Cross-strike	Cross-strike	Along-strike
Drainage system width (upper slope)	102 km	82 km	19 km	50 km	31 km	48 km	98 km
Sinuosity	0,62	0,82	0,87	0,94	0,9	0,85	0,87
Piggy-back basins connections	Yes	Yes	No	No	No	No	Yes
Longitudinal depth profile	Highly disrupted 4 km long	Highly disrupted	Highly disrupted	Disrupted below 2,300m	Disrupted	Poorly disrupted	Quasi-equilibrium
Knickpoint at deformation front	m high	4 km long 400 m high	-	1 km long 300 m high	2 km long 415 m high	1,5 km long 180 m high	< 1 km long < 100 m high
Plunge pools (lenght / depth)	20 km / 300 m	15 km / 150 m	-	2- 2,5 km / < 150 m	1,6 km / 100 m	1,8 km / 120 m	no p.p.
Channel development	No / breach in the rampart	no	no	Little		Yes	
Max. channel size (width / depth)	-	-	-	6 km / 70 m		8 km / 150 m deep	
Sediment waves height (min - max)	< 5 - 25 m	2 - 15 m	-	11 - 39 m		14 – 57,5 m	
Sediment waves λ (min - max)	0,6 - 4,5 km	0,6 - 3 km	-	1,5 - 5,4 km		3,9 – 4,7 km	
Sediment waves echo-facies	Echo-facies Ia	Echo-facies Ia	-	?		Echo-facies Ib/Iia *	

Table 3. Main morphological parameters of the Makran canyon systems.

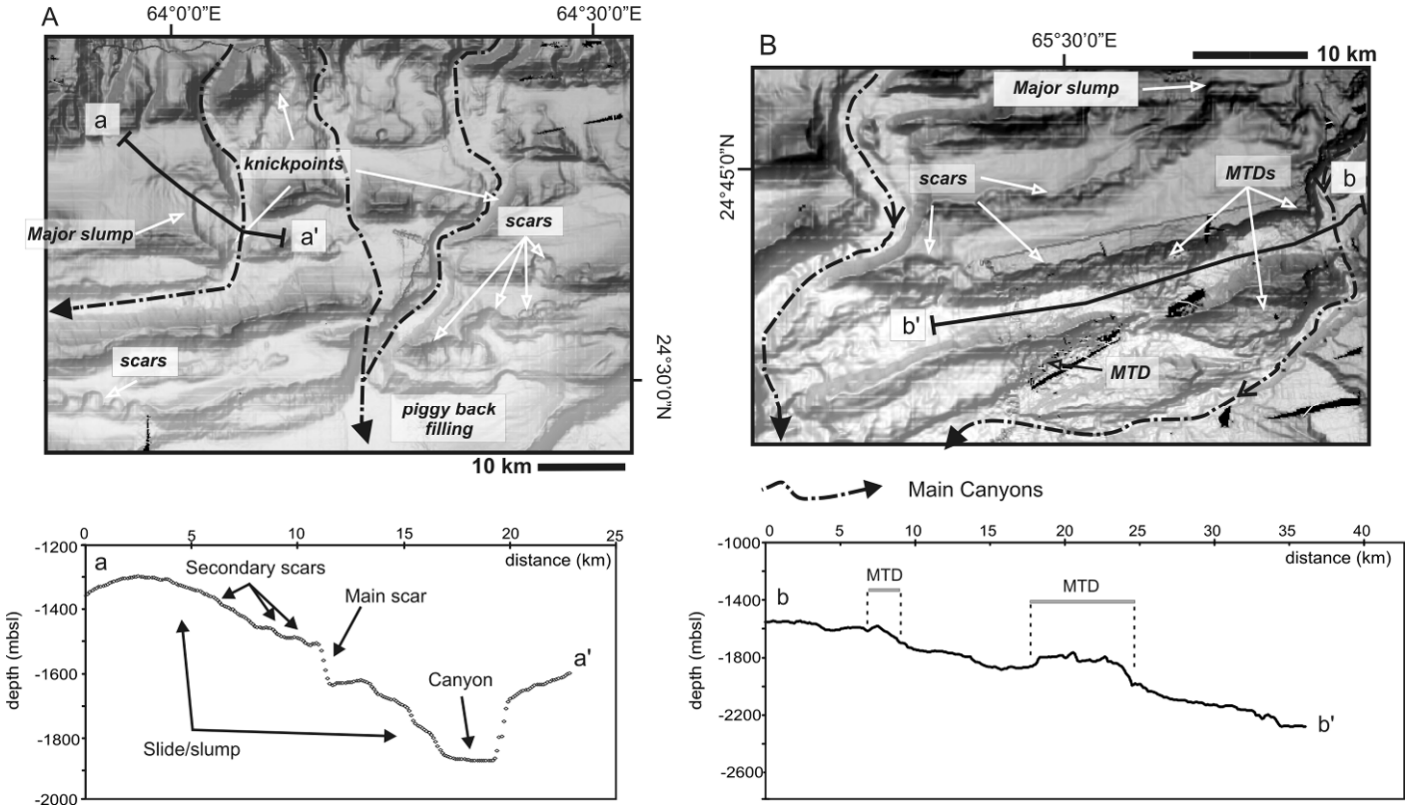


Figure 5: Close-ups views of shaded bathymetry in the Makran continental slope, and distribution of the slide/slump scars at the top of the accreted ridges and along a flank of Canyon 2 (profile aa'). Profile bb' shows the longitudinal depth profile of a piggy-back basin obstructed by recent slumps.

Slump scars

Many slump scars of variable size and length can be observed along the Makran slope, and several morphologies are observed, depending on their location (Fig. 5). Circular slump scars 1 to 3 km wide are observed quasi continuously along the accreted ridge crests (Fig. 2 & 5). These scars are frequently clustered, suggesting that the ridge crests are eroded by multiple mass wasting phases rather than single large failures (Fig. 5). Advanced phases of erosion are illustrated by composite scars made of several "stair-like" scars. Mass transport deposits (MTDs) are generally not expressed on the sea floor, probably due to more recent hemipelagic or turbidite drape (Ellouz-Zimmermann *et al*., 2007b). However, recent mass transport deposits from accreted ridge erosion are observed in the eastern prism, where two slump deposits fill a piggy back basin (Fig. 5). Major scars are up to 5 km wide, with scarps up to 400 m high (Fig. 5). Slumping at the regional scale is rare, as the development of a complex topography of accreted ridges and intraslope basins prevents large scale mass movements. However, a larger slump scar (9 km wide) is observed at 64°01'53"E (Fig. 5), characterized by a steep main scarp of 135 m. It results from sediment destabilization within a ridge flank oversteepened by the adjacent canyon incision. Slumping is likely to have occurred with multiple retrogressive phases as suggested by the 15 to 50 m high secondary

scars observed upward the main scar on subsurface multibeam bathymetry (Fig. 5). Smaller slumps scars (generally < 1 km wide) are often observed in the flanks of canyons all along the prism (Fig. 2).

Plunge pools and canyon mouth architecture

Marked topographic depressions are observed at the mouth of canyons 1 and 2 in the western prism (labeled P1 and P2, respectively; Fig. 6 and Table 3). They correspond to canyon-mouth submarine plunge pools (sensu Farre & Ryan, 1985 and Lee *et al.*, 2002). P1 is 20 km long, reaches a maximum of 300 m deep and 8 km wide, while P2 is 15 km long, reaches 150 m deep and 7 km wide (Fig. 6). Internal thalweg or scours (1–1,7 km wide, 4-8 km long and 66–125 m deep) are observed directly at the foot of the deformation front (Fig. 6). P1 is characterized by a subdued topographic rampart on its downslope side, which is partly breached near its centre (Fig. 6). Inversely, P2 is closed by a 140 m high rampart and forms a large bowl in the abyssal plain (Fig. 6). Downstream, these plunge pools are associated with the development of sediment waves radially to the flow direction (*i.e.* from N-S to E-W direction; Fig. 6 & 7). Sediment waves associated with the P2 show wavelengths of 3 – 0.6 km and wave heights of 15 – 2 m (Fig. 9). They are of lower order of magnitude in both wave length and wave height than those associated with the P1 (*i.e.* 4.5 – 0.6 km in wavelengths and 25 – 5 m in wave heights).

The size of the plunge pools at the deformation front decrease towards the eastern prism (Table 3). At the mouth of Canyon 4, two successive, circular plunge pools are observed downstream of a 300 m high knickpoint (Fig. 6). The two depression zones are 80 m and 140 m deep, respectively, and are 2 km wide and 2,5 km long. This plunge pool system does not close abruptly as observed for P1 and P2, and a channel develops in the abyssal plain (with a maximum size of 6 km wide and 70 m deep). This channel disappears 24 km downstream of the deformation front (Fig. 2). Sediment waves are observed on the right flank of the channel, and show wavelengths of 5.4 to 1,5 km, and wave heights of 39 to 11 m (Fig. 9). Similarly, plunge pools at the mouth of Canyon 5 and 6 are only 120 m deep and < 2 km long (Fig. 6). There is no major disturbance at the mouth of Canyon 7 and channel continuation is enhanced, structurally constrained to the North and South by the first accreted ridge and the Murray Ridge, respectively (Fig. 2). The channel finally joins with the continuation of Canyon 5 and 6 and forms a channel with a maximum size of 8 km wide and 150 m deep, It rapidly narrows before it disappears on the bathymetry data 40 km downstream of the Canyon 7 mouth (Fig. 2). The channel is associated with sediment waves characterized by wavelengths of 4.7 – 3.9 km, and wave heights that fall between 57.5 m to 14 m (Fig. 9). The sediment waves are characterized by irregular crests morphology (Fig. 9), and are organized symmetrically to the E-W trending axial channel until the latter narrows.

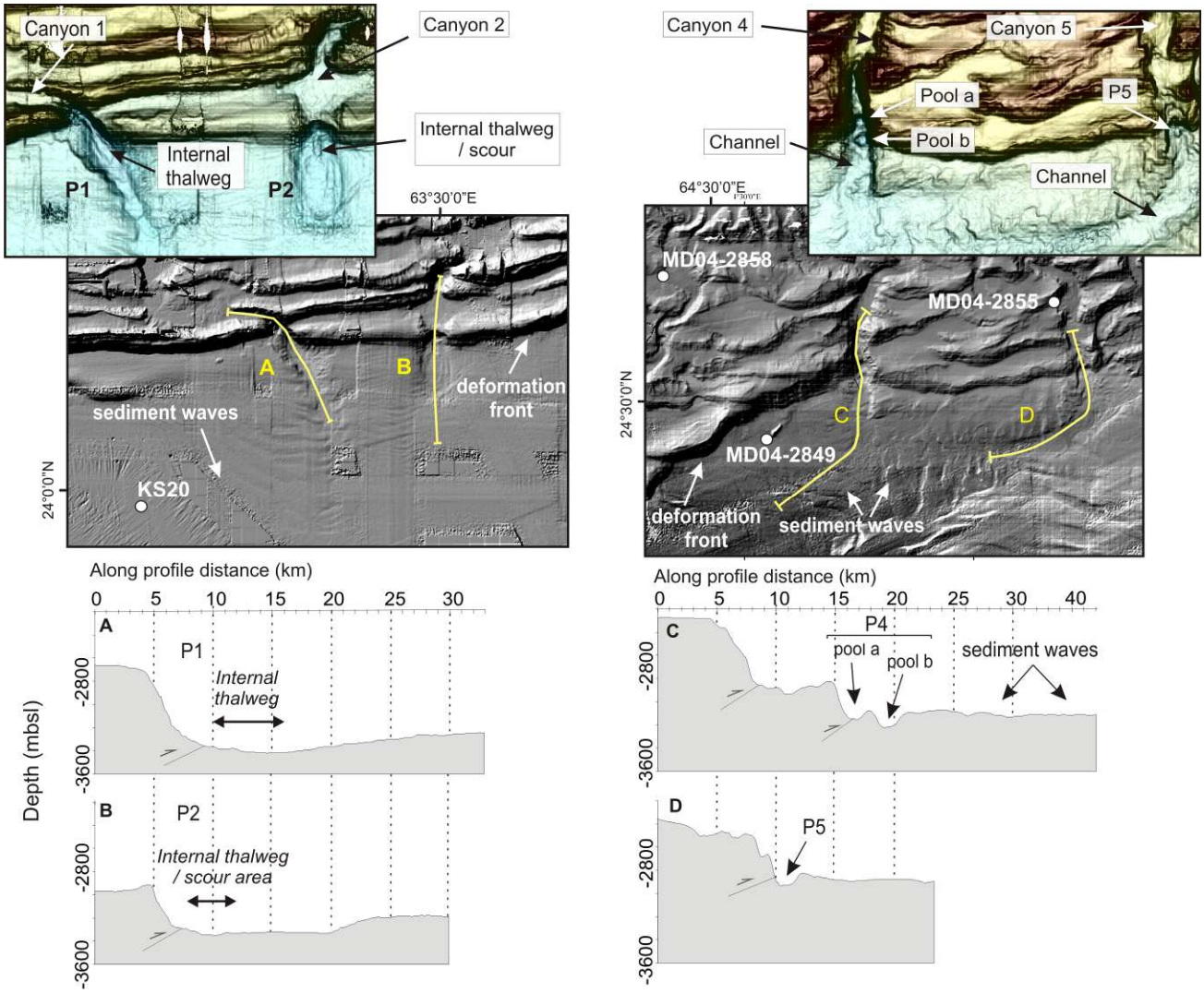


Figure 6: Close-ups views of multi-beam bathymetry in the deformation front area, in the western (left) and eastern prism (right). Longitudinal depth profiles of the plunge pools located at the mouth of Canyon 1 (A), Canyon 2 (B), Canyon 4 (C) and Canyon 5 (D).

SEDIMENT DISTRIBUTION

Acoustic data

Piggyback basins

Piggy back basins show variable backscatter acoustic facies: most of them are characterized by a low to very low reflectivity (Fig. 10) suggesting fine grained sediment deposition (whether it is turbidite or hemipelagites). A higher reflectivity is only observed in the western domain, where piggy back basins are connected to the canyons, and seem to act as preferred turbidity current pathways (Fig. 10). In the "closed" piggy-back at the mouth of Canyon 3 (Fig. 11), a 200 km^2 lobe of low-backscatter (black) acoustic facies is observed

downstream of the knickpoint wall (Fig. 11). Here the sediment transfer is disconnected from the abyssal plain because of uplift of the frontal fold (Mouchot *et al*., *submitted*).

Plunge pools

The backscatter imagery show that 'lobes' of very low-backscatter (black) acoustic facies are confined within the western plunge pools (P1 and P2; Fig. 11), directly in front of canyon mouths (*i.e.* downstream of the knickpoint wall). This facies contrasts with the surrounding medium reflectivity in the abyssal plain. The backscatter imagery of the plunge pools located in the eastern Makran province is not as well defined, partly due to their lesser extent and the poor data resolution in this area (Fig. 10). However, the high-backscatter (white) acoustic facies observed in the canyons 4 and 5 ends downstream of the deformation front, and is replaced by variable but lower backscatter intensities.

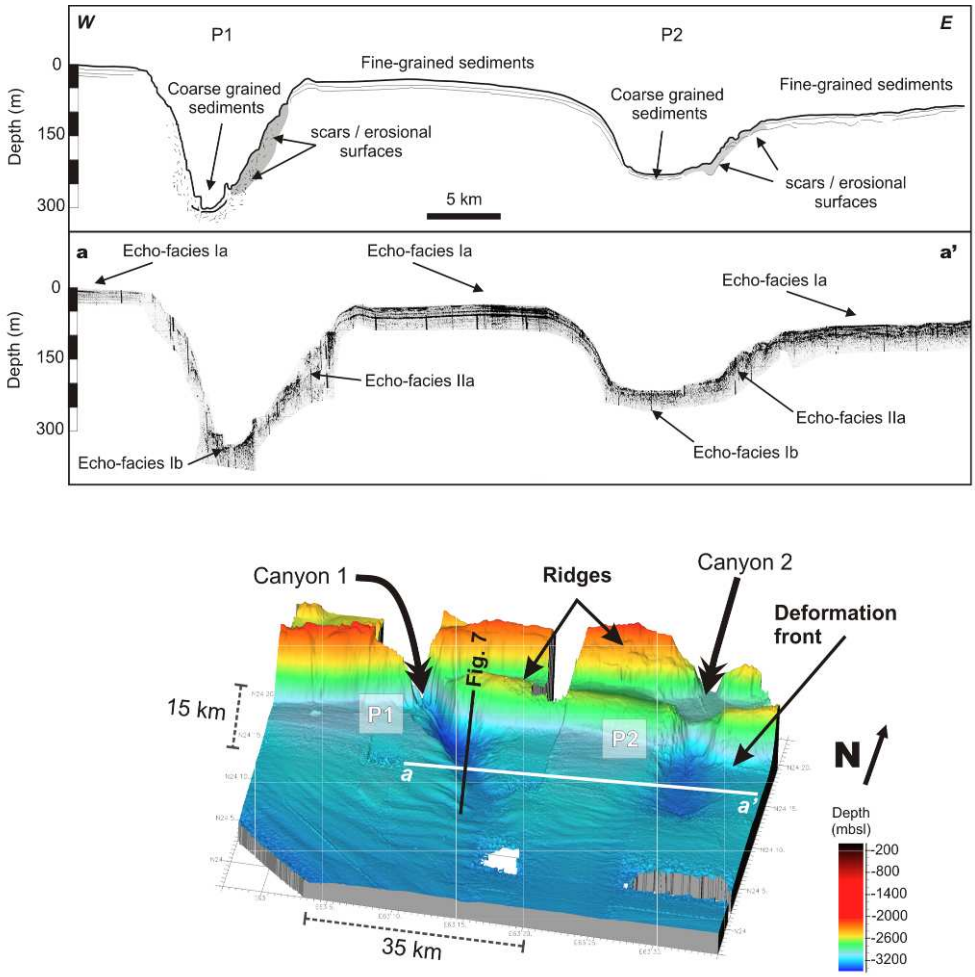


Figure 7: 3D bathymetry of the plunge pools P1 and P2 at the mouth of Canyon 1 and Canyon 2 (western prism), 3.5 kHz seismic line (aa') and its interpretation from echo-facies classification of Mouchot et al. (*submitted*). Location of the multichannel seismic line "Chamak 10" (Fig. 8).

Seismic profiles collected across P1 and P2 (Fig. 7) show that the bottom of the plunge pools is characterized by a strong bottom echo at 3,5 kHz, with no or indistinct sub-bottom reflectors, corresponding to the echo-facies Ib of Mouchot et al. (*submitted*). This echo-type is usually interpreted as indicating coarse-grained deposits (Damuth, 1975; Mouchot et al., *submitted*). The plunge pools flanks (Fig. 7) are characterized by a distinct sharp, continuous bottom echo with parallel sub-bottom reflectors, corresponding to the echo-facies Ia of Mouchot et al. (*submitted*), and usually associated with fine-grained sediments (Damuth, 1975). Finally, indistinct bottom echo with irregular surface (echo-facies IIa) is observed along the steep internal flanks of the plunge pools, suggesting scars and/or irregular erosion surfaces (Fig. 7).

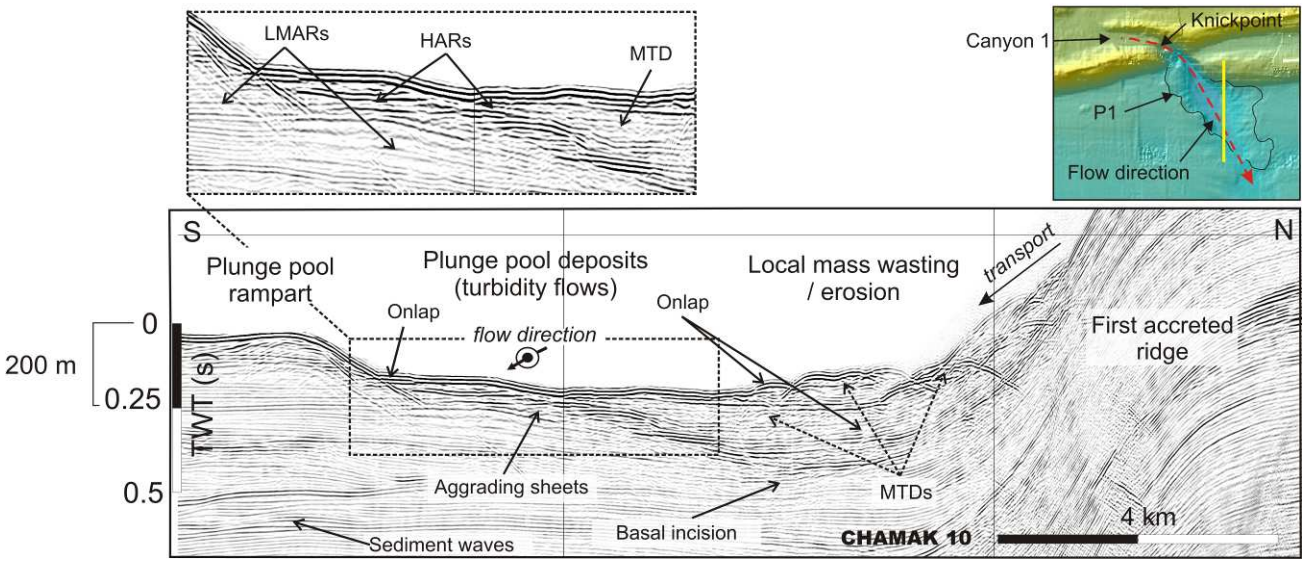


Figure 8: Multichannel seismic line CHAMAK 10 across the plunge pool 1 (P1). HARs = High amplitude reflectors; LMARs = Low to medium amplitude reflectors; MTD(s) = Mass transport deposit(s). Close-up view of multi-beam bathymetry in the P1 area, with location of the seismic line (right).

Internal morphology and distal depositional architecture of P1 is observed on the multichannel seismic line (Fig. 8). Mass transport deposits are characterized by low to medium amplitude, discontinuous reflectors and a slightly chaotic facies (Fig. 8). They form 50 to 100 m thick lenses (60 to 125 ms TWT), which are observed along the P1 flank (extending on 2 – 2,5 km long) although one MTD extends for more than 5 km in the plunge pool depression (Fig. 8). Laterally (in the plunge pool topographic depression), the MTD's are interbedded within high amplitude, fairly continuous reflectors, that onlap the MTD's to the N-NE (Fig. 8). To the South, they also onlap very continuous, medium amplitude reflectors that form the plunge pool flank (Fig. 8). High amplitude, onlapping reflectors are interpreted as distal plunge pool deposits that aggrade and migrate in an S-SW direction. These deposits

tend to form lobate complexes 20-50 m thick composed of sheets that can be continuous on several kilometres (Fig. 8). The thickness of the plunge pool deposits (from the incision base of the plunge pool) is about 0.25 s TWT (*i.e.* 200 m thick).

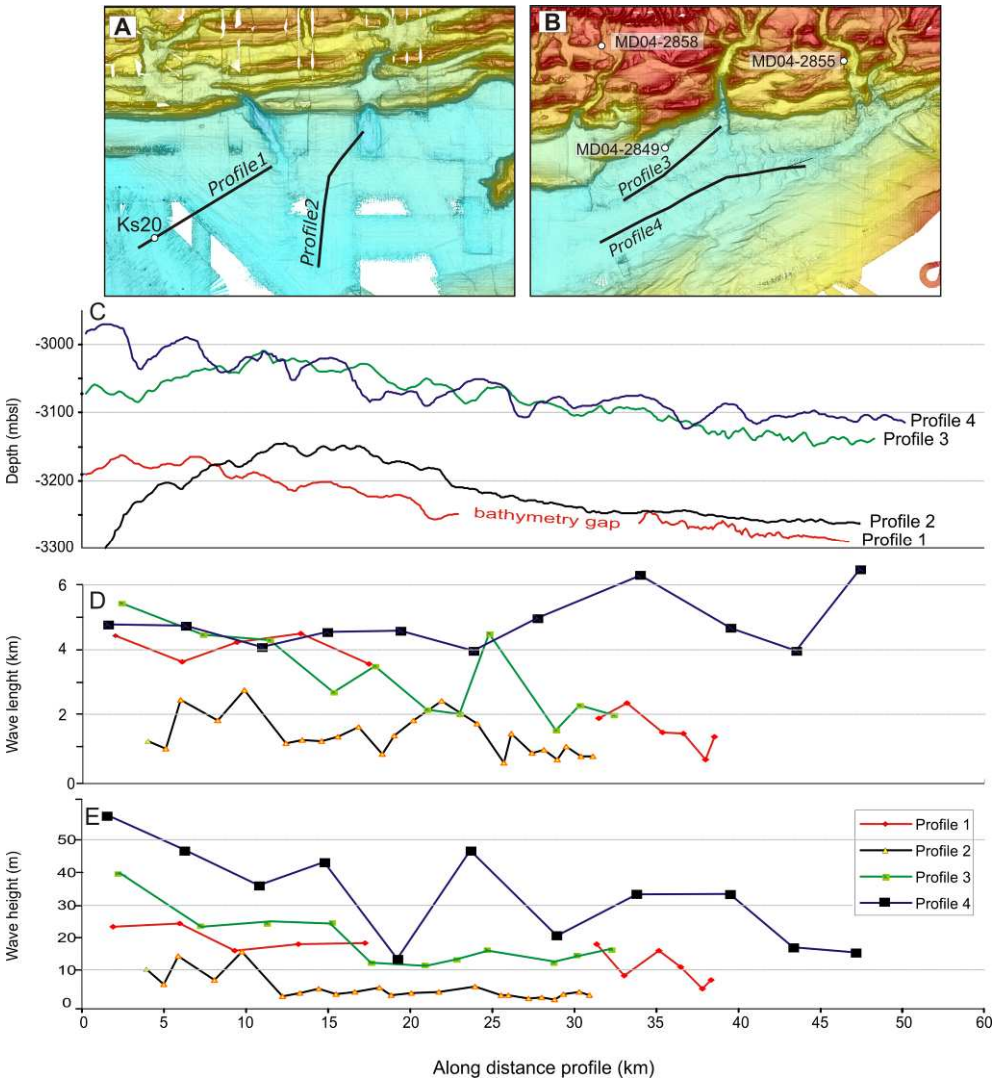


Figure 9: Close-ups views of bathymetry in the deformation front area and the sediment wave fields in the western (A) and eastern prism (B), with position of the depth profiles (C) and localization of the sedimentary cores. For each sediment wave field, wave length (km) measurements are presented in (D) and wave heights (m) measurements in (E).

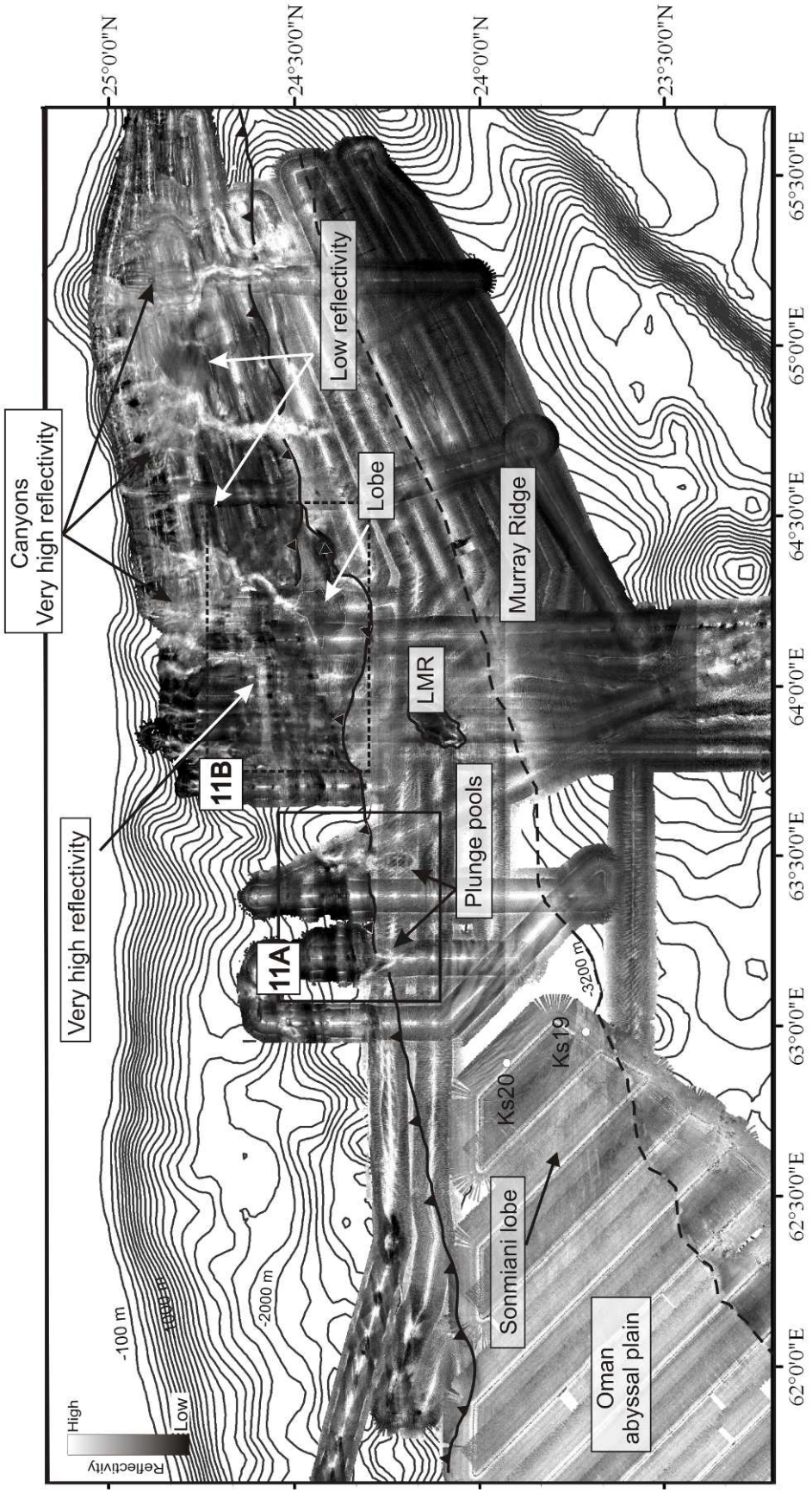


Figure 10: 12 kHz reflectivity map of the study area. Data compiled from the MARABIE and CHAMAK cruises (high backscatter are in light, low backscatter in dark).

The Sonmiani lobe

An 86 km long and 15 km wide high backscattering area is observed in the central abyssal plain (Fig. 10), confined southward by the Murray Ridge. It consists of a proximal area of general high reflectivity with isolated and discontinuous patches of lower backscatter intensity, and a more distal area characterized by lineaments of high backscatter intensities parallel to the possible flow direction, continuous on more than 40 km (Fig. 10). This high reflectivity area is interpreted as a turbidite lobe. The Sonmiani lobe does not appear to be directly connected to a significant feeder system, but it develops where the slope gradient decrease significantly from 0.18° to less than 0.03°, corresponding to the area where the abyssal plain enlarges and becomes unconfined (Fig. 2). Downstream of the Sonmiani lobe, the Oman abyssal plain is unchannelized (Fig. 2) and develops along very low gradients (< 0.01 °).

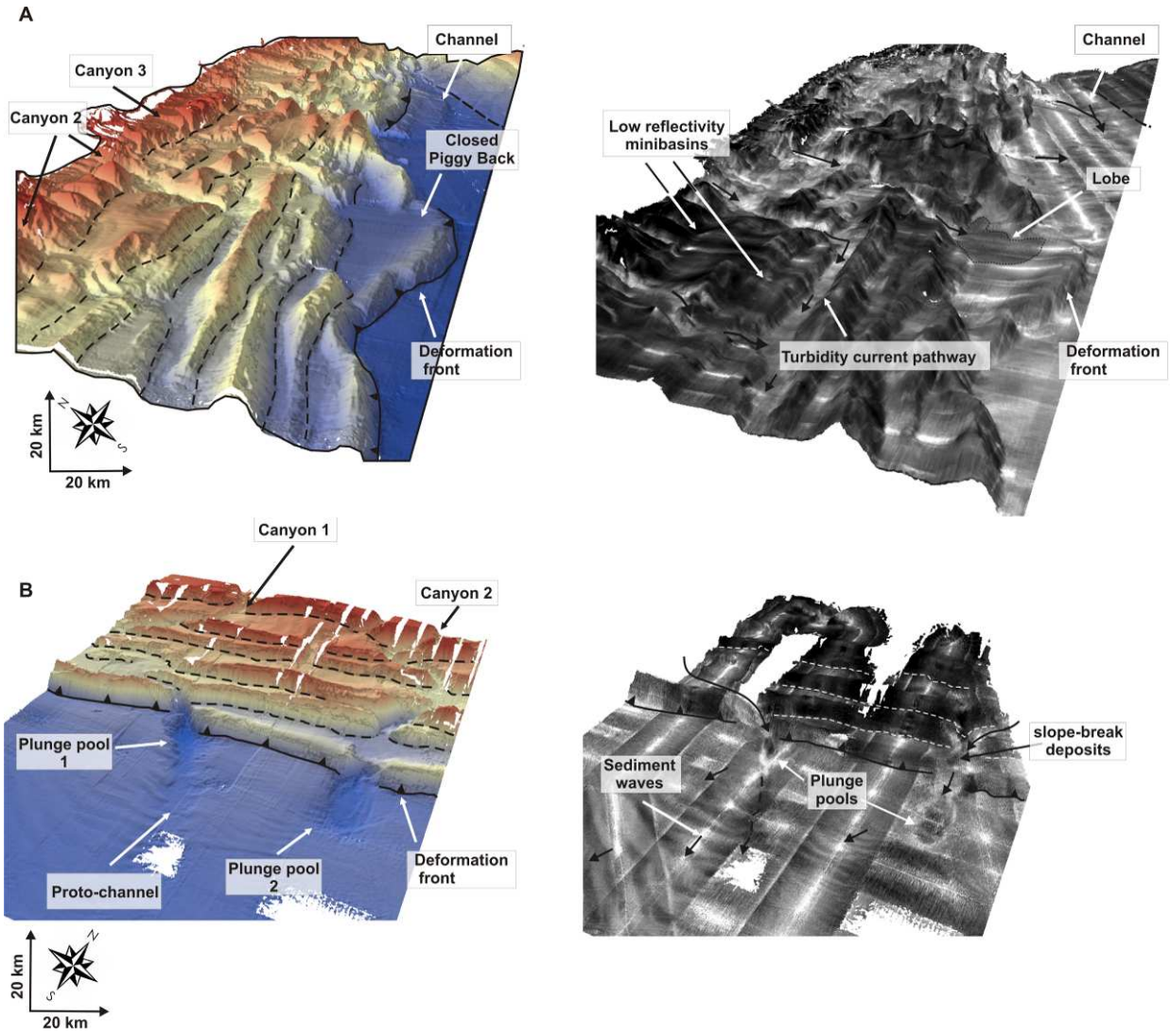


Figure 11: 3D shaded bathymetry (left) and reflectivity maps (right) showing the low-reflectivity lobe at the mouth of Canyon 3 (closed piggy-back basin) and the higher backscatter within a piggy-back

basin used as the Canyon 2 pathway (A); and the low reflectivity associated with plunge pools 1 and 2 in the western prism (B).

Sedimentary facies

Sediment distribution within the Makran turbidite system has been investigated on the basis of twelve sedimentary cores sampled from the upper slope to the central Oman abyssal plain (Fig. 1). Sedimentary facies and facies associations (FA) have been inferred from visual and X-ray description, grain size and geochemical analysis, and microscopical observations of thin slabs.

Hemipelagites / pelagites (H)

Hemipelagic and/or pelagic (background) sedimentation is typically observed on the bathymetric highs (*e.g.*,, the Murray Ridge and the Little Murray Ridge). It is also found in thin to very thin layers interbedded within turbidite sediments. It mostly consists of grey to light brown, fine grained (D50<7 µm) bioturbated clay layers (Fig. 12, 13, 14), with abundant microfossils. Bioturbation rate is variable and may depend on core location and depth, but pyritised burrows are commonly observed (Fig. 14). Distinctive Ca-rich hemipelagites are bserved in some of the cores, consisting of light grey to white bioturbated clay layers with high to very high Ca content (Fig. 16).

Laminated ("varved-like") clay (LC)

Grey olive to brown, laminated clays are the main sedimentary facies observed in core MD04-2858, located in an upper-slope piggy back basin (Fig. 1). It consists of an alternation of a few mm-thick, olive-gray laminae, with abundant organic matter and biogenic calcareous fossils (Fig. 12), stacked with thinner, light-gray, mostly terrigeneous laminae. This laminated facies has been commonly described in the Makran continental slope and is interpreted as "varved-like" sediments related to river-derived deposits related to flood events (von Rad *et al.*, 1999a; Luckge *et al*., 2001 ; von Rad *et al.*, 2002a). In the core MD04-2858, this laminated facies is interbedded with a few cm-thick silt-mud turbidites.

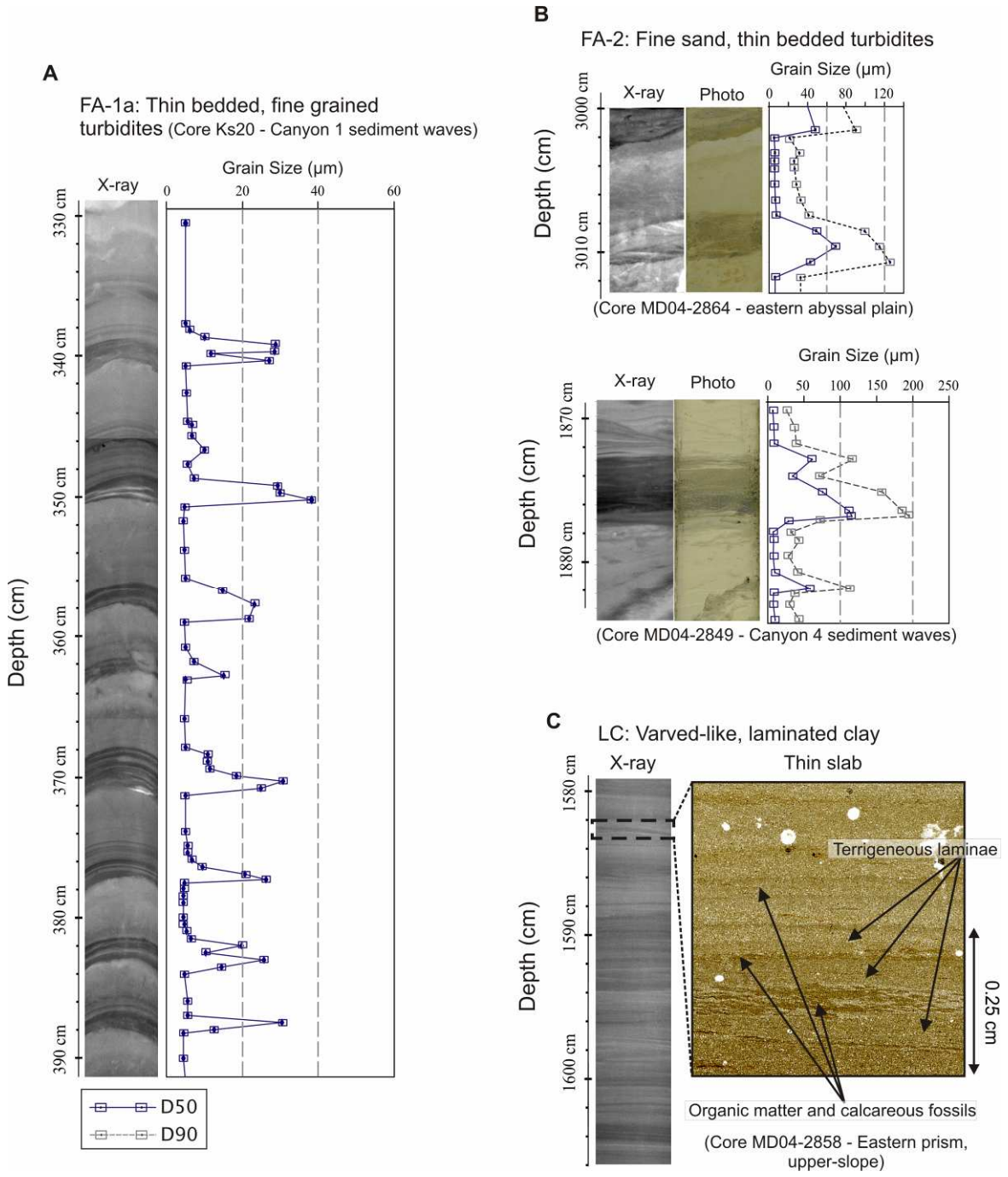


Figure 12. X-ray pictures, photographs and grain-size measurements of the facies association FA-1a (interpreted to be silt–mud, thin-bedded turbidites; A) and FA-2 (interpreted to be fine sand, thin-bedded turbidites; B). X-ray picture and thin-slab of sedimentary facies association "laminated clay" (LC) observed in the upper-slope (core MD04-2858). Location of cores in Fig. 1.

Fine grained, normally graded thin turbidite beds (FA-1a)

The association FA-1a consists of a basal silt layer (D50<63 µm), that generally shows planar lamination, fining up into a dark grey to brown mud, with no bioturbation and very rare microfauna (Fig. 12). A sharp to slightly erosive surface is present between the underlying

hemipelagite and the silty bed, whereas the facies association ends with a gradual transition into hemipelagic deposits. The association FA-1a forms typical cm-thick fine-grained turbidites corresponding to the Td to Te terms of Bouma, 1962). Thicker (dm-thick) beds are only observed in the cores from the central abyssal plain (Fig. 16). These deposits are usually interpreted as resulting from overspilling of the upper part of a turbulent flow over turbidite-channel levees (Hesse & Chough, 1980; Piper & Deptuck, 1997), as well as deposition in distal (abyssal plain) and fringe settings. FA-1a beds mainly composed the sediment waves fields, and more generally the proximal abyssal plain. It is also observed in the piggy back basin close to the Canyon 5 flank (core MD04-2855, Fig. 1).

Fine grained, inversely to normally graded thin turbidite beds (FA-1b)

The association FA-1b consists of a basal inversely graded silt-mud layer (Fig. 13) that commonly shows planar lamination. It is overlain through an erosive surface by a normally graded silty layer with ripple cross or planar lamination (Fig. 13) that fines up to turbidite mud and gradually to hemipelagic mud. Thus, FA-1b corresponds to the vertical stacking of a coarsening-upward layer related to the deposition by a waxing (accelerating with time), depletive flow (Kneller, 1995; Kneller & Buckee, 2000) and a fining-upward layer related to deposition by a waning (decelerating with time) turbulent flow (Bouma, 1962; Kneller, 1995; Mulder & Alexander, 2001b).

Fine sand turbidites (FA- 2)

The FA-2 association consists of a fine sand basal layer (D50 generally < 130 µm) that can be either massive or with sedimentary structures such as planar or ripple cross lamination (Fig. 12). It fines up into silt and mud that commonly show planar lamination (Fig. 12). The facies association exhibits a gradual transition into hemipelagic deposits. A sharp to slightly erosive surface is present between the underlying hemipelagite and the turbidite bed. FA-2 beds are interpreted as medium to fine-grained turbidites showing the Tc to Te terms of Bouma, 1962). Thin bedded, < 5 cm thick fine sand turbidites (Fig. 12) are observed in cores MD04-2849 and MD04-2864 (Fig. 1). Fine sand turbidites with basal layer thicker than 5-10 cm are only observed in the Sonmiani lobe.

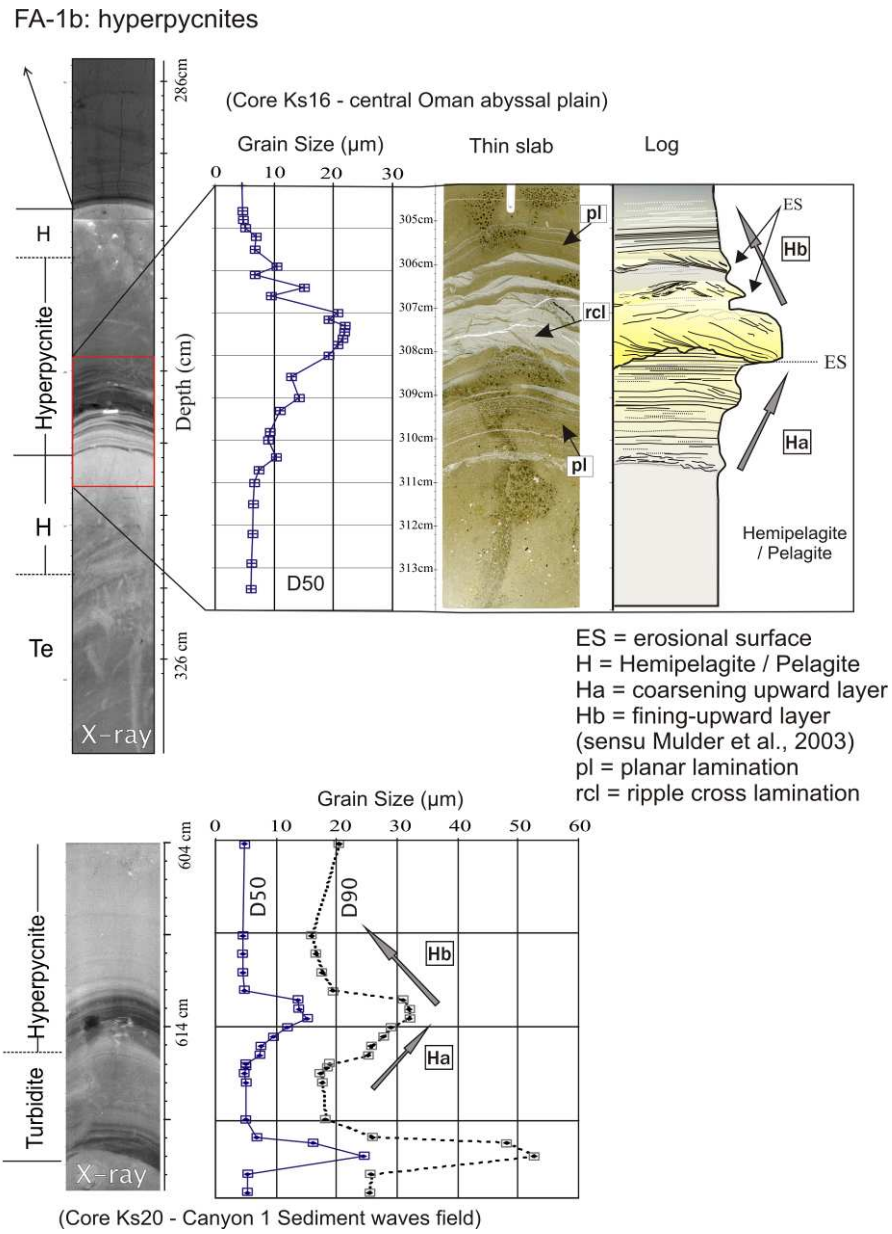


Figure 13. X-ray pictures, photographs, grain-size measurements, and schematic log of sedimentary facies association FA-1b (interpreted to be silt–mud hyperpycnites). Location of cores in Fig. 1.

Thick mud turbidites (FA-3)

FA-3 consists of thick turbidites (up to 180 cm) composed by a decimetre-thick basal layer of very fine sand to silt (D50 ~ 100 - 50 µm), with common oblique to parallel lamination (Tc to Td), that fines up to a thick, slightly normally graded dark brown to grey mud layer, characterized by the absence of bioturbation and microfossils, and an often complex structure with irregular silt-beds recurrence and wispy laminae (Fig. 14). The later is interpreted as the Te term of Bouma, 1962), resulting from the decantation of the turbidity current nepheloid cloud. The gradual transition towards a light grey, bioturbated and microfossil-rich mud (hemipelagite / pelagite) is well observed on the X-ray data (Fig. 14)

allowing a precise quantification of the Te interval thickness. The basal (coarser) sequences (*e.g.*, Tc to Td) sometimes consist of multiple fining or coarsening-upward packages, 3–10 cm in thickness, composed of silt-mud laminae (Fig. 14). The sand/mud ratio within FA-3 deposits is 1:17 on average.

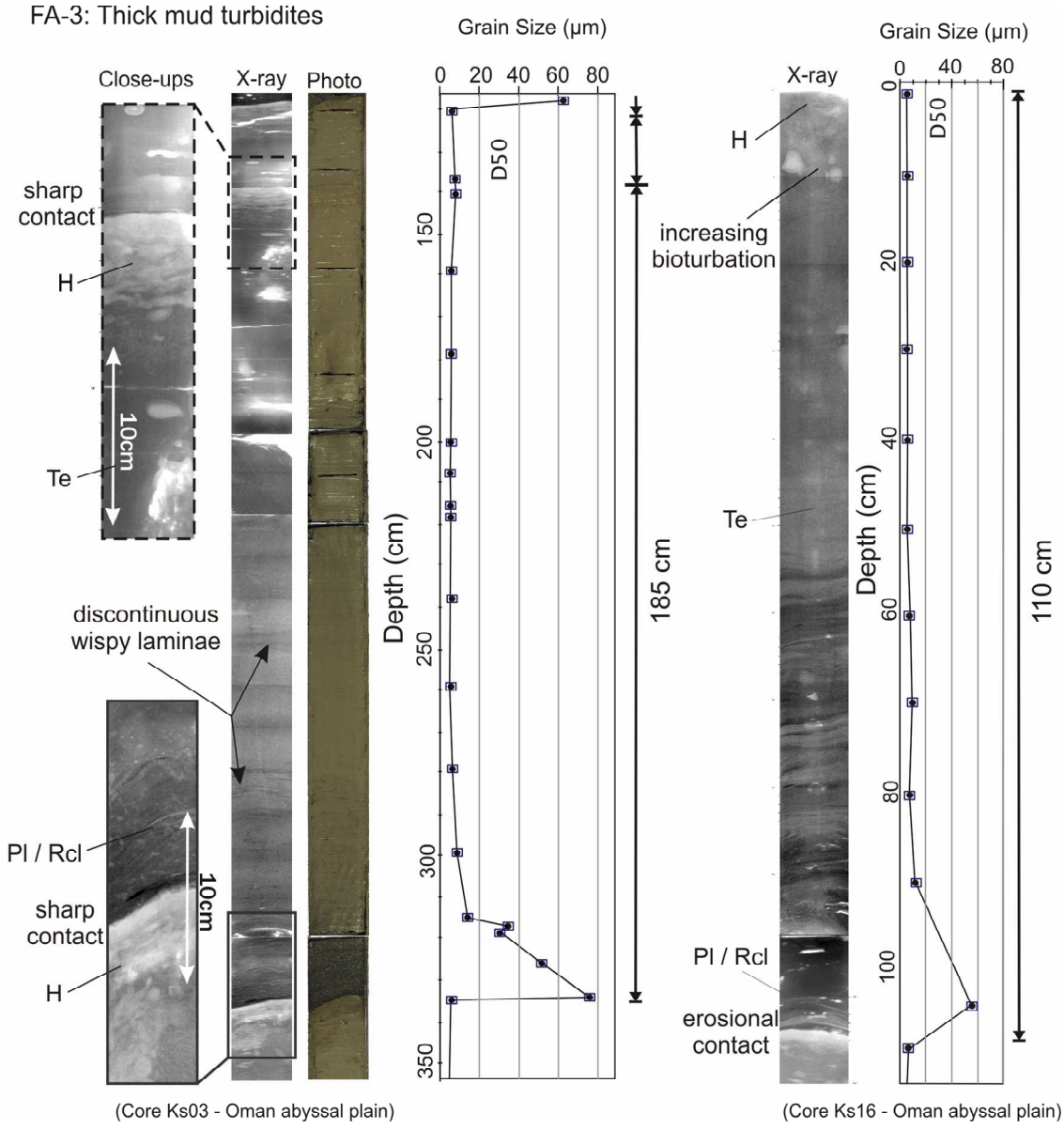


Figure 14. X-ray pictures, photographs, and grain-size measurements of sedimentary facies association FA-3 (interpreted to be thick mud turbidites), observed in the central abyssal plain.

Mass transport deposits (MTD)

MTD facies have been recognized in only two of the cores studied. A 4 m thick slump deposit is observed in the core MD04-2949 (Fig. 15), located at the foot of the first accreted ridge in the abyssal plain (~ 7 km south of the deformation front). At this location, the deformation front shows an exceptional height of 1.4 km above the abyssal plain, with an average slope of 13° (Fig. 4). Examples of the second type of MTD are observed in the core MD04-2858 (Fig. 15), located in a piggyback basin in the upper slope (Fig. 1). The MTD's are 1-1.25 m thick and are composed of poorly deformed stratified muddy sediments with isolated levels of highly distorted, folded layers (Fig. 15), indicating a moderate to high-degree of plastic deformation. Primary sedimentary structures are well conserved, and the MTD sediments consist of the laminated clay facies (LC).

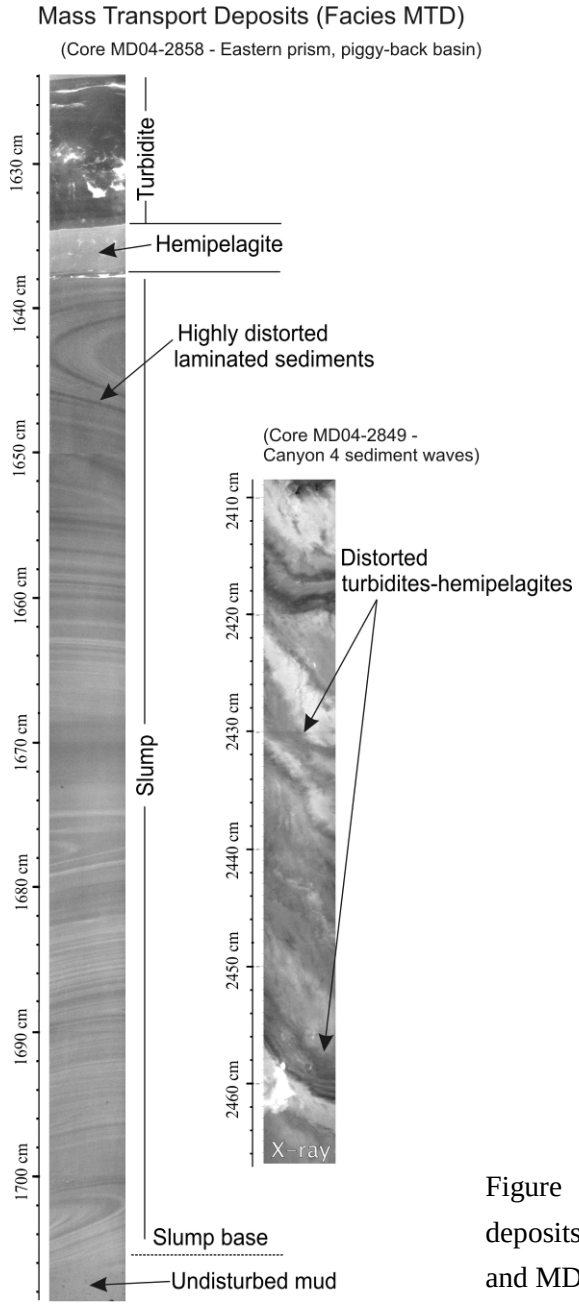


Figure 15. X-ray pictures of mass transport deposits (MTD) observed in cores MD04-2858 and MD04-2849 (location of cores in Fig. 1).

Core stratigraphy and sedimentation rates

Core stratigraphy and correlation has been achieved using a combination of twenty-seven radiocarbon ages (Table 2), Ca content, and lithostratigraphy. The sedimentological logs and the down-core distribution patterns of Ca XRF intensities in cores MD04-2861 / 49 / 55 / 58 and the absolute $CaCO_3$ content in KS03 are shown in Fig. 16. Enhanced Ca values are recorded in discrete intervals in cores MD04-2861, MD0428-49 and MD04-2855 whereas these Ca peaks are not observed in the cores MD04-2858 and KS03 (Fig. 16). In the latter core, two single $CaCO_3$ peaks are related to two turbidite foraminifera-rich basal layers. Radiocarbon ages obtained in the Ca-rich hemipelagic intervals range between cal 16.4 ka BP and 14.9 ka BP (Fig. 16). In the cores MD04-2849 and MD04-2855, they are interbedded with white to light grey turbidites (of facies association FA-1 and FA-2), showing higher XRF Ca values (Fig 16). These sequences are also observed in the core MD04-2864, allowing lithostratigraphic core to core correlation (Fig. 16).

The sedimentary record of Ca peaks in both hemipelagic and turbidite deposits in the Arabian Sea has been detailed by several authors in cores from the Makran continental slope and Murray Ridge, and related to increasing preservation of pteropods in the north-eastern Arabian Sea during periods of enhanced deep convective turnover of the surface water column due to an increasing winter–monsoon intensity (Reichart *et al.*, 1998; Prins *et al.*, 2000b; Klöcker & Henrich, 2006). Thus, the Ca-peaks observed between ~ cal 17-15 ka BP correspond to a period of enhanced continental aridity and NE monsoon intensity during the period coinciding to the end of the Last Glacial Maximum and the North Atlantic Heinrich event (Sirocko *et al.*, 1996; von Rad *et al.*, 1999b; Prins *et al.*, 2000b; Pourmand *et al.*, 2004). Values of Ca content weaken towards the Holocene/Pleistocene transition at cal ~ 11 ka BP (Klöcker & Henrich, 2006) and then remain low continuously through the Holocene (Fig. 16).

Sedimentation rates (and mean turbidite frequencies) have been calculated from core stratigraphy and AMS ^{14}C dates (Fig. 16). Most of the cores from the Makran turbidite system show a thick Holocene sedimentary record (Fig. 16), and high rates of turbidite sedimentation are recorded during both sea-level lowstand and highstand periods. Late Pleistocene mean sedimentation rates at the mouth of Canyon 4 (Fig. 16) are of about 165,2 $cm.ka^{-1}$, and remain high during the Holocene (129,8 $cm.ka^{-1}$). Holocene mean sedimentation rates are lower at the mouth of Canyon 1 (90,9 $cm.ka^{-1}$, core KS20) and in more distal positions (75,6 and 58,5 $cm.ka^{-1}$ in the cores MD0428-64 and KS21, respectively; Fig. 16). Very high sedimentation rates (233 cm.ka-^{1} on average) are observed in the deep abyssal plain (*i.e.* KS03, KS16, KS22 and KS24) from a Late Holocene thick turbidite sequence (up to 10 m for the last 3 ka BP; Fig. 17) mostly composed of FA-3 beds of low recurrence time (250 years on average). Very high sedimentation rates are also observed in the upper slope (MD04-2858), where a minimum estimate of ~ 200 $cm.ka^{-1}$ can be inferred basing on the 22 m thick sedimentary record of “varved-like” (LC) Holocene deposits (Fig. 16).

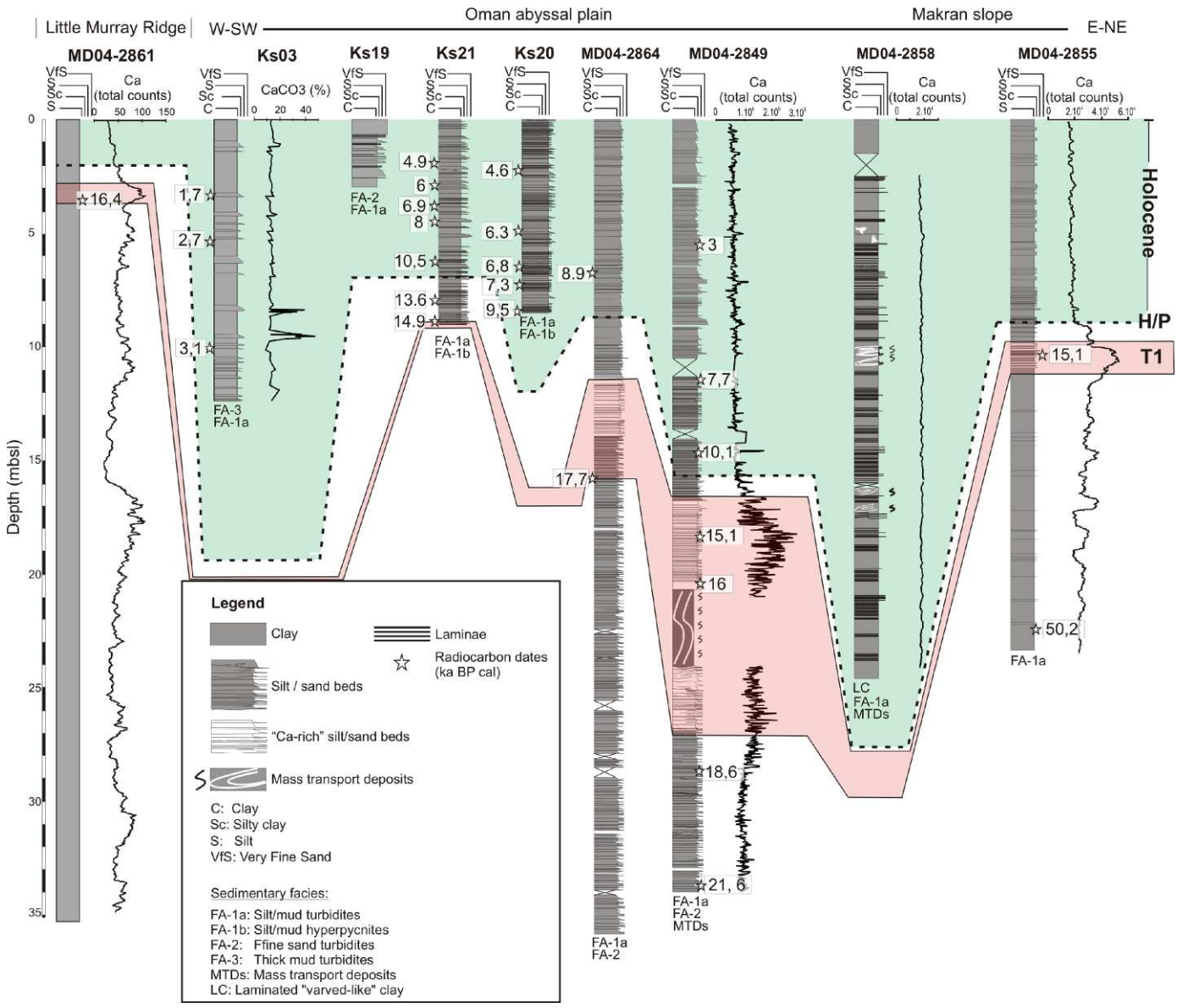


Figure 16. Stratigraphy, sedimentary logs, Ca/$CaCO_3$ content, and correlation of the sedimentary cores from the eastern to the western Makran accretionary prism. Stars indicate the calibrated AMS-^{14}C dates (Table 2).

Abyssal plain turbidite correlation

Cores from the Oman abyssal plain all show the vertical stacking of thick mud turbidites (FA-3) with rare dm-thick fine grained turbidites FA-1a (Fig. 17), separated by thin hemipelagic/pelagic muds (H). Core correlation has been achieved using a detailed analysis of the sedimentary sequences including grain-size measurements, individual turbidite bed thickness and radiocarbon dating (Fig. 17). Most of the abyssal plain turbidites are well correlated between the cores KS24, KS03 and KS16, representing individual bed correlation

along a 182 km long transect. Turbidite correlation is more unclear eastward (core KS22) although thicker beds can be plausibly correlated (Fig. 17). Indeed, the core KS22 is located in the more proximal location (only 80 km downstream of the Sonmiani lobe) and is likely to have received more frequent flows from the eastern canyon systems (Fig. 2).

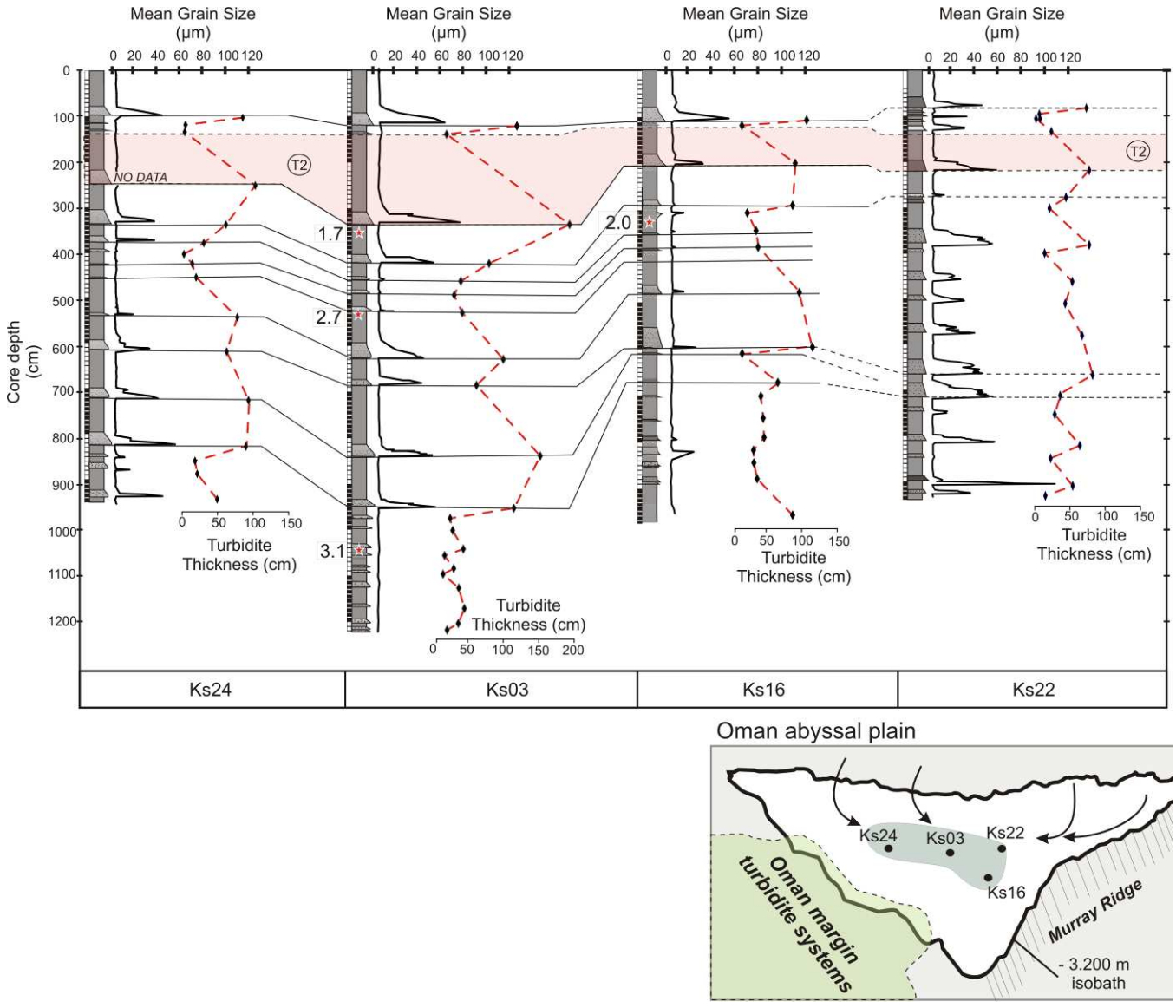


Figure 17. Sedimentary logs, mean grain-size data (µm) and turbidite thickness (cm) that allow a 182 km long correlation of the sedimentary cores recovered in the central Oman abyssal plain. T2 represents the thickest single turbidite event recorded in the Oman basin.

Nonetheless, turbidite bed correlation shows that the gravity currents that reach the flat and unchannelized Oman abyssal plain are likely to produce extensive (sheet) turbidite deposits. Simple calculations from the thicker (114 cm on average), core-to-core correlated turbidite bed (T2 on Fig. 17) gives a minimum of 4.7 km^3 of sediment that have been deposited within a single event, although the measurement error is probably large (due to the small number of cores and hence the lack of spatial control). Maximum thickness for individual turbidite beds are observed on the core KS03, in the center of the basin (Fig. 17), and the turbidite beds generally thin towards the south (KS16) and east (KS22), while the mean grain size of the turbidites basal intervals fines towards the south (KS16). Thus, most of the thick, mud-rich and unchannelized turbidity flows that cross the Oman abyssal plain are probably partially "ponded" in the center of the basin while the remainder of the flows travel southward and terminate through onlap against the Murray Ridge

DISCUSSION

Sedimentary processes on the margin

Documenting the sedimentary facies of the Makran turbidite system provides news insights on the variability of the sedimentary processes and turbidite sedimentation in the context of an active margin.

Origin of the basin plain thick mud turbidite beds

Sheet-like, thick (metric) turbidite beds, as those observed within the Oman abyssal plain (FA-3), are not usual but may occur in low-gradient (< 1°), poorly channelized basin plain settings fed by large volume flows. Examples include the Hatteras abyssal plain (Elmore et aI., 1979), the NW African margin (Wynn *et al*., 2000a, 2002b), the Horseshoe abyssal plain (Lebreiro *et al.*, 1997), the Mediterranean sea (Rothwell *et al.*, 2000), and the Miocene Marnoso - Arenacea formation in Italy (Ricci Lucchi & Valmori, 1980; Talling *et al.*, 2007). In the Oman basin, the volume estimation of the largest turbidite bed correlated (T2 on Fig. 17) exceeds 4.5 km^3. Such sediment volumes are too high to be brought to the distal basin by flood-generated turbidity currents or re-suspension mechanisms (Talling *et al.*, 2007), unless there is significant sea-floor erosion along the flow pathway (Piper & Normark, 2009). The FA-3 beds are often characterized by a complex repetition of silt-beds and the presence of wispy laminae in the thick Te layer (Fig. 14). Some of the FA-3 beds also show a basal sequence of several silt-mud laminae packages (Fig. 14). The overall complex internal structure, silt-beds recurrence, and great thickness of the poorly graded Te layer suggest that the flows at the origin of such thick deposits did not occur as discrete flow, but probably as successive surges occurring in a single, thick muddy turbidity current (Lowe, 1982; Kneller, 1995; Wynn *et al*., 2002b; Tripsanas *et al*., 2004). Similar bed architecture has been observed

in sheet-like, thick basin-wide turbidites at different locations and have been interpreted as the product of slump or slide-triggered, large volume turbidity currents in which velocity, shear mixing rate or volume of failed sediment in motion vary through time (Wynn *et al.*, 2002b; Talling *et al.*, 2007).

The higher Holocene sedimentation rates in the basin are observed in the distal abyssal plain, despite of a recurrence time of thick turbidites of ~ 250 years, that is significantly lower than the turbidites frequencies observed in the proximal abyssal plain (~ 100 years) for the same time span. Thus, only rare, large volumes muddy flows, probably initiated by large shelf-edge and/or slope failures along the tectonically instable Makran margin, reach occasionally the centre of the Oman basin. Fine-sand deposits observed in the Sonmiani lobe (Fig. 10) likely results from the residual deposition of such large-volume flows, where the abyssal plain enlarge and gradients are reduced.

Flood-generated turbidity currents

Submarine slope failure is an important process along the Makran continental slope, as suggested by the present-day morpho-bathymetry (Fig. 5) and the occurrence of FA-3 beds in the deep basin plain. However, flood-generated turbidity currents probably have a significant importance on the Makran turbidite system growth. Indeed, numerous mountainous ephemeral streams transport sediments derived from the onshore Makran wedge towards the basin. They are located in the arid to semi-arid Makran climate conditions, an can be qualified to 'dirty rivers' (following Milliman & Syvitski, 1992), highly susceptible to produce hyperpycnal flows at recurrence times of years (Mulder & Syvitski, 1995).

The FA-1b deposits are related to waning and waxing turbidity currents that could result from slope failure, in which velocity, shear mixing rate, or volume of failed sediment in motion, waxed and waned through time (Talling *et al.*, 2007). Such landslide-generated flows have been interpreted to be at the origin of large volume, thick deposits with a basal inverse grading, that could have been correlated on hundreds of kilometres (Talling *et al.*, 2007). Inversely, FA-1b beds are observed as rare, thin and discrete beds, only clearly observed in a few sedimentary cores located in the abyssal plain (*i.e.* KS16, KS20. KS21; Fig. 16), and they could never have been correlated from one core to one other, suggesting that small volumes flows are responsible of such deposits. Hence, they are interpreted as the typical fine-grained hyperpycnite sequence of Mulder *et al.*, 2001a), that result from the deposition of a flood-generated turbidity current (suspended-load dominated hyperpycnal flow). The basal coarsening-upward unit is deposited during the waxing period at the river mouth (Ha), and the fining-upward unit (Hb) is related to the waning period of the flood discharge (Mulder *et al.*, 2001a). The erosional intrabed contact observed in FA-1b (Fig. 13) corresponds to the maximum erosion related to the peak river flood (Mulder *et al.*, 2003; Plink-Björklund & Steel, 2004). FA-1a and FA-2 beds are interpreted as « classical » turbidites, but they can also result from flood-generated turbidity currents from which the basal reverse grading is not

preserved. Indeed, if erosion occurs during the peak flow, deposits related to the waxing stage would not be preserved and only a normally graded waning stage deposit will be present (Piper & Normark, 2009).

Sea-level highstand turbidite system activity

Widely used sequence-stratigraphic models (*e.g.*, Posamentier & Weimer, 1993) postulate that turbidite system growth predominantly occurs during periods of falling sea-level and sea-level lowstand, when rivers entrench at the shelf edge. Most of present-day passive margin fans show reduced or absent turbidite deposition (Kolla & Perlmutter, 1991; Ducassou et al., *in press*), as sediment is mostly trapped on the shelf. As several modern turbidite systems located in tectonically active settings (*e.g.*,, the California borderlands fans, Normark et al., 2006; the Cascadia margin; Goldfinger et al., 2007), the Makran margin show a persistent turbidite activity during the Late Holocene sea-level highstand conditions (Fig. 16). Turbidite sedimentation rates remain high in both proximal (*i.e.* canyon mouth sediment waves) and distal (basin plain) locations (Fig. 16). Highstand turbidite system growth on the Makran margin is likely enhanced by i) important continental erosion by typical active margin rivers located in an arid environment (von Rad et al., 1999a) that lead to high, river-derived Holocene sedimentation rates in proximal settings (continental shelf and upperslope setting, *e.g.* core MD0428-58); and ii) occasional flushing of these shelf and upperslope sediments to the deep basin, triggered by subduction earthquakes (Ambraseys & Melville, 1982) or resuspension of shelfal sediments during monsoon storm events (Piper & Normark, 2009).

Influence of sea floor topography on the sedimentary processes at break of slope

Variations in slope topography exerts a potentially major influence on sediment deposition (Pickering *et al.*, 1989), by controlling the nonuniformity of the gravity currents or by confining (‘ponding’) them (Kneller & Buckee, 2000). Abrupt gradient changes modify the driving buoyancy force of turbidity flows, and generate local flow structures that will affect the rates of transport, erosion, and deposition (Gray, 2005). The presence of submarine plunge pools of variable size and shape at the base of the Makran continental slope illustrates the impact of the tectonically-induced, complex sea floor topography on turbidite system architecture and mechanisms of sediment transfer at the deformation front (*i.e.* the trench fill mechanisms).

Seismic data suggest that the bottom of the western plunge pools (P1 and P2) constitute areas of preferential accumulations of coarse-grained deposits (Fig. 7 & 8). On multibeam imagery, the 3,5 kHz echo-type correlates with the very low backscatter record (Fig. 11), which is also observed in the very low reflectivity lobe at the mouth of Canyon 3 (Fig. 11). Although low reflectivity at 12 kHz is generally associated with fine grained deposits, past

work has proved that very low backscatter intensities at high frequencies (12 – 30 kHz) could correlate with coarse-grained turbidite deposits in channel-mouth lobes (Unterseh, 1999; Auffret *et al.*, 2000; Kenyon *et al.*, 2002; Bonnel, 2005; Migeon et al., *submitted*). While coarse-grained deposition occur inside the western plunge pools, sediment waves downstream P1 are only composed by very fine-grained (silt to mud) turbidites (core KS20; Fig. 12). This indicates that sediment waves associated with P1 are build by turbidity currents that spill over the plunge pool relief. Thus, sediment segregation occurs at the break of slope in the western Makran turbidite system.

Lee et al. (2002) showed that submarine plunge pools at the base of the New Jersey and California continental slope occur where the decrease in slope is more than 4°, and they proposed that plunge pools form downstream of hydraulic jumps, *i.e.* at area where the hydraulic regime of a flow changes from supercritical (*i.e.* for a Froude number, Fr > 1) to subcritical conditions (Fr < 1), with the densiometric Froude number defined as:

$$Fr^2 = \frac{u^2}{gh(\frac{\rho_f - \rho_a}{\rho_f})} = \frac{\tan\beta}{(1+\alpha)C_f} \qquad \text{Komar (1973)} \qquad (1)$$

where g is the gravitational acceleration (9.81 ms-1), ρf the density of the flow, ρa the ambient water density, h the height of the body of the flow, α the drag ratio between the lower and upper flow interface, u is the mean forward velocity, Cf the drag coefficient and β the sea-floor slope. Using experimental data of Middleton (1966), Bowen (1984) showed that the Froude number can be expressed independently of the flow density by a linear equation of the form:

$$Fr2 = 128.5 \tan\beta \qquad (2)$$

Eq. (2) corresponds to a drag coefficient Cf = 0.004 in the equation of uniform flow of turbidity currents (Middleton, 1966; Bowen et al., 1984). This simplification is used by Klaucke *et al.* (1997), Migeon *et al.* (2001) and Ercilla *et al.* (2002) for Fr calculations within the NAMOC channel, the Var and Magdalena sediment wave fields, respectively.

Along the Makran plunge pools, slope gradients upstream of knickpoint lip are variable but average values of 0.1-0.9° are observed. From Eq. (2) we obtain an estimate of Fr that ranges between 0.4 and 1,4 (*i.e.* mostly subcritical flows). Slope gradients are generally 7-12° in the proximal part of the knickpoint walls, and decrase towards ~ 2-3° near the base of slope. From Eq. (2) we obtain Froude numbers of 4 - 5,3 (upstream) to 2 - 2,5 (downstream), *i.e.* turbidity currents under supercritical conditions. Finally, typical gradients immediately downstream of the knickpoint walls are generally 0.3 – 0.5 °. From Eq. (2), we obtain

0.8<Fr<1, *i.e.* subcritical flows. These estimates suggest that flows may encounter hydraulic jumps when flowing across a plunge pool, with conditions changing from an upstream region where flows are subcritical, to supercritical conditions along the steep knickpoints walls, and then returning back to a subcritical regime downstream from the hydraulic jump. These results are in agreement with the flume experiments of Toniolo & Cantelli (2007) which could observe the presence of a hydraulic jump downstream of the updip side of a knickpoint and the successive subcritical-to-supercritical transitions related to the gradient changes.

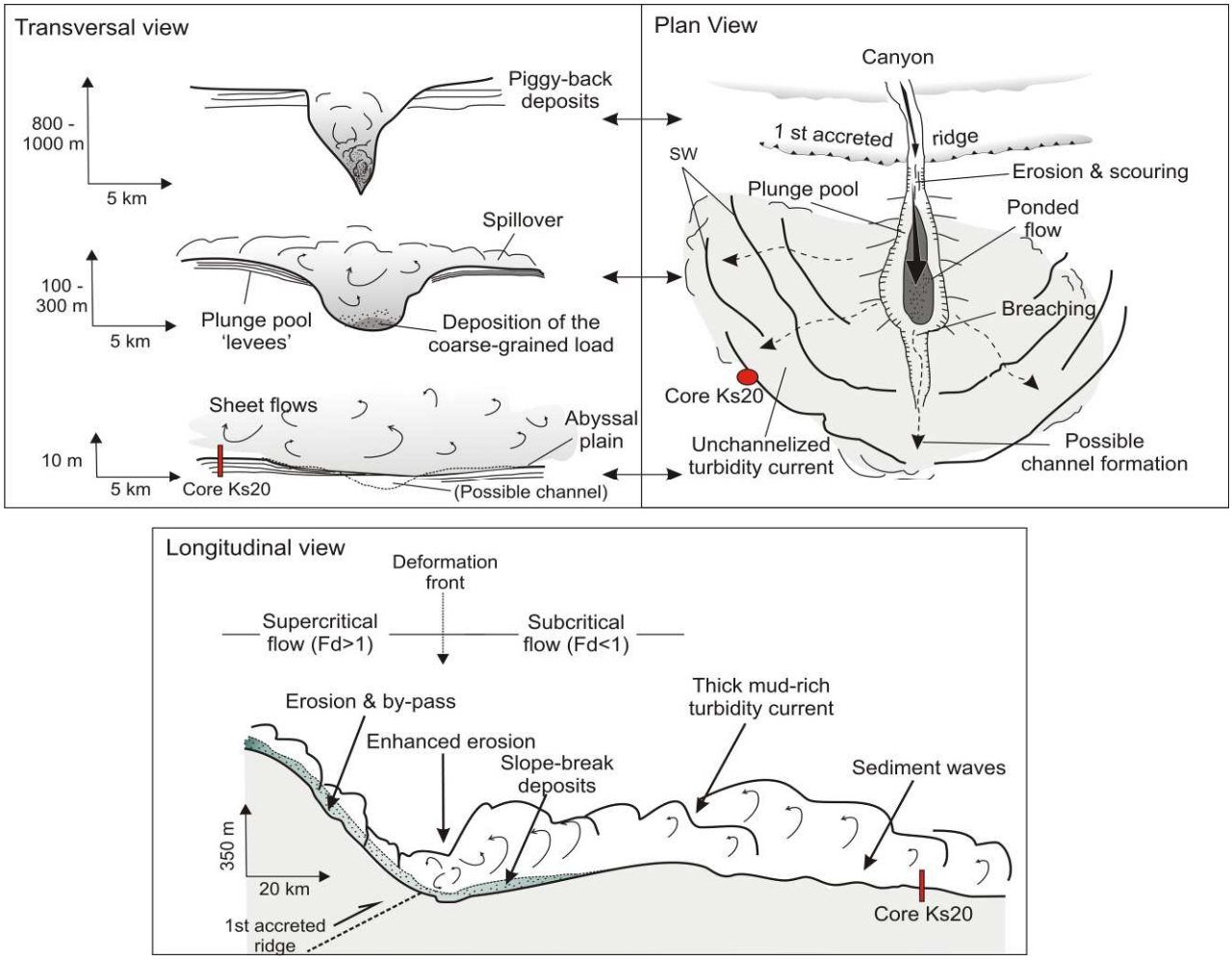


Figure 18. Interpretative cartoon showing the evolution of gravity flows that cross the first accreted ridge (at the deformation front), and the sedimentary processes within the plunge pools. See text for explanation.

The observation of internal thalweg or scour directly downstream of the knickpoint wall in P1 and P2 (Fig. 6) indicates turbidity current erosion at the break of slope, as typically observed across hydraulic jumps (Garcia, 1989, Garcia, 1993, Gray et al., 2005). Enhanced

coarse-grained deposition (Fig. 18) could be related to the decrease in both bed shear stress and current velocity downstream of the hydraulic jump, (Komar, 1973; Waltham, 2004), as observed in both experimental (Garcia and Parker, 1989; Mulder & Alexander, 2001a; Toniolo & Cantelli, 2007; MacDonald *et al., in press*) and numerical models (Kubo & Nakajima, 2002). According to the continuity equation of water flux, the rapid reduction in flow velocity is combined with an increase in flow thickness (Komar, 1971), allowing the overspill of the uppermost, finer-grained component of the turbidity flows above the plunge pool relief and flow expansion in the abyssal plain (Fig. 18). Sediment waves observed downstream P1 indicate that such flows must be more than 300 m thick (Fig. 18). The mechanism is similar to the classical spill-over of the upper (turbulent) part of the gravity flows across the levees of turbidite channels (Piper & Normark, 1983), whereas in the case of plunge pools, the basal part of the gravity flows is ponded by the topography and stops more or less abruptly, while the upper part of the flows expands on the 'levees' not only orthogonally to the channel axis but radially (Fig. 18).

The occurrence of a strong break of slope (and plunge pool formation) can leads to a strong segregation of the sediment distribution at the abyssal plain transition (Fig. 18). However, the Makran plunge pools are not always simple ovoid depressions (Fig. 6). They can be opened through a breach in their axial, downstream side (*e.g.*, case of P1), as observed in most of the plunge pools of the US continental slope (Lee *et al*., 2002). This indicates by-pass and axial erosion of the plunge pool by energetic turbidity flows that can lead to the formation of an erosive turbidity current pathway downstream in the abyssal plain (as expected downstream of P1; Fig. 6) cutting the field of sediment waves. At the mouths of Canyon 4 and 5, plunge pools consist of small, single or successive depressions (Fig. 6) that allow a more direct sediment transfer towards the abyssal plain and channel formation (Fig. 2).

Influence of along-strike variability in tectonic regime and fluvial input on dynamics and architecture of the Makran Turbidite System

The Makran turbidite system is characterized by a strong architectural and depositional variability along-strike probably related to the west to east variations in tectonic regime and characteristics of sediment supply (*i.e.* fluvial input, frequency of the gravity flows).

Slope gradients increase from west to east, associated with shortening of the offshore prism lenght (from 90 km long in the western prism to 65 – 75 km long in the central and eastern prism) as well as a decrease in length and distance between each thrust (Ellouz-Zimmermann *et al*., 2007b). This along-strike variability is associated with enhanced wedge erosion by the submarine canyons in the eastern prism, as suggested by the present-day morpho-bathymetry (Fig. 2). Enhanced uplift in the eastern prism could be related to changes in accretionary condition related to décollement level position (Kukowski *et al*., 2001) as well

as incorporation of sea-mounts (such as the Little Murray Ridge) into the subduction zone (Ellouz-Zimmermann *et al*., 2007b). It is also suggested by the lower coastal uplift rates estimated in the western prism by Page *et al*. (1979) in comparison to the eastern prism.

Lower erosion rates in the western domain can also be related to lesser fluvial input: to the west, the drainage system is mainly composed of small, coastal streams (Fig. 1), with limited drainage basins of 1000 – 5000 km^2. Inversely, larger mountainous rivers, fed the eastern prism, particularly the Hab, Porali, and Hingol rivers (with drainage basins of 10000 – 40000 km^2), sourced from the high-relief Pab and Kirthar ranges, which converge in the Sonmiani Bay (Fig. 1). In addition, the lower gradients in the western domain are associated to less incision and probably more trapping of the sediments along the continental slope, as the canyons follow and connect the piggy-back basins (Fig. 2 & 11). Hence, the thickness of the sedimentary sequence above the regional unconformity involved in the thrusting increases westward from 1.5 s TWT to 3 s TWT, indicating that a larger amount of sediments are trapped along the continental slope in the western domain, whereas sediments are mostly transferred to the trench in the eastern prism (Ellouz-Zimmermann *et al*., 2007b).

The combined erosional and depositional action of gravity flows tend to equilibrium conditions of the sedimentary transit systems, *i.e*. with a local slope such that the sediment discharge is carried along the slope with minimum erosion or aggradation (Pirmez *et al*., 2000; Prather, 2003). Where gradient changes are imposed along a channelized system, headward erosion (and generally upstream migration) is enhanced along the steep segment, while deposition rates downstream gradually increase relative to erosion rates as gradients decrease (Toniolo & Cantelli, 2005; Mitchell, 2006). The concept of equilibrium profile is illustrated in the along-strike variability of the sediment transfer in the Makran turbidite system (Fig. 19): the rate (and style) of tectonic deformation likely exceeds the erosion rates in the western prism, canyons are less developed and the transfer of sediment to the trench is limited to the finer-grained fraction, whereas a significant part of the coarse-grained load is likely trapped along the continental slope and in the plunge pools at break of slope (Fig. 19). The ‘closed’ morphology of the plunge pools in this area (particularly P2) suggests that erosion rates (*i.e.* sediment flux) near the deformation front are too low to compensate for the disruption in equilibrium, or there is a systematic change in the sediment flux compared with the prevailing conditions (Pirmez et al., 2000). The importance of tectonic deformation in comparison to sediment flux is even more clearly illustrated in the case of Canyon 3 (Fig. 2). This canyon is disconnected to the abyssal plain and feeds a closed piggy-back basin, where a sediment fan develops (Fig. 11). In the latter case, connection would be established once the progressive filling of the minibasin (illustrated by the canyon mouth lobe, Fig. 11) allows downstream incision of the first accreted ridge and by-pass of the gravity currents (*e.g.*, fill and spill model).

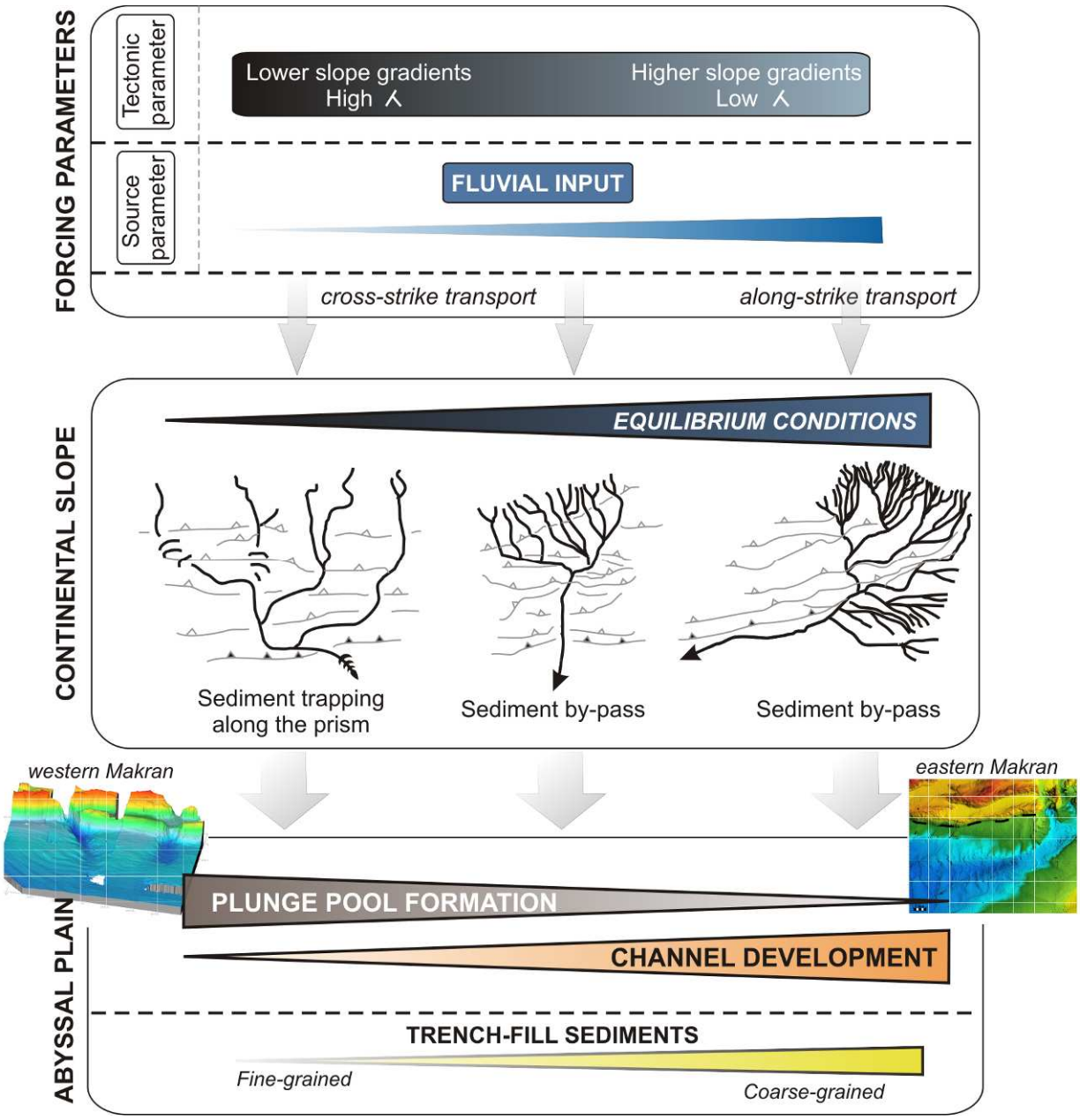


Figure 19. Summary of the impact of the variability of the forcing parameters (tectonics and sediment input) on the equilibrium conditions of submarine slope system, and its implication for slope and trench sedimentary architecture and sediment distribution in the abyssal plain.

Conversely, steeper gradients and higher fluvial input in the eastern domain enhanced erosion in the prism, with sediments mostly transferred towards the trench through the deeply incised canyons. Canyon entrenchment in this area does not allow large volume of flow overspill into the piggyback, as suggested by the low turbidite frequency observed on the core MD04-2855 (Fig. 16). Canyons 4 and 5 cross perpendicular to the ridges, and their longitudinal profiles suggest that the erosion rates are not efficient enough to significantly reduce the disruption relative to an equilibrium profile (in particular near the deformation

front; Fig. 3 & 4), but the latter are high enough to relatively smooth the morphology at the abyssal plain transition and form smaller, lower relief plunge pools with channel continuation (Fig. 19). The smooth profile of Canyon 6 (Fig. 4), characterized by a very dense network of tributaries located off a high fluvial input area (Fig. 1), suggest higher erosion rates and closer-to equilibrium conditions. Equilibrium conditions of the sedimentary transit system are nearly reached in the case of Canyon 7, which trends parallel to the ridges: gravity currents can by-pass the deformation front and flow into the abyssal plain without major slope break, plunge pools do not form and an erosive channel develops (Fig. 19). Mouchot et al. (*submitted*) interpreted the sediment waves associated with this channel as turbidity current sediment waves. They showed that are characterized by an irregular, strong bottom echo with low or no sub-bottom reflectors, suggesting coarse-grained sediments (Damuth, 1975). These sediment waves are larger (in both wave height and wavelength) than the sediment waves associated with P1 and P2 (Fig. 9). Thus, the lesser tectonic control and more equilibrium conditions reached in the eastern canyons are associated with channel development and enhanced transfer of bulk material in the trench (Fig. 19).

In turn, long term variability of the rates and nature of sediment transfer along-strike may directly influence the accretion rates and style, the development of high gradients, and thus contribute to the east-west morphological variability of the Makran prism.

CONCLUSION

The Makran turbidite system constitutes an excellent modern analogue to deep water sedimentary systems with structurally complex depocentres, in convergent margin settings. It provides another evidence of how complex submarine slopes may interplay with the sedimentary processes and control turbidite system architecture and sediment distribution.

In the classical ‘canyon-channel/levee-lobe’ scheme, usually observed along passive margins, the initial sediment load is mainly sorted through loss of the finer-grained load of the gravity flows by overspill processes along the channelized path and final sediment distribution follow a general scheme related to this process of sorting (forming a continuum). Conversely, our results show that the mechanisms of sediment sorting - and the resulting sediment distribution - in the Makran turbidite system can be strongly influenced by the pre-existing sea floor topography. Thrust-induced changes of gradients at the deformation front can cause hydraulic jumps that enhance substantial erosion and preferential deposition of the coarse-grained load of the flows. This can lead to a strong segregation of the sediments as only the uppermost, finer-grained component of the turbidity flows is transferred to the abyssal plain. Wide plunge pools develop in the western prism, where deformation rates probably largely exceed the erosion rates. They potentially form large sand-rich bodies, which could form substantial reservoirs in hydrocarbon-bearing subsurface successions. Conversely, equilibrium conditions likely result from higher sediment flux and lesser tectonic control along the eastern canyons, and promote channel continuation and transfer of coarser-grained

material to the trench. Intermediate cases are observed where canyons show a strongly disrupted longitudinal depth profile, but high erosion rates (associated with steeper gradients and larger rivers upstream) enhance by-pass of the gravity currents down to the abyssal plain. Hence, channel formation and trench fill characteristics depend on the equilibrium conditions of the feeder system, related to the balance between erosion rates (*i.e.* fluvial input and slope gradients) and deformation rates.

Acknowledgements

We would like to thank IFP and SHOM for making its data available. We are indebted to all scientists, technicians and crew members of the R/V Le Suroît, R/V Atalante and R/V Marion-Dufresne for their technical assistance during the MARABIE and CHAMAK cruises. The authors are also grateful to E. Moreno at the MNHN, and J. St Paul, G. Chabaud and B. Martin (University of Bordeaux) for their logistical and technical assistance. We finally acknowledge the 'ARTEMIS' project for radiocarbon dating and the "Action Marges" French Consortium. Detailed and constructive reviews by D. Piper, R. Smith and an anonymous reviewer greatly improved an earlier version of the manuscript.

Julien Bourget PhD thesis is funded by a DGA (French Ministry of Defense) – CNRS doctoral fellowship. This is an UMR CNRS 5805 EPOC (University Bordeaux 1) contribution n. 1734.

CONCLUSION

Le système turbiditique du Makran montre une architecture et un mode de dispersion des sédiments atypiques, largement contrôlé par la topographie complexe induite par la déformation tectonique. La variabilité *along-strike* des paramètres tectoniques et fluviatiles semble influencer les paramètres d'équilibre dans les systèmes de transits sédimentaires (les canyons). Ces paramètres, à leur tour, conditionnent le développement ou non d'une chenalisation dans la plaine abyssale, la dynamique des écoulements au front de déformation, et la distribution finale des sédiments dans le système qui en résulte. Ils peuvent amener à la formation de larges stocks sédimentaires en pied de pente de grande extension dans le cas du Makran occidental

Le système turbiditique du Makran apparaît donc comme un excellent analogue moderne pour les systèmes turbiditiques profonds caractérisés par des dépocentres contrôlés structuralement, en particulier dans le cas de marges convergentes. Nos résultats montrent également que le système fonctionne à la fois en période de bas niveau et de haut niveau marin relatifs. L'analyse des carottes et des processus sédimentaires récents, dont la base est établie dans ce travail, nous permettra par la suite d'évaluer le fonctionnement sédimentaire du système sur un cycle climato-eustatique (Chapitre VII).

CHAPITRE VII - FACTEURS DE CONTROLE SUR LE DEVELLOPEMENT ET L'ARCHITECTURE DES SYSTEMES TURBIDITIQUES DU GOLFE D'OMAN ET DE LA MARGE EST-AFRICAINE

Ce chapitre propose une synthèse de l'ensemble des résultats obtenus sur les différentes marges étudiées. L'intégration des données sédimentologiques dans un cadre chronostratigraphique à haute résolution nous permettra d'étudier l'évolution des apports sédimentaires au cours du Quaternaire terminal dans les systèmes turbiditiques du Makran, d'Oman, et de Tanzanie. Nous discuterons de l'impact des forçages externes à haute fréquence (< 10^5 ans) sur leur développement, à la faveur des contextes tectoniques et climatiques qui leur sont propre. Dans une seconde partie, nous verrons que l'analyse comparée de la morphologie de ces systèmes met en évidence l'impact du forçage tectonique et de la topographie sur les mécanismes de dispersion sédimentaire et la localisation des dépocentres dans les systèmes turbiditiques à l'échelle régionale comme à l'échelle des éléments internes. En particulier, les caractéristiques architecturales rencontrées nous permettront d'envisager une première approche sur les conditions d'équilibre nécessaires au développement d'une chenalisation dans la plaine abyssale, ou a l'inverse favorisant le stock sédimentaire et la formation de réservoirs potentiels de pied de pente. Nous verrons finalement que les caractéristiques architecturales et sédimentaires observées sur la marge du Makran en font un bon analogue potentiel pour certains systèmes anciens, tels que les bassins d'avant pays (*foreland basins*).

A - Evolution des apports et fonctionnement des systèmes turbiditiques au cours du Quaternaire terminal : forçages haute fréquence

Les marges du Golfe d'Oman et de l'Afrique de l'Est sont marquées par le développement de systèmes turbiditiques profonds aux caractéristiques architecturales très différentes. Au cours des derniers 25 ka (correspondant à la phase terminale du dernier cycle glacio-eustatique), ces différents systèmes ont été soumis aux mêmes variations du niveau marin (Lambeck, 1996 ; Siddall, 2003) et à une alternance de phases climatiques arides et humides semblables (Sirocko *et al.*, 1996 ; Schulz *et al.*, 1998 ; Gasse, 2000). Nous proposons donc au cours des paragraphes suivants d'évaluer l'importance relative et si possible les interactions entre les différents facteurs de contrôle externes qui ont pu influencer le fonctionnement des systèmes turbiditiques étudiés au cours du Quaternaire terminal. Les nombreuses données disponibles sur le système turbiditique du Makran ont permis de mettre en évidence l'impact des paramètres tectoniques, eustatiques, et climatiques sur le fonctionnement sédimentaire haute fréquence d'une marge convergente. Ce mode de fonctionnement a été comparé aux résultats obtenus récemment dans les systèmes turbiditiques de l'Indus et du Nil (Von Rad & Tahir, 1997 ; Prins *et al.*, 2000b ; Prins & Postma, 2000 ; Ducassou, 2006), caractérisés par des configurations de bassin très différentes, mais soumis aux mêmes variations du niveau marin et aux même alternances de phases humides/arides liées à la mousson Quaternaire terminal. Ces travaux permettent en particulier

d'envisager l'impact de la tectonique sur la sédimentation à des échelles de temps inférieures à 20 ka. L'ensemble de ces résultats sont présentés sous la forme d'un article soumis à la revue Marine Geology (Note 4). Nous intégrerons ensuite les résultats (plus préliminaires) obtenus sur les systèmes turbiditiques d'Oman et de Tanzanie, afin de comprendre les grands traits de leur fonctionnement sédimentaire récent.

1) *Activité du système turbiditique du Makran au cours des derniers 25 ka*

a. Résumé des principaux résultats

Les variations du niveau marin relatif ont longtemps été considérées comme le facteur de contrôle majeur sur les systèmes turbiditiques pour des échelles temporelles inférieures à 10^5 ans (Posamentier & Vail, 1989; Bouma *et al*., 1989; Posamentier *et al*., 1991; *Brami et al.*, 2000; Catuneanu *et al*., 2009). La multiplication des études dans les systèmes actuels couplés à des datations à haute-résolution dans les séquences de dépôt à depuis montré que d'autres facteurs, tels que le climat, la physiographie du bassin, ou les conditions hydroclimatiques locales doivent donc être envisagées pour améliorer les modèles stratigraphiques des environnements sédimentaires gravitaires (Mulder *et al*., 1998 ; Piper *et al.*, 1999 ; Zaragosi, 2001 ; Ducassou, 2006 ; Skene & Piper, 2006 ; Tripsanas *et al*., 2007 ; Toucanne, 2008 ; Romans *et al*., 2009). En outre, l'impact de la tectonique sur la sédimentation terrigène profonde est souvent considéré comme négligeable sur les échelles de temps considérées dans notre étude (Posamentier & Kolla, 2003 ; Bouma, 2004), notamment parce que les systèmes turbiditiques où l'impact des forçages externes a été assez bien contraint stratigraphiquement sont localisés le long de marges passives (Flood *et al.*, 1991 ; Kolla & Perlmutter, 1993 ; von Rad & Tahir, 1997 ; Curray *et al.*, 2002 ; Prins *et al.*, 2000a). Dans le cadre de marges actives, la tectonique est considérée comme un facteur de contrôle dominant pour des échelles de temps supérieures à des cycles du 3^{e} ordre (*e.g.*, Mutti *et al.*, 2003 ; Underwood *et al.*, 2003). Le soulèvement progressif de la marge prend généralement le pas sur les variations eustatiques et contrôle la fréquence et la nature des apports dans les bassins intrapente et la plaine abyssale. A des échelles de temps inférieures, l'importance de la tectonique vis-à-vis des paramètres glacio-eustatiques reste peu identifié. L'observation d'unités génétiques d'une durée d'environ 20 ka dans les séries turbiditiques des Grès d'Annot a été interprétée comme résultant de la variabilité des apports sédimentaires depuis la source (fan-deltas) en réponse aux variations eustatiques haute-fréquence (Guillocheau *et al.*, 2004). Des unités plio-pléistocènes de 10 à 80 m d'épaisseur dans les formations littorales de la marge active de Nouvelle-Zélande (prisme d'accrétion d'Hikurangi) ont pu être corrélées non seulement à des phases d'*uplift* régionales, mais aussi aux amplitudes de variations eustatiques sur des cycles de 20 à 100 ka (Proust & Chanier, 2004), bien que l'importance relative de ces forçages n'ait toutefois pas pu être clairement identifié. Dans les systèmes analogues modernes, les travaux menés sur la marge convergente de Cascadia ont montré que

les apports turbiditiques étaient actifs en haut-niveau marin relatif (Holocène) en raison de déstabilisations sédimentaires épisodiques liées à la sismicité locale (Goldfinger *et al.*, 2003 ; Goldfinger *et al.*, 2007). Cependant, l'enregistrement sédimentaire sur cette marge ne couvrant que les derniers ~ 5 ka, il n'est pas possible de déterminer le fonctionnement sédimentaire sur un cycle glacio-eustatique et donc d'évaluer la part d'importance relative des différents facteurs forçants sur les transferts sédimentaires.

L'intégration des données disponibles sur le système turbiditique du Makran (Chapitre VI), couplées à une étude stratigraphique à haute-résolution, nous permettent ici de proposer une reconstitution des apports sédimentaires dans un modèle général de fonctionnement sédimentaire d'une marge convergente au cours des derniers 25 ka. La marge du Makran est caractérisée à la fois par :

- un taux de convergence important (2 à 3 $cm.a^{-1}$), couplé à un soulèvement (*uplift*) du domaine continental actif (0,1 - 2 $m.ka^{-1}$) au cours du Pléistocène et de l'Holocène (Page *et al.*, 1979 ; Vita-Finzi, 1987 ; Reyss *et al.*, 1998 ; Hosseini-Barzi & Talbot, 2003 ; Ellouz-Zimmermann *et al.*, 2007b) ;
- une sismicité modérée mais marquée par de rares événements de forte magnitude (Page *et al.*, 1979 ; Ambraseys & Bilham, 2003; Bilham *et al.*, 2007; Heidarzadeh *et al.*, 2009) ;
- des apports sédimentaires massifs sur le plateau et la pente continentale, lors des crues des nombreux oueds et rivières distribués le long de la marge d'est en ouest (von Rad *et al.*, 1999a ; Luckge *et al.*, 2001 ; von Rad *et al.*, 2002b) ;
- un climat dominé par la mousson asiatique, marqué par l'alternance de phases humides (pluviales) et arides à des hautes fréquences (2 - 5 ka) au cours du Quaternaire terminal (Sirocko *et al.*, 1996 ; Schulz *et al.*, 1998 ; Clemens *et al.*, 2003 ; von Rad *et al.*, 1999b) ;

Elle constitue donc un lieu d'investigation idéal pour l'étude des forçages externes à haute fréquence sur la sédimentation dans un domaine actif.

Les principales conclusions de ce travail sont les suivantes :

● L'alimentation du système turbiditique du Makran est active de façon continue en bas comme en haut niveau marin relatif, au cours des derniers 25 ka. Cependant, la fréquence, les taux de sédimentation et la nature des sédiments transférés ont varié dans le temps en fonction des changements dans le mode de dispersion sédimentaire « continent-océan » induits par le climat, le niveau de la mer, et la tectonique. Ces changements incluent la capacité d'érosion et production de sédiments grossiers dans le bassin versant (absence/présence de végétation), la dynamique fluviatile (capacité de transport des rivières, fréquence des crues…), et la capacité de stockage sur le plateau continental et la pente supérieure.

Le système turbiditique du Makran a été actif durant toute la période de bas niveau et de remontée du niveau marin. La rupture de pente continentale étant localisée entre 20 à 50 m de profondeur, la remontée post-glaciaire du niveau marin n'a pas entrainé l'ennoiement rapide du plateau continental, qui a pu rester émergé jusqu'au milieu de l'Holocène. Ceci a limité la capacité de stockage des sédiments et leur temps de résidence le long d'une pente continentale instable. Durant ces périodes, les transferts sédimentaires ont été initiés fréquemment lors de crues des rivières du Makran (courants hyperpycnaux), alors connectées aux canyons sous-marins. Les écoulements ont également pu être générés lors de déstabilisations locales des sédiments déposés aux embouchures (éventuellement sous la forme de fan-deltas) sur une pente continentale instable et abrupte, lors de séismes, de houles cycloniques, de crues majeures, ou par surcharge sédimentaire (Mulder *et al.*, 1998; Mulder & Alexander, 2001b; Piper & Normark, 2009). L'alternance de phases climatiques arides et humides durant cette période contrôle directement les propriétés des écoulements gravitaires alimentant le système et la granularité des dépôts (rapport sable/argile), en raison de la réponse rapide des bassins versants aux variations climatiques haute fréquence.

Un changement assez brusque de type d'alimentation est identifié vers ~ 8 ka BP, synchrone avec la mise en place du maximum transgressif et à l'ennoiement du plateau continental. Les dépôts correspondent alors à des turbidites plus épaisses (décimétriques), caractérisées par un terme argilo-silteux supérieur développé (Te ; Bouma, 1962). Ce changement de faciès est accompagné d'une diminution très significative des fréquences turbiditiques (d'un facteur 2 à 5). Les apports turbiditiques en période de haut niveau marin sont donc moins fréquents, mais plus volumineux, entraînant des taux de sédimentation importants et comparables aux taux de sédimentation des périodes de bas et de remontée du niveau marin dans la majeure partie des environnements de dépôt. En parallèle, les séries argilo-silteuses des carottes de la pente continentale supérieure (prodeltas) montrent des taux de sédimentation Holocène très élevés (150 - 250 $cm.ka^{-1}$) et des fréquences turbiditiques importantes (1 turbidite / 10-15 ans). Une telle disparité amont/aval suggère une sédimentation gravitaire polyphasée, caractérisée par une accumulation sédimentaire très importante en haut de pente (dépôts de crues essentiellement) et probablement sur la plateforme ennoyée. Ces sédiments fins sont occasionnellement déstabilisés lors d'événements ponctuels et remobilisés sous la forme écoulements turbiditiques de volume important.

● L'observation de séquences turbiditiques plus épaisses à l'Holocène supérieur suggère que des écoulements plus volumineux sont générés en période de haut niveau marin. En particulier, dans la partie distale de la plaine abyssale omanaise, les dépôts récents (derniers 3 ka) correspondent à des turbidites décimétriques à pluri-métriques riches en vase, corrélées sur l'ensemble du bassin profond (*sheet-like turbidites* - Chapitre IV). Ces turbidites sont marquées par un faciès particulier, marqué par une base silteuse surmontée d'un terme argilo-

silteux supérieur (Te) très épais (jusqu'à 1 m), montrant fréquemment une structure interne complexe (récurrence de lamines silteuses, surfaces d'érosion intraséquencielles). Ce type de dépôt a été interprété dans d'autres bassins comme produit d'écoulements gravitaires non chenalisés, issus de bouffées turbides successives générées par des glissements co-génétiques, formant un courant de turbidité de très grand volume dans la plaine abyssale (Lowe, 1982 ; Kneller, 1995 ; Wynn *et al.*, 2002b ; Talling *et al.*, 2007 ; Tripsanas *et al.*, 2004). Cette hypothèse de formation est cohérente avec les observations réalisées lors du séisme de Grand Banks en 1929 (marge Canadienne) où plusieurs glissements se sont succédé rapidement dans le temps et l'espace, et ont initié un écoulement gravitaire « multi-source » au volume important (Piper & Aksu, 1987; Piper *et al.*, 1988). Le séisme de 1945 sur le Makran a également été associé à plusieurs vagues de tsunami successives dont l'origine a été attribuée à des glissements sous-marins répétés dans les heures qui ont suivi le séisme (Bilham *et al*., 2007). Or le temps de récurrence moyen des turbidites au cours de l'Holocène supérieur dans la plupart des environnements de dépôt du système turbiditique du Makran est compris entre 100 et 235 ans, *i.e.* similaire aux temps de récurrence des séismes de large magnitude sur la marge (de 150 à 250 ans ; Page *et al*., 1979 ; Ambraseys & Melville, 1982). L'alimentation du système turbiditique du Makran au cours de l'Holocène supérieur semble donc s'effectuer sous la forme de déstabilisations co-sismiques des sédiments accumulés en haut de pente et dans la pente, générant plusieurs écoulements gravitaires qui convergent dans le centre du bassin omanais.

- Enfin, la comparaison du fonctionnement sédimentaire du Makran avec les systèmes turbiditiques de l'Indus et du Nil a permis d'envisager l'importance relative de paramètres forçants partagés (mousson, eustatisme) dans des contextes de bassins très différents. Le système turbiditique de l'Indus apparaît comme majoritairement contrôlé par l'eustatisme à des échelles de temps inférieures à 20 ka (à la faveur d'un plateau continental large d'environ 100 km). Inversement, de grandes similitudes de fonctionnement sont observées entre le système du Nil et du Makran, où le plateau continental est plus réduit et où l'impact de l'eustatisme est clairement modulé par la variabilité climatique et son impact sur la dynamique fluviale (flux sédimentaires aux embouchures et nature des écoulements transitant dans le système). Ces deux systèmes montrent une réponse sédimentaire assez semblable lors des phases arides (écoulements riches en sable) et humides (écoulements riches en sédiments fins et plus volumineux, augmentation des fréquences turbiditiques et des taux de sédimentation). Cependant, si l'aridité continentale engendre une diminution nette des apports fluviatiles dans le bassin versant du Nil et des apports sédimentaires restreints dans le système turbiditique, la petite taille des rivières du Makran permet de transférer directement les sédiments transportés lors des crues, vers le bassin profond. Ces deux analogues modernes illustrent donc bien l'importance des caractéristiques du bassin versant dans la dynamique des transferts sédimentaires vers les systèmes turbiditiques, et la variabilité des réponses à un forçage climatique et eustatique commun. En outre, la marge du Makran met en évidence le

rôle de la tectonique à des échelles inférieures au troisième ordre. Elle autorise l'alimentation du système turbiditique du Makran en période de haut niveau marin (à l'inverse du Nil et de l'Indus), en favorisant l'érosion continentale et les apports sédimentaires (soulèvement des reliefs continentaux) et en permettant le transfert de volumes sédimentaires importants lors de déstabilisation co-sismiques. Ces apports turbiditiques de haut niveau marin sont significatifs dans l'enregistrement géologique.

b. Note 4

Highstand vs. lowstand turbidite system growth on the Makran active margin: imprints of high-frequency external controls on sediment delivery mechanisms to deep water systems

Bourget, J. *, Zaragosi, S*., Ellouz-Zimmermann**, S., Ducassou*, E., Prins, M.A.***, Garlan, T. ****, Lanfumey, V. *****, Schneider, J-L.*, Rouillard, P. *****, Giraudeau, J. *

** Université de Bordeaux, UMR CNRS 5805 EPOC, Avenue des Facultés, F-33405 Talence, France*

*** IFP, Geology-Geochemistry-Geophysics, 1 & 4 avenue de Bois Préau, F-92852 Rueil-Malmaison, France*

**** VU University Amsterdam, Faculty of Earth and Life Sciences, Amsterdam, the Netherlands*

***** SHOM, Centre Hydrographie, BP 426, F-29275 Brest, France*

****** IFREMER, GM/LES, BP70, F-29280 Plouzané Cedex, France*

******* UMR GéoSciences Azur, Observatoire Océanologique - BP 48, F-06235 Villefranche-sur-Mer, France*

[1] *Corresponding author.* *E mail:* j.bourget@epoc.u-bordeaux1.fr

Key words: turbidite system, gravity flow, active margin, eustasy, climate, tectonics, earthquake recurrence, source-to-sink

Abstract

Late Quaternary turbidite system growth along the Makran convergent margin is investigated through a set of deep-sea cores from upper slope and piggy-back basins to deep basin plain settings. High-resolution stratigraphy in these various depositional environments allowed to reconstruct the evolution of sand-to-mud ratio, sedimentation rates, frequencies, and thickness of turbidite deposits during the last 25 ka BP. This study demonstrates how tectonics, climate and eustasy can interplay at high resolution (< 20 ka) and control the input of terrigeneous sediment along the tectonically-active Makran convergent margin, in a source-to-sink perspective.

The Makran turbidite system growth has been continuous throughout the relative sea-level lowstand, rise, and highstand conditions. However, the frequency, rates, and nature of sediment supply varied in response to climate, sea-level, and tectonically-induced changes in "source-to-sink" sediment dispersal modes. These changes include conditions of sediment production and availability in the drainage basin, capacity of transport from fluvial systems, and rates of sediment storage on the shelf and upperslope areas. Climate in the hinterland appears as a first-order control on the properties of turbidity currents that feed the turbidite system, controlling the average sand-to-mud ratio in the deep water deposits. The onset of sea-level highstand after ~ 8 ka BP mark an obvious change in turbidite system growth, characterized by the occurrence of large volume, thick turbidity currents originated from successive, multiple slide or slump-induced surges. Their related deposits show low recurrence time, close to those calculated from the large magnitude earthquake and tsunami record in the Makran area.

Comparison with the Nile and Indus turbidite systems growth during the Late Quaternary allowed to evaluate the relative importance of shared forcing parameters in very different basin settings (*i.e.* monsoon-induced phases of arid/humid conditions and post-glacial sea-level rise). The shelf-dominated Indus fan appears mainly controlled by eustasy during the last 25 ka. Inversely, similarities are found between the Nile and Makran turbidite systems, where sea-level changes are modulated by the climate impact on fluvial dynamics in the hinterland. However, the Makran margin setting promoted a continuous turbidite system growth through times, because both the uplift in the coastal area and the fluvial dynamics of short, mountainous river systems allow high sediment transfer rates to the marine basin, even though arid conditions with low water fluxes. Earthquake-induced highstand turbidite deposits form a thick sedimentary succession in the Oman abyssal plain, and are significant in the geologic record. This study finally illustrates how the complex interplay between external (allogenic) forcings can complicate the interpretation of high-resolution sedimentary successions in turbidite-filled basins.

1. Introduction

The nature and timing of sediment distribution in basins correspond to a "sediment routing system", which can be described in terms of dynamic processes and feedback mechanisms between the external (allogenic) and internal (autogenic) forcings that govern sediment dispersal in erosional/depositional systems (Stow et al., 1985; Richards et al., 1998; Castelltort and Van Den Driessche, 2003; Allen, 2008; Sømme et al., 2009). As they represent the final position for source-to-sink sediment flux across continental margins, turbidite systems potentially record the interaction between climate, tectonic and sea-level parameters, which strongly influence the timing, rates, and location of sediment supply to "sink" basins. Impact of external forcings on sediment dispersal to the deep marine basins at short (< 100 ka) time scales have been investigated for a long time, because they are important parameters governing the stratigraphic succession and resulting sedimentary architecture in deep water systems (Perlmutter and Mattews, 1989; Posamentier and Kolla, 2003). Although there has been some continued focus on sea-level in conceptual stratigraphic model that predict the delivery and formation of deep water deposits at 5^{th} to 6^{th} orders (Posamentier and Vail, 1989; Bouma et al., 1989; Posamentier et al., 1991; Brami et al., 2000; Catuneanu et al., 2009), increasing number of studies show that climatically-driven variations in fluvial water and sediment discharge have a strong influence on turbidite system growth. This includes both glacially/ice-sheet-controlled (Skene and Piper, 2003 ; Zaragosi et al., 2006 ; Tripsanas et al., 2007 ; Toucanne et al., 2008); and monsoon-controlled (Ducassou et al., *in press*) Pleistocene turbidite systems along passive margins. However, less data is available concerning high-frequency forcings on tectonically-active systems such as fold-and-thrust belts depositional systems in convergent margins. Active margins are often associated to short river systems and fluvio-deltaic source, from which sediment supply is though to be very sensitive to climate changes (Milliman and Syvitski, 1992; Weltje and De Boer, 1993; Mutti et al., 2003; Sømme et al., 2009). The importance of tectonics over global sea-level changes at long time scales have been observed in many tectonically-active basins, uplift causing slope creation and forced-sea-level lowstands that promote changes in rates of sediment flux and depositional architecture (*e.g.* Mutti et al., 2003; Underwood et al., 2003). Earthquake-induced turbidite deposition along present-day active margins such as the Cascadia subduction zone, among others, show that tectonics can also influence the timing of sediment transfer to deep basins over short time scales (Goldfinger et al., 2007). However, the relative importance of short-term tectonic control on sedimentation in comparison to climate and eustasy remains poorly understood.

Our study investigates the growth pattern of the Makran turbidite system during the Late Quaternary from an extensive piston core data set calibrated by a high-resolution stratigraphy in various depositional environments (upper slope, piggy-back basins, canyon mouths and abyssal plain settings). Preliminary work done by Prins et al (2000b), Prins and Postma (2000) and Stow et al. (2002) from a few cores in western piggy-back basins and abyssal plain suggested that turbidite deposition was frequent through the last sea-level

lowstand (at ~ 20 ka), continued during the post-glacial rising sea-level and became infrequent after the onset of sea-level highstand (Prins et al., 2000b; Stow et al., 2002). However, detailed morpho-bathymetry analysis from a nearly-complete subsurface mapping of the basin showed that the Makran turbidite system architecture and related sedimentary processes are highly variable along-strike (*i.e.* from east to west), depending of the upstream distribution of fluvial inputs and along-strike variation in tectonic regime (Bourget et al., *submitted*; Mouchot et al., *submitted*). Thus, evolution of sediment input and turbidite system growth in the complex Makran setting cannot be only considered in isolated depositional environments, and must be analyzed at the system scale, both longitudinally and laterally. The Late Quaternary sedimentary infill of the Makran turbidite system is especially well-suited for investigating high-frequency interplay between climate, tectonics and eustasy as the margin is characterized by i) high convergence rates (~ 3 cm.ka-1; Ellouz-Zimmermann et al., 2007b) and significant uplift rates in the hinterland (Snead, 1967; Page et al., 1979; Vita-Finzi, 1987; Sanlaville et al., 1991; Hosseini-Barzi and Talbot, 2003); ii) strong terrigeneous sediment input from coastal streams and mountainous rivers (von Rad et al., 1999a; Luckge et al., 2001) and iii) high-frequency monsoon-driven climate changes (*i.e.* arid/humid phases) in response to orbital and sub-orbital cycles during the last 25 ka (Sirocko et al., 1996; Schulz et al., 1998; Clemens et al., 2003).

Reconstructing the evolution of sand-to-mud ratio, sedimentation rates, frequencies, and thickness of turbidite deposits allowed a better understanding of how external forcings interplay at high resolution (< 20 ka) and controlled the input of terrigeneous sediment along the tectonically-active Makran convergent margin, in a source-to-sink perspective.

2. Regional setting

2.1 Tectonic setting and physiography

The Makran accretionary prism results from the northward subduction of the Arabian Sea beneath the Iranian and Afghan continental blocks since the Late Cretaceous times (Kukowski et al., 2001; Grando and McClay, 2007; Ellouz-Zimmermann et al., 2007a; Fig. 1). The present-day boundary between the Arabian and Indian plates runs along the dextral transform Owen and Murray ridges (Gordon and Demets, 1989; Fournier et al., 2001), before intersecting the subduction boundary in a triple-junction area west of Karachi city (Ellouz-Zimmermann et al., 2007b; Fig. 1). The actual plate convergence rate has been estimated between 2,5 and 4 $cm.yr^{-1}$ (DeMets, 1994; Ellouz-Zimmermann et al., 2007b; Grando and McClay, 2007). The Makran subduction zone is an area of important seismic activity (Quittmeyer, 1979; Ambraseys and Melville, 1982; Byrne et al., 1992; Ambraseys and Bilham, 2003), periodically affected by devastating earthquakes such as the 1945 Makran earthquake (M_w 8.1 – 8.3), which is the largest earthquake known in this region (Page et al., 1979; Ambraseys and Bilham, 2003; Bilham et al., 2007; Heidarzadeh et al., 2009).

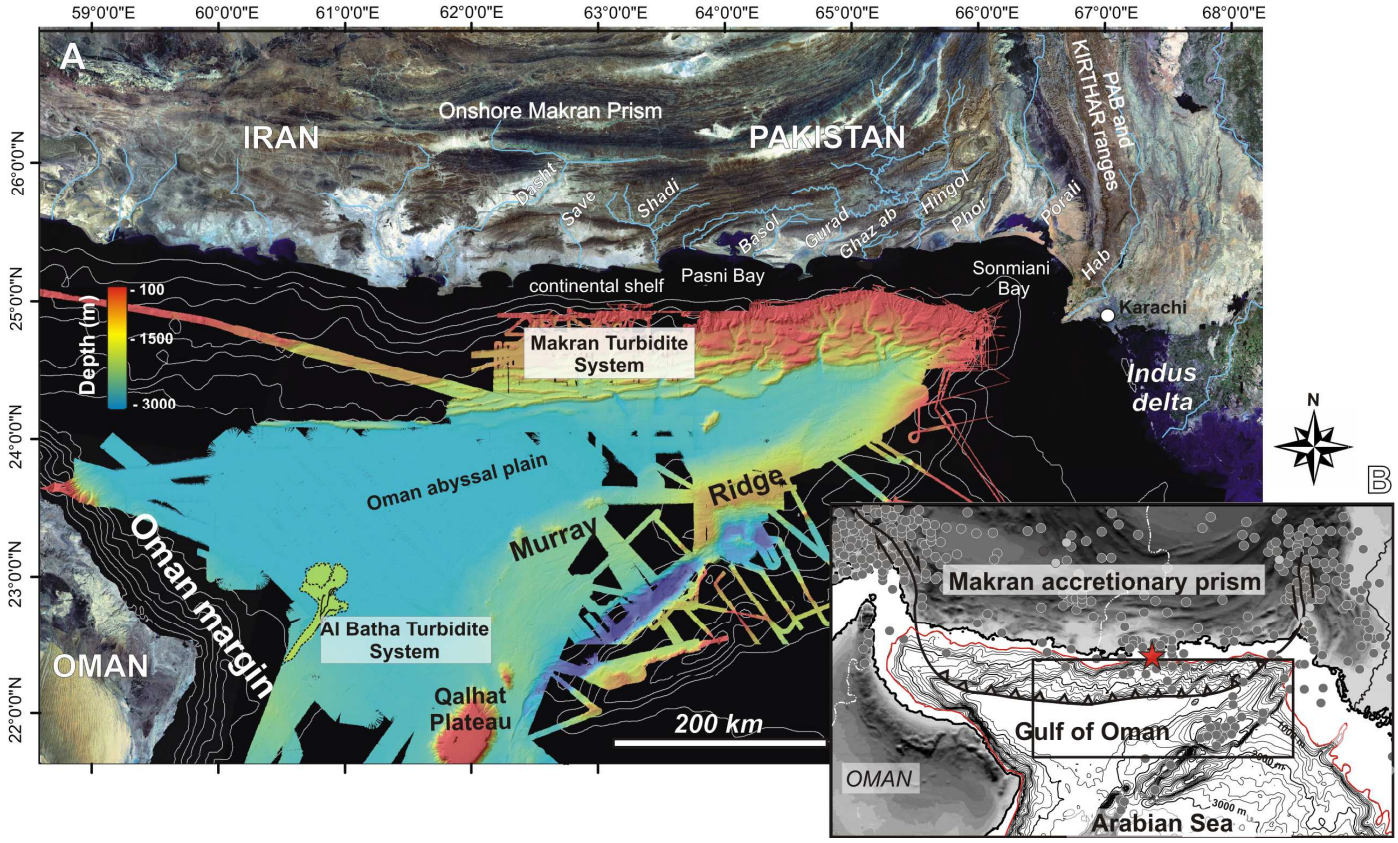


Figure 1: (A) Location map and physiography of the study area. Location of the main rivers and streams. Bathymetry of the Gulf of Oman is issued from the compilation of MARABIE (2000, 2001) and CHAMAK (2004) surveys, combined with the existing hydrosweep data from SONNE 123 cruise (Flueh et al., 1997). (B) Tectonic setting and distribution of the recent earthquakes in the area (magnitude from 5 to 8 / USGS database). The red star indicates the location of the 1945 earthquake epicentre (Byrne et al., 1992).

Low to moderate-magnitude earthquakes (mainly related to thrust activity) occur more frequently (< 50 yr return time) in the Makran area (not restricted to the coast; Quittmeyer, 1979; Ambraseys and Bilham, 2003). The pattern of seismicity is distributed over a 700 km long and 200 km wide segment of plate boundary (Byrne et al., 1992; Ambraseys and Bilham, 2003). The Makran accretionary prism is more than 350 km wide (Platt et al., 1985). Over 60 % of the prism is presently sub-aerial, separated from the submarine part (~ 100-150 km) by a nearly undeformed continental shelf (Ellouz-Zimmermann et al., 2007a). This continental shelf is relatively narrow (from 10 to 40 km wide), with a shelf break at ~ 20 to 50 m water depth (Fig. 1). It only enlarges in the Sonmiani Bay area (Fig. 1), where it is about 100 km wide, with a shelf break at ca. - 120 m (Fig. 1). The offshore (frontal) prism consist of a sequence of thrust slices units forming accretionary ridges (Fig. 1) with steep flanks and variable length, associated to intraslope "piggy-back" basins (White and Louden, 1983; Fruehn et al., 1997; Kukowski et al., 2001; Ellouz-Zimmermann et al., 2007b; Grando and McClay, 2007). The abyssal plain forms a smooth trench with low gradients, and is confined

southward by the Murray Ridge (Fig. 1). To the west, it deepens and widens gently towards the Oman abyssal plain located at 3,200 m water depth, where it becomes unconfined (Fig. 1). Sediments are brought to the basin by a dense network of streams and rivers distributed irregularly along-strike (*i.e.* from west to east). Numerous small ephemeral coastal streams are observed in the western Makran (Fig. 1), whereas larger, high-gradients rivers (such as the Hingol, the Pohr, or the Hab Rivers), which are more perennial, feed the eastern Makran (Fig. 1).

2.2 Past and present day climate

The Arabian Sea corresponds to the present day northern limit summer position of the Intertropical Convergence Zone (ITCZ; Gasse, 2000; Fleitmann et al., 2007). The present-day Makran climate is arid to semi-arid, but is dominated by the seasonal reversal of the monsoon winds (Sirocko et al., 1991; von Rad et al., 1995; Luckge et al., 2001; Clemens and Prell, 2003) that leads to marked seasonal precipitations and sediment input variability (von Rad et al., 1999a; Sirocko et al., 2000; Reichart et al., 2002). Warmer and more humid conditions are observed during summer months, when the monsoon moist winds blowing from the southwest lead to a precipitation maximum over Karachi and the Indian subcontinent (Luckge et al., 2001). Inversely, arid conditions generally dominate during the winter monsoon, although cyclonic low-pressure systems originating in the eastern Mediterranean occasionally penetrate the Arabian landmass (Weyhenmeyer et al., 2000) and cause precipitations in the central Makran area (Luckge et al., 2001). This strong seasonality causes intense (flash) flooding of the drainage system, and precipitation is the main factor influencing terrigeneous input along the margin in the semi-arid Makran coastal area (Prins et al., 2000b; von Rad et al., 1999a). During the past, the Indian Ocean summer monsoon intensity has varied on Milankovitch (Clemens et al., 2003; Wang et al., 2003; Ruddiman, 2006; Clemens and Prell, 2007) and sub-Milankovitch time-scales (Sirocko et al., 1996; Schulz et al., 1998; Reichart et al., 2002; Leuschner and Sirocko, 2003; Wang et al., 2005). Numerous studies showed that the record of past summer monsoon intensity in the Arabian Sea points to striking similarities with the record of δ18O from the Greenland GRIP and GISP2 ice cores, that documents rapid climate fluctuations during the last glacial–interglacial cycle (Sirocko et al., 1996; Schulz et al., 1998; Reichart et al., 2002; Leuschner and Sirocko, 2003). Productivity/aridity proxies from Arabian Sea cores evidenced that most recent periods of weak summer monsoon and enhanced aeolian transport were globally correlated to the Northern hemisphere Last Glacial Maximum (~ 25 ka BP), the Heinrich event 1 (~ 19 – 15 ka BP), and the cool Younger Dryas (11,5 - 13 ka BP). Inversely, strong summer monsoon periods associated to increasing precipitations were observed during the Bölling-Alleröd (from about 15 ka BP) and the early Holocene (after ~ 11 ka BP) interstadials (Sirocko et al., 1996; Schulz et al., 1998; Reichart et al., 2002; Leuschner and Sirocko, 2003; Pourmand et al., 2004). Particularly, the onset of the early Holocene humid period in the Gulf of Oman, and the return to more arid conditions after 5,5 - 7 ka BP is recorded in either marine sediments (Sirocko et al., 1996; Reichart et al.,

2002; Schulz et al., 1998; Ivanochko et al., 2005; Gupta et al., 2003; Pourmand et al., 2004), stalagmites (Fleitmann et al., 2007 ; Burns et al., 2003), regional deserts (Glennie and Singhvi, 2002; Radies et al., 2004), and fluvial environments (Jain and Tandon, 2003; Juyal et al., 2006; Sridhar, 2007) of the surrounding area.

2.3 The Makran turbidite system

The Makran turbidite system (Fig. 2) is composed by a dense network of canyons, crossing into high relief accreted ridges and intra-slope piggy-back basins, that form connected and variably tortuous paths down complex slopes (Kukowski et al., 2001; Bourget et al., *submitted*). The upperslope sediments (until ~ 1800 m water depth) consist of laminated clays (Figs. 3 & 4) interpreted as "varved-like" sediments (von Rad et al., 1999a; Böning and Bard, in press). It consists of annual couplets with "normal", hemipelagic sedimentation interbedded with thin terrigeneous layers related to suspension ("plumite") deposits derived from short term heavy rainfalls leading to flood events (von Rad et al., 1999a; Luckge et al., 2001 ; von Rad et al., 2002a; Fig. 4). Satellite observation of a recent flooding event in the Makran coastal area shows that hypopycnal sediment-laden plumes can extend more than 40 km offshore (Fig. 4), *i.e.* beyond the shelf-break and the upperslope, close to the coring sites 33KL (von Rad et al., 2002b), 56 KA (von Rad et al., 1999a) and MD04-2858 (Fig. 2). In the latter core, the laminated facies is interbedded with mm-to-cm thick silt-mud turbidites and local mass transport deposits (MTDs; Figs. 3 & 4). These upperslope deposits can be considered as a highstand prodeltaic mudstone wedge extending on the continental shelf and seaward. Middle and lower slope piggy-back basins are filled with hemipelagic deposits and / or gravity deposits, depending of their connexion with the canyons (Prins et al., 2000b, Bourget et al., *submitted*; Figs. 2 & 3). In the western prism, the canyons are sinuous and less developed than in the eastern prism (Bourget et al., *submitted*). They cross along and connect the piggy-back basins (Fig. 2), which are dominated by fine-grained turbidite-infill at sites NIOP470 and 471 (Prins et al., 2000b; Stow et al., 2002; Fig. 2). Downstream of the deformation front, the proximal trench is dominated by turbidite deposition (Bourget et al., *submitted*; Fig. 3). Sediment waves are observed off canyon mouths (Fig. 2). Wide plunge pools associated to fine-grained turbidity current sediment waves (core KS20; Fig. 3) develop at the mouth of the western canyons (Bourget et al., *submitted*; Fig. 2). The strong break of slope in these areas promotes erosional processes and rapid deposition of coarse-grained material, while only the finer-grained part of the gravity currents is transferred to the trench (Bourget et al., *submitted*).

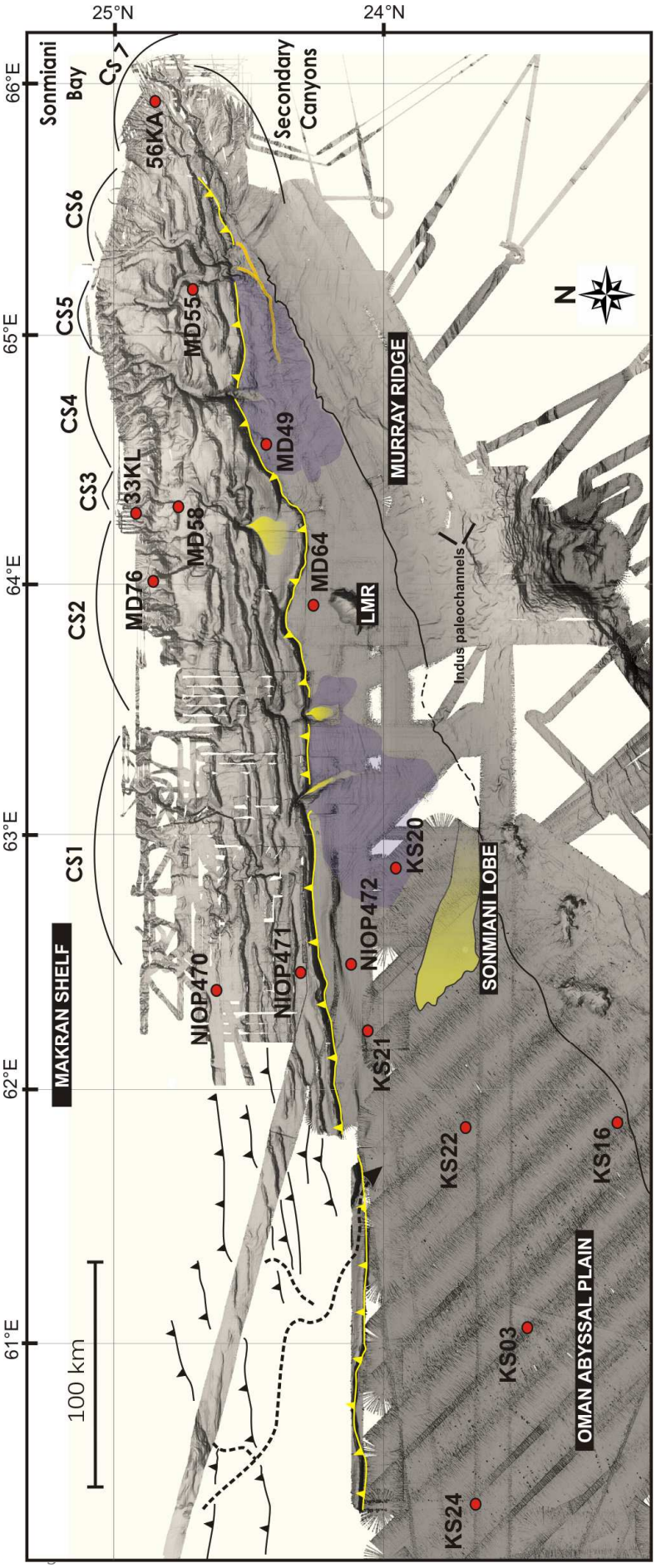

25°N
24°N
66°E
65°E
64°E
63°E
62°E
61°E
Sonmiani Bay
Cs
Secondary Canyons
56KA
CS6
CS5
CS4
CS3
CS2
CS1
MD55
MD49
33KL
MD58
MD76
MD64
LMR
MURRAY RIDGE
Indus paleochannels
N
MAKRAN SHELF
NIOP470
NIOP471
NIOP472
KS20
KS21
KS22
KS16
SONMIANI LOBE
KS03
OMAN ABYSSAL PLAIN
KS24
100 km

Figure 2 (previous page): Shaded bathymetry of the Makran turbidite system. Red dots indicate the location of sedimentary cores used in this study. Cores KS and MD55 (MD04-2855), MD58 (MD04-2858), MD49 (MD04-2849) and MD64 (MD045-2864) have been analyzed in this work. NIOP cores have been previously analyzed by Prins et al. (2000b) and Stow et al. (2002). Sedimentation rates and turbidite frequencies (when available) from cores MD76 (MD04-2876), 33 KL and 56 KA are obtained from published data of Böning and Bard (in press), and von Rad et al. (1999a, 2002b), respectively. CS = Canyon systems 1 to 7. Purple and yellow areas correspond to field sediment waves and main sand depocenters, respectively. LMR = Little Murray Ridge.

Inversely channel continuation is observed at the confluence of the eastern canyons (Fig. 2), allowing the transfer of coarser-grained material to the trench (Mouchot et al., *submitted*). These channels rapidly narrow and the abyssal plain is mostly unchannelized (Fig. 2). Basin-wide, sheet-like mud turbidites drape the 3,200 m deep Oman abyssal plain, with individual turbidite beds that can be correlated over more than 180 km (Bourget et al., *submitted*). The coarser-grained load of these flows might be deposited at break of slope and/or in the ~ 1,400 km^2 Sonmiani lobe, which forms where the abyssal plain deepens and become unconfined (Fig. 2). Mass wasting appears like an important erosional process along the crest of the high-relief ridges (from ~ 400 m to 1900 m high above the adjacent sea-floor, with slopes up to 20° locally) and along canyon walls. Clustered slump scars at the ridge crests are observed throughout the offshore Makran (Bourget et al., *submitted*).

3. Materials and methods

This study is based on thirteen long piston cores recovered in the Gulf of Oman (Fig. 2). "KS" cores were acquired during the cruises MARABIE 2000 (R/V Atalante, IFREMER) and MARABIE 2001 (R/V Le Suroît, IFREMER), whereas "MD04" cores were acquired during the CHAMAK 2004 survey (R/V Marion Dufresne II, IFP/IPEV). "NIOP" cores were taken during the Netherlands Indian Ocean Programme by R/V Tyro (Prins et al., 2000b). The key characteristics of the cores analyzed in this study are displayed in Table 1. Additional core data in the Makran upper slope (Fig. 2) comes from previous work by von Rad et al. (1999a) (core 56KA) and von Rad et al. (2002b) (core 33KL). Their previous results have been used to better constrain the nature and rate of Holocene sedimentation in the upperslope. Semi-quantitative geochemical element analyses were performed on most of the cores using X-ray fluorescence core scanners at cm to mm scale. Oxygen-isotope stratigraphy, based on the $\delta^{18}O$ analysis of the planktonic foraminifer *Neogloboquadrina dutertrei* taken from the fraction 150–595 mm, was also constructed for core NIOP472 (Prins et al., 2000b). Core stratigraphy has been completed using several ^{14}C AMS dating from planktonic foraminifera species (Table 2). Radiocarbon dates have been corrected for a marine reservoir effect of 408 years and calibrated to calendar years using CALIB Rev 5.0/Marine04 data set (Stuiver et al., 1998) up to 21.78 ^{14}C ka and Bard (1998) thereafter. Radiocarbon ages of this study were performed

at the 'Laboratoire de Mesure du Carbone 14' in Saclay ('SacA') through the "ARTEMIS" radiocarbon dating project. All the ages in the following text are given in calendar age (cal ka BP). From "KS" and "MD04" cores, thin slabs (15 mm thick) were sampled and analyzed in the SCOPIX X-ray image processing tool (Migeon et al., 1999). Grain size analysis were performed using a Malvern™ Supersizer 'S'. This allowed a very detailed analysis of sedimentary structures and turbidite/hemipelagite/pelagite distinction. Turbidite thickness measurements were calculated from the turbidite base to the upper limit of the Te interval (Bouma, 1962). Turbidite thickness measurements from the NIOP cores only include the sand to silt, basal layer (Prins et al., 2000b).

Core no.	Core location	Depositional environment	Depth (mbsl)	Length (m)
MD04-2858	65°10'48.459"E 24°42'13.138"N	Upper-slope piggy back basin	-1515	25.5
MD04-2855	64°19'42.429"E 24°44'55.814"N	Flank of Canyon 5	-1845	22
MD04-2849	64°33'14.469"E 24°25'39.251"N	Canyon 4 mouth	-3037	34
MD04-2864	63°55'0.230"E 24°15'34.479"N	Eastern abyssal plain (base of slope)	-3165	35
KS 20	62°52'19.891"E 23°57'27.367"N	Canyon 1 sediment waves	-3277	9
KS 21	62°12'55.214"E 24°3'55.589"N	Western abyssal plain (base of slope)	-3351	9.4
KS 24	60°19'53.120"E 23°39'51.969"N	Western abyssal plain	-3362	9.4
KS 22	61°49'46.596"E 23°42'38.771"N	Central abyssal plain	-3348	9.3
KS 03	61°7'50.982"E 23°32'36.149"N	Central abyssal plain	-3357	13.1
KS 16	61°50'46.970"E 23°9'13.222"N	Central abyssal plain	-3365	9.8
NIOP470	62°22'88.766"E 24°36'86.281"N	Mid-slope piggy back basin	-1840	5.5
NIOP471	62°27'50.550"E 24°18'39.714"N	Lower-slope piggy back basin	-2482	9.4
NIOP472	62°29'27.988"E 24°07'17.340"N	Western abyssal plain (base of slope)	-3274	10.4

Table 1. Key characteristics of the sedimentary cores analyzed in this study

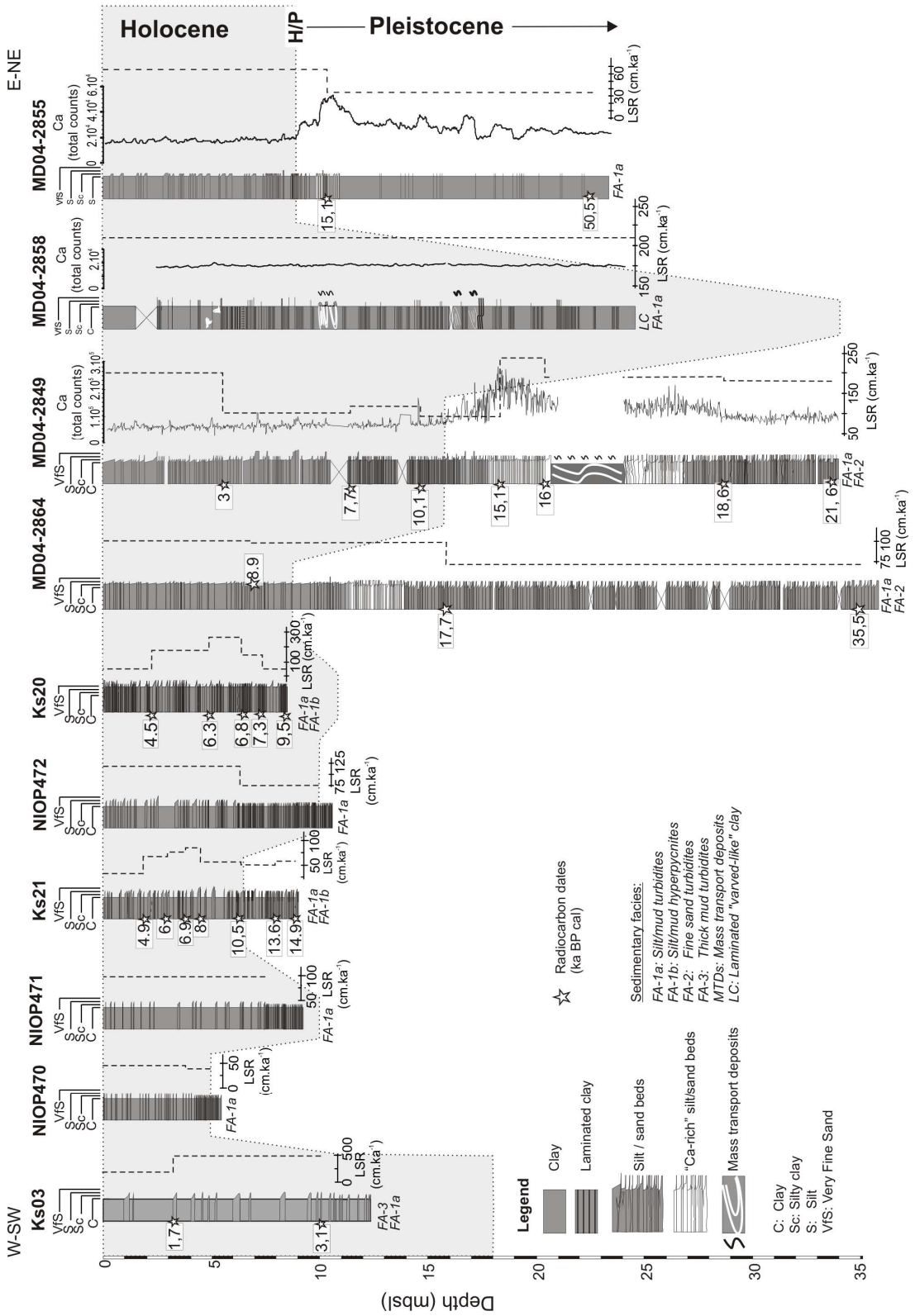


Figure 3: Stratigraphy, sedimentary logs and facies occurrence, Ca content (XRF measurements), linear sedimentation rates (LSR, cm.ka-^{1}) and correlation of the sedimentary cores from the Makran continental slope and abyssal plain. Location of cores on Figure 1. Stars indicate the calibrated AMS-14C dates (Table 2). Sedimentary facies refer to Bourget et al. (*submitted*).

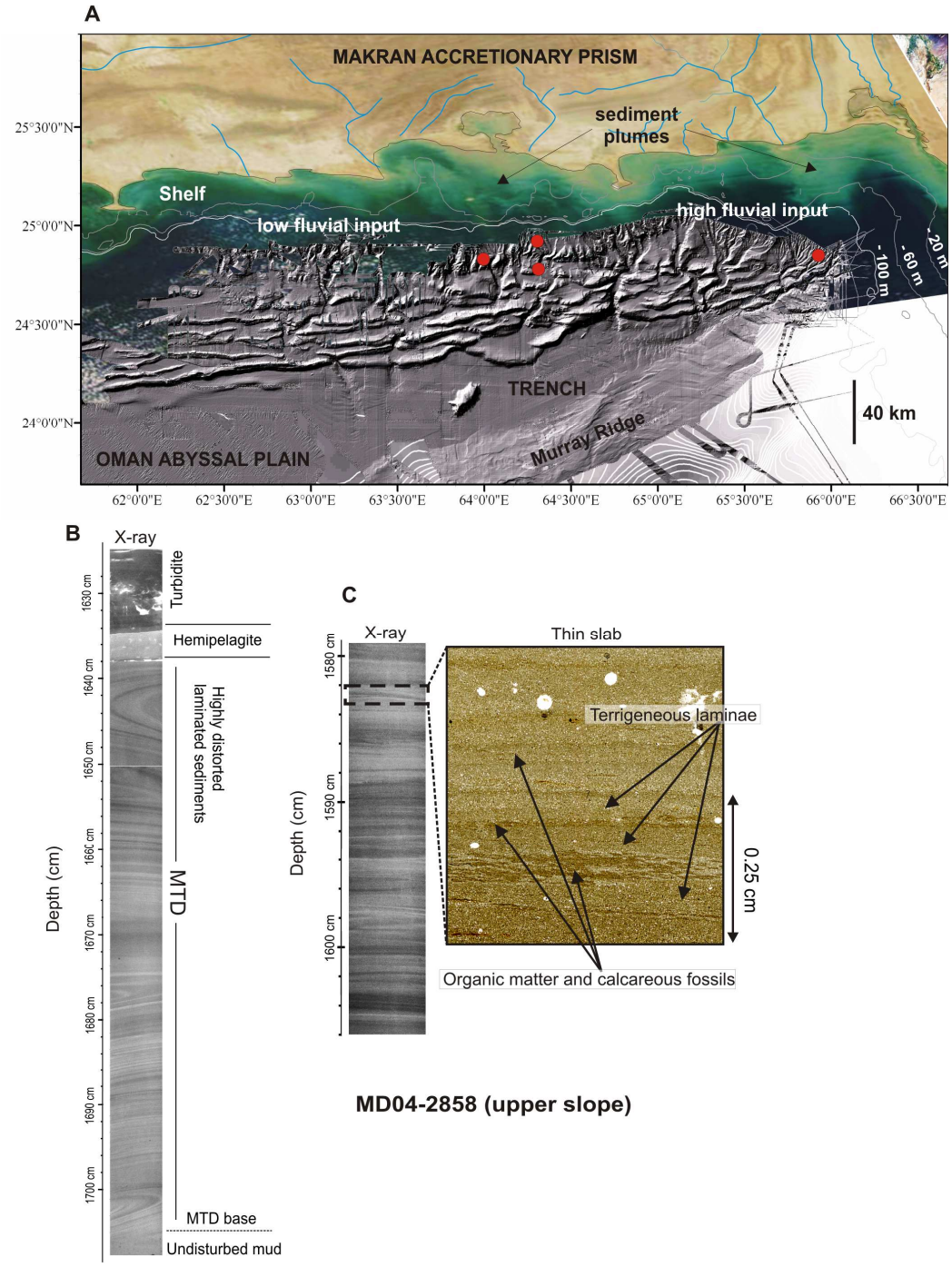


Figure 4: (A) satellite (MODIS) image (1km - resolution) taken during the winter 2005 flood event in the Makran coastal area (source: NASA Visible Earth - http://visibleearth.nasa.gov) showing the coalescing sediment plumes at the mouth of the Makran streams and rivers, and their seaward extension on the outer shelf and upperslope. This sedimentary dynamics is interpreted to be at the origin of the thick laminated clay Holocene sequence observed elsewhere in the upperslope cores (von Rad et al., 1999a; Luckge et al., 2001; von Rad et al., 2002b; Böning and Bard, in press). These deposits, here observed in the core MD04-2858 (B), consist of flood-related ("plumites") terrigeneous laminae interbedded with hemipelagic (background), organic-matter rich laminae (*e.g.* (von Rad et al., 1999a). Upperslope laminated sediments are usually stacked with silt-mud turbidites and mass transport deposits (MTDs) of local origin (C). Modified from Bourget et al. (*submitted*).

Core no.	Depth in core (cm)	Material	Uncorrected ^{14}C age (yr BP)	Calendar age (cal yr BP)
MD04-2849	550-560	Bulk pl. foram.	3215 +/- 30	3027
MD04-2849	1142-1144	Bulk pl. foram.	7250 +/- 30	7711
MD04-2849	1475-1476	Bulk pl. foram.	9270 +/- 45	10116
MD04-2849	1835-1836	Bulk pl. foram.	13270 +/- 60	15191
MD04-2849	2032-2035	Bulk pl. foram.	13870 +/- 40	16005
MD04-2849	2866-2867	Bulk pl. foram.	15630 +/- 60	18644
MD04-2849	3376-3377	Bulk pl. foram.	18580 +/- 90	21629
MD04-2855	1030-1031	Bulk pl. foram.	13400 +/- 60	15146
MD04-2855	2241-2245	Bulk pl. foram.	47700 +/- 1200	50252
MD04-2864	678-683	Bulk pl. foram.	8390 +/- 35	8992
MD04-2864	1575-1577	Bulk pl. foram.	15065 +/- 45	17759
MD04-2864	3497-3505	Bulk pl. foram.	31480 +/- 150	35499
KS03	340-342	Bulk pl. foram.	2140 +/- 30	1733
KS03	530-533	Bulk pl. foram.	3030 +/- 30	2795 *
KS03	1045-1047	Bulk pl. foram.	3290 +/- 30	3136
KS16	315-316	Bulk pl. foram.	2390 +/- 30	2020
KS20	217-218	Bulk pl. foram.	4465 +/- 35	4656
KS20	482-483	Bulk pl. foram.	5865 +/- 40	6283
KS20	660-661	Bulk pl. foram.	6415 +/- 30	6896
KS20	717-718	Bulk pl. foram.	6775 +/- 30	7304
KS20	871-872	Bulk pl. foram.	8295 +/- 30	9573
KS21	197-199	Bulk pl. foram.	4730 +/- 30	4958
KS21	278-279	Bulk pl. foram.	5630 +/- 30	6029
KS21	355-356	*G. Ruber + G. Trilobus*	6445 +/- 30	6933
KS21	460.5-461.5	Bulk pl. foram.	7605 +/- 35	8065
KS21	618-619	Bulk pl. foram.	9715 +/- 35	10568
KS21	794.2-796	*N. Dutertrei*	12160 +/- 60	13613
KS21	880.5-882	*N. Dutertrei*	13065 +/- 50	14942

* Age is stratigraphically not consistent; data not incorporated in the age model.

Table 2. Radiocarbon ages of cores used in this study.

4. Results

4.1. Stratigraphy and chronological framework

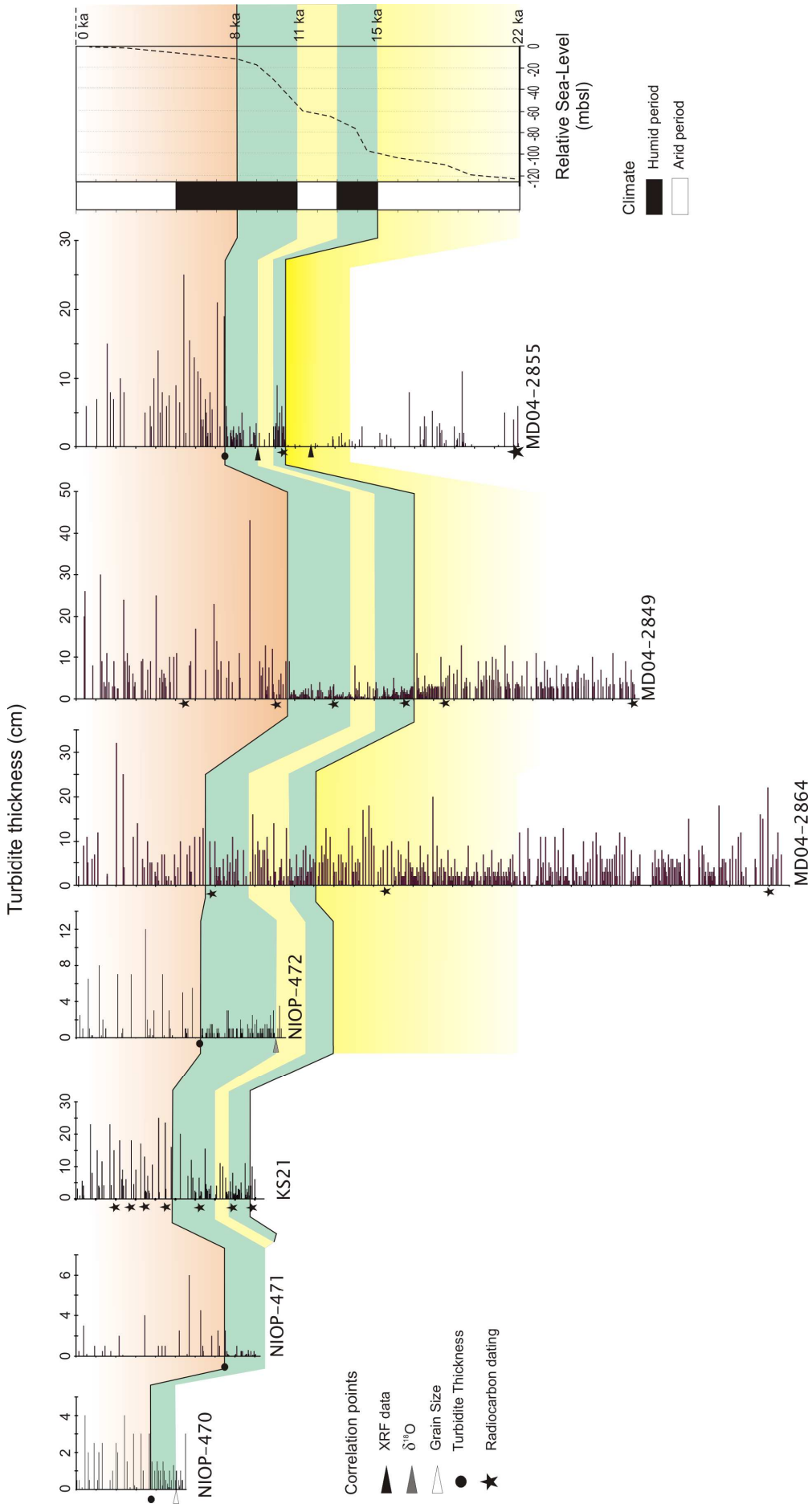
Core stratigraphy and age models have been achieved using a combination of twenty-six radiocarbon ages (Table 2), geochemical (XRF) data, and lithostratigraphy. NIOP cores have been correlated from the previous stratigraphic framework of Prins et al. (2000b) and Stow et al. (2002), based on lithostratigraphy (including grain-size data), XRF data and stable oxygen isotopes. The sedimentological logs and the down-core distribution patterns of mean grain size and Ca content are shown in Fig. 3. Enhanced Ca values are recorded in discrete intervals in cores MD04-2849, MD04-2855, and NIOP-470, within radiocarbon ages that range between 16.4 ka BP and 14.9 ka BP. These intervals contain white to light grey turbidites showing higher XRF Ca values (Fig. 3). These sequences are also observed in the

core MD04-2864, allowing lithostratigraphic core to core correlation (Bourget et al., *submitted*; Fig. 3). Record of a Ca-peak in the Arabian Sea sediments at the end of the Last Glacial Maximum has been detailed by several authors (Reichart et al., 1998; Prins et al., 2000b; Klöcker and Henrich, 2006; Böning and Bard, in press), and corresponds to a period of maximal NE monsoon intensity and continental aridity, synchronous to the North Atlantic Heinrich 1 event (Sirocko et al., 1996; von Rad et al., 1999b; Prins et al., 2000b; Pourmand et al., 2004; Böning and Bard, in press). Values of Ca content weaken towards the Holocene/Pleistocene transition at ~ 11 ka BP (Klöcker and Henrich, 2006; Böning and Bard, in press) and then remain low continuously through the Holocene (Fig. 3). In the core MD04-2849, a thick slump deposit (probably originated from the adjacent accreted ridge) is observed between 2072 and 2460 cm depth (Fig. 3). It can be considered as an "instantaneous" sedimentation, and has been deleted to the sediment record in the age model to correct the sedimentation rates.

4.2. Sedimentation rates

Linear sedimentation rates from the Makran cores are highly variable with time and core location (Fig. 3). Upper slope, river-derived ("pro-delta") sediments (core MD04-2858) are associated with very high sedimentation rates during the middle to late Holocene (about 214 $cm.ka^{-1}$). This value is similar to the sedimentation rates of about 248 cm/ka^{-1} found in core 33KL upslope (von Rad et al., 2002b), and 107 $cm.ka^{-1}$ in the core 56KA (von Rad et al., 1999a) for the last ~ 5 kyrs. In the middle and lower slope, significantly lower Holocene sedimentation rates are observed in turbidite-filled isolated piggy-back basins, disconnected from the main canyon systems (79 - 122 $cm.ka^{-1}$; Fig. 3). Sedimentation rates in the right flank of the Canyon 5 (core MD04-2855) are low during the last glacial period (about 34,5 $cm.ka^{-1}$) and then increase towards 68 $cm.ka^{-1}$ during the deglacial and the Holocene (from 15,1 ka BP; Fig. 3). In the trench, at the base of slope, turbidite sediments show mean Holocene sedimentation rates that range between 75 and 145 $cm.ka^{-1}$ (eastern prism; cores MD04-2849 and MD04-2864) to 58,5 and 91 $cm.ka^{-1}$ (in the western prism; cores KS20, KS21, NIOP472). In the deep Oman abyssal plain, thick mud turbidites caused high sedimentation rates ranging from 155 to 502 $cm.ka^{-1}$ for the last ~ 3 kyr (Fig. 3).

Figure 5 (next page): turbidite thickness (cm) measurements and stratigraphic correlation between the sedimentary cores from the Makran continental slope and abyssal plain. Lithostratigraphic, Ca content (XRF), grain size and δ18O data (from Prins et al., 2000b) are used as additional control points for stratigraphic correlation and age models. Relative sea-level curve is simplified from Fairbanks (1989) and Siddall et al. (2003)


Turbidite thickness (cm)
0 ka
8 ka
11 ka
15 ka
22 ka
Relative Sea-Level (mbsl)
Climate
Humid period
Arid period
MD04-2855
MD04-2849
MD04-2864
NIOP-472
KS21
NIOP-471
NIOP-470
Correlation points
XRF data
δ18O
Grain Size
Turbidite Thickness
Radiocarbon dating

4.3. Turbidite thickness and turbidite frequencies during the Holocene

Due to the variability of core length and location, only the last ~ 11 kyr are fully recorded by the set of cores and allow correlation from the western to the eastern prism (Fig. 5). Turbidite activity has remained effective in the whole Makran turbidite system during the deglacial sea-level rise and Holocene highstand (Fig. 3). However, as previously observed by Prins et al. (2000b) and Stow et al. (2002), there is a marked change in the turbidite facies during the Holocene, that is dated at 8,1 ka BP and 8,3 ka BP in cores MD04-2849 and KS21, respectively, and estimated at 7,5 ^{14}C BP (about 7,9 ka BP cal) on the NIOP cores by Stow et al. (2002). It corresponds to a lower unit (~ 11 - 8 ka BP) of closely-spaced, thin-bedded turbidites, passing up to an upper unit (after ~ 8 ka BP) of thicker bedded but less abundant turbidites (Fig. 6). This change is clearly recognized in most of the cores recovered along the continental slope and trench (Fig. 5), and has been used as a lithostratigraphic marker to improve age models on the cores MD0428-55, MD0428-64, and NIOPs (Fig. 5). It should be noted that this turbidite thickness change is not recognized on the core KS20, located in a sediment waves fields at the mouth of Canyon 1 (Fig. 2). As it is distinctively observed in the adjacent NIOP-472 and KS21 cores (Fig. 5), we suggest that topographically-induced autocylic processes such as local flow velocity increase and decrease or local confinement prevent allocyclic facies change in this environment (Migeon et al., 2001; Ercilla et al., 2002).

Nonetheless, the evolution in turbidite system activity is highlighted by the evolution of turbidite frequencies through the Holocene on the whole dataset (Fig. 7). On each core, mean turbidite recurrence times have been estimated by counting the number of turbidites between the two chronostratigraphic intervals considered (*i.e.* between 0 - 8 ka and 8 - 11 ka). To avoid errors from age models, we used the closest absolute radiocarbon dates (Table 2), if available, rather than the 8 and 11 ka absolute positions calculated on the basis of linear interpolation. The age of the top of the cores was arbitrarily taken as 0 ka BP.

During the early Holocene (11 - 8 ka), turbidite recurrence times at the base of slope show mean values ranging from 31 to 77 years (*i.e.* 32 to 13 turb.ka^{-1}; Fig. 7). Higher mean values of 226, 167, and 107 years are only observed in a more distal coring site (KS21), in an isolated piggy-back basin (NIOP-470), and on the flank of canyon 5 (MD04-2855), respectively (Fig. 7). In both slope and base-of-slope environments, these deposits correspond to mm to cm-thick, very fine-grained (silt to clay) and thinly bedded turbidites (Fig. 6).

After 8 ka and the onset of relative sea-level highstand, the calculated turbidite recurrence times increase in the whole basin and is homogeneous, considering the depositional environment of each coring site (Fig. 7): along the canyons axis, KS20 and MD04-2849 show mean recurrence times of 94 and 112 years, respectively (*i.e.* 11,5 and 9 turb.kyr^{-1}). Out of the canyon mouths areas (Fig. 7), recurrence times show similar values bracketed between 200 and 235 yrs (5 – 4,25 turb.kyr^{-1}). These turbidite frequencies are very close to those observed in the Late Holocene turbidite succession from the deep abyssal plain

(mean recurrence time of 224 years, corresponding to 4,4 turb.ka^{-1}, on the core KS03). Higher mean values (308 – 500 yrs; Fig. 7) are only observed in two western, isolated piggyback basins (cores NIOP470, NIOP471; Fig. 1). In both the continental slope and proximal trench cores (except KS20), these late Holocene deposits correspond to thicker (5 - 45 cm), very fine or fine sand to silt basal, mud-rich turbidites (Fig. 6). The turbidite thickness increase distally, and form thick (metric) sheet-like mud turbidites that drape the Oman abyssal plain (Bourget et al., *submitted*). Such low frequency turbidite activity after 8 ka contrasts with the synchronous sedimentation upslope (Fig. 7). Hence, in the Late Holocene (last 5 ka) upper slope sediments, von Rad et al. (1999a) and von Rad et al. (2002b) calculated mean recurrence time of 14 and 17 years (Fig. 7) for flood-related events (*i.e.* thin silt/mud turbidites and detrital-rich "plume" deposits) in cores 33KL and 56KA, respectively (Fig. 1).

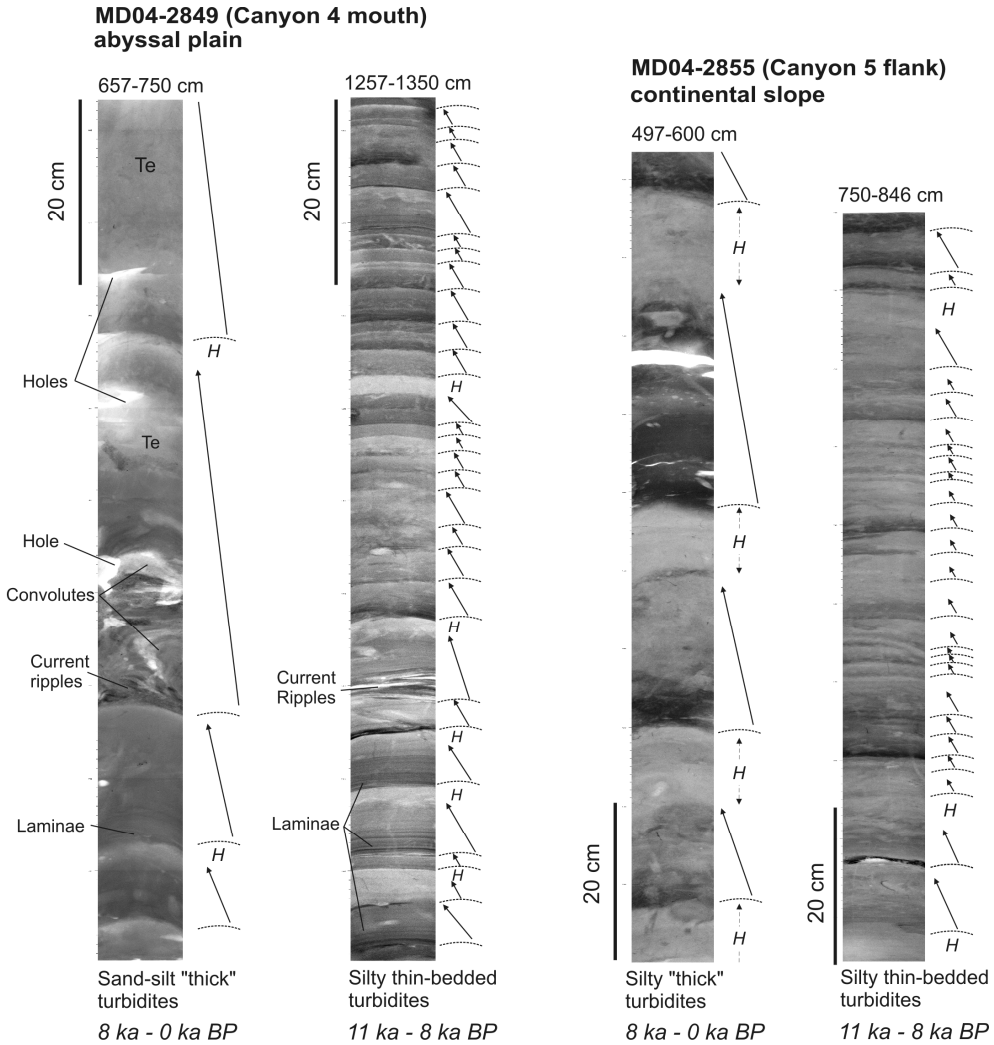


Figure 6: X-ray pictures of selected sections from the cores MD04-2849 and MD04-2855, showing the variation in turbidite facies from the early Holocene (rising sea-level) and late Holocene (sea-level highstand) successions. H = hemipelagic / pelagic layers. Scale is similar on the four sections.

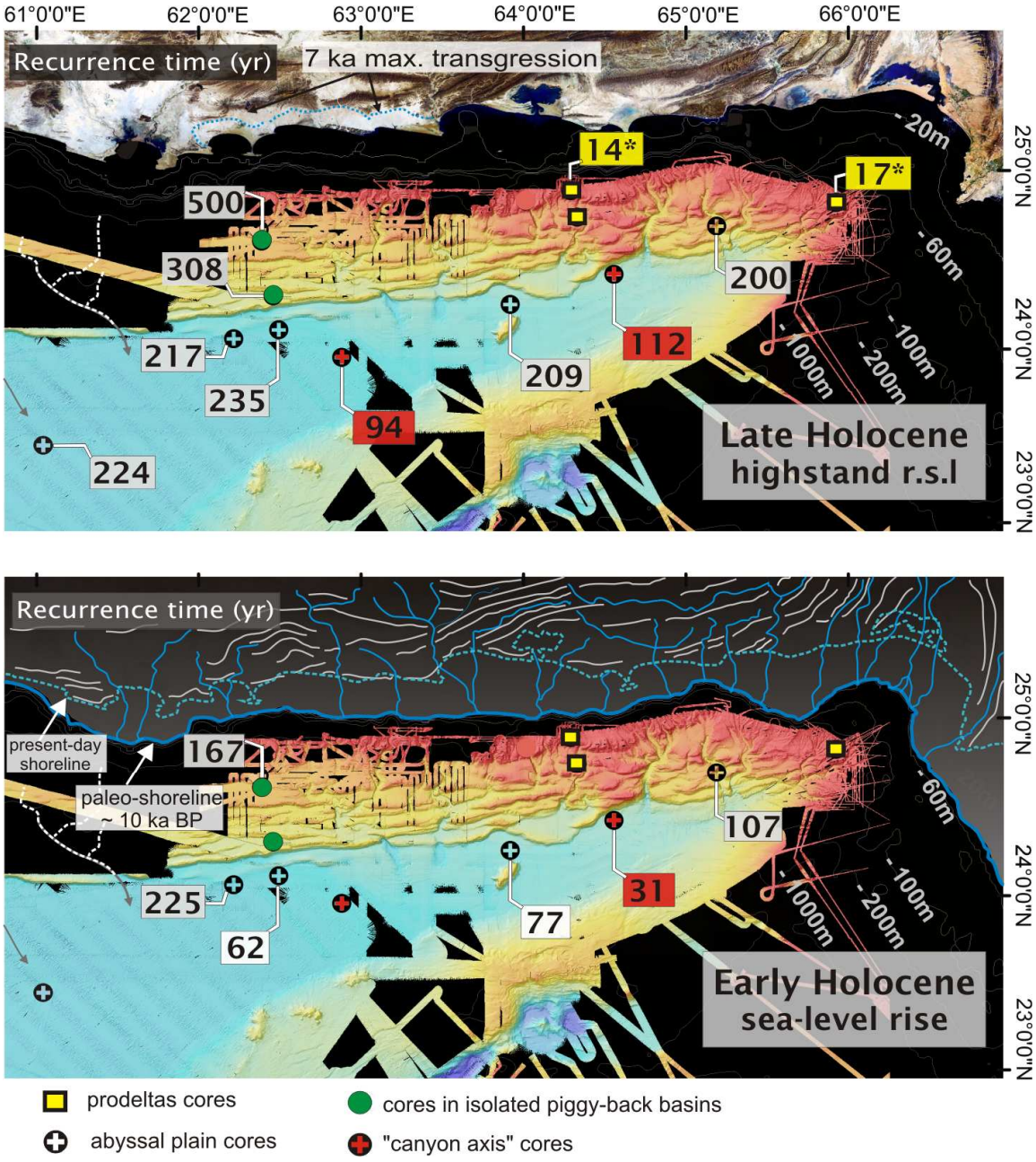


Figure 7: Maps illustrating the distribution of turbidite time recurrence (years) during the early Holocene (coeval of sea-level rise and humid climate between 11 - 8 ka BP) and late Holocene (coeval of sea-level highstand and more arid conditions after ~ 8 ka BP). Recurrence times have been calculated from age models of the sedimentary cores. The approximate position of the paleo-shoreline at ~ 10 ka BP corresponds to a relative sea-level at - 40 to - 20 m below its present position (Fairbanks, 1989; Siddall et al., 2003). The position of the 7 ka BP paleo-shoreline corresponds to the maximum transgression identified by ^{14}C-dated paleo-beaches and lagoons, and plotted by (Sanlaville et al., 1991).

4.4. Sedimentary record since the LGM

Only a few cores provided a sedimentary record which covers the last ~ 25 ka BP (Fig. 3). We dated the base of MD04-2864 (abyssal plain) at 35,5 ka BP (Fig. 3). However, this core is located 110 km from the mouth of canyon 4, and shows relatively low sedimentation rates and turbidite frequencies, poorly constrained by stratigraphic data. The core MD04-2855 covers the last ~ 50 ka BP, and is located at ~ 320 m above the canyon 5 floor (Fig. 3). It shows an incomplete turbidite record (*e.g.* turbidite deposits are quasi inexistent during some periods). This suggests that this site can only receive the finest, upper part of thick, fully turbulent turbidity currents, which apparently only occurred during preferential periods (Fig. 5). Prior to the early Holocene, the most continuous sedimentary record is provided by the core MD04-2849 located close to the mouth of canyon 4 (Fig. 3), which is the most developed canyon along the Makran continental slope. Hence, we used the cores MD04-2849 and MD04-2855 to evaluate the evolution of turbidite activity in the Makran turbidite system since the LGM. Four main periods have been differentiated from the turbidite record (Fig. 8):

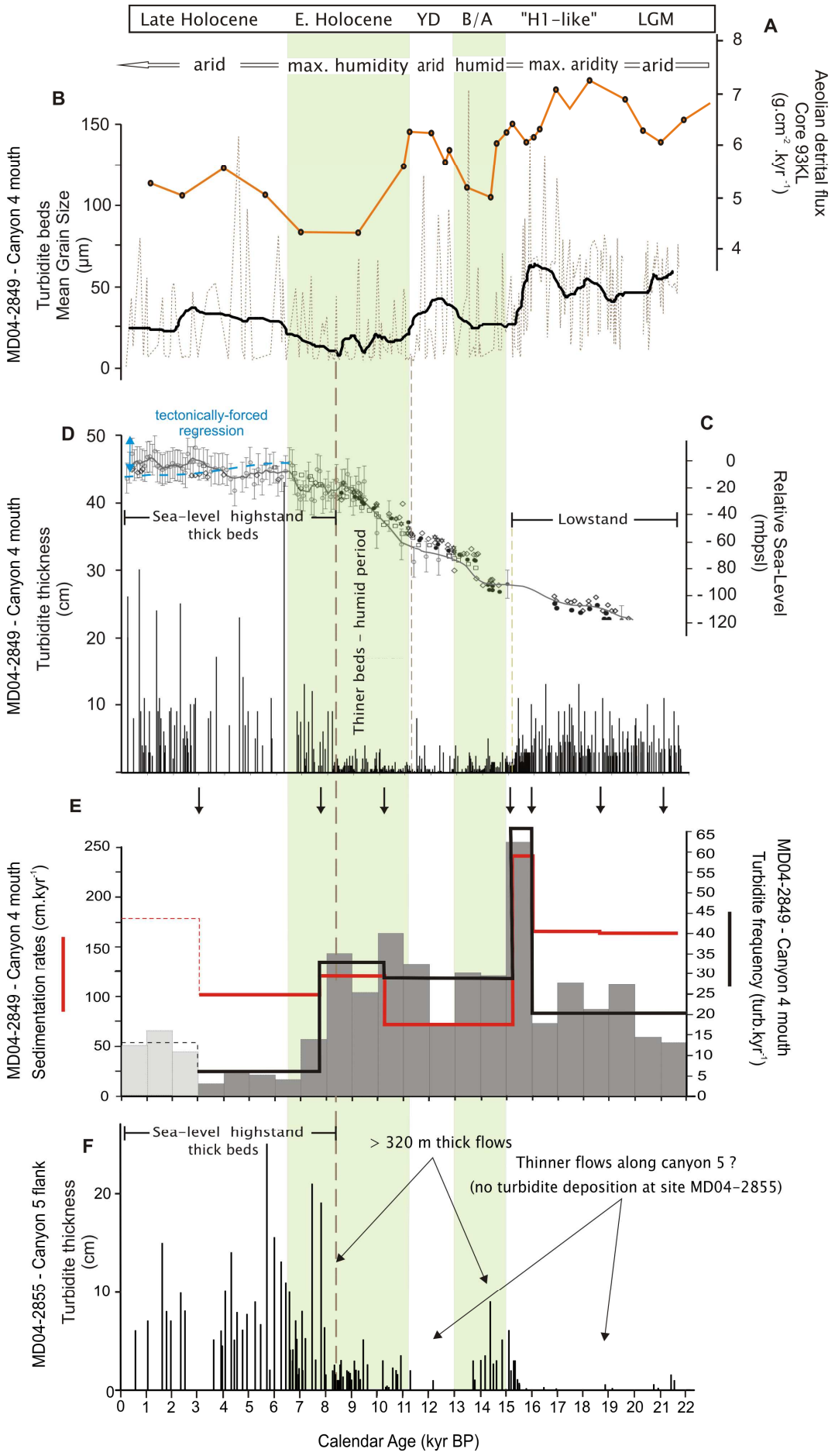
a) from ~ 22 to 15 ka BP, mean sedimentation rates are about 166 $cm.ka^{-1}$ at the mouth of canyon 4 (Fig. 8), with mean turbidite frequencies of ~ 20 $turb.ka^{-1}$ (corresponding to a time recurrence of 48 yr). Deposits during this time interval consist of thin-bedded (~ 10 cm), sandy turbidite (Fig. 8). In detail, turbidite activity slightly increases after 20 kyr BP, and show a marked peak between 16 and 15 ka BP, associated to very high sedimentation rates (Fig. 8). However, this peak probably results from an artifact, as it is bracketed between two closely sampled AMS dates that could have enhanced a local bias in the age model. In MD04-2855, this period corresponds to very low turbidite sedimentation (2,3 $turb.ka^{-1}$), indicating that either the thickness of the turbidity currents was mostly less than 320 m high during this time interval, or that there was a reduced turbidite activity along Canyon 5 (Fig. 8).

b) during sea-level rise, a mean turbidite activity of 33 $turb.ka^{-1}$ is observed on core MD04-2849 (corresponding to a time recurrence of ~ 31 years). In detail, maximum frequencies at this location are observed at 15-13 ka BP and particularly at 12-8 ka BP, associated to very thin (< 5 cm), generally very fine-grained turbidites (Fig. 8). Inversely, coarser-grained and slightly thicker beds are observed between ~ 13-11,5 ka BP, associated to a decrease in turbidite activity. On MD04-2855, turbidite sedimentation only occurs through the 15-13 ka BP and 11,5-8 ka BP peaks, the latter corresponding to increasing turbidite frequencies towards 9,3 $turb.ka^{-1}$ (Fig. 8).

c) in MD04-2849, turbidite frequencies abruptly decrease after 8 ka BP (towards 5,9 $turb.ka^{-1}$; Fig. 8), while turbidite thickness increases and form thick mud-rich turbidites with

slightly coarser bases. This enhances high turbidite sedimentation rates (103 cm.ka^{-1}) during a sea-level highstand period, close to those observed during the lowstand interval (Fig. 8). Both sedimentation rates and turbidite frequencies slightly increase after 3 ka BP, reaching 176 cm.ka^{-1} and 13,5 turb.ka^{-1}. However, this could be an overestimation of the sediment thickness in the age model as we assigned the top of the core to "0 ka" arbitrarily. On MD04-2855, thick turbidite beds also occur after 8 ka (Fig. 8), while turbidite frequencies decrease (5 turb.ka^{-1}), this interval corresponding to the maximum sedimentation rates (95 cm.ka^{-1}) calculated on the 22 ka record at this site (Fig. 5).

Figure 8: comparison between: (A) the evolution of the aeolian detrital flux (g.cm^{-1}.ka^{-2}) recorded from the Murray Ridge sedimentary record (core 93 KL; Pourmand et al., 2004). The increase in aeolian flux indicates enhanced conditions of winter monsoon strength, related to increasing conditions of aridity; (B) grain size data (D50, µm) from the turbidites bases of the core MD04-2849 (at the mouth of Canyon 4). Dotted line indicates the whole data, whereas the black solid line shows the five-points moving average grain-size data; (C) Glacio-eustatic sea-level curve (in m below present sea-level) redrawn from Siddall et al. (2003), and adapted (for the last 7 ka; blue line) for the "forced-regression" calculated from the average uplift rates (see text for more details); (D) Turbidite-bed thickness (cm) evolution from the core MD04-2849 (including "Te"); (E) Linear sedimentation rates (cm.ka^{-1}; red solid line), frequency of turbidite deposits (turb.ka^{-1}) calculated between two consecutive calibrated ^{14}C ages (black solid line) and using time slices (1 ka) of the age model (histograms) of core MD04-2849; Dashed lines and light grey histograms after 3 ka BP indicate the probable uncertainties of calculations as we used the top of the core as 0 ka BP (see text for more details); (F) Turbidite-bed thickness (cm) evolution from the core MD04-2855 (including "Te"), located at the top of the flank of Canyon 5. Location of sedimentary cores in Fig. 1. LGM corresponds to Last Glacial Maximum period; "H1-like" corresponds to the equivalent of the Northern hemisphere Heinrich event 1 (19 - 15 ka BP); B/A and YD correspond to the Bölling-Alleröd and Younger Dryas periods, respectively; E.Holocene corresponds to the early Holocene period (11 to 7 - 5,5 ka BP).


Late Holocene
E. Holocene
YD
B/A
"H1-like"
LGM
A
arid
max. humidity
arid
humid
max. aridity
arid
B
MD04-2849 - Canyon 4 mouth
Turbidite beds
Mean Grain Size (µm)
Aeolian detrital flux
Core 93KL
(g.cm-2.kyr-1)
tectonically-forced regression
D
C
Sea-level highstand
thick beds
Lowstand
Thiner beds - humid period
MD04-2849 - Canyon 4 mouth
Turbidite thickness (cm)
Relative Sea-Level (mbpsl)
E
MD04-2849 - Canyon 4 mouth
Sedimentation rates (cm.kyr-1)
MD04-2849 - Canyon 4 mouth
Turbidite frequency (turb.kyr-1)
F
Sea-level highstand
thick beds
> 320 m thick flows
Thinner flows along canyon 5 ?
(no turbidite deposition at site MD04-2855)
MD04-2855 - Canyon 5 flank
Turbidite thickness (cm)
Calendar Age (kyr BP)

5. Discussion

5.1 Makran turbidite system growth during the late Quaternary

Before considering the impact of changing sea-level on the Makran turbidite system activity, we need to consider the impact of local tectonics on the local sea-level curve. Indeed, the Makran continental margin experiences a periodic uplift resulting from large-magnitude earthquakes, evidenced along the coastal area by raised beaches and marine terraces. These features have been investigated by numerous authors in both the western and eastern prism (Snead, 1967; Page et al., 1979; Vita-Finzi, 1987; Sanlaville et al., 1991; Reyss et al., 1998; Hosseini-Barzi and Talbot, 2003). Raised Holocene accretion beaches, lagoonal deposits, and tombolos are found from the entrance of the Persian Gulf (to the west) until Karachi, in the Sonmiani bay (to the east). Their number and height increase to the east. The uplift occurred continuously through the Pleistocene and Holocene as incremental steps, similar to the 1-3 m measured "instantaneous" uplift resulting from the 1945 Makran earthquake (Page et al., 1979). Uplift rates derived from ^{14}C dating of lagoonal and raised beaches fauna in many locations show that Late Pleistocene to Holocene uplift rates range from 0,1 to ~ 2 $m.ka^{-1}$ (Page et al., 1979; Vita-Finzi, 1987; Reyss et al., 1998; Hosseini-Barzi and Talbot, 2003). Considering the maximum value of 2 $m.ka^{-1}$ on the time span considered (last ~ 22 ka), we obtain a maximum uplift of 44 m. From 22 ka to 8-7 ka BP, the post-glacial sea-level rise of about 105 to 120 m has been achieved at rates of 7 - 8 $m.ka^{-1}$ (Fairbanks, 1989; Siddall et al., 2003), *i.e.* largely above the uplift rates. The relative sea-level reached its maximum transgression at about 7 ka BP in the Makran area, illustrated by uplifted paleo-beaches, lagoonal environments and archeology sites, now at 10 - 15 m above the present-day sea-level, and located 3 to 25 km north of the present-day coastline (Sanlaville et al., 1991; Fig. 7). This suggests that tectonic uplift caused Holocene progradation of the coastal Makran area and consequently a small (10 - 15 m) "forced" regression since the maximum transgression at 7 ka (Sanlaville et al., 1991). The latter is illustrated by paleo-beaches, lagoonal filling and fan-delta progradation along the coast (Sanlaville et al., 1991; Hosseini-Barzi and Talbot, 2003). Thus, although uplift impact could be considered as negligible during the deglacial period relative to the sea-level rise (uplift rates << transgression rates), it is significant after the Holocene sea-level stabilization.

From the sedimentary record observed in different depositional environments of the Makran margin, we can propose a first appraisal of the sedimentary system response from evolving climate and eustasy conditions during the Late Quaternary, in the context of active tectonics.

a) during the Last Glacial Maximum, sea-level was about - 105 to - 120 m below its present position (Siddall et al., 2003), *i.e.* largely below the Makran shelf-edge that is located at - 20 / - 50 m below present sea-level (Fig. 9). The Makran rivers likely incised the narrow

shelf and transported sediments directly into canyon heads or in the form of shallow-water, slope fan deltas (Fig. 9). Continental aridity and lack of vegetation during this period likely increased the sediment yield and production of coarse-grained sediments (Blum and Törnqvist, 2000). However, the relative low LGM fluvial discharges enhanced aggradation of channels bends and sediment storage in ephemeral river systems, associated to aeolian sand deposition, as recorded in many fluvial systems from the drylands of north-western India, adjacent to the Makran coast (Jain and Tandon, 2003; Juyal et al., 2006). In the Makran turbidite system, sediment would have been discharged directly onto steep slope gradients either through hyperpycnal flows during occasional but catastrophic flooding, or from failures of shallow water sandy mouth-bars and fan deltas accumulated at river mouth along a steep and unstable slope (Fig. 9). Gravity currents were frequent (~ 20 turb.ka^{-1} at the mouth of canyon 4), producing cm to dm-thick sandy beds (Fig. 8). High availability of bulk material associated to the high proportion of bed-load transport by ephemeral, mountainous desert rivers during flood events (Laronne and Reid, 1993) likely favored the transfer of coarse-grained sediments by "thin" gravity flows with limited mud content, *i.e.* which could not develop a thick, fully turbulent nepheloid layer (Mulder and Alexander, 2001). This is suggested by the quasi-absent turbidite deposition on the flank of the Canyon 5 during the LGM (Fig. 8).

b) the post-glacial sea-level rise is synchronous with the transition from an arid period to humid conditions after ~ 15 ka BP (corresponding to the Bölling-Alleröd), and from ~ 11 to 5-7 ka BP (corresponding to the early Holocene humid period). At the mouth of Canyon 4, these periods are associated to thinner and finer-grained turbidite beds, but high sedimentation rates, as turbidite frequencies increased (Fig. 9). High turbidite frequencies are also recorded in most of the Makran depositional environments during the early Holocene humid period (Fig. 7), while very fine-grained, distal fluvial dispersions are observed in the Makran hemipelagic deposits (Prins et al., 2000b; Stow et al., 2002). Continental humidity enhanced higher water fluxes (*i.e.* more frequent floods of higher magnitude), but decreased the sediment yield and availability of coarse-grained material as a consequence of increasing vegetation cover (Blum and Törnqvist, 2000), evidenced by the evolution of pollen taxa in marine cores Ivory and Lézine (in press). Post-glacial river incision, and transition from aeolian deposits and ephemeral river-beds to gravel braided or meandering fluvial systems, is observed in the adjacent semi-arid Indian region (Jain and Tandon, 2003; Juyal et al., 2006). Hence, the onset of maximum SW monsoon precipitations led to higher discharges, which likely generated erosion of channel beds and increase in sediment flux at the rivers outlets (Paola et al., 1992; Blum and Törnqvist, 2000; Van Den Berg Van Saparoea and Postma, 2008).

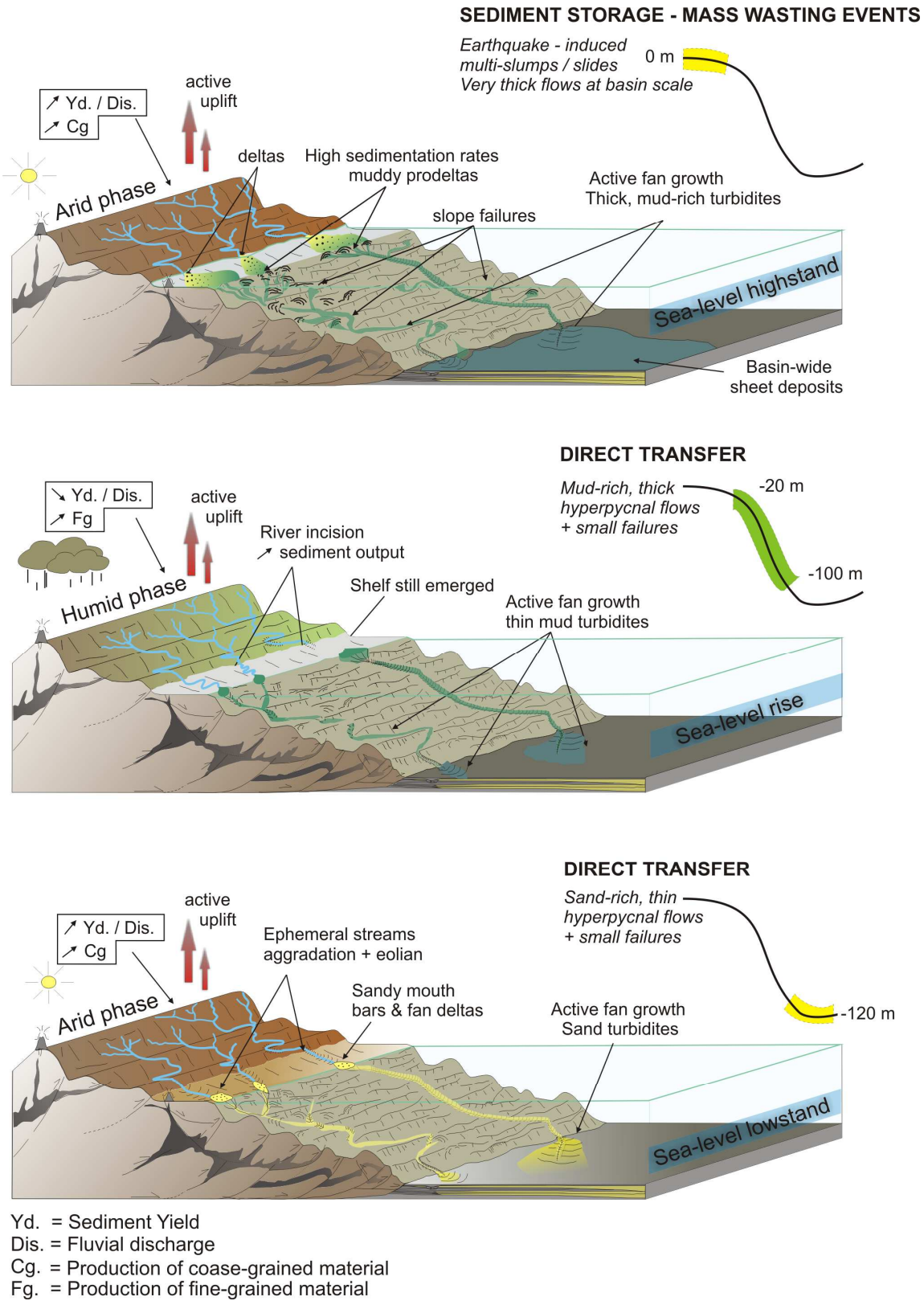


Figure 9: synthetic model for Makran turbidite system growth and evolution of sedimentary processes during the late Quaternary.

Basinward, despite of the rising sea-level and the progressive retreat of fluvial inputs, turbidity current frequencies increased in the trench and sedimentation rates remained high (Fig. 9). The abundance of very thin beds (< 5 cm) deposited at high-frequencies in both intraslope basins and trench suggests a frequent and regular sediment transfer to the deep basin during these humid phases. Hyperpycnal flows would have been an important turbidity current initiation process. Small-scale failures of muddy deltas rapidly prograding along the steep upperslope (*e.g.*, Mulder et al., 1998) may also have supplied sediment to the Makran turbidite system (Fig. 9). Frequent failures of poorly consolidated and unstable material could have been easily triggered by rapid sediment loading, seismicity, or action of coastal hydrodynamics (*i.e.* wave erosion, rip-currents, and canyon head flushing; Piper and Normark, 2009). Onset of turbidite deposition on the ~ 320 m high flank of Canyon 5 during the two humid intervals of 15-13 ka and after 11 ka BP attests of thick, mud-rich turbidity currents with a well developed, uppermost nepheloid layer (Mulder and Alexander, 2001).

The Bölling-Alleröd and early Holocene humid periods are separated by the more arid Younger Dryas phase bracketed between ~ 13-11,5 ka BP (Fig. 8). This period corresponds to an increase in grain size of turbidite beds associated to a slightly decrease in turbidite frequencies and sedimentation rates on core MD04-2849 (Fig. 8), synchronous to a quasi-absent turbidite record on core MD04-2855 (Fig. 8). Although more data is needed to extend observations in the whole margin, this could suggest a rapid basin response to high-frequency climate change, with enhanced production of coarser particles episodically transferred to the turbidite system by sand-rich, thin turbidity currents, *i.e.* a return to conditions more similar to the LGM (Fig. 8).

c) despite of persistent humid conditions until 6 to 5 ka BP (Fleitmann et al., 2007), the activity of the Makran turbidite system unequivocally shows a marked change at around 8 ka BP, *i.e.* when the sea-level fully inundated the narrow continental shelf (Fig. 9). Turbidite frequencies show a rapid and important decrease in both piggy-back basins and abyssal plain (Fig. 7). However, the increase in thickness of each individual turbidite bed enhance exceptionally high turbidite sedimentation rates for a sea-level highstand period, globally quite similar than those observed during lowstand and rising sea-level periods (Fig. 3). Occurrence of thicker turbidite beds in the Makran continental slope and abyssal plain indicate that the basin is fed by rare, larger volume, mud-rich turbidity currents. Significant turbidite deposition on core MD04-2855 also indicates that such turbidity currents were more than 320 m high along Canyon 5 (Fig. 8). Rapid margin progradation and tectonically induced "forced-regression" during this period likely promoted important continental erosion, and enhanced high rates of sediment transfer to the Makran shelf and slope (von Rad et al., 1999a; von Rad et al., 2002b). Very high sedimentation rates and flood-related beds are observed in the upperslope "prodelta" sediments (Fig. 7), suggesting that the large amounts of bulk material supplied by the Makran rivers during flood events are mostly stored on the shelf and upper slope in sea-level highstand conditions (Fig. 9). Failures in these prodeltas could lead to

occasional flushing of sediments to the basin plain (Fig. 9), generation of large-volume turbidity currents, and thus growing of the Makran turbidite system even during sea-level highstand conditions. Failures at the shelf break and along the steep upperslope are likely triggered by overloading and escape of pore fluids in high accumulation rates sediments, storm waves loading during the summer monsoon seasons, or more likely related to earthquake events. The latter point will be discussed hereafter.

The late Holocene regional climate is marked by a shift towards more arid conditions after ~ 5 ka BP, associated to a change in regional hydrologic regimes with an important decrease in discharge, width/depth ratio, and a return to more ephemeral, sand-bed streams (Jain and Tandon, 2003; Sridhar, 2007). Decrease in vegetation is associated with enhanced production of bulk material in the drainage basins (Blum and Törnqvist, 2000), which could be highlighted by the increase in mean grain size of turbidite beds at the mouth of Canyon 4 (Fig. 8), in comparison to the humid periods. The east to west (along-strike) distribution of the Makran rivers in the present-day setting allows a quasi-continuous delta-mouth and prodelta sedimentation along the continental shelf, that could be at the origin of the very dense and continuous canyon and gullies network in the upperslope, that converge into larger systems downslope (Fig. 2).

5.2 Implications for the subduction earthquake and tsunami record in the Arabian Sea

Average earthquake recurrence time deduced from turbidite records have been performed in several active margin setting including the Cascadia subduction zone (Goldfinger et al., 2007) and the South-Chilean margin (Blumberg et al., 2008). The record of large reworking events such as earthquake-induced turbidites requires a sufficient volume of sediment accumulated upslope, and thus a minimum residence time upslope. In most of these cases, canyons are generally disconnected from the rivers during highstand periods of sea-level. As observed in the Makran turbidite system, sea-level highstand conditions reduce the possibilities to rapidly transfer the sediments from continent to deep-water (*i.e.* by hyperpycnal flows, mouth-bar failures, rip-current erosion or storm wave erosion), while sediment storage capacities on the shelf and upperslope increases. In areas where climate does not dramatically reduce continental erosion and sediment transfer basinward, such as observed in glacially-controlled areas like the Chilean forearc (Blumberg et al., 2008), the Holocene sea-level highstand period can thus could be better adapted to record earthquake-induced gravity flows.

However, there are still several possible triggering mechanisms for turbidity current generation during highstand periods, and numerous investigators have attempted to distinguish seismically generated turbidites from flood, storm-induced, or other marine gravity deposits (Mutti et al., 1984; Nakajima and Kanai, 2000; Shiki et al., 2000). Our results show that the Late Holocene turbidite sedimentation in the frontal Makran accretionary prism

and trench consists of large-volume turbidity currents probably initiated by failures of slope sediments (Fig. 9). In the Oman abyssal plain, late Holocene deposits consist of thick, sheet (basin-wide) muddy turbidites (Fig. 10), for which the minimum estimated volume exceed 4 km^3 for a single event (Bourget et al. *submitted*). These thick turbidite deposits are commonly characterized by a well developed (until ~ 150 cm) uppermost clayey (Te) layer (resulting from the slow decantation of a thick nepheloid cloud), as well as a complex internal structure and silt-bed recurrence. These deposits have been interpreted as the product of slump or slide-triggered, large volume and mud-rich turbidity currents (Bourget et al., *submitted*), in which velocity, shear mixing rate or volume of failed sediment in motion vary through time (Wynn et al., 2002b; Talling, 2007). The overall complex internal structure also suggests that such flows occur as successive surges forming a single, thick turbidity current (Lowe, 1982; Kneller, 1995; Wynn et al., 2002b; Tripsanas et al., 2004).

Similarly, several authors interpreted turbidites with wide areal extent, complex internal structures with multiple coarse fraction pulses, and variable provenance (derived from multiple or line sources), as the product of a series of surge-type flows derived from seismically-triggered, multiple slumps/slides on slopes (Mutti et al., 1984; Nakajima and Kanai, 2000; Shiki et al., 2000; Goldfinger et al., 2003). Numerous slides took place along the continental slope during the 1929 Grand Banks earthquake (Piper et al., 1988), and produced several independent turbidity surges that flowed down different valleys and formed an amalgamated deposit on the Sohm abyssal plain (Piper and Normark, 2009). Similarly, during the 1945 Makran earthquake event, submarine cables were broken at eight different places by several submarine slides and/or gravity currents (Ambraseys and Melville, 1982; Bilham et al., 2007). Thus, we assume that transformation of co-seismic slump and/or slides are at the origin of the thicker turbidite beds deposited since ~ 8 ka in the whole Makran turbidite system. This produces distally coalescing flows which generate the very thick, sheet-like mud turbidites draping the Oman abyssal plain (Fig. 10). Co-genetic mass wasting events could episodically rework large volumes of shelf-edge and upper slope "prodelta" muds. Continental uplift and flash flooding promotes very high sediment flux and sedimentation rates in these fine-grained deposits. This could have hindered the escape of pore fluids, thus favouring slope failure (Garziglia et al.. 2008). Additional sediments could be flushed into the canyons through mass wasting along the steep canyon walls, as suggested by the present day bathymetry (Bourget et al., *submitted*). Significant amount of material by downslope erosion from ignitive turbidity currents (Parker, 1982; Piper and Aksu, 1987) along the steep submarine canyons (Bourget et al., *submitted*) could finally account for the total volume of sediment deposited downslope. Sedimentological evidence of multiple-sourced, large volume flows, could thus be considered as a proxy for slump/slide-induced gravity currents, eventually (but none exclusively) triggered by large magnitude earthquakes.

In the Makran turbidite system, average recurrence time for these highstand deposits show values of ~ 100 years in the canyons axis, and 200 - 235 years in more distal positions (Fig. 7). Historical seismicity is poorly constrained in the Makran area due to the sparse

populated places and the lack of technical records. However, regional earthquake catalogs suggest that large magnitude earthquakes such as the 1945 event occur at recurrence time of about 125 - 250 years along the eastern Makran coastal and submarine areas (*i.e.* from the Iranian - Pakistani border to Karachi; Page et al., 1979; Ambraseys and Melville, 1982; Byrne et al., 1992; Ambraseys and Bilham, 2003; Heidarzadeh et al., 2009). Taking account of the uncertainties and error intervals of both earthquake record and turbidite dating, the recurrence time of the late Holocene Makran turbidites appear well correlated with the large-earthquakes recurrence upslope. Rare storm-induced surges or lower-magnitude earthquakes would eventually form single flows producing deposits of smaller extent, and resulting to slightly higher turbidite frequencies near the canyon mouths (Fig. 7). They could also result from low-frequency, high magnitude floods, as suggested by the observation of rare hyperpycnite beds in the abyssal plain (Bourget et al., *submitted*).

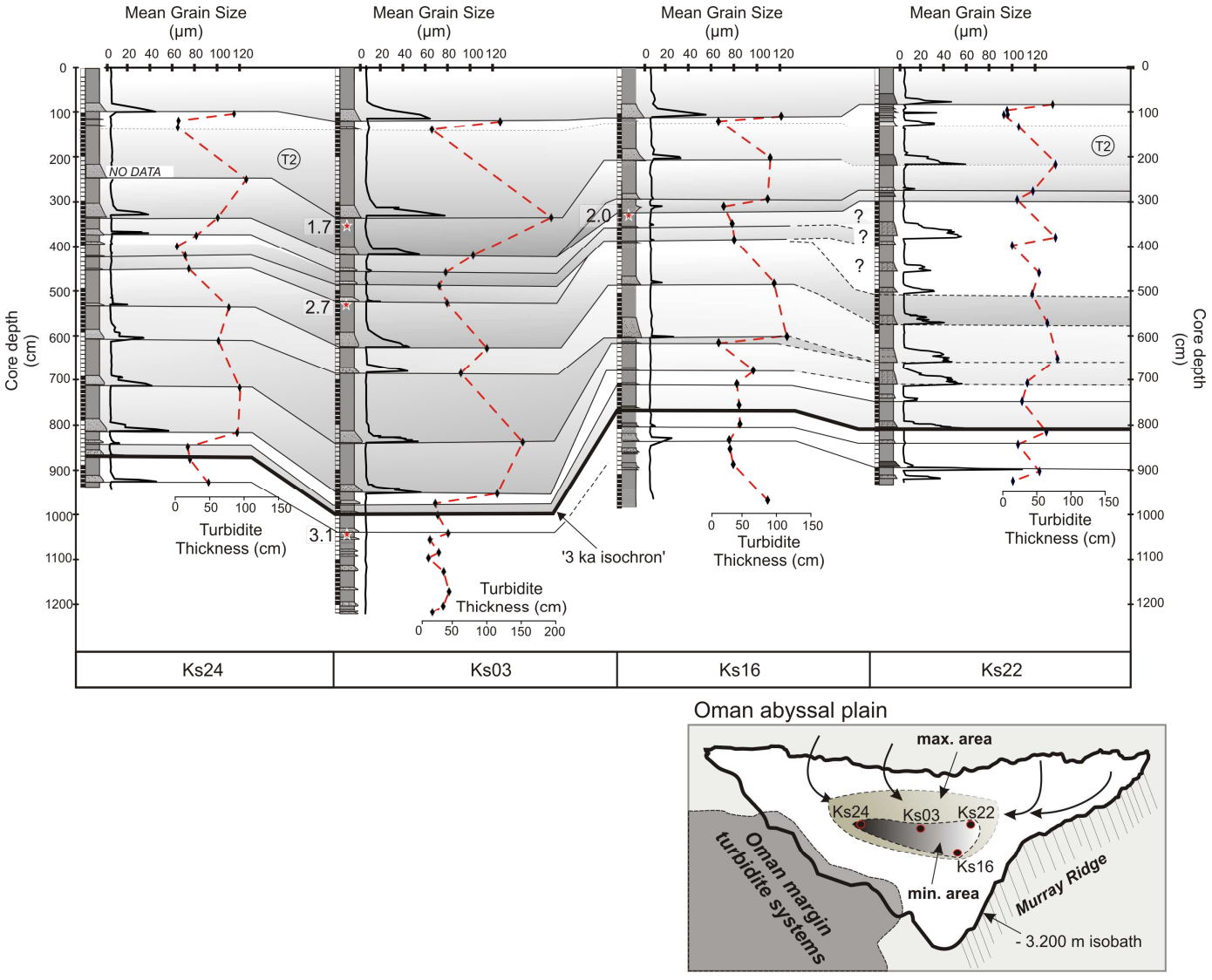


Figure 10: Sedimentary logs, mean grain-size data (µm) and turbidite thickness (cm) of the sedimentary cores from the Oman abyssal plain (modified from Bourget et al., *submitted*). Red stars

indicate the radiocarbon ages (Table 2). Turbidite beds mainly consist of thick, sheet-like mud-rich turbidites of late Holocene age (last ~ 3 kyrs), correlated on a 4189 km^2 (minimum) area. The total surface area of the Oman abyssal plain (where the sheet-like turbidites may occur, estimated from the present-day isobaths) is about 15 000 km^2 (maximum area).

The Makran area is also an area of important tsunami generation related to seismic activity, and is the second zone in importance in the Indian Ocean after Indonesia (Heidarzadeh et al., 2009). The tsunami associated to the 1945 Makran earthquake event (Fig. 1) caused 4000 casualties and have been reported along the Oman, northern Indian, and even Seychelles coasts (Ambraseys and Melville, 1982; Byrne et al., 1992). Numerical modelling of tsunami wave generation and propagation showed that vertical movements associated with co-seismic uplift were not sufficient to explain the wave heights reported by local, direct measurements (Heidarzadeh, pers. comm.). In addition, several tsunamis waves were reported in Karachi after the mainshock, and the largest damaging waves arrived in Pasni about 1.5, 2.0 and 3.25 hours later (Bilham et al., 2007). The most likely explanation for these repetitions and delay is that tsunami waves were triggered, at least partly, by several and successive earthquake-triggered submarine landslides (Ambraseys and Melville, 1982; Byrne et al., 1992; Bilham et al., 2007). This is congruent with our hypothesis of formation of the large volume, multi-sourced co-seismic turbidity currents during the late Holocene. If we assume that earthquake-triggered submarine landslides are an important mechanism for tsunami generation in the area, this also suggests that the late Holocene turbidite record of (at least) the deep Oman abyssal plain (where the co-seismic turbidity currents converge) should be representative of the tsunami history in the Arabian Sea. As the historical continental record is sparse, this late Holocene marine archive, better constrained by additional coring sites and stratigraphic resolution, should be valuable to evaluate the seismic and tsunami hazard for the populated Makran coast and the cities of Karachi and Muscat.

5.3 Control parameters on turbidite sedimentation in Late Quaternary monsoon-influenced margins: comparison with the Nile & Indus turbidite systems

Evaluating the growth of the Makran turbidite system during the last glacio-eustatic cycle allow us to focus on the relative importance and the interactions between the main external controls on deep-sea sedimentation, at high-resolution stratigraphic time scales (5^{th} to 6^{th} orders, < 20 ka). Classical models of sequence stratigraphy and more recent 3D seismic observations of stratigraphic successions in marine environments suggest a systematic development of deep-water sequences mainly related to relative sea-level fluctuations (Vail and Mitchum, 1977; Posamentier et al., 1989; Kolla, 1993; Posamentier and Kolla, 2003). This leads to the conception of an idealized high-resolution stratigraphic model, thought to be cyclic and widely applicable for deep-water exploration (Posamentier and Kolla, 2003). However, previously cited models have been built without absolute dating of the sedimentary

successions which may have led to uncertainties and assumptions about the timing of sedimentation. Furthermore, relative sea-level control can vary depending on the local basin setting and physiographic context. Typically, small to mid-size turbidite systems associated to narrow shelves can be strongly influenced by local hydro-climatic parameters (such as hyperpycnal flows, interceptions by canyons of active longshore drift, or a combination of them). This lead to active turbidite system activity during highstands conditions, well illustrated in the California borderland fans (Piper et al., 1999; Covault et al., 2007; Romans et al., 2009), the Var turbidite system (Mulder et al., 1998; Mas et al., *submitted*), or the Al Batha turbidite system on the Oman margin (Bourget et al., 2009). Minor but effective highstand turbidite activity is also observed in large, mud-rich turbidite systems where canyons deeply incise the shelf and are still located close to the river mouth (*i.e.* the Zaire or Bengal fans; Babonneau et al., 2002; Curray et al., 2002). We showed that in the case of the Makran active margin, timing of turbidite system growth differs from other deep-water systems because the sea-level control is modulated by the high-resolution climate-induced changes in sediment supply stacked with the tectonic influence (continental uplift, earthquakes). Here we propose to assess the role of these interplaying forcings on Makran turbidite sedimentation, and to compare it with the Nile and Indus turbidite systems (Fig. 11). These two large delta-fed turbidite systems are located in very different basin contexts, but they have been theoretically submitted to the same monsoon climate and sea-level changes during the late Quaternary (Fig. 11). They thus provide an interesting opportunity to use modern analogues to investigate the impact of shared forcing parameters on the growth of turbidite systems.

5.3.1 Basin configuration

The first parameters to consider when investigating the mechanisms and timing of sediment transfer to deep water are the characteristics of continental drainage basin and the receiving basin setting (Sømme et al., 2009). The Makran turbidite system displays a typical setting of an active margin, fed by numerous intermittent coastal streams (50 - 100 km long, < 500 km^2 drainage basins) and more perennial mountainous rivers to the east (about 300 km long and 10.10^3 - 40.10^3 km^2 drainage basins). Sediment is supplied to the sea through sporadic flash-floods of the Makran Rivers, carrying very large amounts of bulk material to the narrow (20 - 40 km) shelf (von Rad et al., 1999a; Luckge et al., 2001). The adjacent Indus River develops on 3180 km long, with a $1{,}2.10^6$ km^2 drainage basin composed by the Himalayan mountains and glaciers (Clift et al., 2002). It is characterized by 1350 km long, flat floodplain. The continental shelf is about 100 km wide off the river mouth. The Nile River forms an even much bigger system and develops on 6825 km long, with a $2{,}8.10^6$ km^2 drainage basin, flowing along a flat, 3000 km long arid floodplain. The continental shelf size is variable, but is less than 40 km wide upstream of the last active canyon and channel/levee

systems (CLS; Ducassou et al., *in press*). Each of those systems showed different response for similar climate and glacio-eustatic changes during the late Quaternary (Fig. 11).

5.3.2 Relative importance of forcing parameters

Sea-level changes primarily control the shifting of depocenters towards the shelf-edge and the possibilities of direct transfer of sediments from rivers to deep-water (Posamentier et al., 1991; Posamentier and Kolla, 2003). However, the example of the Makran and Nile margins show that climate can significantly punctuate the timing and nature of turbidite systems growth at high-frequencies. In that case, the resulting stratigraphic architecture is no more directly linked to sea-level changes. Monsoon-induced periods of continental aridity and humidity have major impact on fluvial environment dynamics (Blum and Törnqvist, 2000; Jain and Tandon, 2003). For a given substrate, climate appears as a first-order control on the sand-to-mud ratio in the watershed and at river mouths (Perlmutter and Mattews, 1989), by controlling the sediment yield/discharge ratio (Blum and Törnqvist, 2000). Continental aridity during the weak monsoon, LGM period, led to increased sediment yield and production of coarse-grained sediments (due to the lack of vegetation) in both the Nile (Ducassou et al., *in press*) and the Makran rivers settings (Fig. 11). Both turbidite systems were dominated by sand-rich, thin turbidity currents during this period (Fig. 11). Classically, falling and lowstand of sea-level in the Nile turbidite system during the LGM has been associated to shelf incision and turbidite system initiation. However, these systems were characterized by sand-rich, low relief levees, with overall low sedimentation rates (Ducassou et al., *in press*). This is attributed to a net decrease in fluvial transport capacity (Blum and Törnqvist, 2000) associated with aggradation and storage of sediments in the drainage basin, along the 3000 km long, flat floodplain of the Nile River (Ducassou et al., *in press*). Similar decrease in water flux and transport capacity of the Makran rivers during the LGM was probably compensated by the occasional flooding of the low length river systems, which allowed an active transfer of bulk material directly to the shelf-edge and canyons, and subsequent very active turbidite system growth (Fig. 11). Hence, the Makran and Nile turbidite systems were both dominated by sand-rich material during the LGM arid period, but the size of the rivers and type of watersheds led to differences in rates of deep-water sediment accumulation. In the Indus turbidite system, channel/levee system (CLS) avulsion and increasing sediment transfer to the basin occurred during the last sea-level fall (at about ~ 30 ka BP), contemporaneously to canyon erosion through Indus River incision on the shelf (von Rad and Tahir, 1997; Prins et al., 2000a; Prins and Postma, 2000). During the sea-level lowstand (LGM period), the Indus River was directly connected to a mature, well developed canyon, leading to very active CLS construction and levee aggradation related to frequent, sand and mud rich (mixed), thick turbidity currents (von Rad and Tahir, 1997; Prins et al., 2000a). Hence, the Indus turbidite system has been less influenced by the continental aridity during the Last Glacial Maximum (Fig. 11). One hypothesis could be that the annually melting of Himalayan ice-sheets in the drainage basin could led to a less discontinuous water and sediment flux at the river outlet.

The early stages of sea-level rise (after ~ 19 ka BP) were associated to persistent CLS growth in the Indus fan (Prins et al., 2000a), possibly through increasing water and sediment flux due to post-glacial melting of Himalayan ice-sheets (REFS) as well as increasing monsoon-related precipitations at the beginning of the Bölling-Alleröd (Schulz et al., 1998). However, immersion of the continental shelf above a certain "threshold" (about - 70 m) after 13 - 14 ka BP classically led to retreat of fluvial input, trapping of sediments on the continental shelf, and starvation of the CLS (von Rad and Tahir, 1997; Prins et al., 2000a; Fig. 11). Contemporaneously, increased water and fine-grained sediment discharge from rivers in a more humid climate (Gasse, 2000; Jain and Tandon, 2003; Fleitmann et al., 2007) led to very active Makran and Nile turbidite systems growth (Fig. 11). Sedimentation in these systems was dominated by frequent, thick mud-rich turbidity currents (Fig. 11). In the Nile turbidite system, fine-grained turbidites and flood-related clastic muds were at the origin of high-relief, muddy leveed-channels with high sedimentation rates (Ducassou et al., *in press*). Short-term return to arid conditions during the Younger Dryas is associated to an instantaneous response to the Makran turbidite system (*i.e.* a less than 3000 yr return to thinner, coarser-grained flows). The latter is not recorded in the Nile turbidite system (Fig. 11), either because small streams are more sensitive to climate change and have very small response times and geomorphic thresholds as compared to larger fluvial systems (Paola et al., 1992; Jain and Tandon, 2003), or because of the lower stratigraphic resolution in the Nile sediments (Ducassou et al., *in press*). However, the relatively narrow shelves of both the Makran and Nile turbidite systems allowed the climate-induced increase in sediment supply to compensate the effect of rising sea-level, while the large shelf at the Indus River mouth promoted trapping of sediments in staging area (von Rad and Tahir, 1997; Fig. 11).

Finally, the onset of maximum sea-level after ~ 7 ka BP was associated to trapping of the Nile River sediments on the shelf and in the delta, and starvation of the turbidite system (Fig. 11). Minor, but effective highstand turbidite activity may occur in the proximal Indus turbidite system (canyon-fill; Fig. 11) due to the incision of the Indus canyon at -20 m water depth close to the present day shoreline (von Rad and Tahir, 1997; Prins et al., 2000a). However, more than 85 % of the 250 millions tons of sediment estimated to be discharged annually by the Indus River are trapped in the inner to mid-shelf highly prograding clinoforms (Giosan et al., 2006) and only rare turbidity surges feed the canyon (von Rad and Tahir, 1997; Prins et al., 2000a). Sea-level highstand also promotes sediment accumulation on the narrow Makran shelf and upper slope, associated to very high sedimentation rates (related to both continental uplift and hydrological characteristics; Fig. 9). However, the rare (~ 200 yr) seismic-induced mass-wasting events enhance transfer of huge volumes of sediments in the deep basin (Fig. 11). Cores from the deep Oman abyssal plain show a mean value of 8,59 m of turbidite sediments deposited during the last ~ 3 kyr (Fig. 10).

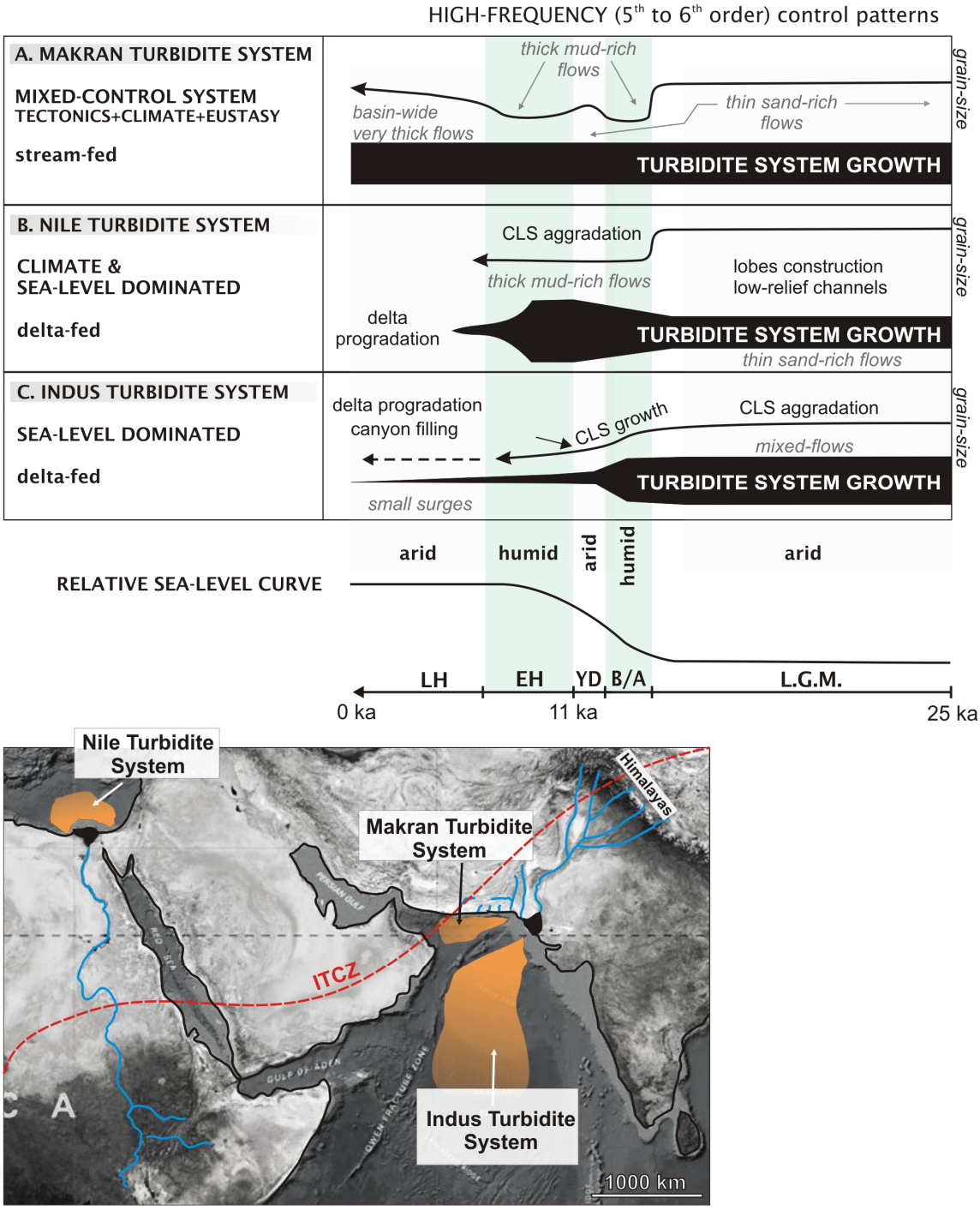


Fig. 11: simplified model for late Quaternary turbidite system growth and external controls patterns at high-frequency (5th to 6th orders) stratigraphic time scales, in the Makran (A; this study), Nile (B; Ducassou et al., *in press*) and Indus (C; von Rad and Tahir, 1997; Prins et al., 2000a) turbidite systems. Location of each turbidite systems and relative position of the summer ITCZ (InterTropical Convergence Zone) from Fleitmann et al. (2007).

Based on the surface area of 4189 km^2 calculated from the cores position, the minimum bulk sediment volume accumulated in the abyssal plain in 3000 yr is 35,9 km^3 (11,9 km^3.ka$^-$

[1]). Considering the probable area of deposition of the thick, sheet-like turbidites in the abyssal plain (~ 15,000 km^2; Fig. 10), the maximum bulk sediment volume estimation reach 129 km^3 (42,9 km^3. ka^{-1}). As we do not consider here the canyon mouths and proximal trench areas, this total volume of sediment accumulated during this 3 ka highstand period is severely underestimated in any cases. In comparison, bulk depositional rates in the most active branch of the Nile turbidite system during the last 115 ka BP are estimated to ~ 7 $km^3.ka^{-1}$ in average (Rouillard, 2009). Although this value is probably underestimated, it is significantly lower than the rate estimated for the Oman abyssal plain highstand turbidite succession. Thus, the rates and volumes of sediments deposited in the Makran turbidite system during the last sea-level highstand are as significant as, or even more, than those observed in the large, delta-fed Nile turbidite system during the late Quaternary.

For similar climate and sea-level histories, differences in the timing and rates of sediment supply in these three deep-water systems can be considered in terms of drainage basin morphology (fluvial dynamics), its sensitivity to high-frequency (climate-driven) sediment flux variability, continental shelf extension (basin morphology), and tectonic setting. The Indus turbidite system evolution is analogous to the idealized, sea-level controlled-model for turbidite system growth (Posamentier and Kolla, 2003), which consider no major change in sediment flux at river outlets at high-frequency and a shelf-dominated highstand sedimentation (Fig. 11). The Nile turbidite system appears like an intermediate delta-fed system (Fig. 11) where both eustasy and climate interact, leading to significantly different stratigraphic successions in comparison to others large, delta-fed turbidite systems such as the Amazon fan (Flood et al., 1991). Late Quaternary evolution of these passive-margin turbidite systems highlights the importance of shelf storage on sediments budgets relative to sea-level changes.

The Makran convergent margin forms a typical example of mix-controlled sedimentary system where tectonics, climate and eustasy interplay at high-resolution (Fig. 11). In the latter case, multi-scale tectonic forcing (source area morphology, long-term uplift, "instantaneous" earthquakes, steep slopes) enhances active turbidite system growth during the entire Holocene period, characterized by less frequent but more voluminous flows and related deposits in the piggy-back basins, trench, and deep abyssal plain (Fig. 11). These deposits form large volumes of sediment accumulation in the basin, which are clearly as significant as lowstand deposits in the geologic record. This can be regarded as a readjustment process of the source-to-sink sedimentary system, which can complicate the interpretation of high-resolution sedimentary successions in buried or outcrop systems with similar geodynamic context and paleo-physiography - typically, turbidite-filled thrust-belts, wedge top and foredeep depozones in ancient foreland basins (Mutti et al., 2003).

CONCLUSIONS

Late Quaternary Makran turbidite system growth has been continuous throughout the relative sea-level lowstand, rise, and highstand conditions. However, the frequency, rates, and nature of sediment supply varied through the last ~25 ka BP, in response to climate, sea-level, and tectonically-induced changes in "source-to-sink" sediment dispersal modes. These changes include conditions of sediment production and availability in the drainage basin, capacity of transport from fluvial systems, and rates of sediment storage on the shelf and upperslope areas.

Climate in the hinterland appears as a first-order control on the fluvial dynamics and on the resulting properties of turbidity currents that feed the turbidite system, controlling the average sand-to-mud ratio in the resulting deposits. Arid conditions were associated to sand-rich turbidity currents resulting in thin, fine sand-basal turbidite deposition in the abyssal plain. Inversely, wetter periods were associated to frequent thicker (> 300 m), mud-rich turbidity currents and thin, fine-grained (silt-mud) turbidites, relative to enhanced fluvial discharge and development of vegetation cover in the catchment. A steep slope and a shelf break at ~ 20 - 50 m water depth prevented shelf immersion after the LGM lowstand, during the rising sea-level Termination 1 and the early Holocene, allowing high rates of turbidite system growth in both arid and humid conditions. Onset of sea-level highstand after ~ 8 ka BP mark an obvious change in turbidite system growth, characterized by the occurrence of thicker turbidite beds elsewhere in the Makran continental slope and abyssal plain. These deposits show an important decrease in recurrence time interval, which range from ~ 100 yr (in the canyon axis) to ~ 200 years (in most of depositional environments), *i.e.* close to the time recurrence for the large magnitude earthquakes in the Makran coastal area. Highstand turbidite system growth is dominated by a polyphased sedimentation, where muddy sediments with high accumulation rates in the upperslope area are occasionally flushed into the turbidite system in form of co-seismic, mass-wasting events. In the Holocene turbidite succession, the overall thickness of individual turbidite beds everywhere and the thick mud-rich, sheet-like turbidites deposited in the deep Oman abyssal plain suggest the occurrence of large volume thick turbidity currents originated from successive, multiple slide or slump-induced surges. As earthquake-triggered submarine landslides are an important mechanism for tsunami generation in the area, the Holocene turbidite record of the deep Oman abyssal plain should be representative of the earthquake / tsunami history in the Arabian Sea.

Comparison with the Nile and Indus turbidite system growth during the Late Quaternary allows to evaluate the interplay and the relative importance of shared forcing parameters (*i.e.* monsoon climate, sea-level cycle) in very different basin settings. While the shelf-dominated Indus fan appears mainly controlled by eustasy during the last 25 ka, similarities are found between the Nile and Makran turbidite systems, where sea-level changes are strongly modulated by the climate impact on fluvial dynamics in the hinterland (sediment yield versus discharge ratio). However, the Makran margin setting promoted a continuous turbidite system growth through times, because both the uplift of the coastal area and the fluvial dynamics of

short, mountainous river systems allow high sediment transfer rates to the continental shelf and steep upper slope., even though arid conditions with low water fluxes. Highstand turbidite deposits form a thick sedimentary succession in the Oman abyssal plain with high accumulation rates, and are significant in the geologic record.

Our results show that both the rates and nature of sedimentation along active margins are very sensitive to high-frequency (3-10 kyr), climate-induced changes in fluvial discharge and sediment supply, as suggested by analogue modelling (Paola et al., 1992, Van Den Berg Van Saparoea and Postma, 2008). It illustrates how short drainage systems can be very efficient in responding to high-frequency changes in sediment flux and how tectonic forcing acts on turbidite system growth at time scales less than 20 ka. The complex interplay between high-frequency variability in nature and rate of sediment supply at river outlets, relative sea-level change, and local tectonics, directly control the frequency, the magnitude, and the sediment composition of the gravity flows and resulting deposits in the basin, producing significant changes in the stratigraphic record at 5^{th} or 6^{th} orders. The Makran turbidite system growth during the late Quaternary could be useful to interpret high-resolution sedimentary successions in buried or outcrop systems with similar geodynamic context or paleo-physiography, such as ancient foreland basins.

Acknowledgements

We would like to thank IFP and SHOM for making its data available. We are indebted to all scientists, technicians and crew members of the R/V Le Suroît, R/V Atalante and R/V Marion-Dufresne for their technical assistance during the MARABIE and CHAMAK cruises. The authors are also grateful to E. Moreno at the MNHN, and J. St Paul, G. Chabaud and B. Martin (University of Bordeaux) for their logistical and technical assistance. We finally acknowledge the 'ARTEMIS' project for radiocarbon dating and the "Action Marges" French Consortium. Julien Bourget PhD work is funded by a DGA – CNRS doctoral fellowship. This is an UMR CNRS 5805 EPOC (University Bordeaux 1) contribution n. 1755.

2) *Activité des systèmes turbiditiques du Golfe d'Oman et de Tanzanie au cours des derniers 25 ka*

La plus faible quantité de données disponible sur les systèmes turbiditiques d'Oman et de Tanzanie ne nous permettent pas d'étudier en détail l'évolution récente des apports sédimentaires sur ces marges. Cependant, les traits généraux de fonctionnement ont été identifiés et permettent d'apporter les premiers éléments de comparaison entre ces différents systèmes.

a. Le système de Tanzanie

La seule carotte sédimentaire à notre disposition dans ce système a été prélevée à plus de 500 km de la bordure du plateau continental, dans le fond du chenal de Tanzanie (partie médiane du système). Très courte (0,5 m), elle montre tout de même qu'une couche d'argile carbonatée pélagique/hémipélagique recouvre les derniers dépôts sableux turbiditiques, antérieurs à 13,9 ka BP (Chapitre IV). Le chenal de Tanzanie est donc inactif depuis l'initiation de la première phase de remontée rapide du niveau de la mer (*Melt Water Pulse 1-a* ; Siddall, 2003), qui amena le niveau marin relatif à environ - 70 m par rapport à l'actuel (Fairbanks, 1989 ; Lambeck, 1996 ; Siddall, 2003). Cette observation ne signifie pas que les apports dans la partie amont du système ont été inactifs pendant la période de remontée et de haut niveau marin relatif. Elle suggère seulement que l'alimentation des zones médianes et distales du système n'est plus effective depuis ~ 14 ka BP, soit légèrement plus tôt que pour d'autres grands systèmes turbiditiques tels que l'Amazone (~ 10 ka BP ; Flood *et al.*, 1991), l'Indus (~ 12 ka BP ; Prins et al., 2000b), ou le système turbiditique voisin du Zambèze (~ 13 ka BP, Kolla *et al.*, 1980). L'arrêt de fonctionnement global de ces grands systèmes turbiditiques est classiquement lié à la remontée du niveau marin entrainant l'inondation d'un large plateau continental (~ 100 km), l'augmentation du stockage des sédiments sur le plateau et la diminution progressive des transferts sédimentaires vers le système turbiditique (Posamentier & Kolla, 2003). Au niveau de la marge de Tanzanie, bien que l'extension du plateau continental soit limitée à environ 10 km de long au niveau du delta du Ruvuma, et 35 km de large au niveau du delta du fleuve Rufiji, les deux fleuves construisent de vastes deltas qui stockent vraisemblablement une grande partie de sédiments depuis la remontée du niveau marin. Le fonctionnement récent du système de Tanzanie semble donc majoritairement contrôlé par l'eustatisme, mais le manque de données ne nous permet pas réellement d'envisager un éventuel impact du climat ou de la tectonique. Il est toutefois envisageable que la parie proximale du système (canyons et chenal amont) soit alimentée en sédiments au cours de la remontée et du haut niveau marin relatif actuel, l'avancée des deltas dans une position proche de la bordure de plateforme pouvant favoriser le transit occasionnel de sédiments vers la pente continentale.

b. La marge omanaise

Les carottes disponibles sur la marge omanaise sont restreintes aux parties distales des levées turbiditiques et/ou des lobes (KS01, KS07, KS08) ou aux sédiments de subsurface au sein des lobes turbiditique d'Al Batha (KS04, KS05). Ces sites ne correspondent pas à des environnements de dépôt privilégiés pour l'analyse stratigraphique haute-fréquence des apports sédimentaires. Ils permettent toutefois d'obtenir une première approche sur le fonctionnement sédimentaire de la marge.

L'analyse des dépôts récents a montré que le système turbiditique Al Batha et au moins une partie des systèmes turbiditiques de la rampe N-E omanaise ont fonctionné au cours du Quaternaire terminal (Chapitre V), en période de bas niveau, de remontée, et de haut niveau marin relatif. La distribution des fréquences turbiditiques dans les carottes de la marge omanaise montre des apports (2 - 3,7 turb.ka^{-1}) et des taux de sédimentation modérés (11,5 - 93 cm.ka^{-1}) au cours du Quaternaire terminal (Fig. VIII-1). L'intervalle de temps prélevé et le manque de points de contrôle stratigraphiques dans la plupart des carottes ne permettent pas d'étudier en détail l'évolution des apports (Fig. VIII-1). Seule la carotte KS01 (rampe nord-est omanaise), bien contrainte stratigraphiquement et couvrant la période du Dernier Maximum Glaciaire à l'actuel, nous permet d'avoir une première approche sur le fonctionnement sédimentaire au cours des derniers ~ 25 ka.

Les taux de sédimentation les plus importants sont observés en bas niveau marin (DMG), puis ils diminuent progressivement de 70 à 27 cm.ka^{-1} à sur l'ensemble de la période de remontée et de haut niveau marin relatif (Fig. VIII-2). Il en est de même pour les fréquences turbiditiques (de 5,6 turb.ka^{-1} au DMG à 2,9 turb.ka^{-1} à l'Holocène supérieur). Cependant, dans le détail l'évolution des apports montre une plus grande variabilité qui semble être corrélée aux phases climatiques de la mousson au Quaternaire terminal (Fig. VIII-2) : les périodes très arides du Younger Dryas et, de façon moins évidente, de l'équivalent du H1 (19-15 ka BP) sont ainsi marquées par des apports turbiditiques réduits (Fig. VIII-2). Inversement, les phases humides du Bölling-Alleröd et de l'Holocène inférieur (Sirocko *et al.*, 1996 ; Schulz *et al.*, 1998 ; von Rad *et al.*, 1999b ; Reichart *et al.*, 2002 ; Gupta *et al.*, 2003 ; Fleitmann *et al.*, 2007) montrent des pics d'apports turbiditiques à l'origine d'une légère augmentation des taux de sédimentation (Fig. VIII-3). Les taux de sédimentation et les fréquences turbiditiques diminuent avec la mise en place du haut niveau marin relatif et le retour vers des conditions climatiques plus arides après 8 - 5 ka (Fleitmann *et al.*, 2007), sans que l'on observe un arrêt de la sédimentation (Fig. VIII-2).

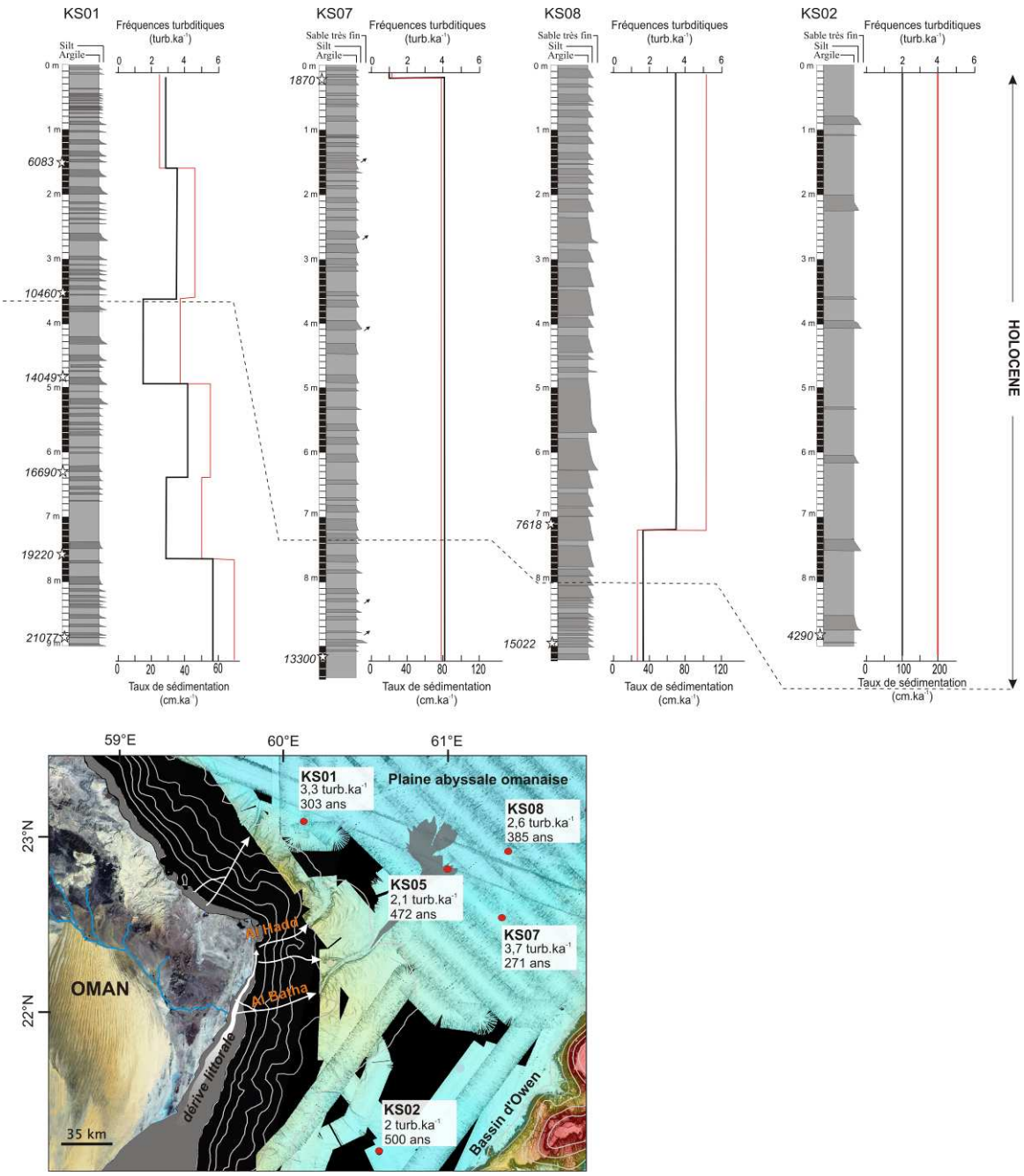


Figure VII-1 : logs lithologique, taux de sédimentation linéaires (cm.ka-1) et fréquences turbiditiques (turb.ka-1) des carottes de la marge omanaise ; localisation des carottes et carte de distribution des fréquences turbiditiques moyennes (turb. ka^{-1}) et des temps de récurrence moyens (années) sur la marge omanaise. Ces chiffres sont calculés à partir des datations ^{14}C, moyennés sur l'ensemble de la période de temps couverte par chaque carotte (KS01 : 22 ka BP ; KS02 : 4,9 ka BP ; KS05 : 2,6 ka BP ; KS07 : 13,3 ka BP ; KS08 : 15 ka BP).

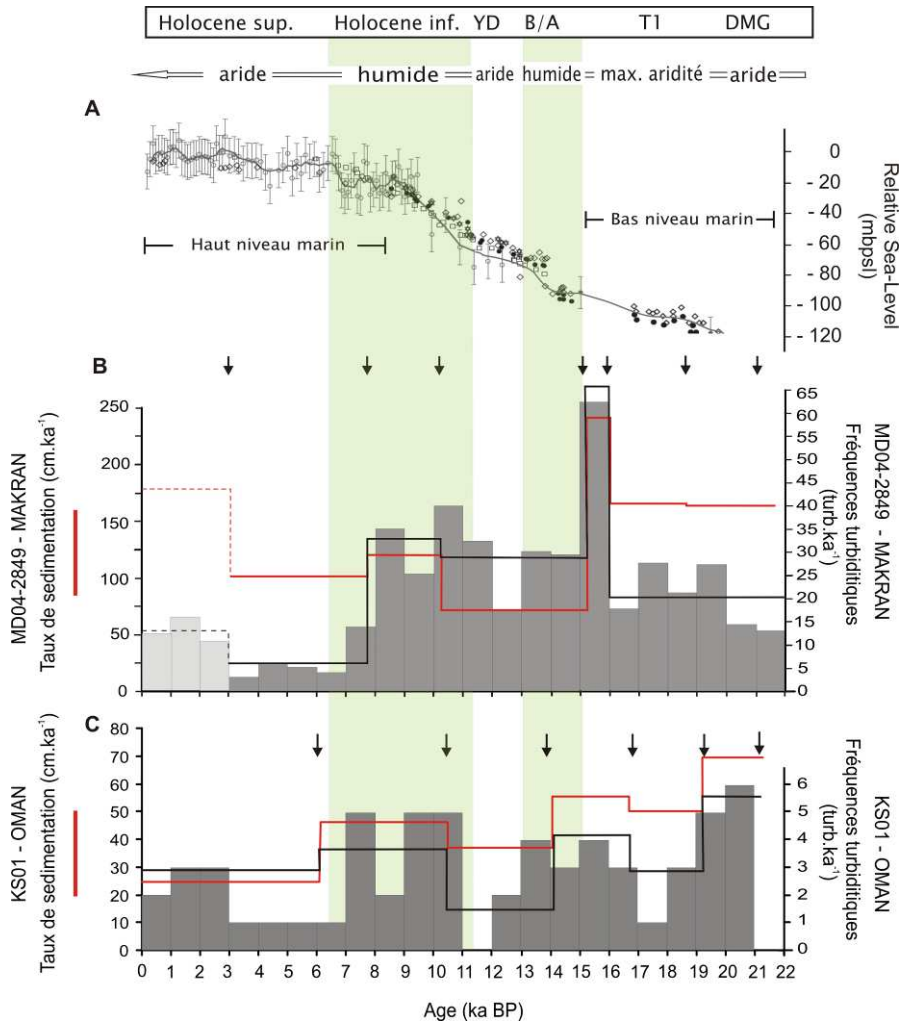


Figure VII-2 : (A) courbe des variations eustatiques depuis le Dernier Maximum Glaciaire (modifié de Siddall, 2003) et évolution des taux de sédimentation linéaires (cm.ka-1) et des fréquences turbiditiques (turb.ka-1) sur les carottes MD04-2849 (marge du Makran ; B) et KS01 (rampe nord-est omanaise ; C).

L'augmentation des apports pendant la période humide de l'Holocène inférieur est également suggérée par l'augmentation de l'épaisseur des séquences turbiditiques après ~ 11 ka dans la frange distale du lobe Al Batha (KS08 ; Fig. VIII-1). L'épaisseur des dépôts diminue ensuite vers le sommet, suggérant une diminution des volumes d'apports avec le retour aux conditions aride de l'Holocène inférieur. Les taux de sédimentation calculés à cet endroit sont également plus importants après la mise en place des conditions de haut niveau marin et de conditions humides (93 $cm.ka^{-1}$), que pendant la période de remontée eustatique (Fig. VIII-1). Cependant, le manque de contraintes stratigraphiques sur cette carotte ne nous permet toutefois pas de dater avec précision ces changements de dynamique dans le système Al Batha. De même, les observations réalisées sur la carotte KS01 sont à prendre avec précaution car la variabilité des fréquences turbiditiques ne montre qu'un faible écart-type (valeurs comprises entre 1,3 et 5,5 $turb.ka^{-1}$). Nous pouvons toutefois tenter d'établir une

première comparaison entre les résultats préliminaires obtenus sur la rampe turbiditique nord-est omanaise (KS01) et ce que nous avons observé précédemment sur la marge du Makran (carotte MD04-2849 ; Note 4) :

- la remontée post-glaciaire du niveau marin relatif semble engendrer une lente diminution des apports sédimentaires sur la marge nord-est omanaise, probablement liée au retrait progressif des rivières vers l'amont. Ce contrôle eustatique en période de remontée du niveau marin est absent sur le système turbiditique du Makran, où la présence d'une bordure de plateau continental entre 20 et 50 m de profondeur permet de conserver une plateforme majoritairement émergée jusqu'au maximum transgressif (Note 4). En outre durant cette période, les variations de conditions climatiques sur le continent semblent influencer la dynamique des transferts sédimentaires sur la marge omanaise, d'une manière similaire à ce qui a été observé sur le Makran (Fig. VIII-2). L'augmentation des précipitations pendant le Bölling-Alleröd et l'Holocène inférieur est, sur les deux marges, synchrone avec une augmentation des fréquences turbiditiques (Fig. VIII-2). Nous avons vu précédemment que dans le système turbiditique du Makran, les phases climatiques arides étaient associées à une augmentation du ratio sable/argile dans les dépôts turbiditiques, en raison de la production de sédiments grossiers sur le continent durant ces périodes. Les carottes disponibles sur la marge omanaise étant situées dans des positions assez distales vis-à-vis des canyons, la diminution apparente des apports pendant les périodes arides du Younger Dryas et du « H1 » (Fig. VIII-2) pourraient simplement traduire une baisse de la proportion de sédiments fins transférés dans le bassin dans les écoulements. Ceci pourrait limiter la capacité de transport sédimentaire dans les parties distales du système. Une couverture sédimentaire plus large reste cependant indispensable pour analyser avec plus de précision l'impact du climat sur le fonctionnement sédimentaire des systèmes omanais.

- En haut niveau marin établit, au moins une partie de la rampe turbiditique nord-est omanaise fonctionne (Fig. VIII-2), de même que les lobes et la levée distale du système Al Batha (Fig. VII-2). Il est maintenant classiquement observé qu'une très faible extension du plateau continental limite le stockage des sédiments et donc, logiquement, favorise les transferts vers les systèmes turbiditiques, indépendamment des conditions eustatiques. Les fréquences turbiditiques calculées pour la période de l'Holocène supérieur sont assez faibles et relativement homogènes (Fig. VIII-1) à la fois dans les dépôts distaux de transport sédimentaire et le dépôt de turbidites dans les domaines distaux. Les très faibles fréquences turbiditiques calculées sur la rampe nord-est omanaise (2,95 turb.ka-1 soit une turbidite tous les 337 ans) et le système Al Batha (4 et 3,4 turb.ka^{-1}, soit 243 et 293 ans dans les carottes KS07 et KS08, respectivement) contrastent avec l'activité des oueds omanais, qui sont marqués par des crues instantanées (*flash-floods*) avec des temps de retour < 5 ans (Weyhenmeyer *et al.*, 2000 ; Fuchs & Buerkert, 2008). Ce type de système fluviatile est typiquement capable de générer des courants hyperpycnaux très fréquemment, et donc de transférer rapidement des sédiments vers le bassin (Milliman & Syvitski, 1992 ; Mulder & Syvitski, 1995 ; Mulder *et al.*, 2003). L'enregistrement sédimentaire de l'Holocène supérieur

suggère à l'inverse que seuls des événements plus rares (~ 300 ans) permettent la mise en place de turbidites dans les parties distales du système (lobes et levées distales). La marge omanaise est marquée par le passage de cyclones tropicaux, se formant dans la mer d'Arabie lors des fortes moussons d'été. Le peu d'enregistrements historiques régionaux suggèrent que la formation de cyclones de ce type est très rare, sans qu'une estimation fiable puisse être proposée. Comme l'a montré l'exemple récent du cyclone Gonu en Juin 2007, ces événements génèrent en même temps de fortes houles et des vagues de tempête, et des crues de très forte magnitude ; Johns *et al*., 1999). Des courants hyperpycnaux volumineux riches en sable et vase pourraient ainsi permettre le dépôt d'hyperpycnites sableuses dans les lobes Al Batha, et le transport de matériel fin dans les parties distales de la marge (turbidites et hyperpycnites silto-argileuses ; Fig. VIII-1). Les houles et vagues de tempête favorisent également la déstabilisation des sédiments apportés par la dérive littorale et accumulés près des têtes des canyons Al Batha et al Haad (Fig. VIII-1) : les tempêtes favorisent le transport sédimentaire le long de la cote en intensifiant la dérive littorale, et peuvent conduire à un apport rapide des sédiments dans les têtes de canyons (Mulder *et al.*, 2001c ; Gaudin, 2006 ; Piper & Normark, 2009). La houle et les vagues de tempête peuvent également augmenter la pression interstitielle dans les sédiments jusqu'à diminuer suffisamment la résistance de cisaillement, entraînant leur déstabilisation (Mulder *et al.*, 2001c). La majeure partie des apports sédimentaires gravitaires dans les zones distales du système al Batha et de la rampe nord-est omanaise pourraient ainsi être liée à de rares événements hydroclimatiques, pouvant générer des crues de très forte magnitude et/ou une « purge » des sédiments littoraux accumulés en haut de pente. L'occurrence de rares séismes régionaux, éventuellement liés à la néotectonique de la zone de Masirah, pourraient également être un facteur déclenchant de ces « purges » sédimentaires. Les dépôts turbiditiques récents du bassin d'Owen suggèrent en effet l'occurrence de courants de turbidité de grand volume, générés par des glissements dans la pente continentale avec des temps de récurrence de ~500 ans (Fig. VIII-1).

Dans le système turbiditique du Var, la génération de courants hyperpycnaux est très fréquente au cours de l'Holocène récent (temps de retour annuel ou pluriannuel), mais les faibles volumes transférés au cours de ces événements forment des dépôts restreints au canyon du Var et à la vallée supérieure (chenal amont), et ainsi participent peu à la construction du système turbiditique (Mulder *et al*., 1998 ; Mas *et al.*, *soumis*). Les événements, plus rares, de forte magnitude (courants de turbidité de large volume générés lors de glissements, courants hyperpycnaux de longue durée formés lors de crues majeures) alimentent les levées, le chenal, et les lobes du Var en délivrant une grande quantité de matériel vers le bassin et en érodant les dépôts de la partie amont du système (Piper & Savoye, 1993; Mulder *et al.,* 1998 ; Mas *et al.*, *soumis*). Une dynamique semblable est probablement applicable au fonctionnement de haut-niveau marin du système turbiditique Al Batha et de la rampe nord-est omanaise. Les systèmes turbiditiques de la marge active californienne, et en particulier le système de l'Hueneme (bassin de Santa Monica), constituent un autre exemple de fonctionnement très proche de ce qui est observé sur la marge omanaise :

en haut niveau marin relatif, les sédiments littoraux transportés par la dérive littorale et les dépôts sous-consolidés apportés par les crues de la rivière Santa Clara sont stockés en tête de canyon, sur une plateforme continentale très étroite (Piper *et al.*, 1999; Romans *et al.*, 2009). Comme pour la marge omanaise, la construction de ce système turbiditique en haut niveau marin relatif est possible en raison de « vidanges » épisodiques (300 - 360 ans) de ces sédiments lors de tempêtes, de crues majeures ou de séismes (Romans *et al*., 2009).

Le contrôle eustatique sur le développement des systèmes turbiditiques omanais est limité en raison de la configuration du bassin (rivières montagneuses, bassins versants restreints, plateforme continentale étroite). Cette dernière réduit la capacité de stockage des sédiments et permet de conserver un transfert actif des sédiments dans le système turbiditique via les canyons à la faveur de conditions hydroclimatiques favorables en amont. Ce fonctionnement est différent de ce qui a été observé sur la marge tanzanienne et sur la marge active du Makran : sur la première, les conditions de haut niveau marin relatif marquent l'arrêt de la sédimentation dans la partie médiane/distale du chenal turbiditique probablement à cause du stockage des sédiments dans les deltas côtiers ; dans le Makran, l'ennoiement de la plateforme entraîne une modification des paramètres de transfert et un réajustement dynamique du système (Note 4), ou le forçage tectonique devient dominant.

B - Contrôle structural sur les processus sédimentaires, l'architecture et la localisation des dépocentres

Les chapitres précédents ont montré que les systèmes turbiditiques du Makran, d'Oman et de Tanzanie sont caractérisés par des modèles de morphologie et de distribution sédimentaire très différents. Replacés dans leurs contextes tectoniques et physiographiques respectifs, ces exemples nous permettent d'envisager la relation multi-échelle entre le cadre structural d'une part, et la morphologie et la répartition spatiale des éléments architecturaux dans les systèmes sédimentaires profonds d'autre part. Ces différents systèmes illustrent notamment, à l'échelle régionale, l'impact de la morphologie du bassin versant et du bassin réceptacle sur l'architecture, l'extension des systèmes turbiditiques, et la répartition des axes de transport sédimentaire régionaux. A plus petite échelle, nous verrons également comment les variations du profil de pente peuvent influencer les mécanismes de transport sédimentaire dans le bassin et la localisation des dépocentres dans les systèmes turbiditiques qui en résulte.

1) *Influence à l'échelle régionale*

Sur la marge tanzanienne, le développement de la branche sud-est du rift est-africain depuis le Miocène (Fig. VIII-4) a généré la mise en place des reliefs à l'est du lac Malawi, où prennent leur source plusieurs systèmes fluviatiles longs d'environ 600 km, dont les fleuves de Rufiji et Ruvuma, qui alimentent la marge est-africaine. L'ensemble de ces systèmes forme un bassin versant « composite » qui s'étend sur environ 415.10^3 km^2 (Fig. VIII-4). Ces fleuves alimentent un réseau dense de canyons qui entaillent la pente continentale en aval d'un plateau étroit (Fig. VIII-3), et convergent au niveau des grabens de Kerimbas et du « Sea-gap » (Mougenot *et al.*, 1986; Nicholas et al., 2007 ; D. Kroon, *comm. pers.*). Ces vastes structures d'effondrement orientées parallèlement à la marge constituent l'extension sous-marine de la branche sud-est du rift (Mougenot et al., 1986 ; Nicholas et al., 2007), et sont actives tectoniquement (Chapitre I). Elles sont également liées à une réactivation récente (et active actuellement) de la transformante de la ride de Davie (Chorowicz, 2005). Ces grabens « canalisent » la majeure partie des axes de transit distribués sur les 350 km de marge (du nord au sud ; Fig. VIII-3). Ces derniers alimentent le chenal de Tanzanie qui se développe le long de faibles gradients, le système complet atteignant probablement la plaine abyssale de Somalie (Fig. VIII-3). Au-delà de la pente continentale, l'espace disponible pour la sédimentation dans le bassin est important et peu confiné, mais là encore, la présence de hauts fonds structuraux contrôle le cours général de la vallée turbiditique (Fig. VIII-3).

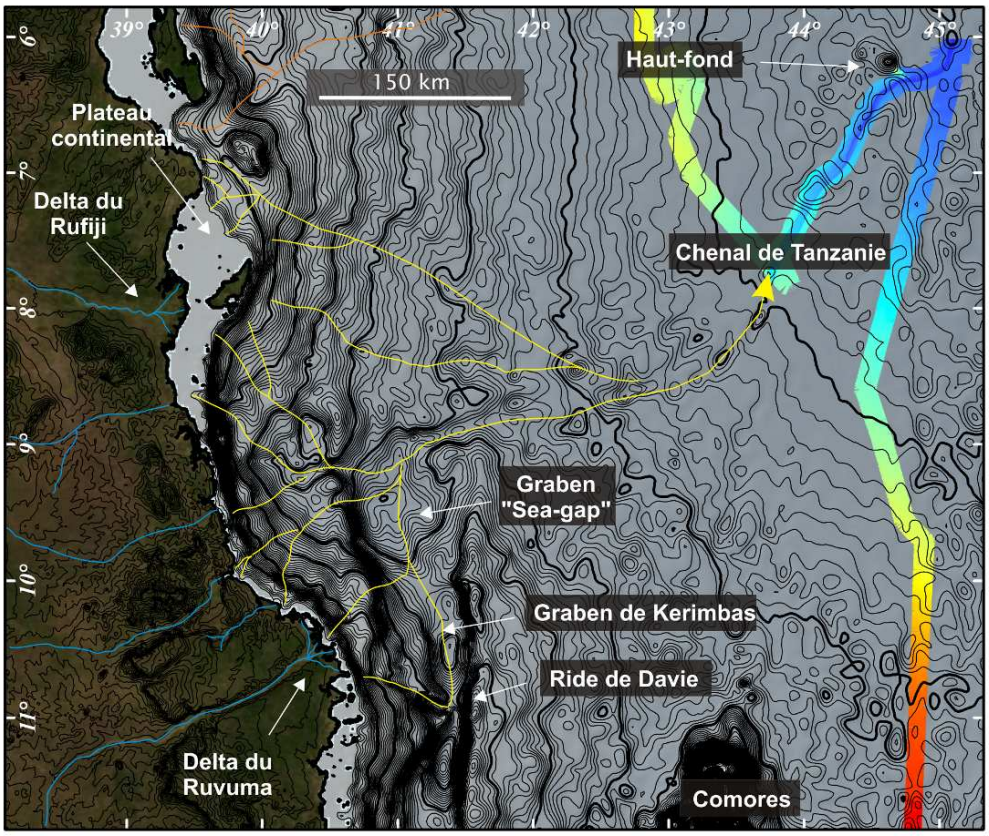


Figure VII-3 : physiographie de la partie sud de la marge est-africaine (système turbiditique de Tanzanie) montrant la convergence des canyons sous marins dans les grabens de Kerimbas et « Sea-Gap », liés au développement de la ride de Davie. Le chenal de Tanzanie concentre ainsi les apports sédimentaires issus d'un bassin versant composite de 415.10^3 km^2 dans les plateaux du rift est-africain en surrection.

La mise en place de ce vaste réseau de drainage sous-marin convergeant dans le chenal de Tanzanie apparaît donc liée à l'héritage structural du sud de la marge est-africaine (marge transformante), associé à une tectonique active liée à la propagation du rift vers le sud-est (Chorowicz, 2005). Le soulèvement actif des reliefs du bassin versant (Foster *et al.*, 1997 ; Walford *et al.*, 2005) et l'évolution structurale de la ride de Davie et des bassins associés ont vraisemblablement un rôle important sur l'évolution des flux sédimentaires et la réorganisation des axes de transit dans le système depuis le Miocène. Seule l'acquisition de nouvelles données (sédimentologiques et sismiques) pourrait permettre d'étudier cela en détail.

Sur la marge du Makran, la distribution des reliefs continentaux (et en conséquence, des bassins versants) est liée à la dynamique de convergence et à la localisation du point triple tectonique à l'est de la marge (Fig. VIII-4) : les rivières majeures sont localisées à l'est de la zone et drainent les hauts-reliefs formés au niveau des failles de Chaman-Ornach-nal (rides d'accrétion du Makran oriental, chaînes du Pab et de Kirthar). La partie centrale et occidentale du prisme est uniquement constituée de rivières « mineures » et d'oueds côtiers, prenant leur source dans les plus petits reliefs formés par les rides d'accrétion. Ce gradient est-ouest (*along-strike*) se retrouve aussi en domaine sous-marin : la plaine abyssale est très

étroite et confinée par la ride de Murray dans la partie orientale du système, puis s'élargit et s'approfondit vers l'ouest (diminution progressive du degré de confinement; Fig. VIII-4). Si dans la pente continentale les canyons suivent en majorité une direction nord-sud (perpendiculaire à la pente), dans la plaine abyssale, les écoulements gravitaires, chenalisés (partie orientale) ou non-chenalisés (partie occidentale) suivent un axe de transport est-ouest (parallèle au front de déformation ; Fig. VIII-4). Cette dynamique de convergence implique des apports et un transport sédimentaire longitudinal qui sont des caractéristiques classiquement observées dans les fosses subsidentes des prismes de subduction actuels (Nankai, Hikurangi, Barbades, Chili, Colombie…), ou le confinement est important (Underwood & Karig, 1980; Lewis & Pantin, 2002; Soh *et al.*, 1990; Huyghe *et al.*, 2004; Völker *et al.*, 2007; Ratzov, 2009). A une échelle temporelle plus importante, le développement de la ride de Murray a joué une part prépondérante dans le développement du système turbiditique du Makran (indépendamment de la dynamique de convergence), puisque son soulèvement post-miocène à entrainé la déconnexion du bassin avec l'Indus et l'individualisation des deux dépocentres distincts observés actuellement (Gaedicke *et al.*, 2002a, b ; Ellouz-Zimmermann *et al.*, 2007b).

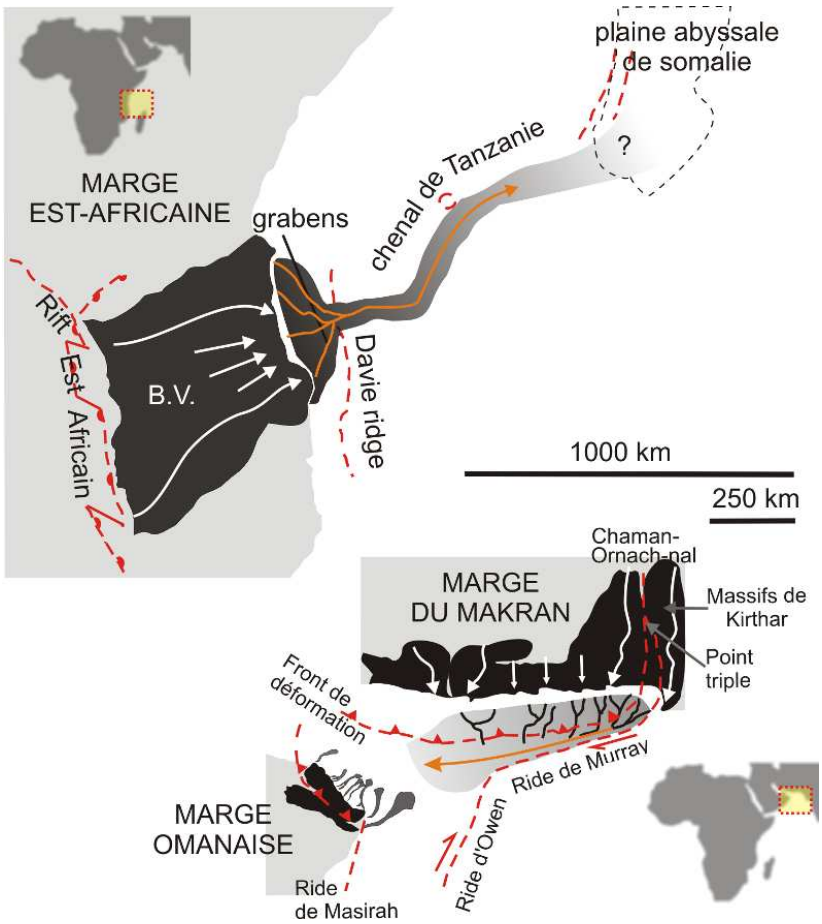


Figure VII-4 : illustration du contrôle structural (simplifié) sur la distribution des bassins versants continentaux et des axes de transit sédimentaire sous-marins à l'échelle régionale (contexte tectonique de la marge).

Sur la marge omanaise, enfin, le contrôle structural à l'échelle régionale s'illustre surtout par la séparation des deux domaines physiographiques nord et sud par la faille de Masirah (Barton *et al.*, 1990) (Fig. VIII-4). Au nord, la présence proche de la cote des Montagnes d'Oman a induit la création de petits bassins versants alimentant des systèmes canyons-chenaux-lobes de relativement faible extension longitudinale, malgré l'absence de confinement du bassin réceptacle (plaine abyssale omanaise). Nous discuterons par la suite de l'influence d'autres paramètres externes tels que la nature des sédiments transportés ou de la morphologie de la pente pour expliquer cette architecture. L'asymétrie de la marge et la disparition du plateau continental à la pointe du Ras Al Hadd tend également à concentrer les sédiments dans la zone des têtes de canyons du système turbiditique Al Batha, qui forme un piège sédimentaire à l'échelle de la marge (Fig. VIII-4). Au sud, l'absence de reliefs continentaux et le développement du désert de Wahibah limitent les apports sédimentaires vers le bassin d'Owen (Fig. VIII-4), confiné à l'est par la ride d'Owen.

A l'échelle régionale, l'influence du contrôle structural sur la sédimentation turbiditique sur les trois marges étudiées s'illustre donc (i) en amont, par le développement et la taille des bassins versants ; (ii) en aval, par le tracé préférentiel des axes de transit (zones de convergence des sédiments sur la plateforme et/ou des écoulements gravitaires dans le bassin) et l'extension des zones de dépôt sédimentaire (confinement).

2) *Influence à l'échelle des éléments architecturaux*

Les résultats obtenus de l'analyse comparée des systèmes turbiditiques récents (Quaternaire) de l'Amazone et du Golfe du Mexique (Beaubouef & Friedman, 2000 ; Pirmez *et al.*, 2000) ont conduit à introduire le concept de « profil d'équilibre » dans les systèmes turbiditiques. Ce concept, basé sur les théories développées en domaine fluviatile, suppose que l'action combinée des courants gravitaires sur des échelles de temps conséquentes (10^3-10^4 ans) tend à amener le profil bathymétrique des canyons et/ou des chenaux vers des conditions d'équilibre, c'est-à-dire avec une pente locale permettant le transport de sédiments le long d'une pente avec le minimum d'aggradation (dépôt) ou dégradation (érosion). Les canyons et chenaux sous-marins s'ajusteraient donc en fonction des changements de niveau de base de manière analogue aux chenaux fluviatiles (O'Connell *et al.*, 1991; Pirmez & Flood, 1995 ; Prather, 2000; Kneller & Buckee, 2000 ; Ferry, 2004 ; Mitchell, 2006). Classiquement, les canyons et chenaux turbiditiques sous-marins montrent des profils bathymétriques longitudinaux réguliers, témoignant de conditions de transfert sédimentaire proches d'un état d'équilibre (Pirmez *et al.*, 2000), comme l'illustre le cas du système turbiditique de l'Amazone (Pirmez & Flood, 1995). La perturbation du profil d'équilibre à lieu lorsque les taux de déformation (induits par des failles ou du diapirisme) excèdent les flux sédimentaires. Nous avons montré au cours de ce travail que cette situation était observable dans le cas des canyons du système turbiditique du Makran (Chapitre VI), où elle a une influence directe sur l'architecture sédimentaire et les mécanismes de transfert dans la plaine abyssale. Les

mécanismes d'ajustement des profils d'équilibre et les processus sédimentaires associés sont très étudiés car ils fournissent les clefs pour la compréhension de détail de la distribution des réservoirs dans les systèmes turbiditiques profonds (Pirmez *et al.,* 2000). Nous proposons ici une synthèse des résultats obtenus sur la marge nord-est omanaise et sur le Makran, nous permettant d'envisager l'impact des variations locales de la pente sur le comportement des écoulements gravitaires et la localisation/architecture de systèmes turbiditiques localisés dans des contextes tectoniques différents.

a. Conditions d'équilibre des axes de transit et dynamique sédimentaire

Marge omanaise

Les canyons et chenaux turbiditiques de systèmes le long de marges passives montrent généralement un profil bathymétrique longitudinal exponentiel concave (Pirmez *et al*., 2000), en l'absence de mécanismes de déformation (tectonique salifère, extension… ; Beaubouef & Friedman, 2000; Prather, 2003; Ferry *et al.*, 2005; Heiniö & Davies, 2007). Ces systèmes sont typiquement associés à une diminution progressive de l'incision des canyons et, en aval, des chenaux turbiditiques (rapport profondeur/largeur), qui alimentent les lobes sableux distaux. Les sédiments sont dans ce cas acheminés et triés le long d'un axe de transit « continu » : les écoulements gravitaires s'appauvrissent progressivement en matériel fin par débordement progressif (*spillover*) ou brusque (*flow stripping*) au niveau des flancs des canyons et des levées des chenaux turbiditiques (Migeon, 2000), et s'enrichissent en matériel sableux dans les zones distales du système, jusqu'au dépôt des lobes distaux (Alexander & Morris, 1994; Piper & Normark, 2001; Klaucke *et al.*, 2004). Ce mécanisme de tri et de transport des particules est observé dans le système turbiditique Al Batha et la rampe nord-est omanaise, qui montrent une architecture classique « canyon-chenal/levée-lobe » (Fig. VIII-5). Dans le système Al Batha, la taille des systèmes de transit diminue ainsi progressivement avec la pente, d'un large canyon en « V » (jusqu'à 6 km de large pour moins de 200 m de profondeur) jusqu'aux petits chenaux distributaires (~ 1 km de large pour 20 m de profondeur) dans la partie proximale de complexe de lobes (Fig. VIII-5).

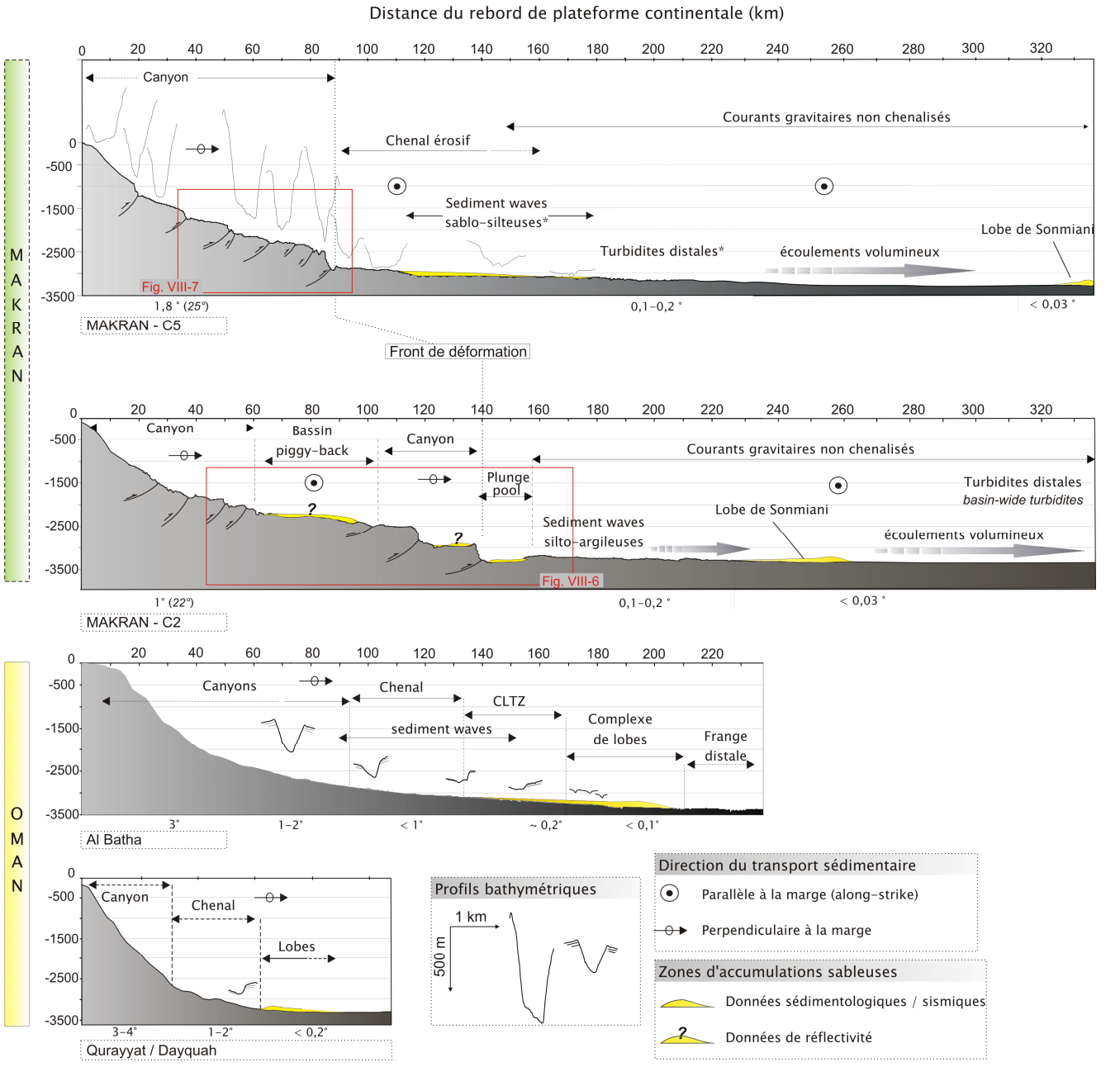


Figure VII-5 : dynamique, architecture sédimentaire actuelle et localisation des principaux dépocentres sableux dans les systèmes turbiditiques omanais (type marge «passive ») et du Makran (marge active).

Une dynamique semblable est observée pour les systèmes de la rampe nord-est omanaise (Fig. VIII-5). Cependant, la plus faible extension de la pente continentale (~ 60 km) et la rupture de pente plus abrupte à la transition avec la plaine abyssale semble dans ce cas favoriser le développement de lobes en pied de pente, « attachés » aux chenaux d'alimentation (Fig. VIII-5). En effet, la marge nord-est omanaise n'est pas une marge passive « classique », mais une ancienne marge active reprise en processus d'extension associé à la subduction, ce qui peut expliquer sa faible largeur et la morphologie du talus. Le rapport sable/argile dans les écoulements est souvent évoqué pour expliquer la capacité de transport des écoulements

(« *high-efficiency* » et « *low-efficiency flows* » de Mutti, 1985) et la position relative des lobes turbiditiques vis-à-vis des systèmes d'alimentation. La granularité des sources sédimentaires transportées par le système Al Batha et les systèmes nord-est omanais étant assez semblable, il est donc plus probable que la physiographie de la pente contrôle l'extension des chenaux et des lobes dans le cas (local) omanais.

Cas d'une marge convergente : le Makran

La morphologie de la pente continentale du Makran est fortement affectée par le développement des rides d'accrétion tectonique. En conséquence, le tracé des canyons est largement contrôlés par la croissance des failles de chevauchement (Note 3), comme il l'a été observé dans d'autres prismes d'accrétion (Underwood & Karig, 1980; Lewis & Pantin, 2002; Soh *et al.*, 1990; Huyghe *et al.*, 2004; Völker *et al.*, 2007; Ratzov, 2009). La morphologie actuelle du système montre qu'ils sont caractérisés par un tracé variable, orienté autour de trois «configurations », qui dépendent des conditions locales du rapport « érosion / déformation » :

● lorsque les taux de soulèvement (vitesse de croissance des failles de chevauchement) excèdent largement l'érosion générée par les écoulements gravitaires, on assiste à la création de bassins intrapente « fermés » où débouchent le(s) canyon(s) (Fig. VIII-5 & VIII-6). Cette configuration est observée dans différents domaines de la pente continentale du Makran, et ne semble donc pas dépendre d'une position proximale / distale vis-à-vis des sources. Elle s'observe particulièrement dans le prisme occidental (Fig. VIII-6), dans la pente continentale supérieure (alimentation de bassins *piggy-back* par un réseau de canyons en amont, et incision en aval de la ride pour atteindre le bassin *piggy-back* suivant (modèle « *fill & spill* » de Sinclair & Tomasso, 2002). Elle s'illustre également dans la pente continentale inférieure (Fig. VIII-6), où un large bassin fermé au débouché du canyon C3 favorise le développement d'un lobe de dépôt de 210 km^2 (Fig. VIII-6).

● lorsque le relief est accentué, les canyons tendent à contourner les rides et atteindre un point bas. Ils se parallélisent aux structures, formant ainsi des virages pouvant atteindre 90°, et empreintent les bassins *piggy-back* pour rejoindre un canyon principal, comme le montre l'exemple d'une branche du Canyon 2 (C2c ; Fig. VIII-6). Ces conditions, classiquement observées dans les prismes d'accrétion (Huyghe *et al.*, 2004; Mitchell, 2006) indiquent des conditions d'érosion plus avancées mais qui ne permettent toutefois pas, localement, de compenser le soulèvement induit par le chevauchement (Ratzov, 2009). La conséquence directe est la connexion des bassins *piggy-back* entre eux, qui constituent alors des axes de transit mais également de piégeage des sédiments gravitaires (Fig. VIII-5).

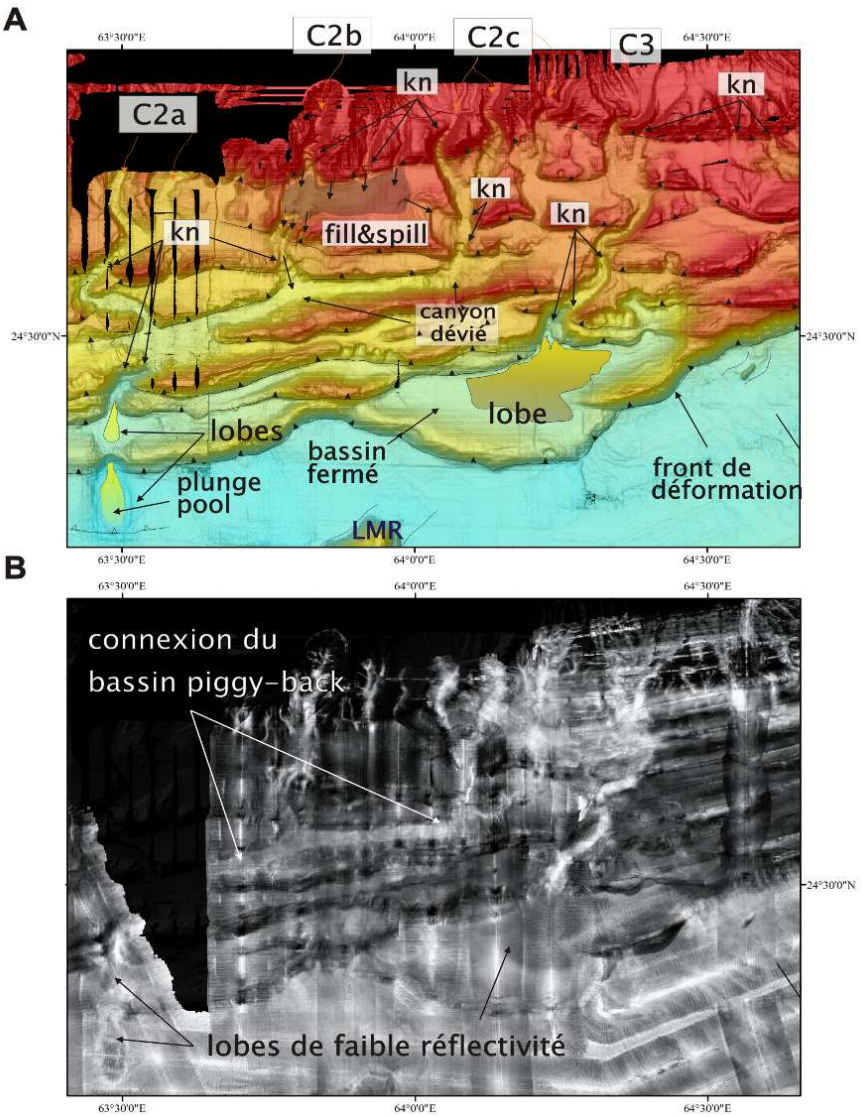


Figure VII-6 : illustration des différentes configurations de morphologie de canyons dans la pente continentale du Makran. Localisation sur la figure VIII-5.

● enfin, lorsque les canyons ont incisé le substratum avant la mise en place des structures actives et/ou lorsque les conditions d'érosion sont assez importantes vis-à-vis de la vitesse de soulèvement des reliefs, les axes de transits entaillent les rides et tendent à suivre un tracé rectiligne. Cette situation s'observe localement dans le prisme occidental (Fig. VIII-6), et de façon quasi systématique dans le prisme oriental (Fig. VIII-7). Elle s'illustre par la présence de ruptures de pentes importantes (*knickpoints*) au niveau des rides d'accrétion, dans les profils bathymétriques des canyons (Chapitre VI ; Fig. VIII-7). Ces brusques augmentations du gradient de pente perturbent leurs conditions d'équilibre du système (Pirmez *et al.*, 2000 ; Prather, 2003), et se traduisent par une sur-incision des canyons, en partie illustrée par la transition entre une morphologie en « U » (en amont) à une morphologie en « V » (Fig. VIII-5). Or de telles variations locales du gradient de pente peuvent avoir une grande influence sur la dynamique des écoulements gravitaires (Kneller & Branney, 1995 ; Kneller, 1995). De très nombreux travaux de modélisation (Garcia, 1989 ; Mulder &

Alexander, 2001a ; Kubo & Nakajima, 2002 ; Gray, 2005 ; Toniolo & Cantelli, 2007), corroborés par les observations réalisées dans différents bassins (Pirmez *et al.*, 2000 ; Ferry *et al.*, 2005 ; Gee & Gawthorpe, 2006 ; Heiniö & Davies, 2007) ont montré que la rupture de pente positive sur un « knickpoint » s'accompagne d'une accélération des écoulements gravitaires, favorisant les processus d'érosion, tandis que la rupture de pente négative en aval peut générer un ressaut hydraulique (transition d'un état supercritique à subcritique). Les ressauts hydrauliques sont associés à une érosion en pied de pente (scouring). La vitesse du courant chute brutalement tandis que son épaisseur augmente (Komar, 1971; Garcia, 1993). La réduction de la valeur de la contrainte de cisaillement interne de l'écoulement (Komar, 1971 ; Garcia, 1989) favorise le dépôt rapide des particules grossières (*slope-break deposits* de Mulder & Alexander, 2001a), tandis que l'augmentation de la turbulence dans le courant favorise le transport du matériel en suspension plus loin dans le bassin (Garcia, 1993 ; Lee *et al.*, 2002 ; Gray, 2005). Cette interaction «topographie du substratum / écoulements gravitaires » est maintenant assez bien contrainte dans les systèmes chenaux/levées des marges « passives » du Congo, du Niger, ou du Golfe du Mexique. En particulier, dans les formations Miocène du bas Congo, Ferry (2004) a clairement identifié la réponse architecturale des dépôts turbiditiques à des variations fines du gradient de pente (incision basale des chenaux, ajustement de la sinuosité, aggradation des levées, avulsions…). Il s'agit cependant là de systèmes majoritairement constructifs, tandis que la pente continentale du Makran présente de larges canyons érosifs fortement incisés. L'amplitude des variations topographiques observées dans le Makran (murs atteignant 400 m de hauteur, pentes atteignant 25°, *knickpoints* pluri-kilométriques) semble largement supérieur à ce qui est décrit dans les marges passives citées précédemment (quelques centaines de mètres de long et pentes maximum de 5° dans le système du Niger par exemple ; Heiniö & Davies, 2007). La morpho-bathymétrie actuelle du système du Makran montre que ces ruptures de pente successives sont associées à des dépressions topographiques circulaires à semi-circulaires directement en pied de pente (structures en érosion), associées à un rempart topographique en aval (Fig. VIII-7). Ces structures sont analogues aux « marches d'escalier » (*cyclic step*s) classiquement observées dans les environnements fluviatiles (Koyama & Ikeda, 1998 ; Taki & Parker, 2005) et récemment appliquées aux environnements sédimentaires profonds (Fildani *et al.*, 2006 ; Lamb *et al.*, 2008). Elles impliquent la génération de ressauts hydrauliques successifs pouvant favoriser l'érosion en pied de pente et dépôt de matériel grossier en aval (Garcia, 1993 ; Mulder & Alexander, 2001a ; Ferry *et al.*, 2005). Si les données à notre disposition ne nous permettent pas malheureusement d'observer directement l'impact de ces structures sur la sédimentation, elles suggèrent une modification récurrente de la dynamique interne des écoulements gravitaires du rebord de plateforme à la plaine abyssale. Le canyon C2 illustre parfaitement la variabilité architecturale rencontrée dans un cas de déséquilibre du profil bathymétrique (Fig. VIII-5) : ses canyons tributaires (C2a, C2b et C2c, dans la pente continentale supérieure) montrent les trois types de configurations détaillées précédemment (Fig. VIII-6). Ils convergent dans la pente inférieure en un canyon

principal marqué par d'importantes ruptures de pente au niveau des premières rides d'accrétion (Fig. VIII-5). La présence d'un lobe d'environ 11 km^2 dans le bassin *piggy-back* surplombant le front de déformation indique le dépôt d'une partie de la fraction grossière des écoulements après la rupture de pente, tandis qu'une partie de l'écoulement *by-pass* la première ride d'accrétion et transite vers la plaine abyssale (lobe de dépôt dans la large plunge pool de pied de pente ; Fig. VIII-6). A l'inverse des systèmes de transit « canyons-chenaux »: le contrôle structural sur la topographie en domaine convergent engendre donc probablement des « pertes » (dépôts) et des « gains » (érosion) dans le budget sédimentaire des écoulements gravitaires le long de la pente continentale. Les données à notre disposition ne nous permettent pas de les quantifier. Les configurations architecturales rencontrées (bassin clos ou semi-clos, incision des rides…) ne sont *a priori* pas figées et évoluent probablement de l'une à l'autre en fonction des variations d'intensité de la déformation (taux de convergence) et de la capacité d'érosion (locale) des écoulements (fréquence, nature…).

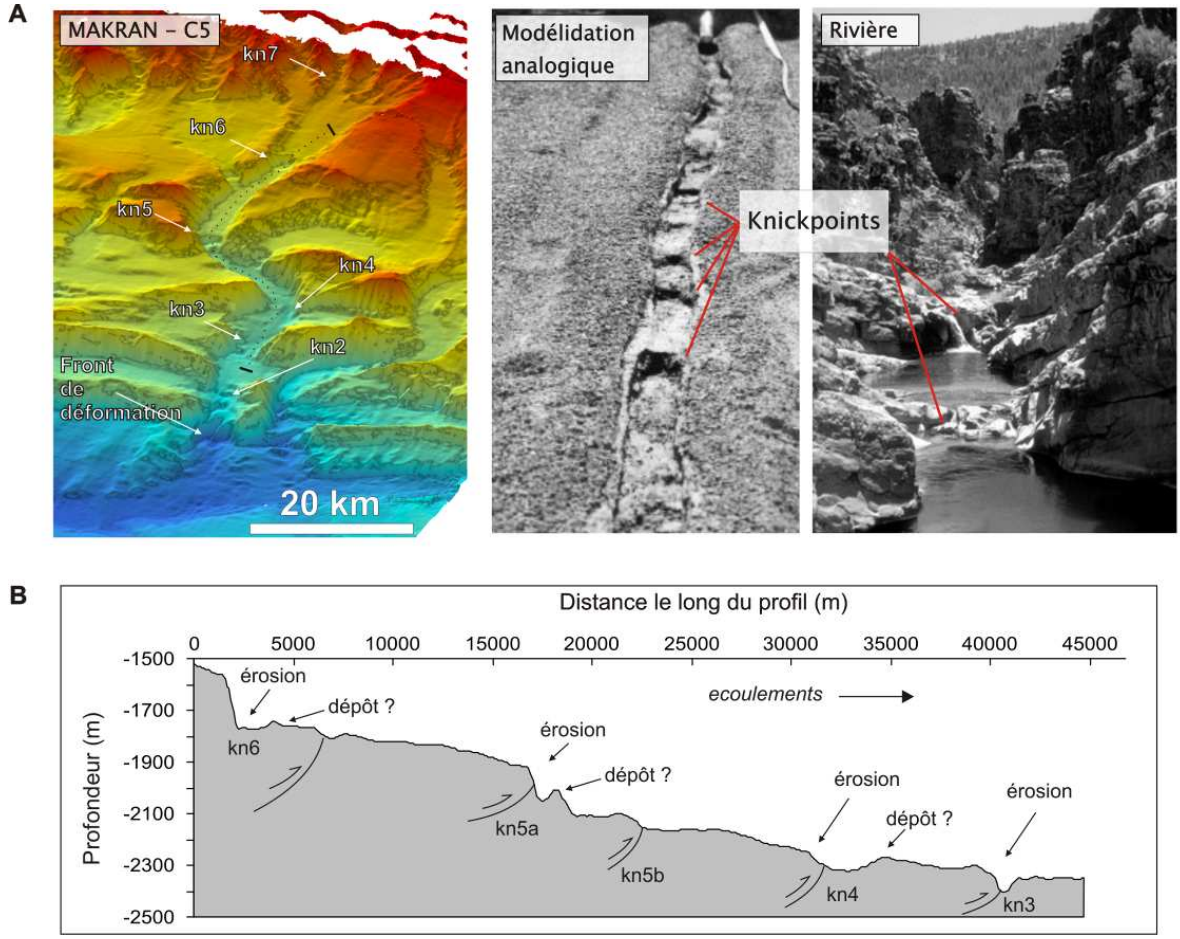


Figure VII-7 : (A) illustration de l'impact du contrôle structural sur la topographie et l'architecture des canyons dans la pente continentale du Makran (ruptures de pente successives, ou « knickpoints »). Localisation sur la figure VIII-5. Analogie avec les modèles analogiques en contexte fluviatile (« cyclic steps » de Koyama & Ikeda, 1998) et en milieu naturel (Big Box Canyon, Arizona, USA ; Fildani et al., 2006).

b. Contrôle structural sur la chenalisation dans la plaine abyssale: implications pour les dépôts de pied de pente

Nous avons vu précédemment que contrairement aux systèmes turbiditiques omanais, le développement d'une chenalisation au débouché des canyons du Makran n'est pas systématique (Note 3). La physiographie de la pente continentale peut engendrer la dispersion des écoulements dans des bassins intrapente et/ou des modifications récurrentes de leur dynamique le long de ruptures de pente (Fig. VIII-5). L'importante rupture de pente négative localisée au front de déformation favorise le dépôt de sédiments grossiers en pied de pente (possible formation de ressaut hydraulique dans les écoulements, cf. Note 3) et limite, voir ne permet pas le développement d'une chenalisation dans la plaine abyssale (Fig. VIII-5). Cette dynamique est comparable, à une échelle différente, aux phases immatures de développement des complexes chenaux/levées aux points d'avulsion (Flood *et al.*, 1991 ; Lopez, 2001 ; Popescu *et al.*, 2001), marquées par le dépôt d'épandages sableux (HARP's). La mise en place d'une chenalisation pérenne à partir des HARP's est rendue possible grâce au réajustement du profil d'équilibre par des mécanismes d'érosion (en amont) et de dépôt (en aval ; Pirmez *et al.*, 2000 ; Lopez, 2001). Dans le cas du Makran, les mouvements verticaux viennent contrebalancer les mécanismes d'ajustement du profil d'équilibre par les écoulements. La morphologie actuelle des canyons indique que les taux d'érosion sont dans l'ensemble insuffisants pour compenser le soulèvement de la première ride d'accrétion et la propagation du front de déformation vers l'aval, ces paramètres réactivant en permanence le niveau de base des profils d'équilibre.

Dans le détail, les paramètres tectoniques et physiographiques locaux induisent des différences dans les conditions de transfert sédimentaire au sein même du système turbiditique du Makran: de larges *plunge pools* sont observées au débouché des canyons occidentaux et forment des aires préférentielles de stockage sédimentaire (Fig. VIII-5). Seule la fraction fine des sédiments est transférée dans la plaine abyssale sous la forme d'écoulements non chenalisés (comme le montre l'exemple du canyon C2 ; Fig. VIII-6). Inversement, l'embouchure des canyons du Makran oriental (C4 à C7) est marquée par le développement d'une chenalisation frustre en partie proximale (vallée érosive associée à des dunes sédimentaires composées de sédiments grossiers ; Note 3). La variabilité est-ouest des conditions d'équilibre des profils bathymétriques des canyons et de leur morphologie a été discutée précédemment. Ces différences sont liées à des différences dans le mode d'accrétion: à l'est (au niveau des canyons C3 à C6), l'incorporation de la *Little Murray Ridge* dans la subduction favorise l'empilement des unités chevauchantes du prisme et un bombement bathymétrique de la marge (Ellouz-Zimmermann *et al.*, 2007b ; Castilla, 2008 ; Mouchot, 2009). Les gradients de pente plus importants et la faible extension longitudinale des bassins *piggy-back* sont associés à des conditions d'érosion importantes (Mouchot, 2009) illustrées par des canyons quasi-rectilignes dans la pente continentale et des conditions d'équilibre plus avancées (Fig. VIII-5). Les conditions « normales » d'accrétion dans le domaine occidental

favorisent au contraire l'extension longitudinale des bassins *piggy-back* et des gradients de pente plus faibles, amenant des conditions d'érosion et d'équilibre plus faibles dans les systèmes de transit. Le niveau de base du prisme s'approfondit également vers l'ouest (Mouchot, 2009), et est à l'origine du raccourcissement des canyons orientaux, plus courts (~ 80 km) que les canyons occidentaux (~ 150 km ; Fig. VIII-5). Cependant, des ruptures de pente négatives importantes au front de déformation sont observées dans l'ensemble des canyons du Makran (de 6 à 15°, avec des murs de 75 à 417 m de hauteur aux embouchures des canyons orientaux, tels que C5 ; Fig. VIII-5). Le développement d'une chenalisation (même partielle) dans ces conditions va à l'encontre des travaux de Mulder & Alexander, 2001a) et Lee, 2004) qui montrèrent qu'une rupture de pente négative significative favorise le dépôt de pied de pente et/ou l'absence de chenalisation (au-delà de 4°). Mais si la morphologie actuelle témoigne d'une déformation active au front, (Ellouz-Zimmermann *et al*., 2007b ; Mouchot, 2009), l'architecture sédimentaire peut elle, être héritée et mise en place antérieurement. Nous avons démontré précédemment que l'activité turbiditique de l'Holocène récent était homogène sur l'ensemble de la marge, en faveur de déstabilisations co-sismiques occasionnelles enregistrées à l'échelle du bassin (Note 4). En revanche, les flux sédimentaires gravitaires en période de bas niveau et de remontée du niveau marin (25 - 8 ka BP) ont été fortement liés aux apports fluviatiles sur la marge en raison de la connexion pérenne des canyons avec leurs sources fluvio-deltaïques. L'extension et le relief des bassins versants continentaux du Makran diminuent de l'est vers l'ouest (Chapitre 1). En assumant une relation linéaire entre la taille du bassin versant et le débit solide annuel aux embouchures (Milliman & Syvitski, 1992), on peut émettre l'hypothèse de flux sédimentaires délivrés aux canyons orientaux supérieurs à ceux des canyons occidentaux au cours du Quaternaire terminal. Cette tendance se vérifie dans les carottes sédimentaires aux embouchures des canyons, montrant des fréquences turbiditiques deux à trois fois plus faibles à l'ouest (1 turb/ 60-85 ans - Canyon 1) qu'à l'est (1 turb/30 ans - Canyon 4) avant l'Holocène récent.

Dans le système turbiditique du Makran, le contrôle structural sur les conditions d'équilibre des systèmes de transit peut donc s'appréhender en terme de variabilité *along-strike* du régime de déformation (zones de soulèvement et d'érosion préférentielles liées à l'incorporation de la *Little Murray Ridge* dans la subduction), ainsi qu'en fonction de la distribution des reliefs et des bassins versants dépendants du style tectonique et de la localisation *onshore* du front de déformation au niveau du point triple (à l'ouest de la chaîne de Kirthar). Ces paramètres d'équilibre jouent un rôle déterminant dans i) la morphologie des canyons et le piégeage de sédiments dans la pente continentale ; ii) la capacité de chenalisation de la plaine abyssale ; et iii) la dynamique sédimentaire et la distribution spatiale des dépocentres sableux qui en résulte dans la pente et en pied de pente (Fig. VIII-5).

L'analyse comparée des systèmes turbiditiques quaternaire d'Oman et du Makran illustre bien le contrôle structural sur la topographie, et son impact pour les mécanismes de transport et de dispersion sédimentaire. Les axes de transit des systèmes omanais montrent des conditions d'équilibre relatif liées à l'absence de déformation active récente (Fig. VIII-5).

Ces conditions favorisent le développement de systèmes canyons-chenaux/levées - lobes « classiques » au sein desquels les écoulements sont progressivement triés au cours du transport, en théorie de façon continue et progressive par des mécanismes majoritairement autocycliques (débordement du nuage néphéloide du courant de gravité). En revanche, le développement actif de chevauchements en dynamique convergente induit des variations importantes dans la topographie du substratum, qui semblent avoir un rôle primordial sur les mécanismes de tri des sédiments dans les écoulements (forçage allocyclique dominant). Cela s'illustre en particulier par le faible développement voir l'absence de chenalisation dans la plaine abyssale causée par la forte rupture de pente négative, favorisant dans certains cas la ségrégation sédimentaire en pied de pente, au front de déformation (Fig. VIII-5).

c. Eléments de comparaison avec les bassins d'avant pays (*foreland*) fossiles

L'architecture et la dynamique sédimentaire du système turbiditique Makran montre des analogies avec les modèles sédimentaires des anciens bassins « *foreland* » (avant-pays ; Fig. VIII-9), en particulier ceux issus des Pyrénées (Mutti, 1977 ; Mascle & Puigdefabregas, 1998; Razin, 2008) ou des Apennins (Ricci Lucchi & Valmori, 1980 ; Ricci-Lucchi, 2003 ; Mutti *et al*., 2003 ; Amy & Talling, 2006), à savoir, du domaine continental vers le bassin profond :

● un système de drainage continental composé de rivières courtes, issues des massifs côtiers en surrection (Mutti *et al.*, 2003). Ces rivières montagneuses sont susceptibles d'apporter des quantités importantes de sédiments mixtes sur la marge en particulier lors des crues (Milliman & Syvitski, 1992 ; Mulder & Syvitski, 1995), s'accumulant sous la forme de barres d'embouchures et de deltas / fan-deltas sur la plateforme (Mutti *et al.*, 2003 ; Razin, 2008). Une organisation semblable est observée pour la marge du Makran (Sanlaville *et al.*, 1991 ; von Rad *et al.*, 1999a), formant un système de « rampe fluvio-deltaïque » dominé par les crues (Fig. VIII-9).

● le développement d'un vaste complexe prodeltaïque (*prodeltaic mudstone wedge)* sur la plateforme externe et dans la pente continentale supérieure, dominé par des sédiments argilo-silteux laminés issus de dépôt de panaches hypopycnaux ou hyperpycnaux alternant avec des turbidites fines (Mutti *et al.*, 1996 ; Mutti *et al.*, 2003 ; Mutti *et al.*, 2009 ; Fig. VIII-8). En particulier, les niveaux laminés sont constitués de « couplets » silto-argileux millimétriques à centimétrique, parfaitement similaires aux dépôts holocène décrits dans la pente continentale supérieure du Makran (von Rad *et al.*, 1999a ; Luckge *et al.*, 2001 ; von Rad *et al.*, 2002b ; Fig. VIII-8). Dans les bassins *foreland* à l'affleurement, comme sur la marge du Makran, ces complexes prodeltaïques progradent typiquement jusque dans la pente et les bassins *piggy*-back. Des complexes

de transport en masse issus de glissements locaux (Fig. VIII-8) sont classiquement insérés dans ces prodeltas de pente (Fig. VIII-9).

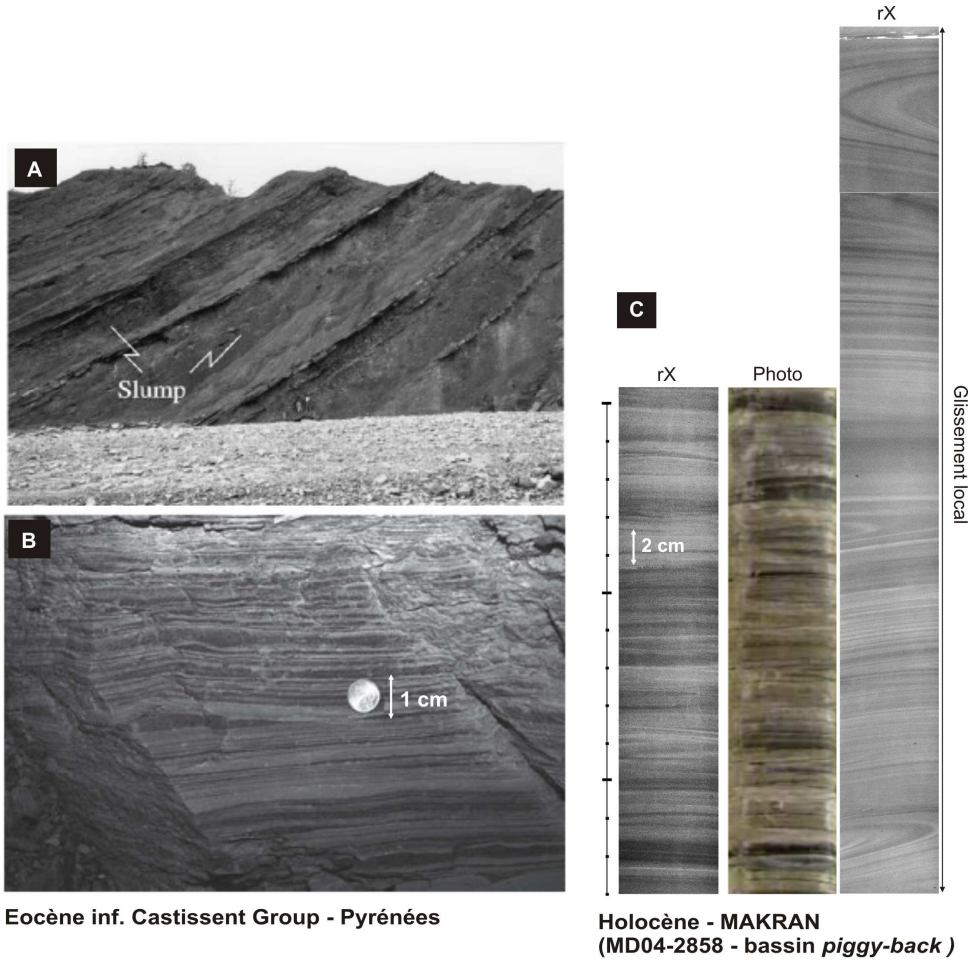


Figure VII-8 : exemple de faciès argilo-silteux laminés dans A & B - des prodeltas de pente dans l'Eocène inf. de la formation de Castissent (sud des Pyrénées); C - le prodelta holocène de la pente continentale supérieure du Makran (bassin piggy-back - carotte MD04-2858, cf. Chapitre 6).

● des bassins intrapente (*piggy-back*) liés à la croissance des chevauchements, qui montrent une alimentation mixte (fluvio-deltaïque à turbiditique) qui évolue selon l'évolution tectonique de la marge (progression du front de déformation vers l'aval, phases de soulèvement majeures, subsidence flexurale au front entraînant une progradation générale des systèmes sédimentaires ; Mutti *et al.*, 1996 ; Mascle & Puigdefabregas, 1998 ; Ricci-Lucchi, 2003). Les courants gravitaires suivent généralement un transport axial (parallèle à la marge), et les dépôts montrent classiquement un contrôle topographique sur les faciès (*i.e.* confinement, déflection des écoulements Sinclair, 1992 ; Haughton, 1994 ; Sinclair, 2000; Amy *et al.*, 2004 ; Remacha *et al.*, 2005). Les séries turbiditiques des bassins *piggy-back* alternent dans le temps et l'espace avec un remplissage prodeltaïque (« *mixed-systems* » de Mutti *et al.*, 2003), comme cela a été observé dans la formation San Vicente du système de Sobrabe

dans les Pyrénées (Mutti, 1985 ; Razin, 2008). C'est également le cas dans la pente continentale supérieure du Makran (Fig. VIII-5 & VIII-6).

● enfin, dans le bassin *foredeep* (Fig. VIII-9), en aval du front de déformation, un remplissage sédimentaire axial (*i.e.* parallèle au front de déformation ; Fig. VIII-9), dominé par des turbidites argilo-silteuses de grande extension latérale, pouvant être corrélées à l'échelle du bassin (*sheet-like turbidites* de Ricci Lucchi & Valmori, 1980). Un des plus fameux exemples de ce type de remplissage est fourni par les formations du « *Marnoso Arenacea* », dans les Apennins (Ricci Lucchi & Valmori, 1980 ; Mutti, 1992 ; Mutti *et al.*, 2009). Cette séquence miocène s'est déposée dans un bassin confiné de type *foredeep* (60 km de large en moyenne) parallèle au front de déformation, non chenalisé et marqué par de très faibles gradients de pente (Ricci Lucchi & Valmori, 1980 ; Amy & Talling, 2006; Talling *et al.*, 2007), dans un contexte physiographique assez similaire à la plaine abyssale au front du prisme du Makran (Chapitre VI). Les turbidites drappantes, décimétriques a pluri-métriques, sont corrélées individuellement sur des distances supérieures à 100 km de l'amont vers l'aval, et forment des dépôts de 0,5 à 7 km^3 (Ricci Lucchi & Valmori, 1980 ; Ricci Lucchi, 1983 ; Amy & Talling, 2006 ; Talling *et al.*, 2007). Elles montrent un faciès caractéristique composée d'un terme argilo-silteux épais (Te), une structure interne complexe (récurrence de lamines silteuses, surfaces d'érosion internes), et sont interprétées comme résultant de courants de turbidité de très grand volume générés par des glissements co-sismiques (Ricci Lucchi & Valmori, 1980 ; Ricci Lucchi, 1983 ; Mutti *et al.*, 1984 ; Mutti *et al.*, 2003 ; Amy & Talling, 2006 ; Talling *et al.*, 2007). Ces dépôts sont donc probablement analogues en termes de processus, de faciès, et d'extension, aux turbidites Holocène drappantes décrites dans le bassin omanais (Chapitre VI), générées lors d'épisodes co-sismiques de déstabilisation de la marge en haut-niveau marin relatif (Note 4).

Les analogies entre certains bassins *foreland* fossiles et le système turbiditique du Makran se situent donc dans le mode d'alimentation du bassin « proximal » (dominé par les crues et la surrection des massifs côtiers), l'architecture de la pente continentale dans le domaine frontal (bassins *piggy-back*, ruptures de pente) ainsi que la distribution des dépôts (prodeltas de pente alternant latéralement et verticalement avec un remplissage turbiditique, « *mixed-system* » de Mutti *et al.*, 2003), et un bassin profond marqué par un transport gravitaire axial, majoritairement non chenalisé, et remplit par d'épaisses turbidites drappantes, d'origine co-sismique (*basinal turbidite system*, Fig. VIII-9).

Si la compréhension de la dynamique sédimentaire au front de déformation dans le Makran permet d'apporter de nouveaux indices quant au développement d'une chenalisation dans le bassin profond, l'identification de structures et de dépôts analogues aux *plunge pools*

au front de déformation reste délicate (Lee *et al.*, 2004 ; C.H. Nelson, *comm. pers.*). Si nos données acoustiques suggèrent qu'elles constituent des zones préférentielles de matériel grossier (Chapitre VI), il n'existe pas aujourd'hui de données sédimentologiques de faciès dans ces environnements. Elles pourraient correspondre, dans leur partie proximale (dominées par l'érosion et le *by-pass*), aux dépôts de pied de pente identifiés aux transitions canyon et/ou chenal - lobe dans les formations des Grès d'Annot (Lee *et al.*, 2004) ou du Pab (Eschard *et al.*, 2003). Il paraît cependant délicat à l'affleurement d'identifier comme des «*plunge pools* des structures analogues à celles observées sur le Makran (15 à 20 km de long, 7 km de large, et 300 m de profondeur). On peut également se poser la question légitime des conditions de préservation et de fossilisation de ces structures dans le processus d'accrétion tectonique. De nombreux travaux restent certainement à fournir sur la caractérisation des faciès sédimentaires et de l'architecture interne des dépôts de pied de pente dans les analogues actuels. L'observation de *plunge pools* et de lobes de pied de pente au front de déformation de nombreuses marges convergentes actuelles (Mitchell, 2006 ; Völker *et al.*, 2007 ; Lamb *et al.*, 2008) montre que le cas du Makran ne constitue pas une singularité, et que leur importance dans les bassins *foreland* anciens ou enfouis ne doit pas être sous-estimée, au vu de leur potentiel réservoir probable.

Enfin, la nature des sédiments de remplissage et les faciès qui leur sont associés semble constituer une différence notable entre les bassins anciens pyrénéens ou alpins (riches en sables et sédiments grossiers, produits d'érosion des chaînes de collision) et le système turbiditique du Makran (mixte ou riche en sédiments silto-argileux). En effet, les sédiments du bassin omanais sont majoritairement issus des produits d'érosion du prisme lui-même, composé de sédiments sablo-argileux peu consolidés (turbidites distales et dépôts marginaux du Miocène au Pliocène accrétés et émergés), la source en provenance du massif de Kirthar et du Pab (ophiolite et systèmes turbiditiques; Eschard *et al.*, 2003) étant restreinte à l'extrémité orientale du système. En outre, l'adjonction significative de matériel argileux non consolidé ou fluide par les nombreux volcans de boue à terre contribue probablement au volume final de sédiments fins dans la source. Seule une étude sédimentologique des dépocentres proximaux de la marge du Makran (zone côtière, plateforme continentale, bassins *piggy-back* amonts…) et des *plunge pools* permettrait de quantifier plus précisément la nature des sédiments dans le système.

Les systèmes turbiditiques « modernes », décrits en abondance dans la littérature, sont assez difficilement comparables aux systèmes anciens décrits dans les bassins *foreland* (Normark, 1980 ; Mutti & Normark, 1987 ; Piper & Normark, 2001), notamment parce que ces derniers se sont développés dans des contextes actifs très variés, tandis que la très grande majorité des analogues modernes correspondent à des systèmes de marge passive, ou le contrôle tectonique synsédimentaire est limité à du diapirisme et/ou au développement de failles de croissance (Mutti *et al.*, 2009). Le contexte tectonique du Makran et les caractéristiques dynamiques et architecturales de son système turbiditique en font un excellent

analogue potentiel pour affiner les modèles de dépôt spatio-temporels de certains bassins fossiles, et ainsi permettre de faire le lien entre les études à terre et dans le marin profond.

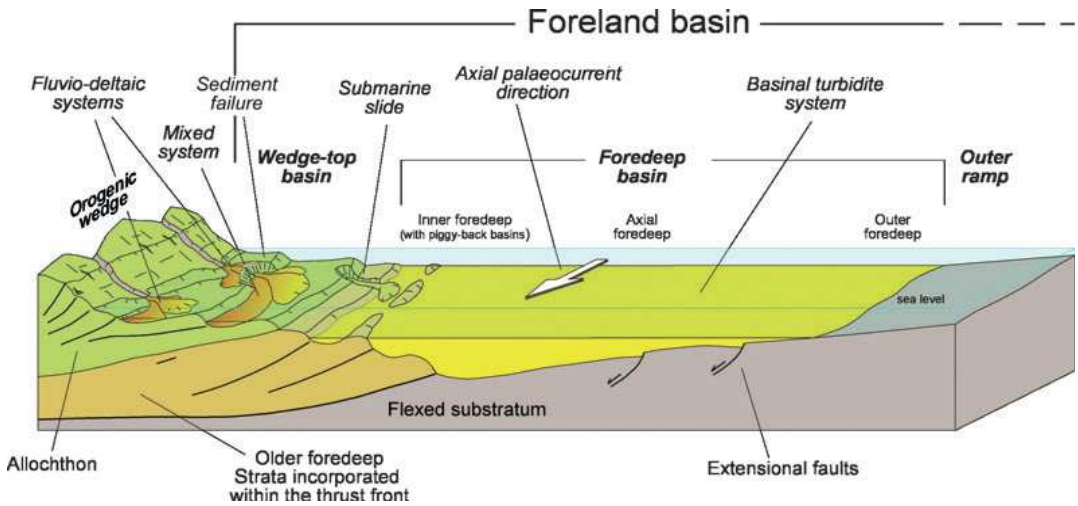


Figure VII-9: modèle architectural théorique simplifié des bassins d'avant pays (« foreland ») selon Mutti et al. (2003).

PARTIE 3 : GEOACOUSTIQUE

Cette troisième partie utilise l'ensemble des résultats obtenus précédemment dans le but d'appréhender l'impact de la distribution des sédiments de surface sur les propriétés acoustiques des fonds (réflexion / absorption du signal). Cette étude, présentée sous la forme d'un chapitre unique, se concentre sur les sédiments du Golfe d'Oman, zone dans laquelle nous avons une couverture de données importante.

CHAPITRE VIII - EXPRESSION ACOUSTIQUE DES CARACTERISTIQUES SEDIMENTAIRES DU GOLFE D'OMAN

Appréhender les phénomènes d'interactions entre les ondes acoustiques (émises par les sonars et sondeurs) et les sédiments marins constitue un véritable défi scientifique et technique. Les modèles classiques développés par les acousticiens ont tendance à simplifier au maximum la nature des fonds (typiquement vases dans la plaine abyssale, roche sur les hauts-fonds, sables du plateau continental…). Or nous avons vu au cours des chapitres précédents que la distribution des sédiments du Golfe d'Oman montre une forte variabilité spatiale et en profondeur (nature, origine, stratification…). Les propriétés des fonds marins ayant une influence significative sur les prédictions de portée des sonars (Lurton, 2003), l'utilisation de ces derniers nécessite donc de disposer de modèles géoacoustiques du fond qui prennent en compte la complexité du terrain (Guillon, 1999; Guillon & Lurton, 2000; Garlan, 2004).

En effet, les sonars (au sens large) mesurent l'énergie rétrodiffusée par le fond marin. Celle-ci se décompose classiquement en la somme de deux contributions (Unterseh, 1999 ; Guillon & Lurton, 2000) : celle de l'interface eau – sédiment (qui est fonction de la rugosité et du contraste d'impédance) et celle du volume sédimentaire (qui résulte hétérogénéités du sédiment et des fluctuations internes des paramètres géoacoustiques ; Fig. VII-1). La part respective de chacune de ces contributions dans la rétrodiffusion globale dépend des caractéristiques du signal incident (fréquence et angle d'incidence) et de la nature des fonds (lithologie, propriétés physiques). Pour des sonars travaillant à basse voir très basse fréquence (< 13 kHz), et à de large gammes angulaires (*i.e.* les sonars utilisés en application militaire), ni la rétrodiffusion d'interface ni la rétrodiffusion de volume ne peuvent être privilégiées l'une par rapport à l'autre (Lurton, 2003). L'angle d'incidence du signal se révèle un facteur déterminant quant à l'origine de la rétrodiffusion (Lurton, 2003 ; Fig. VII-1). La rétrodiffusion de l'interface apparaît particulièrement importante pour le régime spéculaire, et au-delà de l'angle critique, pour les incidences rasantes, lorsque le signal ne pénétre plus dans les sédiments (Fig. VII-1). Pour les incidences intermédiaires, la rétrodiffusion mesurée résulte de la contribution partagée du volume sédimentaire et de l'interface eau – sédiment, leur part respective dépendant de la nature des dépôts. Dans les modèles acoustiques, la rétrodiffusion dans le volume sédimentaire, qui résulte de la somme des contributions de tous les réflecteurs atteints par l'onde incidente lors de sa propagation dans la séquence (Lurton, 2003 ; Fig. VII-1), est la plupart du temps sous-estimée (Unterseh, 1999 ; Garlan, 2004). Les hétérogénéités sédimentaires sont en effet difficiles à quantifier sans une connaissance précise de la nature des fonds marins, très variable selon les environnements (plateformes continentales, talus, plaines abyssales, monts sous-marins, etc.). En simplifiant la nature et la variabilité des sédiments en surface et en profondeur, les modèles classiques ont tendance à sous-estimer l'impact de la variabilité lithologique sur la propagation des ondes (Unterseh, 1999). Ce problème a incité le SHOM a dévelloper une approche sédimentologique de la problématique « acoustique », basée sur un modèle numérique (« simulateur ») permettant la prise en compte les hétérogénéités « réelles » des fonds marins à partir de mesures de terrain (Garlan, 2004). L'objectif de ce chapitre est donc d'étudier l'interaction des ondes acoustiques avec les sédiments marins du Golfe d'Oman, où nos travaux ont permis de décrire avec précision la distribution sédimentaire et la variabilité des processus de dépôt sur

l'ensemble du bassin. Nous avons utilisé les nombreuses données sédimentologiques mesurés dans les sédiments du Golfe d'Oman afin d'apprécier l'impact des variations sédimentaires à différentes échelles sur les propriétés géoacoustiques régionales. Il est important de noter que le modèle géoacoustique utilisé ne prend pas en compte deux paramètres importants :

- le paramètre de ruguosité (qui contribue à la rétodiffusion à l'interface), qui est difficile à quantifier en surface, et inaccessible en profondeur. Seule la rétrodiffusion d'interface liée aux contrastes d'impédance est prise en compte dans notre étude ;
- la profondeur et les propriétés du socle acoustique (roche).

Notre étude se concentre donc uniquement sur l'impact de la distribution sédimentaire régionale sur la propagation des ondes acoustiques, à basse et très basse fréquence (de 300 Hz jusqu'à 3 kHz) et sur une large gamme angulaire d'émission (de 0 à 90°)

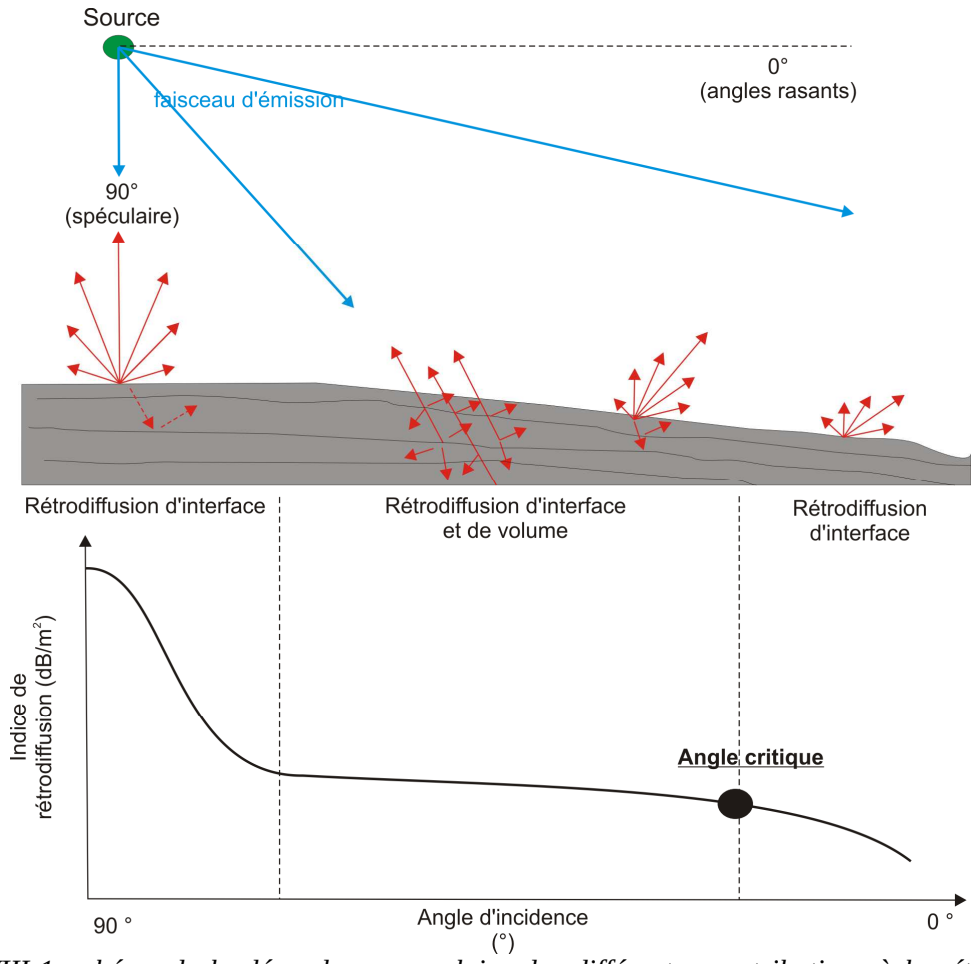


Figure VIII-1 : shéma de la dépendance angulaire des différentes contributions à la rétrodiffusion (d'après Unterseh, 1999).

A - Calibration et paramètres du modèle

Le « simulateur » repose sur l'utilisation de différentes formules empiriques permettant de transcrire les paramètres sédimentologiques du sédiment (*i.e.* le grain moyen et/ou la porosité) en paramètres géoacoustiques (*i.e.* célérité C_p des ondes de compression, célérité C_s des ondes de cisaillement, et coefficients d'atténuation de ces deux ondes).

Les travaux de Plantevin & Grivelet (2002) et Garlan (2004) ont montré que les différences dans les formules empiriques proposées étaient liées au type d'environnement sédimentaire (sédiments du plateau continental, pente continentale, plaine abyssale…). Les premières étapes de ce travail de modélisation consistaient donc à définir l'extension et les différents « domaines acoustiques » de la zone étudiée, puis de choisir les formules empiriques les plus adaptées au panel de données du Golfe d'Oman.

1) *Délimitation de la zone d'étude et choix des carottes*

Dans un premier temps, le choix des carottes utilisées pour la modélisation a été réalisé en fonction des « domaines acoustiques » définis à partir des données d'imagerie (Fig. VII-2), et en fonction du nombre et du type de données disponibles sur chacune des carottes sédimentaires (résolution des données de granulométrie, données de célérité…).

La carte de répartition des écho-faciès montre une grande variété de faciès acoustiques qui peuvent être regroupés en cinq domaines :

• de très fortes réflectivités (A1) caractérisent le fond des canyons du Makran, le fond du canyon et du chenal Al Batha, ainsi qu'un haut-fond rocheux au sud du plateau de Qalhat (Fig. VII-2 et VII-3) ; nous ne disposons pas de données sédimentologiques dans ces zones qui n'ont donc pas pu être intégrées au modèle.

• les lobes turbiditiques d'Al Batha (marge omanaise) et Sonmiani (système turbiditique du Makran) se caractérisent également par un faciès réflectif montrant toutefois des linéaments internes de plus faibles réflectivités (A2 ; Fig. VII-2). Les carottes KS04, KS05 et KS19, prélevées dans ces environnements, correspondent à des dépôts gravitaires sableux (cf. Chapitre V et Chapitre VI).

• la plaine abyssale omanaise constitue la troisième « aire acoustique » (Fig. VII-2 et VII-3) avec un faciès acoustique de réflectivité moyenne et homogène (A3). Des irrégularités sont uniquement observées au niveau des champs de dunes sédimentaires, en raison du relief formé par ces structures (Fig. VII-2). Plusieurs carottes ont été prélevées dans cet environnement non chenalisé dominé par le dépôt de turbidites silto-argileuses (cf. Chapitre VI). Les carottes KS24 (limite ouest de la plaine abyssale), KS22 (limite est), KS16 (limite

sud), KS21 (pied de pente du Makran), et KS01 (pied de pente omanais), ont ainsi été utilisées pour la modélisation.

• la zone de la ride de Murray (flancs et sommet de la ride) montre un faciès acoustique absorbant (faible réflectivité, A4), qui se délimite très nettement du faciès acoustique moyen (A3) de la plaine abyssale (Figures VII-2 et VII-3). Ce faciès est également observé dans la pente continentale du Makran (rides d'accrétion et la plupart des bassins piggy-back). Les carottes KS09, KS10 et KS15, sur lesquelles nous disposons de nombreuses mesures, ont été utilisées dans le modèle. Ces carottes sont composées de sédiments argileux pélagiques et/ou hémipélagiques (Fig. VII-4). La présence de fines turbidites silteuses est observée très ponctuellement.

• le plateau de Qalhat est caractérisé par une expression acoustique particulière : un faciès acoustique absorbant (A4) domine le plateau (Fig. VII-2 & VII-3), mais des zones plus réflectives (A1) sont repérées à la fois au niveau du réseau de canyons qui entaillent la structure, et sur les bordures du plateau. La carotte KS14 a été prélevée au sein de ce faciès réflectif, a 380 m de profondeur. Elle montre une composition sédimentaire particulière marquée par un faciès sablo-argileux très bioturbé, riche en foraminifères (planctoniques et benthiques) sur les premiers 150 cm (Fig. VII-4). Ce faciès a été interprété comme résultant du transport et du vannage de particules mixtes, sous l'action de courants peu profonds sur le sommet du plateau de Qalhat (VanToer, 2004). Les observations courantométriques récentes montrent en effet la présence d'un courant (*Ras Al Had jet*) à proximité du plateau de Qalhat, lié à la circulation océanique régionale en période de mousson d'été (Johns *et al*. 1999). Le reste de la carotte est composé de sédiments silto-argileux laminés montrant une teneur variable en foraminifères (Fig. VII-4).

• enfin, un faciès très absorbant (A5) est observé localement au niveau de la marge du Makran (*i.e.* dans les *plunge pools* au débouché des Canyons 1 et 2 ; Chapitre VI) et au débouché du canyon 3 (Fig. VII-2 et VII-3). Nous ne disposons pas de données sédimentologiques dans ces environnements, et ils n'ont donc pas pu être intégrés au travail de modélisation.

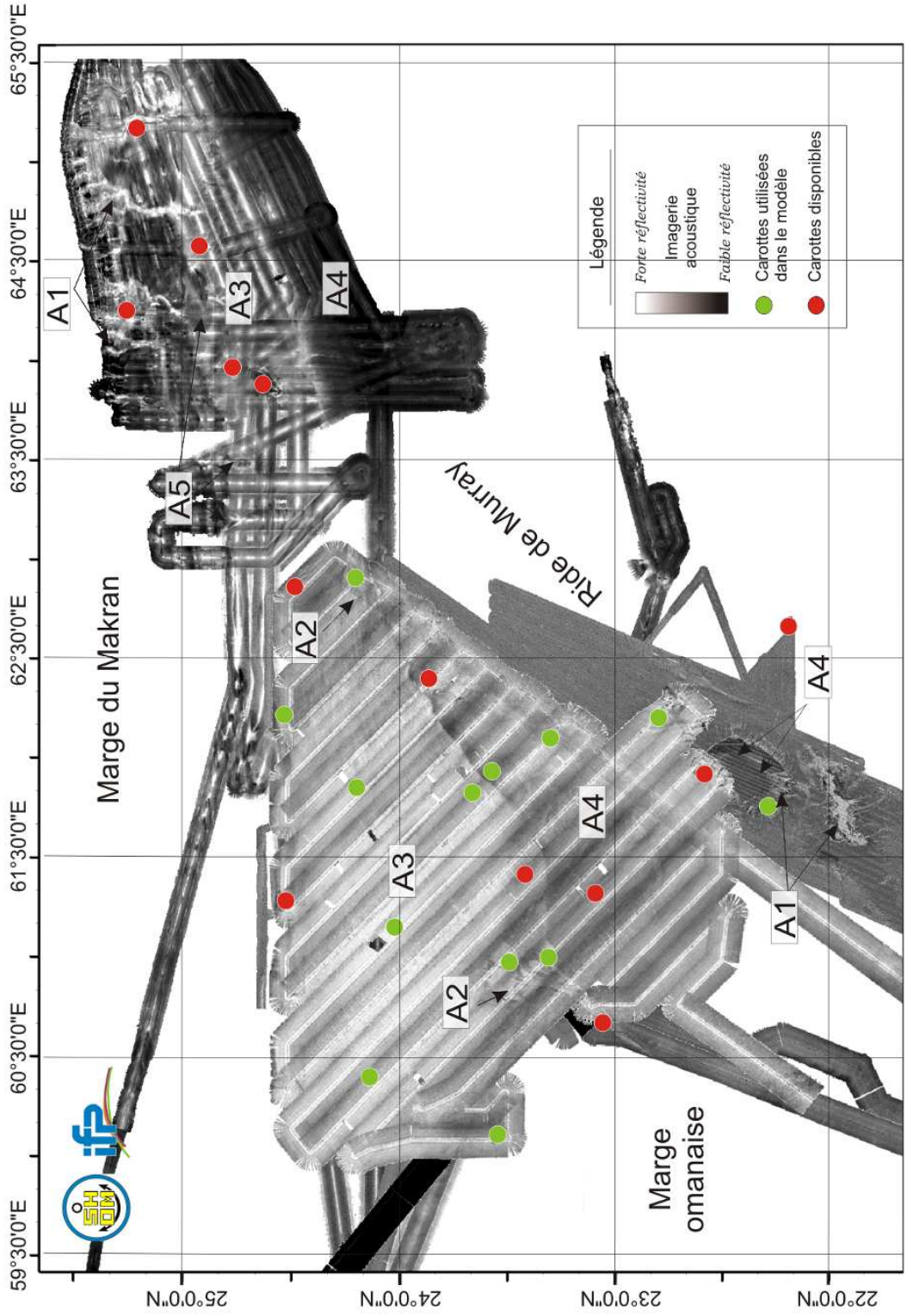


Figure VIII-2 : délimitation des « aires acoustiques » à partir des données d'imagerie EM 12 (~ 12 kHz) et EM300 (300 kHz) dans le Golfe d'Oman et localisation des carottes sédimentaires : (A1) faciès de forte réflectivité (canyons du Makran, affleurement rocheux du sud Qalhat) ; (A2) faciès de forte réflectivité dans les lobes turbiditiques d'Al Batha et de Sonmiani ; (A3) faciès de réflectivité moyenne dans la plaine abyssale omanaise; (A4) faciès de faible réflectivité sur la ride de Murray, le plateau de Qalhat, et dans la pente continentale du Makran (bassins piggy-back) ; (A5) : faciès de très faible réflectivité au débouché des canyons du Makran (plunge pools, lobe de minibassin).

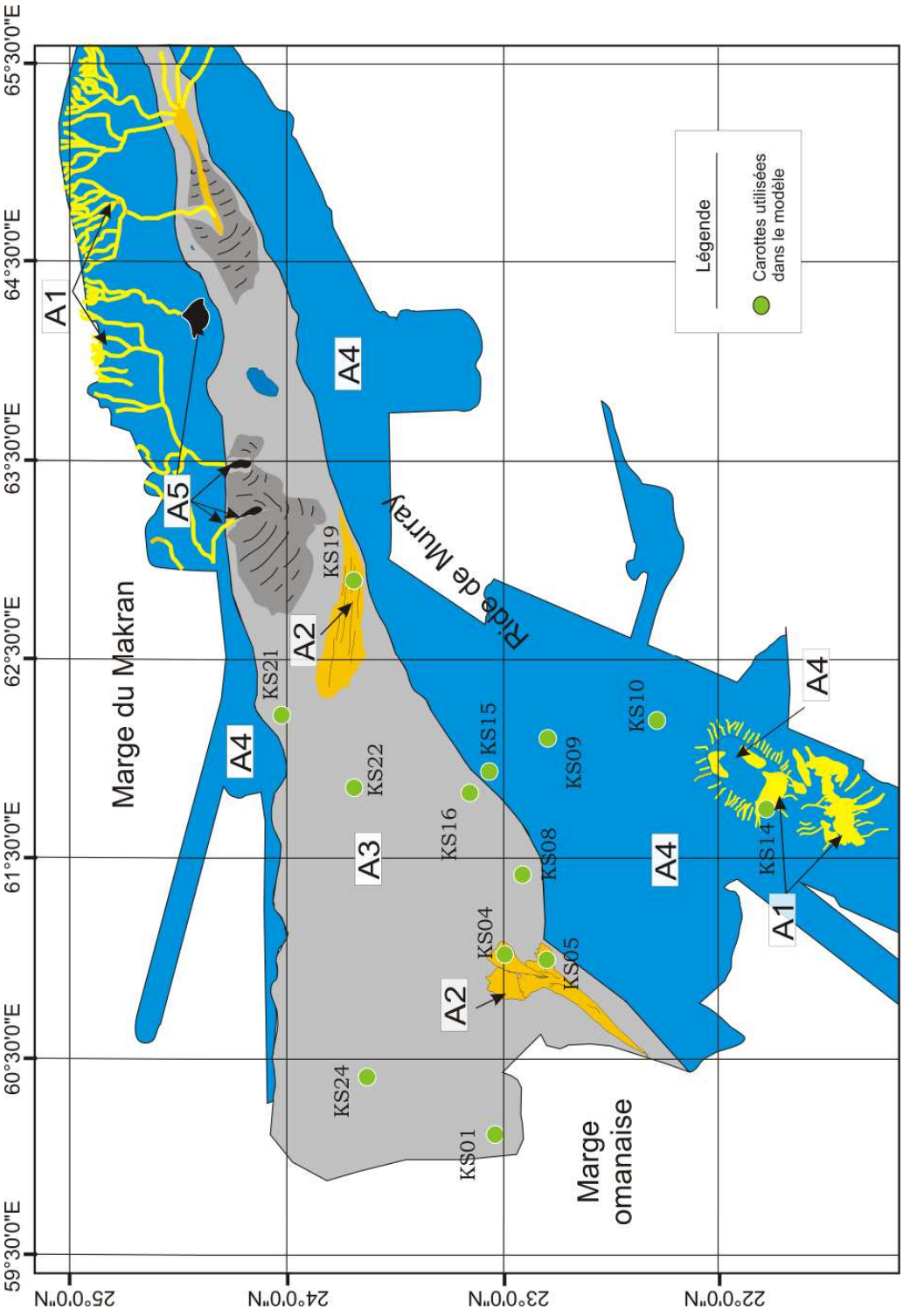


Figure VIII-3 : carte schématique des « aires acoustiques » définies à partir des données d'imagerie EM 12 (~ 12 kHz) et EM300 (300 kHz) dans le Golfe d'Oman et localisation des carottes sédimentaires utilisées dans le modèle : (A1) faciès de forte réflectivité (canyons du Makran, affleurement rocheux du sud Qalhat) ; (A2) faciès de forte réflectivité dans les lobes turbiditiques d'Al Batha et de Sonmiani ; (A3) faciès de réflectivité moyenne dans la plaine abyssale omanaise ; (A4) faciès de faible réflectivité sur la ride de Murray, le plateau de Qalhat, et dans la pente continentale du Makran (bassins piggy-back) ; (A5) faciès de très faible réflectivité au débouché des canyons du Makran (plunge pools, lobe de minibassin).

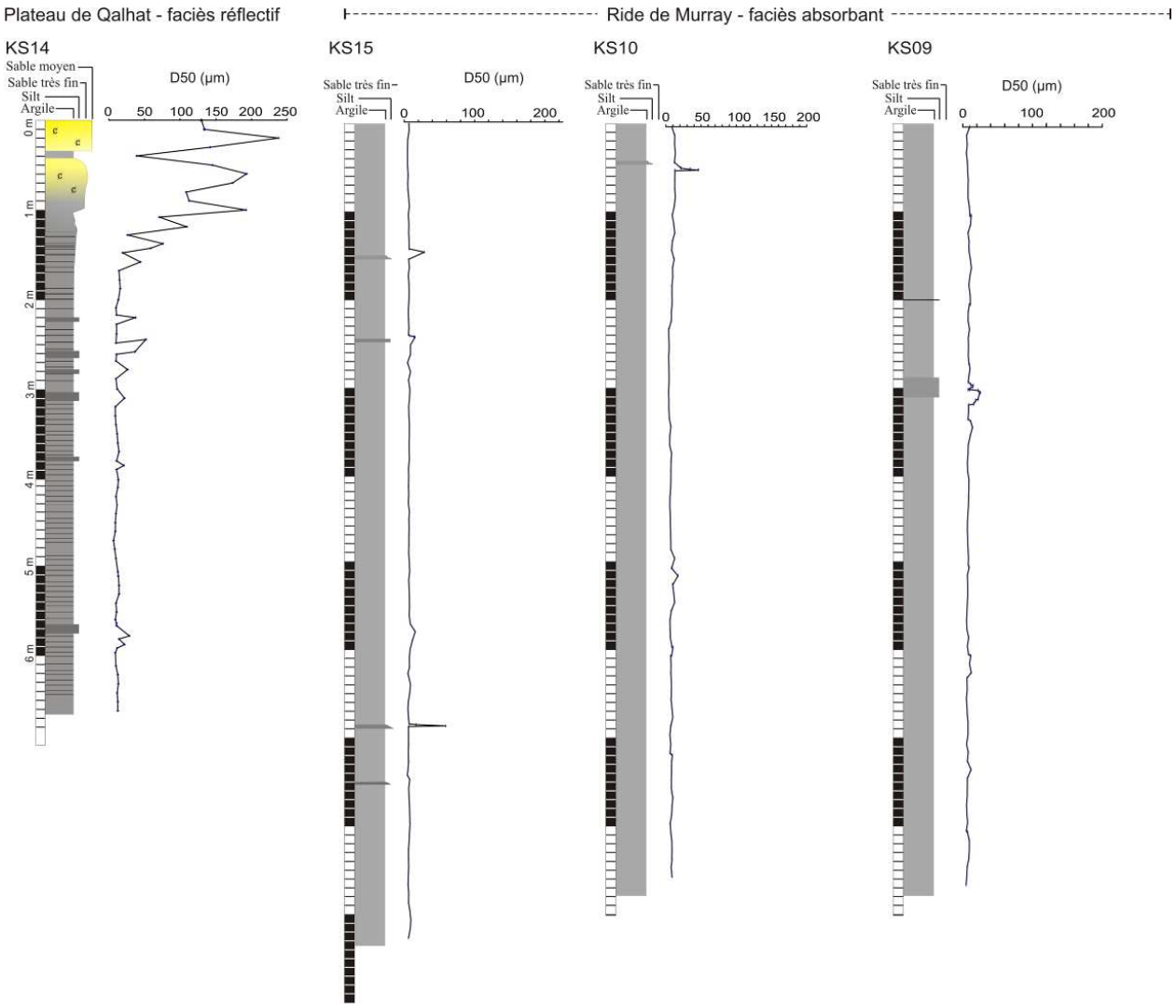


Figure VIII-4 : lithologie et évolution granulométrique des carottes utilisées dans le modèle et associées au faciès acoustique réflectif (A1) du plateau de Qalhat (KS14) et du faciès acoustique absorbant (A4) des flancs et du sommet de la ride de Murray (KS09, KS10, KS15). Les descriptions lithologiques des autres carottes utilisées (lobes turbiditiques, plaine abyssale omanaise) et l'analyse des processus sédimentaires associés sont décrits dans les Chapitres V et VI..

2) *Paramètres d'entrée du modèle*

Selon Hamilton (1980), les principales propriétés géoacoustiques des sédiments affectant la propagation d'une onde acoustique incidente sur le fond sont :

- la célérité C_p des ondes de compression, ou célérité longitudinale (ondes P)
- la célérité C_s des ondes de cisaillement, ou célérité transversale (ondes S)
- les coefficients d'amortissements de ces deux ondes (ou atténuations α_p et α_s) correspondant aux pertes d'intensité par unité de longueur d'onde (en dB/m)
- l'atténuation éventuelle des valeurs de ces paramètres à cause du phénomène d'enfouissement en profondeur (Plantevin & Grivelet, 2002).

Ces paramètres acoustiques étant rarement mesurés, ils sont le plus souvent calculés en utilisant des formules empiriques permettant de transformer les paramètres sédimentaires en paramètres géoacoustiques (Garlan, 2004). Les différentes approches et le choix des formules de transfert que nous avons utilisées dans ce travail sont détaillés dans les paragraphes suivants.

a. Calcul des valeurs de célérité Cp

La célérité C_p est classiquement estimée à partir des valeurs de granulométrie ou de porosité mesurées *in-situ* dans les sédiments (Plantevin & Grivelet, 2002 ; Garlan, 2004, 2007). Les formules de transfert développées par Hamilton (1980), Hamilton & Bachman, (1982) et Bachman (1985) sont basées sur de nombreuses campagnes de prélèvement dans différents environnements océaniques (plateaux continentaux, pentes continentales, plaines abyssales). Plusieurs formules ont été établies en fonction du type d'environnement de dépôt et de la lithologie des sédiments (Hamilton, 1980 ; Hamilton & Bachman, 1982). Ne disposant que de très peu de données de porosité mesurée, c'est uniquement à partir des données granulométriques que le calcul des célérités a été effectué.

Or la synthèse des nombreux travaux réalisés en géoacoustique montre que la relation entre les paramètres granulométriques et la célérité n'est pas linéaire et varie fortement d'un environnement sédimentaire à un autre (Garlan, 2004, 2007). A partir du jeu de données disponible, nous avons donc dans un premier temps testé la validité des relations entre les valeurs de médiane granulométrique et les valeurs de célérité dans les carottes du Golfe d'Oman (Figures VII-5, VII-6 et VII-7).

Relation « célérité - granularité »

Les données regroupent des carottes prélevées dans les différents environnements sédimentaires (pied de pente du Makran, pied de pente omanais, lobes turbiditiques, plaine abyssale d'Oman, ride de Murray…) soumis à différents processus de dépôt (sédiments hémipélagiques et pélagiques, dépôts d'origine gravitaire).

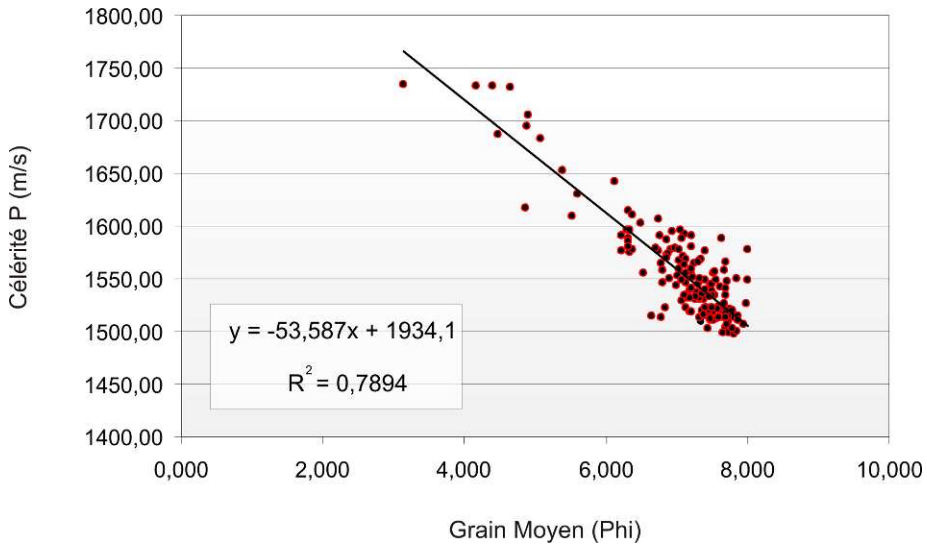


Figure VIII-5 : relation entre les valeurs Phi50 (médiane granulométrique) et la célérité Cp, pour l'ensemble des carottes du Golfe d'Oman où des valeurs de célérités ont été mesurées (KS01, KS02, KS04, KS05, KS10, KS15, KS16, KS20, KS21, KS22 et KS24).

La relation entre la médiane granulométrique et les célérités mesurées dans les mêmes niveaux montre une assez bonne relation linéaire (Fig. VII-5) avec un coefficient de corrélation de ~ 0,79. Cependant, en détail, un meilleur coefficient de corrélation (R^2 = 0,86) est obtenu dans les carottes dominées par des processus de dépôt gravitaire (Fig. VII-6a). A l'inverse, un coefficient de corrélation beaucoup plus faible (R^2 = 0,42) caractérise les carottes prélevées sur la ride de Murray (dominées par des dépôts fins pélagiques et/ou hémipélagiques ; Fig. VII-6b). Ces plus faibles coefficients de corrélation pourraient être liées aux faibles écart-types des valeurs de célérités mesurées dans les carottes pélagiques/hémipélagiques (~ 21 m/s contre 52 m/s dans les environnements dominés par des processus gravitaires). En effet, les environnements de dépôt pélagiques/hémipélagiques sont dominés par des sédiments fins (argiles et silts), ou les valeurs de célérité mesurées sont assez proches (Fig. VII-6b), et les incertitudes liées à la mesure du célérimètre peuvent induire des biais qui ne permettent pas de dégager des tendances claires à cette résolution.

Ces différences pourraient également illustrer le rôle du mécanisme de tri des particules sédimentaires lors du dépôt : les écoulements gravitaires tendent par nature à trier les sédiments le long de leur parcours, les sédiments sont donc assez bien classés lors de leur dépôt et la médiane granulométrique représente alors assez bien la lithologie du niveau sédimentaire. A l'inverse, les dépôts hémipélagiques et pélagiques favorisent le développement de niveaux argilo-silteux, plus ou moins riches en éléments biogènes (foraminifères planctoniques et benthiques, débris coquillers…) et donc assez hétérogènes.

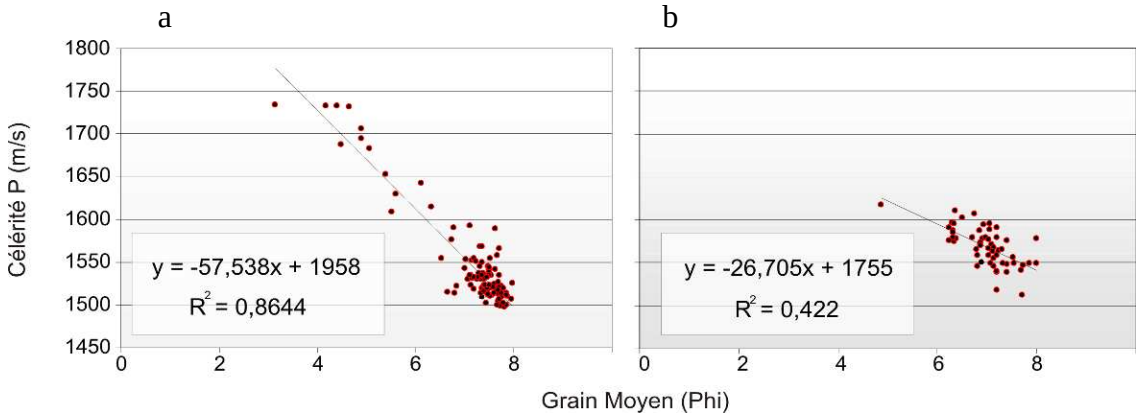


Figure VIII-6 : relation entre les valeurs de Phi50 et la célérité Cp, pour : a) les carottes prélevées dans des environnements sédimentaires dominés par des processus de dépôt gravitaires (KS01 – KS02 – KS04 – KS05 – KS16 – KS20 – KS21 – KS22 – KS24) ; et b) les carottes prélevées dans des environnements sédimentaires dominés par des dépôts hémipélagiques et pélagiques (KS10 – KS15).

Le cas de la carotte KS14, non intégrée aux données ci-dessus, confirme cette tendance : prélevée sur le plateau de Qalhat (Fig. VII-2), cette dernière montre un faciès sablo-argileux particulier sur le premier mètre de sédiment (Fig. VII-4), avec une médiane granumétrique qui oscille entre 4 et 2 phi (*i.e.* 70 – 270 µm). Les mesures de célérité mesurées dans ces niveaux montrent une corrélation différente de ce qui est observé pour le reste des carottes du bassin (Fig. VII-7), avec des niveaux grossiers (2<Phi50<4) anormalement associés à de faibles valeurs faibles de célérité (< 1600 m/s).

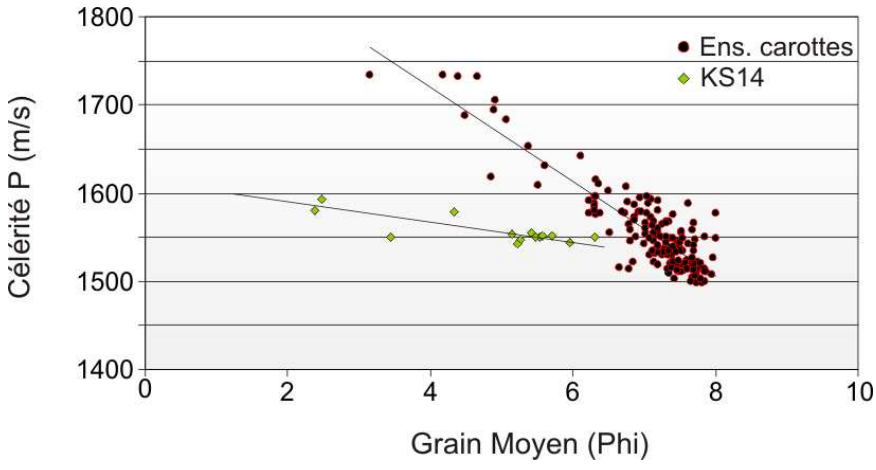


Figure VIII-7 : relation entre les valeurs de Phi50 et la célérité Cp (mesurée à bord) pour l'ensemble des carottes disponibles excepté KS14 (points rouges) et la carotte KS14 (points verts).

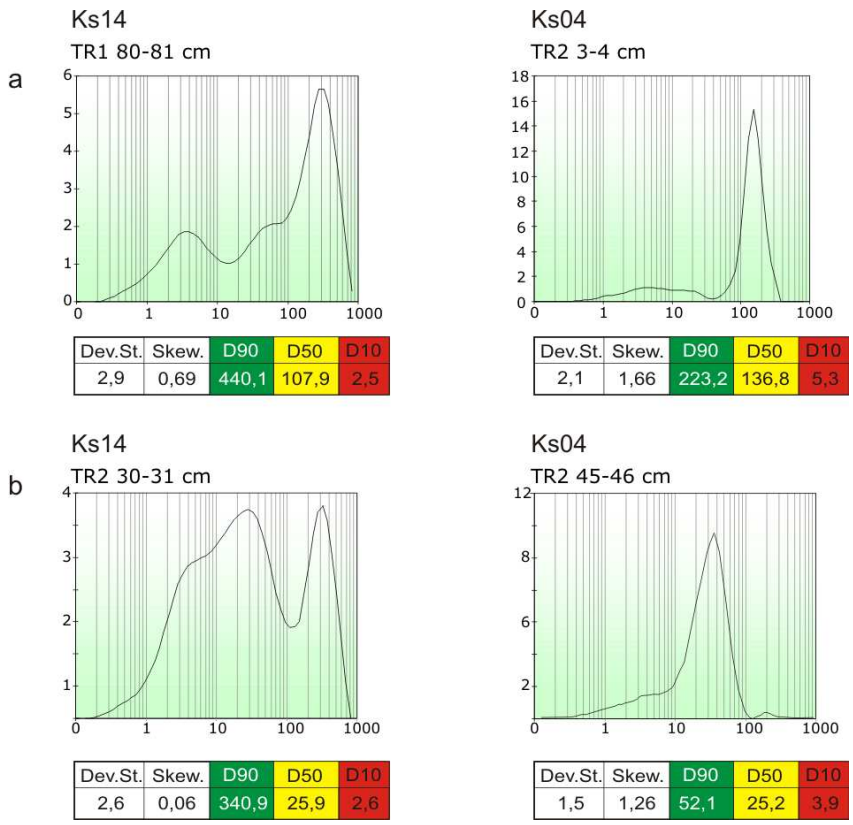


Figure VIII-8 : comparaison des courbes granulométriques pour les carottes KS14 (plateau de Qalhat) et KS04 (lobe Al Batha) pour des médianes granumétriques (ici exprimées en D50, µm) similaires dans (a) des niveaux de sables fins (100<D50<140 µm) ; et (b) des niveaux silteux (D50 ~ 25 µm). Les principaux paramètres granulométriques de ces niveaux sont indiqués sous les courbes (déviation standard = Dev.Std. ; Skewness = Skew.).

Cette « anomalie » de célérité C_p est probablement liée à la composition très hétérogène des sédiments sur la carotte KS14 (sables, argiles, foraminifères abondants), marqués par des courbes granulométriques bimodales voir trimodales (Fig. VII-8). Ainsi, pour une médiane granulométrique semblable, les sédiments sableux observés sur le plateau de Qalhat seront marqués par des fractions argilo-silteuses beaucoup plus importantes que dans des sables fins déposés par des courants de turbidités (cas de la carotte KS04). De la même façon, des sédiments à dominance silteuse sur le plateau de Qalhat auront une proportion de sable significative (Fig. VII-8). Ceci a tendance à « niveler » les valeurs de célérité C_p moyennes mesurées dans les dépôts du plateau de Qalhat (Fig. VII-7).

L'utilisation seule de la médiane granulométrique pour le calcul de célérités C_p n'est donc pas satisfaisant dans des environnements de dépôts marqués par l'action de courants océaniques (comme le plateau de Qalhat), tandis qu'elle s'applique bien dans des sédiments déposés sous l'action de tri particulaire (turbidites, hémipélagites…).

La granularité moyenne du sédiment semble donc jouer un rôle prépondérant dans la distribution des célérités des sédiments du Golfe d'Oman : en excluant la carotte KS14, on obtient une bonne corrélation entre les valeurs de médiane granulométrique et les célérités C_p

mesurées. Ces résultats valident donc l'utilisation de la médiane granulométrique pour calculer les valeurs de C_p à haute résolution dans le modèle.

Choix de la formule de transfert et validation

Un des intérêts majeurs du « simulateur » est de pouvoir envisager l'impact de fines variations lithologiques verticales sur les ondes acoustiques. L'analyse complète des carottes sédimentaires prélevées dans le Golfe d'Oman nous a permis d'entrer dans le modèle une description très détaillée de chaque carotte sédimentaire utilisée (Fig. VII-9). Des analyses granulométriques ont été effectuées à des pas d'échantillonnage centimétriques à millimétriques, de façon à pouvoir attribuer une valeur de médiane granulométrique à chaque couche lithologique observée (Fig. VII-9). Ces valeurs seront ensuite transformées en valeurs acoustiques (C_p) attribuées à chaque couche lithologique, à haute résolution.

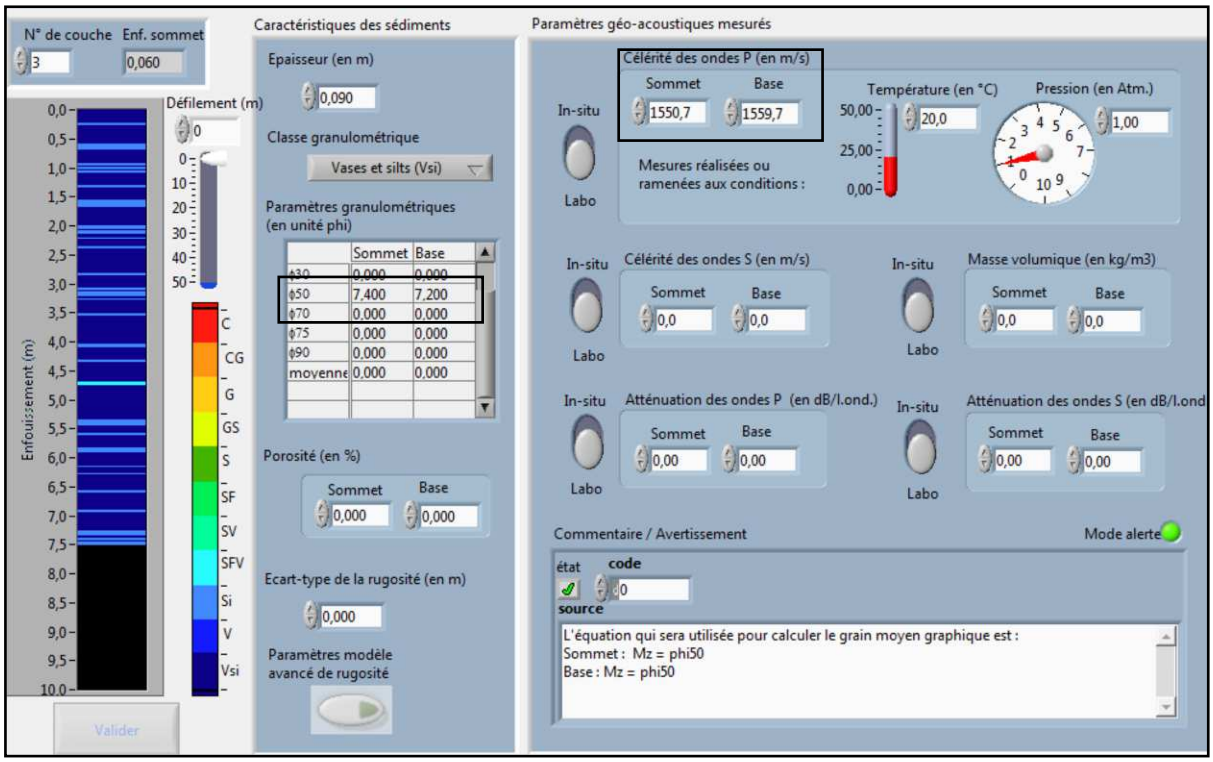


Figure VIII-9 : module d'entrée des paramètres sédimentologiques (lithologie, épaisseur, médiane granulométrique des couches sédimentaires) et géoacoustiques mesurés (porosité, célérité…). Ici exemple de la carotte KS21 (pied de pente du Makran) : la carotte est composée de « couches » sédimentaires, pour lesquelles on entre les valeurs de médiane granulométrique base/sommet (i.e. on tient compte du granoclassement de chaque niveau) ; ex : la couche « n° 3 », épaisse de 9 cm, montre une composition argilo-silteuse (terme « Te » des turbidites) avec un granoclassement normal de la base vers le sommet. Les mesures de célérité base / sommet mesurées lors de l'ouverture de la carotte sont également renseignées, ramenées à des conditions de température de 20°C et une pression de 1 Atm.

Dans un premier temps, les données obtenues du granulomètre laser (en μm) ont été converties en unités *Phi* en utilisant la formule suivante :

$$Phi_{50} = -LOG^{10}(D[v, 0.50] / 1000) / LOG^{10}(2)$$

Plusieurs relations empirico-statistiques permettant la transformation de ces valeurs granulométriques en valeurs de C_p sont disponibles dans le modèle (Plantevin & Grivelet, 2002). Ces relations ont été établies à partir de campagnes d'échantillonnages locales (Garlan, 2004), et sont théoriquement valables dans une certaine limite de domaine d'application (sédiments du plateau continental, sédiments argileux des plaines abyssales, sédiments lacustres…) relatif à la granularité des dépôts (Plantevin & Grivelet, 2002). Or nous avons vu que la nature des sédiments dans le Golfe d'Oman est variée, allant des sables moyens (dans les lobes turbiditiques) aux argiles. Le choix de la formule empirique la plus adaptée aux sédiments du Golfe d'Oman a donc été réalisé en comparant les valeurs de célérité C_p calculée avec les valeurs de célérité C_p mesurées lors de l'ouverture des carottes sédimentaires à bord. Parmi les différentes relations disponibles (*e.g.*, Plantevin & Grivelet, 2002), seule la formule de Bachman (1985) permet de s'affranchir de ces conditions limites en taille des grains Mz :

$$R = 1.296 - 6.01e^{-2} M_z + 2.83e^{-3} M_z^2$$

$$\text{et } (C_p)_{23°,\ 1\ Atm} = R^* (C_{eau})_{23°,\ 1\ Atm}$$

avec $C_{eau\ (23°,\ 1\ Atm)} = 1530$ m/s (célérité de l'eau de mer) à 23°C, 1 Atm.

L'application de cette formule pour le calcul de la célérité C_p à partir du grain moyen a ensuite été testée pour l'ensemble des carottes sédimentaires utilisées dans le modèle, puis comparée aux valeurs mesurées par célérimètrie en laboratoire. Ainsi, les pourcentages d'erreurs (biais, en %) entre les valeurs de célérité C_p calculées à partir de M_z et les valeurs mesurées, sont calculés dans le modèle (Fig. VII-10).

Les résultats montrent que pour l'ensemble des carottes sédimentaires, excepté KS14, $C_{p\ mesuré} = C_{p\ estimé}$ +/- 2 % environ (Fig. VII-10).

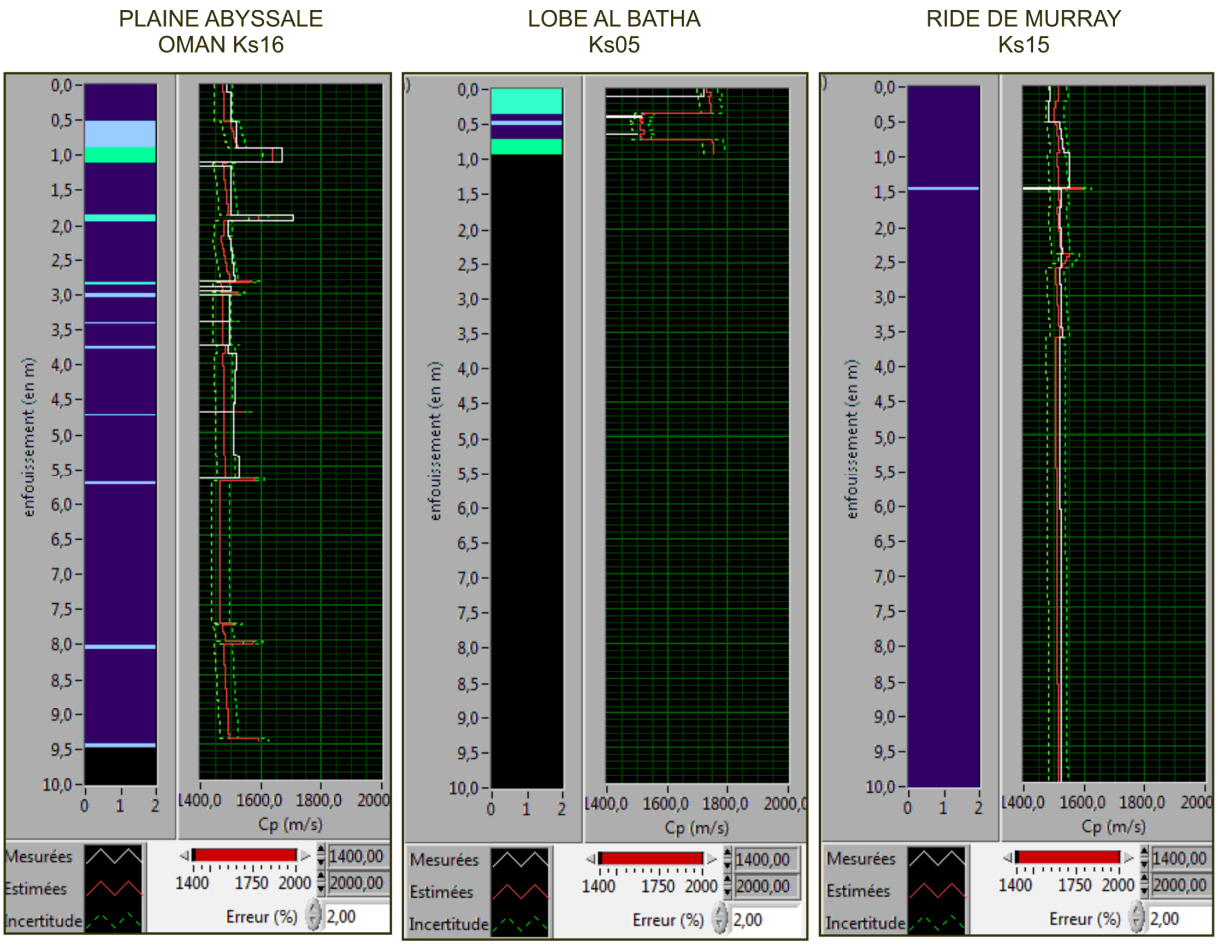


Figure VIII-10 : comparaison entre les valeurs de célérité P calculées (courbe rouge) à partir de la relation de Bachman (1985) et les valeurs de célérité P mesurées (courbe blanche) pour trois carottes sédimentaires du Golfe d'Oman prélevées dans des environnements de dépôt différents. Les valeurs de Cp sont représentées dans un intervalle d'erreur (biais, en %), représenté par les courbes vertes pointillé. On voit que les valeurs de Cp mesurée sont majoritairement comprises dans un intervalle d'erreur de moins de 2 % par rapport à Cp estimée. La carotte KS16 (plaine abyssale omanaise) est majoritairement composée d'épaisses turbidites silto-argileuses, la carotte KS05 (lobe Al Batha) est majoritairement composée de dépôts gravitaires sableux, tandis que la carotte KS15 (ride de Murray) est constituée de dépôts argileux hémipélagiques.

Dans le cas de KS14, la composition hétérogène du sédiment induit une relation célérité/grain moyen différente des autres carottes sédimentaires du Golfe d'Oman. Dans le modèle, nous avons basé le calcul de la célérité C_p par la relation de Bachman (1985) uniquement à partir du Phi_{50}, qui comme nous l'avons vu précédemment, n'est pas adapté à la caractérisation de sédiment dans ce type d'environnement de dépôt. De fait, un biais important est observé dans le calcul des célérités C_p sur cette carotte (Fig. VII-11) : l'erreur de calcul approche des 10 % dans les premiers mètres de la carotte, dominés par des dépôts sablo-argileux très hétérogènes. Le Phi_{50} ne rendant pas compte de la fraction argileuse importante, les valeurs de $C_{p\ estimée}$ obtenues sont comprises entre 1650 et 1780 m/s, alors que

les célérités mesurées dans les même niveaux oscillent entre 1579 et 1594 m/s (Fig. VII-11). Ce biais diminue dans le reste de la carotte, dominé par des sédiments plus fins et plus homogènes (Fig. VII-11).

Les résultats de modélisation sur la carotte KS14 seront donc interprétés avec prudence, ces valeurs erronées et très élevées de célérité sur le premier mètre de sédiment pouvant influencer de façon significative la propagation du signal acoustique.

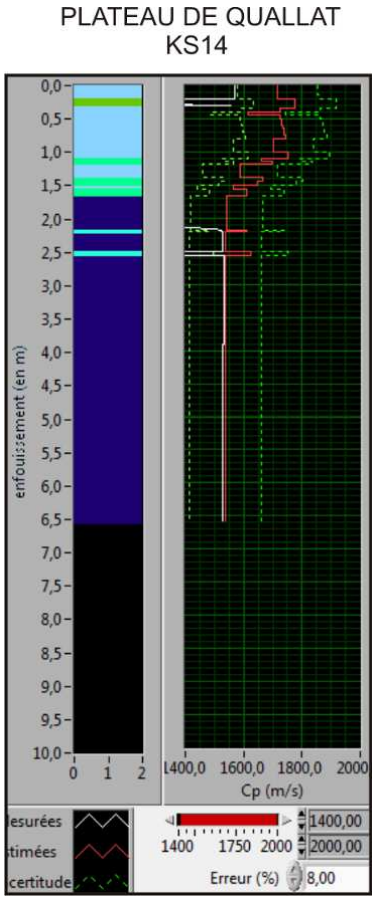


Figure VIII-11 : valeurs de célérité C_p calculées (courbe rouge) à partir de la relation de Bachman (1985) et les valeurs de célérité C_p mesurées (courbe blanche) pour la carotte sédimentaires KS14 prélevée sur le plateau de Qalhat (Fig. VII-2). L'incertitude de la valeur de C_p estimée est représentée par les courbes vertes (pointillés), exprimée en %. Sur les premiers 150 cm de sédiments (sable argileux très hétérogène), la valeur de C_p estimée est proche des 10 % d'erreurs par rapport à C_p mesurée. En profondeur, la lithologie de la carotte devient plus homogène (silt argileux bioturbés), et C_p mesurée est très proche de C_p estimée.

Pour le reste des carottes sédimentaires (lobes de Sonmiani et Al Batha, ride de Murray, plaine abyssale omanaise), la formule de Bachman (1985) pour le calcul des célérités P montre une faible marge d'erreur (Fig. VII-10), et son utilisation est donc validée.

b. Calcul des autres paramètres (Cs, αp, αs, enfouissement).

• La célérité des ondes de cisaillement (C_s) a été estimée à partir de la célérité des ondes de compression (C_p) en utilisant les relations de Bachman (1994) en fonction des classes granulométriques rencontrées dans chaque carotte sédimentaire :

- pour les silts et argiles : $C_p/C_s = 12.41 - 0.2316\ z$ (avec $0 < z < 29.6$)
- pour les sables : $C_p/C_s = 15.53\ z^{-0.235}$ (avec $0 < z < 29.6$)

et z, profondeur (m) d'enfouissement de la couche sédimentaire.

• Le calcul des coefficients d'atténuation des ondes P (α_p) et S (α_s) dans le sédiment est directement calculé à partir des valeurs de médiane granulométrique (Plantevin & Grivelet, 2002), selon les relations d'Hamilton (1980).

• Enfin, le phénomène d'atténuation des ondes de célérité (C_p, C_s) en lien avec l'enfouissement des couches en profondeur est également pris en compte dans le modèle. Cependant, nos données lithologiques se limitent généralement à une dizaine de mètres de sédiment. Pour ces profondeurs, le phénomène d'enfouissement des couches sur la propagation du signal acoustique est très limité et considéré comme négligeable (Plantevin & Grivelet, 2002). En outre, les formules empiriques de relation à l'enfouissement ont été obtenues à partir de données de sismique réflexion avec des résolutions d'une centaine de mètre (Hamilton, 1985), et ne sont donc pas adaptées à la couche superficielle (~ 10 m) des fonds marins. Ce paramètre n'est donc pas été pris en compte dans nos simulations.

B - Résultats

1) *Coefficients de réflexion*

A partir des paramètres géoacoustiques, le « simulateur » calcule les coefficients de réflexion (*i.e.* la perte de transmission liée à l'absorption du signal acoustique au cours de la propagation), qui sont représentés sous forme de graphe en code couleur (Fig. VII-12), en fonction de la fréquence d'émission (de 300 Hz à 3 kHz) et de l'angle de rasance (θ) du signal émis. La réponse acoustique calculée pour un signal incident donné, semble varier en fonction de la lithologie des carottes, comme le montre l'exemple des carottes KS05 (lobe Al Batha), KS21 (plaine abyssale Oman) et KS09 (ride de Murray ; Fig. VII-12).

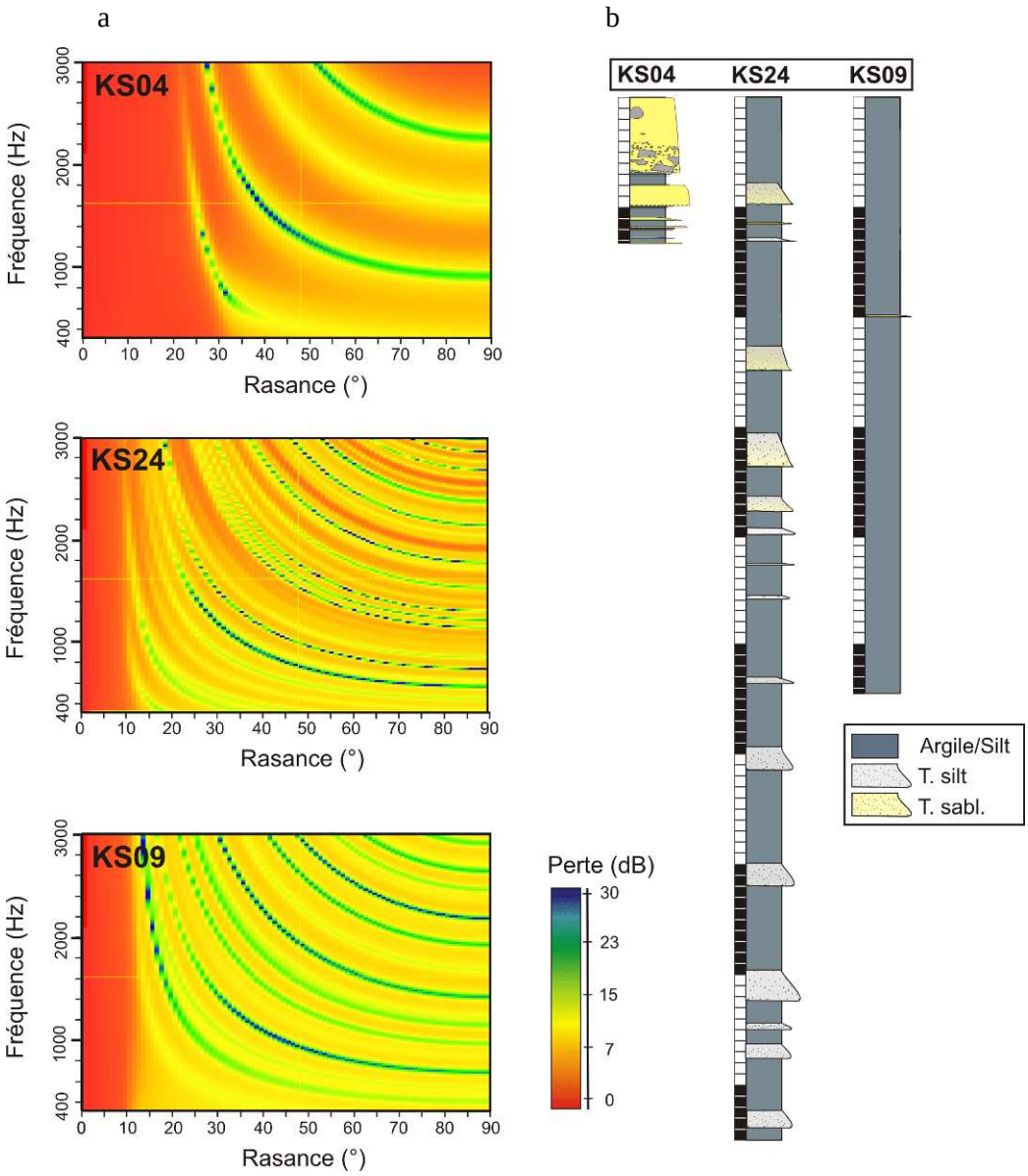


Figure VIII-12 (page précédente) : a) graphes des pertes du signal acoustique (ou absorption, en dB) en fonction de la fréquence d'émission (Hz) et de l'angle de rasance (°) pour trois exemples typiques des différents environnements de dépôt du Golfe d'Oman : KS04 (lobe Al Batha), KS24 (plaine abyssale omanaise), t KS09 (ride de Murray) - localisation en Fig. VII-2. b) Logs lithologiques des trois carottes présentées (T.silt = base turbiditique silteuse ; Tsabl = base turbiditique sableuse).

Les calculs obtenus pour chaque fréquence et angle d'émission sont ensuite extraits et traités sous forme de tableur. La résolution des données est de 1° de rasance et de 20 Hz en fréquence. Nous avons ensuite calculé pour chaque carotte, des valeurs de pertes acoustiques (dB) moyennées sur des gammes fréquentielles et angulaires données :

- à des fréquences de 2 à 3 kHz et émission spéculaire (90-70°), correspondant à la gamme des sondeurs de sédiment (Chirp, SbP120…) ;

- à des fréquences de 2 à 3 kHz pour des incidences obliques (30-50°) et rasantes (1-15°), correspondant à la gamme de certains sonars actifs basse fréquence (Lurton, 2003);

- à très basse fréquence (400 – 600 Hz) pour des incidences obliques (30-50°) et rasantes (1-15°), correspondant à la gamme de certains sonars très basse fréquence (Lurton, 2003).

a. Fréquences de 2 à 3 kHz

Pour des incidences verticales (90-70°), les carottes localisées dans les lobes turbiditiques (KS04, KS05, KS19) sont associées à des pertes de 10,1 dB en moyenne (Fig. VII-13). La plaine abyssale omanaise (KS01, KS16, KS21, KS22, KS24) montre des pertes de 12,3 dB tandis que la ride de Murray est associée à une absorption acoustique plus importante avec des pertes moyennes de 14,2 dB (Fig. VII-13). Enfin, la carotte KS14 (plateau de Qalhat) est associée à des pertes plus élevées (11,4 dB). Dans la plaine abyssale, on observe des pertes acoustiques plus importantes pour les carottes KS01 et KS16 (dominées par des turbidites distales riches en argile) que pour les carottes KS21, KS22 et KS24 (marquées par des séquences turbiditiques plus riches en silt et sable très fin).

Pour des incidences obliques (30-50°), on note la diminution globale des valeurs d'absorption du signal acoustique dans les différents environnements de dépôt, sauf au niveau de la ride de Murray (Fig. VII-13). La tendance reste toutefois identique, avec des pertes moyennes de 6,8 dB dans les lobes turbiditiques, 11, 4 dB au niveau de la plaine abyssale omanaise, 13,7 dB sur la ride de Murray, et 5,2 dB sur le plateau de Qalhat (Fig. VII-13).

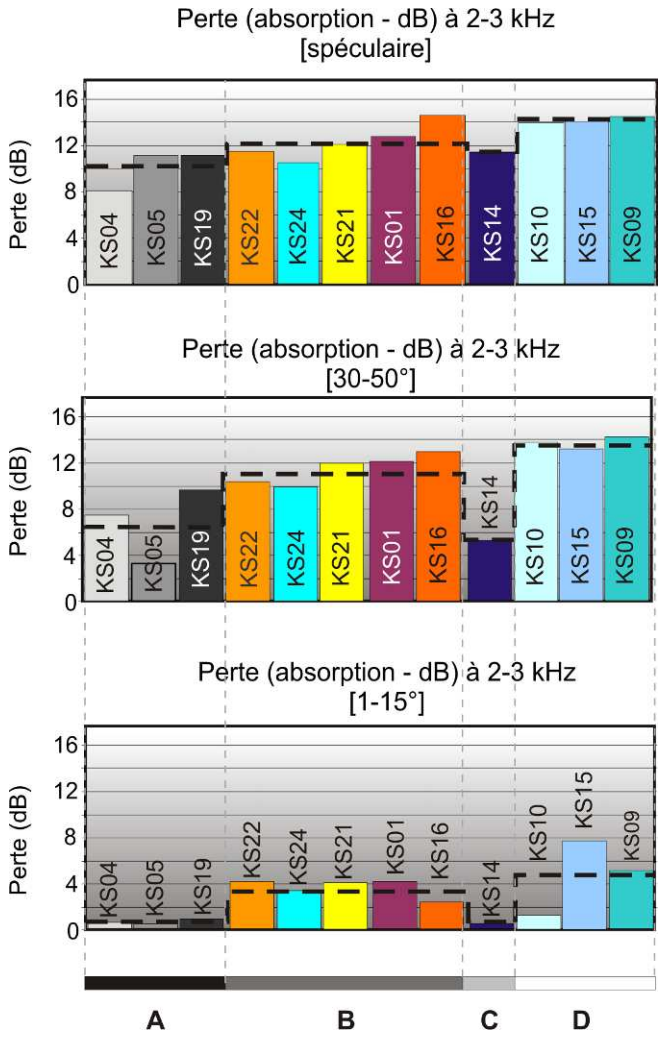


Figure VIII-13 : histogrammes des valeurs moyennes d'absorption d'un signal acoustique émis entre 2 et 3 kHz à la verticale du système émetteur (spéculaire / 90-70°), pour des incidences obliques (30-50°) et à des incidences rasantes (1-15°), modélisées pour différentes carottes du Golfe d'Oman. La valeur moyenne de l'absorption (dB) par environnement de dépôt (lobes, plaine abyssale omanaise, plateau de Qalhat, ride de Murray) est représentée en pointillés noirs. Les carottes sont regroupées par environnement de dépôt (A : lobes turbiditiques ; B : plaine abyssale omanaise ; C : plateau de Qalhat ; D : ride de Murray).

Enfin, pour des incidences rasantes (1-15°), l'absorption des ondes acoustiques est faible sur l'ensemble du bassin (2,32 dB en moyenne), mais on note des valeurs plus fortes dans la plaine abyssale et la ride de Murray (3,6 et 4,7 dB, respectivement) que dans les lobes et sur le plateau de Qalhat (0,6 et 0,4 dB, respectivement). Au niveau de la ride de Murray, on remarque cependant une forte disparité entre la valeur obtenue pour KS10 (1,21 dB) et les deux autres carottes (KS09 - 5,1 dB et KS15 – 7,72 dB).

b. Fréquences de 400 à 600 Hz

Pour des incidences obliques (30-50°), les valeurs maximales d'absorption sont observées au niveau de la ride de Murray (14,2 dB en moyenne ; Fig. VII-14). Les carottes de la plaine abyssale montrent une perte moyenne de 13 dB environ, contre 10,2 dB dans les lobes turbiditiques. Enfin, la carotte KS14 (plateau de Qalhat) est caractérisée par des pertes de 4,6 dB seulement.

Lorsqu'on passe à des incidences rasantes (1-15°), les phénomènes d'absorption sont quasiment nuls, surtout au niveau des lobes turbiditiques (1,9 dB en moyenne) et du plateau de Qalhat (KS14, 0,6 dB), tandis que des valeurs plus élevées sont obtenues pour la plaine abyssale omanaise (4,5 dB) et la ride de Murray (3,7 dB).

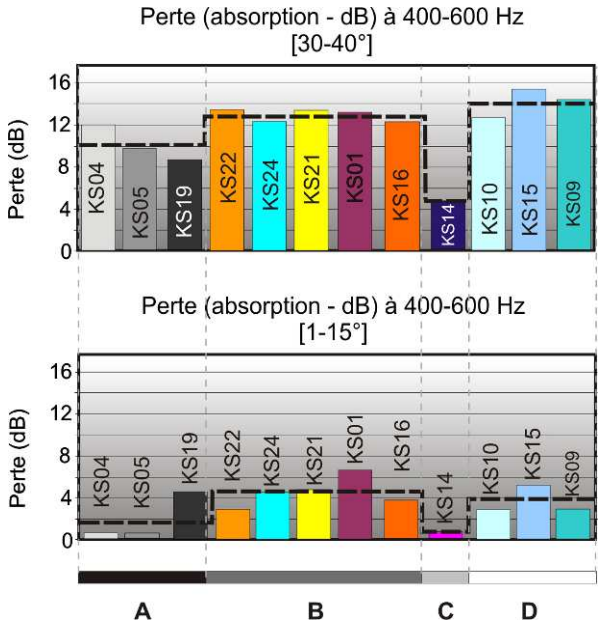


Figure VIII-14 : histogrammes des valeurs moyennes d'absorption d'un signal acoustique émis sur une bande passante de 400 à 600 Hz pour des incidences obliques (30-50°) et à de faibles rasances (1-15°). La valeur moyenne de l'absorption (dB) par environnement de dépôt (lobes, plaine abyssale omanaise, plateau de Qalhat, ride de Murray) est représentée en pointillés noirs. Les carottes sont regroupées par environnement de dépôt (A : lobes turbiditiques ; B : plaine abyssale omanaise ; C : plateau de Qalhat ; D : ride de Murray).

2) *Angles critiques (θ_c)*

L'angle critique (θ_c) correspond à l'angle minimal pour lequel une partie du signal émis peut être réfracté (avec 90° = signal vertical, 0° = signal horizontal). En deçà de cet angle, la totalité du signal émis est donc réfléchi. Des pertes acoustiques inférieures à 5 dB du signal initialement émis constituent des pertes quasi nulles. Ainsi, dans notre étude, la valeur

de l'angle simulé ne correspond donc pas à un angle critique *s.s* mais plutôt à l'angle minimal au-delà du quel le phénomène d'absorption acoustique peut être considéré comme négligeable (*i.e.* < 5 dB).

Les résultats des angles critiques simulés montrent que pour des fréquences de 400 Hz à 3 kHz, les angles critiques sont plus vite atteints dans les environnements sableux des lobes turbiditiques (correspondant à des valeurs situées entre 23° et 38°; Fig. VII-15). Dans la plaine abyssale omanaise, les angles critiques sont atteints vers 7-15°, proche des valeurs obtenues au niveau de la ride de Murray (8-16°). Enfin, des angles critiques de 38° à 43° sont obtenus pour la carotte KS14 (plateau de Qalhat).

On remarque également que des angles plus élevés sont obtenus à haute fréquence (3 kHz) comparativement aux fréquences d'émission plus basses (1 kHz, 400-600 Hz ; Fig. VII-15).

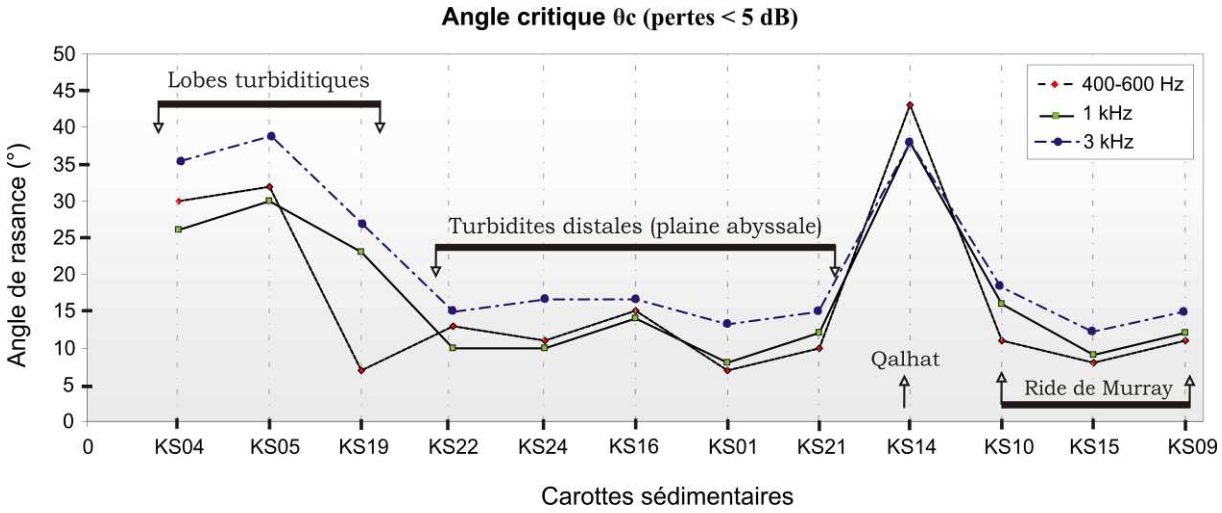


Figure VIII-15 : angles critiques (en °) simulés pour l'ensemble des carottes utilisées (classées par environnement de dépôt) pour des fréquences d'émission de 400-600 Hz, 1 kHz, et 3 kHz.

3) *Indice de réverbération*

L'indice de réverbération (ou rétrodiffusion) caractérise la capacité du fond à renvoyer l'énergie sonore dans la direction incidente (Lurton, 2003). La valeur est exprimée en dB/m^2 et dépend de la capacité réflective du fond (*i.e.* de ses propriétés géoacoustiques de surface et de volume). L'étude de l'indice de réverbération nous permettra notamment de comparer nos résultats avec les données d'imagerie multi-faisceaux, basées sur la mesure de la rétrodiffusion des ondes (Unterseh, 1999 ; Baltzer *et al.*, 2000). Le calcul repose sur le modèle EIBS (Equivalent Backscattering Strength) qui permet de prendre en compte la réverbération de surface et de volume dans un milieu stratifié (Guillon, 1999 ; Guillon & Lurton, 2000). Les résultats obtenus à 400 Hz et à 3 kHz montrent des tendances classiques de l'évolution angulaire de l'indice de rétrodiffusion: pour un signal vertical, les indices sont forts, avec une réverbération dominée par la réflexion spéculaire, et une décroissance

angulaire marquée (Fig. VII-16). L'indice se stabilise ensuite, et décroît lentement avec l'incidence (Fig. VII-16). Ce plateau correspond à la rétrodiffusion du signal par le micro-relief (pour des fréquences élevées) et les hétérogénéités volumiques (pour des fréquences plus faibles) (Guillon & Lurton, 2000 ; Lurton, 2003; Plantevin & Grivelet, 2002). Enfin pour de faibles rasances, autour de l'angle critique, l'indice s'effondre (Fig. VII-16).

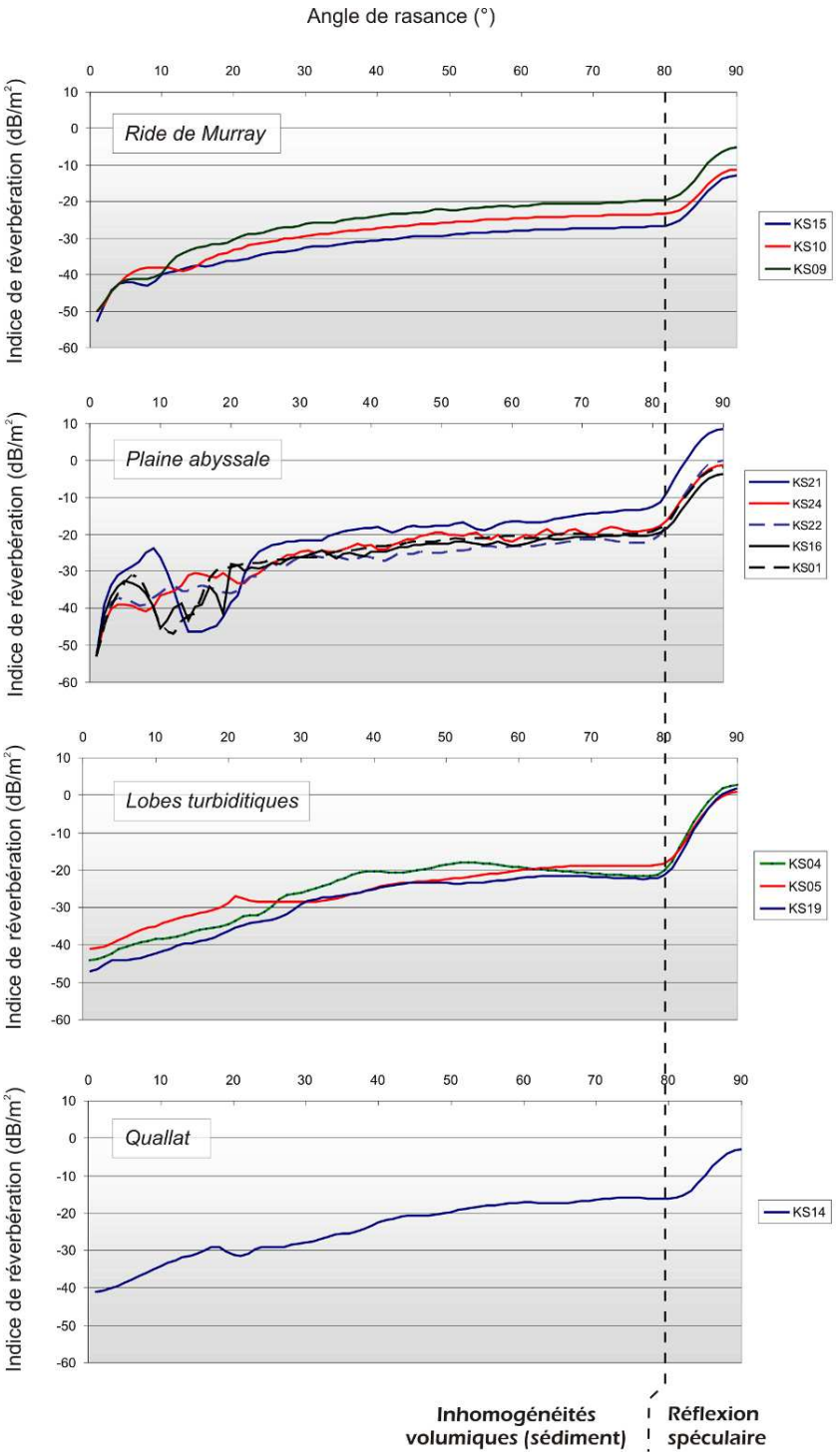


Figure VIII-16 : modélisation de l'évolution angulaire des indices de rétrodiffusion (surface + volume) pour l'ensemble des carottes sédimentaires utilisées (regroupées par environnement de dépôt) à 3 kHz. Les calculs sont réalisés à partir du modèle EIBS (Guillon, 1999 ; Guillon & Lurton, 2000).

a. Fréquences de 3 kHz

Pour un signal vertical, les valeurs de rétrodiffusion obtenues évoluent clairement en fonction de la lithologie : dans les lobes sableux, les valeurs sont positives, entre 1,75 et 2,9 dB/m^2 (Fig. VII-17). Dans la plaine abyssale, les indices diminuent sensiblement (entre 0,08 et -3,6 dB/m^2), sauf pour KS21 où on obtient une valeur anormalement élevée (8,6 dB/m^2). Les carottes de la ride de Murray voient des indices de rétrodiffusion plus faibles (entre -14,5 et – 8,9 dB/m^2). Enfin, une valeur de – 3 dB/m^2 est obtenue pour la carotte KS14, sur le plateau de Qalhat (Fig. VII-17). Lorsqu'on passe à des incidences obliques (80-30°), les indices calculés pour les lobes turbiditiques (-22 dB/m^2 en moyenne) sont sensiblement équivalents à ceux obtenus pour les carottes de la plaine abyssale (-21,3 dB/m^2 de moyenne). On note cependant que ce dernier est plus faible (– 22,4 dB/m^2 de moyenne) lorsqu'on exclut la carotte KS21 des valeurs. Les indices les plus faibles concernent les carottes de la ride de Murray (-25,5 dB/m^2 en moyenne) tandis que les indices les plus forts sont calculés sur le plateau de Qalhat (-19,6 dB/m^2).

b. Fréquences de 400 Hz

Les indices de rétrodiffusion calculés à 400 Hz pour des incidences verticales montrent des valeurs plus faibles qu'à 3 kHz (de 3,5 dB en moyenne ; Fig. VII-17), mais des tendances qui restent les mêmes, avec des indices de rétrodiffusion élevés dans les environnements sableux (-3,2 dB/m^2 dans les lobes, - 3,9 dB/m^2 sur le plateau de Qalhat), et des indices plus faibles dans la plaine abyssale (-4,9 dB/m$_2$) et sur la ride de Murray (-12,1 dB/m^2). Pour des incidences obliques, les indices calculés dans les lobes (-21 dB/m^2) et sur le plateau de Qalhat (-19,3 dB/m^2) sont légèrement plus élevés que ceux de la plaine abyssale (-20,9 dB/m^2 de moyenne, ou -21,9 dB/m^2 en excluant KS21), mais largement supérieurs aux indices obtenus sur la ride de Murray (-25,3 dB/m^2). Globalement, on voit également que les valeurs moyennes calculées à 400 Hz sont sensiblement égales à celles obtenues à 3 kHz pour ces gammes d'incidences (Fig. VII-17).

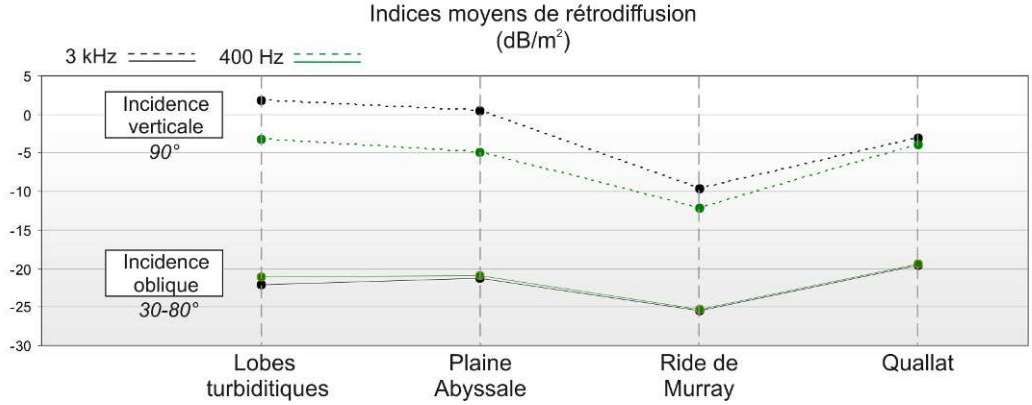


Figure VIII-17 : indices de rétrodiffusion (dB/m^2) moyens calculés pour chaque environnement de dépôt à 3 kHz et 400 Hz, pour des incidences verticales (90°) et obliques (30-80°). Les calculs sont réalisés à partir du modèle EIBS (Guillon, 1999 ; Guillon & Lurton, 2000).

C - Discussion

1) *Impact de la variabilité sédimentaire sur les propriétés géoacoustiques*

Le cas du Golfe d'Oman illustre parfaitement la diversité des processus de dépôt en milieu marin profond et son impact sur la propagation du signal acoustique. Nos résultats ont en effet montré que la réponse acoustique d'un signal indicent est fortement modulée en fonction de l'environnement de dépôt sédimentaire rencontré, et ce pour une large gamme de fréquences et d'angles d'émission. Nous discutons de l'impact de la lithologie et de la stratification des sédiments de subsurface sur les propriétés géoacoustiques du Golfe d'Oman.

a. Impact des lobes turbiditiques

Les lobes turbiditiques dans la plaine abyssale omanaise engendrent des zones de forte réflectivité qui peuvent s'étendre sur de très vastes superficies (~ 1,300 et 1,400 km^2 pour les lobes Al Batha et Sonmiani, respectivement). Les carottes sédimentaires obtenues dans ces lobes sont composées de dépôts gravitaires sableux (max. 195 µm), et de dépôts turbiditiques silto-argileux lités (Chapitre V). Ces niveaux sableux sont marqués par des valeurs de célérité P importante (> 1700 $m.s^{-1}$), et vont avoir un impact significatif sur la propagation du signal acoustique :

- elles vont former des zones de plus faible absorption du signal émis, quelle que soit la fréquence d'émission et l'angle de rasance ;
- l'angle critique (θ_c) sera plus vite atteint au niveau de ces lobes. La différence entre $\theta_{c\text{-}lobes}$ et les angles critiques calculés dans la plaine abyssale ($\theta_{c\text{-}PA}$) et la ride de Murray ($\theta_{c\text{-}RM}$) atteint près de 22° pour des fréquences d'émission de 3 kHz, puis diminue vers 15° à 1kHz, et moins de 12° pour des basses fréquences d'émission (400-600 Hz) ;
- les indices de réverbération calculés pour ces carottes sont plus élevés (de 8 à 11 dB en moyenne) que pour les carottes sédimentaires prélevées sur la ride de Murray. En revanche, l'écart avec les indices des lobes ne sont très proches de ceux calculés dans la plaine abyssale et sur le plateau de Qalhat.

Ces résultats sont tout à fait cohérents avec les observations réalisées en sismique par les sédimentologues, et avec les modèles théoriques de géoacoustique, qui prédisent des environnements sableux typiquement plus réflectifs que les environnements silto-argileux (Ivakin, 1994; Guillon & Lurton, 2000; Plantevin & Grivelet, 2002; Lurton, 2003). Leur impact principal sur la propagation et la rétrodiffusion du signal acoustique est observé aux incidences verticales (spécualaire) et rasantes (1-15°), ce qui est cohérent avec une prépondérance des interactions de surface dans ces gammes angulaires (Fig. VII-1 ; Guillon, 1999 ; Lurton, 2003). L'observation d'angles critiques plus vites atteint dans les lobes va

également dans ce sens (en raison du fort contraste d'impédance à l'interface eau-sédiment). L'écart (°) entre les angles critiques calculés dans les lobes et ceux obtenus dans le reste du bassin diminue avec la fréquence d'émission (Fig. VII-18), illustrant la plus forte influence des niveaux de sables en surface (contraste d'impédance) pour des fréquences « élevées » (3 kHz, faible pénétration du signal en profondeur) que pour les basses fréquences (Fig. VII-18).

Les lobes sableux se développent généralement dans la partie distale des systèmes turbiditiques, au débouché des systèmes chenalisés (cf. Chapitre II). Leur morphologie, extension, et distribution sédimentaire dépend des paramètres source du système (nature du système hydrographique, proportion sable / vase des écoulements) et du contexte physiographique local (morphologie de la marge et contrôle tectonique, degré de confinement). Ainsi, selon le « type » de marge rencontré, des petits complexes de lobes vont se développer préférentiellement en pied de pente continentale (cas de la marge est-Corse (Deptuck *et al.*, 2008) et de la marge nord-est omanaise (Chapitre V), tandis que d'autres configurations de marge permettent le transport chenalisés des sédiment sur de très longues distances (cas du Zaïre ou de l'Amazone), avec la formation de lobes de grande superficie à plus de 1000 km de l'embouchure des fleuves (Bonnel, 2005 ; Jegou *et al.*, 2008). En sub-surface, la connaissance précise de la localisation et de l'extension des lobes turbiditiques apparaît donc comme un paramètre important à prendre en compte pour les modèles géoacoustiques. De plus, les complexes de lobes turbiditiques forment d'épaisses accumulations sédimentaires (~ 60 m) pour le complexe de lobe Pléistocène du Golo, sur la marge est Corse ; Gervais *et al.*, 2006b). En plus de la distribution des lobes en sub-surface, les phénomènes de migration latérale des systèmes chenalisés en amont dans le temps impliquent donc également la connaissance de la distribution et de l'organisation des complexes de lobes en profondeur.

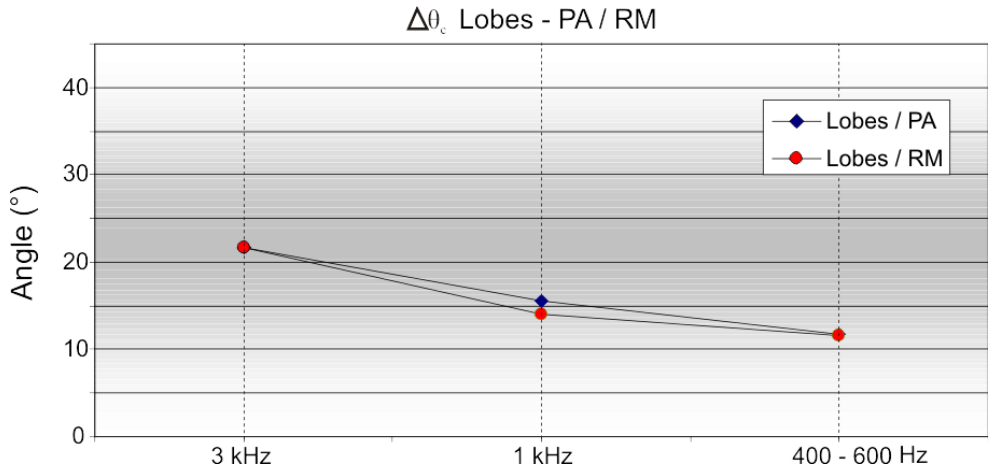


Figure VIII-18. Différence (en °) entre les angles critiques (θc) simulés pour les carottes dans les lobes turbiditiques (KS04, KS05, KS19) et les angles critiques simulés pour les carottes prélevées dans la plaine abyssale omanaise (PA – points bleus) et sur la ride de Murray (RM – points rouges) pour des fréquences d'émission de 400-600 Hz, 1 kHz, et 3 kHz.

b. Impact des turbidites silto-argileuses distales de la plaine abyssale

Nos résultats suggèrent que la plaine abyssale omanaise et la ride de Murray sont des zones globalement plus absorbantes que les lobes turbiditiques. D'un point de vue sédimentaire, les carottes prélevées dans ces deux zones acoustiques montrent en effet une lithologie plus fine, dominée par des sédiments silto-argileux.

Mais dans le détail, les résultats obtenus sur les carottes de la plaine abyssale montrent des valeurs d'absorptions plus faibles que sur la ride de Murray. En effet, la plaine abyssale est composée de turbidites distales avec un terme argileux (Te) très développé (pluri-décimétrique), marqué par des faibles célérités (< 1600 $m.s^{-1}$) et des bases turbiditiques plus grossières (max. 110 µm) qui engendrent des pics de célérité (C_p > 1600 $m.s^{-1}$). Les carottes prélevées sur la ride de Murray montrent à l'inverse une composition très majoritairement hémipélagique, dominée par des sédiments argilo-silteux bioturbés, avec de rares et fins niveaux silteux (Fig. VII-3). La présence de niveaux de silts indurés en profondeur augmente le phénomène de réflexion acoustique : l'absorption des ondes est plus faible dans la plaine abyssale omanaise que sur la ride de Murray, et les coefficients de rétrodiffusion sont supérieurs, quelle que soit la gamme fréquencielle utilisée. Ces niveaux silteux ont un impact très important sur les indices de rétrodiffusion, puisque si les indices calculés ont des valeurs inférieures à celles des lobes sableux à des incidences verticales, elles s'en approchent voire les dépassent pour des incidences obliques à 400 Hz et 3 kHz (Fig. VII-17). Ce résultat est interprété comme l'impact de l'hétérogénéité de volume (turbidites distales de la plaine abyssale omanaise) sur la rétrodiffusion des ondes, pour des angles d'émission obliques ou l'importance de la rétrodiffusion de volume est significative (Lurton, 2003). On note également que c'est dans la carotte KS21, où la stratification verticale et l'alternance de couches silto-argileuses est la plus fine, que les indices de rétrodiffusion sont les plus forts. Cependant, l'augmentation du nombre de paramètres d'entrée (et donc du nombre de couches) dans le modèle EIBS rend risqué l'interprétation des valeurs obtenues, notamment parce que tout les paramètres reliés à chaque couche ne peuvent être renseignés (Guillon & Lurton, 2000). Or la carotte KS21, composée de nombreuses séquences turbiditiques fines (~ 5,5 cm d'épaisseur chacune, avec plus de 10,5 turbidites par mètre, en moyenne), a demandé un grand nombre de paramètres d'entrée sédimentaires (82 couches renseignées). Si il est possible que l'augmentation de la stratification des sédiments (avec des niveaux silteux resserrés) augmente la réflexion du signal acoustique, il est également envisageable que ce plus grand nombre de valeurs induisent des problèmes de calcul numérique induit par la multiplication des valeurs à très basse résolution (Guillon & Lurton, 2000). Si nos résultats soulignent clairement l'impact de niveaux silteux enfouis dans le sédiment (hétérogénéités de volume) sur la réflexion du signal acoustique, d'autres tests sont donc nécessaires pour évaluer finement l'impact du nombre de couches sur les propriétés géoacoustiques.

Enfin, les angles critiques calculés dans la plaine abyssale omanaise sont assez similaires à ceux obtenus dans les sédiments hémipélagiques de la ride de Murray (Fig. VII-

15), et ce pour les différentes fréquences d'émission. Ceci montre que l'influence des bases turbiditiques silto-sableuses à moins d'impact sur la rétrodiffusion du signal pour des très faibles rasances (< 15°), où la rétrodiffusion d'interface prend théoriquement le pas sur la rétrodiffusion de volume.

c. Impact de la dynamique sédimentaire locale

Les résultats obtenus sur le plateau de Qalhat sugèrent une signature acoustique très particulière. La présence d'une couverture sédimentaire superficielle riche en sables engendre des réflectivités fortes tant à de très basses fréquences (400 Hz) qu'à 3 kHz, mais également à des angles critiques très rapidement atteints (dès 43° à 400 – 600 Hz). Cependant, nous avons vu que ces résultats sont à interpréter avec prudence, en raison de l'erreur importante dans les estimations des célérités C_p sur les 150 premiers centimètres de sédiment. L'exemple du plateau de Qalhat montre tout de même que la connaissance *a priori* des processus sédimentaires locaux est primordiale dans le choix des paramètres utilisés pour la caractérisation du sédiment, et donc pour le calcul des paramètres géoacoustiques. L'utilisation de la médiane granulométrique est bien adaptée aux environnements de dépôt turbiditiques (caractérisés par un dépôt rapide de particules bien triées), et dans une moindre mesure pour les environnements de dépôt pélagiques/hémipélagiques (tri par décantation variable dans le temps). L'exemple du Golfe d'Oman montre en revanche que la prise en compte de paramètres additionnels (classement, skewness…) est indispensable dans certains environnements sédimentaires, dominés par des processus de dépôt plus complexes (avec un hydrodynamisme plus fort), comme le suggèrent les travaux de Chen *et al.* (1988).

2) *Comparaison avec les données de sismique THR*

La comparaison des résultats d'obtenus dans le modèle avec les données de sismique THR SbP 120 permet de tester la validité du « simulateur » pour des émissions spéculaires à haute-fréquence (2-3 kHz). Cette comparaison reste toutefois limitée, le SbP 120 émettant un signal variant de 2,5 kHz jusqu'à 7 kHz, c'est-à-dire au-delà de la fréquence maximale atteinte par le modèle (3 kHz).

Les données de sismique THR localisées dans le corps du lobe turbiditique Al Batha (correspondant aux carottes KS04 et KS05) montrent un écho de surface prononcé, une pénétration du signal faible (moins de 25 ms soit environ 19 mètres), et la présence de réflecteurs d'amplitude forte à moyenne, continus sur plusieurs kilomètres, séparant des unités tabulaires transparentes (Fig. VII-19). Ce faciès acoustique correspond bien aux faibles coefficients d'absorption (pertes moyennes de 10,1 dB) et aux forts indices de rétrodiffusion (1,9 dB/m^2 en moyenne) calculés pour les carottes des lobes. On note que la présence de dépôts grossiers amalgamés dans la zone axiale de transition (CLTZ), c'est-à-dire dans la zone proximale du lobe Al Batha (Fig. VII-19) engendre des réflexions encore plus fortes du signal acoustique (écho de surface rugueux et très prononcé, sans aucun réflecteur sous-jacent), avec

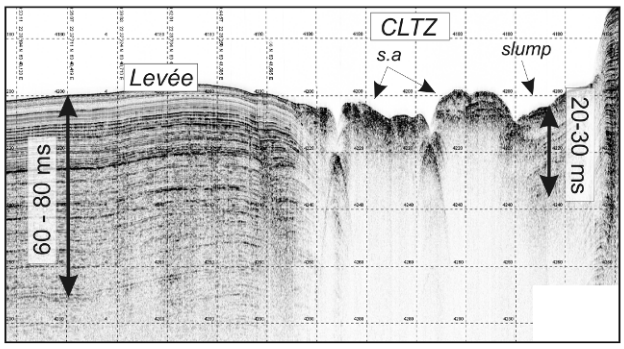
une pénétration maximale de 20 ms (~ 15 mètres), le contraste important à l'interface eau-sédiment expliquant la forte rétrodiffusion mesurée (Unterseh, 1999). On note une pénétration plus importante du signal (> 20 m) dans un dépôt de glissement local adjacent (Fig. VII-19).

Les écho-faciès rencontrés dans les dépôts de levée et au niveau de la plaine abyssale omanaise (Fig. VII-19) montrent un écho de surface moins prononcé, la présence de réflecteurs de forte à moyenne amplitude très continus, et une pénétration du signal plus importante (entre 50 et 80 ms, soit de 35 à 60 m). Ce faciès correspond bien à de plus faibles coefficients de réflexion (pertes de 12,3 dB en moyenne) et à de plus faibles indices de rétrodiffusion moyens (0,9 dB/m^2) simulés.

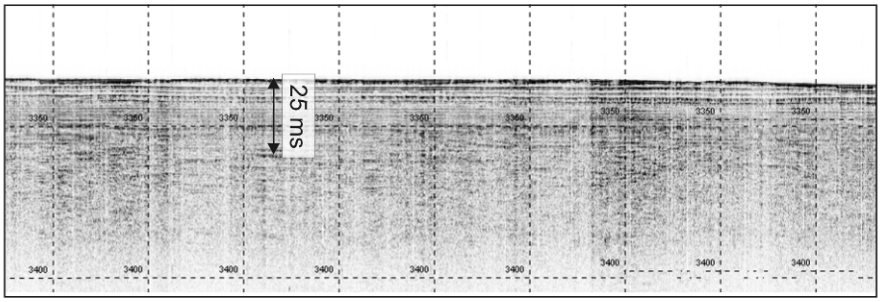
Enfin, nous ne disposons pas de lignes sismiques SbP120 dans la zone de la ride de Murray où les carottes ont été prélevées. Cependant, les sédiments de la pente continentale de la marge sud-omnaise semblent correspondre à des dépôts hémipélagiques (Fig. VII-19), caractérisés par une pénétration très importante du signal (autour de 100 ms, soit environ 75 mètres) et des réflecteurs lités et continus de forte amplitude. Ce faciès correspond bien aux coefficients d'absorption importants (14,2 dB en moyenne) et aux faibles indices de réverbération (- 9,7 dB en moyenne) obtenus lors des simulations.

Les valeurs des coefficients de réflexion et indices de rétrodiffusion calculés à partir des données lithologiques et les écho-faciès rencontrés sur les données de sismique SbP120 sont donc concordants. Ce résultat valide donc, qualitativement, l'utilisation du modèle « simulateur » dans ces gammes angulaires et fréquentielles d'émission.

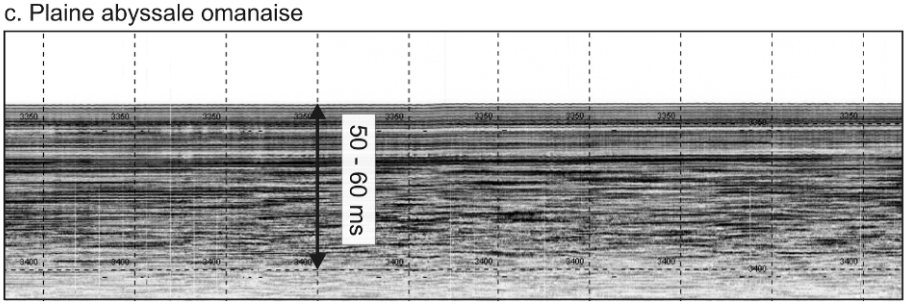
a. Lobe proximal Al Batha



b. Lobe Al Batha



c. Plaine abyssale omanaise



d. Pente continentale

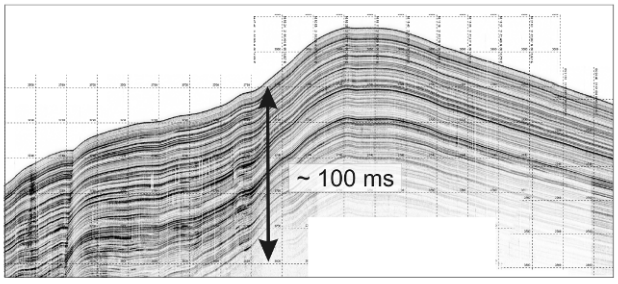


Figure VIII-19 : profils sismiques SbP120 dans le lobe turbiditique Al Batha (a, b), dans la plaine abyssale omanaise (c) et au niveau de la pente continentale de la marge sud omanaise (d). Le SbP120 émet sur une bande passante de 2 à 7,5 kHz, à des incidences spéculaires (Pacault et al., 2004). « S.a » = sables amalgamés ; « slump » = glissement.

3) *Comparaison avec les données d'imagerie acoustique*

Les indices de réverbération calculés dans le modèle se limitent à une fréquence d'émission maximum de 3 kHz, largement inférieure à la fréquence d'émission des sondeurs multi-faisceaux EM12 (~ 13 kHz). Il est donc délicat de les comparer, la pénétration du signal acoustique à 13 kHz ne dépassant pas 13 m dans un contexte argileux (Baltzer *et al.*, 2000) tandis qu'elle atteint 100 m dans un contexte sédimentaire équivalent avec le SbP120 (Pacault *et al.*, 2004). Les travaux d'Unterseh (1999) ont par ailleurs montré qu'il était délicat de trouver une relation absolue entre d'une part la nature du sédiment (lithologie, stratification…) et d'autre part les résultats obtenus d'après ces deux systèmes d'acquisition.

Le calcul des indices de réverbération pour des incidences obliques permet cependant, en théorie, de comparer les tendances enter ces deux types de données, les sondeurs multi-faisceaux travaillant sur de larges gammes angulaires. Or pour des incidences obliques, lorsque l'on regroupe les carottes modélisées par environnement de dépôt, on a pu observer (Fig. VII-17) :

- des indices de réverbération dans les environnements de dépôt turbiditiques (lobes, plaine abyssale) supérieurs de 4 dB (en moyenne) à ceux calculés au niveau de la ride de Murray ;
- des indices calculés dans les lobes assez similaires, voire inférieurs, à ceux calculés dans la plaine abyssale omanaise (impact des couches de silt en profondeur);
- des indices de réverbération élevés sur le plateau de Qalhat.

Ces résultats montrent donc des similitudes et des différences avec les données d'imagerie acoustique :

• on obtient bien des réflectivités plus fortes dans la plaine abyssale que sur la ride de Murray, comme l'illustrent les résultats obtenus sur la carotte KS15 (ride de Murray, - 29 dB/m^2), inférieurs à ceux obtenus pour la carotte KS16 (plaine abyssale omanaise, - 22,7 dB/m^2). Ceci illustre donc l'impact de la récurrence de niveaux silteux turbiditiques enfouis sur la propagation du signal acoustique. Dans la plaine abyssale, ces niveaux décimétriques silteux se retrouvent enfouis à environ 1 mètre de la surface, puis tous les 40 à 50 cm, en moyenne. Ils engendrent des pics de célérité significatifs (1600-1700 m/s), qui vont engendrer une augmentation des coefficients de réflexion et des indices de réverbération, associés à une diminution des phénomènes d'absorption acoustique à 3 kHz comme à 13 kHz. A l'inverse, au niveau de la ride de Murray, les sédiments sont plus absorbants, majoritairement silto-argileux, d'origine hémipélagique, avec la présence de très rares niveaux silteux turbiditiques (millimétriques à centimétriques) enfouis. Cependant, dans ces gammes d'incidence oblique, les résultats obtenus ponctuellement (*i.e.* pour chaque carotte) peuvent montrer une variabilité importante (Fig. VII-20). C'est notamment le cas pour la carotte KS09 (-22,1 dB pour des incidences obliques), qui présente pourtant une composition assez similaire à KS15, avec un niveau silteux enfoui à 2 m sous la surface sur KS09 contre 1,5 m sur KS15. Une composition

moyenne légèrement plus silteuse que KS15 pourrait expliquer des réflectivités plus fortes, mais un problème d'erreur de calcul d'indices de réverbération, moyennés sur de larges gammes angulaires, est plus plausible ;

• ce problème ponctuel de valeur de réflectivité est également illustré dans le cas du lobe Al Batha (Fig. VII-20) : les résultats de modélisation aux incidences obliques sont cohérents avec les données d'imagerie pour les carottes KS01 (plaine abyssale, -21,8 dB/m^2) et KS04 (lobe turbiditique, -20,6 dB/m^2), mais pas pour la carotte KS05, où l'indice calculé (-21,9 dB/m^2) est proche de la valeur obtenue pour KS01. La moyenne des indices calculés dans les lobes à 3kHz étant globalement proche des valeurs de la plaine abyssale (Fig. VII-17), il est envisageable que l'impact de la lithologie des premiers mètres de sédiments à 3 kHz, et pour des incidences obliques, soit moins important que pour de hautes fréquences (13 kHz) ;

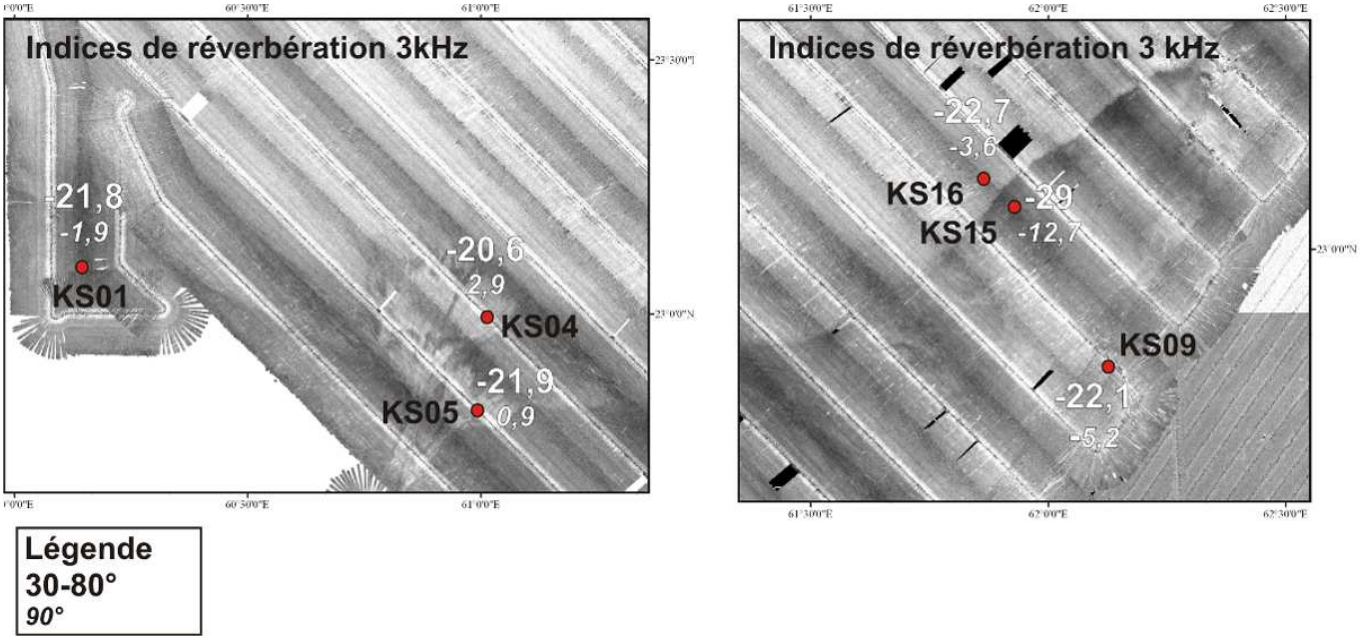


Figure VIII-20 : imagerie acoustique EM12 (en clair = fortes réflectivités ; plus sombre = faibles réflectivités), localisation des carottes utilisées dans le modèle, et valeurs des indices de réverbération (en dB/m^2) calculés pour des fréquences de 3 kHz à des incidences obliques (en majuscules, 30-80°) et au régime spéculaire (en minuscules italiques, 90°).

• finalement, les résultats obtenus sur KS14 semblent cohérents vis-à-vis des fortes réflectivités enregistrées sur les zones externes du plateau de Qalhat en imagerie acoustique (Fig. VII-2). Cependant, les indices de réverbération et les coefficients de réflexion sont surestimés dans le modèle en raison de l'utilisation du grain moyen pour le calcul des célérités C_p.

Les tendances observées sur les données d'imagerie acoustique se retrouvent globalement dans les indices de rétrodiffusion calculés dans le modèle, permettant de valider qualitativement l'utilisation du « simulateur ». Mais les différences de gamme d'émission fréquentielles entre les sondeurs multi-faisceaux (13 kHz) et le « simulateur » (3 kHz), auxquelles s'ajoutent les méthodes de calculs des indices de rétrodiffusion (moyennés sur une large gamme angulaire), ne permettent pas de comparer quantitativement la réponse géoacoustique des sédiments.

Nos résultats sont globalement en accord avec les concepts classiques de l'acoustique marine, qui suggèrent que les sédiments sableux sont plus rétrodiffusants que les sédiments argileux. Ils confirment les travaux d'Unterseh (1999) qui avaient montré l'importance de la lithologie et de la stratification des sédiments en profondeur sur la rétrodiffusion du signal, tant à 3 kHz qu'à 13 kHz. Dans le cas des systèmes turbiditiques de la marge celtique et du Var, il avait été impossible d'établir une relation claire entre la réflectivité et la lithologie (Unterseh, 1999; Baltzer *et al.*, 2000). Les analyses de données « terrain » avaient tout de même montré que dans le cas de configurations « complexes » (alternance de bancs argileux et de turbidites fines silto-sableuses), les réflectivités enregistrées étaient généralement plus faibles que dans le cas de configurations « simples » (Unterseh, 1999). Dans le Golfe d'Oman, les données acoustiques, de même que nos résultats de modélisation, suggèrent à l'inverse que ces configurations « complexes » sont marquées par des réflectivités accrues, liées à l'augmentation ponctuelle des valeurs de célérité C_p au niveau de bancs silteux ou sableux enfouis dans le sédiment. Cette tendance illustre donc l'importance des hétérogénéités de volume dans la propagation des ondes acoustiques pour des angles d'émission obliques.

Mais les études menées par les sédimentologues montrent cependant que d'autres paramètres que la lithologie ont une influence sur la réponse acoustique du sédiment, à des fréquences élevées et pour des angles d'incidence obliques. Des zones de très faibles réflectivités son en effet enregistrées dans les corps de certains lobes sableux (*e.g.* lobe du Var, lobe du Celtique, lobe du Monterey) et dans les chenaux distributaires des lobes du Zaïre (Bonnel, 2005), de l'Amazone (Jegou *et al.*, 2008), et du lobe Al Batha (Fig. VII-2). Unterseh (1999) attribue cette « anomalie de réflectivité » à la présence d'une surpression interstitielle dans les dépôts superficiels (liée à un dépôt récent, en masse, de turbidites et débrites sableuses). Ce même phénomène pourrait être ainsi responsable des zones très absorbantes observées dans les *plunge pools* 1 & 2 du Makran et au débouché du canyon 3 (Chapitre VI) en imagerie acoustique (Fig. VII-2). Ce phénomène n'a pas été envisagé dans cette étude et pourrait être testé à partir du modèle en utilisant d'autres paramètres que la médiane granulométrique pour caractériser le sédiment.

CONCLUSION

L'objectif de ce travail de modélisation géoacoustique était d'évaluer l'impact de la distribution et des caractéristiques sédimentaires, maintenant bien contraintes dans le bassin du Golfe d'Oman, sur les mécanismes de propagation régionale du signal acoustique (coefficients de réflexion, indices de réverbération). Pour cela, nous avons utilisé un modèle numérique dévellopé par le SHOM (« simulateur »), qui permet de calculer les différents paramètres géoacoustiques du sédiment à partir de données sédimentologiques mesurées. La nouveauté de ce modèle réside notamment dans la capacité à quantifier l'impact de fines variations lithologiques sur les propriétés géoacoustiques du sédiment. Ces résultats pouvaient ensuite être comparés aux données acoustiques *terrain* (imagerie acoustique, sismique très haute résolution), permettant ainsi que valider l'utilisation du modèle.

Nos résultats ont montré qu'il était indispensable de prendre en compte la variabilité sédimentaire régionale en surface et en profondeur pour la construction de modèles acoustiques locaux performants. En particulier, la présence des lobes sableux engendre des zones de forte réflexion et de forte rétrodiffusion, associées à des angles critiques très vite atteints, dans toutes les gammes de rasances. Cette tendance traduit l'importance de la différence d'impédance aux interfaces eau/sédiment dans ces environnements pour des fréquences de 400 Hz à 3 kHz, alors qu'à plus basse fréquence ($\geq$ 13 kHz), les observations réalisées dans d'autres lobes sableux (Var, Celtic…) montrent que cette relation peut être plus complexe (Unterseh, 1999).

Nous avons également vu la nécéssité d'une description fine des sédiments en surface et en profondeur : les zones de la plaine abyssale omanaise et de la ride de Murray, toutes deux riches en matériel argilo-silteux, vont être marquées par des propriétés géoacoustiques très différentes. L'existence de rares événements turbiditiques, très volumineux (venant draper l'ensemble du bassin à une échelle de temps centennale à pluri-centennale), s'illustre par la présence de fines couches de silts enfouies dans les sédiments. Ces derniers engendrent des phénomènes de réflexion et de rétrodiffusion accrus du signal acoustique, par rapport aux sédiments argilo-silteux plus homogènes de la ride de Murray, plus absorbants. Les indices de rétrodiffusion calculés dans les sédiments de la plaine abyssale omanaise sont ainsi prochent de ceux calculés dans les lobes pour des incidences obliques : ces résultats permettent donc d'évaluer l'impact d'une caractéristique sédimentaire locale (turbidites distales constituant des hétérogénéités dans le volume sédimentaire) sur la rétrodiffusion globale du signal acoustique. Suivant l'angle d'émission du signal émis, ces zones sédimentaires (lobes, turbidites distales) vont donc avoir un impact différent sur la propagation des ondes aux fréquences utilisées en application militaire. La prise en compte des paramètres sédimentaires locaux apparaît donc dans notre étude comme primordiale pour évaluer les zones de « bruit », potentielles en détection acoustique et les prédictions de portée des sonars en milieu marin.

Notre travail valide également l'utilisation de la médiane granulométrique pour l'estimation des paramètres géoacoustiques du sédiment à partir des formules disponibles dans la littérature. Cependant, cette relation n'est valable que dans certains environnements de dépôts, en fonction des mécanismes de transport et de tri des sédiments : encore une fois, la connaissance au préalable de la sédimentation locale apparaît comme un pré-requis pour la réalisation de modèle géoacoustique robustes.

Nous avons finalement pu tester la pertinence du modèle « simulateur » sur une base de données *terrain* complète. Les résultats obtenus sur la base des gammes de fréquences et d'émission de la sismique THR sont très cohérents avec les données acquises *in-situ*. A l'inverse, des divergences apparaissent pour des angles d'émission obliques, mais la comparaison avec les données sondeur 13 kHz est délicate, le comportement du signal acoustique à haute fréquence étant très différent de celui observé pour les gammes utilisées dans le modèle (300 – 3000 Hz). De ce point de vue, il serait utile d'augmenter la gamme de fréquence utilisable dans le « simulateur » pour comparer les données « *terrain* » avec les résultats du modèle, de tester la sensibilité du signal acoustique haute fréquence (> 10 kHz) aux variations des paramètres des sédiments et, ainsi, progresser dans la compréhension des paramètres physiques qui régissent la rétrodiffusion globale des séquences sédimentaires.

Au vu des résultats obtenus, le modèle utilisé apparaît finalement comme un outil efficace pour envisager l'impact des phénomènes de réflexion et de rétrodiffusion des ondes aux interfaces eau / sédiment (contrastes d'impédance) et dans le volume sédimentaire (hétérogénéités lithologiques). Son utilisation, qui passe par des campagnes de carottages et une desription sédimentologique des fonds en amont, devra être couplée à des modèles acoustiques complémentaires, prenant en compte l'impact de la rugosité aux interfaces (*e.g.* Guillon, 1999) et la présence du socle acoustique en profondeur (Unterseh, 1999 ; Lurton, 2003), afin d'aboutir à la création de modèles prédictifs géoacoustiques régionaux robustes.

CONCLUSIONS GENERALES ET PERSPECTIVES

Rappels des objectifs de l'étude et des principaux résultats

Cette étude avait pour objectif principal de documenter la nature et le fonctionnement des systèmes turbiditiques profonds sur les marges du Golfe d'Oman et, de façon plus préliminaire, de l'Afrique de l'Est, zones qui étaient restées très peu explorées jusqu'alors. Cette approche sédimentaire régionale devait servir de base pour déterminer l'impact de la variabilité lithologique des fonds marins sur la propagation des ondes acoustiques basse fréquence, à partir d'un modèle géoacoustique numérique. Elle s'incrivait également dans l'étude de l'impact des forçages tectoniques, eustatiques et climatiques sur la sédimentation turbiditique à haute fréquence (< 20 ka).

Cette thèse s'est appuyée sur un travail de collaboration entre l'Université Bordeaux 1, l'IFP, et le SHOM, qui a permis d'apporter des éléments de réponse aux problématiques suivantes :

• *Quelle est la nature des systèmes turbiditiques dans le Golfe d'Oman et sur la marge est-africaine ?*

Les résultats concernant la morphologie des systèmes de dépôts profonds et les processus associés ont révélé une grande diversité dans l'architecture et le fonctionnement des systèmes turbiditiques, selon le contexte géodynamique et physiographique des marges étudiées.

Au sud-ouest du Golfe d'Oman, **la marge omanaise** forme une structure asymétrique où la faille de Masirah délimite un secteur nord-est ouvert sur la plaine abyssale omanaise, et un secteur sud ouvert sur le bassin d'Owen et confiné par la zone de fracture Owen-Murray. Trois systèmes de dépôt sont donc individualisés : une rampe turbiditique sur la marge NE omanaise, constituée de systèmes « canyons-chenaux-lobes » de faible extension (< 80 km de long), alimentés par un réseau d'oueds montagneux ; un système de *slope-apron* dans la partie sud de la marge omanaise, avec une sédimentation gravitaire contrôlée structuralement, dominée par des dépôts de transport en masse (MTDs) et d'épaisses turbidites argilo-silteuses dans la partie distale du système (bassin confiné d'Owen) ; à l'interface entre ces deux domaines, le système turbiditique Al Batha, qui agit comme un piège à sédiment à l'échelle régionale. Il est alimenté par le plus important bassin versant de la marge, et localisé au point de convergence des sédiments transportés par la dérive littorale sur le plateau continental rétréci. Il est constitué d'un canyon majeur et de plus petits tributaires, convergeant vers un système chenal/levées asymétrique et rectiligne dans la plaine abyssale. Le chenal Al Batha alimente un complexe de lobes sableux d'environ 1000 km^2 dans la plaine abyssale omanaise, dont l'architecture interne et la hiérarchisation des dépôts longitudinalement et latéralement ont été étudiées en détail.

Au nord du Golfe d'Oman, **la marge du Makran** présente un cas-type de système turbiditique en domaine de tectonique active et de convergence (prisme d'accrétion). A

l'inverse des systèmes omanais, il montre une architecture et un mode de dispersion des sédiments atypiques, largement contrôlés par la topographie complexe induite par la tectonique, où la localisation des dépocentres sableux diffère des modèles prédictifs classiques dans les environnements de dépôt gravitaire. Il est constitué de canyons sous-marins plus ou moins affectés par de brusques variations du gradient de pente (ou *knickpoints*) liées aux chevauchements, formant des pentes de plus de 20° à proximité des rides d'accrétion. Dans la partie occidentale du système, ces canyons sont sinueux, et empruntent et connectent les bassins *piggy-back* entre eux le long de chemins tortueux. L'influence de la topographie diminue globalement vers l'est et les canyons les plus orientaux montrent des conditions de quasi-équilibre. Le développement d'une chenalisation dans la plaine abyssale n'est pas toujours observé et des piscines d'érosion (*plunge pools*) se forment au débouché de certains canyons à la suite d'une importante rupture de pente négative au front de déformation. Ces *plunge pools* peuvent former des aires préférentielles de ségrégation sédimentaire où le matériel grossier est stocké en pied de pente, tandis que seule la fraction fine va transiter dans la plaine abyssale sous la forme d'écoulements non chenalisés riches en sédiments fins. Elles forment donc des zones d'accumulations sédimentaires en pied pente, constituant de potentiels réservoirs d'hydrocarbures.

Enfin, l'étude préliminaire du **talus est-africain** a permis de mettre en évidence l'existence d'une vallée turbiditique de très grande taille (7 km de large à plus de 800 km du littoral) localisée au large du Mozambique et de la Tanzanie. Bien que les données se limitent au chenal turbiditique dans sa partie intermédiaire (entre 4000 et 4500 mètres de profondeur), et aux données bathymétriques régionales, la comparaison morphologique du chenal de Tanzanie avec les systèmes turbiditiques actuels montre qu'il s'agit d'un des plus larges systèmes turbiditiques cartographiés dans les océans actuels. Il est constitué d'une partie proximale composée d'un vaste réseau de drainage sous-marin distribué sur 350 km du delta du Ruvuma (au sud) au delta du Rufiji (au nord). Ces canyons convergent en pied de pente dans une zone de grabens et de haut-fonds liés à la ride de Davie et à la propagation en mer de la branche sud-est du rift est-africain. Ils alimentent une vallée turbiditique unique qui suit un cours rectiligne le long de gradients de pente très faibles (< 0,1°), avec une extension totale qui pourrait dépasser 1000 km. Il constitue le second système turbiditique « géant » sur la marge est-africaine, avec le système turbiditique du Zambèze (~ 2000 km de long ; ou *Mozambique Fan*), qui montre des sources communes (bassins versants des plateaux du rift est-africain) et une architecture similaire. Cette découverte apporte donc de nouveaux indices sur le rôle du développement du rift est-africain (surrection des plateaux et configuration des bassins versants, contrôle structural en mer) sur les mécanismes de transferts sédimentaires « continent-océan ».

• De la sédimentologie à l'acoustique sous-marine : vers une modélisation efficace de la relation « sédiment (nature, processus) - ondes acoustiques » ?

Les connaissances acquises sur la sédimentation du Golfe d'Oman ont permis d'alimenter une base de données sédimentologique conséquente. L'intégration de cette base dans un **modèle numérique géoacoustique** (« simulateur ») développé par le SHOM a permis d'évaluer quantitativement l'impact des variations sédimentaires à différentes échelles (distribution spatiale, lithologie, stratification, processus de dépôt) sur la propagation du signal acoustique pour différentes gammes de fréquence (de 300 Hz jusqu'à 3 kHz) et angles d'émission (de 0 à 90°). Alors que les modèles géoacoustiques actuellement utilisés par les acousticiens se limitent à une simplification souvent extrême de la nature des fonds marins en subsurface, les résultats obtenus montrent qu'il est indispensable de prendre en compte la variabilité horizontale et verticale des sédiments pour développer des modèles géoacoustiques régionaux fiables. Si l'impact des accumulations sableuses sur la propagation des ondes acoustiques émises à très haute fréquence (> 12 kHz) est connu depuis longtemps, nos résultats de modélisation prouvent qu'ils influencent fortement les propriétés acoustiques aux fréquences et angles d'émission plus basses utilisées par les sonars opérationnels en domaine militaire. La présence des lobes sableux dans la plaine abyssale omanaise (Al Batha, Sonmiani) engendre en effet des zones de forte rétrodiffusion, associées à des angles critiques très vite atteints, dans toutes les gammes de fréquence et de rasances. Ces lobes turbiditiques sont donc un facteur majeur de bruit pour des problématiques telles que la navigation et la lutte anti-sous-marine. En tant que composants essentiels des talus et plaines abyssales des océans actuels, ils justifient à eux seuls une cartographie sédimentaire systématique des zones d'intérêt. Dans le détail, nos résultats ont également montré l'intérêt d'une description précise de la lithologie des sédiments et des processus de dépôt : pour une couche sédimentaire de subsurface *a priori* de granulométrie similaire, une réponse géoacoustique différente est calculée en fonction de la stratification des sédiments (bases turbiditiques pluri-centimétriques enfouies dans les sédiments de la plaine abyssale) ou des paramètres océanographiques locaux (vannage des particules sur le haut-fond de Qalhat). L'exemple des hétérogénéités de volume générées par les turbidites argilo-silteuses de la plaine abyssale omanaise illustrent la nécéssité d'une connaissance précise de la variabilité sédimentaire en profondeur.

Nos travaux ont également permis de tester la validité du modèle « simulateur » sur une base de données *terrain* complète. Il apparaît que le choix même des formules empiriques utilisées pour transcrire des paramètres lithologiques en paramètres géoacoustiques doit prendre en compte non seulement la nature du sédiment (argiles, sables…) mais aussi le processus de dépôt : les sédiments déposés par des écoulements turbiditiques sont bien triés et une relation linéaire « granulométrie - célérité » est observée. Si c'est également le cas pour les sédiments hémipélagiques et/ou pélagiques, des variations significatives sont observées lorsque qu'un processus de transport ou de remaniement externe agit dans l'environnement de dépôt. La présence de courants de fonds sur le plateau de Qalhat engendre en effet des hétérogénéités lithologiques qui rendent obsolètes l'utilisation des formules linéaires de type

« Hamilton » pour le calcul des célérités. Les courants profonds (ou courants de « contour ») et leur impact sur la sédimentation étant observés dans la plupart des bassins océaniques actuels, leur prise en compte est indispensable pour envisager la création de modèles acoustiques régionaux fiables.

• Quel est la part d'influence des forçages externes sur les transferts sédimentaires « continent - océan » à haute fréquence (<20 ka) et sur l'architecture des dépocentres ?

La reconstitution de l'**évolution des apports sédimentaires** et des **processus de dépôt** au cours du Quaternaire terminal, en relation avec les modifications paléo-environnementales continentales, a permis d'identifier les **facteurs forçant la sédimentation** des systèmes turbiditiques du Golfe d'Oman et de Tanzanie. Chacune de ces marges étant soumise à une évolution climatique (variabilité orbitale et sub-orbitale de la mousson) et eustatique semblable, ce travail a permis d'identifier l'impact, l'importance relative et les interactions entre les forçages externes sur le développement à haute-fréquence (10^3-10^4 ans) de systèmes de dépôt gravitaires. Notre étude s'est focalisée sur les derniers 25 ka, période qui englobe le Dernier Maximum Glaciaire (DMG) jusqu'à l'Holocène. Cette période comprend un cycle de bas niveau, de remontée et de haut niveau marin relatif, ainsi que quatre transitions rapides de phases arides/humides liées à la mousson.

L'eustatisme a une influence prépondérante sur l'alimentation d'un grand système turbiditique tel que le système de Tanzanie, tandis que son impact est modulé sur des marges de plus faible extension caractérisées par des systèmes de drainages continentaux très courts (oueds, rivières montagneuses côtières), une plateforme continentale étroite à absente (Oman) et/ou une tectonique active (Makran). L'observation de séquences d'hyperpycnites (dépôts gravitaires générés lors de crues ; Mulder *et al*., 2003) à la fois dans les dépôts des systèmes turbiditiques d'Al Batha du Makran souligne l'impact du contexte hydroclimatique sur les transferts « continent - océan » dans le Golfe d'Oman. Si ce mécanisme de transfert apparaît comme important en période de bas niveau marin relatif, son impact dans l'enregistrement stratigraphique des dépôts turbiditiques profonds n'est pas forcément prépondérant en haut niveau marin. Ces décharges sédimentaires « instantanées » fréquentes favorisent les apports sédimentaires dans les zones « amont » des systèmes (prodeltas de pente du Makran, têtes de canyons et chenaux amont omanais ?). Cependant, l'alimentation des zones d'accumulations principales des systèmes turbiditiques du Golfe d'Oman en haut niveau marin n'est effective que lors d'épisodes de « purges » sédimentaires occasionnelles de la marge lors de séismes (Makran) ou d'événements climatiques rares (cyclones générés lors des fortes moussons estivales, Oman). En particulier, les nombreuses données disponibles sur le système turbiditique du Makran ont permis d'évaluer avec précision l'importance relative des paramètres tectoniques, eustatiques, et climatiques sur le fonctionnement sédimentaire haute fréquence d'une marge convergente. Les rôles respectifs de la tectonique (reliefs en

surrection, séismes) et du climat (variabilité dans la fréquence et la nature des apports en fonction de la réponse dynamique à haute-fréquence des bassins versants aux phases humides / arides successives) ont pu être identifiés. Le développement du système turbiditique du Makran est aussi important en bas niveau marin (transferts « directs », fréquents) qu'en haut niveau marin relatif (transferts « épisodiques » mais volumineux), mais les processus gravitaires, les mécanismes déclencheurs, et les dépôts qui en résultent sont différents. Ces résultats ont une implication directe pour l'interprétation des séquences stratigraphiques à haute fréquence (5 ou 6^{e} ordre) dans les bassins de type « avant pays » (*foreland*), mais aussi pour l'utilisation des turbidites comme *proxy* de paléosismicité en domaine de marge active, en particulier pour une zone telle que le Golfe d'Oman ou les enregistrements historiques sont rares, et le risque tsunamogène important.

Les différents systèmes étudiés illustrent également le **rôle du contexte tectonique régional sur la répartition et la morphologie des dépocentres à plusieurs échelles d'observation:**

- à l'échelle de la marge, en contrôlant la distribution et la configuration des reliefs et des bassins versants (surrection du rift est-africain, point triple et accommodation de la convergence dans le Makran oriental, chaînes côtières des Montagnes d'Oman). Le cadre structural favorise également la convergence des flux sédimentaires et/ou leur confinement, comme l'illustrent les grabens dans la pente continentale est-africaine, la plaine abyssale omanaise (confinée entre le front de déformation et la ride de Murray), où l'asymétrie de la marge omanaise (rétrécissement de la plateforme par la fracture de Masirah).

- à l'échelle des éléments architecturaux des systèmes turbiditiques, nos résultats soulignent l'impact des variations du profil de pente sur : (1) la dynamique des écoulements gravitaires et les conditions de transport sédimentaire dans le bassin ; (2) l'architecture du système turbiditique, et (3) la localisation des dépocentres sableux qui en résulte. Des conditions d'équilibre relatif dans les axes de transit sédimentaire favorisent le développement de systèmes canyons-chenaux/levées - lobes « classiques » formant un *continuum* sédimentaire. Dans le Makran en revanche, le développement actif de chevauchements en dynamique convergente induit des variations importantes dans la topographie du substratum, qui joue un rôle important sur les conditions de transfert des sédiments dans la pente (piégeage dans les bassins *piggy-back*, ruptures de pentes successives, confinement dans des canyons très profonds). Ce contrôle topographique (déformation vs érosion) conditionne notamment le développement ou l'absence de chenalisation dans la plaine abyssale, au débouché des canyons. Dans certains cas, cela engendre la ségrégation sédimentaire en pied de pente et la formation de réservoirs potentiels au front de déformation.

En particulier, le contrôle tectonique multi-échelle observé sur le système turbiditique du Makran engendre une dynamique et une architecture sédimentaire atypique, différente de ce qui est classiquement observé dans les systèmes actuels, mais comparable en de nombreux

points à ce qui a été décrit dans certains bassins d'avant pays fossiles (cas des Pyrénées, des Apennins…).

Applications et perspectives de recherche

Ce travail ouvre de nombreuses applications et perspectives au regard des implications des résultats présentés. Certaines de ces perspectives de recherche font déjà l'objet de collaborations et de projets futurs et/ou en cours de réalisation.

• Géoacoustique marine : nécessité d'une approche couplée

Bien que nos résultats soulignent la nécessité d'une approche sédimentologique pour la mise en place de modèles géoacoustiques régionaux, ils montrent forcément des limites en termes d'interprétation physique des processus. La caractérisation géoacoustique des fonds marins faisant appel à de nombreuses disciplines s'appuyant sur des approches théoriques et expérimentales multidisciplinaires, la modélisation des fonds dans le cadre d'utilisation de sonars basse fréquence passe nécessairement par un travail de collaboration entre géophysiciens, acousticiens, et sédimentologues. C'est dans cette optique que sont développés les projets menés par le SHOM, dans ce domaine prioritaire. Dans le cadre plus précis du modèle numérique « simulateur », bien que les données sismiques disponibles sur le Golfe d'Oman ont permis de valider, qualitativement, les résultats obtenus en modélisation, la comparaison avec les données d'imagerie multifaisceaux (13 kHz) n'est pas apparue comme efficace en raison du plafonnement des gammes fréquentielles du modèle à 3 kHz. Une évolution du « simulateur » vers des fréquences plus élevées semble donc nécessaire. Elle pourrait non seulement permettre de valider le modèle sur la base de données *in-situ*, mais aussi d'utiliser les simulations numérique pour répondre à des questions classiquement abordées en sédimentologie marine ; par exemple, l'occurrence des lobes sableux de très faibles réflectivités au débouché des systèmes turbiditiques actuels (« tâches blanches »), comme celles observées sur le système turbiditique du Makran. Il serait également important d'intégrer les paramètres de rugosité aux interfaces dans les simulations (rétrodiffusion de surface) ainsi que la position et les propriétés du socle acoustique en profondeur.

• Connaissance régionale de la sédimentation et de la géodynamique : projets futurs et intérêts

Notre étude s'inscrit dans un effort de cartographie globale de la zone du Golfe d'Oman et de l'Océan Indien occidental, qui reste partiel à ce jour, et qui sera complété dans les années à venir par de nombreux projets pluridisciplinaires menés conjointement par des organismes universitaires, industriels et militaires. Il s'agit en effet de zones d'intérêt majeur d'un point de vue scientifique (contexte géodynamique riche et complexe, rôle important des forçages externes sur la sédimentation dans un cadre climatique et tectonique fort), sociétal (aléa sismique et tsunamogène...), stratégique (défense), et éventuellement, industriel.

Sur la marge omanaise, l'ensemble de la partie sud (bassin d'Owen) reste à étudier. Le travail mené par le Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (SHOM) sur la cartographie des épandages sableux dans la région s'est poursuivi par la réalisation des missions OWEN et FANINDIEN 2009 en Mars dernier, en collaboration avec l'Université Paris 6 et l'Université Bordeaux 1. Les données géophysiques et sédimentologiques recueillies durant ces missions vont permettre :

- de compléter la couverture des données bathymétriques et de réflectivité dans le bassin d'Owen, et d'analyser la nature des sédiments et les processus de transport dans les différents environnements de dépôt. Ce travail permettra tout d'abord de compléter le modèle géoacoustique régional dont la base a été établie ici. Il permettra également d'envisager la dynamique sédimentaire dans le bassin d'Owen et d'étudier son évolution au cours du Quaternaire (impact des phases climatiques de la mousson sur le transport sédimentaire, implications pour le désert de Wahibah, rôle des séismes et/ou des cyclones…).
- d'analyser les risques sismotectoniques et de tsunami associés à la tectonique active de la faille d'Owen, longue de 800 km, où les données issues des missions récentes ont montré la présence de très larges cicatrices de glissements sur les flancs de la ride, potentiellement tsunamogènes. Une thèse (M. Rodriguez) a débutée (Oct. 2009) sur cette thématique, à l'Université Pierre et Marie Curie - Paris 6 (UMPC) en collaboration avec l'ENS, l'Université Bordeaux 1, et l'Université de Cergy-Pontoise.
- enfin, d'améliorer la compréhension du cadre géodynamique, complexe, de la région et son activité récente (point triple au niveau du Yémen et du Golfe d'Aden, zone de fracture active d'Owen - Murray, origine et nature du plateau de Qalhat et des haut-fonds rocheux associés…).

Bien que la partie nord de la marge soit mieux contrainte d'un point de vue géodynamique et sédimentaire, il serait intéressant d'obtenir de nouvelles données sédimentologiques dans les systèmes turbiditiques de la rampe nord-est omanaise et du

système turbiditique Al Batha, dont la dynamique sédimentaire a seulement été approchée de manière préliminaire dans notre travail. En particulier, nous proposons de réaliser des carottages longs dans les levées de certains chenaux turbiditiques (Sur, Al Batha…) afin d'étudier l'évolution des apports sédimentaires au cours du ou des derniers cycles climatiques. Ces résultats pourront être aisément calibrés par les très nombreuses études paléoclimatiques publiées sur la marge omanaise et la variabilité de la mousson au cours du Quaternaire. Une comparaison précise de la dynamique sédimentaire des systèmes turbiditiques omanais avec le Makran pourra alors être réalisée.

Sur la marge est-africaine, la découverte du chenal de Tanzanie laisse entrevoir des perspectives de recherche passionnantes quant à la relation entre le développement post-Miocène du rift et le remplissage du bassin est-africain. Cette relation a déjà été envisagée à terre (étude de l'évolution des flux sédimentaires dans les deltas du Zambèze et du Rufiji) et de très nombreuses données industrielles sont disponibles sur la plateforme où les deltas sont exploités (Institute National of Petroleum, Mozambique, *comm. pers.*), ainsi que des forages profonds réalisés dans le cadre du Tanzania Drilling Project (*onshore*) et DSDP (*offshore*).

En premier lieu, il s'agit de cartographier l'ensemble du système actuel, du rebord de plateforme aux lobes distaux, *a priori* localisés dans la plaine abyssale de Somalie à plus de 5000 m de profondeur. L'objectif est l'acquisition de données sédimentologiques et géophysiques suffisantes pour comprendre la dynamique sédimentaire et l'évolution récente du système. La cartographie des lobes distaux rentre dans le cadre du projet géoacoustique de la zone débuté par le SHOM. La mission TANZAVAL (valorisation de transit du Marion Dufresne) permettra de réaliser ce dernier point en 2010. Une collaboration avec l'équipe de géologie marine de D. Kroon (Faculty of Earth and Life Sciences, VU University, Amsterdam) qui a pu cartographier la partie amont du système (mission GLOW 2009), est envisagée. L'analyse de carottes longues de la mission MOZAFAR (Cerege) sera intégrée à cette étude.

A plus long terme, l'acquisition de données sismiques profondes, calibrées par des puits, permettrait d'étudier la relation entre le développement du rift est-africain, l'évolution du climat en Afrique orientale, et les flux sédimentaires sur la marge depuis le Miocène, et d'intégrer ces résultats dans une approche « *source-to-sink* » avec les données continentales et deltaïques disponibles. La comparaison de ces résultats avec ceux obtenus sur système turbiditique du Zambèze (Droz & Mougenot, 1987) permettrait d'envisager la relation « tectonique-climat-sédimentation » de l'Afrique de l'Est sur une approche régionale. Le regain d'intérêt actuel des industriels pour évaluer le potentiel de production des bassins sédimentaires de la marge est-africaine laisse envisager de probables futures collaborations et projets communs sur cette marge qui a été longtemps délaissée au profit de l'Afrique occidentale.

• La marge du Makran : un analogue moderne aux intérêts multiples

Nos travaux réalisés sur le système turbiditique du Makran viennent compléter un projet pluridisciplinaire débuté à l'IFP en 2001, englobant des études de terrain dans le prisme émergé (Ellouz-Zimmermann *et al*., 2007a), des travaux d'interprétation structurale dans la partie immergée couplée à de la modélisation analogique (Castilla, 2008) et une approche géodynamique et morphologique (Mouchot et al., *soumis* ; Mouchot, 2009). Les résultats obtenus dans cette étude permettent d'envisager de nombreuses perspectives de recherche.

- la plateforme continentale du Makran représente une vaste zone non déformée d'accumulation sédimentaire sur laquelle très peu de données ont été rendues publiques. Les rares lignes sismiques disponibles montrent des prismes progradants Plio-Quaternaire très épais (Ellouz-Zimmermann *et al*., 2007a). Il est probable qu'une grande quantité de sédiments apportés par les rivières du Makran reste stockée sur le plateau. L'évaluation qualitative et quantitative des flux de transfert sur la marge est donc difficilement envisageable sans une étude détaillée des taux d'accumulation sur la plateforme ;

- l'extension et l'épaisseur des prodeltas de pente devront être également contraintes, puisque ces environnements semblent concentrer une part significative des apports lors des hauts-niveaux marins relatifs. Ils peuvent représenter une formation argilo-silteuse importante pour la création de réservoirs d'hydrocarbures, et en tant que principaux dépocentres des sédiments apportés lors des crues, contiennent les archives paléo-environnementales de la marge. Leur devenir lors des phases de régression doit aussi être envisagé (préservation ? érosion ?) ;

- bien que les grands traits de la relation topographie / dispersion sédimentaire aient été identifiés, de nombreuses incertitudes demeurent sur la nature et les faciès des sédiments éventuellement piégés dans les bassins piggy-back, au niveau des ruptures de pente, ou dans les plunge pools. En particulier, il apparaît important d'obtenir des données sédimentologiques dans ces potentiels réservoirs de pied de pente, afin de comprendre avec précision les processus sédimentaires qui y siègent (part d'importance de l'érosion, du dépôt ?) et de pouvoir comparer avec des dépôts de pied de pente identifiés dans l'ancien ;

- enfin, l'architecture sédimentaire décrite représente un « instantané » actuel ou récent. Nos données ne nous ont pas permis d'envisager l'impact des variations dans le temps de la nature et de la fréquence des écoulements sur l'organisation des éléments architecturaux. Il est ainsi crucial de comprendre comment évoluent les conditions d'équilibre dans les systèmes de transit et au front de déformation lors de l'augmentation des fréquences turbiditiques (phases humides), ou lorsque les écoulements sont plus riches en sables (phases arides).

Apporter des éléments de réponse à ces différents problèmes passe par l'acquisition de nouvelles données sismiques (HR) calibrées par des carottages et/ou des forages dans ces différents environnements clefs du prisme immergé. La diversité est-ouest des architectures

de pied de pente et des morphologies de *plunge pools* observée sur la bathymétrie actuelle du Makran en fait une zone d'étude privilégiée pour étudier la relation topographie/dynamique sédimentaire et justifierait sans doute à elle seule la réalisation de nouvelles campagnes d'acquisition.

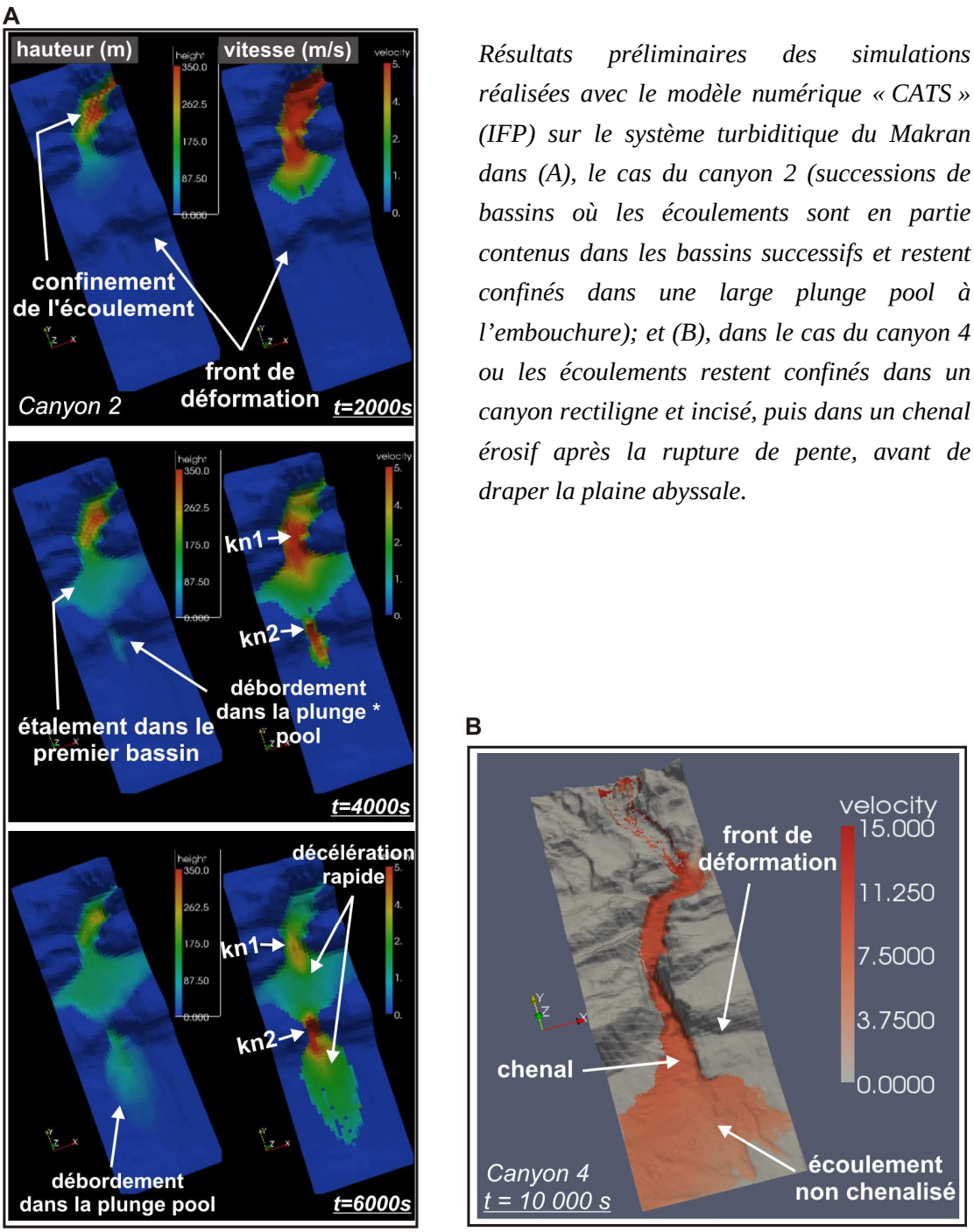
Notre étude a également permis de déterminer les interactions entre les différents facteurs forçant l'évolution des processus gravitaires et le développement du système turbiditique à haute fréquence. La réalisation de nouvelles carottes sédimentaires « longues » (type « Calypso ») permettrait de valider le modèle stratigraphique proposé sur plusieurs cycles climatiques et eustatiques, et d'envisager l'évolution des apports du système turbiditique du Makran sur des échelles temporelles plus importantes. A plus grande échelle, la réalisation de forages profonds dans certains bassins *piggy-back* et dans la fosse permettrait de calibrer les lignes sismiques multi-traces réalisées lors de la mission CHAMAK et de reconstruire l'histoire sédimentaire du Makran en fonction des événements tectoniques régionaux (déconnexion de l'Indus lors du soulèvement de la ride de Murray, phases d'uplift majeures) et de l'évolution climato-eustatique de la Mer d'Arabie. L'intégration de ces résultats avec les analyses réalisées dans le prisme continental accrété offrirait alors une vision globale de l'évolution du système depuis la mise en place de la subduction à la fin du Crétacé supérieur.

Pour pallier au manque actuel de données et tester la validité de nos résultats, deux projets de modélisation numérique ont déjà été développés au sein de l'IFP :

- il s'agit d'une part, d'étudier les interactions entre la topographie et les processus sédimentaires à l'échelle d'un ou de plusieurs écoulements turbiditiques, en utilisant le modèle en automates cellulaires « CATS » initialement créé par Salles (2006) et en cours de développement actuellement à l'IFP. Ce projet a été débuté au cours de la troisième année de thèse (formation logiciel et premiers tests) et sera développé dans les mois à venir en collaboration avec V. Teles et B. Chauveau (IFP) ;

- il s'agit d'autre part, de tester le modèle conceptuel de fonctionnement déterminé à partir de l'analyse des carottes sédimentaires dans un modèle numérique stratigraphique prenant en compte l'ensemble du système « Continent-Océan » (*source to sink*). Le modèle DIONISOS (IFP) est particulièrement bien adapté pour tester le fonctionnement sédimentaire récent de la marge du Makran à haute-fréquence (résolution < 5 ka) en intégrant les variations quantitatives et qualitatives des flux sédimentaires en entrée (*uplift,* climat) modulées par les variations eustatiques et le mode de transfert vers le bassin profond (changements des fréquences et des volumes de sédiments transférés dans le temps). Il permettrait de réaliser des simulations 3D sur des

échelles temporelles plus importantes en intégrant la déformation de la marge ainsi que la subsidence dans les bassins *piggy-back* et la fosse. Ce projet a également débuté en collaboration avec D. Granjeon (IFP), et fera l'objet d'une comparaison avec une autre zone de subduction active (fosse du Timor, alimentée par le delta de Bonaparte, Australie) dans le cadre d'un post-doc que je réaliserai à l'Université d'Adelaïde (Australian School of Petroleum).



Résultats préliminaires des simulations réalisées avec le modèle numérique « CATS » (IFP) sur le système turbiditique du Makran dans (A), le cas du canyon 2 (successions de bassins où les écoulements sont en partie contenus dans les bassins successifs et restent confinés dans une large plunge pool à l'embouchure); et (B), dans le cas du canyon 4 ou les écoulements restent confinés dans un canyon rectiligne et incisé, puis dans un chenal érosif après la rupture de pente, avant de draper la plaine abyssale.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Abreu, V., Sullivan, M., Pirmez, C. and Mohrig, D. 2003. Lateral accretion packages (LAPs): an important reservoir element in deep water sinuous channels. *Marine and Petroleum Geology*, **20**: 631-648.

Abulohom, M.S., Shah, S.M.S. and Ghumman, A.R. 2001. Development of a Rainfall-Runoff Model, its Calibration and Validation. *Water Resources Management*, **15**: 149-163.

Alexander, J. and Morris, S. 1994. Observations on experimental, nonchannelized, high-concentration turbidity currents and variations in deposits around obstacles. *Journal of Sedimentary Research*, **A64**: 899-909.

Allen, G.P. 2008. Time scales of tectonic landscapes and their sediment routing systems. In: *Landscape, Evolution: Denudation, Climate and Tectonics Over Different Time and Space Scales* (Eds K. Gallagher, S.J. Jones and J. Wainwright), Geological Society of London, Special Publication, **296**, pp. 7-28.

Alley, R.B. and Clark, P.U. 1999. The deglaciation in the northern hemisphere: A global perspective. In: "*Annual Review of Earth and Planetary Sciences",* 149-182.

Ambraseys, N. and Bilham, R. 2003. Earthquakes and Associated Deformation in Northern Baluchistan 1892-2001. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **93**: 1573-1605.

Ambraseys, N.N. and Melville, C.P. 1982. *A history of Persian earthquakes*. Cambridge University Press, Britain.

Amy, L.A., McCaffrey, W.D. and Kneller, B.C. 2004. The influence of a lateral basin-slope on the depositional patterns of natural and experimental turbidity currents. . In: *Joseph, P. & Lomas, S. A. (eds) Deep-Water Sedimentation in the Alpine Foreland Basin of SE France: New Perspectives on the Grès d'Annot and related systems.*, **221**, pp. 311-330. Geological Society, London, Special Publication.

Amy, L.A. and Talling, P.J. 2006. Anatomy of turbidites and linked debrites based on distance (120*30 km) bed correlation, Marnoso Arenacea Formation, Nothern Apennines, Italy. *Sedimentology*, **53**: 161-212.

Andrews, J.T. and Syvitski, J.P.M. 1994. Sediment fluxes along High-Latitude Glaciated Continental Margins (NE Canada and E Greenland). *in Hay, W. (Ed.): Material Fluxes on the Surface of the Earth, National Academic Press, Washington, DC*99-115.

Antobreh, A.A. and Krastel, S. 2006. Morphology, seismic characteristics and development of Cap Timiris Canyon, offshore Mauritania: A newly discovered canyon preserved-off a major arid climatic region. *Marine and Petroleum Geology*, **23**: 37-59.

Auffret, G., Zaragosi, S., Voisset, M., Droz, L., Loubrieu, B., Pelleau, P., Savoye, B., Bourillet, J.-F., Baltzer, A. and Bourquin, S. 2000. Premieres observations sur la

morphologie et les processus sedimentaires recents de l'Eventail celtique. *Oceanologica Acta,* **23**: 109-116.

Babonneau, N., Savoye, B., Cremer, M. and Klein, B. 2002. Morphology and architecture of the present canyon and channel system of the Zaire deep-sea fan. *Marine and Petroleum Geology,* **19**: 445-467.

Bachman, R.T. 1985. Acoustical and physical property relationships in marine sediments. *Journal of Acoustical Society of America,* **78**: 616-621.

Bachman, R.T. 1994. A three-dimensional geocacoustic model for the Catcalina basin. *Naval Command, Control, and Ocean Surveillance Center.* NRaD Technical report 1669.

Baltzer, A., Unterseh, S. and Voisset, M. 2000. L'imagerie acoustique sous-marine: que voit-elle vraiment ? . In: *VIeme Journées Nationales Génie Civil - Génie Côtier*, pp. 487-495, Caen, France.

Bard, E. 1998. Geochemical and geophysical implications of the radiocarbon calibration. *Geochimica Cosmochimica Acta,* **62**: 2025-2038.

Barton, P.J., Owen, T.R.E. and White, R.S. 1990. The deep structure of the east Oman continental margin: preliminary results and interpretation *Tectonophysics*, **173**: 319-331.

Bates, C.C. 1953. Rational theory of delta formation. *AAPG Bulletin*, **37**: 2119-2162.

Baztan, J., Berné, S., Olivet, J.L., Rabineau, M., Aslanian, D., Gaudin, M., Réhault, J.P. and Canals, M. 2005. Axial incision: The key to understand submarine canyon evolution (in the western Gulf of Lion). *Marine and Petroleum Geology,* **22**: 805-826.

Beaubouef, R.T. and Friedman, S.J. 2000. High resolution seismic/sequence stratigraphic framework for the evolution of Pleistocene intraslope basins, western Gulf of Mexico: depositional models and reservoir analogues. In: *GCSSEPM Foundation 20th Annual Research Conference, Deep Water Reservoirs of the World, 3-6 December 2000*, pp. 40-103.

Béchennec, F., Le Métour, J., Rabu, D., Bourdillon-Jeudy De Grissac, C., De Wever, P., Beurrier, M. and Villey, M. 1990. The Hawasina Nappes: stratigraphy, paleogeography, and structural evolution of a fragment of the south-Tethyan passive continental margin. In: *The Geology and Tetconics of the Oman Region* (Eds A.H.F. Robertson, M.P. Searle and A.C. Ries), Geological Society of London, Special Publication, **49**, pp. 213-223.

Bilham, R., Lodi, S., Hough, S., Bukhary, S., Khan, A.M. and Rafeeqi, S.F.A. 2007. Seismic Hazard in Karachi, Pakistan: Uncertain Past, Uncertain Future. *Seismological Research Letters*, **78**: 601-613.

Blum, M.D. and Törnqvist, T.E. 2000. Fluvial responses to climate and sea-level change: a review and look forward. *Sedimentology*, **47**: 2-48.

Blumberg, S., Lamy, F., Arz, H.W., Echtler, H.P., Wiedicke, M., Haug, G.H. and Oncken, O. 2008. Turbiditic trench deposits at the South-Chilean active margin: A Pleistocene-Holocene record of climate and tectonics. *Earth and Planetary Science Letters*, **268**: 526-539.

Bond, G., Heinrich, H., Broecker, W., Labeyrie, L., McManus, J., Andrews, J., Huon, Jantschik, R., Clasen, S., Simet, C., Tedesco, K., Klas, M., Bonani, G. and Ivy, S. 1992. Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic ocean during the last glacial period. *Nature*, **360**: 245-249.

Bond, G., Showers, W., Cheseby, M., Lotti, R., Almasi, P., deMenocal, P., Priore, P., Cullen, H., Hajdas, I. and Bonani, G. 1997. A Pervasive Millenial-Scale Cycle in North Atlantic Holocene and Glacial Climates. *Science*, **278**: 1257-1266.

Böning, P. and Bard, E. Millennial/centennial-scale thermocline ventilation changes in the Indian Ocean as reflected by aragonite preservation and geochemical variations in Arabian Sea sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **In Press, Accepted Manuscript**.

Bonnel, C. 2005. *Mise en place des lobes distaux dans les systèmes turbiditiques actuels: Analyse comparée des systèmes du Zaïre,Var et Rhône*. Thèse de 3e cycle, Université Bordeaux 1, 314 pp.

Bosellini, A. 1986. East Africa continental margins. *Geology*, **14**: 76-78.

Bouma, A.H. 1962. *Sedimentology of some flysch deposits: a graphic approach to facies interpretation*. Amsterdam, Elsevier, 168 pp.

Bouma, A.H. 1985. Introduction of submarine fans and related Turbidite facies. In: *Submarine fans and related turbidite sequences* (Eds A.H. Bouma, N.E. Barnes and W.R. Normark), pp. 3-5. SpringerVerlag, NewYork.

Bouma, A.H. 2000. Coarse-grained and fine-grained turbidite systems as end member models: applicability and dangers. *Marine and Petroleum Geology*, **17**: 137-143.

Bouma, A.H. 2004. Key controls on the characteristics of turbidite systems. *Geological Society, London, Special Publications*, **222**: 9-22.

Bouma, A.H., Coleman, J.H., Stelting, C.E. and Kohl, B. 1989. Influence of relative sea level changes on the construction of the Mississippi fan. In: *Geo-Marine Letters*, **9**, pp. 161-170.

Bourget, J. 2006. *Le Bassin Occidental de la Mer Noire au Quaternaire Terminal : Variabilité des Forçages sur la Sédimentation en Domaine Profond.* Rapport de Master 2e année, Université Bordeaux 1, 35 pp.

Bourget, J., Zaragosi, S., Mulder, T., Schneider, J. L., Garlan, T., Van Toer, A., Mas, V., Ellouz-Zimmermann, N. 2009. Hyperpycnal-fed turbidite lobe architecture and recent sedimentary processes: A case study from the Al Batha turbidite system, Oman margin. *Sedimentary Geology*, **In Press, Corrected Proof**. *doi:10.1016/j.sedgeo.2009.03.009*

Bourget, J., Zaragosi, S., Ellouz-Zimermann, N., Mouchot, N., Garlan, T., Schneider, J-L., Lanfumey, V., Lallemant, S., *en révision*. Turbidite system architecture and sedimentary processes along topographically complex slopes: the Makran convergent margin. *Sedimentology*.

Bowen, A.J., Normark, W.R., Piper, D.J.W. 1984. Modelling of turbidity currents on Navy submarine Fan, California continental borderland. *Sedimentology*, **31**: 161-185.

Brami, T.R., Pirmez, C., Archie, C. and Holman, K. 2000. Late Pleistocene deep-water stratigraphy and depositional processes, offshore Trinidad and Tobago. In: *Deep-water reservoirs of the world: Gulf Coast Section SEPM 20th Annual Conference* (Eds P. Weimer et al.), pp. 104-115.

Broecker, W., Kennett, J.P., Flower, B.P., Teller, J.T., Trumbore, S., Bonami, G. and Wolfli, W. 1989. Routing of meltwater from the Laurentide Ice Sheet during the Younger Dryas cold episode. *Nature*, **341**: 318-321.

Burns, S.J., Fleitmann, D., Matter, A., Kramers, J. and Al-Subbary, A.A. 2003. Indian Ocean Climate and an Absolute Chronology over Dansgaard/Oeschger Events 9 to 13. *Science*, **301**: 1365-1367.

Byrne, D.E., Sykes, L.R. and Davis, D.M. 1992. Great thrust earthquakes and aseismic slip along the plate boundary of the Makran subduction zone. *Journal of Geophysical Research*, **97**: 449-478.

Carter, L., Carter, R.M., Nelson, C.S. and al., e. 1990. Evolution of Pliocene to Recent abyssal sediment waves on Bounty Channel levees, New-Zealand. *Marine Geology*, **95**: 97-109.

Castelltort, S. and Van Den Driessche, J. 2003. How plausible are high-frequency sediment supply-driven cycles in the stratigraphic record? *Sedimentary Geology*, **157**: 3-13.

Castilla, R. 2008. *Comportement non-standart des prismes d'accrétion tectonique: implications structurales*. Thèse de 3e cycle, Université de Rennes 1, 196 pp.

Catuneanu, O., Abreu, V., Bhattacharya, J.P., Blum, M.D., Dalrymple, R.W., Eriksson, P.G., Fielding, C.R., Fisher, W.L., Galloway, W.E., Gibling, M.R., Giles, K.A., Holbrook, J.M., Jordan, R., Kendall, C.G.S.C., Macurda, B., Martinsen, O.J., Miall, A.D., Neal, J.E., Nummedal, D., Pomar, L., Posamentier, H.W., Pratt, B.R., Sarg, J.F., Shanley, K.W., Steel, R.J., Strasser, A., Tucker, M.E. and Winker, C. 2009. Towards the standardization of sequence stratigraphy. *Earth-Science Reviews*, **92**: 1-33.

Chan, M.A. and Dott, J.R.H. 1983. Shelf and Deep-Sea Sedimentation in Eocene Forearc Basin, Western Oregon-Fan or Non-Fan ? *AAPG Bulletin*, **67**: 2100-2116.

Chen, M.P., Shieh, Y.T. and Chiant, J.M. 1988. Acoustic and physical properties of surface sediments in northern Taiwan strait. *Acta ocanographica Taiwanica*, **21**: 92-118.

Chorowicz, J. 2005. The East African rift system. *Journal of African Earth Sciences*, **43**: 379-410.

Clark, J.D. and Pickering, K.T. 1996. Architectural elements and growth patterns of submarine channels: application to hydrocarbon exploration. *AAPG Bulletin*, **80**, pp. 194-221.

Clemens, S., Wang, P. and Prell, W. 2003. Monsoons and global linkages on Milankovitch and sub-Milankovitch time scales. *Marine Geology*, **201**: 1-3.

Clemens, S.C. and Prell, W.L. 2003. A 350,000 year summer-monsoon multi-proxy stack from the Owen Ridge, Northern Arabian Sea. *Marine Geology*, **201**: 35-51.

Clemens, S.C. and Prell, W.L. 2006. Viewpoint: The timing of orbital-scale Indian monsoon changes. *Quaternary Science Reviews*, **25**: 658-662.

Clemens, S.C. and Prell, W.L. 2007. The timing of orbital-scale Indian monsoon changes. *Quaternary Science Reviews*, **26**: 275-278.

Clift, P., Gaedicke, C., Edwards, R., Lee, J.I., Hildebrand, P., Amjad, S., White, R.S., Schlüter, H.-U. 2002. The stratigraphic evolution of the Indus fan and the history of sedimentation in the Arabian Sea. *Marine Geophysical Researches*223-245.

Covault, J.A., Hubbard, S.M., Graham, S.A., Hinsch, R. and Linzer, H.-G. 2009. Turbidite-reservoir architecture in complex foredeep-margin and wedge-top depocenters, Tertiary Molasse foreland basin system, Austria. *Marine and Petroleum Geology*, **26**: 379-396.

Covault, J.A., Normark, W.R., Romans, B.W. and Graham, S.A. 2007. Highstand fans in the California borderland: The overlooked deep-water depositional systems. *Geology*, **35**: 783-786.

Cremer, M., Orsolini, P. and Ravenne, C. 1985. Cap-Ferret Fan, Atlantic Ocean. In: *Submarine Fans and Related Turbidite Systems* (Eds A.H. Bouma, W.R. Normark and N.E. Barnes), pp. 113-120. Springer-Verlag.

Curray, J.R., Emmel, F.J. and Moore, D.G. 2002. The Bengal Fan: morphology, geometry, stratigraphy, history and processes. *Marine and Petroleum Geology*, **19**: 1191-1223.

Damuth, J.E. 1975. Echo-character of the western equatorial atlantic floor and its relationship to the dispersal and distribution of terrigenous sediments. *Marine Geology*, **18**: 17-45.

Damuth, J.E. 1977. Late quaternary sedimentation in the western equatorial Atlantic. *Geological Society of America Bulletin*, **88**: 695-710.

Damuth, J.E. 1980. Use of high-frequency (3.5-12 kHz) echograms in the study of near-bottom sedimentation processes in the deep-sea: a review. *Marine Geology*, **38**: 51-75.

Damuth, J.E. and Hayes, D.E. 1977. Echo character of the east Brazilian Continental Margin and its relationship to sedimentary processes. *Marine Geology*, **24**: 73-95.

Dansgaard, W., Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dahl-Jengen, D., Gundestrup, N.S., Hammer, C.U., Hvidberg, C.S., Steffensen, J.P., Sveinbjörnsdottir, A.E., Jouzel, J. and Bond, G. 1993. Evidence for general instability of past climate from 250-kyr ice-core record. *Nature*, **364**: 218-220.

DeMets, C., Gordon, R. G., Angus, D.F., Stein, S. 1994. Effect of Recent Revisions to the Geomagnetic Reversal Time Scale on Estimates of Current Plate Motions. *Geophysical Research Letters*, **21**: 2191-2194.

Deptuck, M.E., Steffens, G.S., Barton, M. and Pirmez, C. 2003. Architecture and evolution of upper fan channel-belts on the Niger Delta slope and in the Arabian Sea. *Marine and Petroleum Geology*, **20**: 649-676.

Deptuck, M.E., Sylvester, Z., Pirmez, C. and O'Byrne, C. 2007. Migration-aggradation history and 3-D seismic geomorphology of submarine channels in the Pleistocene Benin-major Canyon, western Niger Delta slope. *Marine and Petroleum Geology*, **24**: 406-433.

Deptuck, M.E., Piper, D.J.W., Savoye, B. and Gervais, A. 2008. Dimensions and architecture of late Pleistocene submarine lobes off the northern margin of East Corsica. *Sedimentology*, **55**: 869-898.

Droz, L. and Mougenot, D. 1987. Mozambique upper fan: origin of depositional units. *A.A.P.G. Bulletin*, **71**: 1355-1365.

Ducassou, E. 2006. *Evolution du système turbiditique profond du Nil au Quaternaire récent.*Thèse de 3e cycle, Université Bordeaux 1, 322 pp.

Ducassou, E., Migeon, S., Mulder, T., Murat, A., Capotondi, L., Bernasconi, S.M. and Mascle, J. *sous presse*. Evolution of the Nile Deep-Sea Turbidite System during the Late Quaternary: influence of climate change on fan sedimentation. *Sedimentology*.

Elliot, M., Labeyrie, L., Bond, G., Cortijo, E., Turon, J.-L., Tisnerat, N. and Duplessy, J.-C. 1998. Millenial-scale iceberg discharges in the Irminger basin during the last glacial period : Relationship with the Heinrich events and environmental settings. *Paleoceanography*, **13**: 433-446.

Ellouz-Zimmermann, N., Deville, E., Muller, C., Lallemant, S.J., Subhani, A.B. and Tabreez, A.R. 2007a. Impact of sedimentation on convergent margin tectonics : Example of the Makran accretionary prism. In: *Thrust Belts and Foreland Basins* (Ed O. Lacombe, Lavé, J., Roure, F., Verges, J.).

Ellouz-Zimmermann, N., Lallemant, S., Castilla, R., Mouchot, N., Leturmy, P., Battani, A., Buret, C., Cherel, L., Desaubliaux, G., Deville, E., Ferrand, J., Lügcke, A., Mahieux, G., Mascle, G., Mühr, P., Pierson-Wickmann, A., Robion, P., Schmitz, J., .,

Danish, M., Hasany, S., Shahzad, A. and Tabreez, A. 2007b. Offshore Frontal Part of the Makran Accretionary Prism: The Chamak Survey (Pakistan). In: *Thrust Belts and Foreland Basins*, pp. 351-366.

Ercilla, G., Alonso, B., Wynn, R.B. and Baraza, J. 2002. Turbidity current sediment waves on irregular slopes: observations from the Orinoco sediment-wave field. *Marine Geology*, **192**: 171-187.

Eschard, R. 2001. Geological factors controlling sediment transport from platform to deep basin: a review. *Marine and Petroleum Geology*, **18**: 487-490.

Eschard, R., Albouy, E., Deschamps, R., Euzen, T. and Ayub, A. 2003. Downstream evolution of turbiditic channel complexes in the Pab Range outcrops (Maastrichtian, Pakistan). *Marine and Petroleum Geology*, **20**: 691-710.

Escutia, C., Eittreim, S.L., Cooper, A.K. and Nelson, C.H. 2000. Morphology and acoustic character of the antarctic Wilkes Land turbidite systems: Ice-sheet-sourced versus river-sourced fans. *Journal of Sedimentary Research, Section A: Sedimentary Petrology and Processes*, **70**: 84-93.

Fairbanks, G. 1989. A 17,000-year blacio-eustatic sea level record/ influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature*, **342**: 637-642.

Fairhead, J.D. and Stuart, G.W. 1982. The seismicity of the East African rift system and comparison with other continental rifts. *Continental and Oceanic Rifts, Geodynamic Series.*, **8**: 41-61.

Farre, J.A., Macgregor, B.A., Ryan, W.B.F. and Robb, J.M. 1983. Breaching the shelfbreak : passage from youthful to mature phase in submarine canyon evolution. In: *The Shelfbreak : critical interface on continental margin*, pp. 25-39. SEPM Special Publication, Tulsa.

Farre, J.A. and Ryan, W.B.F. 1985. 3-D view of erosional scars on U. S. mid-Atlantic continental margin. *AAPG Bulletin*, **69**: 923-932.

Fawcett, J.A., Fow, W.L.J. and Maguer, A. 1997. Modelling of scattering by objects on the sea-bed. In: *NATO report SR-276, 30 pp.*

Ferry, J.-N. 2004. *Architecture et stratigraphie des systèmes turbiditiques: étude sismique des séquences sédimentaires du Néogène terminal dans le bassin du bas-Congo*, Université Bordeaux 1 - Ecole des Mines de Paris, Thèse de 3e cycle, , 482 pp.

Ferry, J.N., Mulder, T., Parize, O. and Raillard, S. 2005. Concept of equilibrium profile in deep-water turbidite system: effects of local physiographic changes on the nature of sedimentary process and the geometries of deposits. *Geological Society, London, Special Publications*, **244**: 181-193.

Fildani, A., Normark, W.R., Kostic, S. and Parker, G. 2006. Channel formation by flow stripping: large-scale scour features along the Monterey East Channel and their relation to sediment waves. *Sedimentology*, **53**: 1-23.

Fleitmann, D., Burns, S.J., Mangini, A., Mudelsee, M., Kramers, J., Villa, I., Neff, U., Al-Subbary, A.A., Buettner, A., Hippler, D. and Matter, A. 2007. Holocene ITCZ and Indian monsoon dynamics recorded in stalagmites from Oman and Yemen (Socotra). *Quaternary Science Reviews*, **26**: 170-188.

Fleitmann, D., Burns, S.J., Neff, U., Mudelsee, M., Mangini, A. and Matter, A. 2004. Palaeoclimatic interpretation of high-resolution oxygen isotope profiles derived from annually laminated speleothems from Southern Oman. *Quaternary Science Reviews*, **23**: 935-945.

Flood, R.C., Manley, P.L., Kowsmann, K.O., Appi, C.J. and Pirmez, C. 1991. Seismic facies and late Quaternary growth of Amazon submarine fan. In: *Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems* (Eds P. Weimer and M.H. Link), pp. 415-434. Springer-Verlag, NewYork.

Flood, R.D. 1988. A lee wave model for deep-sea mudwave activity. In: *Deep-Sea Research*, pp. 973-983.

Flood, R.D. and Piper, D.J.W. 1997. Amazon fan sedimentation: the relationship to equatorial climate change, continental denudation, and sea-level fluctuations. In: *Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* (Eds R.D. Flood, D.J.W. Piper, A. Klaus and L.C. Peterson), **155**, pp. 653-675.

Flueh, E.R., Kukowski, N. and Reichert, C. 1997. RV *Sonne*, Cruise Report SO123 'MAMUT' (Makran Murray Traverse). *GEOMAR Report 62. p. 291*.

Foster, A., Ebinger, C., Mbede, E. and Rex, D. 1997. Tectonic development of the northern Tanzanian sector of the East African Rift System. *Journal of the Geological Society*, **154**: 689-700.

Fournier, M., Patriat, P. and Leroy, S. 2001. Reappraisal of the Arabia-India-Somalia triple junction kinematics. *Earth and Planetary Science Letters*, **189**: 103-114.

Fournier, M., Lepvrier, C., Razin, P. and Jolivet, L. 2006. Late Cretaceous to Paleogene post-obduction extension and subsequent Neogene compression in the Oman Mountains *GeoArabia*, **11**: 17-40.

Fournier, M., Chamot-Rooke, N., Petit, C., Fabbri, O., Huchon, P., Maillot, B. and Lepvrier, C. 2008. In situ evidence for dextral active motion at the Arabia-India plate boundary. *Nature Geosciences*, **1**: 54-58.

Fruehn, J., White, R.S. and Minshull, T.A. 1997. Internal deformation and compaction of the Makran accretionary wedge. *Terra Nova*, **9**: 101-104.

Fuchs, M. and Buerkert, A. 2008. A 20 ka sediment record from the Hajar Mountain range in N-Oman, and its implication for detecting arid-humid periods on the southeastern Arabian Peninsula. *Earth and Planetary Science Letters*, **265**: 546-558.

Gaedicke, C., Prexl, A., Schlüter, H.-U., Roeser, H. and Clift, P. 2002a. Seismic stratigraphy and correlation of major regional unconformities in the northern Arabina Sea. In: *The Tectonic and Climatic Evolution of the Arabian Sea Region* (Eds P. Clift, D. Kroon, C. Gaedicke and J. Craig), Geological Society of London, Special Publication, **195**, pp. 25-36.

Gaedicke, C., Schluter, H.-U., Roeser, H.A., Prexl, A., Schreckenberger, B., Meyer, H., Reichert, C., Clift, P. and Amjad, S. 2002b. Origin of the northern Indus Fan and Murray Ridge, Northern Arabian Sea: interpretation from seismic and magnetic imaging. *Tectonophysics*, **355**: 127-143.

Galloway, W.E. 1998. Siliciclastic slope and base-of-slope depositional systems: Component facies, stratigraphic architecture, and classification. *AAPG Bulletin* **82**: 569-595.

Garcia, M.H. 1993. Hydraulic ,jumps in sediment-driven bottom currents. *Journal of Hydrologic Engineering*, **119**: 1094-1117.

Garcia, M.H., Parker, G.A. 1989. Experiments on hydraulic jumps in turbidity currents near a canyon-fan transition. *Science*, **245**: 393-396.

Gardner, M.H., Borer, J.M., Melick, J.J., Mavilla, N., Dechesne, M. and Wagerle, R.N. 2003. Stratigraphic process-response model for submarine channels and related features from studies of Permian Brushy Canyon outcrops, West Texas. *Marine and Petroleum Geology*, **20**: 757-787.

Gardner, T.W. 1983. Experimental study of knickpoint and longitudinal profile evolution in cohesive, homogeneous material. *Geological Society of America Bulletin*, **94**: 664-672.

Garlan, T. 2004. *Apports de la modélisation dans l'étude de la sédimentation marine récente*. Mémoire d'Habilitation à Dirigier des Recherches, Université des Sciences et Techniques de Lille, 155 pp.

Garlan, T. 2007. Acoustic Expression of Sedimentary Properties. In: *Proceedings of the Institute of Acoustics, DUCT 2007.*

Gasse, F. 2000. Hydrological changes in the African tropics since the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews*, **19**: 189-211.

Gaudin, M., Mulder, T., Cirac, P., Berné, S. and Imbert, P. 2006. Past and present sedimentary activity in the Capbreton Canyon, southern Bay of Biscay. *Geo-Marine Letters*, **26**: 331-345.

Gee, M.J.R. and Gawthorpe, R.L. 2006. Submarine channels controlled by salt tectonics: Examples from 3D seismic data offshore Angola. *Marine and Petroleum Geology*, **23**: 443-458.

Gee, M.J.R., Watts, A.B., Masson, D.G. and Mitchell, N.C. 2001. Landslides and the evolution of El Hierro in the Canary Islands. *Marine Geology*, **177**: 271-293.

Gervais, A., Savoye, B., Piper, D. J. W., Mulder, T., Cremer, M., Pichevin, L. 2004. Present morphology and depositional architecture of a sandy confined submarine system: the Golo turbidite system (eastern margin of Corsica). *Geological Society, London, Special Publication*, **222**: 59-89.

Gervais, A., Mulder, T. and Savoye, B. 2006a. Sediment distribution and evolution of sedimentary processes on the Golo turbidite system (east Corsica, Mediterranean). In: Mulder, T. (Ed.), Special Issue on Deep-Sea Turbidite Systems on French Margins. *Geo-Marine Letters*, **66**: 373-396.

Gervais, A., Savoye, B., Mulder, T. and Gonthier, E. 2006b. Sandy modern turbidite lobes: A new insight from high resolution seismic data. *Marine and Petroleum Geology*, **23**: 485-502.

Giosan, L., Constantinescu, S., Clift, P.D., Tabrez, A.R., Danish, M. and Inam, A. 2006. Recent morphodynamics of the Indus delta shore and shelf. *Continental Shelf Research*, **26**: 1668-1684.

Glennie, K.W. and Singhvi, A.K. 2002. Event stratigraphy, paleoenvironment and chronology of SE Arabian deserts. *Quaternary Science Reviews*, **21**: 853-869.

Goff, J.A. 2001. Quantative classification of canyon systems on continental slope and a possible relationship on slope curvature. *Geophysical Research Letters*, **28**: 4359-4362.

Goldfinger, C., Morey, A.E., Nelson, C.H., Gutiérrez-Pastor, J., Johnson, J.E., Karabanov, E., Chaytor, J. and Eriksson, A. 2007. Rupture lengths and temporal history of significant earthquakes on the offshore and north coast segments of the Northern San Andreas Fault based on turbidite stratigraphy. *Earth and Planetary Science Letters*, **254**: 9-27.

Goldfinger, C., Nelson, C.H., Johnson, J.E. and Party, T.S.S. 2003. Holocene earthquake records from the Cascadia subduction zone and northern San Andreas fault based on precise dating of offshore turbidites. *Annual Review of Earth and Planteray Sciences*, **31**: 55-77.

Gordon, R.G. and Demets, C. 1989. Present-day motion along the Owen fracture zone and Dalrymple trough in the Arabian Sea. *Journal of Geophysical Research*, **94**: 5560-5570.

Gorsline, D.S. and Emery, K.O. 1959. Turbidity current deposits in Sand Pedro and Santa Monica basins off southern California. *Geological Society of America Bulletin*, **70**: 279-290.

Grando, G. and McClay, K. 2007. Morphotectonics domains and structural styles in the Makran accretionary prism, offshore Iran. *Sedimentary Geology*, **196**: 157-179.

Gray, T.E., Alexander, J., Leeder, M.R. 2005. Quantifying velocity and turbulence structure in depositing sustained turbidity currents across breaks in slope. *Sedimentology*, **52**: 467-488.

Greene, H.G., Maher, N.M. and Paull, C.K. 2002. Physiography of the Monterey Bay National Marine Sanctuary and implications about continental margin development. *Marine Geology*, **181**: 55-82.

Guillocheau, F., Quemener, J.-M., Robin, C., Joseph, P. and Broucke, O. 2004. Genetic units/parasequences of the Annot turbidite system, SE France. *Geological Society, London, Special Publications*, **221**: 181-202.

Guillon, L. 1999. *Contribution à l'interprétation géoacoustique de la rétrodiffusion des fonds marins: influence de la stratification, des inclusions et de la porosité*. Thèse de 3e cycle, Université du Mans, 214 pp.

Guillon, L. and Lurton, X. 2000. Backscattering from buried sediments layers: The equivalent input backscattering strenght model *Journal of Acoustical Society of America*, **109**: 122-132.

Gupta, A.K., Anderson, David M. & Overpeck, Jonathan T. 2003. Abrupt changes in the Asian southwest monsoon during the Holocene and their links to the North Atlantic Ocean. *Nature*, ***421***, 354-357.

Hamilton, D., Sommerville, J.H. and Stanford, P.N. 1980. Bottom currents and shelf sediments, southwest of Britain. *Sedimentary Geology*, **26**: 115-138.

Hamilton, E.L. 1980. Geoacoustic modelling of the sea-floor. *Journal of the Acoustical Society of America* **68**: 1313-1340.

Hamilton, E.L. 1985. Sound velocity profiles as a function of depth in marine sediments. *J. Acoust. Soc. Am.*, **78**: 1348-1355.

Hamilton, E.L. and Bachman, R.T. 1982. Sound velocity and related properties of marine sediments. *Journal of Acoustical Society of America*, **72**: 1891-1903.

Haq, B.U. 1993. Deep sea response to eustatic changes and significance of gas hydrates for continental margin stratigraphy. In: *Sequence Stratigraphy and Facies Associations: International Association of Sedimentologists, Special Publication* (Eds H.W. Posamentier, C.P. Summerhayes, B.U. Haq and G.P. Allen), pp. 93-106.

Harms, J.C., Cappel, H.N. and Francis, D.C. 1984. The Makran coast of Pakistan: it‘s stratigraphy and hydrocarbon potential. In: *Marine geology and oceanography of Arabian Sea and coastal Pakistan* (Eds H. B.U. and M. J.D.), pp. 3-26.

Haughton, P. 1994. Deposits of deflected and ponded turbidity currents, Sorbas basin, southeast Spain. *Journal of Sedimentary Research*, **A64**: 233-246.

Hays, J.D., Imbrie, J. and Shackleton, N.J. 1976. Variation in the Earth's orbit: pacemaker of the ice ages. *Science*, **194**: 1121-1132.

Heidarzadeh, M., Pirooz, M., Zaker, N. and Yalciner, A. 2009. Preliminary estimation of the tsunami hazards associated with the Makran subduction zone at the northwestern Indian Ocean. *Natural Hazards*, **48**, 27-34.

Heiniö, P. and Davies, R.J. 2007. Knickpoint migration in submarine channels in response to fold growth, western Niger Delta. *Marine and Petroleum Geology*, **24**: 434-449.

Heinrich, H. 1988. Origin and Consequences of Cyclic Ice Rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the Past 130,000 Years. *Quaternary Research*, **29**: 142-152.

Heller, P.L. and Dickinson, W.R. 1985. Submarine ramp facies model for delta-fed, sand-rich turbidite systems. *AAPG Bulletin*, **69**: 960-976.

Hesse, R. 1989. "Drainage systems' associated with mid-ocean channels and submarine yazoos: alternative to submarine fan depositional systems. *Geology*, **17**: 1148-1151.

Hesse, R. and Chough, S.K. 1980. The Northwest Atlantic Mid-Ocean Channel of the Labrador Sea: II. Deposition of parallel laminated levee-muds from the viscous sublayer of low density turbidity currents. *Sedimentology*, **27**: 697-711.

Hesse, R., Chough, S.K. and Rakofsky, A. 1987. The Northwest Atlantic Mid-Ocean Channel of the Labrador Sea. V. Sedimentology of a giant deep-sea channel. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **24**: 1595-1624.

Hesse, R. and Khodabakhsh, S. 1998. Depositional facies of late Pleistocene Heinrich events in the Labrador Sea. *Geology*, **26**: 103-106.

Hesse, R., Klaucke, I., Khodabakhsh, S. and Piper, D. 1999. Continental slope sedimentation adjacent to an ice margin. III. The upper Labrador Slope. *Marine Geology*, **155**: 249 - 269.

Hesse, R., Klaucke, I., Ryan, W.B.F. and Piper, D.J.W. 1997. Ice-sheet sourced juxtaposed turbidite systems in Labrador Sea. *Geoscience Canada*, **24**: 3-12.

Hesse, R. and Rakofsky, A. 1992. Deep-sea channel/submarine-yazoo system of the Labrador Sea: a new deep-water facies model. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **76**: 680-707.

Hiscott, R.N., Hall, F.R. and Pirmez, C. 1997. Turbidity-current overspill from the Amazon Channel: texture of the silt/sand load, paleoflow from anisotropy of magnetic susceptibility and implication for flows processes. In: *Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* (Eds R.D. Flood, D.J.W. Piper, A. Klaus and L.C. Peterson), pp. 53-78.

Hosseini-Barzi, M. and Talbot, C. 2003. A tectonic pulse in the Makran accretionary prism recorded in Iranian coastal sediments. *Journal of the Geological Society, London*, **160**: 903-910.

Hughen, K.A., Baillie, M.G.L., Bard, E., Beck, J.W., Bertrand, C.J.H., Blackwell, P.G., Buck, C.E., Burr, G.S., Cutler, K.B., Damon, P.E., Edwards, R.L., Fairbanks, R.G., Friedrich, M., Guilderson, T.P., Kromer, B., McCormac, G., Manning, S., Ramsey, C.B., Reimer, P.J., Reimer, R.W., Remmele, S., Southon, J.R., Stuiver, M., Talamo, S., Taylor, F.W., Van der Plicht, J. and Weyhenmeyer, C.E. 2004. Marine04 Marine Radiocarbon Age Calibration, 0-26 Cal Kyr BP. *Radiocarbon*, ***46,*** 1059-1086.

Huyghe, P., Foata, M., Deville, E., Mascle, G. and group, C.w. 2004. Channel profiles through the active thrust front of the southern Barbados prism. *Geology*, **32**: 429-432.

Ivakin, A.N. 1994. An unified approach to volume and roughness scattering *Journal of Acoustical Society of America*, **98:** 143-156.

Ivanochko, T.S., Ganeshram, R.S., Brummer, G.-J.A., Ganssen, G., Jung, S.J.A., Moreton, S.G. and Kroon, D. 2005. Variations in tropical convection as an amplifier of global climate change at the millennial scale. *Earth and Planetary Science Letters*, **235**: 302-314.

Ivory, S.J. and Lézine, A.-M. Climate and environmental change at the end of the Holocene Humid Period: A pollen record off Pakistan. *Comptes Rendus Geosciences*, **In Press, Corrected Proof**.

Jain, M. and Tandon, S.K. 2003. Fluvial response to Late Quaternary climate changes, western India. *Quaternary Science Reviews*, **22**: 2223-2235.

Jegou, I., Savoye, B., Pirmez, C. and Droz, L. 2008. Channel-mouth lobe complex of the recent Amazon Fan: The missing piece. *Marine Geology*, **252**: 62-77.

Johns, W.E., Jacobs, Gregg A., Kindle, John C., Murray, Steven P. & Carron Mike 1999. Arabian Marginal Seas and Gulfs. Technical Report 2000-01, University of Miami RSMAS, Stennis Space Center, Mississipi.

Jouet, G. 2007. *Enregistrements stratigraphiques des cycles climatiques et glacio-eustatiques du Quaternaire terminal - Modélisations de la marge continentale du Golfe du Lion* Thèse de 3e cycle, Université de Bretagne Occidentale, 444 pp.

Jullien, E., Grousset, F., Malaizé, B., Duprat, J., Sanchez-Goni, M.F., Eynaud, F., Charlier, K., Schneider, R., Bory, A., Bout, V. and Flores, J.A. 2007. Low-latitude "dusty events" vs. high-latitude "icy Heinrich events". *Quaternary Research*, **68**: 379-386.

Juyal, N., Chamyal, L.S., Bhandari, S., Bhushan, R. and Singhvi, A.K. 2006. Continental record of the southwest monsoon during the last 130 ka: evidence from the southern margin of the Thar Desert, India. *Quaternary Science Reviews*, **25**: 2632-2650.

Keevil, G.M., Peakall, J. and Best, J.L. 2007. The influence of scale, slope and channel geometry on the flow dynamics of submarine channels. *Marine and Petroleum Geology*, **24**: 487-503.

Keevil, G.M., Peakall, J., Best, J.L. and Amos, K.J. 2006. Flow structure in sinuous submarine channels: Velocity and turbulence structure of an experimental submarine channel. *Marine Geology*, **229**: 241-257.

Klaucke, I., Hesse, R. and Ryan, W.B.F. 1997. Flow parameters of turbidity currents in a low-sinuosity giant deep-sea channel. *Sedimentology*, **44**: 1093-1102.

Klaucke, I., Hesse, R. and Ryan, W.B.F. 1998. Seismic stratigraphy of the Northwest Atlantic Mid-Ocean Channel: growth pattern of a mid-ocean channel-levee complex. *Marine and Petroleum Geology*, **15**: 575-585.

Klaucke, I., Masson, D.G., Kenyon, N.H. and Gardner, J.V. 2004. Sedimentary processes of the lower Monterey Fan channel and channel-mouth lobe. *Marine Geology*, **206**: 181-198.

Klöcker, R. and Henrich, R. 2006. Recent and Late Quaternary pteropod preservation on the Pakistan shelf and continental slope. *Marine Geology*, **231**: 103-111.

Kneller, B. and Buckee, C. 2000. The structure and fluid mechanics of turbidity currents: A review of some recent studies and their geological implications. *Sedimentology*, **47 Supplement 1**: 62-94.

Kneller, B. and McCaffrey, W. 1999. Depositional effects of flow nonuniformity and stratification within turbidity currents approaching a bounding slope; deflection, reflection, and facies variation. *Journal of Sedimentary Research*, **69**: 980-991.

Kneller, B.C. 1995. Beyond the turbidite paradigm: physical models for deposition of turbidites and their implications for reservoir prediction. In: *Characterization of Deep Marine Clastic Systems* (Eds A.J. Hartley and D.J. Prosser), Geological Society of London, Special Publication, **94**, pp. 31-49.

Kneller, B.C. and Branney, M.J. 1995. Sustained high-density turbidity currents and the deposition of thick massive sands. *Sedimentology*, **42**: 607-616.

Kolla, V. 1993. Lowstand deep-water siliciclastic depositional system: characteristics and terminologies in sequence stratigraphy and sedimentology. In: *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine*, pp. 67-78.

Kolla, V. 2007. A review of sinuous channel avulsion patterns in some major deep-sea fans and factors controlling them. *Marine and Petroleum Geology*, **24**: 450-469.

Kolla, V., Kostecki, J.A., Henderson, L. and Hess, L. 1980. Morphology and Quaternary sedimentation of the Mozambique Fan and environs, southwestern Indian Ocean. *Sedimentology*, **27**: 357-378.

Kolla, V. and Perlmutter, M.A. 1993. Timing of turbidite sedimentation on the Mississipi fan. *American Association of Petroleum Geologists. Bulletin*, **77**: 1129-1141.

Komar, P.D. 1969. The channelized flow of turbidity currents with application to Monterey deep-sea fan channel. In: *Journal of Geophysical Research*, **74**, pp. 4544-4558.

Komar, P.D. 1971. Hydraulic jumps in turbidity currents. *Geological Society of America Bulletin*, **82**: 1477-1488.

Komar, P.D. 1973. Continuity of turbidity current flow and systematic variations in deep-sea channel morphology. *Geological Society of America Bulletin*, **84**: 3329-3338.

Komar, P.D. 1977. Computer simulation of turbidity current flow and the study of deep-sea channels and fan sedimentation. In: *The Sea* (Ed E.D. Goldberg), **vol.6**, pp. 603-621. Wiley Interscience, New York.

Koyama, T. and Ikeda, H. 1998. Effect of riverbed gradient on bedrock channel configuration: a flume experiment. *Proc. Environ. Res. Center, Tsukaba University, Japan*, **23**: 25-34.

Kubo, Y. 2004. Experimental and numerical study of topographic effects on deposition from two-dimensional, particle-driven density currents. *Sedimentary Geology*, **164**: 311-326.

Kubo, Y.s. and Nakajima, T. 2002. Laboratory experiments and numerical simulation of sediment-wave formation by turbidity currents. *Marine Geology*, **192**: 105-121.

Kuenen, P.H. and Migliorini, C.I. 1950. Turbidity currents as a cause of graded bedding. *Journal of Geology*, **58**: 91- 127.

Kukowski, N., Schillhorn, T., Huhn, K., von Rad, U., Husen, S. and Flueh, E. 2001. Morphotectonics and mechanics of the central Makran accretionary wedge off Pakistan. *Marine Geology*, **173**: 1-19.

Kutzbach, J. 1981. Monsoon climate of the early Holocene: climate experiment with Earth's orbital parameters for 9000 years ago. *Science*, **214**: 59-61.

Labourdette, R., Crumeyrolle, P. and Remacha, E. 2008. Characterisation of dynamic flow patterns in turbidite reservoirs using 3D outcrop analogues: Example of the Eocene Morillo turbidite system (south-central Pyrenees, Spain). *Marine and Petroleum Geology*, **25**: 255-270.

Lamb, M., Parsons, J.D., Mullenbach, B.L., Finlayson, D.P., Orange, D.L. and Nittrouer, C.A. 2008. Evidence for superelevation, channel incision, and formation of cyclic steps by turbidity currents in Eel Canyon, California. *Geological Society of America Bulletin,***120**: 463-475.

Lambeck, K. 1996. Shoreline reconstructions for the Persian Gulf since the last glacial maximum. *Earth and Planetary Science Letters*, **142**: 43-57.

Lambeck, K., Yokoyama, Y. and Purcell, T. 2002. Into and out of the Last Glacial Maximum: sea-level change during Oxygen Isotope Stages 3 and 2. *Quaternary Science Reviews*, **21**: 343-360.

Laronne, J.B. and Reid, l. 1993. Very high rates of bedload sediment transport by ephemeral desert rivers. *Nature*, **366**: 148-150.

Laval, A., Cremer, M., Beghin, P. and Ravenne, C. 1988. Density surges : two dimensional experiments. In: *Sedimentology*, **35**, pp. 73-84.

Lebreiro, S.M., McCave, I.N. and Weaver, P.P.E. 1997. Quaternary turbidite emplacement on the Horseshoe Abyssal Plain (Iberian margin). *Journal of Sedimentary Research*, **67**: 856-870.

Lee, S.E. 2004. *Sedimentary Processes Recorded by Continental Slope Morphology*. Thèse de 3e cycle, University of Bristol, 168 pp.

Lee, S.E., Amy. L.A. and Talling. P.J. 2004. The character and origin of thick base-of-slope sandstone units of the Peïra Cava outlier, SE France. . *In: Joseph, P. & Lomas, S.A. (eds) Deep-Water Sedimentation in the Alpine Foreland Basin of SE France: New Perspectives on the Grès d'Annot and Related Systems. Geological Society, London, Special Publication,* **221**, *331-347.*

Lee, S.E., Talling, P.J., Ernst, G.G.J. and Hogg, A.J. 2002. Occurrence and origin of submarine plunge pools at the base of the US continental slope. *Marine Geology*, **185**: 363-377.

Leroy, S., Gente, P., Fournier, M., d'Acremont, E., Patriat, P., Beslier, M.-O., Bellahsen, M., Maia, M., Blais, A., Perrot, A., Al-Kathiri, A., Merkouriev, S., Fleury, J.-M., Ruellan, P.-Y., Lepvrier, C. and Huchon, P. 2004. From rifting to spreading in the eastern Gulf of Aden: a geophysical survey of a young oceanic basin from margin to margin. *Terra Nova*, **16**: 185-192.

Leuschner, D.C. and Sirocko, F. 2000. The low-latitude monsoon climate during Dansgaard-Oeschger cycles and Heinrich Events. *Quaternary Science Reviews*, **19**: 243-254.

Leuschner, D.C. and Sirocko, F. 2003. Orbital insolation forcing of the Indian Monsoon - a motor for global climate changes? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **197**: 83-95.

Lewis, K.B. and Pantin, H.M. 2002. Channel-axis, overbank and drift sediment waves in the southern Hikurangi Trough, New Zealand. *Marine Geology*, **192**: 123-151.

Lézine, A.-M., Saliège, J.-F., Robert, C., Wertz, F. and Inizan, M.-L. 1998. Holocene Lakes from Ramlat as-Sab'atayn (Yemen) Illustrate the Impact of Monsoon Activity in Southern Arabia. *Quaternary Research*, **50**: 290-299.

Lomas, S.A. and Joseph, P. 2004. Confined turbidite systems. In: *Confined Turbidite Systems* (Eds S.A. Lomas and P. Joseph), Geological Society of London, Special Publication, **222**, pp. 1-7.

Loosveld, R.J.H., Bell , A. and Terken, J.J.M. 1996. The tectonic evolution of interior Oman *GeoArabia*, **1**: 28-51.

Lopez, M. 2001. Architecture and depositional pattern of the Quaternary deep-sea fan of the Amazon. *Marine and Petroleum Geology*, **18**: 479-486.

Lowe, D.R. 1982. Sediment gravity flows: II. depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, **52**: 279-297.

Luckge, A., Doose-Rolinski, H., Khan, A.A., Schulz, H. and von Rad, U. 2001. Monsoonal variability in the northeastern Arabian Sea during the past 5000-years: geochemical evidence from laminated sediments. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **167**: 273-286.

Lurton, X. 2003. *An Introduction to Underwater Acoustics : Principles and Applications*. Books in Geophysical Sciences. Springer - Praxis, 356 pp.

Maboko, M.A.H. 1997. P-T conditions for metamorphism in the Wami River granulite complex, central coastal Tanzania: implications for pan-African geotectonics in the Mozambique belt of eastern Africa. *Journal of African Earth Sciences*, **24**: 51-64.

MacDonald, R.G., Alexander, J., Bacon, J.C. and Cooker, M.J. 2009. Flow patterns, sedimentation and deposit architecture under a hydraulic jump on a non-eroding bed: defining hydraulic-jump unit bars. *Sedimentology*, **56**: 1346-1367.

Mas, V., Mulder, T., Dennielou, B., Schmidt, S., Khripounoff, A. and Savoye, B., *soumis*. Multi-scale spatio-temporal variability of sedimentary deposits in the Var turbidite system (Noth-Western Mediterranean Sea). *Marine Geology*.

Mascle, A. and Puigdefabregas, C. 1998. Tectonics and sedimentation in foreland basins: results from the Integrated Basin Studies project, **134**, pp. 1-28.

Maslin, M., Vilela, C., Mikkelsen, N. and Grootes, P. 2005. Causes of catastrophic sediment failures of the Amazon Fan. *Quaternary Science Reviews*, **24**: 2180-2193.

Masson, D.G., Canals, M., Alonso, B., Urgeles, R. and Huhnerbach, V. 1998. The Canary Debris Flow: source area morphology and failure mechanisms. *Sedimentology*, **45**: 411-432.

Matchette-Downes, C. 2005. East Africa: an exploration hot spot In: *2nd Conference on Petroleum Potential and Investment Opportunities in East Africa (EAPC)*, Entebbe, Uganda.

McCaffrey, W., & Kneller, B. 2001. Process controls on the stratigraphic trap potential on the margins of confined turbidite systems and aids to reservoir evaluation. *AAPG Bulletin*, **85**: 971-988.

McCave, I.N., Bryant, R.J., Cook, H.F., Coughanowr, C.A. and Hollister, C.D. 1986. Evaluation of a laser diffraction size analyser for use with natural sediments. *Journal of Sedimentary Petrology*, **56**: 561-564.

McHugh, C.M., Ryan, W.B.F. and Hecker, B. 1992. Contemporary sedimentary processes in the Monterey Canyon-fan system. In: *Marine Geology*, pp. 35-50.

McHugh, C.M.G. and Olson, H.C. 2002. Pleistocene chronology of continental margin sedimentation: New insights into traditional models, New Jersey. *Marine Geology*, **186**: 389-411.

Middleton, G.V. 1966. Experiments on density and turbidity currents: II Uniform flow of density currents. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **3**: 627-637.

Middleton, G.V. and Hampton, M.A. 1973. Turbidites and deep water sedimentation. In: *SEPM Pacific Section*.

Migeon, S. 2000. *Dunes Géantes et Levées Sédimentaires en domaine marin profond : Approches Morphologiques, Sismique et Sédimentologiques*. Thèse de 3e cycle, Université de Bordeaux I, 288 pp.

Migeon, S., Weber, O., Faugères, J.C. and Saint-Paul, J. 1999. SCOPIX: A new imaging system for core analysis. *Geo-Marine Letters*, **18**: 251-255.

Migeon, S., Savoye, B. and Faugères, J.C. 2000. Quaternary development of migrating sediment waves in the Var deep-sea fan: distribution, growth pattern, and implication for levee evolution. *Sedimentary Geology*, **133**: 265-293.

Migeon, S., Savoye, B., Zanella, E., Mulder, T., Faugeres, J.-C. and Weber, O. 2001. Detailed seismic-reflection and sedimentary study of turbidite sediment waves on the Var Sedimentary Ridge (SE France): significance for sediment transport and deposition and for the mechanisms of sediment-wave construction. *Marine and Petroleum Geology*, **18**: 179-208.

Migeon, S., Ducassou, E., Garibaldi, C., Rouillard, P., Mulder, T. and Mascle, J., *soumis*. Architecture and processes of construction of lobes: a case study from the modern Nile deep sea fan. *Sedimentary Geology*

Milankovitch, M. 1920. *Théorie mathématique des phénomènes thermiques produits par la radiation solaire*, Académie Yougoslave des Sciences et des Arts de Zagreb. Gauthier-Villard, Paris. .

Milliman, J.D. and Meade, R.H. 1983. World-wide delivery of river sediment to the oceans. In: *Journal of Geology*, **91**: 41-55.

Milliman, J.D. and Syvitski, J.P.M. 1992. Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean: the importance of small mountainous rivers. *Journal of Geology*, **100**: 525–544.

Mitchell, N.C. 2006. Morphologies of knickpoints in submarine canyons. *Geological Society of America Bulletin*, **118**: 589-605.

Mohrig, D., Whipple, K.X., Hondzo, M., Ellis, C. and Parker, G. 1996. Hydroplaning of subaqueous debris flows. *Geological Society of America Bulletin*, **45**: 71-87.

Molnar, P. 2001. Climate change, flooding in arid environments, and erosion rates. *Geology*, **29**: 1071-1074.

Mouchot, N. 2009. *Tectonique et sédimentation sur le complexe de subduction du Makran pakistanais* Université de Cergy - Paris 6, Thèse de 3e cycle.

Mouchot, N., Loncke, L., Mahieux, G., Bourget, J., Lallemant, S., Ellouz-Zimmermann, N. and Leturmy, P. *soumis*. Recent sedimentary processes along the Makran trench (Makran active margin, off Pakistan). *Marine Geology*.

Mougenot, D., Recq, M., Virlogeux, P. and Lepvrier, C. 1986. Seaward extension of the East African Rift. *Nature*, **321**: 599-603.

Mountain, G.S. and Prell, W.L. 1989. Geophysical Reconnaissance Survey for ODP Leg 117 in the Northwest Indian Ocean. In: *Proc. ODP, Init. Repts. (Ocean Drilling Program)* (Eds W.L. Prell and N. Niitsuma), **117**, pp. 51-64, College Station, TX

Moyes, J., Duprat, J., Faugères, J.-C., Gonthier, E. & Pujol, C. 1981. Etude stratigraphique et sédimentologique. In: *Géochimie organique des sédiments marins profonds. Orgon IV, Golfe d'Aden, Mer d'Oman.* Editions du centre National de la Recherche Scientifique, pp. 547.

Mulder, T. 2000. *Les processus gravitaires sous-marins et leur enregistrement sédimentaire*. Mémoire d'Habilitation à Diriger des Recherches, Université Bordeaux 1, Talence, 133 pp.

Mulder, T. and Syvitski, J.P.M. 1995. Turbidity currents generated at river mouths during exceptional discharges to the world oceans. *Journal of Geology*, **103**: 285-299.

Mulder, T. and Syvitski, J.P.M. 1996. Climatic and morphologic relationships of rivers: implications of sea-level fluctuations on river loads. *Journal of Geology*, **104**: 509-523.

Mulder, T. and Cochonat, P. 1996. Classification of offshore mass movements. *Journal of Sedimentary Research Section A - Sedimentary Petrology and Processes*, **66**: 43-57.

Mulder, T. and Alexander, J. 2001a. Abrupt change in slope causes variation in the deposit thickness of concentrated particle-driven density currents. *Marine Geology*, **175**: 221-235.

Mulder, T. and Alexander, J. 2001b. The physical character of subaqueous sedimentary density flow and their deposits. *Sedimentology*, **48**: 269-299.

Mulder, T., Savoye, B., Piper, D.J.W. and Syvitski, J.P.M. 1998. The Var submarine sedimentary system: understanding Holocene sediment delivery processes and their importance to the geological record. In: *Geological processes on Continental Margins: sedimentation, mass-wasting and stability* (Ed M.S. Stoker, Evans, D. and Cramp, A.). Geological Society of London, London.

Mulder, T., Migeon, S., Savoye, B. and Faugères, J.C. 2001a. Inversely graded turbidite sequences in the deep Mediterranean: a record of deposits from flood-generated turbidity currents? *Geo-Marine Letters*, **21**: 86-93.

Mulder, T., Migeon, S., Savoye, B. and Jouanneau, J.-M. 2001b. Twentieth century floods recorded in the deep Mediterranean sediments. *Geology*, **29**: 1011-1014.

Mulder, T., Weber, O., Anshutz, P. and Jorissen, F.J. 2001c. A few months-old storm generated turbidite deposited in the Capbreton Canyon (Bay of Biscay, SW France). *Geo-Marine Letters*, **21**: 149-156.

Mulder, T., Syvitski, J.P.M., Migeon, S., Faugeres, J.-C. and Savoye, B. 2003. Marine hyperpycnal flows: initiation, behavior and related deposits. A review. *Marine and Petroleum Geology*, **20**: 861-882.

Mutti, E. 1977. Distinctive thin-bedded turbidite facies and related depositional environments in the Eocene Hecho Group (South-central Pyrenees, Spain). In: *Sedimentology*, **24**, pp. 107-131.

Mutti, E. 1979. Turbidites et cones sous- marins profonds. In: *Sédimentation détritique (Fluviatile, Littorale et Marine)*, Ed P. Homewood, pp. 353- 419. Institut de Géologie Université de Fribourg, Suisse.

Mutti, E. 1985. Turbidite systems and their relations to depositional sequences. In: *Provenance of Arenites* (Ed G.G. Zuffa), pp. 65-93. D. Reidel Publishing Company.

Mutti, E. 1992. *Turbidite sandstones*. Agip, Universita di Parma, San Donato Milanese, 275 pp.

Mutti, E. and Ricci Lucchi, F. 1972. Turbidites of the northern Apennines: introduction to facies analysis (English translation by Nilsen T.H. 1978). In: *International Geology Review*, **20**, pp. 125-166.

Mutti, E. and Sonnino, M. 1981. Compensation cycles: a diagnostic feature of turbidite sandstone Lobes. *Abstracts Volume IAS 2nd European Regional Meeting 1981, Bologna*, pp. 120–123.

Mutti, E. and Normark, W.R. 1987. Comparing examples of modern and ancient turbidite systems: problems and concepts. In: *Marine Clastic Sedimentology* (Eds J.K. Leggett and G.G. Zuffa), pp. 1-38. Graham and Trotman, London.

Mutti, E. and Normark, W.R. 1991. An Integrated Approach to the Study of Turbidite Systems. In: *Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems* (Eds P. Weimer and M.H. Link), pp. 75-106. Springer-Verlag, New York.

Mutti, E., Lucchi, F.R., Seguret, M. and Zanzucchi, G. 1984. Seismoturbidites: A new group of resedimented deposits. *Marine Geology*, **55**: 103-116.

Mutti, E., Davoli, G., Tinterri, R. and Zavala, C. 1996. The importance of ancient fluvio-deltaic systems dominated by catastrophic flooding in tectonically active basins. *Sci. Geol. Mem.* , **48**: 233-291.

Mutti, E., Tinterri, R., Benevelli, G., Biase, D.d. and Cavanna, G. 2003. Deltaic, mixed and turbidite sedimentation of ancient foreland basins. *Marine and Petroleum Geology*, **20**: 733-755.

Mutti, E., Bernouilli, D., Ricci Lucchi, F. and Tinterri, R. 2009. Turbidites and turbidity currents from Alpine 'flysch' to the exploration of continental margins. *Sedimentology*, **56**: 267-318.

Nakajima, T. 2006. Hyperpycnites Deposited 700 km Away from River Mouths in the Central Japan Sea. *Journal of Sedimentary Research*, **76**: 60-73.

Nakajima, T. and Kanai, Y. 2000. Sedimentary features of seismoturbidites triggered by the 1983 and older historical earthquakes in the eastern margin of the Japan Sea. *Sedimentary Geology*, **135**: 1-19.

Nakajima, T., Satoh, M. and Okamura, Y. 1998. Channel-levee complexes, terminal deep-sea fan and sediment wave fields associated with the Toyama Deep-Sea Channel system in the Japan Sea. *Marine Geology*, **147**: 25-41.

Nicholas, C.J., Pearson, P.N., McMillan, I.K., Ditchfield, P.W. and Singano, J.M. 2007. Structural evolution of southern coastal Tanzania since the Jurassic. *Journal of African Earth Sciences*, **48**: 273-297.

Normark, W.R. 1970. Growth patterns of deep-sea fans. *AAPG Bulletin*, **54**, pp. 2170-2195.

Normark, W.R. 1978. Fan valleys, channels, and depositional lobes on modern submarine fans: characters for recognition of sandy turbidites environments. *AAPG Bulletin*, **62**: 912-931.

Normark, W.R. 1980. Modern and ancient submarine fans - reply. *AAPG Bulletin*, **64**: 1108-1112.

Normark, W.R. and Piper, D.J.W. 1991. Initiation processes and flow evolution of turbidity currents: implications for the depositional record. In: *Shoreline to Abyss* (Ed S.f.S. Geology), **46**, pp. 207-230.

Normark, B. and Carlson, P.R. 2003. Giant submarine canyons: Is size any clue to their importance in the rock record ? . In: *Extreme depositional environments: Mega end members in geological time.* (Eds M.A. Chan and A.W. Archer), pp. 1-15. Geological Society of America Special Paper.

Normark, W.R., Piper, D.J.W. and Hess, G.R. 1979. Distributary channels, sand lobes, and mesotopography of Navy submarine fan, California Borderland, with applications to ancient fan sediments. *Sedimentology*, 749-774.

Normark, W.R., Hess, G.R., Stow, D.A.V. and Bowen, A.J. 1980. Sediment waves on the Monterey fan levees : a preliminary physical interpretation. *Marine Geology*, **37**: 1-18.

Normark, W.R., Piper, D.J.W., Posamentier, H., Pirmez, C. and Migeon, S. 2002. Variability in form and growth of sediment waves on turbidite channel levees. *Marine Geology*, **192**: 23-58.

Norton, I.O. and Sclater, J.G. 1979. A model for the evolution of the Indian Ocean and the break-up of Gondwanaland. *Journal of Geophysical Research*, **84**: 6803-6830.

O'Connell, S., Normark, W.R., Ryan, W.B.F. and Kenyon, N.H. 1991. An entrenched thalweg channel on the Rhône fan : interpretation from a SEABEAM and SEAMARC I survey. In: *SEPM Special Publication*, pp. 259-270.

Pacault, A., La Gac, J.-C. and Langli, B. 2004. Sondeur de sédiments multi-faisceaux: présentation du SBP120 (Kongsberg) et premiers résultats. In: *SeaWeekTech 2004, In-situ Seabed Characterization*, pp. 1-10, Brest.

Page, W.D., Alt, J.N., Cliff, L.S. and Plafker, G. 1979. Evidence for occurence of large magnitude earthquakes along the Makran coast of Iran and Pakistan. *Tectonophysics*, **52**: 533-547.

Paola, C., Heller, P.L. and Angevinet, C.L. 1992. The large-scale dynamics of grain-size variations in alluvial basins, 1: Theory *Basin Research*, **4**: 73-90.

Parker, G. 1982. Conditions for the ignition of catastrophically erosive turbidity currents. In: *Marine Geology*, **46**, pp. 307-327.

Parsons, J.D., Bush, J.M.W. and Syvitski, J.P.M. 2001. Hyperpycnal plume formation from riverine outflows with small sediment concentrations. *Sedimentology*, **48**: 465-478.

Payton, C.E.E. 1977. Seismic Stratigraphy - Application to Hydrocarbon Exploration. *AAPG Bulletin Memoir*, **26**: 516 p.

Peakall, J., Amos, K.J., Keevil, G.M., William Bradbury, P. and Gupta, S. 2007. Flow processes and sedimentation in submarine channel bends. *Marine and Petroleum Geology*, **24**: 470-486.

Peakall, J., McCaffrey, B. and Kneller, B. 2000. A Process Model for the Evolution, Morphology, and Architecture of Sinuous Submarine Channels. *Journal of Sedimentary Research*, **70**: 434-448.

Perlmutter, M.A. and Mattews, M.D. 1989. Global cyclostratigraphy - a model. In: *Quantitative Dynamic Stratigraphy* (Ed T.A. Cross), Prentice-Hall, Englewood Cliffs; pp. 233-260.

Pickering, K.T., Hiscott, R.N. and Hein, F.J. 1989. *Deep marine environments: clastic sedimentation and tectonics*. Unwin Hyman, London, 416 pp.

Piper, D.J.W. and Normark, W.R. 1983. Turbidite depositional patterns and flow characteristics, Navy Submarine Fan, California Borderland. *Sedimentology*, **30**: 681- 694.

Piper, D.J.W. and Aksu, A.E. 1987. The source and origin of the 1929 Grand Banks turbidity current inferred from sediment budget. In: *Geo-Marine Letters*, **7**: 177-182.

Piper, D.J.W. and Savoye, B. 1993. Process of late quaternary turbidity current flow and deposition on the Var deep-sea fan, north-west Mediterranean sea. *Sedimentology*, **40**: 557-583.

Piper, D.J.W. and Deptuck, M. 1997. Fine-grained turbidites of the Amazon Fan: facies characterization and interpretation. In: *Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* (Eds R.D. Flood, D.J.W. Piper, A. Klaus and L.C. Peterson), **155**, pp. 79-108.

Piper, D.J.W. and Normark, W.R. 2001. Sandy fans--from Amazon to Hueneme and beyond. *AAPG Bulletin*, **85**: 1407-1438.

Piper, D.J.W. and Normark, W.R. 2009. Processes That Initiate Turbidity Currents and Their Influence on Turbidites: A Marine Geology Perspective. *Journal of Sedimentary Research*, **79**: 347-362.

Piper, D.J.W., Shor, A.N. and Clarke, J.E.H. 1988. The 1929 "Grand Banks" earthquake, slump, and turbidity current. In: *Geological Society of America Special Paper*, **229**, pp. 77-92.

Piper, D.J.W., Hiscott, R.N. and Normark, W.R. 1999. Outcrop-scale acoustic facies analysis and latest Quaternary development of Hueneme and Dume submarine fans, offshore California. *Sedimentology*, **46**: 47-78.

Piper, D.J.W., Shaw, J. and Skene, K.I. 2007. Stratigraphic and sedimentological evidence for late Wisconsinan sub-glacial outburst floods to Laurentian Fan. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **246**: 101-119.

Pirmez, C., Beaubouef, R.T., Friedmann, S.J. and Mohrig, D.C. 2000. Equilibrium Profile and Baselevel in Submarine Channels: Examples from Late Pleistocene Systems and Implications for the Architecture of Deepwater reservoirs. *GCSSEPM Foundation 20th Annual Research Conference, Deep Water Reservoirs of the World*.

Pirmez, C. and Flood, R.D. 1995. Morphology and structure of Amazon Channel. In: *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports* (Eds R.D. Flood, D.J.W. Piper, A. Klaus and e. al.), **155**, pp. 23-45. Ocean Drilling Program, College Station, TX.

Plantevin, P. and Grivelet, P. 2002. Etude et réalisation d'un simulateur de sédiments pour l'étude du comportement acoustique des fonds marins: étude bibliographique. *Société RMS, Rapport SHOM*, 79 pp.

Platt, J.P., Leggett, J.K., Young, J., Raza, H. and Alam, S. 1985. Large-scale sediment underplating in the Makran accretionary prism, Southwest Pakistan. *Geology*, **13**: 507-511.

Plink-Björklund, P. and Steel, R.J. 2004. Initiation of turbidity currents: outcrop evidence for Eocene hyperpycnal flow turbidites. *Sedimentary Geology*, **165**: 29-52.

Popescu, I., Lericolais, G., Panin, N., Wong, H.K. and Droz, L. 2001. Late Quaternary channel avulsions on the Danube deep-sea fan, Black Sea. *Marine Geology*, **179**: 25-37.

Posamentier, H.W., Erskine, R.D. and Mitchum, R.M.J. 1991. Models for submarine-fan deposition within a sequence-stratigraphic framework. In: *Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems* (Eds P. Weimer and M.H. Link), pp. 127-136. Spring-Verlag, New York.

Posamentier, H.W., Jervey, M.T. and Vail, P.R. 1989. Eustatic controls on clastic deposition I - conceptual framework. In: *Sea-level changes: an integrated approach* (Eds Wilgus and e. al.), pp. 110-124. SEPM Special Publication, Tulsa.

Posamentier, H.W. and Kolla, V. 2003. Seismic Geomorphology and Stratigraphy of Depositional Elements in Deep-Water Settings. *Journal of Sedimentary Research*, **73**: 367-388.

Posamentier, H.W. and Vail, P.R. 1989. Eustatic controls on clastic deposition II - sequence and systems tract models. In: *Sea-level changes: an integrated approach* (Eds Wilgus and al.), pp. 125-154. SEPM Special Publication, Tulsa.

Posamentier, H.W. and Weimer, P. 1993. Siliciclastic sequence stratigraphy and petroleum geology - Where to from here. In: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **77**, pp. 731-742.

Pourmand, A., Marcantonio, F. and Schulz, H. 2004. Variations in productivity and eolian fluxes in the northeastern Arabian Sea during the past 110 ka. *Earth and Planetary Science Letters*, **221**: 39-54.

Prather, B.E. 2000. Calibration and visualization of depositional process models for above-grade slopes: a case study from the Gulf of Mexico. *Marine and Petroleum Geology*, **17**: 619-638.

Prather, B.E. 2003. Controls on reservoir distribution, architecture and stratigraphic trapping in slope settings. *Marine and Petroleum Geology*, **20**: 529-545.

Prather, B.E., Booth, J.R., Steffens, G.S. and Craig, P.A. 1998. Classification, lithologic calibration and stratigraphic succession of seismic facies of intraslope basins, Deep-Water Gulf of Mexico. *AAPG Bulletin*, **82**: 701-728.

Pratson, L.F. and Coakley, B.J. 1996. A model for the headward erosion of submarine canyons induced by downslope-eroding sediments flows. In: *Geological Society of America Bulletin*, **108**, pp. 225-234.

Prins, M.A. and Postma, G. 2000. Effects of climate, sea level, and tectonics unraveled for last deglaciation turbidite records of the Arabian Sea. *Geology*, **28:** 375-378.

Prins, M.A., Postma, G., Cleveringa, J., Cramp, A. and Kenyon, N.H. 2000a. Controls on terrigenous sediment supply to the Arabian Sea during the late Quaternary: the Indus Fan. *Marine Geology*, **169**: 327-349.

Prins, M.A., Postma, G. and Weltje, G.J. 2000b. Controls on terrigenous sediment supply to the Arabian Sea during the late Quaternary: the Makran continental slope. *Mar. Geol.*, **169**: 351-371.

Proust, J.N., Chanier, F. 2004. The Pleistocene Cape Kidnappers section in New Zealand: orbitally forced controls on active margin sedimentation? *Journal of Quaternary Science*, **19**: 591-603.

Quittmeyer, R.C. 1979. Seismicity variations in the Makran region of Pakistan and Iran: Relation to great earthquakes. *Pure and Applied Geophysics*, **117**: 1212-1228.

Rabineau, M. 2001. *Un modèle géométrique et stratigraphique des séquences de dépôts Quaternaires de la plate forme du Golfe du Lion: enregistrements des cycles glacio-eustatiques de 100 000 ans.* . Thèse de 3e cycle, Université de Rennes 1, 392 pp.

Rabinowitz, P.D., Coffin, M.F. and Falvey, D. 1983. The separation of Madagascar and Africa, *Science*, **220**: 67-69.

Radies, D., Preusser, F., Matter, A. and Mange, M. 2004. Eustatic and climatic controls on the development of the Wahiba Sand Sea, Sultanate of Oman. *Sedimentology*, **51**: 1359-1385.

Ratzov, G. 2009. *Processus gravitaires sous-marins le long de la zone de subduction Nord Equateur - Sud Colombie: apports à la connaissance de l'érosion tectonique et la déformation d'une marge active. Implications sur la genèse de tsunamis.*, Université de Nice-Sofia Antipolis, UFR Sciences, Thèse de 3e cycle, , 229 pp.

Ravenne, C. and Beghin, P. 1983. Apport des expériences en canal à l'interprétation sédimentologique des dépôts de cônes détritiques sous-marins. In: *Revue de l'I.F.P.*, **38**, pp. 279-297.

Razin, P. 2008. *Les systèmes plate-forme - bassins: architecture, dynamique et facteurs de contrôle*. Mémoire d'habilitation à diriger des recherches, Université Michel de Montaigne Bordeaux 3.

Reading, H.G. 1991. The classification of deep-sea depositional systems by sediments calibre and feeder system. In: *Journal of the Geological Society (London)*, pp. 427-430.

Reading, H.G. and Richards, M. 1994. Turbidite Systems in Deep-Water Basin Margins Classified by Grain Size and Feeder System. *AAPG Bulletin*, **78**: 792-822.

Reichart, G.J., den Dulk, M., Visser, H.J., van der Weijden, C.H. and Zachariasse, W.J. 1997. A 225 kyr record of dust supply, paleoproductivity and the oxygen minimum zone from the Murray Ridge (northern Arabian Sea). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **134**: 149-169.

Reichart, G.J., Lourens, L.J., Zachariasse,W.J. 1998. Temporal variability in the northern Arabian Sea oxygen minimum zone (OMZ) during the last 225,000 years. *Paleoceanography* **13**: 607-621.

Reichart, G.J., Schenau, S.J., de Lange, G.J. and Zachariasse, W.J. 2002. Synchroneity of oxygen minimum zone intensity on the Oman and Pakistan Margins at sub-Milankovitch time scales. *Marine Geology*, **185**: 403-415.

Remacha, E., Fernandez, L.P. and Maestro, E. 2005. The Transition Between Sheet-Like Lobe and Basin-Plain Turbidites in the Hecho Basin (South-Central Pyrenees, Spain), **75**, pp. 798-819.

Reyss, J.L., Pirazzoli, P.A., Haghipour, A., Hatte, C. and Fontugne, M. 1998. Quaternary marine terraces and tectonic uplift rates on the south coast of Iran. In: *Coastal Tectonics* (Eds I.S. Stewart and C. Vita-Finzi), Geological Society of London, Special Publication, **146**, pp. 225-237.

Ricci-Lucchi, F. 2003. Turbidites and foreland basins: an Apenninic perspective. *Sedimentology*, **20**: 131-149.

Ricci Lucchi, F. 1983. Size and timing of basin wide flows (deposeismites) in the marnoso-arenacea basin plain, Miocene, Italy. In: *Commiss. Internationale Explor. Sci. Mer Mediterranée Rapp. P.V. réunions Monaco*, **28**, pp. 279.

Ricci Lucchi, F. and Valmori, E. 1980. Basin-wide turbidites in a Miocene, over-supplied deep-sea plain: a geometrical analysis. *Sedimentology*, **27**: 241-270.

Richards, M., Bowman, M. and Reading, H. 1998. Submarine-fan systems I: characterization and stratigraphic prediction. *Marine and Petroleum Geology*, **15**: 689-717.

Richter, T.O., Van der Gaast, S.J., Koster, B., Vaars, A.J., Gieles, R., De Stigter, H.C., De Haas, H., Van Weering, T.C.E. 2006. The Avaatech XRF Core Scanner: technical description and applications to NE Atlantic sediments. In: R.G. Rothwell (Editor), New

Techniques in Sediment Core Analysis. Geological Society of London, Special Publication, pp. 39-50.

Romans, B.W., Normark, B., McGann, M.M., Covault, J.A. and Graham, S.A. 2009. Coarse-grained sediment delivery and distribution in the Holocene Santa Monica Basin, California: Implications for evaluating source-to-sink flux at millennial time scales. *Geological Society of America Bulletin*, **121**: 1394-1408.

Rossignol-Strick 1983. Quaternary sapropels, an immediate response to orbital insolation. *Nature*, **303**: 46-49.

Rothwell, R.G., Reeder, M.S., Anastasakis, G., Stow, D.A.V., Thomson, J. and Kahler, G. 2000. Low sea-level stand emplacement of megaturbidites in the western and eastern Mediterranean Sea. *Sedimentary Geology*, **135**: 75-88.

Ruddiman, W.F. 2001. *Earth's Climate Past and Future*. W. H. Freeman, New York, 465 pp.

Ruddiman, W.F. 2006. What is the timing of orbital-scale monsoon changes ? . *Quaternary Science Reviews*, **25**: 657-658.

Salles, T. 2006. *Modélisation numérique du remplissage sédimentaire des canyons et chenaux sous-marins par approche génétique*, Université Bordeaux 1, 215 pp.

Salman, G. and Abdula, I. 1995. Development of the Mozambique and Ruvuma sedimentary basins, offshore Mozambique. *Sedimentary Geology*, **96**: 7-41.

Sanders, J.E. 1965. Primary sedimentary structures formed by turbidity currents and related resedimentation mechanisms. In: *Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation* (Ed G.V. Middleton), Society of Economic Paleontologists and Mineralogist, Special publication, **12**, pp. 192-219.

Sanlaville, P., Besenval, R., Evin, J. and Prieur, A. 1991. Evolution de la région littorale du Makran Pakistanais à l'Holocène *Paléorient*, **17**: 3-18.

Saugy, L. and Eyer, J.A. 2003. Fifty years of exploration in the Niger Delta (West Africa). *AAPG Bulletin*, **78:** 211-226.

Schulz, H., Von Rad, U. and Erlenkeuser, H. 1998. Correlation between Arabian Sea and Greenland climate oscillayions of the past 110,000 years. *Nature*, **393**: 78-84.

Schulz, H.D. and Zabel, M. (Eds) 2000. *Marine geochemistry*, Springer Verlag, 480 pp.

Schwab, A.M., Cronin, B.T. and Ferreira, H. 2007. Seismic expression of channel outcrops: Offset stacked versus amalgamated channel systems. *Marine and Petroleum Geology*, **24**: 504-514.

Shackleton, N.J. 1987. Oxygen isotopes, ice volume and sea level. *Quaternary Science Reviews*, **6**: 183-190.

Shahin, M. 2007. *Water Resources and Hydrometeorology of the Arab Region*. Springer Netherlands, 332 pp.

Shanmugam, G. 2000. 50 years of the turbidite paradigm (1950s-1990s): deep-water processes and facies models - a critical perspective. *Marine and Petroleum Geology*, **17**: 285-342.

Shanmugam, G. and Moiola, R.J. 1988. Submarine fans: characteristic models, classification and reservoir potential. In: *Earth-Science Reviews*, **24**, pp. 383-428.

Shanmugam, G. and Moiola, R.J. 1991. Types of Submarine Fan Lobes: Models and Implications. *AAPG Bulletin*, **75**: 156-179.

Shanmugam, G. and Moiola, R.J. 1995. Reinterpretation of Depositional Processes in a Classic Flysh Sequence (Pennsylvanian Jackfork Group), Ouachita Moutains, Arkansas and Oklahoma. *AAPG Bulletin*, **79**: 672-695.

Shepard, F.P. 1963. Submarine valleys, canyons, deep channels, and other marine valleys. In: *Submarine Geology* (Ed F.P. Shepard), pp. 311-348. Harper & Row publisher, NewYork.

Shiki, T., Kumon, F., Inouchi, Y., Kontani, Y., Sakamoto, T., Tateishi, M., Matsubara, H. and Fukuyama, K. 2000. Sedimentary features of the seismo-turbidites, Lake Biwa, Japan. *Sedimentary Geology*, **135**: 37-50.

Siddall, M., Rohling, E. J., Almogi-Labin, A., Hemleben, C., Meischner, D., Schmelzer, I., Smeed, D. A. 2003. Sea-level fluctuations during the last glacial cycle. *Nature*, **423**: 853-858.

Sinclair, H.D. 1992. Turbidite sedimentation during Alpine thrusting: the Taveyannaz Sandstones of eastern Switzerland. *Sedimentology*, **39**: 837-856.

Sinclair, H.D. 2000. Delta-fed turbidites infilling topographically complex basins: A new depositional model for the Annot sandstones, SE France. *Journal of Sedimentary Research, Section A: Sedimentary Petrology and Processes*, **70**: 504-519.

Sinclair, H.D. and Tomasso, M. 2002. Depositional Evolution of Confined Turbidite Basins. *J. Sed. Res.*, **72**: 451-456.

Sirocko, F., Sarnthein, M., Lange, H. and Erlenkeuser, H. 1991. Atmospheric summer circulation and coastal upwelling in the Arabian Sea during the Holocene and the last glaciation. *Quaternary Research*, **36**: 72-93.

Sirocko, F., Garbe-Schonberg,D., McIntyre, A., Mol¢no, B. 1996. Teleconnections between the subtropical monsoons and high-latitude climates during the last deglaciation. . *Science*, **272**: 526-529.

Sirocko, F., Garbe-Schonberg, D. and Devey, C. 2000. Processes controlling trace element geochemistry of Arabian Sea sediments during the last 25,000 years. *Global and Planetary Change*, **26**: 217-303.

Skene, K.I. and Piper, D.J.W. 2003. Late Quaternary stratigraphy of Laurentian Fan: a record of events off the eastern Canadian continental margin during the last deglacial period. *Quaternary International*, **99-10**: 135-152.

Skene, K.I. and Piper, D.J.W. 2006. Late Cenozoic evolution of Laurentian Fan: Development of a glacially-fed submarine fan. *Marine Geology*, **227**: 67-92.

Smith, R.U. 2004. Silled sub-basins to connected tortuous corridors: sediment distribution systems on topographically complex sub-aqueous slopes In: *Confined Turbidite Systems* (Eds S.A. Lomas and P. Joseph), Geological Society of London, Special Publication, **222**, pp. 23-43.

Snead, R.E. 1967. Recent morphological changes along the coast of West Pakistan. *Annual Review of Association of American Geographers*, **57**: 550-565.

Soh, W., Tokuyama, H., Fujioka, K., Kato, S. and Taira, A. 1990. Morphology and development of a deep-sea meandering canyon (Boso canyon) on an active plate margin, Sagami Trough, Japan. *Marine Geology*, **91**, pp. 227-241.

Sømme, T.O., Helland-Hansen, W., Martinsen, O.J. and Thurmond, J.B. 2009. Relationships between morphological and sedimentological parameters in source-to-sink systems: a basis for predicting semi-quantitative characteristics in subsurface systems. *Basin Research*, **21**: 361-387.

Sridhar, A. 2007. Mid-late Holocene hydrological changes in the Mahi River, arid western India. *Geomorphology*, **88**: 285-297.

Stoffers, P. and Ross, D.A. 1979. Late Pleistocene and Holocene sedimentation in the Persian Gulf--Gulf of Oman. *Sedimentary Geology*, **23**: 181-208.

Stow, D.A.V. and Shanmugam, G. 1980. Sequence of structures in fine-grained turbidites: comparison of recent deep-sea and ancient flysch. *Sedimentary Geology*, **25**: 23-42.

Stow, D.A.V. and Piper, D.J.W. 1984. *Fine-grained sediments: deep-water processes and facies*. Blackwell, London, 659 pp.

Stow, D.A.V. and Mayall, M. 2000. Deep-water sedimentary systems: New models for the 21st century. *Marine and Petroleum Geology*, **17**: 125-135.

Stow, D.A.V., Howell, D.G. and Nelson, C.H. 1985. Sedimentary, tectonic and sea-level controls. In: *Submarine Fans and Related Turbidites Systems* (Eds A.H. Bouma, W.R. Normark and N.E. Barnes), pp. 15-22. SpringerVerlag, NewYork.

Stow, D.A., Tabrez, A.R. and Prins, M.A. 2002. Quaternary sedimentation on the Makran margin: turbidity current - hemipelagic interaction in an active slpe-apron system. In:

The tectonic and climatic evolution of the Arabian sea region (Ed P.D. Clift, Kroon, D., Gaedicke, C. & Craig, J.), Geological Society of London, Special Publication, pp. 219-236.

Stuiver, M., Reimer, P.J., Bard, E., Beck, J.W., Burr, G.S., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, G., van der Plicht, J. and Spurk, M. 1998. INTCAL98 Radiocarbon Age Calibration, 24,000–0 cal BP. *Radiocarbon*, **40**: 1041-1083.

Syvitski, J.P.M. and Milliman, J.D. 2007. Geology, geography, and humans battle for dominance over the delivery of fluvial sediment to the coastal ocean. *Journal of Geology*, **115**: 1-9.

Szuman, M., Berndt, C., Jacobs, C. and Best, A. 2006. Seabed characterization through a range of high-resolution acoustic systems – a case study offshore Oman. *Marine Geophysical Researches*, **27**: 167-180.

Taki, K. and Parker, G. 2005. Transportational cyclic steps created by flow over and erodible bed. Part 1: Experiments. *Journal of Hydraulogical Research*, **43**: 488-501.

Talling, P.J., Amy, L.A. and Wynn, R.B. 2007. New insights into the evolution of large-volume turbidity currents: comparison of turbidite shape and previous modelling results. *Sedimentology*, **54**: 737-769.

Teles, V., Joseph, P., Salles, L., Le Bacq, M. and Maktouf, F. 2009. Simulation of the Annot Previous Turbidite System with the CATS Process-Based Numerical Model. In: *AAPG Annual Convention and Exhibition* Denver, Colorado.

Toniolo, H. and Cantelli, A. 2007. Experiments on upstream-migrating submarine knickpoints. *Journal of Sedimentary Research*, **77**: 772-783.

Toucanne, S. 2008. *Reconstitution des transferts sédimentaires en provenance du système glaciaire de mer d'Irlande et du paléo-fleuve Manche au cours des derniers cycles climatiques.* Thèse de 3e cycle, Université Bordeaux 1.

Toucanne, S., Zaragosi, S., Bourillet, J.F., Naughton, F., Cremer, M., Eynaud, F. and Dennielou, B. 2008. Activity of the turbidite levees of the Celtic-Armorican margin (Bay of Biscay) during the last 30,000 years: Imprints of the last European deglaciation and Heinrich events. *Marine Geology*, **247**: 84-103.

Tripsanas, E.K., Bryant, W. R., Phaneuf, B. A. 2004. Depositional processes of uniform mud deposits (unifites), Hedberg Basin, northwest Gulf of Mexico: New perspectives. *AAPG Bulletin*, **88**: 825-840.

Tripsanas, E.K., Bryant, W.R., Slowey, N.C., Bouma, A.H., Karageorgis, A.P. and Berti, D. 2007. Sedimentological history of Bryant Canyon area, northwest Gulf of Mexico, during the last 135 kyr (Marine Isotope Stages 1-6): A proxy record of Mississippi River discharge. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **246**: 137-161.

Twichell, D.C., Schwab, W.C., Nelson, H.C., Kenyon, N.H. and Lee, H.J. 1992. Characteristics of a sandy depositional lobe on the outer Mississippi fan from SeaMARC IA sidescan sonar images. *Geology*, **20**: 689-692.

Uchupi, E., Swift, S.A. and Ross, D.A. 2002. Morphology and Late Quaternary sedimentation in the Gulf of Oman Basin. *Marine Geophysical Researches*, **23**: 185 - 208.

Underwood, M.B. and Karig, D.E. 1980. Role of submarine canyons in trench-slope sedimentation *Geology*, **8**: 432-436.

Underwood, M.B., Moore, G.F., Taira, A., Klaus, A., Wilson, M.E.J., Ferguson, C.L., Hirano, S., Steurer, J. and Party, t.L.S.S. 2003. Sedimentary and tectonic evolution of a trench-slope basin in the Nankai subduction zone of southwest Japan, *Journal of Sedimentary Research*, **73**: 589-602.

Unterseh, S. 1999. *Cartographie et Caractérisation du Fond Marin par Sondeur Maultifaisceaux*. Thèse de 3eme cycle, Institut National Polytechnique de Lorraine.

Vail, P.R. and Mitchum, R.M. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea-level, Part 1: overview. In: *Seismic Stratigraphy - Applications to hydrocarbon exploration* (Ed C.E. Payton), *AAPG Bulletin Memoir*, **26**, 51-52.

Van Den Berg Van Saparoea, A.H. and Postma, G. 2008. Control of climate change on the yield of river systems. In: *Recent advances in models of silliciclastic shallow-marine stratigraphy* (Eds G.J. Hampson, R.J. Steel, P.M. Burgess and R.W. Darlymple). SEPM Special Publication 90.

Van Toer, A. 2004. *Etude du fonctionnement sédimentaire récent du Golfe d'Oman*. Mémoire de Diplôme d'Etudes Spécialisées, Université Bordeaux I, 77 pp.

Veldkamp, A., Buis, E., Wijbrans, J.R., Olago, D.O., Boshoven, E.H., Marée, M. and van den Berg van Saparoea, R.M. 2007. Late Cenozoic fluvial dynamics of the River Tana, Kenya, an uplift dominated record. *Quaternary Science Reviews*, **26**: 2897-2912.

Vita-Finzi, C. 1987. 14C deformation chronologies in coastal Iran, Greece and Jordan. . *Journal of the Geological Society, London*, **144**: 553-560.

Völker, D., Wiedicke, M., Ladage, S., Gaedicke, C., Reichert, C., Rauch, K., Kramer, W. and C., H. 2007. Latitudinal variation in sedimentary processes in the Peru-Chile trench off central Chile. In: *Thrust Belts and Foreland Basins* (Ed O. Lacombe, Lavé, J., Roure, F., Verges, J.).

von Rad, U., Schulz, H., Ali Khan, A., Ansari, M., Berner, U., Cepek, P., Cowie, G., Dietrich, P., Erlenkeuser, H., Geyh, M., Jennerjahn, T., Lückge, A., Marchig, V., Riech, V., Rösch, H., Schaëfer, P., Schulte, S., Sirocko, F., Tahir, M. and Weiss, M. 1995. Sampling the oxygen minimum zone off Pakistan: glacial-interglacial variations of anoxia and productivity (preliminary results, SONNE 90 cruise). *Marine Geology*, **125*:*** 7-19.

von Rad, U. and Tahir, M. 1997. Late Quaternary sedimentation on the outer Indus shelf and slope (Pakistan): evidence from high-resolution seismic data and coring. *Marine Geology*, **138**: 193-236.

von Rad, U., Schaaf, M., Michels, K.H., Schulz, H., Berger, W.H. and Sirocko, F. 1999a. A 5000-yr Record of Climate Change in Varved Sediments from the Oxygen Minimum Zone off Pakistan, Northeastern Arabian Sea. *Quaternary Research*, **51**: 39-53.

von Rad, U., Schulz, H., Riech, V., den Dulk, M., Berner, U. and Sirocko, F. 1999b. Multiple monsoon-controlled breakdown of oxygen-minimum conditions during the past 30,000 years documented in laminated sediments off Pakistan. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **152**: 129-161.

von Rad, U., Delisle, G. and Luckge, A. 2002a. On the formation of laminated sediments on the continental margin off Pakistan. *Marine Geology*, **192**: 425-429.

von Rad, U., Khan, A.A., Berger, A., Rammlmair, D. and Treppke, U. 2002b. Varves, turbidites and cycles in upper Holocene sediments (Makran slope, northern Arabian Sea). In: *The tectonic and climatic evolution of the Arabian sea region* (Ed P.D. Clift, Kroon, D., Gaedicke, C. & Craig, J.), *Geological. Society of London, Special Publication*, pp. 387-4706.

Walford, H.L., White, N.J. and Sydow, J.C. 2005. Solid sediment load history of the Zambezi Delta. *Earth and Planetary Science Letters*, **238**: 49-63.

Walker, R.G. 1967. Turbidite sedimentary structures and their relationship to proximal and distal depositional environments. *Journal of Sedimentary Petrology*, **37**: 25-43.

Walker, R.G. 1978. Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphic traps. *American Association of Petroleum Geologists. Bulletin*, **62**: 932-966.

Waltham, D. 2004. Flow transformations in particulate gravity currents. *Journal of Sedimentary Research*, **74**: 129-134.

Wang, B., Clemens, S.C. and Liu, P. 2003. Contrasting the Indian and East Asian monsoons: implications on geologic timescales. *Marine Geology*, **201**: 5-21.

Wang, P., Clemens, S., Beaufort, L., Braconnot, P., Ganssen, G., Jian, Z., Kershaw, P. and Sarnthein, M. 2005. Evolution and variability of the Asian monsoon system: state of the art and outstanding issues. *Quaternary Science Reviews*, **24**: 595-629.

Weber, O., Gonthier, E. and Faugeres, J.C. 1991. Analyse granulométrique de sédiments fins marins: comparaison des résultats obtenus au sedigraph et au malvern. *Bulletin de l'Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine*, **50**: 107-114.

Weltje, G.J., De Boer, P.L. 1993. Astronomically induced paleoclimatic oscillations reflected in Pliocene turbidite deposits of Corfu (Greece): Implications for the interpretation of higher order cyclicity in fossil turbidite systems. *Geology*, **21**: 307-310.

Wetzel, A. 1993. The transfer of river load to deep-sea fans: a quantitative approach. *AAPG Bulletin*, **77**: 1679-1692.

Weyhenmeyer, C.E., Burns, S.J., Waber, H.N., Aeschbach-Hertig, W., Kipfer, R., Loosli, H.H. and Matter, A. 2000. Cool Glacial Temperatures and Changes in Moisture Source Recorded in Oman Groundwaters. *Science*, **287**: 842-845.

Wheater, H.S. and Bell, N.C. 1983. Northern Oman flood study. *Proceedings of the International Civil Engineers, Part 2*, **75**: 453-473.

White, R.S. 1982. Deformation of the Makran accretionary sediment prism in the Gulf of Oman (north-west Indian Ocean). *Geological Society, London, Special Publication*, **10**: 357-372.

White, R.S. and Louden, K.E. 1983. The Makran Continental Margin: Structure of a Thickly Sedimented Convergent Plate Boundary. *Studies in Continental Margin Geology, Watkins, J.S., and Drake, C.L. (Eds.). Memoir of the American Association of Petroleum Geologists*, **34** 499–518.

Wiedicke, M., Neben, S. and Spiess, V. 2001. Mud volcanoes at the front of the Makran accretionary complex, Pakistan. *Marine Geology*, **172**: 57-73.

Wynn, R.B. and Stow, D.A.V. 2002a. Classification and characterisation of deep-water sediment waves. *Marine Geology*, **192**: 7-22.

Wynn, R.B. and Stow, D.A.V. 2002b. Recognition and interpretation of deep-water sediment waves: implications for palaeoceanography, hydrocarbon exploration and flow process interpretation. *Marine Geology*, **192**: 1-3.

Wynn, R.B., Masson, D.G., Stow, D.A.V. and Weaver, P.P.E. 2000a. The Northwest African slope apron: a modern analogue for deep-water systems with complex seafloor topography. *Marine and Petroleum Geology*, **17**: 253-265.

Wynn, R.B., Masson, D.G., Stow, D.A.V. and Weaver, P.P.E. 2000b. Turbidity current sediment waves on the submarine slopes of the western Canary Islands. *Marine Geology*, **163**: 185-198.

Wynn, R.B., Kenyon, N.H., Masson, D.G., Stow, D.A.V. and Weaver, P.P.E. 2002a. Characterization and Recognition of Deep-Water Channel-Lobe Transition Zones. *AAPG Bulletin*, **86**: 1441-1462.

Wynn, R.B., Weaver, P. P. E., Masson, D.G., Stow, D.A.V. 2002b. Turbidite depositional architecture across three interconnected deep-water basins on the north-west African margin. *Sedimentology*, **49**: 669-695.

Wynn, R.B., Cronin, B.T. and Peakall, J. 2007. Sinuous deep-water channels: Genesis, geometry and architecture. *Marine and Petroleum Geology*, **24**: 341-387.

Zaragosi, S. 2001. *Les systèmes tubiditiques profonds de la marge Celtique-Armoricaine (Golfe de Gascogne): Physiographie et évolution au cours des derniers 30 000 ans*. Thèse de 3e cycle, Université Bordeaux 1, 291 pp.

Zaragosi, S., Auffret, G.A., Faugères, J.C., Garlan, T., Pujol, C. and Cortijo, E. 2000. Physiography and recent sediment distribution of the Celtic Deep-sea Fan, Bay of Biscay. *Marine Geology*, **169**: 207-237.

Zaragosi, S., Bourillet, J.-F., Eynaud, F., Toucanne, S., Denhard, B., Van Toer, A. and Lanfumey, V. 2006. The impact of the last European deglaciation on the deep-sea turbidite systems of the Celtic-Armorican margin (Bay of Biscay). *Geo-Marine Letters*, **26**: 317-329.

Zavala, C., Ponce, J.J., Arcuri, M., Drittanti, D., Freije, H. and Asensio, M. 2006. Ancient Lacustrine Hyperpycnites: A Depositional Model from a Case Study in the Rayoso Formation (Cretaceous) of West-Central Argentina. *Journal of Sedimentary Research*, **76**: 41-59.

Zühlsdorff, C., Wien, K., Stuut, J.B.W. and Henrich, R. 2007. Late Quaternary sedimentation within a submarine channel-levee system offshore Cap Timiris, Mauritania. *Marine Geology*, **240**: 217-234.