



HAL
open science

Stratigraphie des dépôts détritiques épicontinentaux : sismique, terrain, modélisation

Jean-Yves Reynaud

► **To cite this version:**

Jean-Yves Reynaud. Stratigraphie des dépôts détritiques épicontinentaux : sismique, terrain, modélisation. Planète et Univers [physics]. Université Pierre et Marie Curie (Paris 6), 2005. tel-04274695

HAL Id: tel-04274695

<https://hal.science/tel-04274695>

Submitted on 8 Nov 2023

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

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



Distributed under a Creative Commons Attribution 4.0 International License

Université Pierre et Marie Curie

**Stratigraphie des dépôts détritiques
épicontinentaux : sismique, terrain, modélisation**

Travaux et activités scientifiques présentés pour l'obtention du diplôme

Habilitation à diriger des recherches

par

Jean-Yves Reynaud

Maitre de Conférences

du Muséum National d'Histoire Naturelle

le 30 novembre 2005

devant le jury composé de

Jacky Ferrière, professeur à l'Université de Lille I (président)

Jean-Pierre Henriët, professeur à l'Université de Gand (rapporteur)

Christian Ravenne, directeur scientifique de l'ANDRA (rapporteur)

Bernadette Tessier, chargée de recherches au CNRS (examinatrice)

Pol Guennoc, responsable de la carte marine au BRGM (examineur)

François Baudin, professeur à L'Université Pierre et Marie Curie (examineur)

Résumé

Ce mémoire porte sur l'ensemble de l'activité de recherche que j'ai menée depuis 1992 et surtout à partir de 1999 au Muséum National d'Histoire Naturelle (appelé 'Muséum' dans ce mémoire). Après un DEA de paléoclimatologie et une thèse consacrée à la stratigraphie sismique haute résolution des corps sableux de plate-forme, le fil conducteur de mes activités a été le contrôle paléogéographique de l'enregistrement sédimentaire dans les bassins épicontinentaux. Ce dossier comporte un mémoire scientifique et une notice individuelle. Dans le mémoire sont détaillés mes travaux de recherche menés sur la sédimentologie et la stratigraphie à haute résolution des dépôts détritiques sous-marins, essentiellement en domaine de plate-forme épicontinentale. A travers un panorama de cette activité de recherche, deux axes sont plus particulièrement développés : (i) le contrôle hydrodynamique des morphologies côtières sur la nature et l'architecture des dépôts de marée ; (ii) l'apport de la modélisation numérique à l'interprétation des stratigraphies contrôlées par le relief amont des bassins marins. Les outils de cette recherche ont été respectivement, dans l'ordre chronologique, la sismique réflexion haute résolution, la sédimentologie de faciès, la modélisation hydrodynamique (TELEMAC) et stratigraphique directe (DIONISOS). Chaque volet du mémoire scientifique comporte une partie (i) sur l'état des connaissances à l'époque où les travaux ont été entrepris de façon à faire ressortir nos apports, (ii) sur les enjeux des recherches, (iii) sur les travaux réalisés et enfin (iv) sur les principaux résultats. Le projet de recherche présente les perspectives des travaux futurs, réalisables dans le cadre d'une unité de recherche universitaire. La notice individuelle rappelle en fin de dossier les autres données de mon parcours professionnel qui déterminent mon profil.

SOMMAIRE

REMERCIEMENTS.....	7
PREAMBULE.....	13
GLOSSAIRE DES SIGLES.....	14
CHAPITRE 1 : STRATIGRAPHIE CLIMATIQUE TRES HAUTE RESOLUTION.....	17
HISTORIQUE.....	17
ENJEUX.....	17
TRAVAUX EFFECTUES.....	18
RESULTATS.....	18
CHAPITRE 2 : DYNAMIQUE HYDRO-SEDIMENTAIRE DES BANCS TIDAUX.....	21
ETAT DES CONNAISSANCES.....	21
HISTORIQUE ET ENJEUX DU PROJET.....	24
TRAVAUX REALISES.....	26
RESULTATS.....	27
<i>ARCHITECTURE SEDIMENTAIRE.....</i>	<i>27</i>
<i>DYNAMIQUE SUPERFICIELLE.....</i>	<i>34</i>
CHAPITRE 3 : DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE ET STRATIGRAPHIQUE DES VALLEES INCISEES.....	37
ETAT DES CONNAISSANCES.....	37
HISTORIQUE ET ENJEUX DU PROJET.....	40
TRAVAUX REALISES.....	44
RESULTATS.....	46
<i>LES VALLEES PROFONDES DES APPROCHES OCCIDENTALES DE LA MANCHE.....</i>	<i>46</i>
<i>LES VALLEES COTIERES SUD-ARMORICAINES.....</i>	<i>50</i>
<i>LES VALLEES MIOCENES D'UZES ET DE SOMMIERES.....</i>	<i>52</i>
CHAPITRE 4 : BASSINS OROGENIQUES.....	56
LE BASSIN MESO-HELLENIQUE.....	56
<i>HISTORIQUE ET ENJEUX DU CHANTIER.....</i>	<i>56</i>
<i>TRAVAUX REALISES ET RESULTATS ACQUIS.....</i>	<i>59</i>
<i>DEVELOPPEMENTS FUTURS ET AUTRES CHANTIERS.....</i>	<i>61</i>
MIOCENE DU BASSIN DE LORCA.....	62
<i>HISTORIQUE ET ENJEUX DU PROJET.....</i>	<i>62</i>
<i>TRAVAUX EFFECTUES ET RESULTATS ACQUIS.....</i>	<i>64</i>
CHAPITRE 5 : TRAVAUX EN COURS ET PROJETS DE RECHERCHE.....	65

INTRODUCTION	65
MODELISATION HYDROSEDIMENTAIRE DES GRANDS BASSINS TIDAUX	67
<i>PROBLEMATIQUE ET OBJECTIFS</i>	67
<i>EN COURS : PALEO-MANCHE</i>	69
<i>A MOYEN ET LONG TERME</i>	72
ENREGISTREMENT STRATIGRAPHIQUE DES OROGENES	74
<i>PROBLEMATIQUE ET OBJECTIFS</i>	74
<i>EN COURS : LA GRECE</i>	75
<i>A MOYEN TERME : AUTRES MODELISATIONS</i>	79
AUTRES PROJETS	81
SI L'OCCASION M'ETAIT DONNEE.....	81
CONCLUSIONS	82
BIBLIOGRAPHIE.....	85
TITRES ET TRAVAUX	95
CURRICULUM VITAE	95
RESUME DES ACTIVITES	95
DETAIL DES ACTIVITES	97
<i>TRAVAUX DE RECHERCHE</i>	97
<i>Résumé</i>	97
<i>Chantiers</i>	97
Stratigraphie colorimétrique des sédiments abyssaux	97
Stratigraphie sismique des dépôts marins épicontinentaux	97
Sédimentologie des carbonates clastiques épicontinentaux	98
Stratigraphie et modélisation des bassins orogéniques.....	98
<i>Ressources</i>	98
Financements sur lesquels JYR a émergé depuis 1992.....	98
Financements obtenus sur appels d'offre depuis 1998.....	98
Conventions et brevets	98
Dossiers de subventions et d'allocations de thèse (non retenues)	99
<i>ENSEIGNEMENT</i>	99
<i>Conférences et/ou cours en Université</i>	99
<i>Conférences scolaires et grand public</i>	100
<i>Livres d'enseignement</i>	100
<i>Tutorat</i>	100
<i>ANIMATION SCIENTIFIQUE</i>	101
<i>Groupes de recherche</i>	101

<i>Organisation de congrès et excursions</i>	101
<i>Fédération Géologique de France</i>	101
<i>Activités éditoriales et rapports d'expertise</i>	101
<i>AUTRES ACTIVITES</i>	102
<i>Activités muséales</i>	102
Gestion des collections.....	102
Expositions.....	103
<i>Vulgarisation scientifique</i>	103
Accueil du public.....	103
Plaquettes, livres, films.....	103
Autres.....	103
<i>MISSIONS</i>	103
PUBLICATIONS	104

REMERCIEMENTS

Dans les lignes qui suivent, je ne dirai pas systématiquement ‘je remercie’ : ceux qui sont cités ici le sont parce qu’ils ont eu un rôle déterminant dans ma vie professionnelle, et souvent une place parallèle dans ma vie personnelle. Cela ne veut pas dire que ceux que je ne cite pas sont oubliés : ils sauront se reconnaître.

Les débuts marins

Littéraire de culture et d’inclination, si je n’avais pas rencontré Jean Trichet à l’âge de 17 ans, dans sa maison solonote remplie d’objets qui racontaient ses voyages, j’aurais probablement fait de l’ethnographie, mais il a su me donner une image humaniste de la géologie. Depuis, je n’ai eu de cesse de mettre de la géographie et des paysages dans ma géologie. J’ai immédiatement été séduit par son enseignement, dominé par la phénoménologie des processus de la surface. Le corpus des cours dispensés à Orléans allait d’ailleurs dans ce sens, grâce à une collaboration déjà active avec l’ESEM et le BRGM. Je me suis intéressé au Quaternaire parce que, pensais-je, c’est ce qui est *le moins incertain*. En binôme avec ma camarade Elsa Cortijo (amitié indéfectible de 15 ans), je fis donc un DEA de paléocéanographie climatique sous la direction de Laurent Labeyrie (voir le chapitre 1), première année dans le monde de la recherche. Laurent m’a apporté le sens de la dialectique scientifique (pourquoi on fait cela, pourquoi c’est important). J’ai découvert à Gif-sur-Yvette le monde des opérations à la mer, et des « manip » pétries de mécanique, d’électronique et de ficelle.

Sédimento-stratigraphie des plates-formes

J’avais obtenu une bourse du Ministère de la Recherche pour faire ma thèse et je choisis de la faire dans le cadre d’un programme européen MAST sur la dynamique sédimentaire des sables de plate-forme auquel prenaient part l’IFREMER et l’université de Lille (chapitre 2). A

Lille, Hervé Chamley mit un peu de clarté dans mon esprit touffu et, surtout, je lui dois d’avoir appris à rédiger. Embarqué en 1992 pour une thèse en co-direction avec l’IFREMER, j’ai eu le choc technologique de l’océanographie géophysique ; à l’époque, l’IFREMER développait ses propres outils d’acquisition et de traitement, et le temps dévolu aux prestations de service était réduit par rapport à ce qu’il est aujourd’hui ; la flotte tournait en majorité sur les campagnes programmées de la commission Géosciences. La DRO/GM était dominée par les ingénieurs et, au contact de Serge Berné et de Jean-François Bourillet, j’ai compris que la valorisation des données géophysiques passait par un travail de quantification, parfois laborieux (géomorphologie, modélisation). C’est à Serge Berné que je dois d’avoir réalisé l’importance des processus hydrodynamiques dans l’évolution des grands stocks sableux à l’échelle géologique (ce en quoi il assumait un héritage fort, celui de Francis Sheppard et Jean Bourcart). Le projet européen dans lequel nous étions engagés m’a fait collaborer avec Marc De Batist et son équipe du RCMG de Gand, qui commençait à s’illustrer dans la stratigraphie sismique des grands lacs. Dans le même temps je découvrais la morphodynamique sédimentaire et la sédimentologie de faciès dans l’actuel auprès de Bernadette Tessier, dont les conseils avisés et l’amitié ne m’ont jamais fait défaut depuis. Il y avait alors très peu de collègues à l’interface entre les deux mondes : celui de la géologie marine, d’une part, et celui de la sédimentologie et de la pétrographie sédimentaire d’autre part. A ma connaissance, Bernadette est une des premières personnes à avoir complètement intégré les deux cultures en France.

Les relations entre géologie sédimentaire, stratigraphie générale, et évolution des marges me sont apparues lors de discussions que nous avons eues, majoritairement en mer, avec Pol Guennoc, qui venait de prendre la

responsabilité de la géologie marine au BRGM, et François Guillocheau, qui développait son équipe de sédimentologie à Géosciences Rennes. Je tiens de François ce viatique majeur de notre métier, qui est que la réussite scientifique est à la mesure de la liberté et de la satisfaction intellectuelles qu'on peut y trouver. Fort de quoi j'ai rapidement voulu donner à ma thèse, initialement programmée autour des dépôts marins holocènes, une perspective véritablement géologique. La porte qui s'est alors ouverte était celle du monde pétrolier, et le paradigme fétiche celui de la stratigraphie séquentielle, que Jean-Noël Proust m'a aidé à intégrer le plus simplement possible, à partir de l'exemple des vallées incisées de la Mer Celtique (chapitre 3). En 1996, j'ai eu la chance de rencontrer Bob Dalrymple, qui était de mon jury de thèse, et ce fut le début d'une amitié et d'une collaboration fructueuses. Bob m'a apporté une méthode intellectuelle alternative à l'orthodoxie cartésienne, pour aborder et explorer les données géologiques dans les conditions les plus excitantes, celles de l'enquête policière. Je m'explique : au lieu d'observer et de décrire de manière exhaustive avant de s'autoriser une analyse intégrative (de peur qu'il manque aux données la clé du problème), on peut (et on doit ?) construire un modèle *pas à pas*. On va chercher chaque observation non pas au hasard mais parce que c'est dans la présence ou l'absence de ce qu'elle montre qu'on va pouvoir confirmer ou infirmer l'hypothèse de départ. Au bout du compte on a le nombre nécessaire et suffisant d'observations pour conclure la démonstration.

Géologie en Grèce

La nécessité de venir au terrain et à « l'ancien » s'était faite jour pendant ma thèse mais c'est en 1997 que j'ai été sollicité par Jacky Ferrière pour participer à un projet Platon en Grèce (chapitre 4). Ce projet m'a permis de me former auprès de Jean-Noël Proust à la sédimentologie de faciès dans l'ancien. Il était centré sur la lecture de la tectonique dans les successions

stratigraphiques, donc parfait pour découvrir les approches et les méthodes des 'géologues alpins' qui étaient celles de Jacky Ferrière. Je veux insister ici sur ce que je dois à Jacky, du point de vue intellectuel (construire patiemment) et humain (donner sans compter). Ce que j'en ai retiré, c'est que si la géologie de bassin est par nature multi-disciplinaire, on a toutefois besoin pour la pratiquer de géologues s'y entendant dans toutes les disciplines (au moins autant que de spécialistes). A partir de 2001, Franck Chanier nous accompagna en Grèce et je pus affiner ma connaissance des processus tectoniques liés à la subduction. Depuis, je n'ai plus cessé de faire de la géologie 'terrestre' dans des contextes où la déformation est le sujet de la recherche (et les dépôts sédimentaires son objet). Cette culture complémentaire des objets géologiques tangibles (roches) me valut d'entrer au Muséum.

En 1997, je me marie avec une agrégée de Sciences Naturelles, enseignante à l'Université, avec qui je vais l'ambler depuis 1991. Il m'est plus facile de la citer ici qu'à la fin de ces remerciements, car j'aurais du mal à faire court, tant je lui dois ce que je suis devenu. Christian Ravenne m'aide à monter mon projet d'entrée au CNRS. Son expérience en termes de présentation de dossier, directement issue de sa pratique de l'industrie et des « délivrables », m'aide à garder les pieds sur terre. Par ailleurs, Christian est un très bon arbitre de mon projet car lui aussi, depuis de nombreuses années, va de la sismique au terrain, et du terrain au processus : c'est lui qui me mit le premier sur la voie de la modélisation, et me fit remarquer l'importance des rapports d'échelle dans les observations à terre et en mer. Après une année d'ATER et une autre de chômage, sortent en 1999 les 4 articles qui résument ma thèse, en l'amputant de son *côté obscur* (sur lequel je reviens dans le chapitre 2).

Le Muséum

En 1999, je suis nommé à Brest. Au même moment, je suis contacté par Patrick De Wever (prononcer De

Ouvéure) pour me présenter au concours sur un poste du Muséum à Paris. Patrick avait participé au jury qui m'avait auditionné par deux fois au CNRS. Les conditions d'une mutation de mon épouse n'étant pas même envisagées par la direction de l'UMR brestoise, j'entre finalement au Muséum, soutenu également par Emmanuelle Vennin et Jean-Pierre Caulet. (Je n'ai pas de regrets car le poste breton laissé vacant et remis au concours est échu la même année à Pascal Leroy, avec qui je collaborerai activement plus tard!). Comme Patrick De Wever, Jean-Pierre Caulet est radiolariste mais, contrairement à lui, il est océanographe du Quaternaire, persuadé que la dynamique locale de l'océan est un filtre considérable dans les reconstitutions paléoclimatiques. A à une époque où des non-sédimentologues commençaient seulement à faire des carottes sur les marges continentales, pour avoir un taux de sédimentation maximum, il était convaincu qu'il fallait d'abord essayer de comprendre les flux en 4D, et trouva dans mon projet de recherche la raison de croire à une corrélation plate-forme/bassin.

Je devins alors navettiste sur la ligne TGV Lille-Paris et pianiste assidu de l'ordinateur portable, et je découvris au Muséum un nouveau métier, tenant du chercheur et de l'enseignant, bien sûr, mais aussi et surtout du conservateur de musée, du professionnel du spectacle et de la communication grand public. J'arrivai au Muséum à une période charnière de réforme des statuts, et de création d'un grand chantier des collections, visant à restaurer, informatiser et valoriser scientifiquement les dizaines de millions d'objets qui attendent dans les réserves. Menacée en tant que discipline au Muséum (j'en fis les frais trois années de suite au moment de défendre des bourses de thèse), c'est par ses collections que la géologie y conserva finalement sa place historique. Je réalisai l'impact scientifique des collections marines lors de la mission Wepama (Marion Dufresne, Japon, 2001), où j'eus la charge de négocier

pour le Muséum l'acquisition de carottes et les projets scientifiques attendants. De la même manière, quand l'IFP déposa à la carothèque en 2003 des carottes du Golfe de Corinthe, ce fut pour entamer une collaboration scientifique fructueuse puisque 3 ans plus tard, elle a fait l'objet d'un article de rang A, d'un mémoire de maîtrise et de deux thèses en cours (Sébastien Rohais, IFP et Aurélien Van Welden, Chambéry). Je tiens ici à remercier Isabelle Moretti et Christian Beck pour la fiabilité de ces collaborations.

La gestion des collections sera donc l'essentiel de mon activité spécifique Muséum dans les années suivantes, iceberg dont une autre partie émergera à diverses occasions (expositions, pages web etc..., voir Titres et Travaux). Je ne peux pas, à ce stade, ne pas citer Pierre Clément et Pierre-Jean Giannesini, piliers de la carothèque depuis les années 70, et qui ont œuvré au quotidien pour la valorisation des collections en général, ainsi que Jérôme Maingui, que j'ai eu le plaisir de recruter en 2001 sur un contrat emploi-jeune. Il est également important de noter que depuis plus de dix ans, des bénévoles de la SAGA ont, eux aussi, permis un énorme travail de récolement dans ces collections.

Le Muséum me donne l'opportunité et le privilège de communiquer de la science à un large auditoire, ce qui se traduit par une intervention annuelle dans les Cours Public du Muséum. Parallèlement, devant la perspective annoncée d'une fusion des statuts d'enseignant-chercheur Muséum avec ceux de l'Université, je consacre davantage de temps à l'enseignement supérieur (DEA puis Maîtrise et Prépa Capes-Agreg).

Le Miocène rhodanien

Entre 1999 et 2002, je suis rattaché à une unité CNRS à forte dominante micropaléontologique et paléogéographique (programmes Tethys et Péri-Tethys), également marquée par une culture cyclo- et chimiostratigraphique (ESA7073, dirigée par Maurice

Renard). Mon projet scientifique personnel ne change pas pour autant. A partir de 1999, grâce à Jean-Marie Rouchy, je participe à des opérations dans le Mio-Pliocène du bassin de Lorca (Bétiques), d'abord dans le cadre du BQR du Muséum, puis dans un programme ECLIPSE. Avec Emmanuelle Vennin, nous étudions des passages latéraux de systèmes carbonatés bioconstruits vers des systèmes silicoclastiques deltaïques. C'est le début d'une collaboration que nous poursuivons depuis sur un autre chantier, le Miocène rhodanien (chapitre 3). Ce chantier rhodanien m'avait été suggéré en 1996 par Jean-Loup Rubino, qui avait fait partie de mon jury de thèse, et qui avait tout de suite fait le rapprochement entre les bancs celtiques et les barres bioclastiques burdigaliennes de l'avant-pays alpin. A ses heures 'perdues', Jean-Loup travaillait déjà depuis dix ans sur la stratigraphie du Miocène, avec la complicité de Georges Clauzon et d'Olivier Parize. Au contact de Jean-Loup et d'Olivier (et j'inclus David Besson, qui a fait une thèse colossale sur ce chantier), j'ai mesuré l'étendue qui sépare un travail de fond d'une contribution superficielle. Serait-ce le propre des géologues industriels que d'apporter autant d'énergie à 'tout refaire' quand ils touchent à un sujet fondamental? Serait-ce par réaction à ce que, par ailleurs, les contingences de leurs fonctions ne leur permettent pas d'aller au fond des choses, pour des raisons de rentabilité? Serait-ce le fait que, publier n'étant pas dans leurs obligations, cela leur laisse le temps d'aller chercher les vrais résultats? Cela pose le problème de l'effet pervers de l'évaluation quantitative des chercheurs du secteur académique, mais ce n'est pas le sujet.

A partir de 2000, le CNRS voulant donner plus d'importance aux Fédérations de recherche, c'est la FR32 (CEPAGE) qui finance ma première opération dans le Miocène rhodanien, dans le cadre d'un programme transversal tectonique-sédimentation piloté par Cécile Robin. J'avais rencontré Cécile dès 1993, sur

le Suroît, et nous étions restés amis. Cette première opération, portant sur le bassin d'Uzès, a donné lieu au DEA de Gisèle Toussaint, qui s'est par la suite illustrée dans le laboratoire de Laurent Jolivet grâce à une thèse sur la modélisation numérique de la subduction continentale. Le bassin d'Uzès étant le chaînon manquant entre l'avant-pays alpin et la marge du Golfe du Lion, je suis bientôt contacté par le Comité Directeur du GDR Marges pour participer au volet 'onshore' du programme 'Golfe du Lion'. Un comble, pour moi qui vient de l'océanographie, d'être reconnu comme géologue de terrain dans une équipe où les 'marins' dominant. Le GDR fonctionne depuis lors, finançant la plupart des missions que j'ai faites sur les bassins d'Uzès et Sommières, et c'est pour moi l'occasion de dire ici les avantages que nous avons tous trouvés à ce type de programmation. Sans TOTAL, ces projets n'auraient pas été financés, mais c'est dans l'association avec la disponibilité en chercheurs et en étudiants du monde universitaire qu'ils ont pu voir le jour. Je veux remercier ceux qui ont porté les charges administratives de ce volet du GDR, et qui sont aussi des amis de longue date : Marina Rabineau et Christian Gorini. Marina a été une pionnière de l'utilisation de l'utilisation de DIONISOS pour faire des bilans de matière sur les marges passives, et nos discussions ont probablement fait germer en moi l'idée d'appliquer par la suite ce modèle aux bassins grecs. Le GDR m'a donné également l'occasion de profiter de l'expérience de Michel Séranne en matière de marges passives.

Après quelques mois sur ce chantier, je réalise que les relations tectonique-sédimentation ne sont pas le sujet à étudier en priorité dans le bassin d'Uzès, mais bien la dynamique sédimentaire des dépôts, à la fois carbonatés et tidaux, comme Jean-Loup Rubino l'avait subodoré. J'associe alors au projet Emmanuelle Vennin, qui va étudier la taphonomie et la paléocéologie des dépôts (chapitre 3). Je tiens à remercier Emmanuelle, qui a

énormément valorisé ce travail, notamment en démontrant indépendamment par la pétrographie ce que j'avais déduit de l'architecture sédimentaire : le contrôle paléotopographique de la dynamique tidale dans un bassin isolé. En 2002, je figole mon modèle de dépôt et surtout mon modèle séquentiel avec l'aide de Bob Dalrymple, pour qui j'obtiens 3 mois de séjour sabbatique au Muséum. A cette occasion, outre le terrain que nous faisons ensemble (lui sur la vallée de Venasque et moi sur le bassin d'Uzès), Bob fait plusieurs conférences à Paris et à Rennes. Il fait venir sur le terrain Noël James, le pape mondial des carbonates froids, qui voit dans ce chantier un tel potentiel que nous envisageons d'y mettre un post-doc (projet en voie de réalisation –enfin !- à l'heure où j'écris ces lignes).

La modélisation

A la faveur de la restructuration de l'ESA7073 en 2002, nous montons avec Cécile Robin un atelier méthodologique de sédimentologie et de modélisation, pour lequel le CEPAGE finance un projet mi-lourd d'équipement informatique. Je n'aurai pas eu le temps de développer cet atelier car l'unité de recherche n'a pas été reconduite et Cécile a bientôt rejoint Géosciences Rennes. Cette restructuration m'a quand même permis d'affûter des idées sur la modélisation qui sont désormais au centre de mon projet scientifique. Dès le départ, j'ai bénéficié du soutien de Maxence Revault d'Allonnes, qui venait de s'installer dans nos murs avec son équipe et ses SUN, et qui nous a gracieusement prêté une station de travail pendant trois ans. Je dois aussi à Maxence, océanographe physicien, d'avoir révolutionné ma compréhension de la force de Coriolis. Avec Maxence, Bernadette et les deux Christophe (Hourdin et Marguerit), nous avons commencé à travailler en 2001 sur la 'paléo-Manche', reprenant une idée que Serge Berné m'avait glissée en 1994, alors que nous n'étions pas d'accord à propos de la genèse des bancs celtiques : « Il faut un modèle numérique des

courants pour montrer que ton hypothèse est valide ». Cette collaboration nous a mené sur la piste d'une modélisation hydro-sédimentaire grande échelle utilisant le code TELEMAC (voir chapitre 5). Le pas vers les modèles stratigraphiques fut franchi en 2002, grâce Didier Granjeon, concepteur et promoteur avisé de DIONISOS. Christian Ravenne m'avait vanté les mérites de ce modèle, pour « réfléchir aux géométries et retourner moins con sur le terrain ». Je remercie Didier d'avoir défendu et obtenu auprès de la hiérarchie de l'IFP une collaboration avec le monde académique, qui m'a permis de monter au Muséum une convention pour l'exploitation du logiciel. Ensemble, nous avons commencé à travailler sur les résultats acquis sur le bassin méso-hellénique depuis 1997 durant les projet PLATON, ce qui s'est concrétisé par le DEA de Martin Bêche en 2004 et le stage ENS de Pierre Weill en 2005. C'est également grâce à cette collaboration avec Didier que nous avons pu obtenir un gros projet Reliefs que je co-dirige avec Franck Chanier à Lille (chapitre 5).

En 2004, suite à une réorganisation des unités de recherche en géosciences, le CNRS décide de créer un pôle paléontologique au Muséum, et rattache à l'UMR 5143 (« paléobiodiversité et paléo-environnements ») une grosse partie des membres de feu la FRE2400. L'année précédente, le directeur du tout nouveau Département Histoire de la Terre du Muséum (regroupant les anciens laboratoires de Paléontologie, Géologie et Minéralogie) me signifie que c'est l'histoire de la vie sur Terre qui est dorénavant notre axe de recherche au Muséum. Or, ce n'est pas ma thématique. En 2005, à la demande du directeur des SDU, Laurent Jolivet propose la création d'une équipe « bassins sédimentaires » au sein de l'UMR7072 qu'il dirige, et qu'un petit groupe d'anciens de la FRE2400, dont je fais partie, décide de rejoindre. J'y développerai les projets de modélisation qui sont présentés dans mon projet de recherche (chapitre 5).

Toujours de la sismique...

Je dois préciser que pendant ces années 1999-2005, je n'ai pas cessé pour autant d'avoir une activité dans le domaine de la géologie marine. J'ai en particulier participé à trois missions sur le Marion Dufresne, et je ne peux pas ici ne pas évoquer la figure emblématique d'Yvon Balut, artisan du programme scientifique du bateau depuis 1974, et courroie de transmission de la communauté d'échanges formée autour d'IMAGES. Il est également l'homme aux plus longues carottes du monde, grâce à son carottier Calypso. Il a toujours été favorable à l'idée de tester de nouvelles cibles, réputées risquées, notamment en domaine de plate-forme, pour peu que cela répondît à un besoin des scientifiques, et quitte à développer les outils nécessaires.

En 1997 nous montons le 'Groupe Manche', un groupe de travail animé par Jean-Pierre Lautridou à Caen et Phil Gibbard à Cambridge. Ce groupe comprend à la fois des géomorphologues continentalistes et des sédimentologues marins qui mettent ensemble leurs données et produisent un volume spécial de JQS en 2002. La mode est alors aux ateliers 'terre-mer', visant à faire des bilans de l'érosion continentale à partir notamment des systèmes de vallées incisées. Ainsi naît en 2000 le programme COTARMOR à Géosciences Rennes, animé par Jean-Noël Proust et dans le cadre duquel David Menier fait sa thèse. Jean-Noël me demande rapidement de participer à la réflexion sur les vallées. S'ensuit une collaboration avec David, à l'origine d'une amitié solide et d'une sollicitude dont je veux le remercier ici. Dans le même temps, Pascal Leroy et Jean-François Bourillet relancent à Brest les missions sismiques dans le secteur des bancs celtiques, avec une perspective plus structurale. Je participe aux missions en mer, exploitées en 2004 par Claire Gracia-Garay dans son DEA. Je veux dire ici, et cela vaut également pour COTARMOR, l'aide précieuse apportée par Pol Guennoc et Isabelle Thinon au BRGM. C'est grâce à eux qu'un SIG de ces données

sismiques existe: une base qui progressivement va compléter et enrichir les anciennes données acquises entre autres par Philippe Bouysse dans les années 70. A La Rochelle, Eric Chaumillon et son thésard Nicolas Weber font un travail similaire sur les perthuis charentais. A Bordeaux, Pierre Cirac continue d'explorer la plate-forme profonde et la pente. Dans l'idée de fusionner les bases de données et de rassembler les projets de campagne pour obtenir des moyens à la mer plus conséquents, je monte alors avec Jean-Noël Proust et Sébastien Zaragosi le 'Workshop Atlantique' sur la synthèse des transferts sédimentaires de la plate-forme atlantique, qui se tient en 2004 à la SGF.

La Société Géologique de France

L'animation scientifique est devenue une partie importante de mon activité depuis mon entrée au secrétariat de la SGF en 2002. Après le Workshop Atlantique, il y a eu le Workshop Egée, que j'ai co-organisé avec Laurent Jolivet en 2005. Je dois dire que ces initiatives ont été soutenues énergiquement, autant par l'actuel président de la SGF (Jean-Pierre Brun, un militant dans l'âme) que par son prédécesseur (Patrick De Wever, tombé dans la marmite associative quand il était petit). Je voudrais remercier en particulier Françoise Rangin, qui porte pour ainsi dire la maison SGF sur ses épaules, et Cécile Zimmerman, qui a développé toute l'interface web de la Société. Il est difficile de mesurer exactement l'enrichissement personnel et professionnel que représente un mandat comme celui-là; je pense en particulier à l'activité éditoriale que représente le secrétariat de rédaction du Bulletin de la SGF. Je tiens à remercier, ici encore, Patrick De Wever, qui m'a entraîné dans cette aventure, après m'avoir attiré au Muséum, et sans qui je n'aurais pas écrit ces lignes.

Enfin, je ne saurais terminer cette autoradiographie professionnelle sans remercier aussi celles et ceux qui m'ont permis de rassembler les données manquantes

pour rédiger ce dossier : François Bache, Martin Bèche, Claire Gracia-Garay, Isabelle Thinon, Edda Zué Pol Guennoc, Pascal Leroy et Pierre Weill, ou qui m'ont aidé

PREAMBULE

Je me suis longuement interrogé sur la forme à donner à ce dossier. Il faut bien reconnaître que c'est un type de document unique en son genre : scientifique, technique, pédagogique, administratif, biographique et éventuellement politique. J'ai essayé de faire un peu tout cela, en évitant au maximum les catalogues et les listes. Les directives de l'Université Pierre et Marie Curie stipulent un document de moins de 50 pages, mais sans préciser s'il c'est avec ou sans la notice des Titres et Travaux. Même en « tassant » une police de caractères étroits dans des colonnes resserrées, c'était un peu une gageure. Pour ne pas exploser le compteur des pages, j'ai donc abandonné l'idée de faire une revue bibliographique détaillée des sujets que je présente. J'ai seulement rappelé les références incontournables, ou bien récentes et donnant l'idée de l'orientation actuelle de la recherche. Pour toutes les autres références, notamment ayant trait à la géologie régionale et à l'histoire des chantiers que j'évoque, je renvoie les lecteurs à ma thèse et aux articles publiés par la suite. De même, sauf exception, je ne reproduis que des figures « historiques » ou extraites de mes publications ou des mémoires que j'ai encadrés ou co-encadrés. Cet élagage m'a permis de libérer un peu de place pour remettre les choses que j'ai faites dans le contexte de leur genèse, tant du point de vue des choix humains que des avatars administratifs. J'ai aussi de ce fait développé un peu les activités spécifiques à l'établissement qui m'emploie, le Muséum National d'Histoire Naturelle. A l'heure où nos tutelles nous demandent d'être à la fois spécialisés et

à améliorer le manuscrit : Elsa Cortijo, Bernadette Tessier, Christian Ravenne et Jean-Marie Rouchy.

'transversaux', cela m'a paru important. Car la spécialisation, et son risque, ont pour antidote la pratique des activités muséales et d'enseignement à l'intention de tous les publics, comme c'en était l'usage à l'époque de la Convention fondatrice du Muséum (qui était aussi l'époque de l'Encyclopédie). De la même manière, je rapporte ici, comme on l'aura vu dès les remerciements, l'activité d'animation scientifique que j'ai eue à la Société Géologique de France. Ces aspects marginaux ou extérieurs à mon activité de recherche sont présentés dans la partie Titres et Travaux de ce mémoire, à la suite du dossier scientifique (numéroté en chapitres).

Bernadette Tessier m'a dit récemment, après avoir lu une première version de ce mémoire : « mais pourquoi donc n'as-tu pas parlé des *Petites Géologies* ». C'est précisément que cela me paraissait hors de propos, tout comme de dire que je fais de la photographie. « Mais pas du tout ! C'est de la géologie ! Il n'y a pas de grande et de petite géologie, et toi tu as écrit les *Petites Géologies*, alors tu vas le dire ! ». En substance. Donc, je m'incline. Les *Petites Géologies* sont un recueil de poèmes en prose décrivant, à la manière de Francis Ponge (le *Parti Pris des Choses*), quelques objets de la nature vus par l'autre bout de la lorgnette. Jean Dercourt m'en a fait une préface magnifique. La première édition est hélas épuisée... A bon entendeur !

GLOSSAIRE DES SIGLES

Une sorte d'inventaire à la Prévert...

A (rang) : publication à comité de lecture référencée par l'ISI et de facteur d'impact égal ou supérieur à 1 (en principe), **ACI** : Action Concertée Incitative (financement du Ministère), **ASF** : Association des Sédimentologues Français, **ATER** : Attaché Temporaire d'Enseignement et de Recherche, **BGS** : British Geological Survey, **BMH** : Bassin mésohellénique, **BQR** : Bonus Qualité Recherche (une partie du budget de la contractualisation des établissements publics qui revient à la recherche après les prélèvements de fonctionnement), **BRGM** : Bureau de Recherches Géologiques et Minières (notre Geological Survey), **BSGF** : Bulletin de la SGF, **CAPES** : Certificat d'Aptitude à l'Enseignement Secondaire, **CARAIBES** ® : systèmes de navigation et de cartographie de l'IFREMER, **BSS** : Banque de données du Sous-Sol du BRGM, **CCD** : Common Core of Data (type de capteur sur une caméra vidéo couleur), **CEPAGE** : Centre Parisien de Géologie (la FR 32 du CNRS), **CFR** : Centre des Faibles Radioactivités (laboratoire mixte CNRS/CEA), **CNFG** : Comité National Français pour la Géologie (émanation de l'Académie des Sciences, chargée de représenter la France à l'IUGS), **CNRS** : Centre National de la Recherche Scientifique (structure non gouvernementale de la recherche publique française indépendante), **COTARMOR** : Programme de la Région Bretagne dévolu à l'histoire quaternaire du trait de côte sud-armoricain, **CRAS** : Comptes Rendus de l'Académie des Sciences (en géologie, remplacé depuis 2002 par les Comptes rendus Géoscience), **CRI** : Centre de Ressources Informatique, **CRPG** : Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques du CNRS à Nancy, **CSOA** : Commission Spécialisée Océan-Atmosphère de l'INSU(E), **DEA** : Diplôme d'Etudes Approfondies (remplacé par le M2 Recherche, dans la

réforme des LMD), **DELPH** ® : système d'acquisition et de visualisation des sismiques et d'imagerie utilisés en géologie marine, **DEUG** : Diplôme d'Etudes Universitaires Générales (remplacé par les deux premières années de la nouvelle Licence), **DITI** : Département de la Technologie de l'IFREMER, **DIONISOS** ® : logiciel de modélisation stratigraphique de l'IFP, **ECLIPSE** : programme du CNRS dévolu à l'étude du climat à l'échelle géologique, **ECOD** : European Consortium for Ocean Drilling (le ODP européen de l'ESF), **ED** : Ecole Doctorale, **ENS** : Ecole Normale Supérieure, **ENSAB** : Ecole Nationale Supérieure d'Agriculture de Beauvais, **ENSMP** : Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, **ERADATA** : Société de prestation de services spécialisée dans la datation biostratigraphique, **ESA** : non pas l'Agence Spatiale Européenne, mais un sigle qui a (pratiquement) la même signification qu'UMR, **EUROMARGINS** : programme européen de forage des marges continentales (sous-structure de EUROCORES, programme de l'ESF), **EUROSTRATAFORM** : programme européen (UE) de dynamique sédimentaire et de stratigraphie des marges continentales, **HDR** : Habilitation à diriger des Recherches, **FR** : Fédération de Recherche du CNRS (super-structure des ESA et UMR), **FRE** : UMR en Restructuration, **GDR** : Groupe de Recherche (structure CNRS ; le GDR Marges, dont il est question ci-après, est financé par l'industrie pétrolière pour produire des synthèses géologiques), **GPS** : Global Positioning System (réseau satellite), **IAS** : International Association of Sedimentologists, **IFP** : Institut Français du Pétrole, **IFREMER** : Institut Français pour la Recherche et l'Exploitation de la Mer, **IGAL** : Institut Géologique Albert de Lapparent, **IODP** : International Ocean Drilling Program, **IMAGES** :

International Marine Global ChanGES (programme de recherche dont la participation française est essentiellement la mise à disposition du Marion-Dufresne), **INSU** (INSUE): Institut National des Sciences de l'Univers (et de l'Environnement), **IRSN**: Institut de Radioprotection et de Sûreté Nucléaire, **IT**: Intérieur de la Terre (programme du CNRS), **IUGS**: International Union of Geological Sciences, **LMD**: Licence-Master-Doctorat (dit aussi 3-5-8, nouveau cursus universitaire français, harmonisé avec les normes européennes), **LNH-EDF**: Laboratoire National d'Hydraulique, structure dérivée d'EDF, **LSCE**: Laboratoire des Sciences de l'Environnement et du Climat (anciennement le CFR), **M1**: Master 1 (ex-Maîtrise), **M2**: Master 2 (ex-DEA si M2 'recherche'), **MAST**: Marine And Science Technology (programmes de la CE puis de l'UE dédiés aux géosciences marines), **MCF**: Maître de Conférences, **MED**: Ministère de l'Ecologie et du Développement Durable, **MNHN**: Muséum National d'Histoire Naturelle, **MQMBS**: Méthodes Quantitatives et Modélisation des Bassins Sédimentaires (DEA associant l'IFP, l'ENSMP, le MNHN et l'UPMC), **NADW**: North Atlantic Deep Water, **NHM**: Natural History Museum (le MNHN britannique, séparé du British Museum dans les années 60), **NO**: Navire Océanographique, **JYR**: Jean-Yves Reynaud, **NSF**: National Science Foundation (le CNRS américain), **ODYSSEUS**: programme européen de forage en Méditerranée (dans le cadre d'IODP), **PALEOCINAT**: programme du CFR dévolu à la recherche sur les fluctuations climatiques rapides, **PEPS**: ce qui manque en fin de rédaction d'HDR et aussi Paléo-Environnements et PaléobioSphère (UMR 5121 du CNRS à l'Université de Lyon 1), **PLATON**: programme gouvernemental franco-grec de coopération scientifique, **PNEC**: Programme National d'Environnement Côtier (pilotage ministériel), **PPF**: Plan Pluri-Formations (structure transversale du

Ministère de la Recherche), **PRAG**: Professeur Agrégé titulaire dans l'Enseignement Supérieur, **PROMAX**®: géomodeleur, **RCMG**: Renard centre of Marine Geology (laboratoire de l'Université de Gand), **RELIEF**: programme du CNRS dévolu à l'étude de l'évolution du relief terrestre et des bilans de matière à l'échelle géologique, **RST**: Réunion annuelle des Sciences de la Terre (congrès biennal, en fait, de la SGF), **RVB**: Rouge-Vert-Bleu (type d'encodage des couleurs vidéo), **SEDICAR**: campagnes de carottage du Marion-Dufresne sur la marge des Approches Occidentales de la Manche, **SEPM**: Société savante américaine de géologie sédimentaire, **SEISTEC**®: boomer petits fonds (sismique réflexion), **SEISVISION**®: géomodeleur utilisé au BRGM, **SGF**: Société Géologique de France, **SIG**: Système d'Information Géographique, **SIMS**: sonde ionique et spectromètre de masse, **SINUP**®: Système d'Acquisition Numérique des données sismiques (le premier à avoir été développé à l'IFREMER), **SISRAP**®: système d'acquisition de sismique plateau 6 traces de l'IFREMER, **SITHERE**®: logiciel de traitement et de visualisation des données sismiques (développé à l'IFREMER), **SYSIPHE**®: modèle de transport des sédiments non-cohésifs couplé à TELEMAC (développé au LNHN), **SNH**: Société Nationale d'Horticulture, **TELEMAC**®: logiciel de modélisation hydrodynamique du LNH, **TPE**: Travaux Pratiques Encadrés (des lycéens à l'Université), **THR**: Très Haute Résolution (en termes de sismique réflexion, désigne des sources >500 Hz), **UBO**: Université de Bretagne Occidentale, **UBS**: Université de Bretagne Sud, **UFG**: Union Française des Géologues (association des praticiens de la géologie), **UMR**: Unité Mixte de Recherche (contractualisation CNRS-Universités), **UPMC**: Université Pierre et Marie Curie (Paris VI), **URA**: Unité de Recherche Associée (contractualisation CNRS-Université, l'ancêtre des UMR), **URM**: Unité de Recherches Marines (contractualisation IFREMER-

Universités), **USTBH**: Université des Sciences et Technologies Habib Bourguiba (Alger), **USTL**: Université des Sciences et Techniques de Lille (Lille 1),
...

CHAPITRE 1 : STRATIGRAPHIE CLIMATIQUE TRES HAUTE RESOLUTION

Ce chapitre, traité succinctement, présente mon expérience dans le domaine de la paléocéanographie climatique, point de départ de mes activités de recherche à la mer et de mon intérêt pour les transferts sédimentaires continent-océan. Il fait état des travaux que j'ai effectués dans le cadre de mon DEA et des collaborations que j'ai conservées depuis lors avec les collègues de cette discipline.

HISTORIQUE

Ce n'est pas le lieu ici de faire une revue bibliographique d'un sujet (les niveaux de Heinrich) sur lequel plus de 250 articles ont été publiés depuis 1992. Cette revue a d'ailleurs été faite récemment (Hemming 2004). Depuis les années 80, la paléoclimatologie a fait deux progrès définitifs, en établissant que (i) les moteurs de contrôle de l'environnement sont liés à la mécanique de l'océan (climat, niveau marin); (ii) la compréhension de cette mécanique non linéaire passe par l'acquisition de données géochimiques issues de la stratigraphie à très haute résolution des glaces et des sédiments sous aquatiques. Les carottes de sédiments océaniques ont été l'outil de base pour la constitution des bases de données paléoclimatiques, notamment l'enregistrement de la chimie des eaux basée sur la géochimie isotopique de l'oxygène des carbonates biogéniques (essentiellement les foraminifères).

L'océan profond enregistre les pulsations de la dynamique sédimentaire des marges. Au début des années 90, on cherchait à déterminer les implications de la présence au milieu de l'Atlantique de débris flottés par les icebergs (les 'niveaux de Heinrich', dans la 'bande de Ruddiman') sur la mécanique des calottes glaciaires boréales. Rapidement, on a supposé que l'augmentation du fluage centrifuge des inlandsis, forcé par le bilan

ENJEUX

Les fluctuations rapides du climat ont un impact sociétal évident, à l'heure où tout le monde se demande si les

pluviométrique des hautes latitudes, avait une rétroaction directe sur le climat via l'accélération de la circulation thermohaline. Les événements climatiques brefs matérialisés par les niveaux de Heinrich devenaient en soi un laboratoire pour l'étude des mécanismes climatiques qui intéressent la société en général et les pouvoirs publics en particulier, depuis qu'il est certain que la Terre actuelle se réchauffe et que le niveau de la mer monte. Par la suite, un ensemble plus vaste de rétroactions a été démontré, impliquant notamment le cycle du carbone.

En France, c'était le CFR (devenu le LSCE) qui avait le meilleur dispositif analytique pour étudier ces phénomènes, et Laurent Labeyrie a monté le programme PALEOCINAT comme la première tentative de créer une collection de carottes échelonnées en latitude pour déterminer en 4D les rapports entre la dispersion des débris proglaciaires (*ice rafted debris*, ou IRD) et l'enregistrement géochimique de l'atlantique Nord (NADW en profondeur et Gulf Stream en surface). Il y avait énormément de carottes à comparer et vu le temps nécessaire à la réalisation d'une courbe isotopique, il fallait absolument trouver un marqueur significatif du $\delta^{18}\text{O}$ (ou *proxy*) rapide à acquérir. Ce fut le travail qui nous fut confié, à Elsa Cortijo et à moi-même, lors de notre DEA au CFR en 1991.

activités industrielles n'ont pas enrayé (ou emballé) la machine thermique terrestre. Le paradoxe posé par les

niveaux de Heinrich était que le réchauffement du climat corrélé avec une débâcle abrupte de débris pro-glaciaires dans l'océan avait pour cause une augmentation des précipitations globales (croissance des glaces continentales), alors qu'on associe le réchauffement climatique actuel à une désertification générale des zones intertropicales. L'enjeu est donc de savoir si les événements de Heinrich, naturels, ont eu les mêmes causes que le réchauffement climatique moderne, peut-être pas naturel. C'est l'ambiguïté sur le 'peut-être' qui serait levée si on donnait une réponse fiable à cette question. Au-delà de cette question, il y a d'autres enjeux :

- des événements catastrophiques indépendants des mécanismes glaciaires peuvent avoir un impact direct sur le climat à court terme, via l'effet de serre : c'est par exemple le cas des grands glissements sous-marins. Popularisés (dans le mauvais sens du terme) par les tsunamis qu'ils engendrent (dont l'exemple le plus

TRAVAUX EFFECTUES

J'ai participé à la mission Paléocinat 2, durant laquelle nous avons récolté une quarantaine de carottes dans l'Atlantique nord. Nous les avons étudiées avec les carottes de Paléocinat 1, soit environ 80 carottes en tout. Dans ce projet, mon travail était de mettre au point un système d'acquisition d'image permettant d'extraire très rapidement les profils de couleur (RVB) des carottes. Pour ce faire, j'ai construit un banc d'éclairage et un dispositif de capture d'image utilisant une caméra

RESULTATS

D'une manière générale, on a vérifié que les niveaux de gris pouvaient être utilisés comme un proxy de la concentration en carbonates, ce dernier signal étant lui-même un proxy du $\delta^{18}\text{O}$ (Figure 1). Parallèlement, Elsa Cortijo faisait les stratigraphies de la susceptibilité magnétique, et on montrait la conjonction entre les deux

récent a été donné en Asie du Sud-Est, suite au séisme du 26 décembre 2004 dans la fosse de Sumatra), les glissements sous-marins sont également à l'origine du dégazage d'une énorme quantité de méthane, initialement contenu dans les sédiments sous forme de gels (les hydrates de gaz).

- la fonte rapide des glaces cause une montée du niveau marin eustatique qui met en danger les basses plaines côtières, zones les plus peuplées de la planète. De la quantification des secteurs d'inlandsis concernés et de leur vitesse de fonte dépend le calcul des variations du niveau marin répercutées sur le littoral, car ces dernières intègrent les diverses composantes isostatiques de ces déplacements d'eau.

Management littoral ou modélisation du climat, le sujet des variations paléoclimatiques à haute fréquence a continûment alimenté les programmes de recherche nationaux et internationaux depuis vingt ans.

TriCCD et un des premiers logiciel PC convertissant les images en matrice de niveaux de gris. Au laboratoire, j'ai établi plusieurs fonctions de transfert reliant la courbe calcimétrique des carottes avec le signal colorimétrique RVB. A côté de ce développement méthodologique, la période passée au CFR a été aussi et surtout celle de l'apprentissage du Quaternaire et des systèmes climatiques en général.

signaux (Figure 2). Les fonctions de transfert entre les niveaux de couleur et la calcimétrie des carottes nous ont permis de vérifier que les niveaux de gris (c'est-à-dire le canal Vert de la caméra CCD) qui avaient été utilisés précédemment par Gerard Bond au Lamont ne rendaient toutefois pas bien compte de la concentration

en carbonate pour les sédiments à dominante franche, comme par exemple les couches de bentonites préservées au large de l'Islande ou encore les premiers décimètres oxydés sur la majorité des carottes. J'ai montré, sur l'ensemble des carottes disponibles, qu'il était possible de transférer les niveaux de couleur en

courbe isotopique synthétique. Grâce à cette méthode, couplée à la stratigraphie de la susceptibilité magnétique, nous avons établi avec Elsa le modèle d'âge de chaque carotte, et daté précisément chaque niveau de Heinrich (âge et durée), ce qui nous a permis d'estimer les flux terrigènes associés.

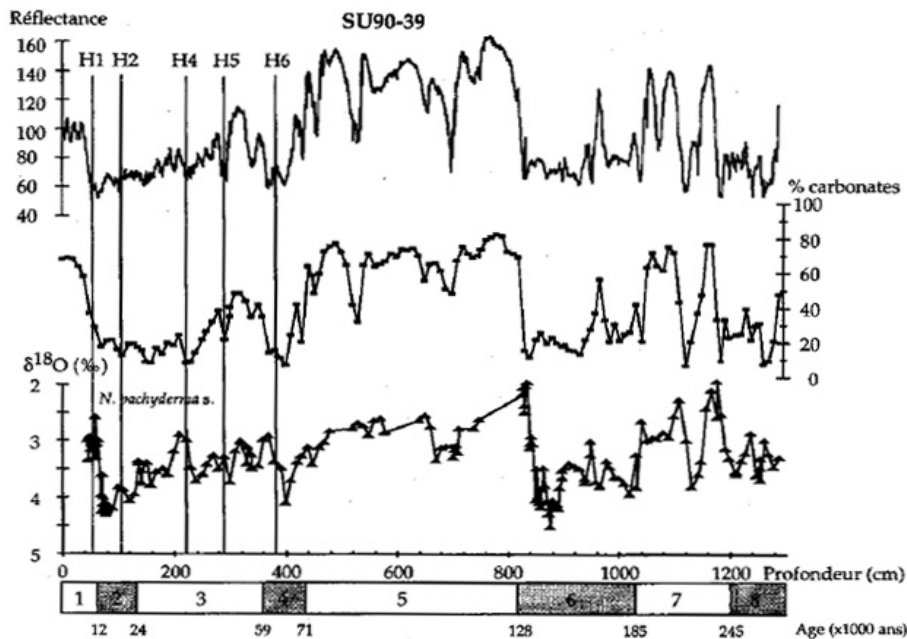


Figure 1 : Comparaison sur deux cycles climatiques à 100 Ka de trois signaux stratigraphiques à signification paléoclimatique (Cortijo *et al.* 1995). La carotte SU90-39 a été prélevée dans l'Atlantique Nord au large de l'Irlande lors de la campagne PALEOCINAT. Le signal en niveau de gris (réflectance) représente un bon 'proxy' du $\delta^{18}O$. Contrairement à ce dernier, son acquisition est quasi-instantanée et non destructive; c'est donc un signal de choix pour corréler les carottes entre elles.

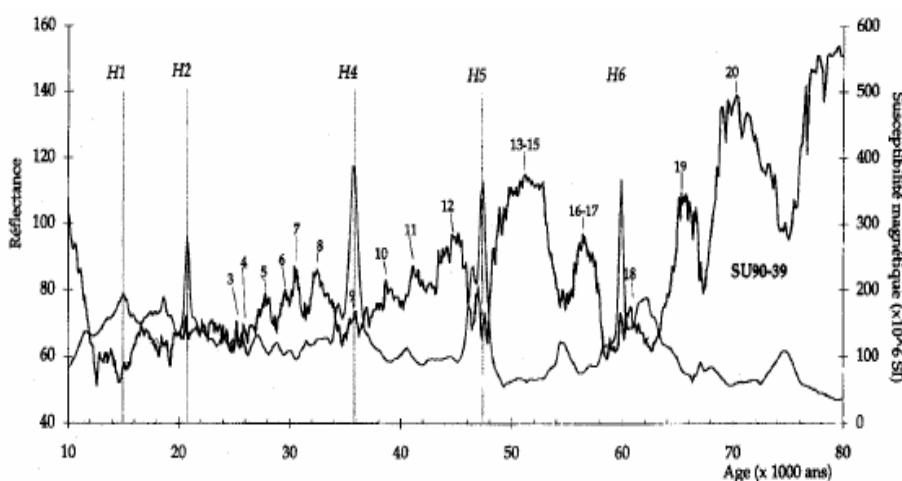


Figure 2 : Comparaison entre la susceptibilité magnétique et les niveaux de gris de la carotte SU90-39 (Cortijo *et al.* 1995). Les niveaux de Heinrich sont enregistrés par des passées sombres et de faible susceptibilité magnétique. La réflectance, 'proxy' du $\delta^{18}O$, permet de pointer les fluctuations rapides des relargages proglaciaires que sont les niveaux de Heinrich.

Cela a été le début de la quantification des niveaux de Heinrich, dont nous avons montré que la durée moyenne dans la dernière période glaciaire (stade isotopique 2)

était de 400 ans. J'ai quitté le CFR avant la fin du programme mais les travaux postérieurs ont confirmé une corrélation temporelle étroite entre les niveaux de

Heinrich et les événements de Dansgaard-Oeschger dans les carottes de glace du Groënland (Figure 3). Ceci a définitivement démontré la concomitance de réchauffements atmosphériques, avec accélération du cycle de l'eau, et des épisodes de croissance d'inlandsis responsables des niveaux de Heinrich. On sait aujourd'hui le rôle de la banquise dans le blocage de la formation des eaux profondes en Mer de Norvège et le ralentissement de la circulation thermohaline. Ces travaux sur les carottes Paléocinac ont fait l'objet d'une publication de rang A avec E. Cortijo (Cortijo *et al.*

1995). La recherche de la plus haute fréquence amena la prospection de cibles de carottage à fort taux de sédimentation. Donc les marges continentales. L'équipe du LSCE s'est tournée en particulier vers la marge du Guadalquivir, ce qui pose d'autres problèmes, comme la non-linéarité de l'enregistrement (à cause des fluctuations des apports terrigènes et des courants associés), voire la discontinuité ou la répétition de l'enregistrement (à cause des processus gravitaires de déformation et d'ablation).

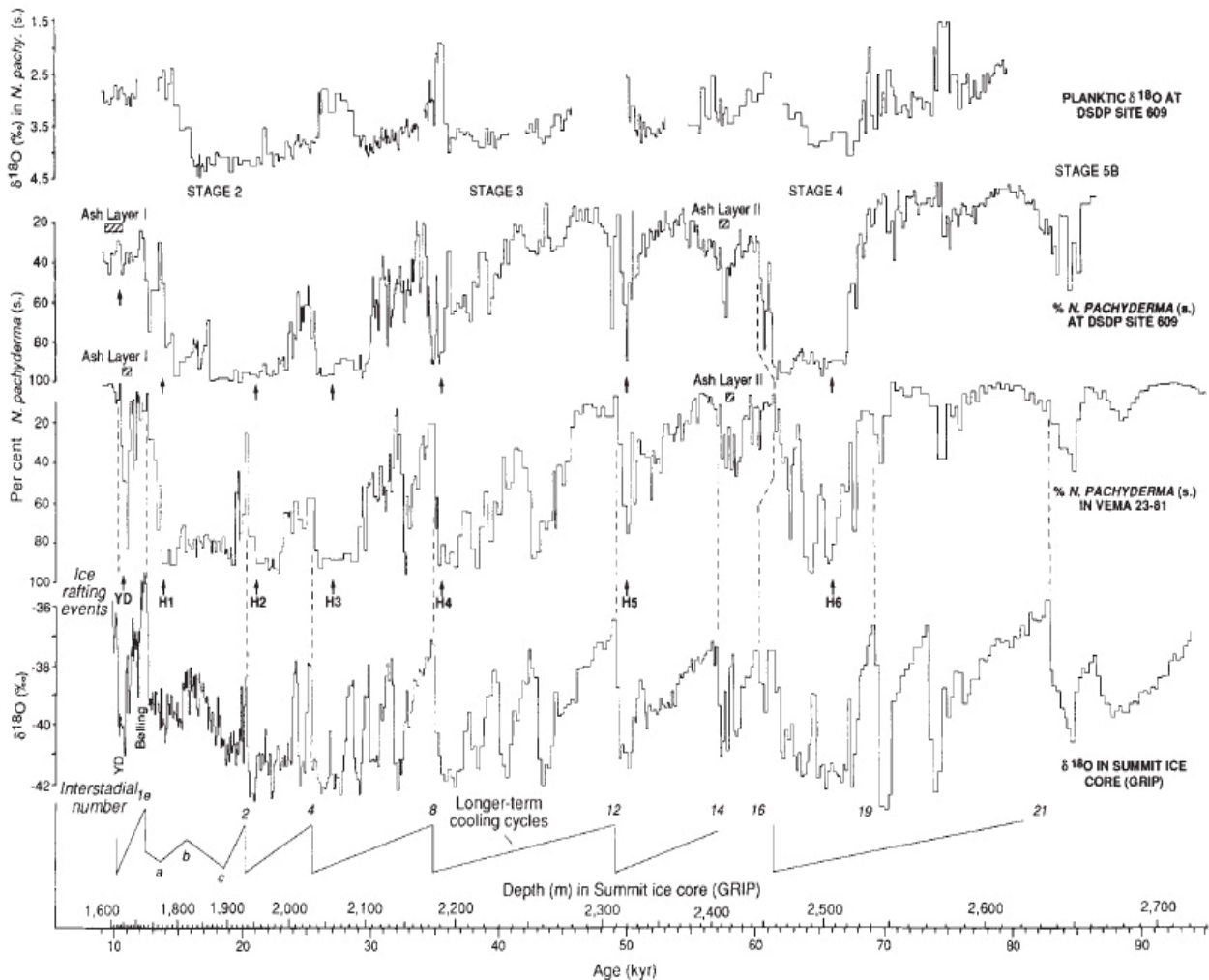


Figure 3 : Corrélation entre l'enregistrement isotopique des fluctuations climatiques ($\delta^{18}\text{O}$ et abondance relative de *Neogloboquadrina pachyderma senestre*) dans l'océan (DSDP 609, VEMA 28-31) et dans la calotte de glace groenlandaise (GRIP). Cette corrélation montre que le phénomène des niveaux de Heinrich correspond à une déstabilisation de l'inlandsis à la fin d'un cycle de refroidissement global (Bond *et al.* 1993).

J'ai arrêté de suivre ces recherches en 1993 mais cet épisode de ma formation m'a donné le cadre chronologique et événementiel du dernier cycle climatique. Grâce à quoi j'ai pu faire la jonction avec ma thèse sur les bancs sableux, tout en me démarquant à la fois des géologues sédimentaires de l'ancien et des spécialistes de la dynamique sédimentaire côtière. Depuis lors, j'ai conservé des contacts plus ou moins

étroits avec le LSCE (Elsa Cortijo et Laurent Turpin), qui m'ont notamment permis d'aborder un projet de corrélation stratigraphique des séries carbonatées miocènes par les isotopes du strontium. Mon expérience en mer dans le domaine abyssal a également été valorisée dans le cadre de mes activités au Muséum (collaboration IMAGES, campagne de carottages Wepama, puis projets de carottages longs sur les plates-formes).

CHAPITRE 2 : DYNAMIQUE HYDRO-SEDIMENTAIRE DES BANCS TIDAU

Ce chapitre passe en revue les travaux à la mer auxquels j'ai participé depuis 1991, dans le cadre de ma thèse d'abord, puis en collaboration avec divers groupes de recherche, ainsi que les résultats qu'ils ont produits. La méthodologie exploitée dans ces travaux est celle des techniques de géophysique marine de surface (sismique, imagerie) couplées à des carottages. L'approche est celle de la comparaison des grands corps sédimentaires observés in situ (sub-actifs) avec leurs analogues potentiels dans l'ancien. Les premiers donnent des clés de validation pour l'interprétation des paléomilieux (modèles de faciès), les seconds permettent d'étudier les contrôles stratigraphiques et la préservation des réservoirs correspondants dans les bassins sédimentaires.

ETAT DES CONNAISSANCES

Les alimentations de l'océan par les marges étaient au cœur du problème de mon DEA. Des laboratoires majeurs de géologie marine consacrent d'ailleurs toujours une part importante de leurs recherches sur les marges englacées, recherches dont les résultats peuvent être exploités par la communauté des paléoclimatologues (notamment les interactions avec les courants circumpolaires). La morphodynamique sédimentaire des plates-formes, qui sont les zones les plus sensibles du système des marges, est étudiée par des océanographes depuis l'invention du sonar dans les années 1930 et a connu son heure de gloire entre 1960 et 1990. Les quantifications du transport par les courants ont été rapidement le domaine des physiciens et des ingénieurs, en relation avec des applications dans le domaine portuaire et du management littoral.

Cependant, depuis les années 1980 et la reconnaissance du rôle fondamental des variations du niveau marin dans la construction des marges (que l'on doit à l'industrie pétrolière), les relations entre la dynamique sédimentaire 'instantanée', et les bilans de matière amont-aval ont fait l'objet d'une attention grandissante. L'intérêt des systèmes actuels et récents est de faire le lien entre (i) les conditions physiographiques et environnementales (qu'on mesure, par exemple le relief et la granulométrie du fond, la structure et la vitesse des courants), (ii) la morpho-dynamique des corps sédimentaires (qu'on observe, par exemple la migration des dunes), et (iii) les accumulations/érosions produites à plus long terme, qu'on peut calculer à partir des connaissances acquises en (i) et (ii) et comparer avec des formations anciennes, pour construire des modèles de dépôt.

Les structures internes des corps sableux de plate-forme sont rendues accessibles par la sismique très haute résolution (sources de fréquence supérieure à 100 Hz). Depuis les années 1960, les outils d'acquisition ont peu évolué dans leur principe (mis à part les sources à fréquence variable de type Chirp). En revanche, on a affiné la résolution (de quelques mètres à quelques décimètres), mais surtout la pénétration, par le traitement analogique et numérique du signal (de quelques dizaines à quelques centaines de mètres). L'acquisition et le traitement numérique des données a également ouvert la porte à la sismique 3D. Mais ce sont surtout la modélisation des données qui a progressé, grâce à l'amélioration des outils de navigation et de positionnement (GPS différentiel), couplée au développement des logiciels géostatistiques (outils graphiques aux puissantes fonctions d'interpolation, de type kriging). Cette évolution a permis d'étudier des architectures de dépôts sous-marins à la même échelle qu'à l'affleurement. Par rapport au terrain, toutefois, la sismique n'apportait pas d'information sur la lithologie et les contenus fauniques nécessaires à la reconstitution directe des paléoenvironnements de dépôt. Les limitations techniques du carottage des sables et des sédiments non cohésifs ont ralenti les progrès faits dans la géologie marine du Quaternaire (alors que dans le même temps, la paléoclimatologie explosait dans le domaine abyssal, du fait de la facilité de carotter des boues cohésives).

La Manche est un des plus beaux exemples de plate-forme tidale au monde, et un des premiers à avoir été étudié. A mon arrivée à Lille, le modèle de dépôt des bancs tidaux était bien établi, et un des programmes MAST-II s'intéressait exclusivement à la quantification et modélisation des déplacements de sable à leur surface (programme MAST-CSTAB, pour lequel nous avons eu un congrès commun avec MAST-STARFISH). J'ai donc appris que les bancs tidaux sont des accumulations

sableuses déca-kilométriques parfois épaisses de plus de 40 m et allongées (presque) parallèlement au courant dans des golfes où la marée est forte et de préférence au droit de systèmes estuariens ou deltaïques (Off 1963).

Depuis les premières observations au sonar latéral dans les années 1960, les bancs tidaux étaient considérés comme des accumulations de sable formées en domaine d'offshore par les courants de marée (Stride 1963). Les premières reconnaissances en sismique haute résolution, mise en œuvre sur les bancs du sud de la Mer du Nord, mirent en évidence qu'ils s'agissaient de corps en accretion latérale dominante (Houbolt 1968). Les premiers modèles de croissance, statiques, invoquaient le rôle de courants hélicoïdaux (qui n'ont jamais été observés). Au début des années 70, l'étude morphologique détaillée des terminaisons de ces bancs montra qu'ils correspondaient à des corps qui se dédoublent et migrent au fur et à mesure de leur croissance (Caston et Stride 1970). Ce modèle, combiné à un modèle d'architecture 'unifié' au début des années 80 (Kenyon *et al.* 1981), fut confirmé par les hydrodynamiciens, se basant sur la croissance d'instabilités initiales dans un champ de courants giratoires (Zimmerman 1981; Huthnance 1982b).

La nature autocyclique des bancs (c'est-à-dire leur aptitude à croître sans variation des apports sédimentaires et du niveau marin) était confortée par le fait que les modèles numériques prédisaient un rapport constant entre l'espacement des bancs et la profondeur d'eau, soit 1:250 (Huthnance 1982a), qui était effectivement observé dans la plupart des systèmes actifs (où les bancs étaient couverts de rides et dunes hydrauliques). Cela rejoignait, à une plus vaste échelle, les régressions statistiques entre la profondeur d'eau et la hauteur des dunes sous-marines à l'équilibre (Yalin 1963). De la même manière que pour les dunes, les bases de données montraient que l'espacement des

bancs actifs était proportionnel au carré de leur hauteur (Allen 1984).

Les bancs les plus profonds (comme en particulier les bancs celtiques) ne répondant pas à ces critères géométriques définis pour les bancs actifs, cela amena l'idée que ces bancs-là étaient des structures 'moribondes' héritées des stades de plus bas niveau marin (Stride *et al.* 1982). Cette idée n'était pas totalement nouvelle et, comme se plaisait à le rappeler Serge Berné, avait déjà été évoquée par Sir Francis (Shepard 1932) et par Jean Bourcart (Bourcart 1947). Le lien avec les stratigraphies transgressives fut établi dans le domaine côtier, notamment à partir de l'étude des prismes littoraux de la côte est des USA (Demarest et Kraft 1987). L'importance de l'érosion littorale par les vagues dans l'approvisionnement sédimentaire des dépôts transgressifs de plate-forme a été théorisée ensuite par Donald Swift (Swift et Thorne 1991). Dans ce modèle, la discontinuité érosive est localisée sous les dépôts qu'elle génère : c'est la surface de ravinement transgressif, marqueur qui était déjà latent mais pas réellement exprimé dans la stratigraphie vailienne (stratigraphie sismique à plus basse résolution, où c'étaient les érosions aériennes qui étaient tracées). Comme dans le modèle de Stride (Stride *et al.* 1982) ou de Nio (Nio 1976), dans le modèle de Swift les bancs sont essentiellement autocycliques et le toit du dépôt est une surface d'abandon.

C'est encore à la sismique très haute résolution qu'on doit d'avoir partiellement remis en cause ce modèle qu'elle avait contribué à développer, lorsqu'on s'est aperçu que le toit de certains bancs tidaux profonds avait été fossilisé comme une surface d'érosion tronquant les structures internes de croissance (Pantin et Evans 1984). L'érosion au toit de l'accumulation pouvait être dans ce cas une autre expression de la dynamique qui construit le banc (les courants de marée, dopés par une tempête, par exemple, comme nous allons le voir en

1994 sur les bancs du Boulonnais), ou bien la cicatrice d'un événement post-dépôt, comme une chute du niveau marin.

A peu près dans le même temps, les mêmes conclusions générales étaient tirées de l'exploration des bancs à prédominance de la houle (ou mixtes houle-marée) de la plate-forme de la côte est des Etats-Unis, montrant (i) des surcreusements de part et d'autre des bancs dans leur assise argileuse pléistocène (Stubblefield et Swift 1976); (ii) la formation des bancs en offshore sous l'effet du remaniement d'anciennes barrières littorales ou shorefaces détachés (Swift et Field 1981).

Grâce à un forage, Alain Trentesaux, qui me précédait de deux ans dans l'exploration sismique des bancs, montra que la moitié inférieure du Middelkerke Bank, dans le Sud de la Mer du Nord, était constituée de dépôts estuariens lagunaires (Trentesaux *et al.* 1999b). Ceci rejoignait une hypothèse formulée par Don Swift dans son premier modèle transgressif (Swift 1975). Les bancs se formeraient dans les complexes de chenaux-levées intertidaux, dont la topographie encore sensible après la transgression formerait 'l'irrégularité' nécessaire à la croissance des bancs dans les modélisations numériques. Peter Harris arrivait à une conclusion similaire à partir d'un exemple australien, montrant la similitude de la morphodynamique de barres estuariennes et des migrations de bancs tidaux d'offshore décrits par Caston (Harris *et al.* 1992). Il faut dire que pendant les années 80, la reconnaissance sismique très haute résolution des grands estuaires avait produit une base de données permettant de mieux comprendre la morphodynamique des corps sableux tidaux d'embouchure (Dalrymple *et al.* 1990). Une synthèse des bancs combinant le modèle autocyclique de Neil Kenyon et le modèle de remaniement estuarien transgressif sera finalement publiée par John Snedden pendant ma thèse, sur la base de différents exemples

dans l'actuel et dans l'ancien (Snedden et Dalrymple 1999).

Evidemment, le caractère transgressif des bancs (lavage des sables) et la probabilité de couvertures imperméables à leur sommet en avaient fait dès les années 70 une cible privilégiée des recherches pétrolières. De nombreux analogues ont été alors recherchés dans l'ancien, des grès de Roda, dans l'avant-pays pyrénéen (Nio 1976), à ceux du Crétacé des Rocheuses (Tillman et Martinsen 1984). Il est impossible d'en faire ici même une revue sommaire. A propos du Crétacé des Rocheuses, je voudrais seulement souligner que dans les années 90, la plupart de ces formations ont été réinterprétées en shorefaces de bas-niveau (Walker et Wiseman 1995), suite à la mise en évidence, encore une fois par sismique très haute résolution, des régressions forcées sur la plates-formes actuelles (Posamentier *et al.* 1992).

Il est également impossible de citer tous les chantiers qui ont concouru à préciser le modèle des bancs tidaux depuis 1980, mais je ne peux pas ne pas mentionner ici la Mer de Chine, qui fut reconnu comme le complexe transgressif du paléo-Fleuve Jaune, un 'tidal shoal retreat massif' au sens de Don Swift (Yang et Song 1988), et sur lequel nos collègues d'IFREMER ont acquis des données sismiques de premier ordre (missions Donghai et les suivantes). Car ils ont illustré

HISTORIQUE ET ENJEUX DU PROJET

Lorsque je suis arrivé à Lille, 3 thèses sur les bancs sableux avaient eu lieu en partenariat avec la région Nord-Pas-de-Calais (Dewez, Clabaut, Vicaire) et une thèse était en route dans le cadre du programme européen MAST-Resecused (Alain Trentesaux). Il y avait une volonté politique forte pour développer les recherches en rapport avec le management littoral.

pour la première fois les architectures spécifiques aux sédiments très fins, notamment la regradation des bancs suite à des périodes d'érosion par les courants tidaux (Trentesaux *et al.* 1999a). Par ailleurs, sous l'impulsion de Serge Berné, des données furent acquises sur des bancs tidaux particuliers, dits bancs de sillage, où le rôle des tempêtes dans la déstabilisation des bancs et leur érosion sommitale fut démontrée (M'hammdi 1994).

Ce que ces travaux ont laissé, c'est la conception que la stratigraphie à très haute résolution montre la complexité des géométries sédimentaires, dans lesquelles les surfaces importantes peuvent être identifiées (ravinement tidal, ravinement de la houle, ravinement de la tempête, chute du niveau marin etc...). Ces géométries ont été modélisées en 2D à l'aune des concepts de la stratigraphie séquentielle, avec les paramètres essentiels que sont le profil de base, la subsidence, les variations du niveau marin et les apports sédimentaires (Nummedal *et al.* 1993). Ce qui reste incertain, ce sont les modulations de ces systèmes en fonction des valeurs du flux sédimentaire et de la vitesse de variation du niveau marin. Par ailleurs, les forçages hydrodynamiques sont extrêmement sensibles à des paramètres non inclus dans ces analyses stratigraphiques bidimensionnelles, tels que la topographie du bassin. Ce sera un point majeur de ma réflexion sur la modélisation stratigraphique que je présente dans le chapitre 5.

Depuis se sont associées les communautés des sédimentologues et des modélisateurs, dans ce qui est devenu le PNEC. Le Ministère de la Recherche a suivi le mouvement en créant en 1993 l'URM17, associant l'IFREMER à des labo universitaires (initialement Bordeaux 1 et Lille 1) pour développer ces thèmes. Du côté marin, la géophysique de la plate-forme

continentale et l'imagerie haute résolution avaient 'décollé' dans les années 80 à l'IFREMER (acquisition numérique SINUP, traitement sismique SITHERE, logiciel CARAIBES pour la fabrication des cartes et des mosaïques sonar et multifaisceaux, etc...).

Hervé Chamley venait de signer pour le laboratoire lillois un deuxième contrat MAST (le projet MASTII-STARFISH), et l'équipe était en phase de prospection de cibles. Un des objectifs de ce projet était la prééminence donnée à la sismique et à l'évolution à long terme des bancs. Suite à un programme de cartographie des sédiments superficiels (pilote par Claude Augris à l'IFREMER), on s'orientait sur les bancs de la plate-forme proximale du Boulonnais, dont des premières reconnaissances sismiques avaient été faites dans les années 70 (Lapierre 1975). La carte morpho-sédimentaire montrait en particulier la Bassure de Baas, le banc tidal d'offshore le plus côtier de Manche orientale, comme une étroite bande sableuse modelé par de grandes dunes migrant dans l'axe du banc (Augris *et al.* 1990). Ceci était suffisamment étonnant, au regard du modèle classique des bancs tidaux (Kenyon *et al.* 1981), pour que la Bassure de Baas apparaisse comme une cible préférentielle du programme STARFISH.

La deuxième cible devait être un banc 'moribond', non encore choisi, parmi l'immense système des bancs profonds de la Mer celtique (du côté français). L'enjeu était double : tout d'abord, il n'était pas certain que ces stocks profonds soient réellement des sables mobiles, et il était important de vérifier ce point car l'époque était à la prospection active de granulats. Ensuite, il y avait en point de mire la possibilité de développer un modèle de dépôt des sables de la plate-forme profonde beaucoup plus détaillé que ce qui existait alors, et qui évidemment intéressait les pétroliers. C'est cette deuxième cible qui a occupé l'essentiel de mon temps de thèse (au point que je n'ai pas fait figurer dans mon mémoire de 1996 les résultats que nous avons obtenus sur la Bassure de

Baas ; je profiterai donc de ce mémoire-ci pour en faire état).

Le secteur de la plate-forme profonde des Approches de la Manche (que j'appelle, par abus de langage, la 'Mer celtique', alors que c'est au sud de la Mer celtique), avait fait l'objet de plusieurs demandes de campagne 'Sédimanche' depuis 1989 et la première venait d'être accordée par la Commission Géosciences marines. Le but était de reconnaître la zone des bancs celtiques, à l'échelle de la 'sismique rapide' pour l'architecture des prismes tertiaires (canons à air, flûte 6 traces haute résolution) et de la sismique très haute résolution pour le Plio-quatenaire (sparker et flûte monotrace). Nous ne partions pas dans l'inconnu : la zone avait fait l'objet d'une prospection sismique sparker par le BRGM dans les années 70 (Campagnes BRGM Astrolabe, Bir-Hakeim et Géomanche 1 et 2), dont il était sorti, pour ce qui concerne le Plio-quatenaire, deux publications : une sur les sédiments superficiels (Bouysse *et al.* 1979) et une sur la géométrie des corps sableux (Bouysse *et al.* 1976). Des travaux similaires avaient été réalisés du côté anglais (Evans et Hughes 1984; Pantin et Evans 1984), renforcés par des datations et des reconstitutions paléoenvironnementales. Cela dit, les bancs celtiques n'avaient pas attendu de produire des données pour que leur origine fût discutée : ils avaient fourni les bases au modèle des bancs moribonds de Stride (Stride *et al.* 1982), et avaient aussi été interprétés comme des reliques de barrières littorales (Vanney 1977), hypothèse reprise par Gérard Auffret dans sa thèse d'état (Auffret 1983). L'idée dominante était donc que ces dépôts correspondaient au remaniement ou aux reliques d'un énorme stock sableux de bas niveau marin, restreint à la partie la plus profonde de la plate-forme (par opposition à la Manche occidentale, quasiment vide de sédiments quaternaires, à l'exception des remplissages de fosses). Cette idée intéressa évidemment les géographes continentalistes, qui

travaillaient sur les terrasses des grands fleuves dont la Manche est le débouché naturel (Jean-Pierre Lautridou, Pierre Antoine, entre autres). Les bancs celtiques

étaient-ils la mémoire des cycles climatiques enregistrés dans ces terrasses ?

TRAVAUX REALISES

L'étude des bancs a donné lieu à une dizaine de missions océanographiques, en Manche orientale et en Mer celtique, correspondant à plus de 12000 kilomètres de sismique haute et très haute résolution (canon à air, canon à eau, sparker, boomer et sondeur 2,5 KHz, sur des flûtes multitrace SISRAP et monotrace, et avec des acquisitions numériques sur divers systèmes). Ce sont les mêmes données qui ont été exploitées pour l'étude des vallées incisées, dont il sera question au chapitre suivant. J'ai pratiqué le traitement des données sur les stations IFREMER-Sithere (en développement à l'époque) et ELICS-Delph (qui venait d'apparaître, et qui s'est popularisée depuis, équipant maintenant la

plupart des universités faisant de la sismique). Je suis en revanche passé juste avant l'utilisation systématique du modeleur (PROMAX à l'époque, sur SiliconGraphics) et du pointé sur écran : j'ai manipulé des draps de lit, des crayons de couleur et des maquettes en carton. Cela n'empêche pas de tracer des cartes isopaques de précision métrique. On bénéficiait en revanche déjà d'une navigation au GPS différentiel parfaite et de cartes bathymétriques multifaisceaux corrigées de la marée. Je voudrais insister ici sur l'importance de l'échelle 'tactique' adoptée dans cette prospection : des profils espacés de 400 m au plus serré, sur une grille orthogonale, contrastant avec l'échelle de la reconnaissance des années 70 (Figure 4).

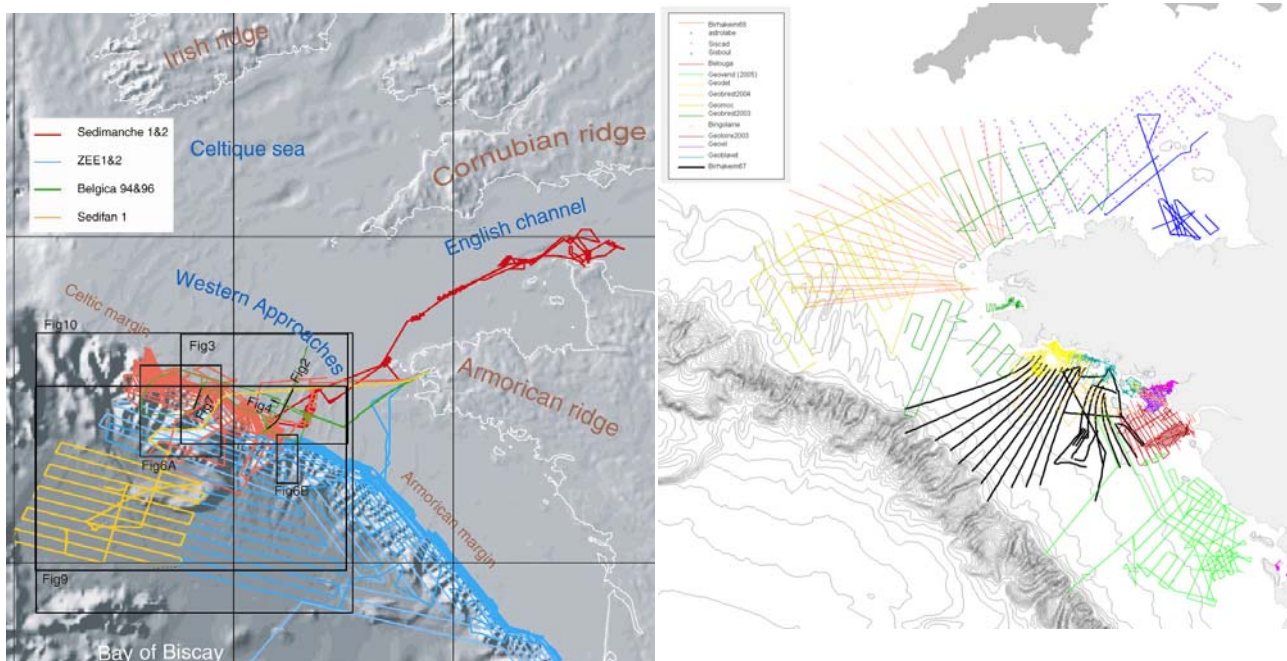


Figure 4 : Plan de position des principales missions d'acquisition sismiques sur la marge marmoricaine. Noter, sur la carte de gauche, la toute petite surface couverte en très grande densité de profils : c'est le banc du Kaiser et les fosses de la Manche (missions Sédimanche). Seule la sismique 3D permet de couvrir de très grandes surfaces avec cette résolution tout en gardant des temps de mission raisonnables.

C'est ce dispositif qui permettra une reconstitution en pseudo 3D de structures internes à l'échelle de grandes dunes; en corollaire, cela démontre la nécessité de développer la sismique 3D plateau (économie de temps de bateau, plus grande performance géométrique, analyse tridimensionnelle du signal). Par ailleurs, un enseignement important de ces missions a été le couplage en temps réel de plusieurs outils, permettant notamment l'étude de structures à différentes résolutions (par exemple au sondeur 2,5 Khz et au sparker). L'architecture de deux bancs, la Bassure de Baas en Manche orientale et le Kaiser-Hind en Mer celtique, a été ainsi reconstituée. Le modèle géométrique de la Bassure de Baas n'a pas été publié, mais a fait l'objet d'un stage de Master (Javier Llopart, au RCMG-Gent sous la direction de Marc de Batist), et d'un rapport de fin d'étude du programme Starfish (De Batist *et al.*, 1996). Le banc du Kaiser-Hind (ou Kaiser) a quant à lui fait l'objet de ma thèse, et de 7 publications de rang A entre 1995 et 2003. Le travail s'est partagé en

deux volets: (i) une reconstitution de son architecture interne (Reynaud *et al.* 1995; Reynaud *et al.* 1999d); (ii) une étude de la morphodynamique de surface, basée sur une bathymétrie haute résolution et une série de mosaïques multifaisceaux (Simrad EM1000) et de sonar à balayage latéral (Dowty), calibrées par des prélèvements à la benne et une demi-douzaine de carottages Küllenberg (Reynaud *et al.* 1999b). J'ai complété l'étude morphodynamique de surface par une étude quantitative des transports sédimentaires basées (i) sur des calculs de vitesse critique d'entraînement des différents modes granulométriques du sédiment, sous l'effet des houles et des courants unidirectionnels (dans laquelle j'ai bénéficié de l'aide de Chris Vincent, de l'East Anglia University) et (ii) sur la distribution des assemblages faunistiques, réalisée en collaboration avec Agnès Lauriat-Rage au Muséum (Reynaud *et al.* 1999a). Suite à un travail collectif du groupe Manche, l'ensemble de ces travaux ont également fait l'objet d'une publication de synthèse (Reynaud *et al.* 2003).

RESULTATS

ARCHITECTURE SEDIMENTAIRE

Sur le banc du Kaiser

Après la rédaction de ma thèse, une mission du Belgica en 1996 a montré que l'architecture du banc du Castor, sur la base d'un profil longitudinal, pouvait être très différente de celle du Kaiser, que j'avais reconstituée en détail. Pourtant, ces bancs sont voisins, et de taille similaire. Ceci pour dire que les résultats obtenus sur le Kaiser ne sont peut-être pas généralisables à l'ensemble des bancs celtiques, bien que le modèle développé implique des processus qui ont nécessairement dû être les mêmes dans toute la zone (transgression marine).

Je reviens sur l'historique pour introduire nos résultats. Les bancs celtiques avaient été décrits par Bouysse

comme des accumulations marines mises en place lors des bas niveaux marins du Quaternaire (Bouysse *et al.* 1976). Les données de Bouysse étaient du sparker basse résolution, produisant un signal de fond de mer 'épais' (20 ms temps-double), que l'on put confondre avec un drapage sédimentaire (les fameuses boues d'offshore, cortège holocène de haut niveau marin, inactif puisque sous la zone d'action des houles). Ceci confortait évidemment l'hypothèse de bancs 'moribonds' (Stride 1963), également argumentée (i) par leur grande profondeur (leur crête est à -100/120 m, par comparaison avec les bancs actifs du sud de la mer du

nord, qui sont à -30/50 m); (ii) par les carottages réalisés par le BGS sur les bancs situés dans les eaux anglaises, et qui montraient sur les flancs des bancs des dépôts argileux glaciomarins, datant donc d'au moins le début de l'Holocène (Evans 1990). Cependant, toutes les données n'allaient pas dans le sens d'une couverture argileuse : les boomer haute résolution avaient montré que la surface externe de certains bancs était une troncature d'érosion sur des sables aux 'stratifications entrecroisées' (Pantin et Evans 1984). Il était d'autant moins probable que la plate-forme profonde soit un lieu de décantation des argiles que, dès les années 50, de grandes dunes sableuses actives avaient été repérées à plus de 200 m de fond sur le banc de la Chapelle (Cartwright et Stride 1958), maintenues par des courants supérieurs à 1 nœud (Carruthers 1963). Dans les années 80, une étude détaillée de ces courants montrait qu'ils étaient formés par des ondes internes se

propageant de la rupture de pente de la plate-forme vers la Manche (Heathershaw *et al.* 1987). Quand nous avons acquis les premières données sur le banc du Kaiser, nous savions donc que les courants de fond actuels étaient localement suffisants pour transporter du sable, sans pouvoir dire quel était leur rôle dans la morphodynamique des bancs.

Nous avons trouvé dans le banc du Kaiser une architecture très différente du modèle classique des bancs tidaux (Figure 5). Si les bancs tidaux 'classiques' accumulent du sable dans la direction du courant dominant, le banc du Kaiser accrète des corps sableux élémentaires dans la direction du courant subordonné. En revanche, le courant dominant (ici le jusant, qui porte de la Manche vers l'Atlantique), comme dans les bancs classiques, est enregistré dans la direction de progradation interne des corps sableux (à l'échelle de la sismique très haute résolution).

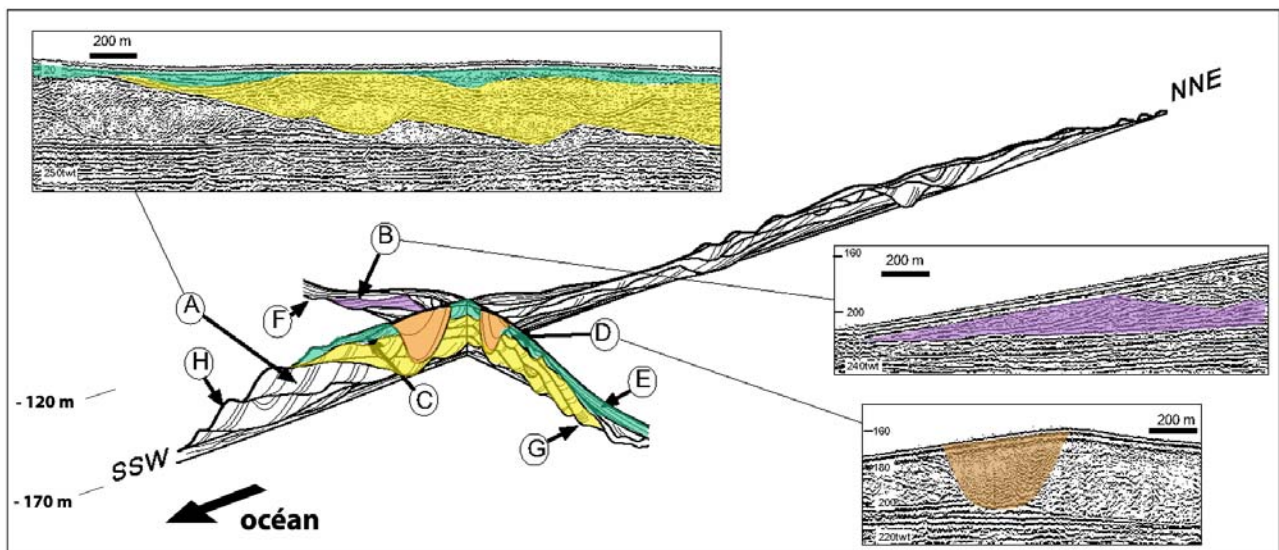


Figure 5 : Synthèse de l'architecture interne du banc du Kaiser, d'après (Reynaud *et al.* 1999d). Les couleurs sont rapportées aux principales géométries internes du banc : (i) des unités mauves en accrétion latérale, typiques de bancs tidaux ; (ii) des unités jaunes, constituant la majeure partie de l'édifice, et interprétées comme des dunes géantes tidales ; (iii) une unité orange de chenaux 'perchés' ; (iv) une unité verte formée par la destruction partielle des dépôts sous-jacents.

Ces corps sableux, montrant des cliniformes pentés à 12°, ont une base érosive marquée par des surcreusements sinueux, cartographiés par Tania

Marsset (Figure 6). Le trait le plus particulier du banc du Kaiser est la présence d'une unité incisée en "chenal perché" et comblée sur place avec une composante en

accrétion latérale et une autre en progradation vers l'océan (Figure 5).

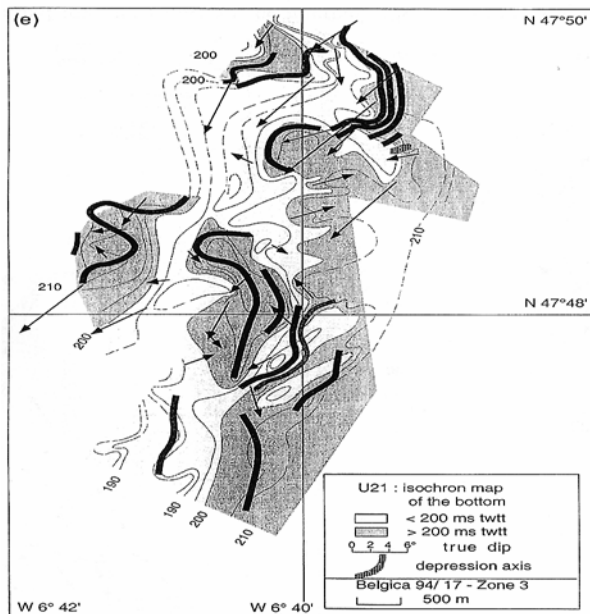


Figure 6: Carte isochrone d'une des unités 'jaunes' de la Figure 5 (Marsset *et al.* 1999). Tania Marsset a montré avec cette cartographie la forme sinueuse des dépressions à la base de ces unités. Nous avons interprété ces dépôts comme des grandes dunes tidales, en les comparant avec des simulations numériques (Rubin 1987).

Cette unité est invisible dans la topographie du banc, tronquée par la surface externe. Ceci suggère que la dynamique qui a façonné la forme externe actuelle du banc est érosive (i), sans rapport avec la dynamique qui prévalait lors des dernières phases de sa construction. Toutefois, cette conclusion est affaiblie par (ii) la coïncidence entre un taux d'amalgamation des unités internes inversement proportionnel à la hauteur du banc (maximal dans la partie centrale du banc, qui présente une dépression topographique marquée). Je n'ai pas développé cet aspect dans les publications, parce que je ne voyais pas comment interpréter les observations (il y a tellement peu de place dans un article 'moderne' qu'on y met uniquement ce qui peut servir le résultat). Mais il n'y a pas de contradiction réelle entre (i) et (ii) : l'érosion terminale peut être partielle, et certains traits de la morphologie du banc originels. C'est d'ailleurs une des

conclusions tirées dix ans après sur la marge profonde du New Jersey (Goff *et al.* 2005).

A cause de la multiplicité des surfaces d'érosion (internes et externe) dans cette architecture, j'ai d'abord évoqué l'hypothèse de multiples chutes du niveau marin, en congrès (Reynaud *et al.*, 1993) puis dans un article publié aux CRAS (Reynaud *et al.* 1995). Cette hypothèse 'alocyclique' est aussi pour partie celle que publia Serge Berné (Figure 7) dans sa synthèse sur les bancs français (Berné *et al.* 1998).

Malheureusement pour moi, je m'étais retiré des auteurs de cet article très cité, car à l'époque je m'étais rallié à l'interprétation 'autocyclique' défendue par Bob Dalrymple. Cette interprétation, publiée l'année d'après (Reynaud *et al.* 1999d), était que les corps sableux progradants préservés dans le banc représentaient des dunes chevauchantes géantes migrant sous l'effet du jusant dominant. Je montrais que les paramètres géométriques des structures sismiques préservées dans ces unités étaient cohérentes avec les modélisations de Dave Rubin sur les dunes (Rubin 1987), et notamment que les surcreusements sinueux pouvaient représenter la migration des scours pits de dunes 3D (Figure 6). La paléo-bathymétrie indiquée par ces dunes, basée sur leur hauteur (Yalin 1963), était également cohérentes avec les prédictions de Huthnance basées sur l'espacement des bancs (Huthnance 1982a): toutes deux donnaient des tranches d'eau de 65 m. Par ailleurs, les directions moyennes de progradation de ces dunes géantes montraient un angle de 15° avec l'axe du banc, cohérent avec la rotation antihoraire typique de l'allongement des bancs tidaux dans l'hémisphère nord par rapport au courant dominant (Kenyon *et al.* 1981). Il s'agissait donc bien d'un banc tidal, mais formé essentiellement par une cohorte de dunes géantes, pas par l'accrétion latérale progressive de lames de mégarides (comme dans le modèle de Kenyon).

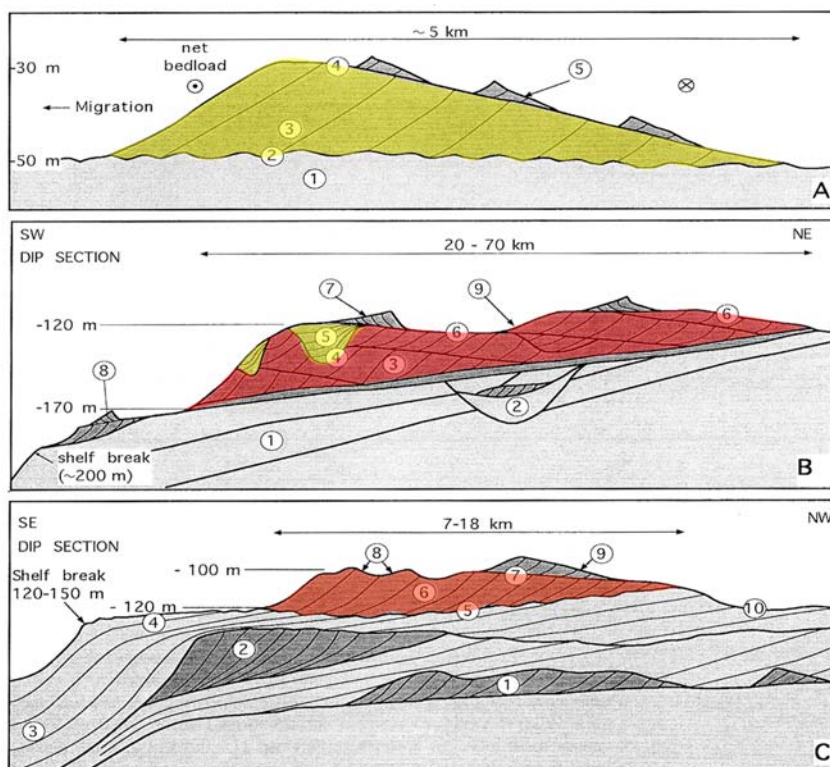


Figure 7 : Comparaison entre : A - les bancs de la Mer du Nord (archétypes des bancs tidaux); B - les bancs celtiques; C - les bancs de shoreface de bas niveau du Golfe du Lion (Berné *et al.* 1998). J'ai ajouté en jaune les dépôts transgressifs et en rouge les dépôts de fin de chute ou de début de remontée, selon l'interprétation de cet article. Par analogie avec le Golfe du Lion, le corps principal des bancs celtiques était assimilé à un dépôt deltaïque ou estuarien de bas niveau marin, ainsi que dans l'hypothèse de Bouysse (Bouysse *et al.*, 1976). Les chenaux perchés (ici en jaune dans B) étaient interprétés alors comme des chenaux estuariens comblés (la signature de la remontée), et la forme érosive externe des bancs comme la surface de ravinement transgressif.

Comme je l'ai dit, cette interprétation de banc tidal a été un revirement total avec le modèle développé dans ma thèse, qui faisait des bancs les reliques de deltas à prédominance tidale (Reynaud 1996). Tous les éléments d'un delta, dans leur géométrie et leur position relative pouvaient être 'trouvés' dans le banc du Kaiser. Les deux éléments déterminants étaient (i) la présence des chenaux au sommet de la construction ; (ii) l'exclusivité des structures progradantes vers le large. Le problème majeur est qu'un delta, même subtidal, ne se met pas en place à 65 m de profondeur. Bob Dalrymple, à partir d'analogues actuels dans la baie de Fundy, m'a montré que les chenaux perchés pouvaient être des *swatchways*, chenaux sous-aquatiques qui canalisent le flot et le jusant quand la constriction du courant au droit du banc devient trop forte pour que les transferts soient également répartis à sa crête (Figure 8).

Ce revirement de 'lecture' m'a fait comprendre la nécessité absolue d'une quantification fine des morphologies pour faire un diagnostic en termes de grands corps sédimentaires (il est facile de déterminer

une dune dans l'ancien, mais du point de vue géométrique une barrière littorale peut être confondue avec un banc d'offshore...). Interprétés comme des *swatchways*, ces chenaux traduisaient alors la diminution de la tranche d'eau suite à la construction rapide du banc (également démontrée par le fort angle de chevauchement des dunes) : c'était un phénomène autocyclique. Ce 'rattrapage' du niveau marin par l'accumulation sédimentaire permettait également d'expliquer pourquoi le banc était plus épais dans sa partie la plus profonde ET avec des unités moins amalgamées : la plus faible amalgamation correspondait avec un angle de chevauchement plus grand des dunes, signifiant un plus fort taux de transfert sédimentaire sur le fond (Allen 1984). Cette interprétation purement hydrodynamique des chenaux s'opposait aussi à la vision deltaïque (ou estuarienne) d'un point de vue stratigraphique : dans les deltas, les horizons émergifs ponctués de chenaux sont des surfaces-temps 'alocycliques' associées aux limites de séquences (fin de haut niveau et début de chute du niveau marin). Ici, les chenaux n'impliquaient qu'une modulation de la

dynamique dans le continuum de la construction sédimentaire, *toutes choses égales par ailleurs* (comme aimait à le dire mon maître Jean Trichet). Un des résultats les plus importants de ce travail est donc

l'association d'érosion profondes et multiples dans un dépôt néanmoins très fortement aggradant. L'érosion n'est que la trace du déplacement de sédiment, pas d'une ablation.

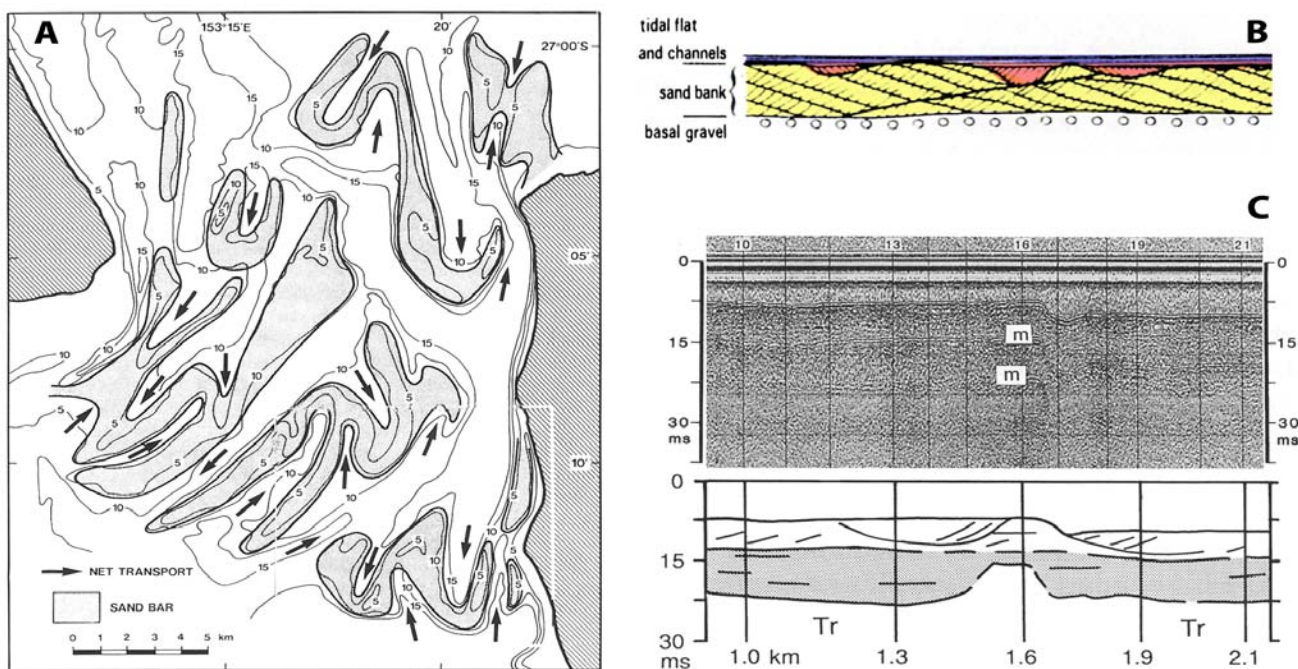


Figure 8 : Bancs tidiaux estuariens. A : Moreton Bay, Australie, d'après Peter Harris (Dalrymple et Rhodes 1995). Les 'ombilics' qui affectent la crête des bancs (flèches) correspondent à des débuts de chenalisation des courants de marée, suivant un mécanisme proche du modèle de Caston pour les bancs de plate-forme (Caston et Stride 1970). B : Illustration schématique d'un comblement estuarien tidal produit par le chevauchement de barres sableuses (Stride *et al.* 1982). On remarque les mêmes chenaux, ou 'swatchways', au sommet de la séquence. Cela traduit l'accélération des courant sous l'effet de leur constriction vers la fin du comblement. C : Ces chenaux sont observés en sismique dans la Baie de Fundy (Dalrymple et Zaitlin 1994).

Déjà, dans ma thèse, les bancs étaient bien des édifices construits par le delta, et non pas creusés par l'érosion. C'est une différence fondamentale qui demeure, malgré mon changement d'interprétation, avec l'idée de Serge Berné, selon laquelle les bancs sont des lambeaux érodés d'un delta initial qui devait couvrir une grande partie des Approches de la Manche (Berné *et al.* 1998). Nous restons cependant d'accord avec Serge sur deux points fondamentaux : (i) les courants de marée sont le moteur principal de la formation des bancs (ii) la morphologie en bancs semblait avoir été acquise à un

stade précis de la dernière transgression. La rapidité de cet événement est attestée par le fait que les chenaux sommitaux sont comblés sur place. Les causes d'un 'maximum tidal' sont à relier avec l'évolution de la morphologie de la plate-forme au cours de la montée du niveau de la mer, ce qui a été un des aspects du travail de Bernadette Tessier dans son HDR (Tessier 1997). Bernadette a montré, sur la base d'un calcul simple, que le golfe des entrées de la Manche était en résonance avec l'onde semi-diurne de la marée atlantique pour un niveau marin à -100 m (Figure 9).

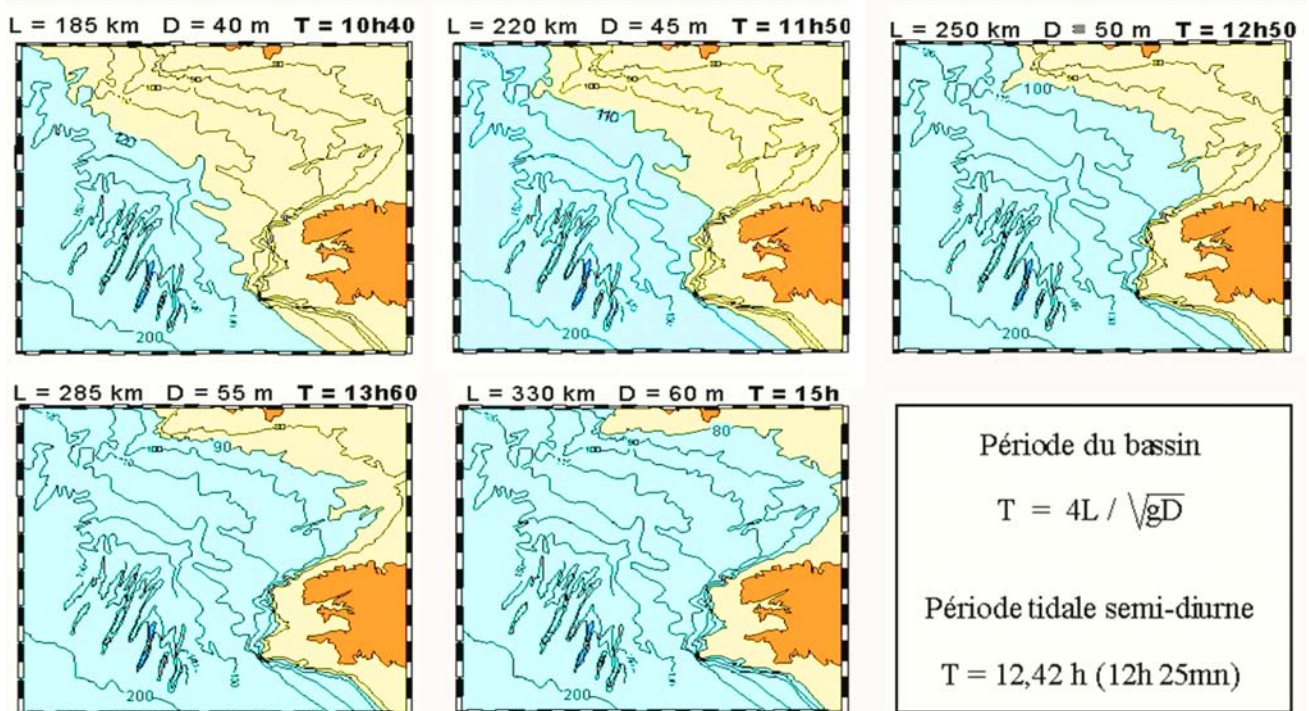


Figure 9 : Résonance tidale du golfe des Entrées de la Manche. Un des mécanismes que nous voulons tester pour la formation des bancs celtiques (ici visibles dans les créneaux des lignes bathymétriques de la plate-forme profonde au large de la Bretagne), c'était que les courants de marée pouvaient avoir eu un paroxysme lors de la dernière transgression, correspondant à la phase d'incision des chenaux perchés (voir Figure 5). Bernadette Tessier a calculé que le bassin devait avoir eu une phase de résonance quand le niveau de la mer était 100 m en-dessous de l'actuel : pour les géométries propres au golfe des entrées de la Manche à ce moment de la transgression, la 'période propre' de résonance du bassin, calculée à partir de sa longueur L et de sa profondeur D, est de 12h50, ce qui est très proche des 12h25 du cycle semi-diurne des marées. En deçà et au-delà, l'accord entre l'onde (la marée) et le résonateur (le bassin) n'existe pas et les fonds amortissent davantage les courants (Tessier 1997).

Cela rejoignait les conclusions de Belderson, qui avait produit le premier modèle hydrodynamique du bassin (Belderson *et al.* 1986). La phase de résonance coïncidait presque avec un ressaut topographique à -90 m (nez de marche suggérant le stationnement du rivage). Si on cale cette paléo-profondeur sur les courbes du niveau marin disponibles, cela correspond également à l'épisode froid du Younger Dryas, durant lequel la remontée eustatique a été bloquée. Ces rapprochements d'idées restent spéculatifs, même si nous avons depuis poussé la modélisation plus loin (voir chapitre 5).

La principale critique de ce modèle de résonance tidale est que les lignes bathymétriques peuvent difficilement servir à tracer les paléorivages à l'échelle de la Mer celtique, si la déformation liée à l'isostasie glaciaire du

domaine britannique est aussi importante que le prétend Robin Wingfield (Wingfield 1995). Pour lui, il y a en effet un problème majeur : c'est que la limite amont des bancs est beaucoup plus profonde (140 m) au nord qu'au sud, ce qui évidemment pose un problème si les bancs ont été construits dans un stade –forcément synchrone- de résonance tidale du bassin. Pour lui, c'est que le rebond isostatique a joué davantage au nord qu'au sud. Sur ce point, les questions demeurent sans réponse.

Sur la Bassure de Baas

Du fait de sa position dans des fonds de 30 à 40 m en Manche orientale, la question de l'héritage ancien de ce banc ne se posait pas réellement : il s'agit

nécessairement d'une structure 'flandrienne' au sens strict, c'est-à-dire façonnée par la dernière transgression glacioeustatique. La carte des dépôts superficiels montrait clairement la prédominance de la dynamique tidale à la surface du banc, et le parallélisme avec les courants de marée (Augris *et al.* 1987). Ce qui était moins évident, comme pour la Mer celtique, c'était le mécanisme à l'origine du banc. Pour les géographes, les bancs de Manche orientale étaient barrières littorales reliques (Ters *et al.* 1980), même si leur caractère de

bancs tidaux sautait au yeux sur les données sismiques disponibles à l'époque (Lapierre 1975). Le résultat principal de notre étude sismique sur la Bassure de Baas est d'avoir montré un découplage entre la partie active du banc, essentiellement constitué par une unité sommitale (Figure 10), et son édifice principal, marqué par de nombreuses érosions internes, mais répondant au modèle général d'accrétion latérale défini par Neil Kenyon (Kenyon *et al.* 1981).

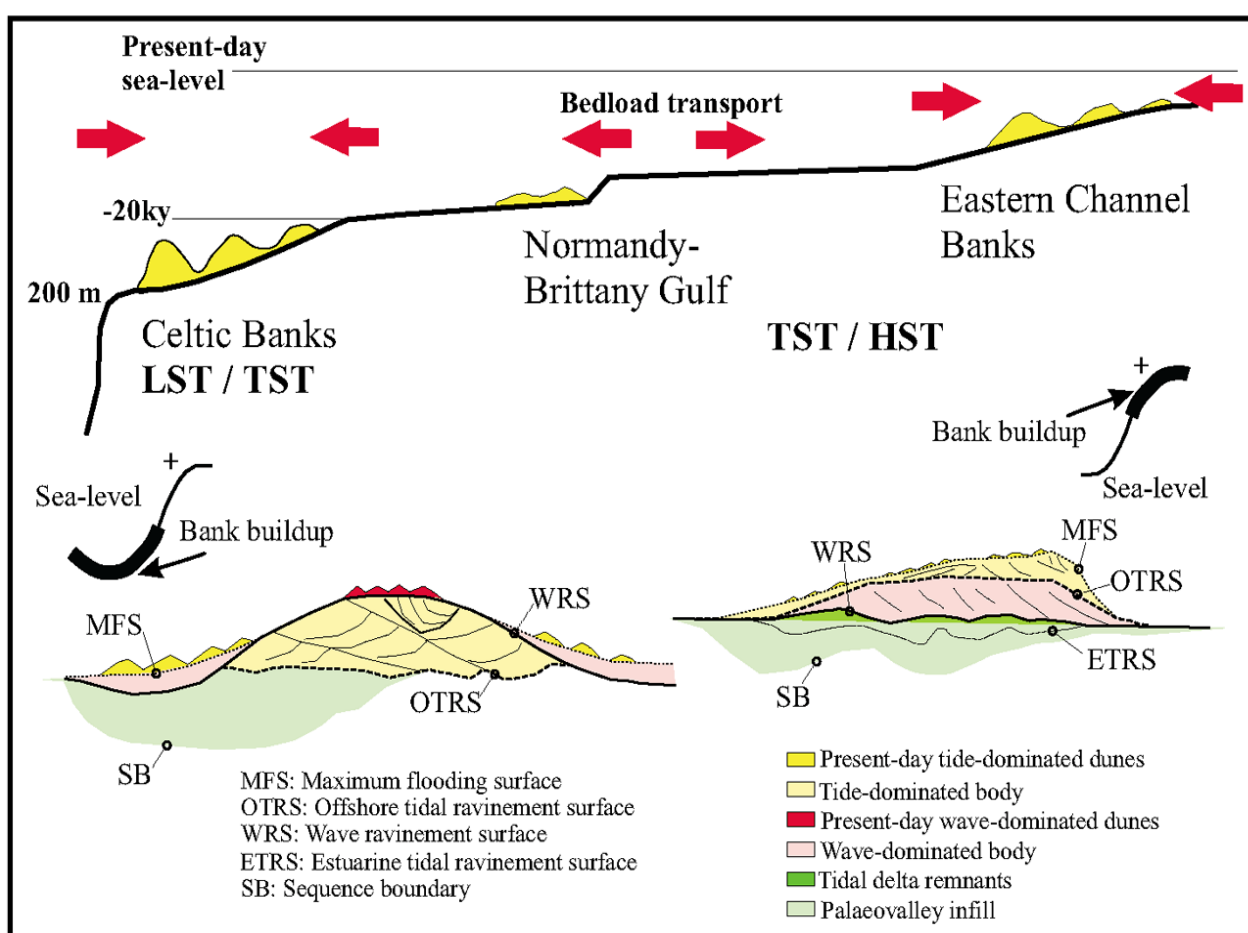


Figure 10 : Comparaison entre l'architecture de la Bassure de Baas, en Manche orientale, à droite, et le banc du Kaiser, en Mer celtique méridionale, à gauche (Reynaud *et al.* 2003). La Bassure de Baas se forme en fin de montée du niveau marin, tandis que le Kaiser se forme au début de la transgression. Noter la variation de position respective des surfaces de ravinement par la houle (WRS) et de ravinement tidal (OTRS). La présence à la base de la Bassure de Baas d'une surface de ravinement par la houle (qui est aussi la surface de transgression) tient au fait que la zone était exondée préalablement (ce qui n'est pas le cas des bancs celtiques).

L'unité sommitale, à base érosive plane et sub-horizontale, correspond à la regradation du banc suite à

un épisode majeur de destruction par les tempêtes. C'est une unité 'labile' par essence, exclusivement formée de grandes dunes en transit vers le Nord. Les flancs du

banc sont essentiellement des surfaces d'érosion, sécantes sur les dépôts antérieurs. Ce dispositif suggère que la période actuelle correspond à une phase de 'resserrement' du banc, qui devait être précédemment plus étalé, les dépôts érodés sur ces côtés se trouvant probablement piégés dans l'unité sommitale en transit. La limite entre érosion et dépôt est contrôlée par la profondeur, avec un niveau de base entre -5 et -10 m, et pourrait être le fait d'une combinaison houle-courant faisant monter la vitesse critique d'entraînement au dessus de cette surface. Ce point reste à tester : nous avons prévu de faire des expériences en bassin avec Georges Chapalain, mais le projet n'a pas vu le jour. Après mon départ de Lille, Georges a continué de développer un modèle de transport des dépôts en transit (notamment des sables fins) couplant la modélisation numérique et des données expérimentales (pièges à particules).

Un autre résultat important de cette étude a été de montrer, à la base de l'édifice du banc, une unité litée aggradante localement préservée à l'intersection entre le banc et la paléovallée comblée de l'Authie. Ceci suggérait que, à l'instar des bancs de Flandre étudiés par

DYNAMIQUE SUPERFICIELLE

Dans cette partie je ne reviendrai pas sur le chantier de la Bassure de Baas, car la carte morphosédimentaire était déjà acquise quand nous avons commencé à y travailler. Je me concentrerai sur les bancs celtiques, dont on ne savait que peu de choses sur leur dynamique superficielle : (i) de grandes dunes migrant vers la crête des bancs avaient été repérées sur les profils bathymétriques (Bouysse *et al.* 1976), notamment dans le secteur de l'Espérance ; (ii) la carte des sédiments superficiels avait été levée, montrant notamment la répartition granulométrique, la teneur en carbonates et les composants biogéniques (Bouysse *et al.* 1979). Sur

le programme MAST-Resecused (Trentesaux 1993), les bancs de la Manche pouvaient avoir une origine estuarienne. Cela rejoignait également l'hypothèse de barrières littorales submergées (Ters *et al.* 1980).

Je me rends compte aujourd'hui de la similitude de ce banc avec le Kaiser, dont (i) la partie active est également composée de grandes dunes et (ii) dont les flancs sont très érosifs, témoignant d'une récente reprise d'activité.

Une différence fondamentale, toutefois, est la position des surfaces-clés : dans le cas des bancs formés au-dessus de la ligne de bas niveau marin, comme la Bassure de Baas, la base du système est marquée par une surface de ravinement par la houle (surface de transgression), qui est la source du sédiment. Pour des bancs formés en-dessous de cette ligne, le 'diasthème' source de sédiment est la surface de ravinement tidal (Figure 10). Il s'ensuit que les bancs de haut-niveau marin sont potentiellement des structures combinées houle-courant, tandis que les bancs de bordure de plateforme sont potentiellement des structures tidales plus développées (épaisseur, etc...).

ce dernier point, Bouysse, à partir des proportions relatives en bryozoaires branchus et lamellaires, avait montré la puissance de l'outil faunistique pour reconstruire les vecteurs de courant résiduel. J'allais reprendre cette idée avec les bivalves, sur la base de nos données propres. Le travail sur les faunes nous a notamment permis d'identifier un stock résiduel du Quaternaire ancien, essentiellement des bivalves, et un stock glaciaire à actuel (Reynaud *et al.* 1999a). J'ai interprété le gap entre ces deux stocks comme (i) le fait que, statistiquement, le frottement des grains sous l'effet des courants conduit à une abrasion presque totale en

un cycle climatique à 100 Ka ; (ii) la présence d'un stock ancien 'protégé' et périodiquement excavé, qui pourrait être le remplissage des vallées incisées de la plate-forme profonde (voir chapitre 3). Par ailleurs, l'évolution

spatiale de la richesse taxonomique, interprétable en termes de transport sédimentaire (Figure 11), est cohérente avec un transport horaire du sable autour du banc.

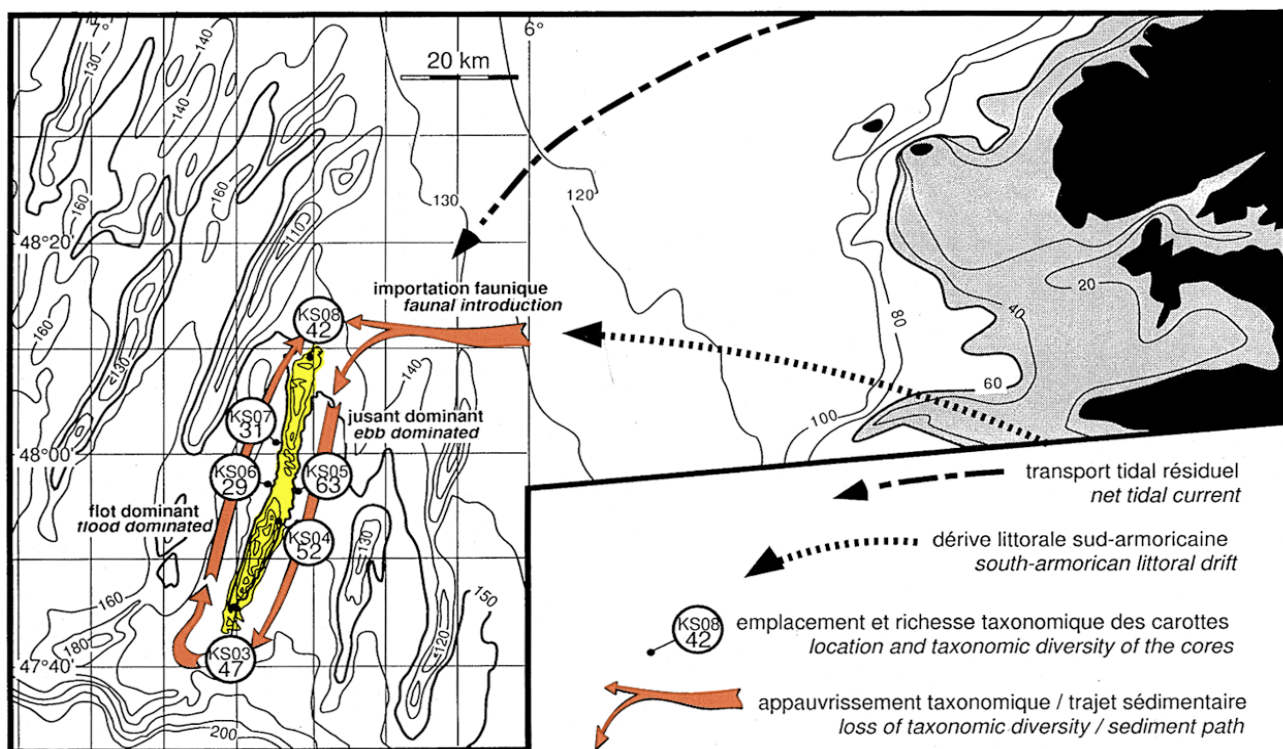


Figure 11 : Schéma de transport résiduel du sédiment à la surface du banc du Kaiser d'après l'étude des contenus fauniques des carottes prélevées à sa surface (Reynaud *et al.* 1999a). Le sédiment montre trois populations distinctes d'espèces : une actuelle, une datant du dernier glaciaire, et une du Quaternaire basal. L'évolution spatiale de la richesse taxonomique traduit l'intensité du remaniement et donc du transport. Elle décroît dans la direction de ce transport.

Les données de sonar latéral que nous avons acquises étant très riches, j'ai pu établir une carte morphodynamique des dépôts à la surface du banc du Kaiser (Figure 12), sur la base de leur lithologie et de la fréquence des remaniements (Reynaud *et al.* 1999b). Comme nous savions que des érosions sont actives dans la zone et que des courants peuvent y transporter du sable moyen à grossier, nous n'avons pas été étonnés de trouver des rides, des rubans sableux et des dunes à la surface du banc. Plus intéressant était de constater une inversion du transport d'un flanc à l'autre du banc et une obliquité générale des vecteurs de transport par rapport à la crête du banc (Figure 12). En cela, le banc du Kaiser

est très semblable à un banc tidal actif. J'ai fait toutefois deux constatations étonnantes, au regard de ce qu'on sait des bancs tidaux :

(1) Le résultat le plus étonnant est la séparation bathymétrique précise entre 2 domaines : au-dessus de 140 m, un domaine marqué par des condensations biologiques et des rides de houles, et au-dessous de cette limite un domaine où les sables mobiles dominent (Figure 12). Il a été possible, sur cette base, d'affiner les paramètres de calage des calculs de la vitesse d'entraînement par la houle et les courants de marée. Ces résultats, ébauchés dans ma thèse, ont été affinés dans un article paru par la suite (Reynaud *et al.* 1999b).

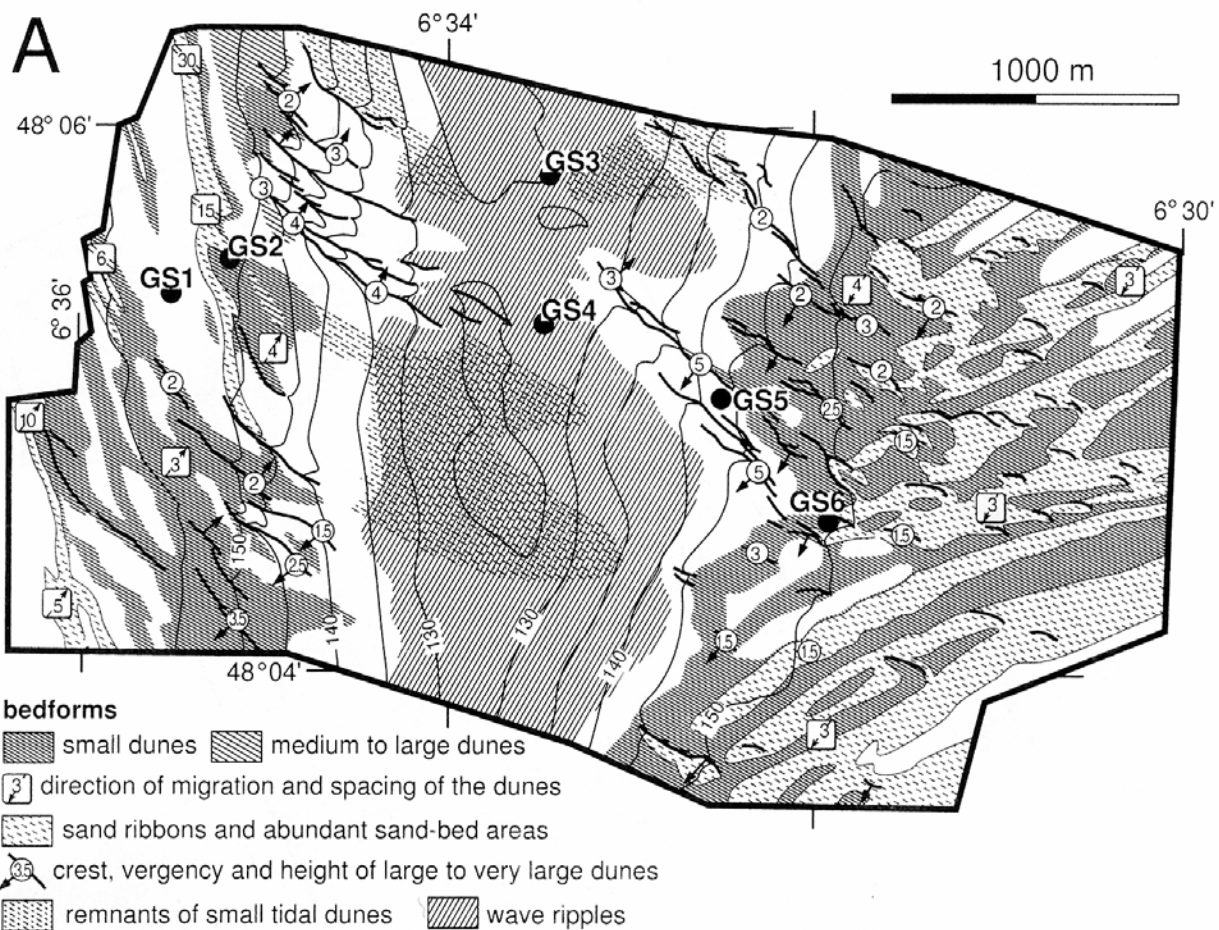


Figure 12 : Carte morpho-sédimentaire d'une des zones du banc du Kaiser entièrement couverte au sonar à balayage latéral (Reynaud *et al.* 1999b). La partie sommitale du banc est marquée par des rides de houle et des encroûtements sédimentaires. Les flancs du banc sont des zones actives pour le transport de sable. Le flanc ouest, dirigé vers l'océan, est plus déficitaire en sable mobile que le flanc est, comme le montre la présence de rubans sableux. La cartographie des dunes montre une convergence du transport sableux résiduel vers la crête du banc.

On a constaté, à la suite des études précédentes sur le banc de la Chapelle (Heathershaw et Codd 1986), que la profondeur ne limitait pas le transport du sable par les courants de marée (même si nous n'avons pas pu déterminer dans ce cas s'il s'agit de courants dopés par des ondes internes). En revanche, j'ai déterminé que la profondeur est très limitante vis-à-vis de l'action de la houle; à partir de la taille moyenne des grains mobilisés dans les rides de houle, j'ai calculé que le sommet du banc pouvait toutefois subir un remaniement sous l'effet des plus fortes houles d'hiver.

(2) Le flanc exposé au courant dominant (flanc est) n'est pas le flanc en érosion mais présentant la plus grande densité de dunes et de placages sableux, traduisant un engraissement, tandis que le flanc opposé (ouest) est lui sujet au transit (rubans sableux). L'effet topographique du banc (la décélération ou l'accélération spatiale des courants sur ses flancs) est donc occulté par un effet plus fort, que j'ai interprété dans ma thèse comme l'effet de la variation de profondeur du banc entre ses deux extrémités (Reynaud 1996). Ma conclusion était que le taux de sédimentation instantané sur le banc devait augmenter vers sa partie la plus profonde, ce qui rejoignait la conclusion issue, pour le long terme, de

l'architecture interne du banc. Je me rends compte rétrospectivement que cette conclusion générale, superposant les résultats de l'étude de surface et de l'étude sismique, aurait été intéressante à publier. Au lieu de quoi je me suis principalement limité à une interprétation des transferts sédimentaires transversaux, où c'est un courant résiduel vers l'Armorique qui explique la différence entre les deux flancs du banc (Figure 13).

L'étude des dépôts superficiels du banc du Kaiser a débouché sur l'intérêt d'étudier la dynamique sédimentaire des carbonates bioclastiques d'eau froide, sujet que j'ai développé sur le chantier du Miocène Rhodanien (voir le chapitre 3). L'étude architecturale, quant à elle, m'a conduit à développer avec Bernadette Tessier le projet de faire la modélisation numérique de la résonance tidale du bassin (voir le chapitre 5).

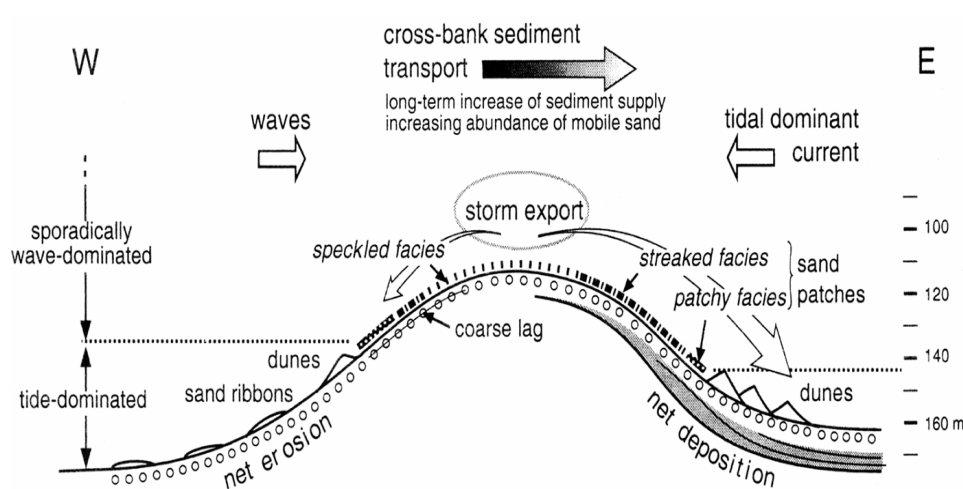


Figure 13: Schéma synthétique de la dynamique sédimentaire à la surface du banc du Kaiser, d'après l'étude des sédiments prélevés à la benne et des mosaïques de données de sondeur multifaisceaux et de sonar à balayage latéral. Ces données ont été exploitées également par le calcul des vitesses critiques d'entraînement par les courants et la houle.

CHAPITRE 3 : DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE ET STRATIGRAPHIQUE DES VALLEES INCISEES

Les vallées incisées sont une cible majeure de la recherche pétrolière et un traceur stratigraphique de choix des variations du niveau marin. Ces sont ces objets, d'abord étudiés in situ sur la marge celtique, qui m'ont amené à la géologie de terrain dans l'ancien. Je présenterai donc ici deux chantiers distincts : les vallées incisées sensu stricto de la plate-forme profonde des Approches de la Manche et les vallées 'structurales' du Miocène rhodanien ; le point commun entre ces systèmes étant un fort contrôle topographique de la dynamique des dépôts lors des transgressions marines.

ETAT DES CONNAISSANCES

Au départ, les géologues se sont intéressés à la dynamique des vallées pour calculer l'âge de la Terre, et ce à partir du taux d'érosion mesurable dans le lit des

rivières (Lyell 1853) ou en comptant les cycles annuels de crue dans les dépôts fluviolacustres varvés, à l'instar du comte de Buffon. Les discordances évidentes entre

l'incision et le remplissage font des vallées des objets emblématiques de la stratigraphie (Grabau 1906; Krumbein 1942; Wheeler 1958; Sloss 1963; Weimer 1984). A partir des travaux de Fisk sur le Mississippi (Fisk 1944), le lien avec les roches anciennes est fait dans le Carbonifère des USA, qui révèle des corps sableux allongés 'chenalisés' attribués à des dépôts fluviaux (Siever 1951) ou deltaïques (Pepper *et al.* 1954).

Wilson est parmi les premiers à envisager un remplissage alimenté par la mer, en particulier sous l'effet des courants de marée (Wilson 1948). Implicitement, il y a derrière cette hypothèse le contrôle de la stratigraphie par les variations du niveau marin. Ce concept des vallées *incisées* est théorisé par la stratigraphie séquentielle (Posamentier et Vail 1988). Les vallées incisées sont alors définies comme des vallées creusées par un fleuve lors d'une chute du niveau marin relatif et remplies essentiellement par des dépôts estuariens à marins lors de la transgression suivante. Dans l'actuel, c'est une vallée sous-marine, explorable par sismique et carottages. Dans l'ancien, c'est une formation, à dominante gréseuse, présentant une géométrie serpentiforme ou dendritique. Les géologues pétroliers, qui ont trouvé dans le remplissage de ces vallées un modèle de réservoir, à l'instar des bancs de plate-forme.

Les vallées incisées prennent alors une grande importance car, outre les réservoirs géologiques qu'elles constituent (souvent du sable scellé par des argiles), elles permettent de suivre les limites de séquence et de corréliser le domaine émergé avec le bassin. Il faut noter qu'une chute du niveau relatif de la mer n'est pas la seule cause d'incision fluviale, mais c'est la seule qui conduise à des comblements transgressifs. Les surrections de bassins versants, par exemple, produisent uniquement des séquences emboîtées de progradation fluviale (Schumm 1993).

Le critère du faciès estuarien est devenu central pour la reconnaissance des vallées incisées, notamment les dépôts fins marqués par la cyclicité tidale avec au premier chef les laminations sablo-argileuses (Visser 1980). Ce sont développés ensuite les modèles de faciès à grande échelle, notamment le modèle 'tripartite' des estuaires à prédominance de la houle (barrière littorale, lagon, delta de baie), puis les estuaires macrotidaux ouverts comme celui de la Gironde (Allen 1990), aboutissant à la synthèse de Bob Dalrymple (Dalrymple *et al.* 1992).

Les nombreuses études qui ont été publiées depuis 15 ans, et dont on ne peut faire ici la revue, montrent la variabilité du modèle. Ces études ont largement profité des progrès techniques réalisés en sismique très haute résolution. Nos résultats présentés ci-après en sont un exemple. Aux extrêmes, il y a les vallées incisées comblées uniquement par des dépôts fluviaux (Shanley et McCabe 1991) ou uniquement par des dépôts marins (Pattison et Walker 1994). La majorité des exemples bien documentés montrent des successions estuariennes ravinées au sommet par des sables d'embouchure, comme dans le modèle 'emblématique' de la Gironde (Allen et Posamentier 1993). L'ensemble de ces études a conduit au modèle que Brian Zaitlin, Ron Boyd et Bob Dalrymple ont développé ensemble (Zaitlin *et al.* 1994), où l'on voit que cette variabilité est la double conséquence (i) du partitionnement 'tripartite' initial propre aux estuaires ; (ii) de la géométrie des dépôts contrôlée par les variations du niveau marin : à l'amont, on peut avoir exclusivement des dépôts fluviaux aggradants-progradants ; la vallée à l'aval pouvant en revanche être entièrement comblée par des dépôts marins aggradants.

Des modulations de la géométrie interne du système, notamment en fonction de la taille des tributaires, peuvent faire l'objet de 'sous-modèles' (Ashley et Sheridan 1994), mais la distinction avec les systèmes de

chenaux (incisions de petite taille) est fondamentale : alors que l'incision des vallées est forcée par la chute du niveau marin, celle des chenaux est contrôlée par la physique des écoulements, qui peut avoir une rythmicité autocyclique (Wescott 1993). L'étude à grande échelle des réseaux de vallées incisées a montré les différents modes de superposition des séquences de vallées. C'est notamment ce qu'a fait John Anderson et son équipe, à Houston, sur l'énorme base de données de forages de la plate-forme du golfe du Mexique (Thomas et Anderson 1994). Le motif d'empilement des séquences (ou 'nappes') à l'intérieur de la vallée permet de tracer la variation du niveau marin ou la déformation à long terme de l'encaissant. C'est en particulier un de nos résultats sur les vallées celtiques (Reynaud *et al.* 1999c).

La réinterprétation en termes de vallée incisée des dépôts de la transition terre-mer préservés assez haut sur les plate-formes continentales (au voisinage des rivages de haut-niveau marin) conduit à certaines remises en cause du concept de partitionnement volumétrique des dépôts. Le partitionnement volumétrique des dépôts est un principe de base de la stratigraphie génétique développée à Strasbourg par Jean-Noël Proust lors de sa thèse sur le Protérozoïque du Mali (Proust 1992), ainsi que par Tim Cross et

François Guillocheau (Homewood *et al.* 1992). Ce principe dit que quand le niveau de la mer baisse, les terres émergées sont érodées et les produits d'érosion progradent en domaine sous-marin ; quand le niveau remonte, les sédiments fluviaux peuvent aggrader, et le domaine sous-marin est en non-dépôt.

Dans un contexte de vallée incisée, le principe de partitionnement des dépôts ne semble pas s'appliquer. Les géomorphologues et les 'physiciens des vallées' ont montré, depuis un siècle (Davis 1899), que la réponse des profils fluviaux à une oscillation du niveau marin qui forme une séquence de dépôt interdit pratiquement toute aggradation dans le domaine fluvial pendant l'intervalle transgressif. Les épaisseurs notables de dépôts fluviaux préservés dans l'amont des vallées incisées correspondent alors à une progradation de haut niveau, intervalle dans lequel le profil alluvial se 'regrade' (Figure 14). Ce point est encore débattu. Des flux très élevés, permettant la progradation deltaïque des premiers stades de la transgression, pourraient expliquer une accumulation fluviale dans la vallée pendant une plus grande période de la remontée du niveau marin. Mais, d'après Jean-Loup Rubino, ces cas sont très rares.

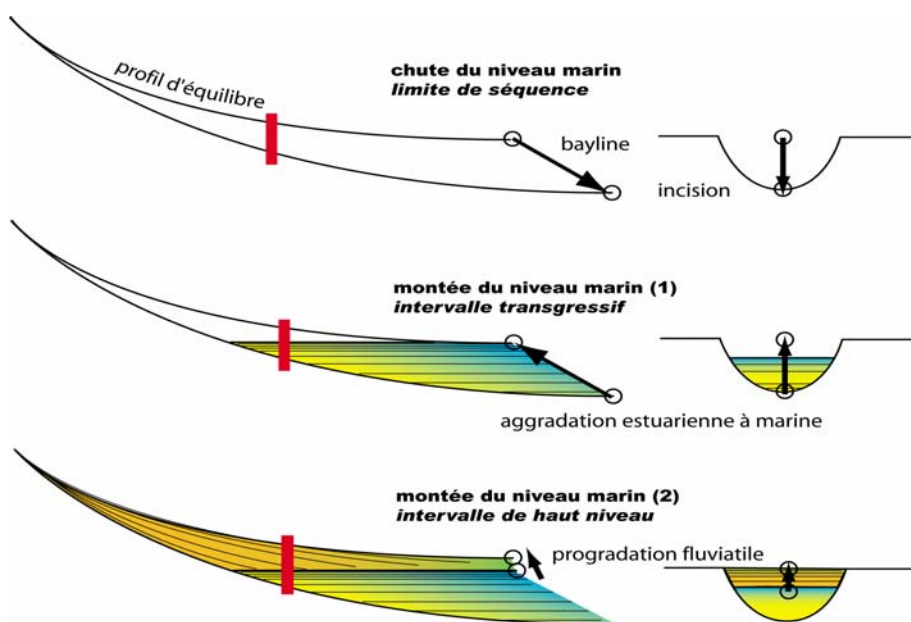


Figure 14: Agencement stratigraphique des dépôts comblant les vallées incisées, en suivant le principe d'une sédimentation fluviale nulle sur le profil d'équilibre (transfert total au bassin). Ce modèle est vérifié pour toutes les vallées incisées quaternaires que j'ai étudiées en sismique, ainsi que pour les vallées miocènes de l'avant-pays rhodanien. Il est également soutenu par un grand nombre de données pétrolières (Jean-Loup Rubino, communication personnelle).

Aujourd'hui, les vallées incisées sont intégrées à la stratonomie séquentielle, et les pulsations à haute fréquence du niveau marin sont traquées dans le dernier cycle stratigraphique (Schurr Duncan *et al.* 2000). La recherche se concentre sur la variabilité des contrôles de la géométrie et de la lithologie des réservoirs associés aux comblements de vallées, avec davantage de quantification (Nordfjord *et al.* 2005). C'est

HISTORIQUE ET ENJEUX DU PROJET

J'ai volontairement axé les paragraphes précédents sur la thématique des vallées incisées. Or, je traiterai dans ce qui suit non seulement des vallées incisées (la marge armoricaine), mais également de vallées structurales (le Miocène rhodanien). J'ai voulu réunir ici ces deux chantiers, assez différents, parce que le point commun à tous les systèmes de vallées est que la morphologie domine les processus sédimentaires. Cette idée est au cœur de mon projet de recherche (voir au chapitre 5).

La marge armoricaine

Le bassin de la Manche intègre le bassin versant des plus grands fleuves ouest-européens et les éventails profonds celtique et armoricain (Figure 15). En ce qui concerne les vallées incisées, je ne parlerai pas des vallées de la Manche orientale, dont nous avons pu préciser quelques contours (notamment la paléo-Authie) avec les données sismiques acquises dans le cadre du programme Starfish, car l'essentiel du travail était déjà fait dans la somme colossale des acquisitions de Jean-Paul Auffret, et concrétisé par la thèse de Dominique Alduc (Alduc 1979). C'est surtout Gilles Lericolais qui a travaillé dans l'optique des vallées incisées sur les données des missions Starfish et Sédimanche acquises en Manche orientale et centrale, car c'était le sujet de sa thèse (Lericolais 1997). Une autre thèse avait eu lieu en Manche occidentale, essentiellement sur la fosse

typiquement ce qu'ont fait David Menier et Nicolas Weber dans leur thèse, le premier sur l'ensemble du réseau de vallées sud-armoricaines (Menier 2003), le second sur les perthuis charentais (Weber 2004). Le risque de ces développements est évidemment de se retrouver bientôt avec des classifications tentaculaires, ce qu'on a connu pour les systèmes fluviaux de dépôt, alors que c'est vraiment une compréhension des processus physiques qui est visée (Doyle *et al.* 1999).

centrale, celle d'Anne Quesney, également encadrée par Jean-Paul Auffret (Quesney, 1983). Gilles a montré comment les profils transversaux de la fosse centrale étudiés par Anne ne pouvaient pas répondre à la question de son origine ni de son remplissage. Alors qu'elle avait fait une interprétation en nappes alluviales, le modèle 3D de Gilles a montré que la fosse était fermée à l'aval et que les dépôts qu'elle contenait étaient de nature glaciaire et deltaïque (Lericolais *et al.* 1996). On en revient toujours à cette leçon, peut-être une évidence : *seuls les objets reconnus en détail ne peuvent être interprétés que de façon univoque*. Pour revenir à la marge armoricaine, j'ai travaillé dans deux systèmes de vallées incisées : les vallées profondes des Approches de la Manche (ou vallées celtiques) et les vallées côtières sud-armoricaines. Le premier chantier était celui de ma thèse ; j'ai eu la chance de participer au second grâce à Jean-Noël Proust dans le cadre du programme COTARMOR et de la thèse de David Menier. La sismique de Jean-Paul Auffret a montré que la Manche occidentale est dépourvue de vallées : tout le réseau de Manche orientale se vidange dans la fosse centrale. Des vallées réapparaissent beaucoup plus à l'ouest, sur la plate-forme profonde des Approches occidentales. Ces vallées ont été cartographiées par le BRGM dans les années 70 à partir des mêmes profils sparker que les bancs (Bouysse *et al.*, 1976).

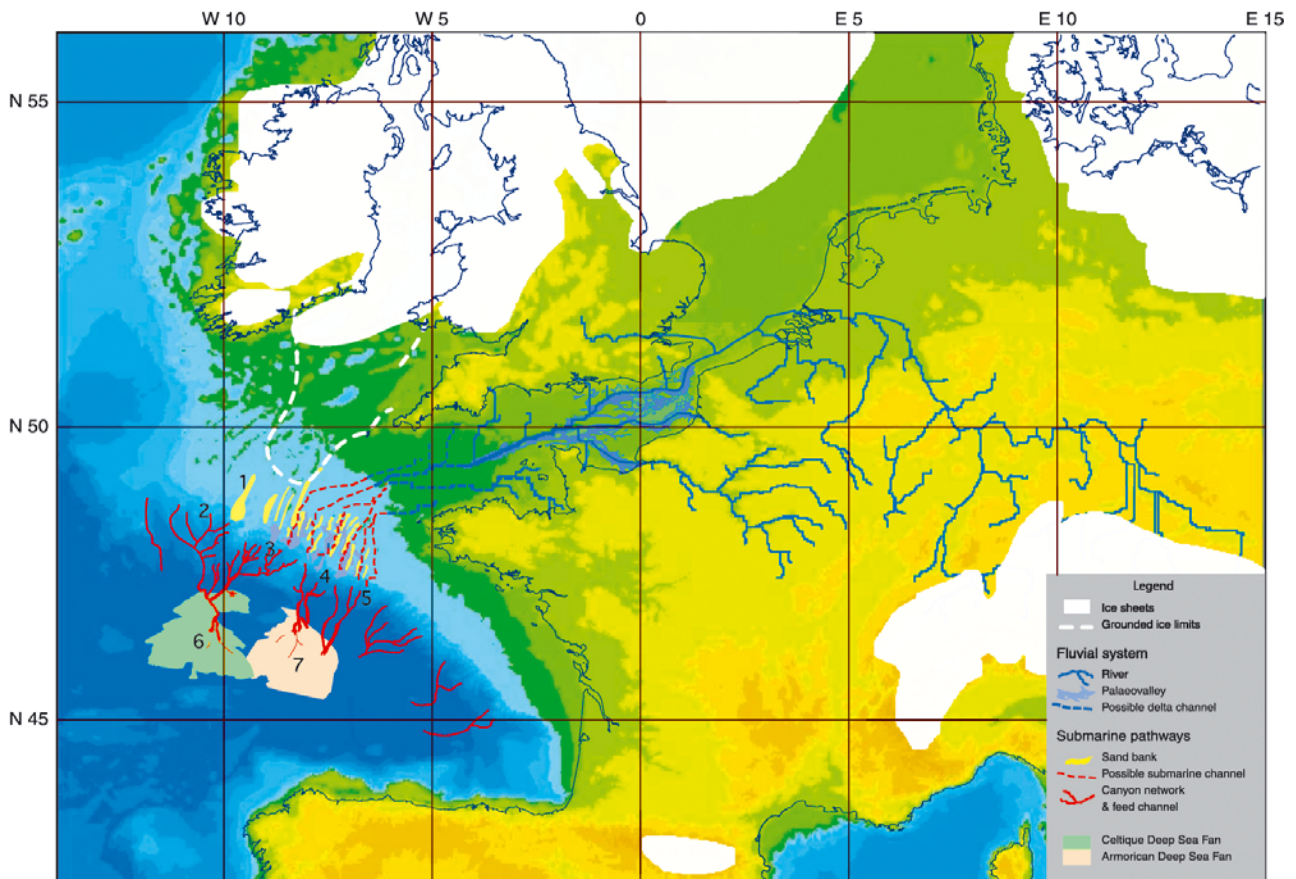


Figure 15: Le système de la Manche, synthétisé par Jean-François Bourillet (Bourillet *et al.* 2003). On remarque l'immense bassin versant, les vallées incisées de la Manche orientale, la 'perte' du réseau en Manche occidentale (pointillés), les vallées incisées de la plate-forme profonde (en pointillés rouge), les bancs celtiques (en jaune), les réseaux de canyons (en rouge), et les éventails profonds. Le rivage de bas niveau marin à -120 m est la limite vert-bleu.

Plusieurs traits du système des vallées profondes des Approches occidentales de la Manche le rendent énigmatique: Bouysse avait noté que (i) certaines vallées 'coulaient' (s'approfondissaient) vers l'amont; (ii) la direction des vallées n'est pas parallèle à la pente de la plate-forme; (iii) les vallées sont tronquées à l'amont par la surface de ravinement de la Manche (le fond de la Manche occidentale, qui est une surface d'aplanissement du substratum mésozoïque et paléozoïque); (iv) le point le plus bas des thalwegs des vallées est à 240 m sous le niveau marin actuel, soit deux fois plus bas que les plus bas niveaux marins eustatiques du Quaternaire. Malgré des troncatures par les phénomènes gravitaires propres à la pente (Evans 1990), l'exutoire des vallées concorde avec l'amont des grands canyons de la marge. Ce dernier point permet

d'établir une relation génétique entre les vallées de la plate-forme et les deltas de pied de marge, qui fonctionnent en bas niveau marin depuis le Miocène (Droz *et al.* 1999; Zaragosi 2001). Il est donc possible que les vallées soient très anciennes et enregistrent de nombreux cycles stratigraphiques. En conséquence, elles constituent une cible particulièrement intéressante, la clé du système de la Manche. C'est sur cette cible de la transition plate-forme/pente que j'ai proposé un projet de recherche au concours d'entrée du CNRS en 1997 et 1998.

L'implication des vallées dans les relations tectonique-sédimentation était au cœur du chantier des vallées sud-armoricaines, lancé à Géosciences Rennes avec pour objectif la restauration de l'évolution morphologique de l'Armorique au Cénozoïque. C'est dans ce cadre que

Stéphane Bonnet a fait sa thèse sur les vallées émergées (Bonnet 1997). Mais la rareté des témoins stratigraphiques nécessitait d'aller chercher en mer les sédiments et les cycles associés au creusement de ces vallées. C'est sur cette idée que Jean-Noël Proust développa le programme COTARMOR. L'objectif était d'étudier à partir de données sismiques et de carottages Küllenberg l'enregistrement des mouvements plio-quadernaires du bloc armoricain à partir de l'enregistrement sédimentaire et géomorphologique des vallées incisées par les fleuves côtiers. Ces vallées, dont l'incision s'amenuise vers le large et disparaît vers -70 m sur la plate-forme médiane, ne pouvaient pas être reliées aux vallées profondes de la Manche (ou à leurs homologues sud-armoricaines). Mais leur contenu était peut-être porteur de corrélations indirectes. Les moyens à la mer des universités françaises se diversifiaient, avec un fort développement de la sismique très haute résolution par petits fonds, grâce à des outils comme le SEISTEC (en œuvre notamment à Caen, Perpignan etc..) et aux unités intégrées d'acquisition et de traitement de type DELPH (en œuvre à Brest, La Rochelle etc..). En 2004, nous avons réuni ces différentes équipes autour d'un workshop de la Société Géologique de France, pour fédérer les projets futurs, notamment en termes de demandes de moyens à la mer, mais également de synthèses cartographiques et de publications.

Grâce à l'expérience que j'ai acquise sur les vallées incisées, j'ai été sollicité en 2003 par Christian Gorini pour reconsidérer, dans le cadre du GDR Marges, l'interprétation du réseau de vallées messiniennes de la Marge du Golfe du Lion. Ce travail a donné lieu au DEA d'Edda Zué, que j'ai co-encadré. J'ai demandé à Edda d'appliquer le concept des profils d'équilibre pour comparer entre eux des réseaux de vallées adjacents et en déduire la chronologie relative des creusements. J'ai également déposé en 2004 un projet de carottage sur le

vallée incisée de la Fly River, en Papouasie-Nouvelle Guinée, dont le delta, à prédominance tidale, avait fait l'objet d'un projet antérieur par Bob Dalrymple et Peter Harris (Dalrymple *et al.* 1996); mais le Marion Dufresne a cette année-là eu un changement inopiné de programmation, suite au tsunami survenu en Asie du SE, de sorte que cette opération n'a pas vu le jour.

D'un point de vue général, l'enjeu de l'étude des vallées incisées réside dans la compréhension des variations à haute fréquence du flux terrigène. Ces variations conditionnent les propriétés pétrophysiques (perméabilité, porosité...) de tous les réservoirs potentiels d'une marge jusqu'aux deltas sous-marins profonds. A la fin des années 90, les données géophysiques et les carottes acquises sur l'ensemble du système de la Manche constituaient une base de données exceptionnelle pour étudier les flux terrigènes de la source jusqu'au bassin (*From Source to Sink*, selon le libellé du programme 'Margins' de la NSF). La communauté des géosciences mobilisait d'énormes moyens techniques pour progresser dans l'acquisition des données sur les grands fonds (voir le programme Zaïango IFREMER-Total). Parallèlement, on réalisait que les processus climatiques étaient la clé pour comprendre les variations de flux à haute fréquence, et cela conduisit le CNRS à monter le programme ECLIPSE. La thématique des vallées incisées est également projetable en termes de management littoral et de développement durable. A l'échelle des environnements littoraux, la stratigraphie haute résolution des vallées côtières donne des contraintes pour comprendre l'évolution à long terme des remplissages estuariens en contexte de montée du niveau marin, avec des conséquences évidentes sur l'érosion côtière. C'est ce qui a valu au programme COTARMOR d'être financé par la Région Bretagne.

Le Miocène rhodanien

A la suite de ma thèse, Jean-Loup Rubino me proposa d'aller voir les barres tidales du Miocène rhodanien (littéralement le Miocène du bassin d'avant-pays de la vallée du Rhône), sur lesquelles il avait travaillé collectivement dans les années 80 (Lesueur *et al.* 1990). Il savait déjà que les faciès étaient contrôlés par la canalisation des courants dans les synclinaux du substratum méso-cénozoïque. Il était donc intéressant de comparer l'agencement des dépôts dans ces vallées structurales avec le modèle de remplissage des vallées incisées. Les premières recherches ont de fait révélé la présence d'importantes incisions au sein des dépôts

molassiques (Figure 16), et Olivier Parize réinterpréta progressivement en vallées incisées les 'passages latéraux' décrits par Gérard Demarcq entre les marnes et les corps tidaux (Demarcq 1970). Ce travail, associant la géométrie des corps sédimentaires, la révision chronostratigraphique, la reconnaissance et la modélisation de terrain des surfaces-temps les plus proéminentes (les surfaces d'incision et de maximum d'inondation) ainsi que le découpage séquentiel à l'ordre 3, fournit un cadre aux études de la subsidence et de la déformation de l'avant-pays alpin. Il s'est concrétisé récemment par la thèse de David Besson, encadrée par Olivier Parize (Besson 2005).

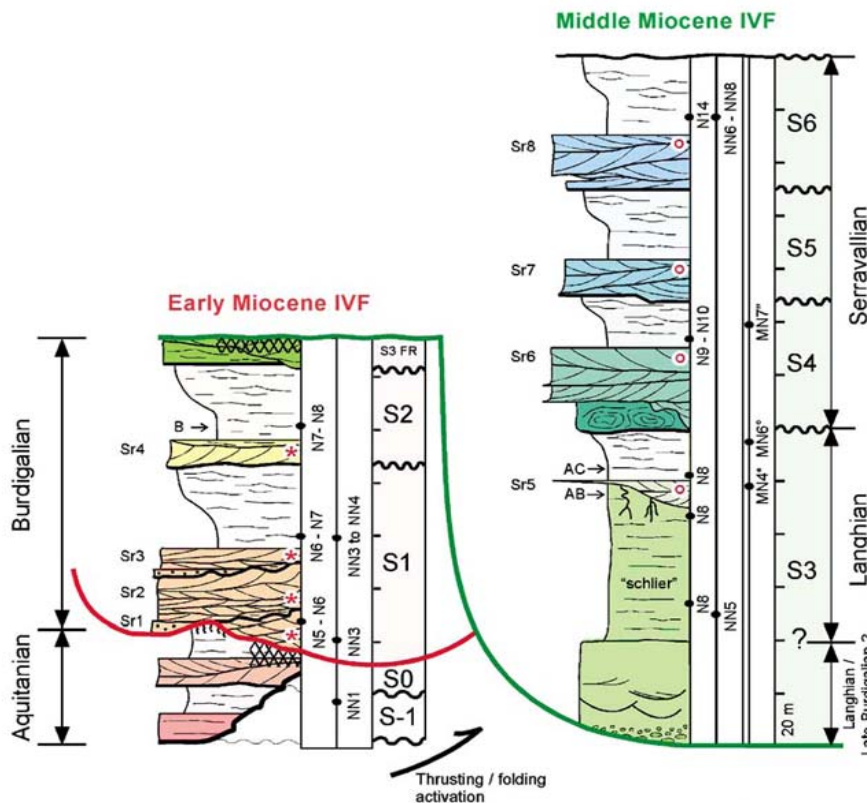


Figure 16 : Modèle d'emboîtement des séquences de dépôt de troisième ordre dans le Miocène rhodanien (Besson *et al.* 2005). Ce modèle permet d'explicitier les nombreux passages latéraux entre formations marneuses et barres bioclastiques, ainsi que la présence systématique des dépôts du Miocène inférieur en contre-haut des dépôts du Miocène moyen.

C'est dans ce contexte que j'ai commencé à travailler sur le bassin d'Uzès, un des secteurs qui n'avaient pas été étudiés depuis Demarcq. Le but était de quantifier l'amplitude du bourrelet isostatique péri-alpin à partir de la mesure des incisions dans la molasse préservée sur la bordure centralienne du bassin. Ce sujet a été ensuite intégré dans le cadre du GDR Marges-Golfe du Lion,

dont les chantiers englobaient la partie provençale du bassin rhodanien. L'objectif du GDR était d'intégrer les bassins à terre pour pouvoir déterminer le calendrier tectonique et l'amplitude de la déformation sur les différents blocs de la marge, du socle centralien ou alpin jusqu'au bassin profond méditerranéen (utilisant l'immense base de données sismiques et les forages

pétroliers). Ce travail de synthèse, développé entre autres par Michel Séranne (Séranne 1999), se poursuit toujours. Ce n'est pas sur ce projet, cependant, que j'ai mis le plus d'énergie (aussi parce qu'on s'est rendu compte qu'il y avait peu d'incisions mesurables à cette échelle). En revanche, le bassin d'Uzès s'est révélé important du point de vue de la sédimentologie des carbonates.

Après avoir encadré le DEA de Gisèle Toussaint (Toussaint 2000), j'ai développé la thématique des carbonates sur le chantier d'Uzès pour répondre à un recentrage, au Muséum, des axes de recherche du Département Histoire de la Terre autour de la paléobiodiversité (orientation confirmée en 2004 par la création d'un Master « Systématique, Evolution Paléontologie »). L'intérêt majeur des corps tidaux du Miocène rhodanien central et méridional réside dans le fait qu'ils sont presque entièrement constitués de carbonates bioclastiques. Une des premières choses que Jean-Loup m'avait suggéré de faire était une typologie des corps bioclastiques tidaux, en relation avec les

TRAVAUX REALISES

En mer : vallées de la façade atlantique française

Les vallées incisées de Mer Celtique. - Les données exploitées dans le cadre de ma thèse étaient acquises initialement pour reconnaître l'architecture de la marge (Sédimanche 1 : sismique rapide 6 traces ; et Belgica 92 : canon à eau et flûte monotracer) et le détail des structures des bancs tidaux (Sédimanche 2 : sparker monotracer). Il y avait et il y a toujours un gap dans la résolution des outils disponibles entre ces deux échelles. A l'issue de la première campagne Belgica 92, nous avons choisi comme cible le banc du Kaiser car elle permettait d'enregistrer également un tronçon de vallée situé à l'aplomb du banc. La sismique de la mission Belgica, retraitée et exploitée par mon ami Pieter Vanhauwaert à

assemblages fauniques, la dynamique sédimentaire et les cortèges séquentiels de dépôt. Ce sujet, relevant de la paléoécologie et de la taphonomie, a été développé par la suite avec Emmanuelle Vennin. Les carbonates, et notamment les carbonates d'eau froide (essentiellement bioclastiques) faisaient alors l'objet de plusieurs programmes de recherche financés par l'industrie pétrolière, et ce point apparaissait comme prioritaire. Ce projet m'a valu d'obtenir la bourse W. White de l'université de Kingston au Canada. L'idée dominante était que les corps bioclastiques correspondaient à des cortèges transgressifs, et que les marnes intercalées représentaient les cortèges de haut-niveau marin. Les faunes contenues dans les édifices bioclastiques pouvant être issues d'écosystèmes relativement profonds, il était capital de comprendre les mécanismes permettant de passer aux marnes, en l'absence de variation significative de flux terrigène (les bassins versants étant formés en majorité de calcaires). Était-ce un problème paléo-hydrologique ou paléogéographique ? Tel était l'enjeu du projet.

Gand, fut la première à montrer des surfaces de condensation et une déformation caractérisée sur des failles dans le Miocène (Vanhauwaert 1993). En revanche, cette sismique était inexploitable pour décrypter le remplissage de la vallée du Kaiser. Il fallut attendre la mission Sédimanche 2 pour avoir des informations sur sa structure interne – mais quelles informations ! La résolution du sparker était extraordinaire et sa pénétration suffisante pour décrire l'ensemble du système jusqu'au Miocène. J'avais été 'embauché' pour étudier les bancs mais je ne voulais pas laisser passer l'étude de cet objet magnifique. Après quelques tiraillements, j'ai obtenu également d'intégrer les vallées dans ma thèse. A partir des données sismiques, j'ai tracé la carte isobathe du fond de la vallée

du Kaiser et établi des cartes isopaques des différentes unités de comblement de l'incision. Ces données m'ont permis de développer un modèle morphogénétique et sédimentologique qui a fait l'objet d'une publication (Reynaud *et al.* 1999c), mais qui est demeuré spéculatif en l'absence de carottages suffisamment longs. Pour reconstituer l'histoire et la chronologie du remplissage, je me suis appuyé sur l'étude des faunes reliques observées dans les sédiments superficiels, menée avec l'aide d'Agnès Lauriat-Rage au Muséum, et qui a donné lieu à une autre publication (Reynaud *et al.* 1999a). Suite à un travail collectif du groupe Manche, ces résultats ont également fait l'objet d'une publication de synthèse (Bourillet *et al.*, 2003).

Ma thèse a servi ensuite de base à plusieurs travaux, dont le mémoire d'étude de Sophie Peyre et le DEA de Claire Gracia-Garay (Gracia-Garay 2004). Un des premiers objectifs de Jean-François Bourillet, qui pilotait le projet à l'IFREMER, fut de vérifier les correspondances (noms et âges) entre les formations décrites par les Anglais et le découpage de Philippe Bouysse. Pour cela, il obtint auprès du BGS un profil sismique qui passait par des forages pétroliers dont nous avions les logs et qui était sécant sur les deux zones. Il put également récupérer des profils de sismique pétrolière mais malheureusement, la résolution de ces données ne permettait que quelques points de calages (base du Miocène et *break-up unconformity* de l'Albien), pas décisifs pour régler notre problème. Toutefois, cette sismique pétrolière permit à Yann Calvez de préciser la géométrie de la faille médio-Manche et de la faille Aurigny-Ouessant. Le retour à la haute résolution fut opéré par Claire Gracia-Garay (Gracia-Garay 2004), qui exploita dans son DEA les données sismiques de GEOMOC et GEOBREST03 (3000 km de sparker 1KJ et flûte 6 traces sur acquisition Delph), (i) en retraitant la sismique multitrace sous SPW; (ii) en pointant les vallées, et surtout les prismes cénozoïques sous-jacents;

et (ii) en réalisant au BRGM un modèle numérique de terrain SEISVISION des surfaces-clés (avec l'aide d'Isabelle Thinon et de Pol Guennoc). La même année, une carotte de 4 m fut prélevée dans la vallée du Kaiser pendant la mission SEDICAR 4 (et dont l'exploitation n'est toujours pas faite).

Les vallées incisées sud-armoricaines. - Sur ce chantier, j'ai participé à 4 missions du programme COTARMOR, chacune consacrée à la reconnaissance d'une vallée incisée, entre Quimper et la Vendée : l'Odet (mission Géodet), le Blavet (mission Géoblavet), la Loire, (mission GéoLoire) et la Charente (mission GéoVend). C'étaient essentiellement des missions d'acquisition sismique haute résolution, mise en œuvre par l'UBO ou l'IFREMER (sparker 50-500 J, flûte monotrace et multitraces). Ce chantier a servi de cadre au DEA de Nicolas Loget et à la thèse de David Menier, ainsi qu'à plusieurs stages. La Vilaine a fait l'objet d'une mission à laquelle je n'ai pas participé, mais sur les données de laquelle j'ai aidé Nicolas, puis David, à avancer et à publier. David, qui a intégré toutes les campagnes bretonnes dans sa thèse, a réalisé la cartographie complète des vallées concernées, de Quimper à la Vilaine (isobathe de l'incision, cartes d'unités de remplissage etc...), ce qui a donné lieu à deux publications internationales (Proust *et al.* 2001b; Menier *et al.* sous presse). David a également 'revisité' les données acquises par le BRGM dans les années 70. Il a également avancé sur les corrélations terre-mer, en collaboration avec Stéphane Bonnet pour les vallées terrestres (Bonnet 1997; Bonnet *et al.* 2000) et Nicolas Brault pour les altérites (Brault *et al.* 2003). L'ensemble de ce travail fera l'objet d'une synthèse cartographique du BRGM coordonnée par Pol Guennoc. De très nombreuses données de prélèvements sédimentaires ont été acquises par ailleurs dans le Golfe du Morbihan par David Menier et Evelyne Goubert, ainsi que de la sismique petits fonds SEISTEC par Bernadette Tessier.

Ces données propres au golfe font l'objet de la thèse de Lucia Belmonte à l'UBS. Lucia développe un modèle morphodynamique et stratigraphique du golfe qui devrait servir de base à un projet de modélisation numérique que nous souhaitons développer avec Bernadette et David (voir chapitre 5).

A terre : vallées du miocène rhodanien

Dans le cadre du projet CEPAGE, je me suis consacré d'abord au bassin d'Uzès-Castillon, avec 4 missions entre 2000 et 2004, puis au bassin de Sommières depuis 2004. L'étude de terrain, essentiellement basée sur de l'analyse de faciès et de l'architecture sédimentaire à partir de panneaux photo (car les barres bioclastiques affleurent en falaise), a donné lieu au DEA de Gisèle Toussaint (Toussaint 2000). A la suite de ce travail, force était de constater que, malgré de bonnes conditions d'affleurement sur la molasse d'Uzès proprement dite, le modèle stratigraphique de remplissage de la vallée et du bassin d'Uzès ne pouvait pas être déterminé sans données de sub-surface. J'ai donc recherché et compilé les données disponibles à la

BSS du BRGM. Ces données, ajoutées aux données de terrain, jettent un éclairage nouveau sur les relations tectonique-sédimentation du secteur, en contradiction avec les publications antérieures (Demarcq 1970). Un article au BSGF est en préparation sur ce travail. La molasse bioclastique d'Uzès, formation principale du bassin d'Uzès, a été étudiée parallèlement avec beaucoup de détail du point de vue sédimentologique, en particulier grâce à la participation d'Emmanuelle Vennin sur la pétrographie et paléoécologie des carbonates (plus de 150 lames minces). Cette formation a fait l'objet de plusieurs 'confrontations' sur le terrain, d'abord avec Bob Dalrymple et Noel James, puis avec les membres du GDR Marges, lors d'une excursion que j'ai pilotée au printemps 2005. De ce travail est issue une publication internationale (Reynaud *et al.* sous presse). Par ailleurs, le travail de terrain sur les vallées incisées rhodaniennes est toujours en cours dans le cadre du GDR Marges, avec une extension vers le bassin du Languedoc, dans le cadre des corrélations onshore-offshore.

RESULTATS

LES VALLEES PROFONDES DES APPROCHES OCCIDENTALES DE LA MANCHE

Le tracé des vallées par Bouysse (Bouysse *et al.* 1976) a été repris par Sophie Peyre (Figure 17), puis par Claire Gracia-Garay (Gracia-Garay 2004), suite au travail de Pieter Vanhauwaert (Vanhauwaert 1993), et il est apparu des différences importantes, imputables à l'écart de résolution des différentes sismiques utilisées : plus la détection du fond est floue, plus le contact d'une surface faiblement oblique ou tangente sur le fond, comme c'est le cas d'une berge de vallée incisée (pente $<1^\circ$), sera imprécis en carte. Certaines vallées peu profondes n'avaient pas été vues par Bouysse. Ma contribution, dans ce travail collectif a porté sur l'interprétation

morphologique et le modèle de remplissage de la vallée du Kaiser (Reynaud *et al.* 1999c). Je ne vais pas détailler ici, seulement présenter les résultats principaux : (i) la vallée du Kaiser est constitué d'une vallée principale et d'affluents, le tout formant un réseau anastomosé ; (ii) le creusement maximum de la vallée principale a été atteint avant le début de comblement du système ; (iii) le comblement est formé de séquences de dépôt empilées dans la vallée (

Figure 18) ; (iv) la morphogenèse du réseau se poursuit pendant le remplissage sous l'effet d'aplanissements successifs, qui limitent les séquences de dépôt et

façonnent des terrasses étagées sur les berges de la vallée; (v) chaque séquence de dépôt est constituée d'une ceinture de chenaux incisée dans des séries aggradantes de colmatage de la vallée. Ces résultats ont été interprétés en termes de modèle de faciès et de traçage de la déformation. En ce qui concerne le modèle de faciès, j'ai pris comme référence le modèle de Zaitlin (Zaitlin *et al.* 1994). De cette comparaison j'ai déduit que deux interprétations étaient possibles: le sandwich de chenaux et de dépôts de colmatage peut correspondre soit à la succession de dépôts estuariens d'embouchure tronqués par des dépôts marins transgressifs, soit à celle de dépôts deltaïques à fluviaux de tête de baie (*bayhead*

delta) incisés dans des dépôts de bassin estuarien transgressif. Dans tous les cas, c'est bien la transition terre-mer qui est préservée, ce qui signe définitivement un creusement fluvial des vallées. L'âge du scellement des vallées est attribué par les assemblages de foraminifères à la transition Plio-pléistocène (Evans et Hughes 1984). Chaque séquence de dépôt décrit un cycle de variation du niveau marin relatif. Plus récemment, Claire Gracia-Garay a pu caractériser une nouvelle architecture de remplissage dans une autre vallée, montrant des structures en accrétion latérale de grande échelle (Gracia-Garay 2004).

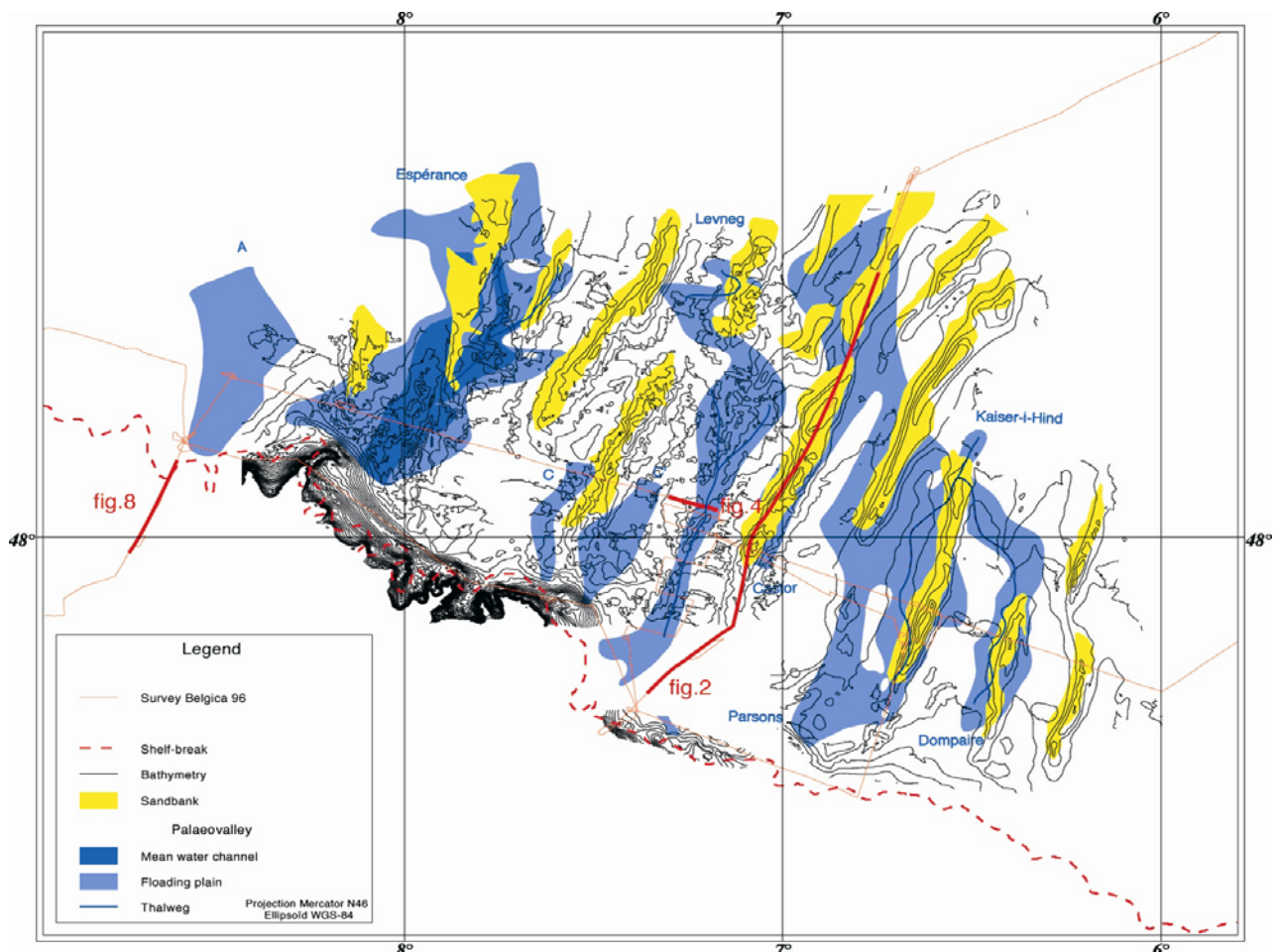


Figure 17 : Cartographie des vallées et des bancs établie par Sophie Peyre à l'IFREMER, sur la base des données récentes de sismique (Bourillet et Lericolais 2003). La comparaison avec la carte antérieure du BRGM (Bouysse *et al.* 1976) nous a révélé des différences importantes, imputées à la résolution des données sismiques utilisées. La carte de Bouysse ne montrait pas la connexion systématique des vallées avec le rebord de la plate-forme. Le travail récent de Claire Gracia-Garay sur les données GEOMOC a confirmé la connexion entre les vallées et les canyons (Gracia-Garay 2004).

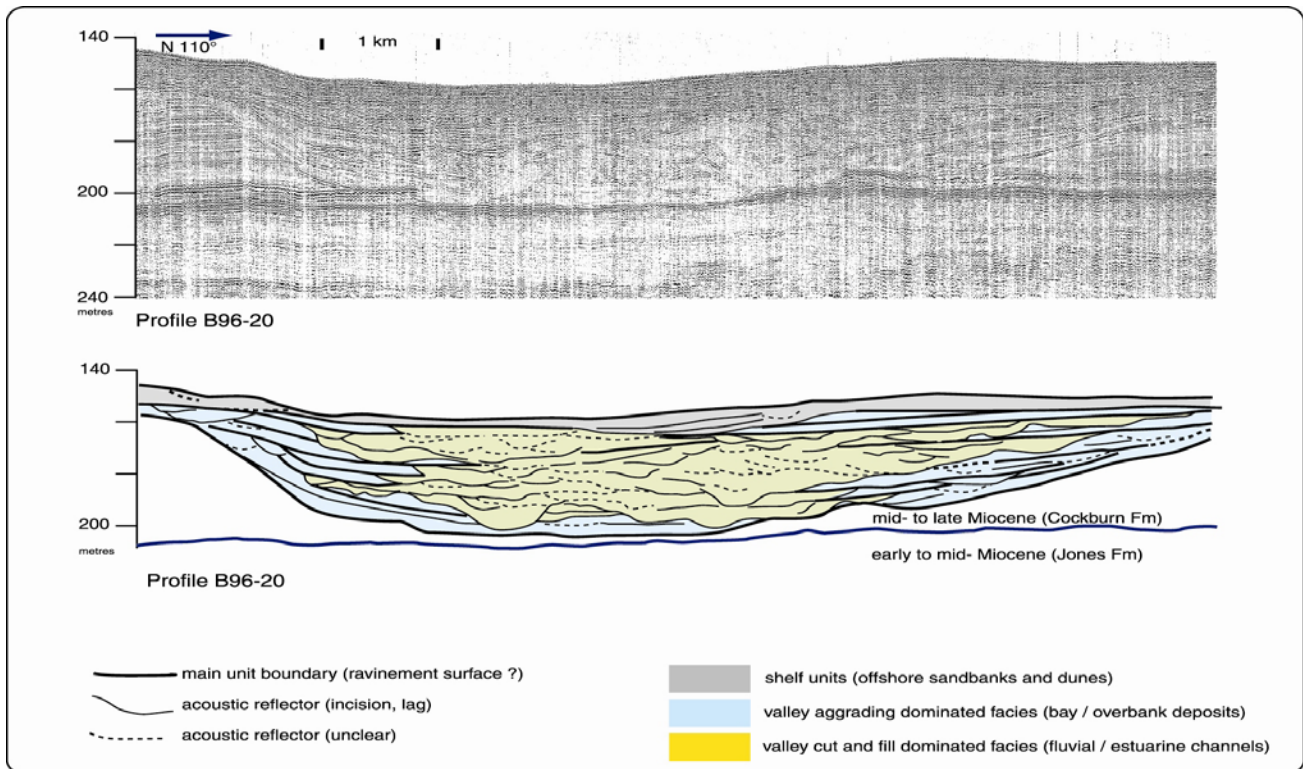


Figure 18 : Exemple de comblement des vallées incisées de la plate-forme profonde des Approches de la Manche, la vallée du Kaiser (Bourillet et Lericois 2003). Cette coupe reprend l'architecture décrite dans ma thèse. On voit en particulier les deux faciès constitutifs du comblement (les chenaux en jaune et les dépôts aggradants en bleu), ainsi que l'empilement des séquences de dépôt, incisées les unes dans les autres par les faciès chenalisés. Sur la gauche du profil, on distingue la conjonction entre une limite de séquence et une terrasse en position d'interfluve.

En ce qui concerne le traçage de la déformation, j'ai reconstitué le motif d'empilement des séquences dans la vallée, qui décrit une succession en progradation-rétrogradation (Figure 19). La vallée, étroite à l'amont, s'élargit et s'approfondit vers l'aval, ce qui est cohérent avec un niveau maximum d'incision à 240 m. On en a déduit une remontée du niveau relatif de la mer de 80 m, avant et pendant la phase de comblement (indépendamment des variations haute fréquence formant les séquences de dépôt). Ces résultats ont été utilisés pour faire des hypothèses sur la chronologie et la subsidence du système. Je voudrais insister sur ce dernier point, qui a été débattu depuis ma thèse (Bourillet *et al.* 2003). Les plus bas niveaux marins du Cénozoïque sont les derniers bas niveaux glaciaires à -120 m (Chappell *et al.* 1996). Une incision fluviale à -240 m implique une subsidence cumulée de 120 m à

additionner avec l'écart du niveau marin par rapport à l'actuel au moment de l'incision. L'hypothèse d'un rebond glacio-hydroisostatique, envisagée un temps, n'a pas été retenue, suite aux calculs qu'avait fait pour ma thèse Kevin Flemming, et à une publication de Kurt Lambeck, montrant que la compensation d'excède pas quelques mètres dans le secteur du banc du Kaiser (Lambeck 1995). Restait la subsidence. Le taux moyen de subsidence thermique sur une marge passive mature comme la marge armoricaine est de 10-25 m/Ma. Avec un tel taux constant, l'incision remonte à 5-12 Ma, donc entre le Miocène supérieur et le début du Pliocène. Le seul moment où le niveau a pu être très bas, jusqu'à -90 m, dans cet intervalle de temps, est le début du Tortonien, voire le Messinien (à -50 m seulement). C'est la chute messinienne que nous avons privilégiée lors de notre publication collective (Bourillet *et al.* 2003).

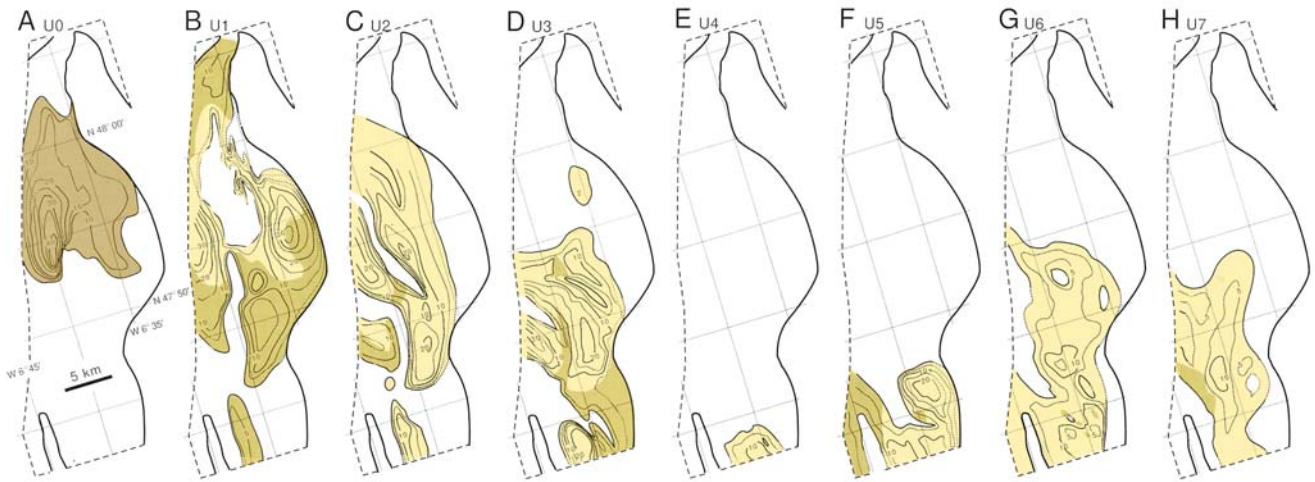


Figure 19 : Cartes isopaques des séquences de comblement du segment étudié de la vallée du Kaiser (Reynaud *et al.* 1999c). Les parties ombrées correspondent à un contact direct sur l'encaissant. L'ensemble décrit une succession progradante-agradante, ce qui est confirmé par l'abondance relative des chenaux dans chaque séquence.

Dans l'interprétation basée sur la subsidence, la déformation tectonique n'intervenait pas. Or, il est probable qu'elle soit importante, contrôlée par des failles. Par exemple, la faille médio-Manche, qui sépare le bloc armoricain de la marge (portant la vallée du

Kaiser) du bloc Manche (Figure 20), a rejoué depuis l'incision, puisque à la fois la bordure de la plate-forme et le point bas des vallées sont plus bas de 40 m dans le bloc Manche que dans le bloc armoricain : -280 m au lieu de -240 ; (Bourillet *et al.* 2003).

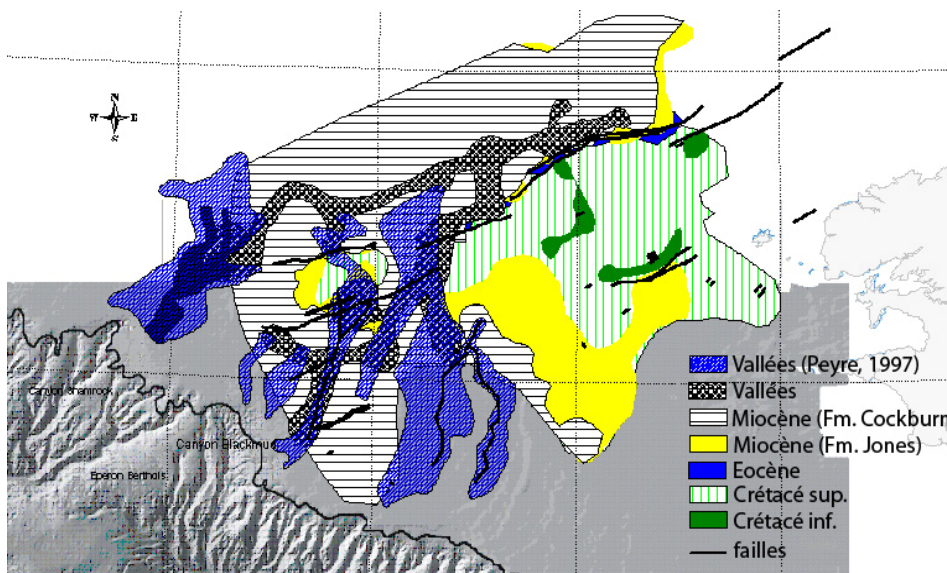


Figure 20 : Carte d'extension des formations reconnues en sismique sur les données GEOMOC et GEOBREST (voir Figure 4), et donnant lieu à une interprétation des relations tectonique-sédimentation (Gracia-Garay 2004). La vallée principale à l'amont de la vallée du Kaiser suit le couloir de la faille médio-Manche, sur le mur méridionale du bassin miocène. A noter la différence de cartographie des vallées selon les campagnes.

L'étude de la déformation, qui a été l'étape suivante, a permis de consolider la chronologie proposée pour l'incision des vallées et de relier l'incision aux structures sous-jacentes. Yann Calvez a tout d'abord montré que la faille Médio-Manche est conjuguée à un réseau de failles

N140° inversées au Miocène. Ce calendrier structural reposait sur l'attribution stratigraphique des prismes miocènes faite d'après des croisements avec les forages et les données du BGS. Claire Gracia-Garay a confirmé ce résultat (Figure 20), démontrant également que cette

inversion, qui peut être recentrée sur le Miocène supérieur-Pliocène, représente le serrage final d'un pli (Figure 21), développé à l'éo-oligocène (« l'inversion de la Manche »), et dans le synclinal duquel les deltas miocènes (prismes Jones et Cockburn) se sont développés (Gracia-Garay 2004). La vallée du Kaiser a été en grande partie creusée dans la charnière de ce synclinal au moment de son exondation. Il y a donc un continuum stratigraphique et sédimentaire dans ce système, dont le moteur profond est une faille inversée. Claire a également confirmé les connexions des trois vallées incisées principales (Figure 20) avec les canyons alimentant les deltas profonds Celtique et Armorica

par les bassins versants de la Petite Sole (canyons de Shamrock et Espérance) et de La Chapelle (canyons Blackmud et Guilcher). Cette corrélation consolide la vision d'ensemble du système, puisqu'on sait que les deltas profonds ont fonctionné eux aussi à partir du Miocène (Droz *et al.* 1999). Enfin, Claire a suivi la limite amont des incisions jusqu'à la l'isobathe 130 m. Ceci confirme que la morphogenèse de la surface de planation terminale au-dessus des vallées (et au-dessous des bancs) soit reliée au dernier maximum glaciaire (chute à -120 m, à laquelle il convient d'ajouter une profondeur décamétrique d'action des vagues pour obtenir une « wave-cut » surface).

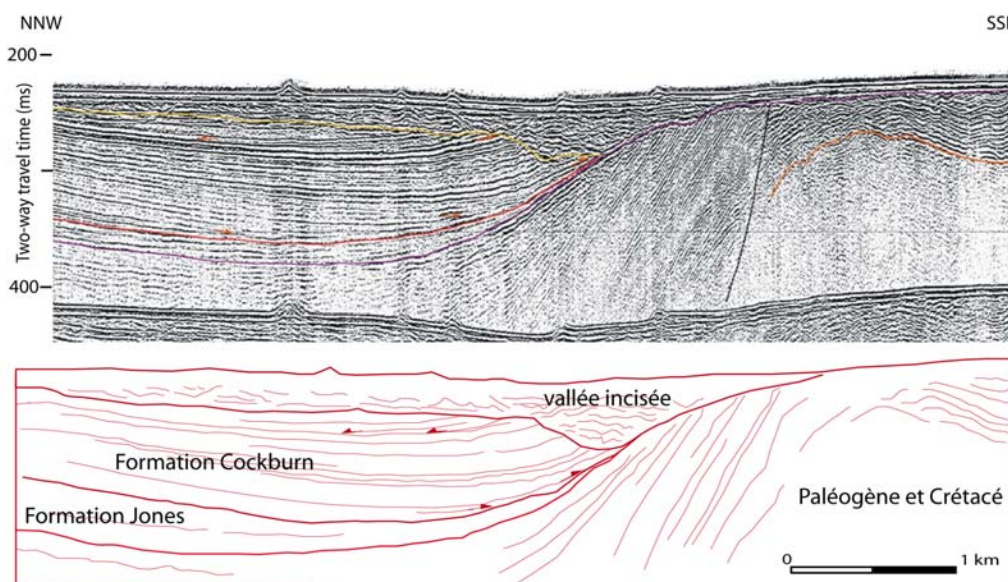


Figure 21: Profil sismique GEOMOC recoupant la zone faillee medio-Manche (voir Figure 20). C'est l'inversion par étapes du bassin au cours du Néogène qui (i) conduit à l'incision des vallées et (ii) contrôle leur position – ici sur le flanc d'un anticlinal formé le long de la faille principale (Gracia-Garay 2004).

LES VALLEES COTIERES SUD-ARMORICAINES

Quand j'ai commencé à participer à la réflexion de David Menier sur les vallées côtières armoricaines, il venait de publier un article avec Jean-Noël Proust sur l'architecture du remplissage de la paléo-Vilaine (Proust *et al.* 2001b). Dans leur modèle, le comblement était interprété comme une séquence transgressive allant de dépôts fluviaux en tresses à la base jusqu'à des dépôts marins d'offshore au sommet, en passant par des barres tidales d'estuaire. Une carotte montrait que cette

séquence correspond à la transgression holocène. Au fil des missions, la base de données s'est étoffée et j'ai suggéré à David d'envisager une comparaison systématique entre la morphologie des vallées et l'organisation de leur remplissage. Concernant la morphologie des incisions, nous avons ensemble cherché à savoir ce qui dans les profils en long des thalwegs, pouvait refléter l'évolution du profil de base des rivières et ce qui devait être imputé à d'autres

phénomènes, comme l'héritage structural ou les hétérogénéités lithologiques du substratum. Concernant le remplissage, c'est la prédominance volumétrique des dépôts d'offshore qui était le point important. Il ne m'appartient pas de résumer ici la thèse de David, mais je voudrais souligner l'importance de son travail sur la suite de mes activités concernant les relations entre paléogéographie et dynamique sédimentaire. Les vallées larges et exposées à la dynamique marine, comme la vallée d'Artimon, présentent de nombreux chenaux estuariens et barres d'embouchure. Les vallées étroites et protégées par la barrière des îles du précontinent armoricain (Quiberon, Houat, Hoëdic..), comme la vallée de la Vilaine, sont essentiellement colmatées par

des argiles estuariennes. La morphologie très irrégulière de la plate-forme proximale sud-armoricaine lors des bas niveaux marins a forcé les rivières à contourner les obstacles ou à les recouper en incisant. Dans les deux cas, le volume des vallées est plus grand que ce qu'il devrait être en tenant compte simplement de la pente moyenne de la plate-forme. Les vallées sont donc trop vastes pour être comblées pendant la transgression estuarienne, ce qui concorde avec les observations (dépôts d'offshore dominants). Suite à un congrès international de la SEPM, j'ai incité David à publier ces résultats dans un volume consacré aux vallées incisées (Figure 22).

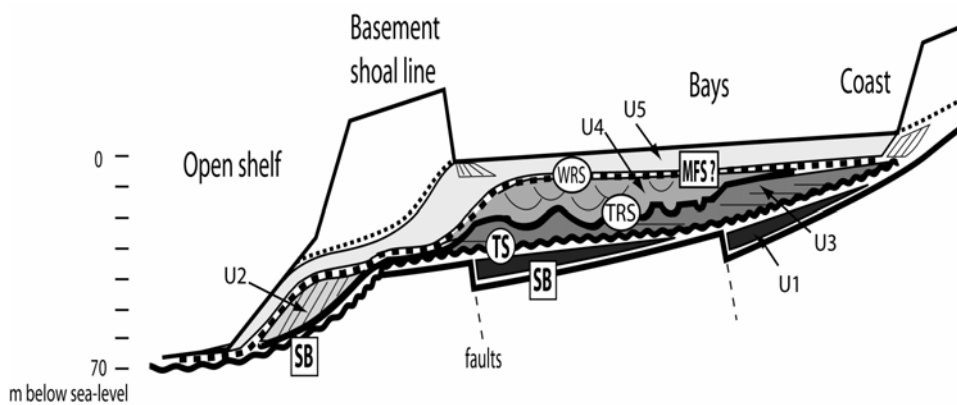


Figure 22: Modèle de remplissage des vallées côtières sud-armoricaines, issu de la thèse de David Menier (Menier *et al.* sous presse). Le précontinent armoricain, un seuil de socle submergé, joue le rôle d'un atténuateur de l'énergie marine, permettant le sur-développement à l'arrière des dépôts du prisme estuarien.

L'étape suivante, toujours en cours, a été de travailler sur l'organisation des terrasses qui marquent le mur de certaines vallées (comme la rivière d'Étel notamment). Un des résultats de la thèse de David est que les failles du socle sud-armoricain ont rejoué depuis l'initiation du réseau de vallées. En prenant l'exemple de la vallée du Kaiser, il est possible que ces terrasses puissent tracer les cycles successifs de morphogenèse des vallées, et éventuellement la déformation contemporaine. L'étude des terrasses, si elle porte ses fruits, devrait permettre d'affiner le modèle de corrélation entre les cycles enregistrés en mer dans les vallées incisées et leurs homologues chronologiques préservés dans les vallées terrestres. Les premiers seraient contrôlés au premier

ordre par les variations du niveau marin (et alimentés en sédiments par la dynamique marine) - ils formeraient des *terrasses eustatiques*. La thèse de Stéphane Bonnet a montré quant à elle que les seconds sont clairement des cycles contrôlés par le climat, avec un flux terrigène maximal pendant le 'cataglaciale' (la déglaciation) - ils formeraient des *terrasses climatiques*. La complexité du système à l'intersection entre les deux domaines a été illustrée depuis longtemps, et on peut en avoir une synthèse dans la première édition du *Précis de Géologie* (Aubouin *et al.* 1967). Ce sujet m'a intéressé dans mon enseignement, au point que j'en fasse un modèle d'exercice sur les diagrammes espace-temps (Figure 23).

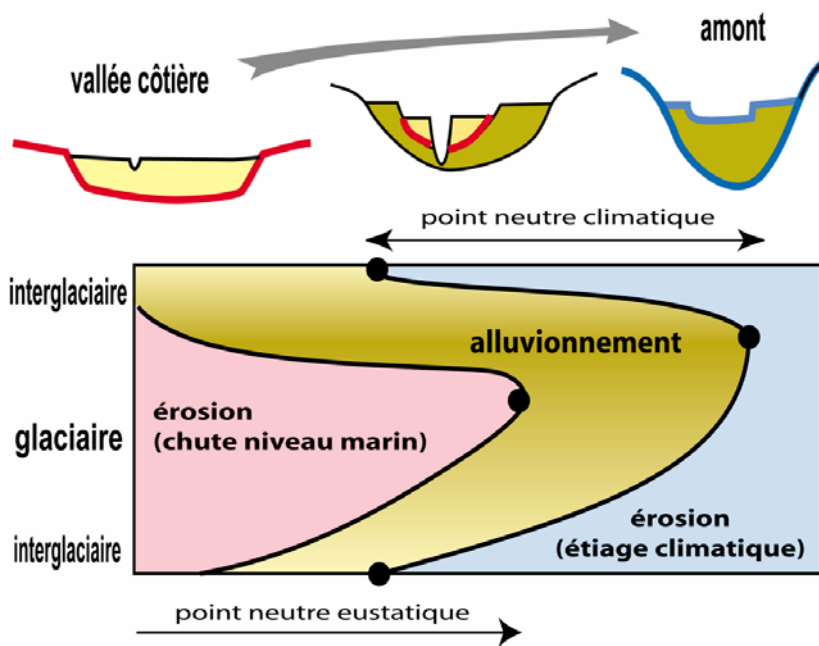


Figure 23: Représentation en coupes sériées et dans un diagramme espace-temps des relations théoriques entre les terrasses eustatiques et les terrasses climatiques. Les couleurs se correspondent, des coupes au diagramme. Ce concept, ancien, n'est généralement pas pris en compte dans la stratigraphie séquentielle de type pétrolier, développée essentiellement en domaine marin. Les modélisations stratigraphiques modernes, orientées sur la reconstruction des cycles sédimentaires propres aux fluctuations du ruissellement (avec un objectif climatique), doivent réintégrer cette culture géomorphologique.

LES VALLEES MIOCENES D'UZES ET DE SOMMIERES

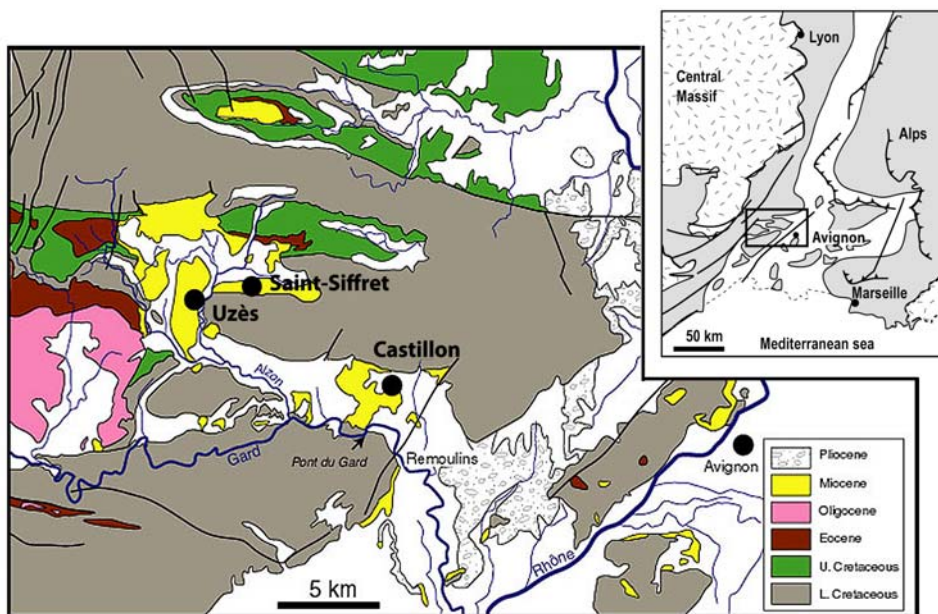


Figure 24: Carte géologique et situation du bassin d'Uzès. On remarque que les dépôts miocènes (en jaune) sont préservés dans les synclinaux pyrénéo-provençaux du bâti urgonien régional. La vallée de l'Alzon montre, sous les alluvions quaternaires, la continuité des dépôts miocènes d'Uzès à Avignon. Le célèbre pont du Gard a été construit avec la pierre de Vers (à côté de Castillon), qui est la deuxième formation bioclastique tidale du bassin.

Une première série de résultats est d'ordre stratigraphique. Dans tout le bassin rhodanien, le Miocène est composé d'alternances de séries marneuses et bioclastiques (notamment des dunes tidales), qui ont été interprétées en séquences de dépôt et cartographiées à l'échelle du bassin par David Besson (Figure 16). La lithostratigraphie du bassin et de la vallée d'Uzès (Figure 24) est très similaire à celle du Burdigalien para-

stratotypique de Saint-Restitut (Pouyet *et al.* 1997), comme remarqué par Gérard Demarcq (Demarcq 1970), avec à la base des grès calcarénitiques verdâtres, surmontés par des marnes d'offshore grises. Cette série est coiffée par la molasse bioclastique d'Uzès. Dans le secteur de Castillon-Remoulins, à la jonction entre la vallée d'Uzès et le bassin rhodanien, on retrouve la molasse bioclastique d'Uzès au fond du Gardon. Nous

avons vérifié, sur la base du faciès et des forages, que les deux molasses étaient bien correspondantes, ce qui pose le problème de leur différence d'altitude (Figure 25). A Vers-Castillon, cette molasse est surmontée par une

série attribuée par Demarcq à l'Helvétien, c'est-à-dire au Langhien-Serravalien. Cette série est constituée de marnes bleues sableuses à la base et de la molasse bioclastique de Castillon au sommet.

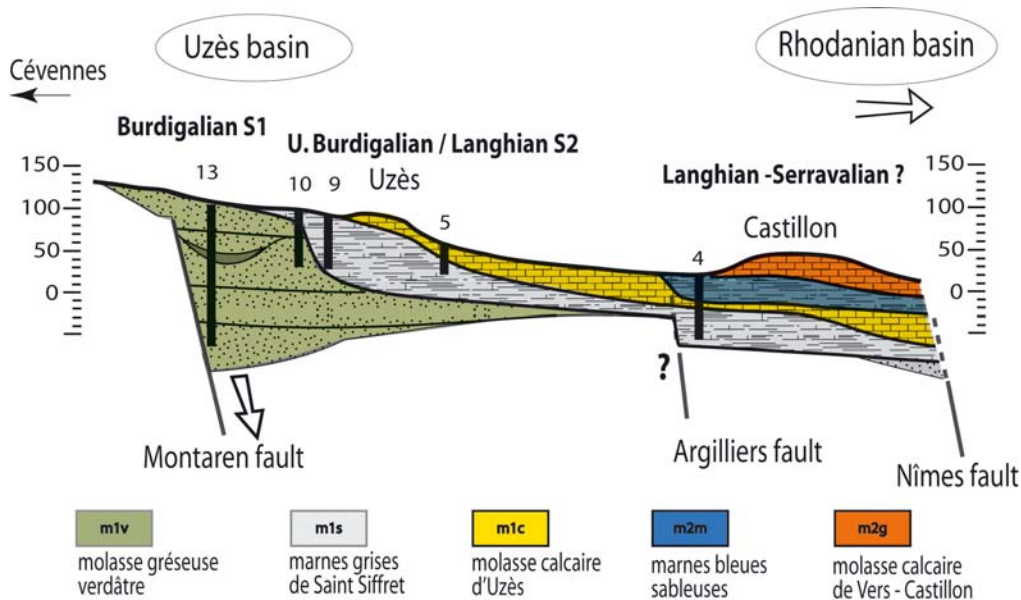


Figure 25: Coupe longitudinale du bassin miocène d'Uzès, entre sa bordure occidentale et le bassin d'Avignon (voir Figure 24). Cette reconstitution est basée sur une compilation de données de terrain et des forages de la BSS (BRGM). Elle suggère un contrôle tectonique à la géométrie de ces formations, ainsi qu'une incision potentielle à la base des marnes grises.

Avec l'aide de Sylvia Gardin et d'Erica Bicchi (Société ERADATA, fondée récemment par Chantal Bourdillon), nous avons révisé l'attribution stratigraphique de cet ensemble sur la base de la micro et nannofaune contenue dans les marnes. Il apparaît que la totalité des formations marneuses affleurant d'Uzès au Rhône sont burdigaliennes. Cela pose le problème des correspondances de biozones (Demarcq utilisait les pectinidés) et surtout du remaniement potentiel des microfossiles (argument développé dans la thèse de David Besson).

Les séquences de dépôt sont marquées à la base par une surface de chute qui porte l'ensemble du bassin à l'émersion, pendant que des vallées fluviales sont incisées. Lors de la remontée du niveau marin, ces vallées sont comblées, en domaine marin peu profond, par des sables bioclastiques tidaux (intervalle transgressif). Le maximum d'inondation est marqué par un passage brutal aux marnes d'offshore. David Besson

a relié ce passage à l'inondation marine des interfluvés des vallées (étalement des flux, baisse des courants). Le cortège de haut niveau marin est marno-calcaire.

Dans le domaine rhodanien, la molasse verdâtre semble combler et déborder des paléotopographies pré-existantes, de sorte que les dépôts miocènes de la Tave, d'Uzès et de Sommières étaient initialement interprétés par Olivier Parize et David Besson comme des lambeaux résiduels du grand bassin burdigalien, préservés au cœur des synclinaux pyrénéo-provençaux. Avec des mesures systématiques de paléocourants sur les bordures du bassin d'Uzès et de la Tave, j'ai montré que ce n'était pas le cas, et que les synclinaux ont canalisé les courants de marée dès la première transgression burdigalienne (Figure 26). Sur la base des faciès (séries de plage et de fond de baie), les contours actuels du bassin d'Uzès sont proches de la ligne de paléorivage au moment du dépôt de la molasse verdâtre. A partir des forages de la BSS disponibles sur les bassins d'Uzès et de Sommières, on peut suspecter la présence d'une

vallée à la base de la molasse bioclastique d'Uzès (Figure 25) et de deux vallées possibles à la base de la molasse bioclastique de Sommières (travaux en cours).

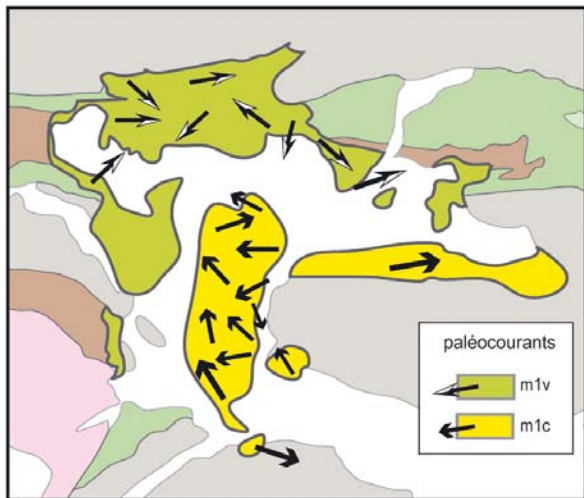


Figure 26: Les directions de paléocourants tidaux dans le Miocène d'Uzès suivent l'axe des synclinaux (soulignés par le Quaternaire). Publication en préparation au BSGF.

Ces résultats confortent l'interprétation générale du Miocène rhodanien en système de vallées incisées et rend caduque l'interprétation en 'layer cake' truffé de passages latéraux publiée par Demarcq (Demarcq 1970).

Un résultat inattendu de l'étude de subsurface est d'avoir montré un épaissement abrupt des marnes grises au centre du bassin d'Uzès. Cela pourrait représenter une vallée incisée dans la molasse verdâtre (Figure 27), et ajouter donc une séquence de dépôt à cette série basale. Nous n'avons pas assez de précision pour argumenter davantage ce point. Enfin, les forages ont révélé des épaissements hectométriques des dépôts burdigaliens au voisinage de failles cartographiques intermédiaires entre le faisceau cévenol et la faille de Nîmes (Figure 25). Ceci devrait donner des éléments pour la quantification de la déformation au Burdigalien, qui était un des objectifs du GDR Marges (et devra donc faire partie de la synthèse délivrable en 2007).

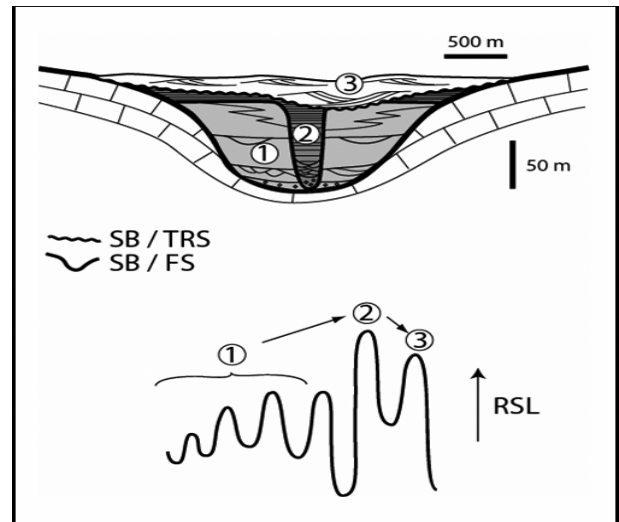


Figure 27: Coupe dans le nord du bassin d'Uzès révélant, sur la base de forages, un épaissement brutal des marnes grises. Ceci suggère un cycle 'supplémentaire' du niveau marin par rapport au modèle rhodanien classique, où les marnes caractérisent le maximum d'inondation. Publication en préparation au BSGF.

Une deuxième série de résultats est d'ordre sédimentologique, sur l'étude détaillée de la molasse d'Uzès dans sa localité-type (Reynaud *et al.* sous presse).

(1) En premier lieu, l'étude de la molasse d'Uzès a montré qu'elle était clairement incisée dans les marnes grises, et nous avons pu préciser que l'interface entre les deux était localement en transit sédimentaire (ichnofaciès typiques des fonds fermes). Les successions verticales de faciès ont été interprétées comme une séquence de régression forcée, ce qui contraste avec le modèle séquentiel rhodanien (ou les molasses sont transgressives).

(2) En second lieu, nous avons montré une relation forte entre l'architecture des dépôts et leur contenu faunique : (i) les petites dunes sont à faciès foramol et les grandes dunes à faciès rhodalgale dominant (ceci avait été déjà observé dans le bassin de Valréas par Jean-Loup Rubino et Olivier Parize) ; (ii) la base de la molasse d'Uzès, dominée par des systèmes chenalisés, est constituée de calcarénites à faciès molechfor diversifiés (bivalves

dominants), tandis que sa partie supérieure, formée de barres et de dunes, est dominée par des packstones à faciès rhodalgale oligospécifique (bryozoaires et algues rouges dominants). Ces résultats ouvrent la porte à une typologie séquentielle, faisant l'objet d'une thèse qui vient d'être lancée à l'École des Mines. Seront étudiées également les implications sur la diagenèse : la molasse d'Uzès, par exemple, n'a pas été enfouie, mais elle est très cimentée. Il s'agit d'une cimentation précoce, comme suggéré par la présence de zones vadoses

(observation d'Emmanuelle Vennin). Ce sujet en particulier devrait faire l'objet d'un post-doc canadien piloté par Noël James.

(3) En troisième lieu, la pétrographie et l'architecture sédimentaire des dépôts montrent une relation forte entre la morphologie de la vallée et la dynamique sédimentaire à l'intérieur. Sans rentrer dans le détail, la molasse d'Uzès a été interprétée comme un delta de flot mis en place au débouché de la vallée d'Uzès dans le bassin d'Uzès (Figure 28).

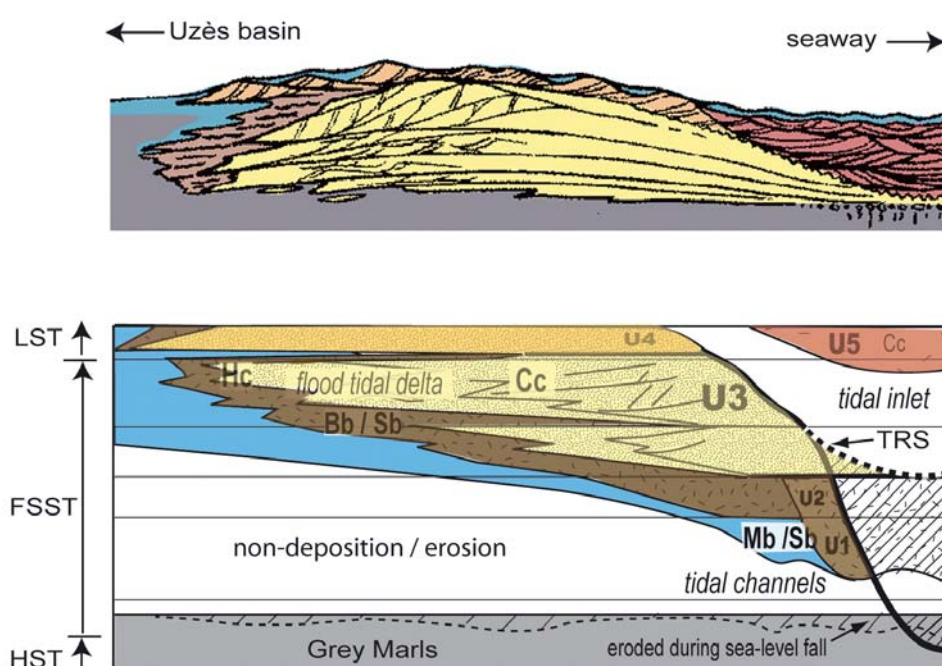


Figure 28: Coupe longitudinale, en haut, et diagramme espace-temps, en bas (Reynaud *et al.* sous presse), de la molasse bioclastique d'Uzès (m1c dans la Figure 26). Cette formation est interprétée comme un delta de flot, mis en place à la faveur d'une chute du niveau marin. Cette interprétation est en partie basée sur la présence d'un chenal majeur U5 distribuant les dépôts dans le corps bioclastique principal U3.

Le modèle auquel nous avons fait référence est celui d'un lagon, dans lequel la marée pénètre par une passe tidale : la décélération spatiale du courant du fait de son expansion dans le lagon produit un 'gel' quasi- sur place des sédiments qu'il transporte. Dans le cas d'Uzès, les dépôts sont zonés, depuis des dunes géantes de rudstone à la jonction de la vallée jusqu'à des wackestones fins dans la partie périphérique du dépôt (Figure 29). Ceci montre que les dépôts bioclastiques ne correspondent pas à des épisodes ou des paysages du bassin favorables au développement des écosystèmes correspondants, mais bien plutôt à des reconcentrations par les courants,

dans les vallées, d'assemblages bioclastiques séparés hydrodynamiquement des boues carbonatées ubiquistes. Un autre exemple de ce contrôle hydrodynamique a été donné par Bob Dalrymple dans la vallée de Saumane, où le delta de flot présente des foresets composites d'amplitude décamétrique. Par ailleurs, mes travaux en cours sur la terminaison méridionale de la vallée de Sommières montrent également des séries de barres deltaïques montrant des apports dans l'axe de la vallée. Le rôle des vallées dans l'agencement des cortèges de dépôt du Miocène rhodanien est donc prépondérant.

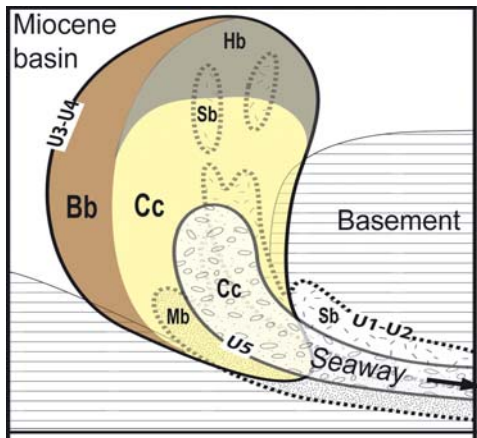


Figure 29 : Carte des faciès de la molasse d'Uzès (Reynaud *et al.* sous presse). Cc: faciès grossiers, passant dans le bassin à des faciès hétérolithiques de moindre énergie (Bb et Hb). Les dépôts sont majoritairement de faciès rhodalgal oligospécifique, sauf dans les chenaux de la base (Sb-Mb, molechfor diversifié).

CHAPITRE 4 : BASSINS OROGENIQUES

Ce court chapitre rassemble des travaux faits sur l'enregistrement sédimentaire des déformations marquant le fonctionnement de failles lithosphériques: chevauchements (bassin Mésio-hellénique) et décrochements (bassin de Lorca). Dans ces systèmes, l'accommodation stratigraphique est très rapide, ce qui donne lieu à des dépôts marins deltaïques et gravitaires. On y retrouve le thème central de mon activité: la lecture du relief terrestre dans la stratigraphie, soit à l'échelle de la montée de prismes orogéniques (Grèce), soit en relation avec des chutes catastrophiques du niveau marin, comme l'événement messinien (Lorca).

LE BASSIN MESO-HELLENIQUE

HISTORIQUE ET ENJEUX DU CHANTIER

Il n'est pas question ici de faire une revue des bassins orogéniques, déjà établie dans de nombreux manuels (Miall 1995). Sous le titre 'bassins orogéniques', j'entends surtout le bassin méso-hellénique, auquel j'ai consacré davantage d'énergie depuis 1997. Ce chantier grec est d'autant plus important qu'il a servi à initier la collaboration avec Didier Granjeon autour de DIONISOS et de la modélisation numérique des remplissages, ce qui fait l'objet de mon projet de recherche (Chapitre 5).

Je travaillais en Grèce depuis 1997 à la faveur de deux projets PLATON pilotés par Jacky Ferrière sur le bassin méso-hellénique (BMH), dont l'objectif était de comprendre les relations entre mouvements horizontaux et verticaux dans la formation des Hellénides

continentales. Le point de départ était le compartimentage du relief des Hellénides, selon des axes orographiques et des bassins parallèles entre eux, allongés dans la direction dinarique et régulièrement espacés, comme on le voit très bien sur un modèle numérique de terrain (Figure 30). Les axes positifs correspondent à des seuils de socle (culminant dans le massif de l'Olympe), et les bassins sont remplis de dépôts molassiques contemporains de la formation de la chaîne dinaro-hellénique, de l'Eocène supérieur au Miocène. Le bassin méso-hellénique est celui qui est le plus près de la suture alpine des Hellénides continentales, représentée par le prisme d'accrétion du Pinde (qui constitue l'axe orographique situé immédiatement à l'ouest du bassin ; Figure 31).

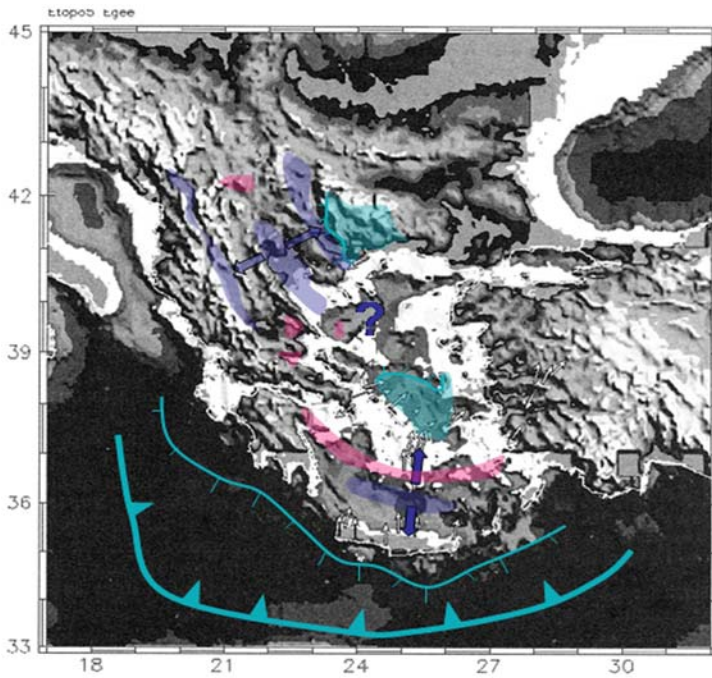


Figure 30: Carte orographique du domaine égéen. On distingue, en Grèce continentale, une succession d'axes orographiques parallèles à la direction dinarique (N140°), séparés par des bassins intrachaine, représentés en bleu. Les bassins en extension sont représentés par des flèches. Cette structuration est héritée de la subduction et de la collision au Cénozoïque du domaine apulien sous le domaine égéen. Les pointements volcaniques contemporains de la subduction sont représentés en rose. Le domaine figuré en turquoise, à l'arrière, correspond aux zones de très forte extension où sont exhumés les complexes métamorphiques de haute pression (Rhodope, Cyclades). Au sud de l'Égée, la Crète présente un dispositif similaire, mais qui n'a pas encore atteint le stade de collision. Les deux domaines sont séparés par un décrochement lithosphérique majeur N70°, la faille nord anatolienne (qui passe par le point d'interrogation).

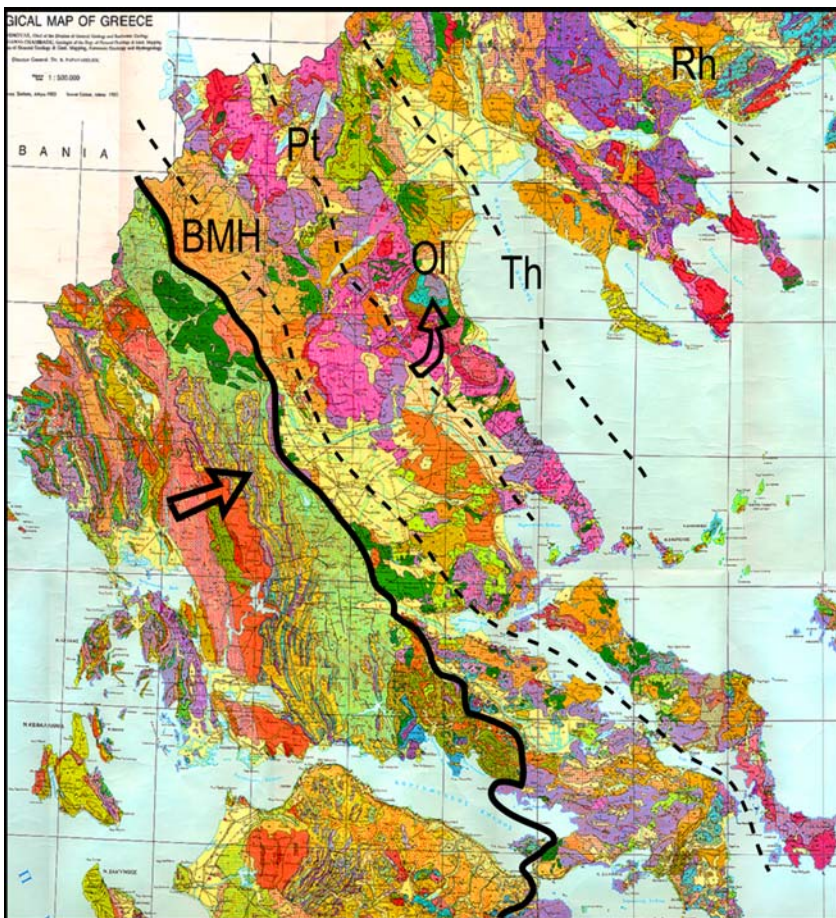


Figure 31: Carte géologique de la Grèce continentale. Les différents bassins (en pointillés) identifiés à l'arrière de la subduction hellénique (flèche droite, le front de chevauchement est le trait épais) sont: BMH, Bassin Mésio-Hellénique (Oligo-Miocène); Pt, bassin de Ptolemais (Mioc-Pliocène); Th, Bassin Thermaïque (Eocène sup.-actuel); Rh, Bassin du Rhodope (Miocène). Les couleurs roses représentent les lanières de socle des axes topographiques. L'aire verte à l'ouest du front de chevauchement correspond au prisme d'accrétion du Pinde. La petite aire bleu vif marquée OI correspond à la fenêtre de l'Olympe, qui laisse apparaître des roches du faciès schiste bleu attribuées aux zones externes (apuliennes). Ce métamorphisme est contemporain de la sédimentation dans le BMH, ce qui en fait un bassin piggyback majeur.

La subduction pindique aurait engagé vers l'Est sous le bloc pélagonien non seulement le bassin du Pinde, mais également le bloc du Gavrovo-Tripolitza, situé encore

plus à l'ouest, et dont Ivan Godfriaux a montré qu'il ressortait en fenêtre dans l'Olympe (Godfriaux 1968). D'après l'âge du flysch du Pinde, la subduction est

contemporaine de la sédimentation dans le BMH, ce qui en fait un des plus grands bassins piggyback avérés. La question qui se posait était donc de comprendre les mécanismes reliant la subduction et la forte subsidence du BMH.

Le bassin, initialement décrit par Brunn, qui en avait fait le découpage lithostratigraphique (Brunn 1956), a été ensuite étudié pour la minéralogie par Alain Desprairies (Desprairies 1979). Sa thèse, basée sur le traçage des sources sédimentaires, a montré en particulier le passage d'une alimentation pindique à l'Eocène-Oligocène à une alimentation pélagonienne au Miocène. Dans les années 80, les Grecs reprennent l'étude faciologique du bassin dans la perspective de tester son potentiel pétrolier. Une grande partie des dépôts est alors interprétée en termes de deltas profonds (Zelilidis *et al.* 1997). C'est sur la base de ce modèle que la sismique acquise par les pétroliers sur le bassin est interprétée (Kontopoulos *et al.* 1999). Toutefois, quand Jacky Ferrière a lancé notre premier projet PLATON, le calendrier des grands ensembles stratigraphiques demeurait imprécis, les relations entre les grandes ruptures stratigraphiques et la déformation restaient à démontrer, et les structures à grande échelle étaient peu décrites. Dans le seul modèle structural qui avait été publié (Doutsos *et al.* 1994), le BMH était rétrochevauché par le prisme du Pinde, devenant un 'rétro-arc foreland basin' (Miall 1995). Lors de notre première mission de terrain, nous n'avons pas trouvé de rétrochevauchement, à peine un contact verticalisé et faiblement cataclaté par endroits. La subsidence du BMH ne pouvait alors pas être expliquée par une charge tectonique et le problème restait entier.

Jacky a eu l'idée de commencer le projet par une étude détaillée des rapports entre déformation (mesures de faille et de plis) et accommodation stratigraphique au niveau des principales discontinuités du bassin. Il y avait

donc beaucoup de sédimentologie à faire. J'avais quant à moi intégré ce projet pour complément de formation sur les turbidites (constituant l'essentiel du remplissage du bassin Méso-hellénique), en rapport avec mon projet déposé au concours d'entrée au CNRS. A l'époque, je n'avais pas d'expérience de terrain mais déjà la nécessité s'était fait jour pour moi de comparer la dynamique actuelle et les dépôts dans les bassins sédimentaires anciens, le tout alimenté par la frustration d'avoir manqué de carottes sur les chantiers marins. Jacky, héritier de l'école de Jean Aubouin, était (et est toujours) le type même du géologue alpin, c'est-à-dire universel : capable de faire de la carte, de la tectonique, de la géophysique, de la biostratigraphie, de la sédimentologie etc... J'ai aussi bénéficié sur le terrain de la formation accélérée de Jean-Noël Proust. Les choses se sont ensuite enchaînées rapidement. En 2000, je déposais un projet dans le cadre d'une ACI, puis en 2002, un projet de forage dans le golfe thermaïque (à la faveur d'un workshop européen sur la demande de campagne du riser japonais d'IODP en Méditerranée). En 2003, je montrais les premiers modèles conceptuels à Didier Granjeon, et nous décidions de faire la modélisation numérique du bassin Méso-Hellénique. Un an après, Isabelle Coutand rejoignait l'équipe de Jacky à Lille, nous lui proposons de tenter une étude des traces de fission des secteurs en surrection et des dépôts du bassin. C'est sur le couplage de ces méthodes (modélisation stratigraphique et thermochronologie) que nous avons obtenu en 2004 un projet RELIEF, financé jusqu'en 2007 (ce dont nous sommes fiers vu la concurrence avec les 'géomorphologues quantitatifs' qui fait rage dans ce créneau). A noter un autre projet Platon de Jacky Ferrière financé en 2003 sur l'enregistrement du fonctionnement récent des failles du Sperchios : sédimentation, volcanisme, fluides, auquel je suis également associé.

Au total, ce chantier méso-hellénique a fait l'objet des DEA d'Alexandre Houzé à l'USTL et de Martin Bêche au Muséum (Bêche 2004), ainsi que du stage ENS de Pierre Weill (Weill 2005). Les résultats de terrain sont publiés dans deux articles de rang A; un premier sur l'initiation du bassin (Ferrière *et al.*, 1998), un second sur l'étude détaillée de sa partie méridionale (Ferrière *et al.*, 2004).

Je résume ici les travaux effectués. J'ai participé à trois missions de terrain, où l'on s'est attaché à: (i) décrire le démarrage de la sédimentation sur la bordure occidentale redressée du bassin; (ii) réviser les attributions chronostratigraphiques des grandes formations sur un transect complet du bassin (un travail préalable de synthèse bibliographique avait été nécessaire); (iii) étudier en détail le remplissage et les relations faciès/déformation dans le sous-bassin de Krania; (iv) étudier en détail les relations tectono-sédimentaires dans le secteur des Météores (c'est là que les environnements de dépôt sont les plus contrastés et les discordances les plus marquées). Les données de terrain ont été projetées sur les données de subsurface disponibles dans la littérature, notamment la sismique (Kontopoulos *et al.* 1999).

L'ensemble des données a permis (i) de reconstituer, pour chaque étape d'évolution du bassin, les contours des dépôts-centres, (ii) de positionner les structures qui contrôlent la subsidence, (iii) d'établir des courbes de subsidence, à l'incertitude des datations près (Ferrière *et al.* 2004). Ces documents ont servi de base aux premières modélisations numériques DIONISOS faisant l'objet des mémoires de Martin Bêche et de Pierre Weill (voir chapitre 5).

Voici les principaux résultats acquis dans ce projet :

1. Le BMH présente 4 phases distinctes d'évolution (Figure 32): (i) une phase éocène, où la subsidence est localisée le long d'hétérogénéités transversales du subsassement pélagonien, réactivées par la subduction pindique; c'est une étape de type bassin d'avant arc; (ii) une phase Eocène terminal-Oligocène, qui correspond à un soulèvement de la bordure ouest du bassin, suite à la collision du Gavrovo; (iii) une phase de subsidence est rapide, le long d'un sillon parallèle à la chaîne; (iv) une étape miocène, où la subsidence est plus faible et où le bassin enregistre essentiellement de l'extension et la montée des reliefs pélagoniens (Vourinos et Olympe); c'est l'étape 'piggyback' sensu stricto.

2. A partir de l'Oligocène (collision), la subsidence migre par à-coup d'ouest en est (dans le même sens que la subduction). La limite mio-pliocène correspond à un saut ultime de la subsidence, par delà l'axe orographique du Vourinos, dans le bassin de Ptolémaïs. A chaque étape, l'accommodation stratigraphique est réalisée à la faveur du développement de flexures faillées parallèles au bassin.

3. L'eustatisme n'est pas décelé au premier ordre de l'agencement stratigraphique, malgré des dépôts qui ne sont plus très profonds dès le début de la collision. Toutefois, l'Oligocène terminal est marqué par un puissant hiatus, contemporain d'une chute eustatique majeure – la résolution des données chronologiques ne permet pas d'en dire plus.

Ces conclusions s'appuient sur une étude 3D, dont la synthèse est donnée dans la Figure 32. Cette figure, ainsi que des coupes plus détaillées du bassin (Ferrière *et al.* 2004), tient compte de la restauration des topographies et bathymétries estimées par les faciès et les assemblages fauniques, et dont un essai 'paléogéographique' est reproduit dans la Figure 33.

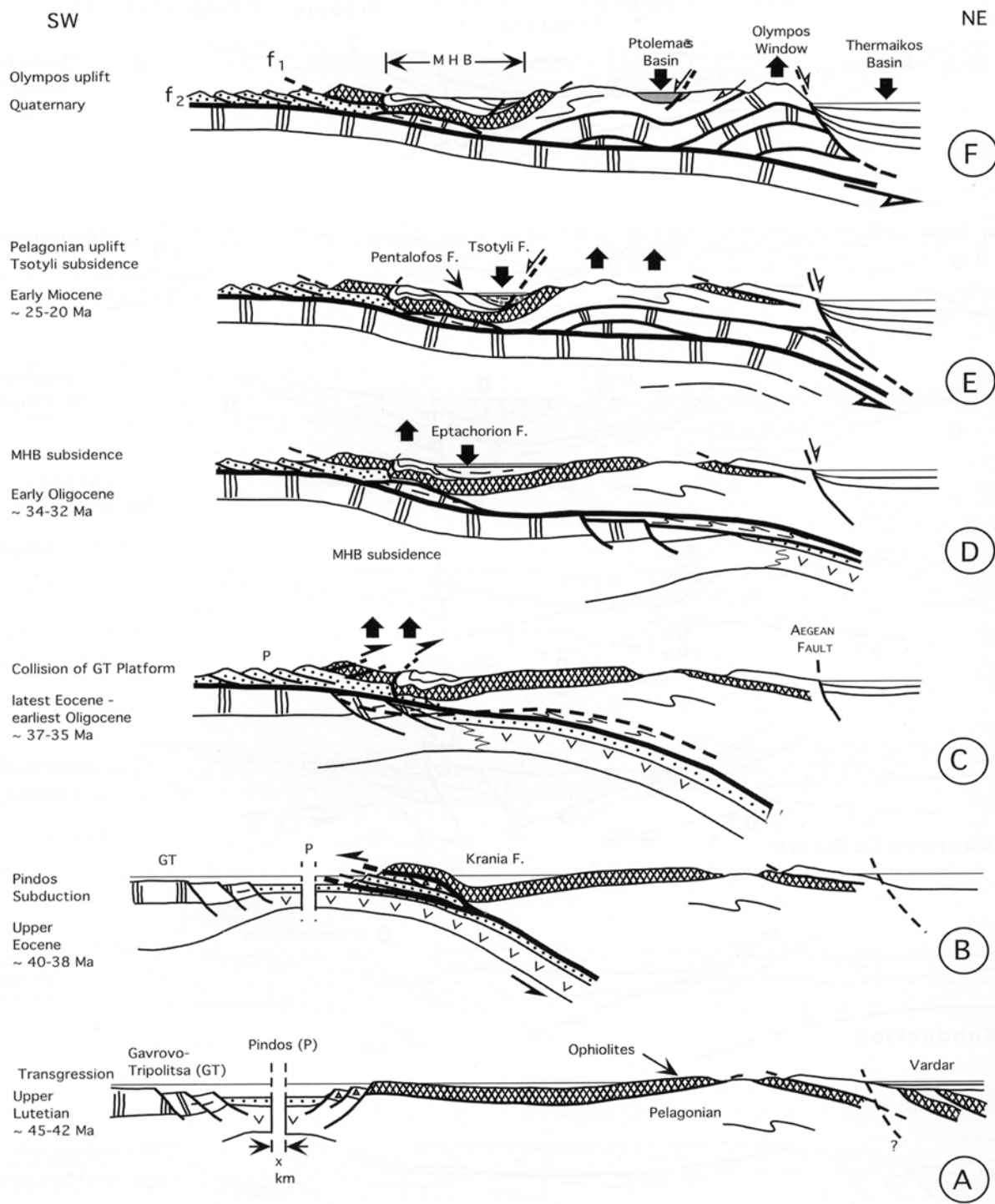


Figure 32 : Evolution structurale et sédimentaire de la Grèce continentale à partir d'une coupe transversale de la Thessalie (Ferrière *et al.* 2004). Les flèches montrent les zones en surrection et les zones subsidentes. Ces épisodes sont enregistrés en 4 phases dans le Bassin mésohellénique (BMH): (1) pendant le stade B, le BMH n'est pas différencié, et correspond à un ensemble de sous-bassins en position d'avant-arc (dont le bassin de Krania); (2) au stade C, c'est la collision avec le bloc du Gavrovo-Tripolitsa, une phase compressive et de soulèvement fort sur la bordure occidentale du bassin qui s'individualise à ce moment; (3) aux stades D et E, c'est la subsidence qui domine, mais elle n'est pas régulière, et migre vers l'Est, de même que les sources sédimentaires, en raison du déplacement de l'orogénèse dans le secteur de l'Olympe; (4) au stade F, la subsidence 'saute' vers l'Est dans le bassin de Ptolemaïs et le BMH cesse d'évoluer.

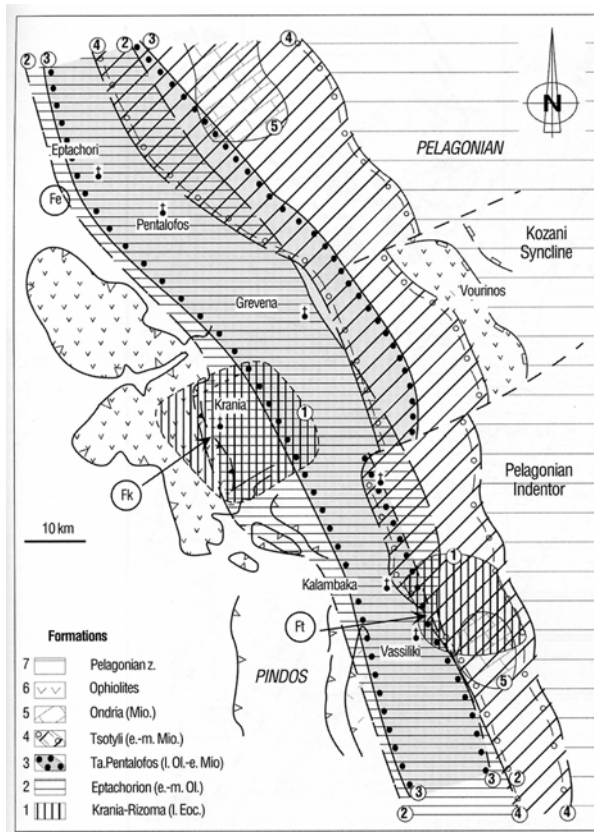


Figure 33 : Carte de l'extension des dépôts aux différentes phases de l'évolution du bassin méso-hellénique (Ferrière *et al.* 2004).

Ces résultats ne permettent cependant pas de dire si le bassin a pour origine la formation d'une dépression topographique *sensu stricto* (érosion tectonique, flambage..) ou la surrection de ses bordures en raison de l'épaississement crustal lié à la subduction. Mais ils constituent des données suffisantes pour entamer une modélisation stratigraphique avec le code DIONISOS. C'est une partie de mon projet de recherche, et je développe ce point dans le chapitre 5.

DEVELOPPEMENTS FUTURS ET AUTRES CHANTIERS

1. L'exemple du BMH permet d'envisager d'autres travaux, où il serait utilisé comme un analogue ou un modèle à tester avec des données plus précises. L'Eocène du bassin de Krania, par exemple (Figure 32B), contient une collection magnifique d'exemples de glissements sous-marins affleurant remarquablement

bien. Lors d'une excursion du GDR Instabilités à laquelle j'ai participé en 2004, le parallèle a été fait avec le bassin éocène d'Ainsa (avant-pays sud-pyrénéen). Francis Odonne m'a alors proposé de participer au développement d'un modèle de faciès de ces glissements. Le projet de collaboration est pour l'instant en suspens, mais un tel modèle sera nécessaire, à terme, pour préciser les bilans de masse dont DIONISOS a besoin à l'échelle d'un bassin (les transferts vers le bassin sont maximisés par les glissements).

2. Le BMH, de par sa richesse en matière de dépôts conglomératiques, est également un des hauts-lieux pour étudier la sédimentologie des *fans-deltas*. Dans le bassin toutefois, la relation avec les fines constituant le pied des *fans deltas* est supputée, mais uniquement visible en sismique. Le golfe de Corinthe, présentant des séries similaires émergées, est alors un analogue intéressant. Dans le cadre de sa thèse à l'IFP et au CRPG de Nancy, Sébastien Rohais fait une typologie des dépôts prodeltaïques des éventails conglomératiques qui servira au diagnostic des dépôts fins de bassin intra-chaîne. Par ailleurs, le Muséum conserve les carottes du Golfe de Corinthe prélevées en 2001 lors de la mission MD124-GEOSCIENCES2, dans le cadre du GDR Corinthe et du consortium européen 'Corinth Rift Laboratory', animé à l'IFP par Isabelle Moretti. Ces carottes ont fait l'objet du mémoire de Maîtrise de Brahim Benziane, et d'une publication à l'Académie des Sciences (Moretti *et al.* 2004). Elles montrent la déglaciation et la série holocène du golfe, avec une phase varvée lacustre et une phase turbiditique marine. Prélevées en bordure de failles actives, ces carottes montrent de très beaux exemples d'arrachements et de slumps, ainsi que des homogénites co-sismiques qui font l'objet de la thèse d'Aurélien VanWelden à Chambéry, que je co-dirige avec Christian Beck. Le but est entre autres de faire une typologie des faciès fins, et de quantifier la vitesse de sédimentation associée.

MIOCENE DU BASSIN DE LORCA

HISTORIQUE ET ENJEUX DU PROJET

En 1999, Jean-Marie Rouchy montait au Muséum un projet financé par le BQR-Muséum autour d'une nouvelle équipe dont les compétences étaient renforcées par l'arrivée, en 1998, d'Emmanuelle Vennin, spécialiste des plates-formes carbonatées, et moi-même en 1999, pour les systèmes clastiques. Le but était d'intégrer ces nouvelles compétences au potentiel déjà existant de

l'équipe sur un chantier commun où nos thématiques respectives puissent se développer et contribuer. Le bassin miocène de Lorca est un des bassins en pull-apart des zones externes bétiques (Figure 34). Sa petite taille, et ses bordures 'vives', en font un capteur très sensible des variations paléoenvironnementales, notamment les variations du niveau marin relatif.

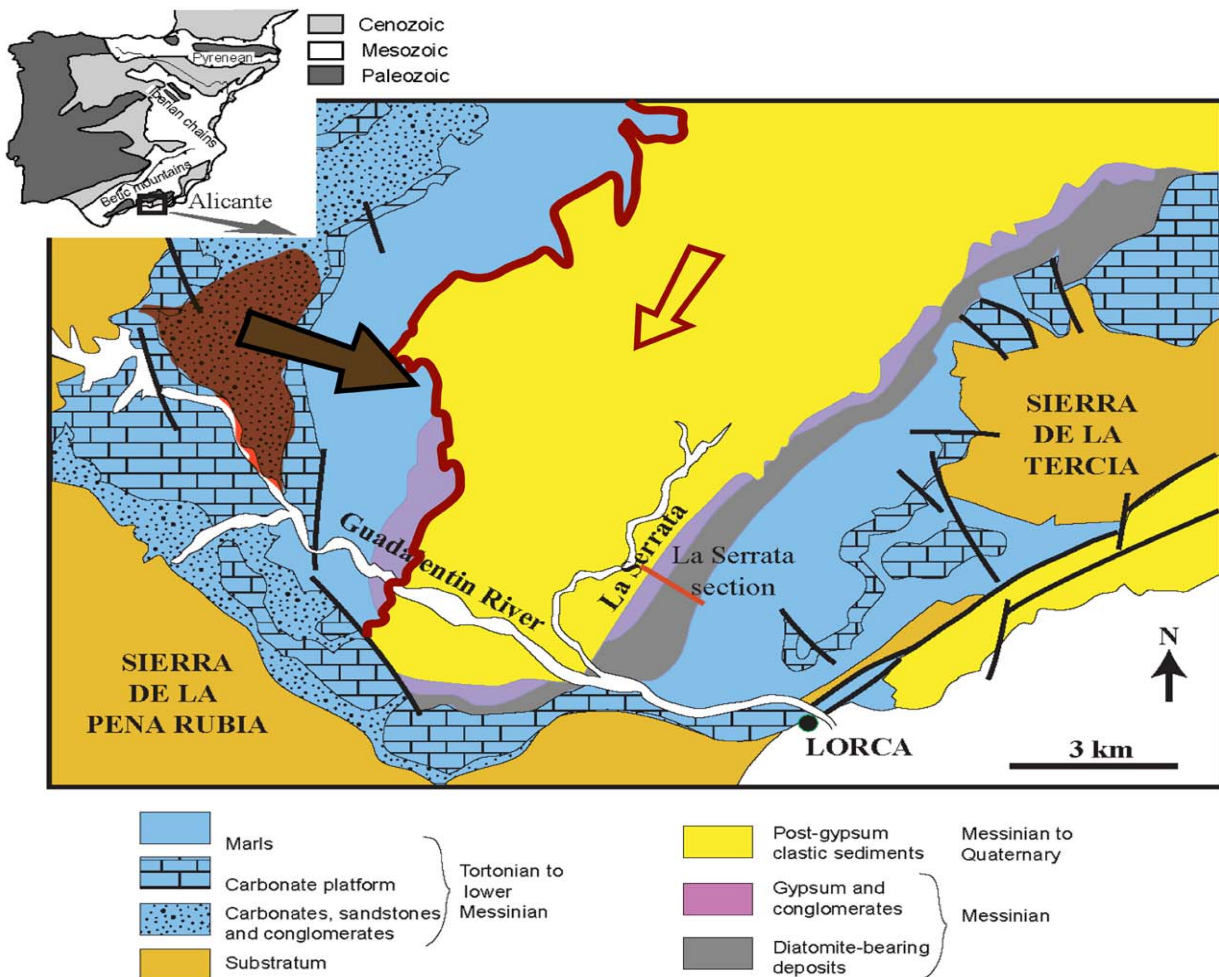


Figure 34: Carte géologique simplifiée du Bassin tortonien de Lorca, dans les chaînes bétiques (Jean-Marie Rouchy, communication personnelle). Les dépôts marginaux correspondent à des plates-formes carbonatées, interrompues localement par des édifices deltaïques (dont je souligne en rouge sombre celui que nous avons étudié, avec la flèche indiquant la progradation générale du système). Le cœur du bassin est occupé par des séries marneuses et évaporitiques qui sont des équivalents latéraux des dépôts de bordure. L'ensemble est tronqué par des conglomérats et des dépôts lacustres pliocènes que j'ai partiellement étudiés, en particulier au niveau de leur contact érosif sur les séries miocènes. Nous avons identifié là un bon candidat pour la surface régressive d'érosion du messinien méditerranéen.

Jean-Marie avait déjà travaillé des années auparavant dans le centre du bassin, autour du problème de la crise messinienne. L'arrivée d'Emmanuelle l'incita à reprendre ce chantier, en élargissant la thématique au problème des plates-formes carbonatées tortoniennes qui limitent le bassin, notamment sur sa bordure méridionale. Quant à moi, je devais m'intéresser à la dynamique d'un système conglomératique interdigité dans les plate-formes carbonatées, ainsi qu'à la transition vers le Pliocène continental. L'abondance des conglomérats dans ces dépôts me renvoyait au Miocène du bassin méso-hellénique.

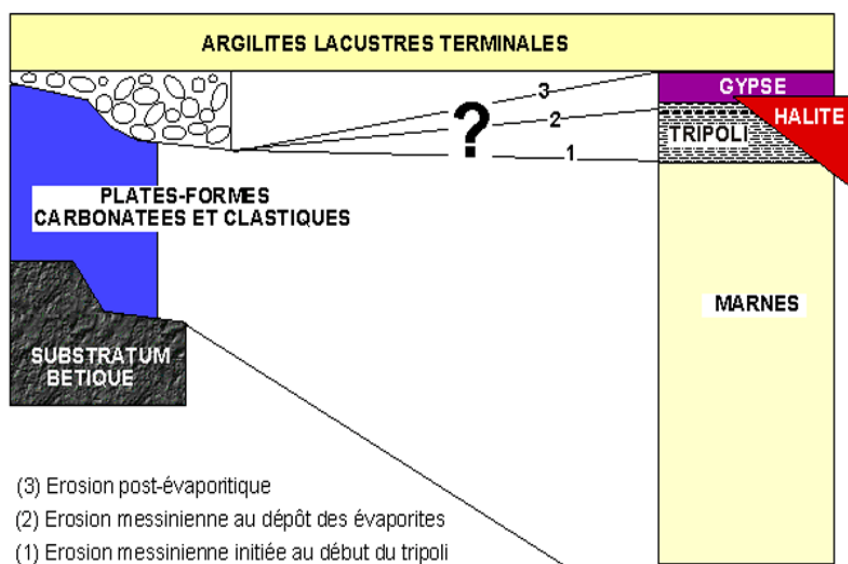


Figure 35: Schéma synthétique des corrélations stratigraphiques entre les bordures et le centre du bassin de Lorca (Jean-Marie Rouchy, communication personnelle). Quand nous avons abordé ce chantier, il y avait une incertitude sur l'âge des évaporites. Il était capital de réduire cette incertitude car c'est tout le problème de la chronologie du sel messinien qui est en jeu. Une des possibilités que nous avons explorées était de comparer la série régressive centrale avec celle des marges et de donner un cadre séquentiel aux conglomérats sommitaux.

Les travaux de Jean-Marie Rouchy avaient montré des alternances de diatomites et de niveaux gypseux évoluant vers les marges du bassin vers des dépôts de sebkha, suggérant une réduction importante de la tranche d'eau (sub-émersion) au début du dépôt de la série à diatomites (Rouchy *et al.* 1998). Le sel du bassin de Lorca pourrait donc, contrairement au sel des bassins profonds méditerranéens, être mis en place dans une lagune évaporitique isolée du reste du bassin. Les datations (paléomagnétiques, bio- et orbito-stratigraphiques...) réalisées sur les bassins proximaux (Lorca, Librilla, Fortuna) ont donné des résultats qui

Le bassin de Lorca avait depuis longtemps fait l'objet d'une étude stratigraphique et structurale générale, pilotée principalement par l'IGAL (Montenat 1977; Montenat *et al.* 1990). Ces dépôts tortono-pliocènes sont les plus internes et parmi les mieux exposés parmi tous les bassins marginaux de la Méditerranée. La série présente, au-dessus des marnes marines tortoniennes, la succession à diatomites dite du Tripoli, surmontée par des évaporites comportant une cinquantaine de mètres de gypse (Formation de La Serrata) et 200 mètres de sel dans la parie axiale du bassin, passant à leur tour à des calcaires lacustres (Figure 35).

sont pour l'instant divergents (Rouchy *et al.* 1998; Dinarès-Turell *et al.* 1999; Krijgsman *et al.* 2000; Playà *et al.* 2000). Les datations basées sur l'orbitostratigraphie proposées par Krijgsman tendent à montrer que cette série est datée du Tortonien terminal, donc antérieure à la crise messinienne proprement dite. D'où l'idée récente d'une 'crise tortonienne' (Krijgsman *et al.* 2000). Cependant, le sommet du sel est marqué par une forte dissolution, signalant un hiatus probable entre son dépôt et le dépôt des marnes lacustres sus-jacentes. L'exemple du bassin de Lorca est de nature à montrer comment un contrôle hydrologique local, dans

un bassin semi-fermé, peut produire des changements écologiques et environnementaux drastiques. C'est dans le but d'argumenter cette idée que nous avons donc étudié les séries tortoniennes de la marge S et SW du bassin. Cela fut pour moi l'occasion de m'intéresser à l'événement messinien méditerranéen, sur lequel j'allais co-encadrer en 2005 le DEA d'Edda Zué dans le cadre du GDR Marges (Golfe du Lion).

Depuis 2002, c'est un projet ECLIPSE co-dirigé par Jean-Marie Rouchy et Jean-Pierre Suc qui a financé les

TRAVAUX EFFECTUES ET RESULTATS ACQUIS

Ma participation à ce chantier, au cours de deux missions de terrain en 2000 et 2005, a été (i) de lever une coupe et une carte détaillées des lobes deltaïques qui recourent les plates-formes carbonatées tortoniennes au SW du bassin (Figure 34) ; (ii) de décrire et d'interpréter les corps conglomératiques formant l'ossature de ces deltas ; (iii) de cartographier le contact aval entre ces deltas et les dépôts lacustres (attribués au Pliocène) préservés dans le bassin ; (iv) de décrire l'organisation stratigraphique générale de ces dépôts lacustres. Les points (i) et (ii) ont fait l'objet d'une présentation collective dans plusieurs réunions scientifiques, et les points (iii) et (iv) d'une communication au congrès de l'ASF 2005 (Vennin *et al.* 2005). Deux publications sont en cours.

Les résultats peuvent se résumer ainsi :

1. les conglomérats marins sont des fan-deltas progradant vers le NE sous l'effet d'une chute graduelle du niveau marin relatif (régression forcée). Ce cycle stratigraphique est ponctué de pulsations transgressives, au cours desquelles le haut des foresets et les topsets deltaïques sont colonisés par des coraux (porites) et des platiers à huîtres.
2. Ce delta est incisé à son front sur plusieurs centaines de mètres (conclusion tirée d'un forage dans le bassin) et

recherches sur la crise de salinité, incluant ce chantier, et l'équipe s'est étoffée avec l'arrivée d'Eva Moreno, nommée récemment au Muséum, de Sevket Sen pour la magnétostratigraphie et l'étude des micromammifères, et de collègues de l'Université de Nancy, Danièle Bartier pour les argiles, Christian Hibsich et Cédric Carpentier pour les relations tectonique-sédimentation. Une demi-douzaine de missions ont eu lieu, dont des missions d'échantillonnage systématique visant à refaire la magnétostratigraphie complète du bassin.

l'incision est comblée par des séries fluviales en tresses et des deltas fluvio-lacustres montrant des paléocourants dominants vers le SE.

3. Les séries fluviales à fluvio-lacustres sont grano décroissante à grande échelle, à la fois vers le haut de la série et vers le centre du bassin, occupé majoritairement par des marnes lacustres.

4. Cet ensemble fluvio-lacustre est recouvert par un piémont conglomératique fluviale progradant vers le sud et alimenté depuis le bassin d'Aledo.

La question clé est de savoir si l'incision profonde que nous avons trouvée à la base des conglomérats continentaux, et qui montre une chute du niveau marin de plusieurs centaines de mètres, correspond à la chute messinienne (qui, en Méditerranée, est d'au moins 1500 m). Le bassin de Lorca est séparé de la Méditerranée par le bassin ou 'corridor' du Guadalentin, et de ce dernier par un seuil de socle : les communications avec la mer sont limitées à une passe, et les données de surface ne permettent pas d'identifier un canyon enfoui. La découverte par Sevket Sen d'un vertébré pliocène dans les conglomérats fluviales scellant l'incision est un argument –non décisif– en faveur de cette interprétation. Si cette datation est confirmée, on aura là en outre un guide de corrélation

des dépôts marginaux du bassin avec les dépôts de la série principale. Le hiatus marqué par l'incision sur la bordure pourrait être corrélé à la surface de dissolution au sommet du sel. Nos travaux se poursuivent à Lorca,

dans le but de mieux contraindre les corrélations à travers notamment des réseaux de faille qui séparent les séries bordurières du bassin central.

CHAPITRE 5 : TRAVAUX EN COURS ET PROJETS DE RECHERCHE

Dans les chapitres précédents, on a vu que j'ai essayé de travailler comme un géologue marin et un sédimentologue de faciès à plusieurs échelles emboîtées, depuis le processus (hydrosédimentaire) jusqu'à la géodynamique. La thématique à laquelle j'envisage de me consacrer est le contrôle paléogéographique des dépôts épicontinentaux. C'est le titre de ce mémoire et une sorte d'hypothèse de travail pour l'avenir. Je montre ici comment je suis arrivé à la modélisation en 2002, suite à la restructuration de l'ESA 7073, et grâce à la complicité de Christian Ravenne et de Cécile Robin. Je développe deux aspects de la modélisation applicable aux bases de données accumulées sur deux chantiers présentés dans les précédents chapitres (Manche et Grèce).

INTRODUCTION

Lors de l'Ecole thématique du CNRS à Roscoff (2001), nous avons fait collectivement un état des lieux de la géologie sédimentaire en France :

La géologie sédimentaire a pour objectif de reconstituer, de quantifier et de modéliser, à partir du message sédimentaire, les grands processus et événements géologiques, actuels et anciens. Pourtant, les géologues et autres géophysiciens n'ont pas consacré au message sédimentaire autant d'énergie qu'à la mécanique de la lithosphère ou à la convection du noyau, pour prendre deux exemples particulièrement représentatifs de la vigueur de notre communauté des Sciences de la Terre. Ceci s'explique par la position de la géologie sédimentaire en France, éclatée entre une communauté stratigraphique puissante, surtout attachée à dater les sédiments, des "géologues marins" se consacrant principalement à l'étude de la croûte océanique et un monde industriel, pétrolier essentiellement, orienté sur la structure des réservoirs.

J'ai perçu cet éclatement dans tous les projets sur lesquels j'ai travaillé. En Grèce, nous faisons du terrain « généraliste », mais il eût fallu des Thierry Mulder pour lire les turbidites. En mer, nous faisons des relevés hydrosédimentaires précis, mais il eût fallu de meilleurs physiciens pour explorer les quantifications qu'on pouvait en tirer (vitesses critiques d'entraînement par exemple, qui valident ou non les cartes morphosédimentaires). Sans parler des approches trop empiriques dans la lecture du signal sismique. En France, Jean-Noël Proust et Geoffroy Mahieux furent les premiers géologues du secteur académique à travailler sur les relations entre faciès acoustiques, stratonomie et lithologie (Mahieux *et al.* 1998; Proust *et al.* 2001a).

Ce constat est collectif, et c'est pourquoi le CNRS a mis l'accent sur les programmes trans-disciplinaires (ECLIPSES, DyETI, RELIEFS, etc..). Parmi les thèmes fédérateurs retenus dans la prospective de Roscoff (mécanismes sédimentaires, cycles stratigraphiques et géochimiques, relations déformation-sédimentation, relations climat-flux sédimentaires, modélisations,

bases de données), ce sont les mécanismes de dépôt et les cycles qui me semblent les plus pertinents car ils n'adressent pas la question QUOI (description) mais bien plutôt la question COMMENT (processus). La plupart des sujets de recherche en sédimentologie ont des fondements très anciens, mais pour progresser sur le COMMENT, il faut les aborder du point de vue analytique et quantitatif. Je me suis donc délibérément tourné vers des projets de modélisation, géologue jouant auprès des mathématiciens et des physiciens le rôle de pourvoyeur de données et d'idées à tester par le calcul numérique.

Je dois d'abord dire qu'il s'agit ici d'une part de modélisation *des processus* (pas de modélisation des données, géostatistique ou autre), et de modélisation *numérique* (pas de modélisation analogique). La modélisation analogique (ou expérimentale) est un monde à part, permettant d'observer avec une finesse inégalée ce qui se passe, mais très difficile à projeter dans le monde des données géologiques (problème du dimensionnement). La modélisation numérique est celle qui permet le mieux d'accéder à la physique des processus. Elle a deux caractéristiques fondamentales : (i) elle est déterministe (une seule solution par *run* –ou 'expérience'), (ii) elle est directe (on doit lui fournir les paramètres dimensionnants). Ce deuxième point est capital, et montre une arabesque intellectuelle : si on a la loi physique (le modèle physique, le code de calcul) et les paramètres dimensionnants (connus : le modèle géologique, l'objet sur lequel on va appliquer la modélisation, et supputés : les constantes des processus), pourquoi modéliser ? C'est justement qu'on va fournir au code, outre les paramètres connus, ceux qui ne le sont pas, et qu'on ajustera ces derniers jusqu'à minimiser l'écart entre le modèle calculé et le modèle géologique (la méthode des 'itérations successives'). Je voudrais enfin préciser ici que c'est du point de vue du géologue utilisateur des modèles que je me place, non

pas du modélisateur lui-même. Pour cette raison, je ne rentrerai pas dans le détail de la physique programmée dans les deux modèles que j'utilise, ni de la programmation informatique.

Je fais ici un aparté pour rappeler le contexte dans lequel la modélisation avait été amenée dans la FRE2400. L'objectif de l'atelier 'sédimentologie et modélisation' que nous avons accepté de piloter avec Cécile Robin était de convertir des bases de données stratigraphiques et paléogéographiques qui avaient été utilisées dans les programmes Téthys et PériTéthys en bases de données de SIG comprenant tous les descripteurs 'pertinents' pour la modélisation (c'est-à-dire permettant de contraindre les séquences de dépôt : les variations du niveau marin relatif et les flux sédimentaires). On avait sélectionné les paramètres suivants : (i) chronologie, (ii) lithologie, (iii) géométrie, (iv) contenus fauniques et géochimiques, (v) faciès sédimentaires, (vi) paléobathymétries et paléoaltitudes. Chacun de ces paramètres devait être renseigné –ou non- par des observations hétérogènes, exprimées dans des nomenclatures différentes, avec un poids inégal suivant les chantiers compilés. La première chose à faire était donc de créer des 'proxys', des paramètres synthétiques combinant les paramètres élémentaires extractibles des données. La modélisation était alors conçue comme la validation, sur des chantiers parfaitement bien décrits, des proxys créés. En se basant sur les zones-clés de la charte stratigraphique de l'IFP, Christian Ravenne avait insisté pour qu'on essaie de comparer ces marqueurs dans des chantiers très contrastés en termes de paléo-latitude et de contexte séquentiel. L'exemple de départ était l'opposition entre le Jurassique supérieur (montrant des chutes très marquées à l'ordre 3 et un maximum d'inondation à l'ordre 2 des séquences de Vail) et le Crétacé inférieur (même signal à l'ordre 3 mais un minimum à l'ordre 2). L'UMR n'ayant pas été reconduite, cet atelier s'est transformé en projet Hiatus

de l'IFP, sur lequel deux équipes de l'UPMC et du Muséum viennent de commencer à travailler.

Après cet aparté sur la manière d'agencer les données disponibles pour mieux les projeter (ou en acquérir d'autres), je reviens à la modélisation numérique. L'intérêt double de la modélisation est (i) d'établir des résultats univoques, (ii) de développer leur interprétation (départager des hypothèses, hiérarchiser des phénomènes). C'est dans ce contexte que j'inscris mon projet de recherche pour les années à venir. On a vu dans les chapitres 2 à 4 que le fil rouge de mon activité a été de tracer les paléogéographies et les paléoreliefs épicontinentaux à partir de l'enregistrement des systèmes sédimentaires terrigènes (en érosion, transit, dépôt). Pour progresser sur ce thème, la modélisation est un passage obligé car le relief d'une montagne ou la rugosité d'une côte ne sont pas des données qu'on peut tirer directement des archives sédimentaires, mais des paramètres déterminants d'un ensemble de lois physiques qui prédisent l'érosion, le transport et le dépôt des particules d'une certaine taille sur une certaine topographie.

MODELISATION HYDROSEDIMENTAIRE DES GRANDS BASSINS TIDAUX

PROBLEMATIQUE ET OBJECTIFS

Des modélisations numériques des processus sédimentaires d'érosion-transport-dépôt existent à très petite échelle, basées notamment sur des lois empiriques, utilisées par exemple dans l'ingénierie portuaire (Soulsby 1997). Or, les enjeux environnementaux d'aujourd'hui relèvent de la prédiction des processus naturels à la méso-échelle, spatiale et temporelle (par exemple celle du prisme littoral entier, pas celle de la plage). Cette échelle implique au premier ordre une compréhension des interactions entre les processus hydrodynamiques et les variations du niveau marin. Paradoxalement, alors que

Mon projet de recherche deux aspects : (i) le forçage hydrodynamique (intrinsèque aux processus dans le bassin), dont l'importance a été vue aux chapitres 2 (bancs celtiques) et 3 (Miocène rhodanien) ; et (ii) le forçage orogénique (extrinsèque aux processus dans le bassin), qui nous ramène au chapitre 4 (bassin méso-hellénique). Parce qu'ils sont en rapport direct avec les topographies qui les produisent, nous nous limiterons aux bassins épicontinentaux, qui représentent quand même 25% en moyenne de la surface des continents (jusqu'à 50% au Crétacé supérieur). Nous nous limiterons également aux systèmes clastiques, qui sont actuellement les mieux connus d'un point de vue modélisation. Pour tester les interactions topographie-hydrodynamisme, nous nous placerons dans le cas d'un système sédimentaire à flux constant et sans déformation. Pour tester les interactions topographie-déformation, en revanche, nous nous mettrons dans le cas d'un bassin où la dynamique prépondérante est celle des flux terrigènes.

les modèles de circulation de l'océan, y-compris les échanges de solutés, ont fait l'objet de progrès constants, notamment à destination des paléoclimatologues, ils n'ont que très rarement été utilisés dans la communauté des géosciences sédimentaires. Ce projet représente une tentative d'exploitation des connaissances en mécanique des fluides pour la prédiction de l'évolution des systèmes sédimentaires côtiers à l'échelle millénaire.

Je ne ferais pas une revue des modélisations hydrodynamiques, qui représentent un monde en soi (et

qui m'est étranger). Même en se restreignant au domaine des bassins tidaux, il faudrait un volume complet. Par ailleurs me baserai sur l'exemple de la Manche uniquement. Le modèle harmonique des marées de la Manche, qui permet de calculer la phase et l'amplitude de tous les facteurs (toutes les ondes) convolués dans l'onde de marée, est connu depuis longtemps (Doodson 1921), mais les modèles numériques comme TELEMAC utilisant les paramètres de l'onde de surface pour calculer les déplacements des masses d'eau datent des années 60. Pour appliquer ces modèles à des problèmes sédimentaires, il faut pouvoir faire un très grand nombre d'itérations, car ce sont les dérives tidales (la somme des différences entre le transport au flot et au jusant) qui influencent la sédimentation. Le premier modèle à avoir rendu compte de ces dérives est celui de Jean-Claude Salomon à l'IFREMER (Salomon et Breton 1993). Depuis 1988, l'IFREMER a eu un programme de modélisation visant initialement à comprendre les transports de nutriments et de larves dans le domaine côtier. Du point de vue hydro-sédimentaire, le problème du transport en suspension rejoignait le problème majeur des envasements littoraux, et ce sont donc des modèles de transport des sédiments cohésifs (SiaM, MARS) qui ont été les premiers développés dans le cadre des programmes nationaux (Brenon et Le Hir 1999). Le transport des sédiments mixtes (sablo-argileux) a été abordé plus récemment notamment dans le cadre du programme Seine Aval (baie de Seine), avec l'introduction de codes spécifiques au transport des sables développés par l'IRSN (Cugier 2000). Le transport des sédiments non cohésifs est également traité dans le cadre du PNEC, dont un des chantiers est la Baie du Mont Saint Michel (Ehrhold *et al.* 2003). Toutes ces avancées concernent le domaine côtier essentiellement, où les données de surface sont très détaillées. En revanche, il n'y a pas à ce jour de tentative de modéliser le transport sédimentaire

sur l'ensemble de la Manche et sur le très long terme. C'est l'enjeu de ce volet de mon projet de recherche.

Le projet d'utiliser les modèles hydrodynamiques pour faire des reconstitutions paléoenvironnementales n'est pas nouveau, et l'exemple de la Manche est à ce titre très parlant. Serge Berné m'avait dit en 1994 : « il te faut un modèle hydrodynamique pour démontrer l'origine des bancs celtiques ». En 1986, Belderson avait déjà publié un modèle montrant l'accélération significative des courants de marée si on faisait baisser le niveau marin de 100 m (Belderson *et al.* 1986). Plus récemment, un modèle similaire a été utilisé par les quaternaristes de l'Université de Bangor au Pays de Galles pour montrer l'influence des marées sur l'ouverture du Pas-de-Calais (Scourse et Austin 1995). Ce modèle a également été utilisé pour modéliser l'effet des bas niveaux marins sur les dépôts de la plate-forme de la Mer de Chine (Uehara et Saito 2003). La même équipe travaille désormais à une modélisation de la dernière transgression à l'échelle de l'ensemble des plate-formes ouest européennes (Uehara *et al.* 2003), mais le modèle de niveau marin utilisé est plus complexe, car il introduit une composante glacio-hydro-isostatique (Lambeck 1995).

La tendance actuelle est d'appliquer à l'échelle des plate-formes tidales les modèles hydrosédimentaires utilisés dans le domaine côtier, couplant un modèle hydrodynamique avec un module de transport (Van der Molen *et al.* 2004). Le pas de temps efficace, celui sur lequel le modèle doit être congruent, est aussi long que ce qui est nécessaire à produire une modification du fond, par érosion ou aggradation, ce qui est une nouveauté par rapport aux approches telles que celle de l'IFREMER.

C'est dans ce sens que nous voulons avancer avec Bernadette Tessier et Christophe Hourdin (ce dernier faisant partie de l'équipe de Maxence Revault d'Allonnes, qui a introduit TELEMAC au Muséum).

Nous voulons voir en particulier si l'hydrodynamique permet de contraindre la construction à long terme des grands corps tidaux de plate-forme. L'outil dont nous disposons est TELELMAC2D, développé par le LNH-EDF, un modèle aux éléments finis qui résout les équations de Navier-Stokes. L'hydrodynamique qui domine le système de la Manche est celle des courants de marée (le forçage des vents locaux et du géostrophisme sera secondaire). La seule variable extérieure sur laquelle on jouera, dans un premier temps, pour déterminer la configuration du bassin, sera le niveau marin. En le faisant varier, on peut reconstituer, pour des paléogéographies successives, le champ de courants sur le fond. Couplé à un modèle de transport, TELEMAC2D permet donc théoriquement d'extrapoler l'enregistrement sédimentaire en tout point du bassin.

Un modèle stratigraphique 4D en découle. La contrainte à maîtriser en entrée du modèle est le disponible sédimentaire (bio-production in situ, apports terrigènes). L'ajustement du modèle se ferait dans un premier temps en introduisant dans le système chaque produit sédimentaire qu'on observe dans les data (Figure 36), avec différentes projections spatiales (sources ponctuelles –terrigenes- sources diffuses – carbonatées). On retrouve dans ce projet un questionnement que j'ai eu dans l'étude des bancs (pourquoi les chenaux perchés ?) et des vallées celtiques (pourquoi un ravinement érosif ?). Le but est d'utiliser au maximum les systèmes quaternaires, pour lesquels on a les meilleures contraintes en termes de processus, pour construire un modèle applicable à l'ancien dans des contextes où on n'a plus que des bribes du système.

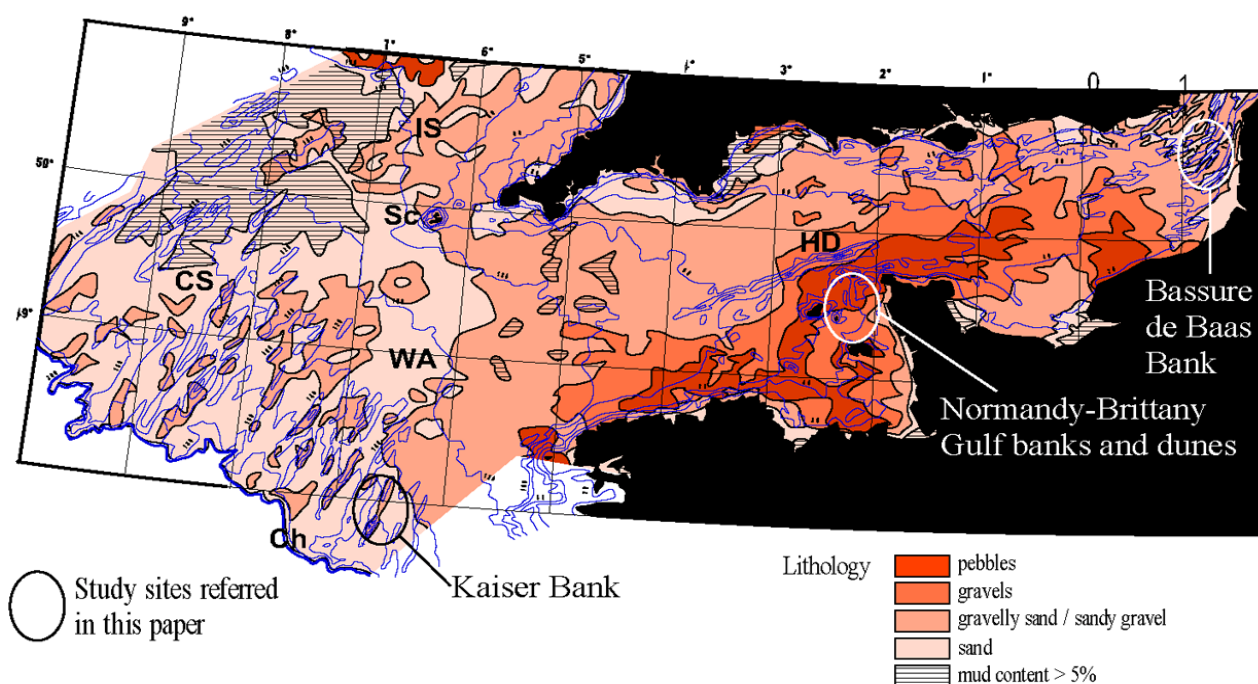


Figure 36 : Carte des sédiments superficiels de la Manche et de ses approches (Reynaud *et al.* 2003). L'objectif que nous nous fixons est de reproduire cette distribution sédimentaire par la modélisation hydrosédimentaire. Cette carte servira à caler un modèle basé sur la circulation à long terme des courants de marée calculés par TELEMAC2D.

EN COURS : PALEO-MANCHE

Ce projet a été monté en collaboration avec Bernadette Tessier et Maxence Revault d'Allonnes, qui a fait au

Muséum les premières modélisations. L'idée était de voir si la marée atlantique pouvait 'résonner' dans le golfe des Approches de la Manche à un moment précis

de la dernière transgression, étape que les données morphologiques et sismiques nous avaient fait placer aux alentours d'un niveau marin à -100 m (chapitre 2). La partie hydrodynamique a ensuite été développée par Christophe Marguerit et surtout Christophe Hourdin, qui a produit les résultats dont nous disposons actuellement. Les données géologiques (Figure 36) sont issues des compilations que nous avons faites avec le Groupe Manche depuis 1997, intégrant la carte établie par l'équipe de Caen (Larsonneur *et al.* 1979), les cartes anglaises (Evans 1990), les données du BRGM (Bouysse *et al.*, 1979) et les résultats des programmes Sédimanche et Mast-Starfish, résumés dans une publication du Groupe Manche (Reynaud *et al.* 2003).

Nous avons choisi un modèle de terrain avec une emprise large sur sa limite fluide (Golfe de Gacogne),

car c'est à cette échelle que la marée atlantique est transformée en entrant dans la Manche. De même, il fallait intégrer la Mer d'Irlande et le sud de la Mer du Nord. Nous avons utilisé la base de données topographique et le maillage du système MATISSE développé par le LNH. La bathymétrie de cette base de données n'intègre pas les détails à l'échelle des reliefs locaux (bancs, fosses, vallées et canyons). La modélisation est basée sur un cycle semi-lunaire (28 marées sur 14 jours), avec des coefficients allant de 30 à 110. dans un premier temps, nous n'avons intégré que le facteur M2. Les résultats des premiers essais ont montré que, sur une dizaine d'étapes de la transgression pour lesquels les runs étaient faits, cette approche pouvait permettre d'établir une chronologie absolue des grands dépôts tidaux (Figure 37).

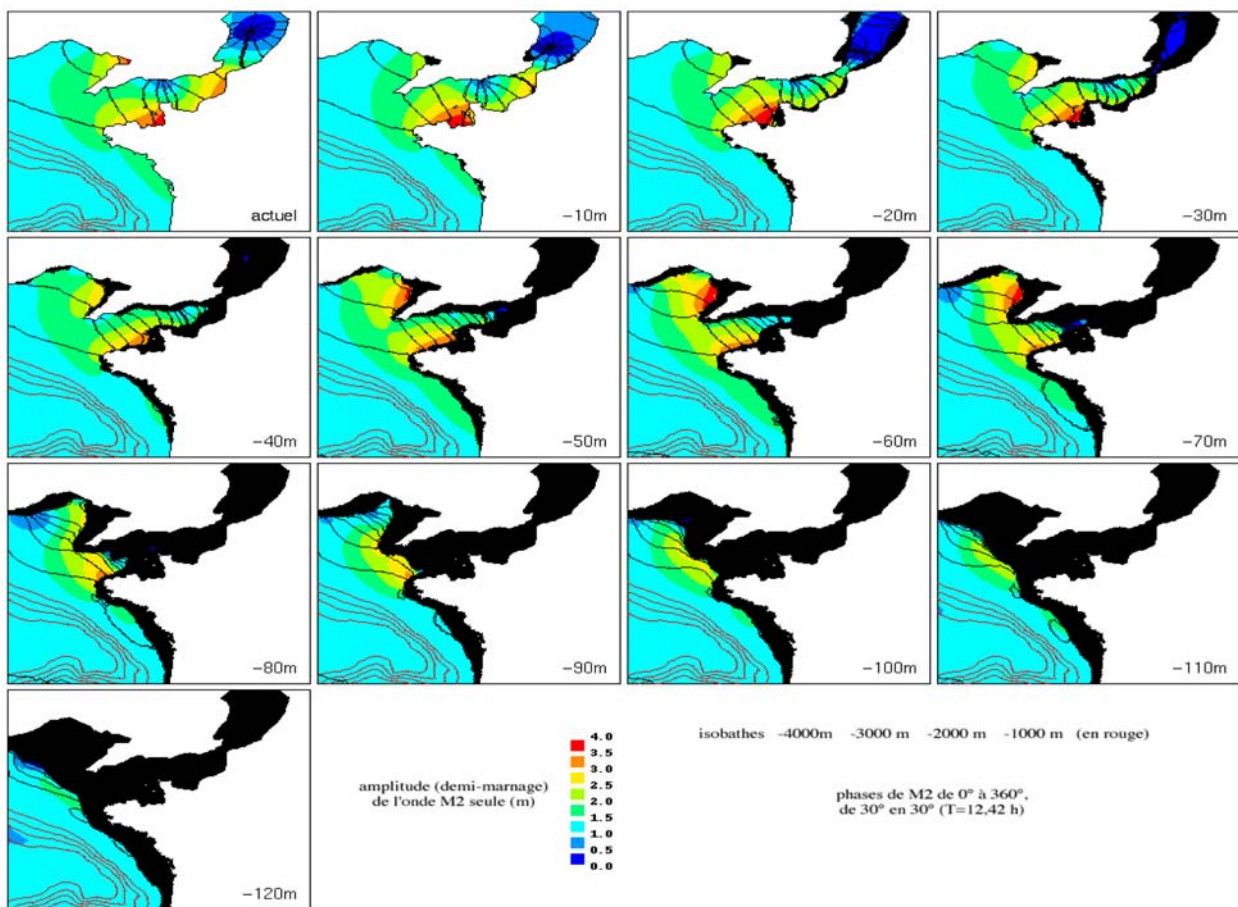


Figure 37 : Modélisation TELEMAC2D du bassin de la Manche à différentes étapes de la dernière transgression marine. Est représentée la demi-amplitude de la marée M2, qui donne un proxy pour la friction sur le fond. Les bleus correspondent à une amplitude faible et les rouges aux zones où la marée est la plus amplifiée.

Sur ces premières modélisations, on voit notamment que la baie de Bristol, qui est un des bassins tidaux présentant des bancs développés, est en résonance (atteint son paroxysme tidal) entre -70 et -50 m, alors que son homologue français, le golfe normand-breton, est dans la même situation entre -20 m et le niveau actuel. On voit également que le Pas-de-Calais commence seulement à atteindre ce stade, ce qui est corroboré par les données morphosédimentaires que nous avons acquises sur la Bassure de Baas (chapitre 2).

Ce diachronisme entre les sous-bassins du système semble vérifié à plus petite échelle sur la plate-forme externe: la Mer Celtique *sensu stricto* montre des courants maximum autour de -100 m, comme l'avait déterminé Belderson (Belderson *et al.* 1986). En revanche, dans le secteur des Approches occidentales de la Manche (qui est le secteur du Kaiser, que nous avons étudié), c'est bien vers -80 m que les courants sont maximum. Il se trouve que les bancs tidaux du secteur celtique sont plus profonds que les bancs des Approches de la Manche, ce qui pourrait être expliqué par leur mise en place plus précoce dans la transgression. Toutefois, comme nous l'avons vu au chapitre 2, l'hypothèse invoquée pour expliquer cette différence de profondeur est plutôt le rebond isostatique. La prochaine étape est donc de modéliser la marée en intégrant, pour chaque run, la topographie telle qu'on peut la reconstituer aujourd'hui en compilant toutes les données et en calant dessus les modèles glacio-hydro-isostatiques les plus récents (Lambeck 1995).

Par ailleurs, le phasage du développement des grands dépôts tidaux ne dépend pas que des courants, mais également de la granulométrie des sédiments disponibles. Par exemple, les bancs de la Manche orientales sont constitués de sables quartzeux fins, tandis que les bancs de la Mer celtique sont fait (au

moins en surface) de sables bioclastiques grossiers (Figure 36). Cette remarque est importante car ce vers quoi nous voulons tendre, c'est un modèle hydro-sédimentaire.

Avant même que d'affiner le problème de la géométrie du bassin, il nous a donc paru plus important de commencer par regarder si TELEMAC2D pouvait être utilisé pour faire les bilans sédimentaires annoncés dans les objectifs du projet. Nous avons introduit le module de transport SYSIPHE des sédiments granulaires dans le modèle. Dans un premier temps, nous n'avons regardé les effets du courant que (i) sur un sédiment homogranulaire de 0,5 mm de diamètre, correspondant à la médiane des dépôts du banc du Kaiser (Reynaud *et al.* 1999b). Nous n'avons pour l'instant que des résultats très préliminaires (Figure 38). La conclusion qui s'impose est que le modèle, en l'état, ne rend pas compte de la dynamique qui a construit les bancs, et qui montre un transport résiduel dans leur direction (Reynaud *et al.* 1999d). Le modèle génère bien des bandes d'érosion dépôts mais... perpendiculaires à ce qu'elles devraient être ! Ceci pourrait être expliqué par la non intégration de la topographie des canyons et surtout des bancs.

Les modèles de croissance des bancs qui sont actuellement utilisés reposent sur des différentiels de vitesse générés au droit d'irrégularités topographiques (Zimmerman 1981; Hulscher *et al.* 1993). La prochaine étape est donc de déterminer si c'est ce défaut topographique qui est mis en évidence ici. Pour cela, nous allons refaire une carte bathymétrique intégrant non seulement les bancs mais aussi les canyons (qui peuvent avoir une influence dans le cisaillement de l'onde de marée).

Une thèse serait nécessaire pour faire progresser ce projet. Elle pourrait intégrer, en complément, la modélisation du Golfe du Morbihan (voir ci-après).

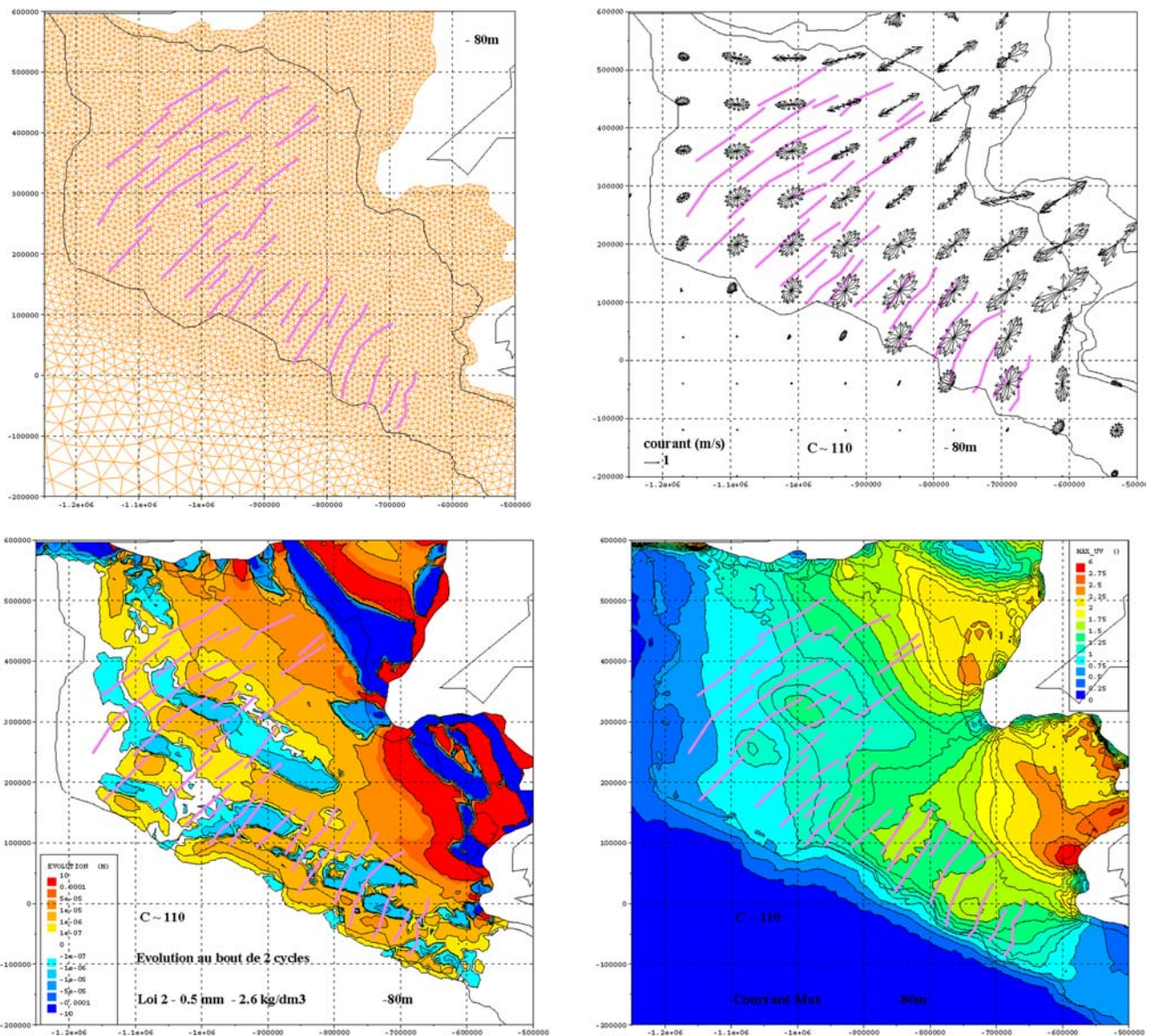


Figure 38 : Bilan sédimentaire 2D du forçage des courants de marée sur des sables de 0,5 mm de diamètre, après deux marées de coefficient 110, avec un niveau marin à -80 m. Les secteurs en bleu sont en érosion, les secteurs en rouge en accumulation. Les traits roses correspondent aux crêtes des bancs.

AMOYEN ET LONG TERME

C'est vraiment un objectif stratigraphique que je me fixe. L'intérêt de ces modélisations n'est pas de voir si les marées peuvent expliquer l'accumulation de dépôts sableux sur près de 50 m (comme c'est le cas des bancs celtiques), car cela a déjà été fait avec des outils plus spécifiques, comme je viens de le rappeler. L'intérêt est bien de voir ce que l'on peut apprendre sur l'occurrence stratigraphique des grandes accumulations tidales : (i) à

quel moment des transgressions les constructions se font ; (ii) quelle est la quantité de sédiment déplacé et exporté vis-à-vis de ce qui est accumulé - et l'importance des hiatus ; (iii) quelle est le contrôle des variations du disponible sédimentaire sur l'architecture résultante etc... Toutes ces questions doivent évidemment trouver une application en géologie de réservoir.

Le Miocène rhodanien.- Le prochain objet que je me propose de modéliser avec TELEMAC2D est donc dans l'ancien: c'est le comblement tidal de la formation bioclastique d'Uzès (voir chapitre 3). Nous avons vu qu'il s'agit d'un dépôt entièrement contraint par la vallée qui l'alimente et le bassin qui le contient. Deux questions doivent être abordées. Tout d'abord le problème du niveau d'inondation nécessaire pour initier la dynamique tidale, et, en corollaire, l'intervalle des paléobathymétries où la dynamique tidale est dominante. Ensuite, le problème spécifique des flux sédimentaires: puisque l'essentiel des dépôts est remanié, et importé dans le bassin, on ne peut pas utiliser des modèles écologiques pour calculer les taux de sédimentation: ceux-ci ne dépendent que de l'hydrodynamique. La durée –peut-être très courte- de la construction et le flux –peut-être très élevé- sont des paramètres d'autant plus importants qu'ils peuvent conditionner les processus diagénétiques précoces qui affectent les carbonates en général et ceux-ci en particulier (forte cimentation, pas d'enfouissement, voir chapitre 3). En fonction des réponses du modèle, un projet de couplage avec un modèle de bio-production est envisageable (Amélie Quiquerez, Dijon).

A long terme, j'aurais le projet de faire l'exercice sur l'ensemble du bassin rhodanien (dont le bassin d'Uzès n'est qu'une digitation). Grâce au découpage en séquences d'ordre 3 réalisé par David Besson (Besson 2005), on commence à avoir une image de l'uniformité de la dynamique tidale dans ce domaine lors des transgressions, surtout la transgression langhienne. Si la marée est tellement forte à cette échelle, c'est que les entrées de la Méditerranée au Miocène sont beaucoup plus larges et que le Golfe du Lion n'est pas encore complètement ouvert, de sorte que de Gibraltar à Lyon, le bassin a la forme d'un grand entonnoir (Figure 39). Un des objectifs de cette modélisation serait de contraindre la paléogéographie du bassin d'avant-pays,

notamment l'extension du rivage sous les chevauchements pliocènes. C'est un travail qui implique une synthèse des données qu'une équipe seule ne peut conduire. Il faudra donc envisager des collaborations. La modélisation tidale du bassin molassique helvétique a déjà fait l'objet de publications (Martel *et al.* 1994). Les dépôts tidaux homologues du bassin panonien sont également étudiés (Sztano et Jozsa 1996). La modélisation du bassin d'Uzès et une prospective à l'échelle de tout le domaine méditerranéen demanderait une thèse pour avancer.

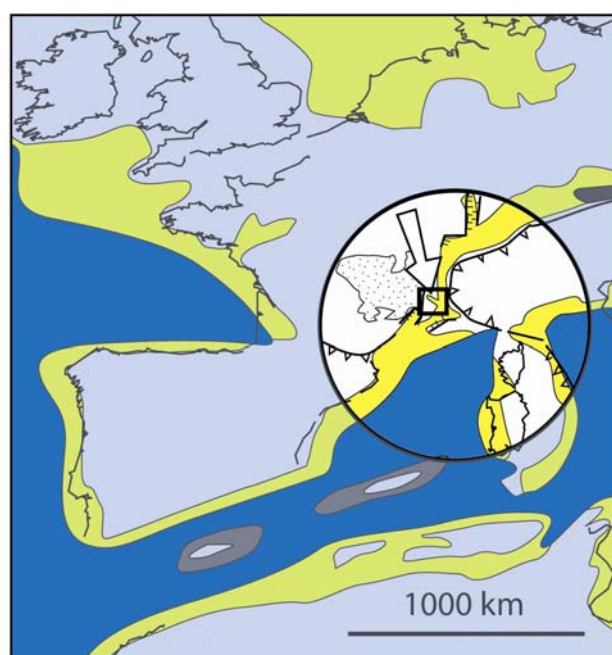


Figure 39: Paléogéographie du domaine ouest-méditerranéen au Miocène moyen, d'après les cartes Péri-Téthys (Dercourt *et al.* 2000). Certains éléments de cette reconstitution, notamment la profondeur des bassins, la largeur des plate-formes et la position de la côte, peuvent être testés par la modélisation tidale.

Autres opérations.- Dans le cadre de la thèse de Lucia Belmonte sur le golfe du Morbihan, encadrée par David Menier et Bernadette Tessier, un modèle morphosédimentaire complet des dépôts holocènes du golfe est en train de se constituer. Ce modèle géologique exceptionnel pourrait servir de base à une modélisation hydro-sédimentaire similaire à celle que nous avons entamée pour la paléo-Manche. L'enjeu de ce travail

serait de quantifier les flux liés à la mer et aux rivières (et dont un bilan sédimentaire du golfe actuel ne peut

donner qu'une vague idée, tant les remaniements cumulés sont importants).

ENREGISTREMENT STRATIGRAPHIQUE DES OROGENES

PROBLEMATIQUE ET OBJECTIFS

Dans les modélisations hydro-sédimentaires que nous venons de voir, l'hydrodynamique tidale répond au relief du plateau continental, mais le relief ne change pas (à l'échelle de temps considérée). Or, dans les domaines péri-orogéniques, et sur des périodes de temps plus longues, en plus du niveau marin eustatique, la déformation du relief est le forçage majeur du système sédimentaire. Dans ce deuxième projet, il s'agit de voir comment la modélisation de l'architecture d'un bassin sédimentaire déformé peut permettre de restaurer la paléo-topographie non seulement du bassin lui-même mais surtout des bassins versants qui l'alimentent. A cette échelle, un modèle diffusif suffit à décrire l'enregistrement sédimentaire. C'est ce type de modèle qui est utilisé dans l'industrie pétrolière.

Même si ce n'est pas l'objectif de ces paragraphes, je fais ici une parenthèse pour évoquer l'histoire et les avancées de la modélisation stratigraphique. Tout d'abord, sur l'origine de DIONISOS. Les premiers modèles stratigraphiques voient le jour dans les années 70, pour expliquer des mécanismes sédimentaires. Le plus remarquable est SEDSIM, qui est toujours exploité (Griffiths *et al.* 2001). A la suite des précurseurs (Harbaugh et Bonham-Carter 1970), les premières grandes applications sur des bassins sédimentaires furent menées par les équipes américaines (Syvitski 1989; Kendall *et al.* 1991). Puis sont apparus des modèles de géologie structurale, permettant les premiers couplages tectonique-sédimentation (Heller et Paola 1992; Paola 2000). Dans la géologie pétrolière, trois types de modèles se sont dégagés : (i) un premier type,

'géométrique', prenant en compte la géométrie du niveau de base (ou du profil d'équilibre) et de l'accommodation pour quantifier les flux (Cross et Lessenger 1999) ; (ii) un second type, 'empirique', où le transport des sédiments est simulé via des lois macroscopiques, comme c'est le cas de DIONISOS et de CARBONATE 3D (Warrlich *et al.* 2002), et des modèles de Bosence et Waltham (Bosence et Waltham 1990); (iii) un troisième type, particulière, où on simule le transport des sédiments grain par grain avec une physique finie, comme c'est le cas de SEDSIM (Griffiths *et al.* 2001), et des modèles récents de James Syvitski (Syvitski et Bahr 2001).

C'est à la deuxième famille qu'appartiennent les deux principaux modèles utilisés aujourd'hui, tout du moins dans la communauté française : CARBONATE 3D et DIONISOS. DIONISOS, qui fait l'objet de la thèse de Didier Granjeon (Granjeon 1997; Granjeon et Joseph 1999), ambitionne de quantifier (et non plus d'expliquer) les paramètres en jeu dans tous les processus stratigraphiques 'macroscopiques' (ceux qui caractérisent le transport sans aborder sa physique intrinsèque). Ces modèles 'empiriques' ont permis de passer deux grands caps. Un premier cap scientifique est la démonstration du contrôle au premier ordre de l'efficacité du transport, en plus de l'accommodation et des flux sédimentaires, sur la géométrie et la lithologie des séquences de dépôt. Ce progrès ouvre la porte à la modélisation des contrôles climatiques sur la stratigraphie, comme l'a montré la thèse d'Alexandre Hugot sur les dépôts gravitaires (Hugot 2000) ou celle

d'Amélie Quiquerez sur les carbonates (Quiquerez 1999). Un autre cap est industriel: la capacité de produire des modèles de gisement à l'échelle des bassins sédimentaires, ce a quoi également DIONISOS a été utilisé ces dernières années (Le 1999; Pinheiro-Moreira *et al.* 2001). Ces modélisations devraient avoir des retombées directes dans le domaine du pétrole du stockage des déchets (nucléaire, CO2...).

L'impulsion pour démarrer ce projet a été donnée par la FR32 du CNRS, dans le cadre d'un programme transversal coordonné par Cécile Robin entre 2000 et 2003. Le but était de faire travailler l'ESA7072 (tectonique) et l'ESA7073 (sédimentologie) autour du problème de la mesure de la déformation. Ce projet de la FR32 a fédéré un certain nombre de thèses sur la période 2000-2004: celle de Romain Augier (bassins bétiques sur détachement lithosphérique, co-financé par IT), d'Antoine Le Solleuz (bassin de Paris, intracratonique), de Jean-Christophe Embry (bassin de la Meseta ibérique, contexte de rifting, financée par l'IFP), ainsi que des travaux collectifs (la paléo-marge passive de l'Oman, co-financée par IT). Il a également financé une partie de mon projet sur le Miocène rhodanien (voir chapitre 3), et le bassin Méso-Hellénique en était un des chantiers prospectifs.

EN COURS : LA GRECE

Dès 2002, le bassin Méso-hellénique (voir chapitre 4) est apparu comme un chantier de choix pour développer une modélisation DIONISOS. Nos travaux montraient une évolution rapide du relief bordier du bassin sous l'effet d'une subduction (bassin d'avant-arc) puis en domaine aérien après la collision (bassin piggyback). La comparaison avec les vitesses actuelles de surrection de la chaîne axiale en Nouvelle-Zélande, équivalent actuel du BMH et chantier de notre projet Reliefs piloté par Franck Chanier, qui est de 3 à 4 cm / an, montre qu'aucun modèle thermo-mécanique de la lithosphère

ne peut expliquer ces orogénèses en subduction. Les vitesses d'érosion, également, sont faramineuses, mais il y a toujours la question de savoir si ces vitesses instantanées ne sont pas le reflet d'une situation propre au Quaternaire ou aux changements climatiques très haute fréquence. On est donc en peine de relier les flux sédimentaires avec la surrection. Ce lien peut et doit être fait sur une plus longue période de temps, pour avoir une signification dans un modèle de bassin.

Nous sommes donc partis sur l'idée de modéliser le BMH. La particularité de ce système, au moins à partir de l'Oligocène, est que les axes orographiques, du Pindé à l'ouest puis du Vourinos à l'est, sont à la fois les limites du bassin ET sa seule source d'alimentation. Chose importante, les systèmes de dépôt dans ce schéma mettent en connexion directe ET synchrone l'érosion dans les montagnes et la sédimentation dans le bassin (sans passer par un système en transit, qui tamponnerait l'enregistrement sédimentaire des flux terrigènes orogéniques). *Last but not least*, l'ensemble des dépôts est préservé dans le bassin (c'est un système fermé). La migration progressive des dépôts-centres montre que, s'il y a eu remaniement interne dans ce système, l'ensemble des dépôts qui y sont préservés traduit une érosion liée à l'orogénèse (à la seule exception, possible mais non avérée, de la chute eustatique de l'oligocène supérieur, qui pourrait également avoir contrôlé des érosions).

Nous avons entrepris de modéliser l'intervalle Oligocène-Miocène de ce bassin avec DIONISOS. L'utilisateur entre dans le modèle la topographie du profil de dépôt (de la zone source –en érosion- jusqu'au bassin), et la subsidence appliquée aux segments où les sédiments vont s'accumuler. La modélisation du remplissage prend ensuite en compte trois paramètres: (i) l'accommodation stratigraphique, qui est la somme, à chaque étape du calcul, de la variation du niveau marin eustatique et de la subsidence; ce paramètre détermine

la géométrie des dépôts: en aggradation pure, en rétrogradation ou en progradation; (ii) les apports sédimentaires (sédiments mobilisables sur le profil); (iii) le transport sédimentaire des sédiments mobilisables, qui est basé sur une équation de diffusion (ici une équation de transport gravitaire prenant en compte la pente). Toutes les lithologies sont définies par leur porosité initiale, porosité résiduelle, vitesse de compaction, coefficient de transport (marin et continental). Ces paramètres interviennent dans le transport et l'accommodation. L'utilisateur les choisit, de même qu'il choisit les relations et règles de production entre lithologies initiales (*bedrock*) et lithologies dérivées (sédiments mobilisables): c'est le taux d'altérabilité. Il a donc un contrôle total sur le modèle. Le modèle calcule le transport sur un pas de temps de 0,5 Ma.

C'est Martin Bêche qui dans son DEA a fait les premiers tests (Bêche 2004). La question que je lui avais posée était simple: DIONISOS peut-il décrire correctement le

BMH, avec des paramétrages 'raisonnables'. Tout le problème est dans ce qu'on entend par raisonnable: si les paramètres lithologiques étaient accessibles, il n'en était pas de même pour la topographie des zones sources, qu'il a fallu 'inventer' à partir de données issues de la littérature sur les prismes d'accrétion. Dès le départ, on a choisi de faire une modélisation 2D, suffisante au premier abord dans ce bassin cylindrique. Martin a donc construit un modèle de données 2D synthétique, basé sur une compilation de la bibliographie, notamment pour la sismique, et sur nos données de terrain. Pour la partie terrestre, il a fait une restitution des topographies érodées sur le Pinde et sur l'Olympe, à partir du volume de sédiments préservés dans le bassin et en appliquant la formule de dénudation d'Einsle – volume de dépôt = 40% du volume exhumé à l'équilibre isostatique (Einsle 2000). La modélisation a été découpée en 5 étapes, pour lesquelles la topographie était réinitialisée - mais pas la lithologie résiduelle sur le profil (Figure 40).

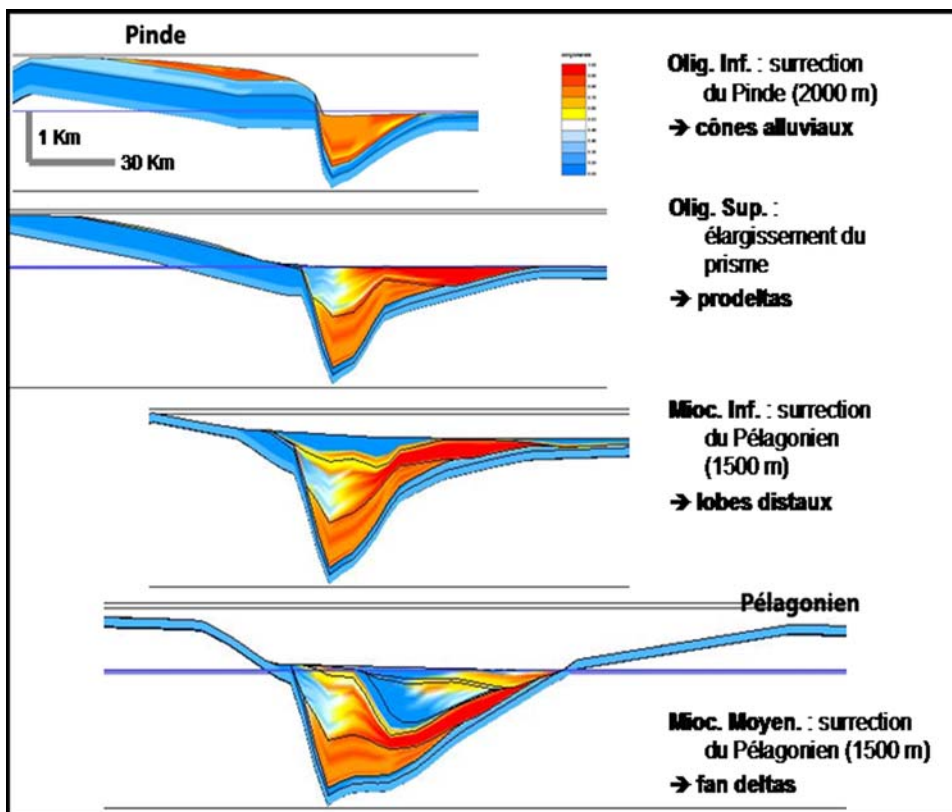


Figure 40: Première modélisation DIONISOS du remplissage du Bassin méso-hellénique (Bêche 2004). Les couleurs représentent des proportions relatives de sédiments grossiers et fins. Les sables fins sont représentés en bleu, les conglomérats en rouge. Cet essai montre qu'il est possible d'ajuster, dans une gamme de paramètres raisonnables, le modèle aux données. La mauvaise linéarisation du profil de dépôt (ligne brisée) est probablement responsable des artefacts qui simulent des cycles à haute fréquence.

Dans ces premiers essais, Martin a essayé de reproduire le bassin en faisant varier l'épaisseur de la nappe ophiolitique du Pinde (c'est-à-dire la lithologie initiale qui produit des conglomérats à l'Oligocène). Pour ce faire, il a adopté des coefficients de diffusion élevés, qui rendaient le modèle uniquement sensible à la déformation. Ces premiers essais ont montré que la physique contenue dans DIONISOS permet de retrouver les grandes géométries et lithologies du modèle géologique, avec des grandeurs de paramètres raisonnables (Figure 40). Cependant, (i) le profil topographique synthétique de Martin, 'en dents de scie', s'est révélé être source d'artéfacts et (ii) l'étude n'a pas permis de paramétrer le modèle de manière univoque (c'est-à-dire à identifier une seule solution pour le paramétrage). Ceci était la preuve que les paramètres choisis étaient en dehors de leur plage de sensibilité aux données. Cela a été le travail de Pierre Weill de reprendre la modélisation point par point, non pas pour reproduire le bassin de manière plus réaliste, mais pour faire l'étude paramétrique qui manquait (Weill, 2005).

Etude paramétrique.- Il s'agissait de déterminer les

gammes de sensibilité des paramètres aux données et de les hiérarchiser. Pierre a tout d'abord recompilé le profil synthétique de dépôt en utilisant des gaussiennes pour en lisser les aspérités (biais des données). On a vu que le modèle de Martin avait été réglé de sorte que les flux ne rendent compte que du relief. Or les flux dépendent aussi des coefficients de diffusion, et doivent être déterminés indépendamment. Les coefficients de transport et taux d'altérabilité ont été rapportés à des gammes 'initiales' centrées sur les valeurs moyennes de la bibliographie. Pierre a ensuite regardé en quoi une variation de 0,01 à 100 de chacun de ces paramètres (l'autre étant fixé) modifiait le transport dans le bassin. Il a déterminé des seuils au-delà desquels une augmentation de ces coefficients n'augmente plus la quantité de sédiments mobilisés et transportés dans le bassin. Ces conditions définissent une érosion sous contrainte, soit du transport soit de l'altération (Figure 41). Les tests de Pierres montrent que dans le cas du BMH, le paramètre de premier ordre est le coefficient de diffusion en domaine continental, car c'est le transport qui décrit l'évolution topographique la plus réaliste.

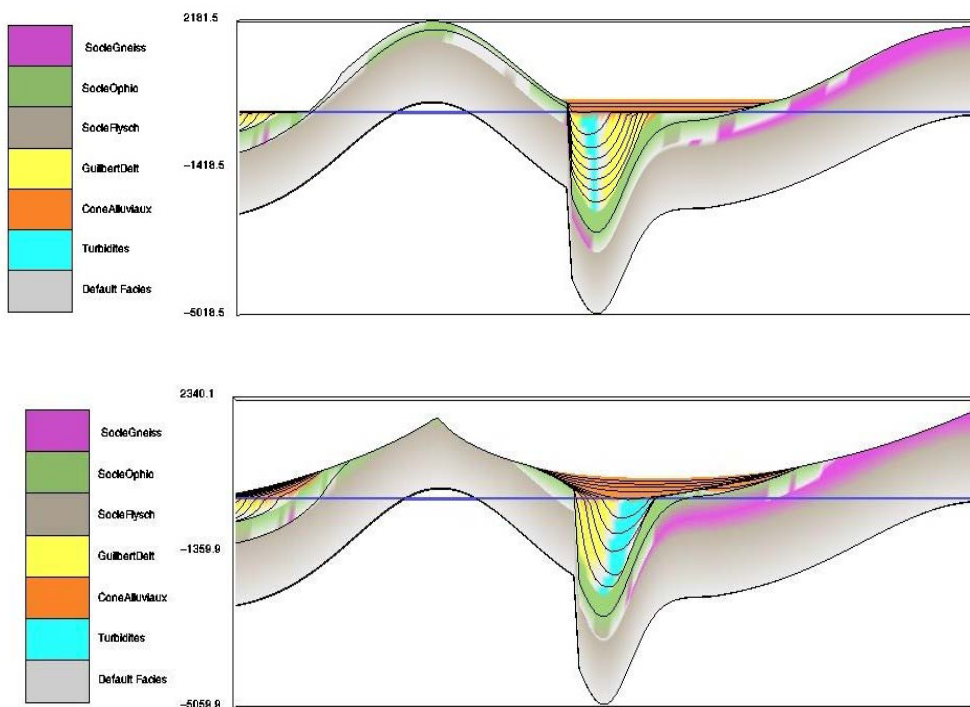


Figure 41: Erosion sous contrainte de l'altérabilité (en haut) ou du transport (en bas). Dans les conditions d'érosion sous contrainte de l'altérabilité, la déformation va pouvoir s'exprimer dans la topographie. Dans l'érosion sous contrainte du transport, c'est le contraste entre les lithologies que l'érosion va révéler. Le profil concave du profil de dépôt dans les reliefs constitués de flysch (Pinde) est plus réaliste, ce qui démontre que le paramètre d'ordre 1 dans ce système est le coefficient de diffusion en domaine continental.

En ce qui concerne la diffusion dans le bassin, Pierre a déterminé une gamme des valeurs du coefficient de transport en dehors de laquelle les dépôts ne sont pas réalistes (Figure 42). Il a ensuite déterminé les écarts

optimaux entre les coefficients propres à chaque lithologie, de sorte que la ségrégation des lithologies reflète au mieux le modèle géologique. Ce paramétrage est celui qui détermine la géométrie interne des dépôts.

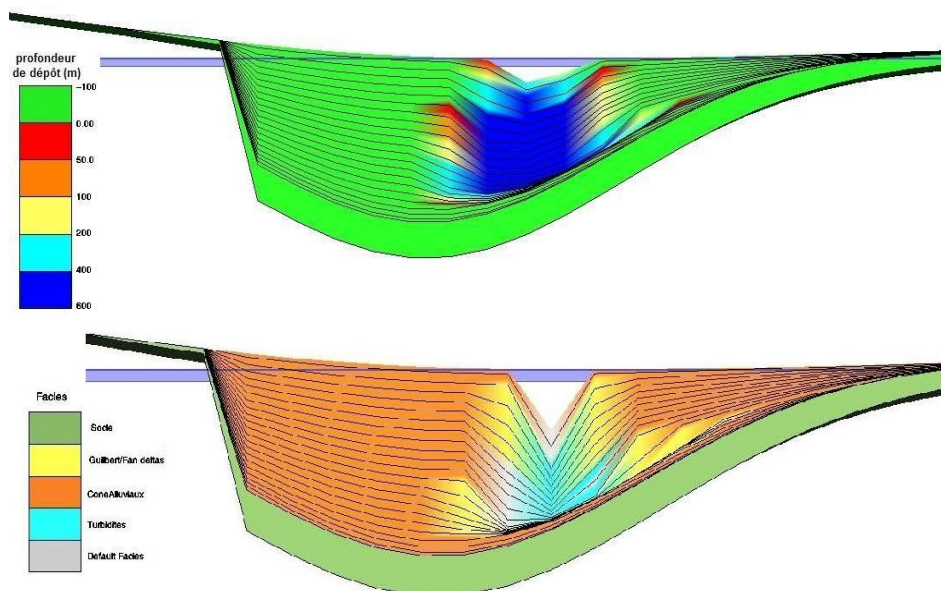


Figure 42: Influence du coefficient moyen de diffusion en milieu marin sur l'architecture du BMH. Le modèle géologique n'est pas représenté correctement (i) pour des coefficients 'trop' faibles, où l'essentiel du bassin est comblé avec des Gilbert deltas; (ii) pour des coefficients 'trop' forts, où le relief sous-marin disparaît complètement (ce qui est contredit par la présence des deltas et des cônes sous-marins observés à l'affleurement et sur la sismique).

Le modèle ainsi 'préparé' devrait pouvoir fonctionner de manière à décrire les variations des paramètres dimensionnants dans la stratigraphie, et en premier lieu la topographie. Sans entrer dans trop de détails, je veux revenir ici sur ce point, car c'est l'objet d'un volet du projet RELIEFS que je dirige avec Frank Chanier.

Limiter les incertitudes sur la topographie.- Si le modèle nécessite une topographie initiale comme donnée en entrée, c'est lui qui calcule la topographie finale à chaque étape, sur la base des pentes et de l'altérabilité des roches impliquées. C'est cette topographie finale qui est utilisée comme donnée en entrée de la modélisation à l'étape suivante. Chaque étape couvre plusieurs millions d'années, durée sur laquelle la déformation ajoute du matériel à éroder dans les reliefs. Dans ses premiers essais, Martin Bêche n'avait pas les données pour réajuster –réinitialiser- la topographie à chaque étape du calcul. Ce sont des données chronologiques sur l'exhumation, c'est-à-dire

la quantité de matériel crustal ajouté dans les reliefs à chaque étape de la modélisation, qui permettront de caler la topographie du modèle au début de chaque run. Ces données reposent essentiellement sur une étude thermochronologique basse température (U/Th/He et traces de fission sur apatite) effectuée sur des transects des axes orographiques alimentant le BMH (Pinde, Vourinos, Olympe). Cette étude est menée par Isabelle Coutand dans le cadre de notre projet RELIEF.

Ce couplage avec la thermochronologie ouvre des perspectives pour affiner le modèle, de sorte à pouvoir tester l'influence du climat : car si les pentes dépendent essentiellement de la déformation, l'altérabilité dépend du climat. Il est impossible de tester la réponse du modèle à l'un de ces paramètres sans fixer l'autre. Pour tester l'altérabilité, il faut fixer la valeur de la pente, donc, dans une certaine mesure (pour le cas d'un relief simple), la topographie. Nous n'obtiendrons pas avec ces outils des résultats d'ordre géomorphologique, c'est-

à-dire à l'échelle de la forme du relief (rugosité etc...), mais nous pourrions déterminer des ordres de grandeur ayant une signification à l'échelle de l'orogénèse.

A MOYEN TERME : AUTRES MODELISATIONS

Dans le projet RELIEFS.- Je fais ici un aparté pour dire qu'une étude similaire sera menée sur la Nouvelle-Zélande dans le cadre du deuxième chantier de notre projet RELIEF. La Nouvelle-Zélande représente un stade paroxysmal actif de la structuration de ces reliefs et les relations tectonique-sédimentation peuvent y être mises en regard des bilans de matière à court terme (échelles de temps de l'ordre de 500 ka pour les derniers 5 Ma). Les contrôles topographiques et sédimentaires y sont également étudiables avec une plus grande précision (terrain, subsurface, données satellitaires...).

En ce qui concerne la Grèce, pour l'instant, nous n'avons envisagé qu'une restauration 2D du bassin, ce qui repose sur l'hypothèse qu'il n'y a pas d'alimentation longitudinale dans le bassin. Or, les dépôts de chaque formation sont graduellement plus fins vers le nord, ce qui témoigne du fait qu'une analyse 2D n'est pas absolument correcte. Une modélisation 3D est possible avec DIONISOS et c'est un projet que nous voulons développer avec Didier Granjeon. Parallèlement, nous envisageons d'explorer l'objet 'Olympe' sur son versant

est, où le bassin thermique permet d'étudier l'évolution de la dénudation du massif (Figure 43 et Figure 44).

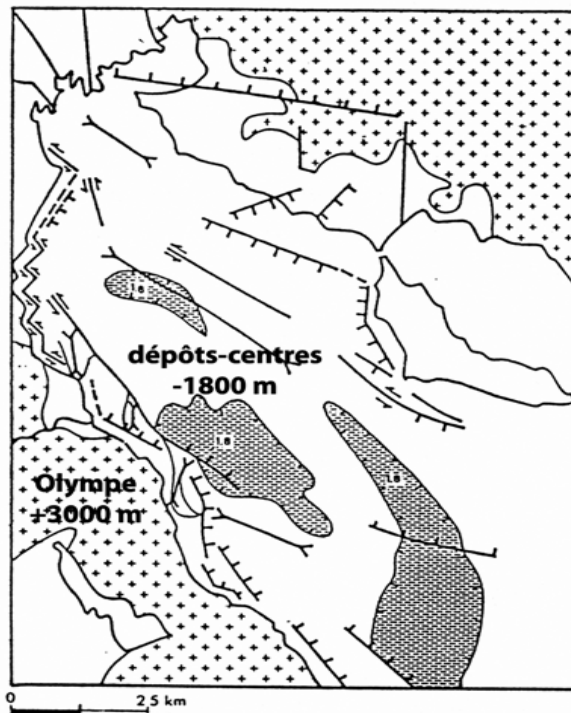


Figure 43 : Carte isopaque du bassin thermique (nord de la Mer Egée), issue de la thèse de Laure Martin (Martin 1987). On remarque une conjonction entre la zone la plus subsidente du bassin et l'Olympe, qui est le secteur adjacent ayant la surrection la plus rapide et qui est le plus haut sommet de la Grèce. La faille égéenne, faille lithosphérique majeure, sépare ces deux points. La variation spatiale de vitesse de déplacement sur cette faille pourrait être la raison de leur couplage. Ce problème pourrait être abordé par une modélisation similaire à ce que nous avons fait dans le BMH.

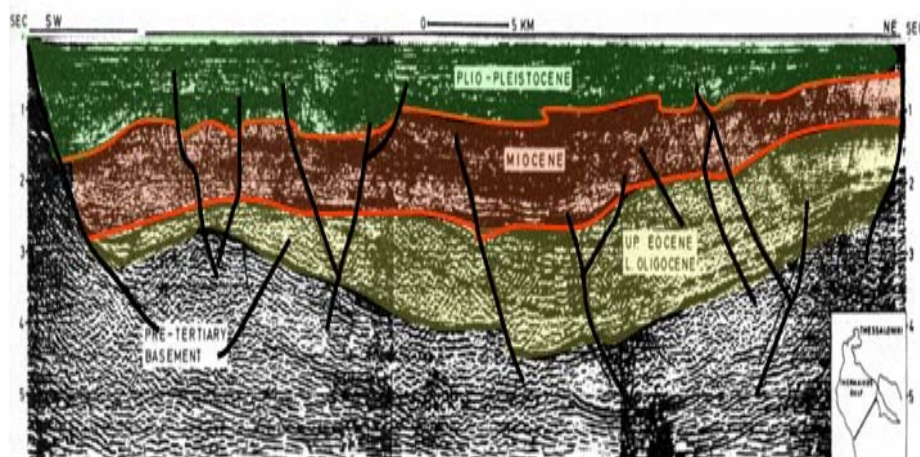


Figure 44 : Coupe sismique pétrolière à travers le golfe thermique, au pied de l'Olympe (Roussos, 1994). L'aggradation est quasiment continue depuis l'Eocène supérieur, dans des environnements de plate-forme clastique (Jean-Loup Rubino, communication personnelle). C'est la boîte noire rêvée pour qualifier et quantifier les mouvements des axes orographiques adjacents (notamment l'Olympe).

La quantification des surrections orographiques à laquelle vise ce projet devrait, à terme, nourrir des modèles géodynamiques. Actuellement, les processus invoqués pour la création de reliefs à l'intérieur des chaînes sont (i) l'épaississement crustal lié aux chevauchements (c'est ce qui avait été dessiné par Jacky Ferrière au sujet de l'Olympe mais c'est surtout vérifié

dans les domaines d'avant-pays ; et (ii) l'extension post-orogénique (c'est le mécanisme principal dans les cœurs de chaîne). Dans ce dernier cas, le domaine égéen sensu stricto est un magnifique terrain de jeu et présente de nombreux objets où étudier les relations entre les grandes failles lithosphériques, la localisation de la subsidence et la croissance de reliefs adjacents (Figure 45).

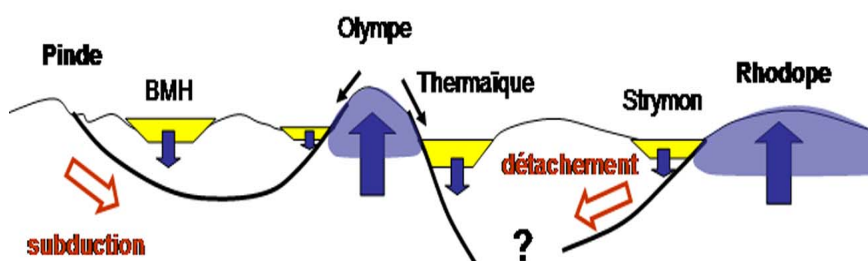


Figure 45: Relations géodynamiques potentielles entre les mouvements verticaux et horizontaux de la lithosphère nord-égéenne illustrées schématiquement sur un transect SW-NE de la chaîne des Hellénides.

Rifts et couplage avec la matière organique.-

L'exploitation de DIONISOS s'étend dans le monde universitaire, à tel point que nous avons monté un workshop annuel à l'IFP. Des collaborations sont en gestation, suite au premier de ces workshops, qui a eu lieu en 2005. La modélisation de la distribution de la matière organique est un de nos chantiers les plus actifs, et il est inutile de préciser son intérêt pétrolier. Les processus physiques et chimiques qui contrôlent la distribution de la matière organique dans les sédiments marins commencent à être bien connus ; il apparaît un contrôle étroit des courants dans son transport et jusqu'à sa préservation. Cela ne devrait poser trop de problème pour la matière organique terrestre qui se comporte comme une particule détritique dont la réactivité chimique est relativement faible. Pour la matière organique marine, en revanche, les influences biologiques (nature des producteurs, conditions trophiques,...) et chimiques (nature chimique de la

matière organique, condition d'oxygénation de la colonne d'eau,...) sont primordiales. La modélisation DIONISOS permettra de donner des contraintes en terme de localisation des dépôts, de temps de résidence dans la colonne d'eau, de vitesse d'enfouissement etc..

Un premier projet est à l'étude avec François Baudin, qui serait de qualifier et de quantifier de la productivité carbonée sur un profil de marge passive, de la plateforme aux éventails profonds, sur la base des données rassemblées lors de diverses campagnes océanographiques. Ce projet s'appuierait en particulier sur les résultats des études d'upwellings (thèse de Raphaël Blanke dans le cadre du GDR Marges) et de la cinétique de réaction de préservation de la matière organique (thèse de Mylène Aycard). Nous avons par ailleurs avec Didier Granjeon et Jean-Jacques Tiercelin un projet similaire autour de la matière organique dans les rifts africains (le BMH servirait de modèle pour le paramétrage). Un financement de thèse est à l'étude.

AUTRES PROJETS

Projet Hiatus IFP-MNHN (resp. Patrick De Wever).- J'inclus ce projet, dont les budgets sont obtenus mais qui n'a pas encore démarré, parce qu'il répond à un questionnement évoqué plus haut autour des bases de données de terrain utilisables pour modéliser des stratigraphies. J'ai évoqué notamment les 'proxys' de paramètres permettant de déterminer, directement ou par des fonctions de transfert, les facteurs principaux de la stratigraphie: le niveau marin relatif et les flux sédimentaires.

Les variations du niveau marin relatif concourent à un partitionnement des dépôts dans le temps et dans l'espace. Des hiatus, diachrones, en résultent. Ils sont qualitativement prédits par la théorie. La modulation de leurs attributs faciologiques et géochimiques en fonction de leur durée demeure inconnue. Il faut donc faire une étude paramétrique des hiatus. Il s'agit de caractériser à haute résolution les intervalles à hiatus sur un transect plate-forme/bassin (le Barrémo-Aptien du Vercors), avec une approche multi-outils, sur la base d'un échantillonnage 1D systématique sur des affleurements continus (faciès, diagenèse, géochimie, isotopes, matière organique, géométrie, pétrophysique). Les paramètres seront combinés dans un log synthétique supervisé (un *électrofaciès*, selon un terme forgé par les diagraphistes et cher à Christian Ravenne). Les surfaces et cycles mis en évidence dans le log synthétique seront ensuite 'traqués' (i) sur le terrain où ils n'apparaissent

SI L'OCCASION M'ETAIT DONNEE...

... de combler un manque dans les bases de données qui ont fourni matière à ces divers projets de recherche, j'insisterais sur :

1) la nécessité d'obtenir des forages et carottages longs. Les bancs forés, par exemple, se comptent sur les doigts

pas dans les données brutes ; (ii) dans l'enregistrement diagraphique des coupes correspondantes. L'étape (i) permettra de raffiner le set de données pertinent pour l'établissement des électrofaciès. L'étape (ii) vise à utiliser les électrofaciès pour découper le signal diagraphique en signal chronostratigraphique haute fréquence. Deux coupes *strike* sont prévues sur la plate-forme et deux autres dans le bassin. Le doublement des coupes permettra de faire une étude de fiabilité de la fonction de transfert entre terrain et électrofaciès. Les logs synthétiques ainsi validés serviront ensuite de base pour la construction de courbes de proportions verticales. Les courbes de proportions verticales seront utilisées pour corréler les coupes correspondantes. On montrera ainsi comment varient les paramètres de la plate-forme au bassin de part et d'autre des hiatus modélisés.

Le projet se fera en plusieurs phases : (i) la compilation de données existantes ; (ii) l'acquisition de données de terrain complémentaires (iii) la modélisation des données (construction des électrofaciès, courbes de proportions verticales). Je me chargerai de la phase (iii), les phases (i) et (ii) étant pilotées par Emmanuelle Vennin. Le projet devrait déboucher sur une modélisation DIONISOS, à l'instar de celle que Jean-Christophe Embry avait commencé à développer pendant sa thèse sur le Crétacé inférieur de la Meseta ibérique.

des deux mains, alors que des dizaines d'équipes de part le monde travaillent à leur modélisation. Pour les vallées, c'est encore pire... Il faut bien comprendre qu'en ce début de XXIe siècle, on n'a toujours pas d'outils pour carotter les dépôts dont j'ai parlé dans les chapitres 2 et

3. Il y a les vibrocarottiers, mais ils sont limités en profondeur de carottage (le tube doit être moins haut que portique du bateau qui le mettra à l'eau) et en bathymétrie de mise en œuvre (alimentation électrique, mouillage). A l'opposé, les carottiers à piston ou gravitaires que nous avons pu mettre en œuvre, même les plus performants actuellement (le Calypso d'Yvon Balut), ne sont pas adaptés à la récupération des sables. La solution est un système hydraulique mixte de type bateau géotechnique (comme le norvégien BUCENTAUR) ou IODP (comme le riser japonais CHIKYU). Mais leur accès implique la fédération des projets et le montage des consortium. A ce titre, je voudrais saluer les efforts des collègues qui ont réussi à défendre les cibles de plate-forme dans les grands projets de forages, à l'exemple de Serge Berné (via EUROMARGINS et EUROSTRATAFORM). C'est dans cette optique qu'il faut continuer les workshops-ateliers, comme ceux que nous avons lancés sur la Marge atlantique et sur l'Egée.

2) le côté vital de l'imagerie 3D à très haute résolution des systèmes de dépôt, dont le développement doit être favorisé au maximum par les collaborations entre industriels et instituts de recherche. Il ne faut pas oublier que tous les grands développements techniques et théoriques de la sédimentologie et de la stratigraphie marine depuis 50 ans viennent de là. Les relais techniques existent en France : la DITI d'IFREMER, il y a une dizaine d'années, a développé de nouveaux outils dédiés à la sismique 3D de plateau, chose que n'auraient pas faite, dans le contexte de l'époque, les industriels seuls.

CONCLUSIONS

Einstein disait : « La perfection des outils et la confusion des objectifs sont une des grandes caractéristiques de notre temps ». Ceci résume à mon avis l'écueil dans lequel la géologie sédimentaire ne doit pas tomber. C'est

Nous avons besoin d'utiliser ces outils en routine, car la troisième dimension est absolument déterminante des interprétations qu'on peut faire d'une géométrie sédimentaire complexe (voir la discussion sur les bancs celtiques).

Si j'avais les moyens de monter un laboratoire, je l'équiperais d'un géomodeleur, d'une station de traitement sismique (des codes de plus en plus nombreux sont exploitables en convention par l'Université), d'une station de modélisation et d'une station de bases de données géoréférencées disponibles sur internet (assortie de moyens de *backup* qui hélas font défaut à nos CRI locaux). Une grosse partie du temps ingénieur serait allouée au développement de ces systèmes, et à l'organisation des données. Les données existent : bien souvent, il n'est que d'y avoir accès. Pour les données qui sont à acquérir, je développerais la logique de réseau et de consortium, à l'instar de ce que Didier Granjeon a fait à l'IFP autour du projet DIONISOS.

Si on me donnait trois bourses de thèse, j'en mettrais une sur la modélisation paléotidale (affiner le cas de la Manche et du bassin d'Uzès), une sur l'acquisition de données complémentaires pour modéliser le compartimentage du relief de la Grèce (du BMH au Rhodope), et une troisième sur la synthèse des cycles tidaux du bassin péri-alpin. Je ne reviens pas sur les raisons de ce choix, qui sont expliquées dans les paragraphes qui précèdent.

un risque car, comme je viens de l'écrire, nous sommes nombreux à penser que le salut sera d'ordre technologique : de nouveaux outils pour voir de

nouvelles choses. Mais ce risque il faut le prendre et ne pas perdre de vue pourquoi on se sert de ces outils.

Les conclusions préliminaires de mon travail sont qu'il est possible de faire progresser grâce à la modélisation sédimentaire la restitution des paléotopographies de la Terre. Les deux exemples principaux que j'ai présentés dans mon projet de recherche (la Manche et la Grèce) procèdent de lois physiques et d'échelles temporelles distinctes (le cycle de marée versus le cycle tectonique ou eustatique). L'exemple des bancs celtiques montre la difficulté de modéliser des accumulations par les lois hydrodynamiques à l'échelle d'un bassin entier. C'est pourtant à cette échelle que la stratigraphie se fait. Mais un modèle stratigraphique comme DIONISOS, basé sur une équation de diffusion, est incapable de reproduire les bancs celtiques. Il y a donc un niveau d'échelle, avec toute une gamme d'objets, qui pour l'instant échappe à la modélisation, bien que correspondant à une cible majeure des géologues de réservoir : celle des grands corps sédimentaires. L'accès à cette échelle passe par l'intégration de la modélisation des écoulements dans les modèles diffusifs. Didier Granjeon commence à implémenter DIONISOS dans ce sens. Les implications ne sont pas seulement une amélioration de la prédiction géométrique des dépôts (comme ce serait le cas pour les bancs tidaux), mais également la possibilité de mieux dimensionner les flux sédimentaires. Par exemple, la géomorphologie nous montre qu'il y a une relation étroite entre la structure d'un réseau d'écoulement et l'efficacité des flux à travers ce réseau. Si on extrapole, cela veut dire que c'est à l'échelle de l'écoulement qu'on peut approcher la modélisation stratigraphique réellement quantitative.

Pour ces raisons, on doit continuer à s'intéresser à des objets kilométriques et s'attacher à les décrire en 3D, avec le maximum de détail. Ceci s'inscrit d'ailleurs dans la tendance académique actuelle, qui vise à constituer

des bases de données stratigraphiques mondiales à l'échelle des séquences d'ordre 3. Les bases de données ne sont pas destinées à collectionner des exemples peu différents d'objets similaires dans leur nature, mais à l'affinage des modèles. Car « l'affinage » repose en effet sur la confrontation d'exemples peu différents (faire varier 1 paramètre à la fois) mais très bien contraints.

Puisque l'HDR doit aujourd'hui signer l'aptitude à prendre les commandes dans une équipe universitaire, son auteur doit faire face à ces futures responsabilités en exprimant sa vision politique. Placer ces paragraphes en conclusion est peut-être saugrenu, mais garanti normalement d'être lu.

Tout d'abord, à propos de la modélisation, une réflexion sur les rapports entre la science et les chiffres. Notre société a érigé la science comme guide suprême de son évolution, avec comme moteur l'utilisation du raisonnement, de la logique, du questionnement, de la remise en cause des idées reçues etc.. Dans le même temps, la société n'est pas moins obscurantiste que lorsque Dieu remplaçait la science (dans les matières où il ne devait pas). Car à trop penser que les chiffres sont indiscutables, on fait l'économie de se demander d'où ils viennent. Pour les politiques et les managers, qui de plus en plus sont entraînés à penser en termes de facteur de risque, les chiffres sont une arme décisionnelle. Pour les scientifiques, ils sont et doivent rester des données de la réflexion, un moyen de s'élever dans la connaissance des causes. Il en va de même pour les modèles : bien sûr, une société uniquement basée sur l'adéquation à des modèles serait une perversion. Mais dans le registre des sciences, la modélisation est le seul moyen d'avancer de manière rationnelle sur des hypothèses multiples. Car si les causes produisent les mêmes effets, la physique sédimentaire n'est généralement pas linéaire et des objets identiques peuvent avoir deux origines différentes.

Ensuite, une réflexion sur l'avenir de la discipline. Les collègues géologues issus de la communauté des sciences naturelles se raréfient, et de plus en plus sont évalués par des collègues issus des sciences physiques, en vertu de l'évolution des besoins sociétaux (voir ci-dessus) et des nouveaux outils d'acquisition et de modélisation des données. Malgré les aspects positifs qu'on a évoqués, cette mutation présente le risque d'une rétroaction négative : perte d'une certaine culture, perte de la diversité disciplinaire qui caractérisait le monde des naturalistes. Le risque est de voir s'éteindre des spécialités qui demeurent utiles et demandées dans l'industrie, comme la pétrographie et la paléontologie. Je suis pour la défense d'un enseignement généraliste des « disciplines » et pour l'introduction d'un enseignement de l'Histoire des Sciences à l'Université. Je pense que les LMD sont en soi un espoir de rétablir des formations riches et diversifiées, à condition qu'on édicte certaines règles dans le panachage des modules d'enseignement.

Un autre danger d'uniformisation est de fonder l'évaluation des chercheurs et enseignants-chercheurs uniquement sur leur recherche, en particulier le nombre de publications de rang A. La convergence des statuts du CNRS et de l'Université pourrait avoir comme conséquence positive la reconnaissance de l'enseignement dans l'évaluation. Les centres d'intérêt et les secteurs de performance évoluent au cours de la carrière de chacun. Une contractualisation individuelle des personnels permettrait peut-être d'optimiser l'évaluation.

Il y a enfin la grande sélectivité thématique des programmes nationaux du CNRS, qui permet des avancées rapides, mais à tendance à créer des marginaux, qui sont pourtant parfois pourvoyeurs des *breakthroughs* (les idées neuves, voire révolutionnaires).

Pour pallier cette limitation, on peut favoriser l'interconnectivité des communautés thématiques et disciplinaires à très grande échelle. Comme l'ont révélé les Etats généraux de la Recherche, et les mesures politiques qui ont suivi, on se dirige vers des pôles universitaires européens et vers un couplage fort avec le secteur privé, deux évolutions positives en termes d'interconnectivité. En géologie sédimentaire, les consortiums DIONISOS ou TELEMAC vont dans ce sens, sans parler des interfaces très fortes avec les collectivités territoriales (surtout dans le domaine de l'exploitation et du management littoral).

BIBLIOGRAPHIE

- Alduc D., 1979, La Manche Orientale : étude géomorphologique du réseau des paléovallées, Thèse de 3e cycle, Université de Caen, 136 p.
- Allen G.P., 1990, Sedimentary processes and facies in the Gironde estuary : a recent model for macrotidal estuarine systems, in: *Clastic Tidal Sedimentology* (Ed. par D.G. Smith, G.E. Reinson, B.A. Zaitlin et R.A. Rahmani), *Memoirs, Vol. 16*, Canadian Society of Petroleum Geologists, p. 29-40.
- Allen G.P. et Posamentier H.W., 1993, Sequence stratigraphy and facies model of an incised valley fill : the Gironde estuary, France, *Journal of Sedimentary Petrology*, **63**, 378-391.
- Allen J.R.L., 1984, *Sedimentary structures : their character and physical basis*, Elsevier, Amsterdam, 663 p.
- Ashley G.M. et Sheridan R.E., 1994, Depositional models for valley fills on a passive continental margin, in: *Incised-valley systems: origin and sedimentary sequences* (Ed. par R.W. Dalrymple, R. Boyd et B.A. Zaitlin), *SEPM Special Publications, Vol. 51*, SEPM, Tulsa, p. 285-302.
- Aubouin J., Brousse R. et Lehman J.-P., 1967, *Précis de géologie*, Dunod Université, Paris.
- Auffret G.-A., 1983, Dynamique sédimentaire de la marge continentale Celtique: évolution Cénozoïque - spécificité du Pléistocène supérieur et de L'Holocène, Doctorat d'état, Université de Bordeaux I, 284 p.
- Augris C., Clabaut P., Dewez S. et Auffret J.-P., 1987, *Carte des sédiments superficiels au large de Boulogne sur mer au 1:43500*, IFREMER-Région Nord-Pas-de-Calais.
- Augris C., Clabaut P. et Vicaire O., 1990, *Le domaine marin du Nord-Pas de Calais : nature, morphologie et mobilité des fonds*, Région Nord-Pas de Calais, Ifremer, Lille, 95 p.
- Bêche M., 2004, Modélisation stratigraphique du Bassin méso-hellénique à l'Oligo-Miocène, DEA, Université Pierre et Marie Curie, 36 p.
- Belderson R.H., Pingree R.D. et Griffiths D.K., 1986, Low sea-level tidal origin of Celtic sea sand banks- Evidence from numerical modelling of M2 tidal streams, *Marine Geology*, **73**, 99-108.
- Berné S., Marsset T., Lericolais G., Bourillet J.-F. et De Batist M., 1998, Erosional offshore sand ridges and lowstand shorefaces: examples from tide and wave dominated environments around France, *Journal of Sedimentary Research*, **68**, 540-555.
- Besson D., 2005, Architecture du bassin rhodano-provençal miocène (Alpes, SE France) : relations entre déformation, physiographie et sédimentation dans un bassin molassique d'avant-pays, Doctorat, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, 380 p.
- Besson D., Parize O., Rubino J.-L., Aguilar J.-P., Aubry M.-P., Beaudoin B., Berggren W.A., Clauzon G., Crumeyrolle P., Dexcoté Y., Fiet N., Iaccarino S., Jimenez-Moreno G., Laporte-Galaa C., Michaux J., von Salis K., Suc J.-P., Reynaud J.-Y. et Wernli R., 2005, Un réseau fluvial d'âge Burdigalien terminal dans le Sud-Est de la France : remplissage, extension, âge, implications, *C. R. Géoscience*, **337**, 1045-1054.
- Bond G., Broecker W., Johnsen S., McManus J., Labeyrie L., Jouzel J. et Bonani G., 1993, Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice, *Nature*, **365**, 143-147.

- Bonnet S., 1997, Tectonique et dynamique du relief : le socle armoricain au Pléistocène, Doctorat, Université de Rennes 1, 352 p.
- Bosence D. et Waltham D., 1990, Computer modeling the internal architecture of carbonate platforms, *Geology*, **18**, 26-30.
- Bourcart J., 1947, Les sables roux du plateau continental français, *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **225**, 316-318.
- Bourillet J.-F. et Lericolais G., 2003, Morphology and seismic stratigraphy of the Manche paleoriver system, in: *European margin sediment dynamics: side-scan sonar and seismic images* (Ed. par J. Mienert et P. Weaver), Springer, Berlin, p. 229-232.
- Bourillet J.-F., Reynaud J.-Y., Baltzer A. et Zaragosi S., 2003, The 'Fleuve Manche': the submarine sedimentary features from the outer shelf to the deep-sea fans, *Journal of Quaternary Science*, **18**, 361-391.
- Bouysse P., Horn R., Lapierre F. et Lelann F., 1976, Etude des grands bancs de sable du Sud-Est de la Mer Celtique, *Marine Geology*, **20**, 251-275.
- Bouysse P., Lelann F. et Scolari G., 1979, Les sédiments superficiels des approches occidentales de la Manche, *Marine Geology*, **29**, 107-135.
- Brault N., Bourquin S., Guillocheau F., Dabard M.-P., Bonnet S., Courville P., Estéoule-Choux J. et Stepanoff F., 2003, Mio-Pliocene to Pleistocene paleotopographic evolution of Brittany (France) from a sequence stratigraphic analysis relative influence of tectonics and climate, *Sedimentary Geology*, **163**, 175-210.
- Brenon I. et Le Hir P., 1999, Modelling the turbidity maximum in the Seine estuary (France) : identification of formation processes, *Estuarine Coastal and Shelf Science*, **49**, 525-544.
- Brunn J.H., 1956, Etude géologique du Pinde septentrional de la Macédoine occidentale, *Annales de la Géologie des Pays Helléniques*, **7**, 1-358.
- Carruthers J.N., 1963, History, sand waves and near-bed currents of La Chapelle Bank, *Nature*, **197**, 942-946.
- Cartwright D. et Stride A.H., 1958, Large sand waves near the edge of the continental shelf, *Nature*, **181**, 41.
- Caston V.N.D. et Stride A.H., 1970, Tidal sand movement between some linear sand banks in the North Sea off northeast Norfolk, *Marine Geology*, **9**, M38-M42.
- Chappell J., Omura A., Esat T., McCulloch M., Pandolfi J., Ota Y. et Pillans B., 1996, Reconciliation of late Quaternary sea levels derived from coral terraces at Huon Peninsula with deep sea oxygen isotope records, *Earth and Planetary Science Letters*, **141**, 227-236.
- Cortijo E., Reynaud J.-Y., Labeyrie L., Paillard D., Lehman B., Cremer M. et Grousset F., 1995, Etude de la variabilité climatique à haute résolution dans des sédiments de l'Atlantique Nord, *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris (IIa)*, **321**, 231-238.
- Cross T.A. et Lessenger M.A., 1999, Construction and application of a stratigraphic inverse model, in: *Numerical Experiments in Stratigraphy: Recent Advances in Stratigraphic and Sedimentologic Computer Simulations* (Ed. par J.W. Harbaugh, W.L. Watney, E.C. Rankey, R. Slingerland, R.H. Goldstein et E.K. Franseen), *SEPM Special Publications*, Vol. 62, p. 69-83.
- Dalrymple R.W., Knight R.J., Zaitlin B.A. et Middleton G.V., 1990, Dynamics and facies model of a macrotidal sand-bar complex, Cobequid Bay-

- Salmon River Estuary (Bay of Fundy), *Sedimentology*, **37**, 577-612.
- Dalrymple R.W. et Zaitlin B., 1994, High-resolution sequence stratigraphy of a complex, incised valley succession, Cobequid Bay-Salmon River estuary, Bay of Fundy, Canada, *Sedimentology*, **41**, 1069-1091.
- Dalrymple R.W., Zaitlin B. et Boyd R., 1992, Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implications, *Journal of Sedimentary Petrology*, **62**, 1130-1146.
- Davis W.M., 1899, The geographic cycle, *Geography Journal*, **14**, 481-504.
- Demarcq G., 1970, *Etude stratigraphique du Miocène rhodanien*, Mémoires, BRGM, 257 p.
- Demarest J.M. et Kraft J.C., 1987, Stratigraphic record of Quaternary sea-levels: implications for more ancient strata, in: *Sea-level fluctuation and coastal evolution* (Ed. par D. Nummedal, O.H. Pilkey et J.D. Howard), *SEPM Special Publications*, Vol. 41, SEPM, Tulsa, p. 223-240.
- Dercourt J., Gaetani M., Vrielynck B., Barrier E., Biju-Duval B., Brunet M.-F., Cadet J.-P. et Crasquin S., 2000, *Atlas Peri-Tethys, Palaeogeographical Maps*, CCGM/CGMW, Paris.
- Desprairies A., 1979, *Etude sédimentologique des formations à caractère flysch et molasse, Macédoine, Epire (Grèce)*, Mémoires, Société Géologique de France, 80 p.
- Dinarès-Turell J., Ortí F., Playà E. et Rosell L., 1999, Palaeomagnetic chronology of the evaporitic sedimentation in the Neogene Fortuna Basin (SE Spain): early restriction preceding the Messinian Salinity Crisis, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **154**, 161-178.
- Doodson A.T., 1921, The harmonic development of the tide generating potential, *Proceedings of the Royal Society, Series A*, **100**, 306-328.
- Doutsos T., Koukouvelas I., Zelilidis A. et Kontopoulos N., 1994, Intracontinental wedging and post orogenic collapse in the Mesohellenic Trough, *Geological Rundschau*, **83**, 257-275.
- Doyle M.W., Miller D.E. et Harbor J.M., 1999, Should river restoration be based on classification schemes or process models? Insights from the history of geomorphology, in: *ASCE International conference on water resources engineering*, Seattle.
- Droz L., Auffret G.-A., Savoye B. et Bourillet J.-F., 1999, L'éventail profond de la marge celtique : stratigraphie et évolution sédimentaire, *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **328**, 173-180.
- Ehrhold A., Guillou S., Auffret J.-P., Garlan T. et Nguyen K., 2003, Bedload transport modelisation in a bay characterized by a macrotidal environment : example of the Mont Saint Michel Bay (Manche, France), *Oceanologica Acta*, **26**, 443-455.
- Evans C.D.R., 1990, *The geology of the western English Channel and its western approaches*, United Kingdom Offshore Regional Reports, HMSO - British Geological Survey, London, 93 p.
- Evans C.D.R. et Hughes M.J., 1984, The Neogene Succession of the South Western Approaches, Great Britain, *Journal of the Geological Society of London*, **141**, 315-326.
- Ferrière J., Reynaud J.-Y., Pavlopoulos A., Bonneau M., Migiros G., Chanier F., Proust J.-N. et Gardin S., 2004, Geologic evolution and Geodynamic controls on the Tertiary Intramontane Piggyback Meso-Hellenic Basin, Greece, *Bulletin de la Société Géologique de France*, **175**.

- Fisk H.N., 1944, *Geological investigation of the alluvial valley of the lower Mississippi River*, Vicksburg.
- Godfriaux I., 1968, Etude géologique de la région de l'Olympe (Grèce), *Annales de la Géologie des Pays Helléniques*, **19**, 1-281.
- Goff J.A., Austin Jr. J.A., Gulick S., Nordfjord S., Christensen B., Sommerfield C., Olson H. et Alexander C., 2005, Recent and modern marine erosion on the New Jersey outer shelf, *Marine Geology*, **216**, 275-296.
- Grabau A.W., 1906, Types of sedimentary overlaps, *Geological Society of America Bulletin*, **17**, 567-636.
- Gracia-Garay C., 2004, Caractérisation de l'inversion cénozoïque en Manche Occidentale et implications sédimentaires, DEA, Université de Bretagne Occidentale, 46 p.
- Griffiths C.M., Dyth C., Paraschivoiu E. et Liu K., 2001, SEDSIM in hydrocarbon exploration, in: *Geologic modelling and simulation* (Ed. par D. Meriam et J.C. Davis), Kluwer Academic, New York, p. 71-97.
- Harbaugh J.W. et Bonham-Carter G., 1970, *Computer Simulation in Geology*, Wiley-Interscience, New York, 575 p.
- Harris P.T., Pattiaratchi C.B., Cole A.R. et Keene J.B., 1992, Evolution of subtidal sandbanks in Moreton Bay, eastern Australia, *Marine Geology*, **103**, 225-247.
- Heathershaw A.D. et Codd J.M., 1986, Depth-controlled changes in grain size and carbonate content on a shelf-edge sand bank, *Marine Geology*, **72**, 211-224.
- Heathershaw A.D., New A.L. et Edwards P.D., 1987, Internal tides and sediment transport at the shelf break in the Celtic Sea, *Continental Shelf Research*, **7**, 485-517.
- Heller P.L. et Paola C., 1992, The large-scale dynamics of grain-size variation in alluvial basins, 2: Application to syntectonic conglomerate, *Basin Research*, **4**, 91-102.
- Hemming S.R., 2004, Heinrich events: massive later Pleistocene detritus layers of the North Atlantic and their global climate imprint, *Review of Geophysics*, **42**, 1-43.
- Homewood P., Guillocheau F., Eschard R. et Cross T.A., 1992, Corrélations haute résolution et stratigraphie génétique : une démarche intégrée, *Bulletin des Centres de Recherche, Exploration et Production de Elf Aquitaine*, **16**, 357-381.
- Houbolt J.J.H.C., 1968, Recent sediments in the southern bight of the North sea, *Geology en Mijnbouw*, **47**, 245-273.
- Hulscher S.J.M.H., De Swart H.E. et De Vriend H.J., 1993, The generation of offshore tidal sand banks and sand waves, *Continental Shelf Research*, **13**, 1183-1204.
- Huthnance J.M., 1982a, On one mechanism forming linear sand banks, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **14**, 79-99.
- Huthnance J.M., 1982b, On the Formation of Sand Banks of Finite Extent, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **15**, 277-299.
- Kendall C.G.S.C., Strobel J.S., Cannon R., Bezdek J. et Biswas G., 1991, The Simulation of the sedimentary fill of basins, *Journal of Geophysical Research*, **96**, 6911-6929.
- Kenyon N.H., Belderson R.H., Stride A.H. et Johnson M.A., 1981, Offshore tidal sand-bank as indicator of net sand transport and as potential deposits, *Special Publication of the International Association of Sedimentologists*, **5**, 257-268.
- Kontopoulos N., Fokianou T., Zelilidis A., Alexiadis C. et Rigakis N., 1999, Hydrocarbon potential of the middle Eocene-middle Miocene Mesohellenic piggy-back basin (central Greece): A case study, *Marine*

- And Petroleum Geology, *Marine and Petroleum Geology*, **16**, 811-824.
- Krijgsman W., Garcés M., Agustí J., Raffi I., C. T. et Zachariasse W.J., 2000, The 'Tortonian salinity crisis' of the eastern Betics (Spain), *Earth and Planetary Science Letters*, **181**, 497-511.
- Krumbein W.C., 1942, Criteria for subsurface recognition of unconformities, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **26**, 36-62.
- Lambeck K., 1995, Late Devensian and Holocene shorelines of the British Isles and North Sea from models of glacio-hydro-isostatic rebound, *Journal of the Geological Society of London*, **152**, 437-448.
- Lapierre F., 1975, Contribution à l'étude géologique et sédimentologique de la Manche Orientale, *Philosophical Transactions of the royal Society of London A*, **279**, 177-187.
- Larsonneur C., Vaslet D. et Auffret J.-P., 1979, *Les sédiments superficiels de la Manche (1/500 000)*, Publication BRGM-SGN.
- Lericolais G., 1997, Evolution Plio-Quaternaire du Fleuve Manche : Stratigraphie et Géomorphologie d'une Plateforme Continentale en régime Périglaciaire, Doctorat, Bordeaux I, 297 p.
- Lericolais G., Guennoc P., Auffret J.-P., Bourillet J.-F. et Berné S., 1996, Detailed survey of the western end of the Hurd Deep (English Channel): New facts for a tectonic origin, in: *Geology of Siliciclastic Shelf Seas* (Ed. par M. De Batist et P. Jacobs), *Special Publications, Vol. 117*, Geological Society, p. 203-217.
- Lesueur J.-L., Rubino J.-L. et Giraudmailliet M., 1990, Organisation et structures internes des dépôts tidaux du Miocène rhodanien, *Bulletin de la Société Géologique de France*, **6**, 49-65.
- Lyell C., 1853, *Principles of Geology; or, the Modern Changes of the Earth and its Inhabitants considered as Illustrations of Geology (9th ed.)*, Little, Brown and Company, Boston, 835 p.
- Mahieux G., Proust J.-N., Tessier B. et De Batist M., 1998, Comparison between high-resolution seismic and sequence stratigraphic approaches applied to the Upper Jurassic deposits of the Dover strait area (Northern France), *Marine and Petroleum Geology*, **15**, 329-342.
- Marsset T., Tessier B., Reynaud J.-Y., De Batist M. et Plagnol C., 1999, The Celtic Sea Banks: an example of sand body analysis from very high-resolution seismic data, *Marine Geology*, **158**, 89-109.
- Martel A.T., Allen P.A. et Slingerland R., 1994, Use of tidal-circulation modeling in paleogeographical studies: an example from the Tertiary of the Alpine perimeter, *Geology*, **22**, 925-928.
- Menier D., 2003, Remplissage et évolution morphologique des vallées incisées sud-armoricaines : apport de la stratigraphie sismique, Doctorat, Université de Bretagne Sud, 325 p.
- Menier D., Reynaud J.-Y., Proust J.-N., Guillocheau F., Guennoc P., Bonnet S., Tessier B. et Goubert E., sous presse, Basement control on shaping and infilling of valleys incised at the southern coast of Brittany, France (Ed. par R.W. Dalrymple), SEPM Special Publication.
- M'hammdi N., 1994, Architecture du banc sableux tidal de Sercq (Îles anglo-normandes), Doctorat, Université de Lille 1, 221 p.
- Miall A.D., 1995, Collision-related foreland basins, in: *Tectonics of sedimentary basins* (Ed. par C.J. Busby et R.V. Ingersoll), Blackwell Science, Oxford, p. 393-424.
- Montenat C., 1977, *Les bassins néogènes du levant d'Alicante et de Murcia (Cordillères bétiques orientales-Espagne)*. Stratigraphie, paléogéographie

- et évolution dynamique*, Doc. Lab. Geol. Fac. Sci. Lyon, 345 p.
- Montenat C., Ott d'Estevou P. et Delort T., 1990, Le bassin de Lorca, in: *Les bassins néogènes du domaine bétique oriental (Espagne). Tectonique et sédimentation dans un couloir de décrochement, première partie: étude régionale* (Ed. par C. Montenat), *Doc. Trav. IGAL, Vol. 12*, p. 261-280.
- Nio S.D., 1976, Marine transgressions as a factor in the formation of sandwave complexes, *Geology en Mijnbouw*, **55** 1-2, 18-40.
- Nordfjord S., Goff J.A., Austin J.A. et Sommerfield C.K., 2005, Seismic geomorphology of buried channel systems on the New Jersey outer shelf: assessing past environmental conditions, *Marine Geology*, **214**, 339-364.
- Nummedal D., Riley G.V. et Templet P.L., 1993, High-resolution sequence architecture: a chronostratigraphic model based on equilibrium profile studies, in: *Sequence stratigraphy and facies associations* (Ed. par H.W. Posamentier, C.P. Summerhayes, B.U. Hacq et G.P. Allen), *Special Publication of the International Association of Sedimentologists, Vol. 18*, Blackwell, Oxford, p. 55-68.
- Off T., 1963, Rhythmic linear sand bodies caused by tidal currents, *Bulletin of the American Association of petroleum Geology*, **47**, 324-341.
- Pantin H.M. et Evans C.D.R., 1984, The Quaternary History of the Central and Southwestern Celtic Sea, *Marine Geology*, **57**, 259-293.
- Paola C., 2000, Quantitative models of sedimentary basin infilling, *Sedimentology*, **47**, 121-178.
- Pattison S. et Walker R., 1994, Incision and filling of a lowstand valley: late albian viking formation of crystal, Alberta, Canada, *Journal of Sedimentary Research*, **B64**, 365-379.
- Pepper J.F., Dewitt W. et Demarest D.F., 1954, Geology of the Bedford Shale and Berea Sandstone in the Appalachian Basin, Professional Paper, United States Geological Survey, 259, 109 p.
- Playà E., Ortí F. et Rosell L., 2000, Marine to non-marine sedimentation in the upper Miocene evaporites of the Eastern Betics, SE Spain: sedimentological and geochemical evidence, *Sedimentary Geology*, **133**, 135-166.
- Posamentier H.W., Allen G.P., James D.P. et Tesson M., 1992, Forced Regression in a Sequence Stratigraphic Framework : Concepts, Examples, and Exploration Significance, *Bulletin of American Association of Petroleum Geology*, **76**, 1687-1709.
- Posamentier H.W. et Vail P.R., 1988, Eustatic controls on clastic deposition II - sequence and systems tract models, in: *Sea-level changes: an integrated approach* (Ed. par C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G.S.C. Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Ross et J.C. van Wagoner), *SEPM Special Publications, Vol. 42*, SEPM, Tulsa, p. 125-154.
- Pouyet S., Carbonnel G. et Demarcq G., 1997, The Burdigalian historical stratotype in the Rhodanian area, in: *Miocene stratigraphy: an integrated approach* (Ed. par A. Montanari, G.-S. Odin et R. Coccioni), *Developments in Paleontology and Stratigraphy, Vol. 15*, Elsevier.
- Proust J.-N., 1992, *Expression sédimentologique et modélisation des fluctuations glaciaires. Exemple des dépôts du Protérozoïque terminal au Mali occidental*, Sciences Géologiques, Strasbourg, 151 p.
- Proust J.-N., Mahieux G. et Tessier B., 2001a, Field and Seismic Images of Sharp-Based Shoreface Deposits: Implications for Sequence Stratigraphic Analysis, *Journal of Sedimentary Research*, **71**, 944-957.

- Proust J.-N., Menier D., Guillocheau F., Guennoc P., Bonnet S., Rouby D. et Le Corre C., 2001b, Les vallées fossiles de la baie de la Vilaine : nature et évolution du prisme sédimentaire côtier du Pléistocène armoricain, *Bulletin de la Société Géologique de France*, **172**, 737-749.
- Reynaud J.-Y., 1996, Architecture et évolution d'un banc sableux de Mer Celtique méridionale, Doctorat, Université de Lille 1, 296 p.
- Reynaud J.-Y., Dalrymple R.W., Vennin E., Parize O., Besson D. et Rubino J.-L., sous presse, Topographic controls on producing and depositing tidal cool-water carbonates, Uzès basin, SE France, *Journal of Sedimentary Research*, **76**.
- Reynaud J.-Y., Lauriat-Rage A., Tessier B., Néraudeau D., Bracini E., Carriol R.-P., Clet-Pellerin M. et Lericolais G., 1999a, Importations et remaniements de faune dans les sables de la plateforme profonde des Approches de la Manche, *Oceanologica Acta*, **22**, 381-390.
- Reynaud J.-Y., Tessier B., Auffret J.-P., Berné S., De Batist M., Marsset T. et Walker P., 2003, The offshore Quaternary sediment bodies of the English Channel and its Western Approaches, *Journal of Quaternary Science*, **18**, 361-371.
- Reynaud J.-Y., Tessier B., Berné S., Chamley H. et De Batist M., 1999b, Tide and wave dynamics on a sand bank from the deep shelf of the Western Channel Approaches, *Marine Geology*, **161**, 339-359.
- Reynaud J.-Y., Tessier B., Proust J.-N., Dalrymple R.W., Bourillet J.-F., De Batist M., Lericolais G., Berné S. et Marsset T., 1999c, Architecture and sequence stratigraphy of a Late neogene incised valley at the shelf margin, Southern Celtic Sea, *Journal of Sedimentary Research*, **69**, 351-364.
- Reynaud J.-Y., Tessier B., Proust J.-N., Dalrymple R.W., Marsset T., De Batist M., Bourillet J.-F. et Lericolais G., 1999d, Eustatic and hydrodynamic controls on the architecture of a deep shelf sand bank (Celtic Sea), *Sedimentology*, **46**, 703-721.
- Reynaud J.-Y., Tessier B., Proust J.-N., Lericolais G., Marsset T., Berné S. et Chamley H., 1995, Apports de la sismique très haute résolution à l'interprétation génétique d'un banc sableux de la mer Celtique, *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris (B)*, **320**, 125-132.
- Rouchy J.M., Taberner C., Blanc-Valleron M.M., Sprovieri R., Russell M., Pierre C., Di Stefano E., Pueyo J.J., Caruso A. et Dinarés J., 1998, Sedimentary and diagenetic markers of the restriction in a marine basin: the Lorca basin (SE Spain) during the Messinian, *Sedimentary Geology*, **121**, 23-55.
- Rubin D.M., 1987, *Cross-bedding, bedforms, and paleocurrents*, Concepts in Sedimentology and Paleontology, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, Oklahoma, 187 p.
- Schumm S.A., 1993, River Response to Baselevel Change : Implications for Sequence Stratigraphy, *The Journal of Geology*, **101**, 279-294.
- Schurr Duncan C., Goff J.A., Austin J.A. et Fulthorpe C.S., 2000, Tracking the last sea-level cycle: seafloor morphology and shallow stratigraphy of the latest Quaternary New Jersey middle continental shelf, *Marine Geology*, **170**, 395-421.
- Scourse J.D. et Austin R.M., 1995, Paleotidal modelling of continental shelves: marine implications of a land-bridge in the Strait of Dover during the Holocene and Middle Pleistocene, in: *Island Britain: a quaternary perspective* (Ed. par R.C. Preece), *Special Publications, Vol. 96*, Geological Society, p. 75-88.
- Shanley K.W. et McCabe P.J., 1991, Predicting facies architecture through sequence stratigraphy-An

- example from the Kaiparowitz Plateau, Utah, *Geology*, **19**, 742-745.
- Shepard F.P., 1932, Sediments on the continental shelves, *Geological Society of America Bulletin*, **43**, 1017-1040.
- Siever R., 1951, The Mississippian-Pennsylvanian unconformity in southern Illinois, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **35**, 542-581.
- Sloss L.L., 1963, Sequences in cratonic interior of North America, *Geological Society of America Bulletin*, **74**, 93-114.
- Snedden J.W. et Dalrymple R.W., 1999, Modern shelf sand ridges: from historical perspective to a unified hydrodynamic and evolutionary model, in: *Isolated shallow marine sand bodies: sequence stratigraphic analysis and sedimentologic interpretation* (Ed. par K.M. Bergman et J.W. Snedden), *Special Publications, Vol. 64*, SEPM, Tulsa, Oklahoma, p. 13-28.
- Stride A.H., 1963, Current-swept sea-floors near the southern half of Great Britain, *Quarterly Journal of the Geological Society of London*, **119**, 175-199.
- Stride A.H., Belderson R.H., Kenyon N.H. et Johnson M.A., 1982, Offshore tidal deposits : sand sheet and sand bank facies, in: *Offshore tidal sands : processes and deposits* (Ed. par A.H. Stride), Chapman and Hall, New York, p. 95-126.
- Stubblefield W.L. et Swift D.J.P., 1976, Ridge development as revealed by sub-bottom profiles on the central New Jersey shelf, *Marine Geology*, **20**, 315-334.
- Swift D.J.P., 1975, Tidal sand ridges and shoal-retreat massifs, *Marine Geology*, **18**, 105-134.
- Swift D.J.P. et Field M.E.E., 1981, Evolution of a classic sand ridge field: Maryland sector, North American inner shelf, *Sedimentology*, **28**, 461-482.
- Swift D.J.P. et Thorne J.A., 1991, Sedimentation on continental margins: a general model for shelf sedimentation, in: *Shelf Sand and Sandstone Units: Geometry, facies and Sequence Stratigraphy* (Ed. par D.J.P. Swift, G.F. Oertel, R.W. Tillman et J.A. Thorne), *Special Publications, Vol. 14*, IAS, p. 3-32.
- Syvitski J.P.M., 1989, The process-response model in Quantitative Dynamic Stratigraphy, in: *Quantitative Dynamic Stratigraphy* (Ed. par T.A. Cross), , Prentice-Hall, New York, p. 309-334.
- Sztano O. et Jozsa S., 1996, Interaction of basin-margin faults and tidal currents on nearshore sedimentary architecture and composition: a case study from the Early Miocene of northern Hungary, *Tectonophysics*, **266**, 319-341.
- Ters M., Delibrias G., Deneffe M., Rouvillois A. et Fleury A., 1980, Sur l'évolution géodynamique du Marquenterre (Basse-Somme) à l'Holocène et durant le Weichsélien Ancien, *Bulletin de l'Association française pour l'Etude du Quaternaire*, 11-25.
- Tessier B., 1997, Expressions sédimentaires de la dynamique tidale, Mémoire d'Habilitation à Diriger des Recherches, Université de Lille 1, 79 p.
- Thomas M.A. et Anderson J.B., 1994, Sea-level controls on the facies architecture of the Trinity/Sabine incised-valley systems, Texas continental shelf, in: *Incised-valley systems: origin and sedimentary sequences* (Ed. par R.W. Dalrymple, R. Boyd et B.A. Zaitlin), *Special Publications, Vol. 51*, SEPM, Tulsa, p. 63-82.
- Tillman R.W. et Martinsen R.S., 1984, The Shannon shelf-ridge sandstone complex, Salt Creek anticline area, Powder River basin, Wyoming, in: *Special publication of the Society of Economic Paleontologists and Mineralogists* (Ed. par R.W.

- Tillman et C.T. Siemers), *Special Publications, Vol. 34*, SEPM, Tulsa, p. 85-142.
- Toussaint G., 2000, Etude sédimentologique de la molasse d'Uzès, DEA, Muséum National d'Histoire Naturelle, 30 p.
- Trentesaux A., 1993, Structure et dynamique sédimentaire du Middelkerke Bank, Mer du Nord méridionale, Doctorat, Université de Lille 1, 280 p.
- Trentesaux A., Berné S. et Liu Z.X., 1999a, Architecture of palaeo- and modern sand ridge stages in the East China Sea, in: *Palaeoenvironments and sedimentation of the East China Sea* (Ed. par Z.X. Liu et S. Berné), State Oceanic Administration, Beijing, p. 31-39.
- Trentesaux A., Stolk A. et Berné S., 1999b, Sedimentology and stratigraphy of a tidal sand bank in the southern North Sea, *Marine Geology*, **159**, 253-272.
- Uehara K., Scourse J.D., Horsburgh K.J., Lambeck K. et Purcell A.P., 2003, The tidal evolution of the NW European shelf seas from the Last Glacial Maximum to the present day, *Geophysical Research Abstracts*, **5**, 06532.
- Vanhauwaert P., 1993, Hoge-resolutie reflectie-eismische studie van Neogene en kwartaire afzettingen in de keltische zee, Master, Rijks Universiteit, 180 p.
- Vanney J.R., 1977, *Géomorphologie des plate-formes continentales*, Doin, Paris, 300 p.
- Vennin E., Rouchy J.-M., Hibsich C., Bartier D., Caruso A., Reynaud J.-Y. et Rommevaux V., 2005, Géométrie et corrélations séquentielles d'une plate-forme tortono-messinienne, exemple du bassin de Lorca (SE Espagne), in: *10e Congrès de l'ASF, Presqu'île de Giens, livre des résumés*.
- Visser M.J., 1980, Neap-spring cycles reflected in Holocene subtidal large-scale bedform deposits: A preliminary note, *Geology*, **8**, 543-546.
- Walker R. et Wiseman T., 1995, Lowstand shorefaces, transgressive incised shorefaces, and forced regressions: examples from the viking formation, Joarcam area, Alberta, *Journal of Sedimentary Research*, **B65**, 132-141.
- Warrlich G.M.D., D.A. W. et D.W.J. B., 2002, Quantifying the sequence stratigraphy and drowning mechanisms of atolls using a new 3-D forward stratigraphic modelling program (Carbonate 3D), *Basin Research*, **14**, 379-400.
- Weber N., 2004, Morphologie, architecture des dépôts, évolution séculaire et millénaire du littoral charentais : apports de la sismique réflexion combinée à des suivis bathymétriques et validée par des vibrocarottages, Doctorat, Université de la Rochelle, 372 p.
- Weill P., 2005, Etude paramétrique d'un modèle numérique de remplissage de bassin sédimentaire (DIONISOS) : application au bassin mésohellénique, Mémoire de Magistère TOA, Ecole Normale Supérieure, 20 p.
- Weimer R.J., 1984, Relation of unconformities, tectonics, and sea-level changes, Cretaceous of Western Interior, in: *Interregional unconformities and hydrocarbon accumulation* (Ed. par J.S. Schlee), *AAPG Memoir, Vol. 36*, Tulsa, p. 7-35.
- Wescott W.A., 1993, Geomorphic Threshold and Complex Response of Fluvial Systems-Some Implications For Sequence Stratigraphy, *Bulletin of American Association of Petroleum Geology*, **77**, 1208-1218.
- Wheeler H.E., 1958, Time-stratigraphy, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **42**, 1047-1063.

- Wilson C.W., 1948, Channels and channel-filling sediments of Richmond age in south-central Tennessee, *Geological Society of America Bulletin*, **59**, 733-766.
- Wingfield R., 1995, A model of sea-levels in the Irish and Celtic seas during the end-Pleistocene to Holocene transition, *Geological society, special publication*, **96**, 209-243.
- Yalin M.S., 1963, Geometrical properties of sand waves, *Proceedings of the American Society for Civil Engineering*, **90**, 105-119.
- Yang C.S. et Song J.S., 1988, Tidal sand ridges on the East China Sea shelf, in: *Tide-Influenced Sedimentary Environments and Facies* (Ed. par P.L. De Boer, A. Van Gelder et S.D. Nio), Reidel, Dordrecht, p. 23-38.
- Zaitlin B.A., Dalrymple R.W. et Boyd R., 1994, The stratigraphic organization of incised-valley systems associated with relative sea-level changes, in: *Incised-valley systems: origin and sedimentary sequences* (Ed. par R.W. Dalrymple, R. Boyd et B.A. Zaitlin), *SEPM Special Publications, Vol. 51*, SEPM, Tulsa, p. 45-60.
- Zaragosi S., 2001, Les systèmes turbiditiques profonds de la marge celtique-armoricaine (Golfe de Gascogne) : physiographie et évolution au cours des derniers 30000 ans, Doctorat, Université de Bordeaux 1, 291 p.
- Zelilidis A., Kontopoulos N., Avramidis P. et Bouzos D., 1997, Late Eocene to Early Miocene depositional environments of the Mesohellenic Basin, North-Central Greece: Implications for hydrocarbon potential, *Geologica Balcanica*, **27**, 45-55.
- Zimmerman J.T.F., 1981, Dynamics, diffusion and geomorphological significance of tidal residual eddies, *Nature*, **290**, 549-555.

TITRES ET TRAVAUX

CURRICULUM VITAE

Nom: REYNAUD

Prénoms : Jean-Yves, Pierre

Date et lieu de Naissance : 27 mai 1969 à Alger

Nationalité: Française

Adresse: 31 rue Christiaens, 59800 Lille

Tél : 03 20 56 99 86

Adresse professionnelle: Muséum National d'Histoire Naturelle, Département Histoire de la Terre, 43 rue Buffon, 75005 Paris

Tel : 01 40 79 34 74

Fax : 01 40 79 37 39

@mail : reynaud@mnhn.fr

Situation de famille : marié, 2 enfants

Situation militaire: Sous-officier au 3^e Régiment de Cuirassiers en 1995.

Formation Universitaire :

- Maîtrise de Géologie, Orléans, 1991
- DEA Sédimentologie, Paris XI, 1992
- Doctorat Géologie et Géochimie sédimentaires, Lille I, 1996

RESUME DES ACTIVITES

Après un doctorat européen de géologie marine du Quaternaire et un post-doctorat dans les bassins paléogènes de Grèce, Jean-Yves Reynaud (JYR) est entré au Muséum sur un profil de géologie sédimentaire, option paléomilieux, avec une spécialisation dans les

Carrière scientifique et technique :

- ATER, Lille, 1997
- MCF, Muséum, depuis 1999 (responsable des collections sédimentaires, depuis 2004)

Bourses et distinctions :

- W. White Fellowship, Queen's University de Kingston, Canada (1998)

Responsabilités administratives :

- Responsable des collections exogènes du Muséum National d'Histoire Naturelle depuis 2003
- Chef de projet INSU-Relief (10 participants)
- Tuteur Emploi-Jeune

Activité associative :

- Membre ASF depuis 1992
- Membre IAS et SEPM depuis 1996
- Secrétaire et rédacteur associé SGF depuis 2002

dépôts côtiers clastiques. Il s'est intégré dans l'ESA7073 et la FR32 CNRS avec un projet de recherche basé sur l'enregistrement sédimentaire de la tectonique. Son activité scientifique s'est articulée, chronologiquement, autour :

1. des changements hydrodynamiques rapides: (i) de l'océan (débâcles glaciaires : les niveaux de Heinrich dans l'Atlantique Nord); (ii) de la plate-forme continentale (la dynamique des marées versus celle du niveau marin dans les bancs et les vallées incisées de la Manche).

2. des contrôles tectoniques de la dynamique sédimentaire sur les bordures de bassin: (i) en domaine tidal (vallées incisées sud-armoricaines, vallées du Miocène rhodanien); (ii) en domaine gravitaire (bassins intra-chaîne en Grèce et dans les Bétiques).

3. de la modélisation des processus hydro-sédimentaires (paléo-Manche) et stratigraphiques (bassin méso-hellénique). Ces modélisations s'appuient sur les bases de données acquises en 1. et 2.

Au cours de ces travaux, il a effectué 15 campagnes océanographiques (totalisant 200 jours de mer) et une dizaine de missions sur le terrain (120 jours). Il a acquis une expérience en géologie marine (sismique réflexion, carottage, sondeur multifaisceaux, sonar latéral), en

sédimentologie de faciès (dépôts clastiques dans l'actuel et dans l'ancien), en stratigraphie séquentielle, et sur la modélisation en général. Il a participé à 11 programmes nationaux, internationaux et conventions, dont 5 à son initiative. L'ensemble de l'activité de recherche de JYR a donné lieu à l'encadrement ou le co-encadrement d'une dizaine de DEA et thèses, et à la publication de 16 articles dans des revues à comité de lecture, et d'une vingtaine de contributions dans des ouvrages édités et des congrès nationaux et internationaux, dont 3 en tant qu'organisateur et animateur scientifique. Il a été secrétaire et rédacteur associé de la Société Géologique de France. JYR a par ailleurs une activité spécifique au Muséum, avec de l'enseignement de spécialité en 2nd et 3^e cycle universitaire, des cours grand public, de la vulgarisation scientifique (participation à 5 expositions, édition de fascicules, conférences dans les lycées), et surtout une activité autour des collections géologiques (développement de bases de données informatiques, rénovation de la galerie de Géologie-Minéralogie, expertises etc...).

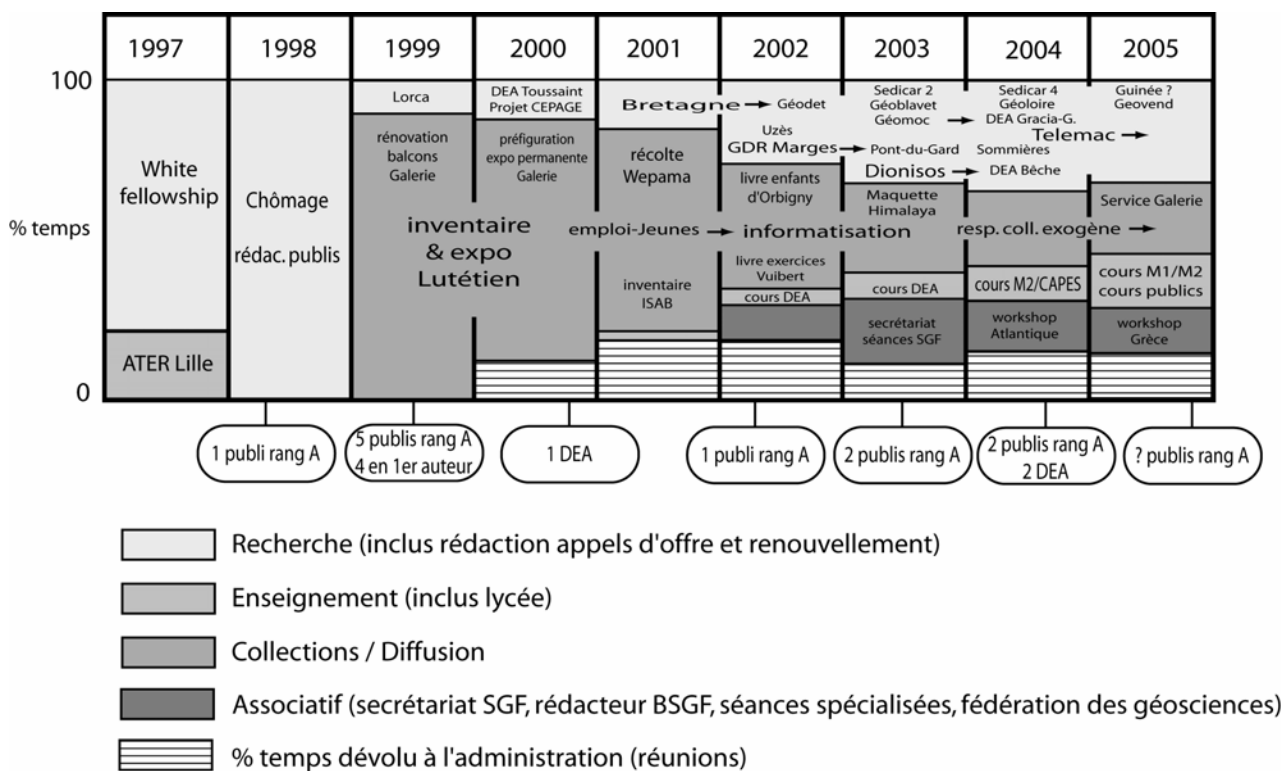


Figure 46 : Tableau synoptique des activités.

DETAIL DES ACTIVITES

TRAVAUX DE RECHERCHE

Résumé

JYR a fait un cursus de troisième cycle axé sur les paléoenvironnements marins du Quaternaire, avec un mémoire de DEA en 1992 sur la paléoclimatologie de l'Atlantique Nord et une thèse en 1996 sur la dynamique des bancs sableux de plate-forme. Après sa thèse, ATER à l'USTL, il s'est intéressé aux bassins sédimentaires anciens, dans le cadre d'un projet PLATON sur la Grèce. Maître de Conférences au Muséum depuis 1999, il s'est progressivement tourné vers la modélisation numérique des architectures sédimentaires, sous le double aspect de la modélisation hydrodynamique et stratigraphique. Parallèlement à son activité de recherche, il est depuis 2002 secrétaire et rédacteur associé de la Société Géologique de France et depuis 2004 responsable des collections sédimentaires du Muséum. Conférencier dans les sessions grand public du Muséum et enseignant dans le DEA/M2 de l'USTL ainsi qu'à la Préparation Capes-Aggreg, il a encadré ou co-encadré une thèse et 5 DEA et stages de l'ENS. Il a publié en premier auteur 7 articles de rang A et a cosigné une vingtaine d'articles et ouvrages.

Chantiers

Stratigraphie colorimétrique des sédiments abyssaux

JYR a participé au programme PALEOCINAT du LSCE (à l'époque le CFR), dans le cadre duquel il a fait une mission en mer et mis au point un système d'acquisition d'image avec camera 3CCD et logiciel dédié. Cette expérience brève lui a permis d'acquérir une 'culture' des mécanismes climatiques à haute fréquence, la pratique du *surveying* de site et du carottage à piston. Son travail donne lieu à 1 publication de rang A.

Stratigraphie sismique des dépôts marins épicontinentaux

Entre 1992 et 1996, dans le cadre du programme européen MAST-Starfish, JYR a participé à 5 missions en mer en Manche orientale et en Mer celtique, qui ont fourni les données de sa thèse. En collaborant avec l'IFREMER et le RCMG-Gand, il y a acquis l'expérience de la géophysique haute résolution et de la géologie du plateau continental (organisation des missions, mise en œuvre et traitement de la sismique, interprétation des données). Pour interpréter les données sismiques, il s'est également formé à la sédimentologie de faciès et à la stratigraphie séquentielle, notamment grâce aux excursions et écoles d'été de l'ASF. Les résultats qu'il a produits sur ce chantier ont trait à la dynamique tidale, tant la dynamique superficielle actuelle que l'architecture sismique des bancs tidaux et vallées incisées. Son apport est la mise en évidence du polyphasage et des séquences à haute fréquence dans la mise en place de ces édifices. A la faveur de l'expérience acquise pendant le programme Starfish, il a été invité dans le projet COTARMOR, où il a contribué entre 2000 et 2004 à l'étude des vallées incisées côtières sud-armoricaines. Son apport à ce projet est le contrôle de la morphologie des vallées sur leur remplissage. Dans le même temps, il a continué à explorer, en collaboration, le système des vallées de la Mer celtique, et a contribué à mettre en évidence le contrôle de la croissance de structures tectoniques sur la formation des corps sableux de la plate-forme (deltas et vallées). Depuis 2002, il développe, en collaboration, un projet de modélisation hydro-sédimentaire TELEMAR des dépôts de la Manche, avec comme premier objectif de caractériser les conditions de formation des bancs celtiques. Sur l'ensemble de ces chantiers, il participe à l'encadrement de 3 DEA et une thèse, et produit 8 publications de rang A dont 5 en premier auteur.

Sédimentologie des carbonates clastiques épicontinentaux

Depuis 1999, notamment dans le cadre du GDR-Marges-Golfe du Lion, JYR travaille sur le modèle de faciès des carbonates clastiques d'eau froide à partir de l'exemple du Miocène de la vallée du Rhône. Il s'agit de la prolongation de la thématique des bancs tidaux de la Manche (mêmes assemblages fauniques, même influence prépondérante des courants de marée). Il se consacre en particulier au bassin d'Uzès et de Sommières, en associant la compilation des données de sub-surface des études faciologiques sur le terrain (une dizaine de missions) et des études pétrographiques en lame mince (en collaboration). Son résultat majeur est de démontrer que dès le Miocène inférieur, c'est la topographie plissée du substratum de l'avant-pays alpin qui contrôle la distribution des courants et des dépôts tidaux. Sur ce chantier, il encadre un DEA et publie 1 article de rang A.

Stratigraphie et modélisation des bassins orogéniques

Depuis 1997, JYR participe à plusieurs projets PLATON sur les relations tectonique-sédimentation en domaine intra-chaîne. Le chantier choisi est le bassin Méso-hellénique (BMH), qui a une phase 'avant-arc' et une phase 'piggyback'. Il participe à 3 missions de terrain, au cours desquelles il se forme à la géologie des subductions et à la sédimentologie des faciès gravitaires (fan-deltas et turbidites). Il ressort de ce travail collectif un modèle de bassin dans lequel la subsidence est expliquée par l'héritage structural de la plaque supérieure (stade de subduction) puis par les hétérogénéités de la plaque plongeante (stade de collision). L'apport de JYR à ce projet est l'introduction de la modélisation stratigraphique DIONISOS en 2004, dans le but de restaurer les paléotopographies érodées du prisme d'accrétion à diverses étapes de son fonctionnement. Ce volet fait l'objet d'un projet RELIEF en cours, qui inclut notamment, outre la modélisation, une étude thermochronologique (en collaboration). Au cours de l'ensemble des travaux menés sur le BMH, il collabore à l'encadrement de 4 DEA et mémoires de Magistère et cosigne deux articles de rang A.

L'expérience acquise sur la géologie de la Grèce en général permet à JYR de déposer un projet de forage dans le cadre d'ODYSSEUS, d'organiser un workshop à la SGF en 2005 et de collaborer à deux thèses sur le Golfe de Corinthe. L'expérience acquise sur les systèmes conglomératiques de fan-deltas en particulier lui vaut de participer à un projet ECLIPSE sur le bassin pull-apart de Lorca, où il participe à l'identification de la surface de régression messinienne.

Ressources

Financements sur lesquels JYR a émergé depuis 1992

1992 : Ressources propres CFR (LSCE), programme CE Mast-CT92-0029 'Starfish' (H. Chamley)

1993-96 : Ressources propres URA 729, programme CE Mast-CT92-0029 'Starfish' (H. Chamley)

1997-2000 : Platon 1 URA 729 (J. Ferrière)

1999-2000 : Ressources propres ESA 7073 et BQR Muséum (J.-M. Rouchy)

2001-2004 : Ressources propres FRE 2400 et IFRTP (IPEV), Platon 2 UMR 8110 (J. Ferrière)

2005- : Projet X-Hiatus, IFP-Muséum (P. De Wever)

Financements obtenus sur appels d'offre depuis 1998

1999 : Action Coup de Pouce

2001 : Projet Mi-lourd de la FR 32 : Equipement d'une station de travail de modélisation stratigraphique (ordinateurs, traceur A0 etc...)

2001-2005 : GDR Marges chantier Golfe du Lion

2003- : Convention Dionisos Muséum-IFP

2004-2007 : INSU-Relief de la Terre (co-dir. avec F. Chanier, UMR 8110, USTL)

Conventions et brevets

Convention Muséum-IFP pour l'exploitation de DIONISOS, version académique (2003).

Convention d'échange : accueil de B. Dalrymple sur un poste 'rouge' au Muséum en 2002 : deux mois de terrain (projet rhodanien), deux mois à Paris, avec des conférences à Paris et à Rennes. En est sorti une publication commune et une participation de B. Dalrymple à la thèse de D. Besson (ENSMP).

Dossiers de subventions et d'allocations de thèse (non retenues)

2000 : ACI Blanche : « Enregistrement sédimentaire de la tectonique verticale et horizontale dans les bassins molassiques des Hellénides septentrionales : comparaison d'un bassin fossile émergé (Sillon Méso-hellénique) et d'un système marin actif (Golfe Thermaïque) ».

2000 : ACI Jeunes Chercheurs : « Stratigraphie séquentielle des carbonates détritiques du Miocène de l'avant-pays rhodanien ».

2000 : Participation à la demande IODP-ESCOD sur la Manche (suite du projet Corsaires).

2001 : ACI Jeunes Chercheurs : « Dynamique sédimentaire des systèmes clastiques de dépôt dans un bassin marginal du Néogène méditerranéen occidental (Lorca) »

2001 : Demande d'allocation de thèse ED Muséum : «Dynamique sédimentaire des systèmes clastiques de dépôt dans un bassin marginal du Néogène méditerranéen occidental. »

2002 : Demande projet européen IODP-Méditerranée ODYSSEUS : « Unravelling the causes of major environmental changes in the Mediterranean region: the deep drilling perspective » (coord. Jolivet-Moretti) ; le but était (et est toujours) de faire venir en Méditerranée le nouveau riser japonais ; JYR avait en charge une cible dans le golfe thermaïque.

2002 : ACI franco-marocaine avec Univ. Meknès (M. Guiraud) : « Etude pétrologique, tectonique, sédimentologique et géochimique des séries détritiques

métamorphiques et non métamorphiques du Rif (Maroc).» Participation : Coupe géologique balancée à travers le Rif et reconstitution de la géodynamique de l'arc bético-rifain durant la période oligo-miocène de l'orogène alpin. Sédimentologie et paléogéographie des flyschs.

2002 : Demande de 2 allocations de thèse ED Muséum : « Modélisation numérique d'un bassin molassique en domaine convergent : le bassin Méso-Hellénique » et « Modélisation hydrodynamique des séquences de dépôt en domaine de plate-forme tidale : l'exemple du Quaternaire de la Manche ».

2003 : Projet transversal FR32 CNRS : « Modélisation numérique des bassins sédimentaires en système mixte carbonaté-clastique : l'exemple du Tortono-Messinien de Lorca (Espagne). Application du code Dionisos. »

2004 : Collaboration à une ACI Jeunes Chercheurs (E. Moreno, MNHN) : « Détections paléoclimatiques à haute fréquence dans l'océan indien intertropical du Quaternaire ».

ENSEIGNEMENT

Marié à une PRAG qui s'occupe de la Prépa Capes-Agreg de l'USTL, JYR a eu l'occasion de monter avec elle une excursion sur le volcanisme du Massif central et de pratiquer l'échantillonnage assidu « pour l'enseignement » sur leurs divers lieux de vacances...

Conférences et/ou cours en Université

1997 : DEUG et Licence : 60h, UFR Géologie USTL (Introduction à la géologie pour les DEUG Géographie, TP cartographie en DEUG de Sciences de la Terre, TP-TD hydrogéologie et pétrologie en Licence de Sciences de la Terre)

2001 : DEA MQMBS : 5h, MNHN (cours-conférence, sujet : 'contrôles de la sédimentation clastique sur les marges : l'exemple de la Manche au Quaternaire')

2003 : DEA 'Dynamique et Environnements sédimentaires' de l'ED 104 de L'USTL (8 h/session ; sujet : 'stratigraphie séquentielle')

2004 : Master 2 'Archéologie et Histoire' : 1h, Université de Rennes 1 (cours-conférence, sujet : 'les vallées sous-marines des Approches de la Manche')

2004 : Prépa Capes-Agreg SVT : 25h, USTL (TP-TD cartographie : géologie de la France, avec F. Chanier)

2004 : Prépa Capes-Agreg SVT : 4h, USTL (cours-conférence, sujet : 'stratigraphie séquentielle')

2004 : Master 2 Recherche 'Géosciences des Environnements Sédimentaires' de l'ED 104 de L'USTL (8 h/session ; sujet : 'stratigraphie séquentielle')

2005 : Séminaire invité PEPS Lyon I – ENS Lyon (conférence : 'reconstitution des paléogéographies côtières à partir des formation sédimentaires tidales')

2005 : Master 2 Recherche 'Géosciences des Environnements Sédimentaires' de l'ED 104 de l'USTL: 16h 'Stratigraphie séquentielle' et 'Modélisation stratigraphique'.

Conférences scolaires et grand public

2001 : TPE de 1^{ère} S : « temps, rythmes, périodes » : la datation radiométrique au carbone 14

2001 : Lycée J. Rostand, Roubaix, diaporama de 3h sur 'Les Frontières en Géologie'

2005- : MNHN, Paris : cycle de 4 conférences ('du paysage à la roche', 'l'enregistrement géologique du temps', 'le mille-feuille des bassins sédimentaires', 'paléogéographie et paléoclimats')

Livres d'enseignement

Participation au livre d'exercices : Problèmes résolus en Sciences de la Terre et de l'Univers (dir. J.-Y. Daniel) : exercices sur la stratigraphie des plates-formes

continentales, des dépôts fluviatiles, des terrasses alluviales, la stratigraphie séquentielle (en collaboration), la sédimentologie et diagenèse de la matière organique (en collaboration).

Livre transport et dépôt Vuibert (en préparation pour 2006).

Tutorat

Thèses (collaboration)

2001-2004 : D. Menier, UBS-Géosciences Rennes (dir. J.-N. Proust)

2004- : S. Rohais, IFP (dir. I. Moretti)

2004- : A. Van Welden, Université de Savoie, Chambéry (dir. C. Beck)

Stages de Premier cycle

2000 : J. Maingui-S. Tartarin-C. Lejeune (80 h), stage DEUG 2 de l'UPMC

2003 : B. Benziane (60 h), Maîtrise Géologie de l'UPMC

Stages de DEA/M2 et Magistère

2001 : G. Toussaint (210 h), DEA MQMBS

2004 : M. Bêche (150 h ; co-encadrement avec D. Granjeon, IFP), DEA MQMBS

2004 : C. Gracia-Garay (30 h, co-encadrement avec P. Leroy et J.-F. Bourillet), DEA Géosciences Marines, UBO

2005 : P. Weill (30 h, co-encadrement avec D. Granjeon, IFP), Licence du Magistère de Géologie de l'ENS

2005 : DEA E. Zué (50 h, co-encadrement avec C. Gorini, Lille I)

Interventions ponctuelles :

1997 : A. Houzé (10 h), DEA, USTL

1998 : B. Grosdoy (20 h), DEA, USTL

1993-95 : P. Vanhauwaert (90 h), MsC, RCMG, Gand

Groupes de recherche

Lors du développement des programmes MAST, JYR a participé aux activités de l'URM 17, contractualisée par le Ministère de la Recherche entre l'IFREMER, l'USTL et l'Université de Bordeaux 1, et qui a eu un rôle moteur dans l'organisation scientifique de programmes tels que ZAIANGO et EUROSTRATAFORM. Il a également participé au 'Groupe Manche' (1997-2005), structure informelle dont le noyau dur était formé par des collègues de l'Université de Caen et de l'IFREMER, autour d'un objectif commun : les corrélations terre-mer dans le Cénozoïque supérieur de la Manche et de ses bassins versants. Le Groupe Manche a eu un rôle important dans l'avancement des synthèses, conduisant à la publication en 2003 d'un numéro spécial de *Journal of Quaternary Science*. Il a également contribué à monter des propositions de forages dans le cadre d'IODP. Ces groupes de recherche ont donné lieu à une synergie qui a enrichi les travaux d'un grand nombre de thésards.

Organisation de congrès et excursions

Convenor symposium 'Paléoenvironnements sédimentaires, biomarqueurs et biominéralisations', RST 2004, Strasbourg (co-organisé avec B. David)

Réunion spécialisée 'Marge Atlantique', SGF-ASF, 2004 (avec J.-N. Proust et S. Zaragosi)

Réunion spécialisée 'Géodynamique de l'Egée', SGF, 2005 (avec L. Jolivet)

Workshop modélisation Dionisos, IFP, 2005 (avec D. Granjeon)

Excursion GDR-Marges et congrès ASF Marseille : 'Les bassins miocènes d'Uzès et de Sommières', 2005

Fédération Géologique de France

Dans le cadre d'une réflexion sur l'avenir des sociétés savantes, et notamment leur rôle d'interface entre les tutelles et la société civile ou le monde économique, le CNFG, l'UFG et la SGF se sont regroupés en 2004, bientôt suivis par d'autres associations, pour envisager la création d'une Fédération Géologique de France. JYR représente la SGF dans le Comité Directeur de la Fédération, constitué en 2005. Entre autres opérations, il a organisé via internet une enquête sur la réception de ce projet auprès des collègues (du monde académique, privé et des associations), enquête qui a recueilli les opinions d'un demi millier de collègues à l'été 2005.

Activités éditoriales et rapports d'expertise

Bulletin de la Société Géologique de France : 50 manuscrits édités pour le BSGF, dont 35 en tant que rédacteur associé.

Autres reviews dans des revues de rang A : 09/1998, *Oceanologica Acta* (luminance des sédiments) ; 12/1999, BSGF (croissants de plage) ; 12/1999, *Marine Geology* (éventail profond armoricain) ; 09/2001, *Marine Geology* (bancs sableux) ; 06/2003, *Continental Shelf Research* (bancs tidaux) ; 07/2003, *Geodiversitas* (Néogène de Turquie) ; 06/2004, SEPM special publications (vallées incisées actuelles) ; 08/2004, SEPM special publications (vallées incisées fossiles).

Evaluation de la Prospective CSOA 'Contribution dans le domaine côtier et des paléoenvironnements marins', 1999.

Expertise du projet COTARMOR, Géosciences Rennes, 2000.

AUTRES ACTIVITES

Activités muséales

Gestion des collections

JYR arrive au Muséum en 1999, dans une période de remous administratifs et financiers, qui se termine par une réforme des statuts et le resserrement du pilotage ministériel. Les géosciences n'ont alors plus leur place historique dans le nouveau schéma directeur de l'établissement (centré sur l'inventaire de la biodiversité et le 'développement durable'). Pendant trois années consécutives, malgré des dossiers répétés et la présentation de candidats brillants, JYR ne parvient pas à obtenir une bourse de thèse 'géologie' de l'Ecole Doctorale du Muséum. Le seul domaine de la géologie qui demeure bien représenté au niveau de la recherche est le Quaternaire, à cause d'un couplage fort avec la Préhistoire. Dans ce contexte, la principale activité que développe JYR dans le cadre de son poste au Muséum est d'ordre muséal. Il participe d'abord durant 2 ans à une cellule de rénovation de la Galerie de Géologie-Minéralogie du Jardin des Plantes, dont le travail comporte notamment la préfiguration d'une nouvelle exposition permanente à la Galerie (l'ancienne ayant été supprimée dans les années 80). Cette réflexion intègre plusieurs aspects : la nécessité de conserver l'intégrité d'un bâtiment et d'un mobilier classé aux monuments historiques et celle d'y transporter toutefois une muséographie moderne (en isolant notamment du public les réserves de collections, et en introduisant des commodités correspondant aux normes modernes). Il participe, à ce titre, au colloque « Nature treasure-houses ? » organisé par le NHM de Londres en 2001.

En 2000, le projet de rénovation de l'Etablissement prévoit un recentrement de l'activité autour de l'inventaire et de la caractérisation des objets. En géologie, cela se traduit par l'installation d'une nanno-SIMS, à destination principalement de la collection de

Météorites. En géologie sédimentaire, le fleuron de la collection est la carothèque océanique (la plus grande d'Europe dans son genre, abritant 10 km de sédiments conservés à 4°C). JYR participe en 2001 à une campagne du Marion-Dufresne dans le Pacifique, avec pour objectif l'accroissement de cette collection¹. Il fait également venir au Muséum les carottes de la campagne MD124-GEOSCIENCES2 (Golfe de Corinthe). Parallèlement, il organise la rénovation de la collection stratigraphique, notamment la collection de Lutétien (20000 objets révisés, restaurés, informatisés et valorisés sur deux sites internet : la page 'Lutétien' du site du MNHN, et le site FOSSILS). Il intègre dans cette collection un legs de plusieurs milliers d'objets et documents de référence sur les stratotypes du Lutétien et du Kimméridgien (Geysant). Dans le cadre de ces travaux, il encadre une dizaine de vacataires et stagiaires, puis un emploi-jeune. Sous la menace d'un déménagement des collections dans l'hypothèse d'une rénovation de la Galerie, l'informatisation des collections devient, à partir de 2002, l'objectif principal. En 2005, la base de données informatiques atteint 90 000 lots. Depuis 2004, JYR est responsable de la collection des roches exogènes du Muséum (environ 600 000 lots).

¹ **Collections géologiques en chiffres** : La collection de géologie comporte 600 000 lots à la galerie, correspondant à un volume de 680 m³ et 95 tonnes ; 400 000 lots au laboratoire, correspondant à 250 m³ et 95 tonnes ; 8500 m de carottes en lithothèque froide, correspondant à 190 m³ et 85 tonnes ; 420 m de carottes de roches, correspondant à 21 m³ et 10 tonnes et 150 000 échantillons de dragages, correspondant à 60 m³ et 36 tonnes. Les mouvements de collections correspondent à environ 15 000 échantillons/an depuis 1999. Les catalogues relatifs à la collection de géologie sont au nombre de 40, correspondant à des entrées qui s'étalent sur le XIXe siècle et jusqu'en 1932. A partir de cette date, le catalogage n'a plus été suivi. La somme des catalogues peut être évaluée à 2600 pages, quoique la présence de feuillets volants rende ce chiffre estimatif. Ceci rend l'urgence d'une informatisation encore plus grande.

Parallèlement à cette activité sur les collections du Muséum, JYR a une activité d'expertise, soit sur les collections d'autres établissements (rapport sur les collections de l'ENSAB en 2000), soit sur des collections du Muséum servant dans des expositions ou des travaux de recherche, comme avec la thèse de L. El Messili (Muséum-USTBH Alger) sur les provenances des ateliers néolithiques du Hoggar (collection Chaudron-Villate).

Expositions

Il participe aux expositions suivantes : « Lutétien, la pierre de Paris », MNHN, 2000 ; « Âges de la Terre », MNHN, 2000 ; « Hommage à Victor Jacquemont », SNH, 2000, puis Musée d'Histoire Naturelle de Lausanne, 2003 (sélection d'objets et texte sur les laves en coussins de la région de Pondichéry : on doit à Jacquemont la première description avérée de laves en coussins) ; « Un voyageur naturaliste : Alcide d'Orbigny », MNHN, 2001 (fabrication d'un modèle 3D du bassin de Paris, en collaboration avec Gaz de France et Géosciences Rennes ; coll. D. Rouby) ; « Himalaya-Tibet : le choc des continents », MNHN, 2002 (réalisation d'un parcours pour enfants sur la fermeture océanique ; coll. D. Vitale). Il collabore avec collègues norvégiens (Univ. Tromsø et TOTAL) pour une monographie sur les pionniers de la géologie scandinave. Il opère des choix d'objets et gère des prêts pour diverses autres expositions.

Vulgarisation scientifique

Accueil du public

Dans le cadre de ses fonctions statutaires, il procède régulièrement à des visites des collections et de la galerie (y accompagnant des scolaires : 5 heures/an, et des collègues et stagiaires : 5 jours/an). Il participe également à la fête de la science, sur un stand commun MNHN-SGF-Palais de la Découverte, au carré des

Sciences du Ministère de la Recherche, puis au Luxembourg, avec différentes thématiques : en 2001, un Quizz fossiles ; en 2002, une modélisation analogique de la formation des chaînes d'avant-pays (J. Malavieille) ; en 2004, un modèle analogique de la subduction. Il répond au courrier des lecteurs du Muséum (renseignements divers, expertises sur photos, hydrogéologie, risques naturels, archéologie...).

Plaquettes, livres, films

Il réalise une expertise sur la plaquette : « les Volcans : pour les faire connaître aux enfants » (Emilie Beaumont, ed. Fleurus, 2000)

Il participe à la série 'Bonjour l'Ancêtre' (France3) : épisode 'Collections', 2002, France 3.

Autres

Il dépose un projet sur les loess dans le cadre de la 2^e Croisière Jaune Muséum-Citroën, en 1999 (non réalisé).

Il réalise diverses expertises para-scientifiques : plaquette de R. Lachaud « géologie et photographie », etc...

MISSIONS

Il totalise 250 jours de missions diverses. Le poste le plus important est celui des missions de recherche, avec 120 jours de terrain depuis 1997 en Grèce, en Espagne et dans le Gard, et 200 jours environ de mer depuis 1992 répartis en 15 campagnes océanographiques², côtières

² **Liste des missions en mer** : Paléocinac 2 (Suroit, 1992), Starfish 1 (Belgica, 1992), Sédimanche 1 (Atalante, 1993), Sédimanche 2 (Suroit, 1993), Sisbas (Sepia-Thalia, 1994), Starfish 2 (Belgica, 1994), Geodet (Thalia, 2000), Wepama (Marion-Dufresne, 2001), Geoblavet (Thalia, 2001), Géomoc 1 (Côtes de la Manche, 2002), Sédicar 3 (Marion-Dufresne, 2003), Geoloire (Côtes de la Manche, 2004), Sédicar 4 (Marion-Dufresne, 2004), Geovend (Côtes de la Manche, 2005)

et hauturières, dans le cadre de divers programmes (MAST, IMAGES, COTARMOR...), sur les NO Sepia II, Côtes de la Manche, Thalia, Belgica, Suroit, Atalante, Marion-Dufresne II. Ces missions en mer représentent environ 100 carottes à pistons et 3 000 km de profilage géophysique (sonar latéral, sondeur multifaisceaux, sondeurs 3,5 et 2,5 KHz, sismique monotraces et multitraces (sparker, boomer, canon à air, canon à eau).

Outre ses missions de recherche, JYR est présent dans des congrès nationaux et internationaux, en moyenne deux par an, participe à une école d'été et une dizaine d'excursions, et organise ou co-organise deux réunions scientifiques et un symposium de la RST de Strasbourg (2004).

PUBLICATIONS

Articles de rang A

1995

Reynaud J.-Y., Tessier B., Proust J.-N., Lericolais G., Marsset T., Berné S. & Chamley H., 1995. Apports de la sismique très haute résolution à l'interprétation génétique d'un banc sableux de la Mer Celtique. C.R. Acad. Sci. Paris, 320 (IIa), 125-132.

Cortijo E., Reynaud J.-Y., Labeyrie L., Paillard D., Lehman B., Cremer M. & Grousset F., 1995. Etude de la variabilité climatique à haute résolution dans des sédiments de l'Atlantique Nord. C.R. Acad. Sci. Paris, 321 (IIa), 231-238.

1998

Ferrière J., Reynaud J.-Y., Proust J.-N., Bonneau M., Pavlopoulos A., Migiros G. & Houzé A., 1998. Initiation de la sédimentation dans un bassin molassique de type piggy-back : le Sillon Méso-Hellénique. C. R. Acad. Sci. Paris, Sci. Terr. et Plan., 326, 567-574.

1999

Marsset T., Tessier B., Reynaud, J.-Y., De Batist M. & Plagnol C., 1999. The Celtic Banks: an example of sand body analysis from very high-resolution seismic data. Mar. Geol., 158, 89-109.

Reynaud J.-Y., Tessier B., Proust J.-N., Dalrymple, R.W., Bourillet, J-F., De Batist M., Lericolais G., Berné S. & Marsset T., 1999 Architecture and sequence stratigraphy of a late Neogene incised valley at the shelf margin, Southern Celtic Sea. J. Sed. Res., 69 (2), 351-364.

Reynaud J.-Y., Tessier B., Proust J.-N., Dalrymple, R.W., Marsset T., De Batist M., Bourillet J-F. & Lericolais G., 1999. Eustatic and hydrodynamic controls on the architecture of a deep shelf sand bank (Celtic Sea). Sedimentology, 46, 703-721.

Reynaud J.-Y., Rage A., Tessier B., Néraudeau D., Bracini E., Carriol R.-P., Clet-Pellerin M., Moullade M. & Lericolais G., 1999. Importations et remaniements de faunes dans les sables de la plate-forme profonde des Approches Occidentales de la Manche. Oceanol. Acta, 22 (4), 381-396.

Reynaud J.-Y., Tessier B., Berné S., Chamley H. & De Batist M., 1999. Tide and wave dynamics on a sand bank from the deep shelf of the Western Channel Approaches. Mar. Geol., 161 (2-4), 339-359.

2002

De Wever P., Guillocheau F., Reynaud J.-Y., Vennin E., Robin C., Cornee A. & Rouby D. 2002. Deux

siecles de stratigraphie dans le bassin de Paris.
C.R. Paleovol 1 (2002) 399-414.

2003

Bourillet J.-F., Reynaud J.-Y., Baltzer A. & Zaragosi S.,
2003. The "Fleuve Manche": the sub-marine
sedimentary features from the outer shelf to the
deep-sea fans. J. Quat. Res. 18 (3-4), 361-391.

Reynaud J.-Y., Tessier B., Auffret J.-P., Berné S., De
Batist M., Marsset T. & Walker P., 2003. The
offshore sedimentary cover of the English Channel
and its northern and western Approaches. J. Quat.
Res. 18 (3-4), 261-282.

2004

Moretti I., Lykousis V., Sakellariou D., Reynaud J.-Y.,
Benziane B. & Prinzhofer A., 2004. Subsidence
rate in the Gulf of Corinth : what we learn from the
long piston coring. C. R. Geoscience, 336, 291-
299.

Ferrière J., Reynaud J.-Y., Pavlopoulos A., Bonneau M.,
Migiros G., Chanier F., Proust J.-N. & Gardin S.,
2004. Geologic evolution and Geodynamic
controls on the Tertiary Intramontane Piggyback
Meso-Hellenic Basin, Greece. Bull. Soc. Geol.
France, 175, 4, 361-381.

2005

Besson D., Parize O., Rubino J.-L., Aguilar J.-P., Aubry
M.-P., Beaudoin B., Berggren W.A., Clauzon G.,
Crumevolle P., Dexcoté Y., Fiet N., Iaccarino S.,
Jimenez-Moreno G., Laporte-Galaa C., Michaux
J., von Salis K., Suc J.-P., Reynaud J.-Y. & Wernli
R., 2005. Un réseau fluvial d'âge Burdigalien
terminal dans le Sud-Est de la France :
remplissage, extension, âge, implications. C. R.
Géoscience, 337, 1045-1054.

Reynaud J.-Y., Dalrymple R.W., Vennin E., Parize O.,
Besson D. & Rubino J.-L., *sous presse*.
Topographic controls on producing and

depositing tidal cool-water carbonates, Uzès
basin, SE France. J. Sed. Res.

2006

Menier D., Reynaud J.-Y., Proust J.-N., Guillocheau F.,
Guennoc P., Bonnet S., Tessier B. & Goubert E.,
sous presse. Basement control on shaping and
infilling of valleys incised at the southern coast of
Brittany, France, in Incised-valleys, ed. by Leckie
D., Tillman R. & Dalrymple R., SEPM Spec. Publ.

En préparation

Tessier B., Reynaud J.-Y., Marsset T., Proust J.-N.,
Dalrymple R.W., Marguerit C. & Revault
d'Allonnes M. Tidal resonance induced by a sea-
level variation as recorded in a deep shelf sand
bank (Celtic Sea). Cont. Shelf Research.

Rapports, mémoires et actes de congrès

1992

Reynaud J.-Y. et Cortijo E., 1992. Analyse de la
réflectance et de la susceptibilité magnétique des
sédiments océaniques: nouvelle approche de la
stratigraphie d'épisodes climatiques brefs.
Mémoire de DEA, Université de Paris-Sud, 63 p.

Van Weering T.C.E., Labeyrie L., Grousset F., Cortijo E.,
Reynaud J.-Y., Vidal L., Van Meerten T., Klaver
G., 1992. Heinrich layers and high resolution
stratigraphy in the eastern North Atlantic Ocean,
4th International Conference of
Paleoceanography, Kiel, Abstracts.

1993

Berné S., Auffret J.-P., Bourillet J.-F., De Batist M.,
Lericolais G., Marsset T., M'hamdi N., Reynaud
J.-Y., Tessier B. & Trentesaux B., 1993. A propos
de l'origine des bancs tidaux: structure
d'accumulation ou d'érosion ? Réunion
Geosciences Marines - Bilan scientifique et

prospective pour la fin du siècle, Institut Océanographique, Paris.

Cortijo E., Labeyrie L., Cremer M., Lalou C. & Reynaud J.-Y., 1993. Analyse de la réflectance des sédiments marins : application à l'étude des événements climatiques rapides dans l'Atlantique Nord. 4^e Congrès Français de Sédimentologie, Résumés, Pub. ASF, 19, 107.

Cortijo E., Labeyrie L., Cremer M., Lalou C., Reynaud J.-Y., 1993. Etude des événements climatiques rapides dans l'Atlantique Nord au cours des deux derniers cycles climatiques, apport de la réflectance des sédiments marins, Réunion Géosciences Marines - Bilan scientifique et prospective pour la fin du siècle, Institut Océanographique, Paris.

Reynaud J.-Y., Tessier B., Marsset T., Bourillet J.-F. & Lericolais G., 1993. Contexte stratigraphique et dynamique sédimentaire d'un grand banc de sable, Mer Celtique méridionale. 4^e Congrès Français de Sédimentologie, Résumés, Pub. ASF, 19, 305.

1994

Cortijo E., Labeyrie L., Jouzel J., Cremer M., Lalou C., Reynaud J.-Y., 1994. Analysis of marine sediments reflectance : application to the study of rapid climatic events in the North Atlantic, European Geophysical Society, résumé inclus dans le programme, Grenoble.

Reynaud J.-Y., Tessier B., Proust J.N., Marsset T., Lericolais G., Berné S., Vanhauwaert P. & De Batist M., 1994. High and very high resolution seismic stratigraphy of a Celtic Sea sand bank. 2nd International Conference on The Geology of Siliciclastic Shelf Seas., Gent (Belgique), Abstract, 97-98.

1996

De Batist M., Tessier B., Marsset T., Reynaud J.-Y., Dimitropoulos D., Llopart X., Proust J.-N., Berné S., Chamley H., 1996. Analysis by geosonic recordings of the large and small-scale internal structure of the Bassure de Baas sand in the English Channel. MAST-II-Starfish Project Final report (Eds. I. Heyse and G. De Moore). Contract MAS2-CT92-0029. Chap. 15, 18 p.

Marsset T., Reynaud J.-Y., De Batist M., Missiaen T., Berné S., Tessier B., Le Drezen E. & Chamley H., 1996. Side scan sonar recordings on the Bassure de Baas. Recording and processing. Assessment of residual transport paths by bedform analysis. MAST-II-Starfish Project Final report (Eds. I. Heyse and G. De Moore). Contract MAS2-CT92-0029. Chap. 12, 9 p.

Reynaud J.-Y., Tessier B., Berné S. & Marsset T., 1996. Side scan sonar recordings on the Celtic banks. Surficial dynamics of the Kaiser-I-Hind bank. Assessment of residual transport paths by bedform analysis. MAST-II-Starfish Project Final report (Eds. I. Heyse and G. De Moore). Contract MAS2-CT92-0029. Chap. 11, 22 p.

Reynaud J.-Y., Marsset T., De Batist M., Tessier B., Le Drezen E., Plagnol C., Vanhauwaert P., Proust J.-N., Berné S. & Chamley H., 1996. Analysis by geosonic recordings of the large-scale and small-scale internal structures of the Kaiser-I-Hind sandbank in the Celtic Sea. MAST-II-Starfish Project Final report (Eds. I. Heyse and G. De Moore). Contract MAS2-CT92-0029. Chap. 14, 27 p.

Reynaud J.-Y., 1996. Architecture et évolution d'un banc sableux de Mer Celtique méridionale. Mémoire de doctorat, USTL, 256 p.

1997

Marsset T., Tessier B., Reynaud J.-Y., De Batist M. & Plagnol C., 1997. New insight into the internal structures and build-up processes of sand banks in the Celtic Sea. 18th IAS Regional European Meeting of Sedimentology, Heidelberg, Sept. 2-4, Abstract, p. 227.

Tessier B., Reynaud, J.-Y., Marsset, T., Proust, J.-N., 1997. Sea-level rise-induced long term tidal signal recorded in a deep shelf sand bank (Kaiser-I-Hind, Celtic sea). International workshop "Continental margins and sea-level changes", Tescani (Roumanie), 6-12 octobre 1997. Abstract.

1998

Marsset, T., Reynaud, J.-Y., Tessier, B. & Debatist, M., 1998. Structure interne et processus de construction des bancs sableux de la Mer Celtique. 17ème Réunion des Sciences de la Terre, Brest, 31/03-3/04 98. Livre des Résumés.

Reynaud J.-Y., Bourillet J.-F., Tessier B., Proust J.-N., Lericolais G., Berné S. & Marsset T., 1998. Architecture des vallées incisées sur la plate-forme profonde des Approches Occidentales de la Manche. 17ème Réunion des Sciences de la Terre, Brest, 31/03-3/04 98. Livre des Résumés.

Bourillet J.-F., Peyre S., Marsset T., Lericolais G., Henriot J.-P., Reynaud J.-Y. & Tessier B., 1998. Incised paleovalleys and canyons networks : the Western Approaches margin. SEPM/IAS Research IAS Conference « Strata and Sequences on Shelves and Slopes », Sicily, 15-19/09/98, Livre des Résumés.

Reynaud J.-Y., Tessier B., Bourillet J.-F., Dalrymple R.W., Proust J.-N., Lericolais G., Berné S., Marsset T. & De Batist M., 1998. Late Neogene Compound Incised Valleys on the Western European Shelf (Outer Celtic Sea). SEPM/IAS

Research Conference « Strata and Sequences on Shelves and Slopes », Sicily, 15-19/09/98, Livre des Résumés.

Tessier B., Reynaud J.-Y., Marsset T., Proust J.-N. & Dalrymple R.W., 1998. Long term tidal signal induced by a sea level rise as recorded in a deep-shelf sand bank (Celtic sea). SEPM/IAS Research Conference « Strata and Sequences on Shelves and Slopes », Sicily, 15-19/09/98, Livre des Résumés.

2000

Tessier B., Reynaud J.-Y., Marsset T., Dalrymple R.W. & Proust J.-N., 2000. Transitory tidal resonance during the last transgression as recorded in the deep shelf sand banks of the Celtic Sea. Tidalite 2000 International Symposium, Seoul (Korea), abstract book.

2001

Reynaud J.-Y., Parize O., Rubino J.-L., Dalrymple R. & Toussaint G., 2001. Les carbonates clastiques du bassin miocène d'Uzès (molasse rhodanienne, SE France), 8^e congrès français de sédimentologie, Orléans, Publ. spec. de l'ASF n°36.

2002

Menier D., Proust J.-N., Guillocheau F., Reynaud J.-Y. & Tessier B., 2002. Seismic stratigraphy of valleys incised on the southern coast of Brittany (W-France). In SEPM esaerch conference : Incised valleys: Images and processes, Casper, Wyoming, Programs and Abstracts.

2003

Menier D., Reynaud J.-Y., Proust J.-N., Guillocheau F. *et al.*, 2003. Quantification de la déformation et évolution morphologique des vallées fossiles sud-armoricaines : apports de la sismique réflexion. In 9^e Congrès de l'ASF, Bordeaux, Livre des résumés, p. 350-351.

- Besson D., Parize O., Dalrymple R.W., Reynaud J.-Y. & Rubino J.-L., 2003. Evolution et dynamique des vallées incisées à remplissage biodétritique du Miocène inférieur péri-alpin: une alternative au modèle silico-clastique. Poster, 9^e Congrès de l'ASF, Bordeaux, Livre des résumés.
- Besson D., Parize O., Rubino J.-L., Clauzon G., Dalrymple R.W., James N.P. & Reynaud J.-Y., 2003. Les systèmes de vallées incisées (IVS) du Miocène en relation avec l'évolution du bassin d'avant-pays alpin du SE de la France. *In* 9^e Congrès de l'ASF, Bordeaux, Livre des résumés.
- Besson D., Parize O., Rubino J.-L., Dalrymple R.W., James N.P., Clauzon G. & Reynaud J.-Y., 2003. Miocene incised-valley systems (IVS) related to Western Alps foreland basin evolution (Southeast France). Abstracts, AAPG Annual Meeting, Salt Lake City, p. A14.
- Goubert E., Menier D., Le Cadre V., Allano L., Armynot Du Châtelet E., Duchemin G., Redois F., Baltzer A., Tessier B., Cornu S., Guennoc P., Thinon I. & Reynaud J.-Y., 2003. Etude des environnements littoraux de Bretagne Sud. Les sédiments du Golfe du Morbihan. Les crues de la Vilaine. Utilisation des foraminifères comme bio-indicateurs actuels et fossiles. Semaine du Golfe du Morbihan, Vannes, 26-31 mai.
- 2004**
- Gracia-Garay C., Le Roy P., Begot J., Bourillet J.-F., Guennoc P., Thinon I. & Reynaud J.-Y., 2004. Inversion Cenozoïque en Manche Occidentale et implications sédimentaires. RST-GV Joint Meeting, SGF, Strasbourg.
- Menier D., Proust J.-N., Guillocheau F., Guennoc P., Reynaud J.-Y., Tessier B. & Bonnet S., 2004. Origine et morphologie des vallées fossiles : exemple de la plate-forme proximale sud-armoricaine. *In* Séance spécialisée SGF-ASF : Les incisions et dépôts de la marge atlantique française depuis le Néogène : état des lieux. SGF, Paris.
- Reynaud J.-Y., Tessier B., Proust J.-N., Bourillet J.-F. & Le Roy P., 2004. Variations relatives du niveau de la mer sur la plate-forme profonde des Approches Occidentales de la Manche au Quaternaire. *In* Séance Spécialisée SGF-ASF : Les incisions et dépôts de la marge atlantique française depuis le Néogène : état des lieux. SGF, Paris.
- Vennin E., Rouchy J.M., Caruso A., Taberner C., Bartier D., Chaix C., Blanc-Valleron M.-M., Di Stefano A., Rommevaux V. & Reynaud J.-Y., 2004. Geometry and sequential correlations of a Tortonian to Messinian platform transect across the Lorca Basin (SE Spain). Colloque Eclipse « the Messinian Salinity Crisis », Corte, Juillet 2004. Eclipse Project Meeting and RMNCS Interim Colloquium, vol. 1, pp. 87-87.
- 2005**
- Reynaud J.-Y., 2005. Bassins sédimentaires. *In* Atelier Egée : le point sur la géodynamique de la région égéenne. Workshop SGF, Paris.
- Reynaud J.-Y., Tessier B., Hourdin C. & Marguerit C., 2005. Modélisation hydrosédimentaire des grands bancs celtiques : résultats préliminaires. *In* 10^e Congrès de l'ASF, Presqu'île de Giens, Livre des résumés.
- Van Welden A., Beck C., Moreno E., Henry B. & Reynaud J.-Y., 2005. Etude des modalités d'enregistrement sédimentaire de l'activité sismique : comparaison entre le Quaternaire récent du Golfe de Corinthe et la Mer de Marmara. Résultats préliminaires. *In* 10^e Congrès de l'ASF, Presqu'île de Giens, Livre des résumés.

Vennin E., Rouchy J.-M., Hibsich C., Bartier D., Caruso A., Reynaud J.-Y. & Rommevaux V., 2005. Géométrie et corrélations séquentielles d'une plate-forme tortono-messinienne, exemple du bassin de Lorca (SE Espagne). In 10^e Congrès de l'ASF, Presqu'île de Giens, Livre des résumés.

stratigraphie. In Un voyageur naturaliste : Alcide d'Orbigny, du Nouveau Monde ... au passé du monde, P. Taquet Ed., MNHN/Nathan, p. 89-100.

De Wever P. & Reynaud J.-Y., 2003. Gosselet et la notion de temps en géologie. Ann. Soc. Géol. Nord, 12, p.

Livres et autres contributions

Bourillet J.-F., Baltzer A., De Roeck Y., Floch G., Lericolais G., Loubrieu B., Marsset T., Meunier J., M'hammdi N., Ollier G., Ardu D., Auffret J.-P., De Batist M., Clément I., Guennoc P., Guillocheau F., Reynaud J.-Y. & Tessier B., 1993. Nouvelle reconnaissance de la marge des approches occidentales de la Manche. Géochronique, 14, 11-11.

Reynaud J.-Y., 2000. Systèmes fluviaux. In Problèmes résolus de Sciences de la Terre et de l'Univers, J.-Y. Daniel et al. Eds., Vuibert, p. 247-252.

Beauvière B. & Reynaud J.-Y., 2000. Caractérisation de la matière organique fossile. In Problèmes résolus de Sciences de la Terre et de l'Univers, J.-Y. Daniel et al. Eds., Vuibert,; p. 253-258.

Reynaud J.-Y., 2000. Dépôts terrigènes côtiers. In Problèmes résolus de Sciences de la Terre et de l'Univers, J.-Y. Daniel et al. Eds., Vuibert, p. 264-273.

Rabineau M. & Reynaud J.-Y., 2000. Stratigraphie sismique. In Problèmes résolus de Sciences de la Terre et de l'Univers, J.-Y. Daniel et al. Eds., Vuibert, p. 277-283.

Reynaud J.-Y., 2000. Terrasses alluviales. In Problèmes résolus de Sciences de la Terre et de l'Univers, J.-Y. Daniel et al. Eds., Vuibert, p. 293-298.

De Wever P., Cornée A., Reynaud J.-Y., Vennin E., Robin C., Guillocheau F. & Rouby D., 2002. Des stratotypes au bassin de Paris : deux siècles de