

THESE PRESENTÉE A L'UNIVERSITE LOUIS PASTEUR DE STRASBOURG Par M. Stéphane ROUSSÉ

POUR OBTENIR LE GRADE DE DOCTEUR Discipline : Sciences de l'univers Spécialité : Sédimentologie

Architecture et dynamique des séries marines et continentales de l'Oligocène Moyen et Supérieur du Sud du Fossé Rhénan : Evolution des milieux de dépôt en contexte de rift en marge de l'avant-pays alpin.

Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre UMR 7517

Thèse soutenue le 18 Octobre 2006

Devant le jury composé de :

WHITECHURCH Hubert, Professeur, ULP, Strasbourg	Rapporteur interne
TIERCELIN Jean-Jacques, Directeur de Recherche UMR 6538, Brest	Rapporteur externe
BERNE Serge, Directeur de Recherche, IFREMER	Rapporteur externe
DURINGER Philippe, Maître de Conférence, ULP, Strasbourg	Directeur de Thèse
BERGER Jean-Pierre, Professeur, Institut de Géologie, Fribourg	Examinateur
GHIENNE Jean-François, Chargé de Recherche, UMR 7517, Strasbourg	Examinateur

RESUME

L'étude des séries de la fin de l'Oligocène (Rupélien, Chattien), dans le Sud du rift rhénan, au Nord immédiat du bassin d'avant-pays alpin, atteste d'une interaction entre les deux domaines, par les effets combinés de l'eustatisme et de la tectonique régionale.

Au Rupélien Supérieur (31 Ma) une transgression marine envahit l'intégralité du rift, ses bordures et la région du Jura. Un prisme transgressif se développe, formé par des systèmes littoraux rétrogradants, circonscrits à la périphérie du graben.

Le haut-niveau marin (dès 30,5 Ma) consécutif conduit aux premières communications marines entre le rift et le bassin d'avant-pays. Des matériaux clastiques issus des Alpes participent à la progradation d'un système fluvio-deltaïque s'engouffrant dans le fossé via le Jura. L'architecture stratigraphique témoigne de plusieurs ordres de variations glacioeustatiques emboîtées, se surimposant à une subsidence généralisée de la zone, associée à l'absence d'activité tectonique intra-graben.

A partir de la limite Rupélien/Chattien (28.5 Ma), suivant la chute du niveau de base, un système fluviatile nourri par le bassin d'avant-pays, envahit le rift, aggradant suivant les variations du niveau de base et une activité tectonique intra-graben.

La dynamique sédimentaire dans le sud du fossé rhénan, à la fin de l'Oligocène est contrôlée par : les variations du niveau marin; les flux sédimentaires dérivés du bassin d'avant-pays alpin; les modifications de régime tectonique régional. Ces paramètres s'illustrent dans l'enregistrement du drainage du bassin d'avant-pays, vers le rift en transition d'une tectonique extensive à une tectonique « transtensive ».

ABSTRACT

Study on sedimentary record of Late Oligocene age, in southern Upper Rhine Graben (URG), northward from the Alpine Foreland Basin, revealed interactions between both geodynamic systems, due to combined effects of eustasy and tectonics.

During Late Rupelian (31 My) a marine transgression flooded the entire URG as well as parts of rift shoulders and area of northern Jura. A transgressive system tract was constructed on rift flanks, by beach and shoreface systems, genetically linked with offshore mudstones in central basin position. Within this system tract high-frequency glacio-eustatic sedimentary sequences are stacked with a particular retrograding pattern, involving synsedimentary tectonic subsidence.

During consecutive sea-level high-stand, a sea-way was formed between URG and "overfilled" Foreland Basin. Alpine material was transported into the URG, trough Jura area. Basin was filled rapidly by glacio-eustatic-controlled northward directed progradation of fluvio-deltaic system. Lack of any rift shoulder clastic contribution testifies for drastically reduced flank erosion, and regional subsidence.

At Rupelian/Chattian boundary (28,5 My), terrestrial fluvial system invaded URG following eustatic sea-level and related local base level fall, whereas intra-graben tectonics was proceeding, but with no evidence for flank uplift.

Sedimentary dynamics in URG at end of the Oligocene period was controlled by: sealevel and related base level variations, foreland basin-sourced sediment input, changes in regional tectonics. Tectono-sedimentary record illustrates that rift basin was filled by « overfilled » foreland basin, during tectonic transition from extension to transtension.

Préambule

J'aimerais avant toute chose remercier les personnes qui ont, d'une façon ou d'une autre, si petite soit-elle, contribué à l'achèvement de ce travail.

En premier lieu, je tiens à remercier PHILIPPE DURINGER, pour l'ensemble de ce qu'il m'a appris et les diverses opportunités dont il m'a fait profiter depuis notre rencontre alors que je n'étais encore qu'un jeune étudiant de Maîtrise. Merci à lui pour m'avoir ouvert au monde de la sédimentologie, un frais matin de février dans la gigantesque carrière d'Heming et ses Cératites. Je sais bien que je n'ai jamais été l'étudiant idéal, ou conforme aux attentes d'un Directeur de Thèse, alors Philippe, merci pour ta patience, ta sollicitude et pour le reste.

Je remercie par avance les membres du jury, pour avoir le courage de lire ce long volume, et d'y apporter des améliorations.

Professionnellement je tiens également à remercier les personnes avec qui j'ai pu collaborer au gré de mes investigations et qui ont participé pleinement à ce travail en particulier et à ma formation en général :

Messieurs ROTSTEIN et SCHAMMING pour m'avoir offert l'opportunité de travailler avec eux sur les données sismiques de la région sud rhénane et les nombreuses discussions constructives,

Messieurs SCHAEFFER et LE METAYER pour les compléments à l'analyse des environnements de dépôts apportés par la redoutable géochimie organique et leur gentillesse quant aux corrections qu'ils ont bien voulu faire d'une partie du manuscrit,

Messieurs ELSSAS et KIEFFER du B.R.G.M. Alsace pour m'avoir ouvert les archives régionales et celles des M.D.P.A., toutes deux si riches,

Monsieur SITTLER, pour le don précieux de sa thèse,

Monsieur PIRKENSEER, pour les discussions de l'ensemble des données paléontologiques relatives aux différents affleurements et puits,

Monsieur GARDINI de la Société des M.D.P.A. pour m'avoir ouvert les portes du hangar où gisaient les carottages si précieux qui ont grandement contribués à cette étude,

Madame Blanc-VALLERON, pour m'avoir fait partager ne serait-ce qu'une infime partie de sa connaissance du bassin potassique,

Monsieur DELHAYE-PRAT de la société TOTAL, qui m'a ouvert les yeux sur les méthodes d'investigations en sub-surface et sa sollicitude quant à la validité de mon travail, et pour le prêt généreux du spectromètre portatif ayant permis de levé les spectres GR sur les affleurements,

Monsieur HASSENFORDER, parti trop tôt à la retraite (et à la pêche) pour la confiance qu'il m'a accordé, sa pédagogie et tout ce qu'il m'apprit sur le terrain,

Monsieur MANATSCHAL pour m'avoir fait confiance et l'estime qu'il m'a toujours portée,

Monsieur SCHUSTER pour sa sollicitude et ses bons conseils prodigués depuis notre rencontre,

Monsieur BODIN pour le sacrifice de quelques dimanches sur le terrain,

Madame KIEFFER, pour son aide à la recherche documentaire.

Enfin, et la mention « remerciement » ne suffira sans doute pas, je tiens à remercier du fond du cœur Monsieur JULIEN MOREAU, sans qui je crois, ce travail n'aurait été que l'ombre de ce qu'il est devenu. Merci Julien, pour m'avoir « supporté » pendant presque quatre ans, pour m'avoir ouvert les yeux sur beaucoup de choses, fait partager tes connaissances, pour m'avoir guidé sur les bons outils et les bonnes personnes, pour tes avis critiques tout au long de ces années de recherche et d'errances parfois, pour ton soutien sans faille, pour m'avoir accompagné courageusement sur le terrain, et dans les hangars gelés du carreau des MDPA, et bien entendu pour les longues journées et nuits au bord de l'eau.

Je remercie également tous les thésards passés et présents, de l'équipe, Sophie, Delphine et Mohammed pour les pauses-café enjouées, et Sophie tout particulièrement pour avoir supporter mes humeurs au bureau et durant les longues heures de TP.

Personnellement je tiens également à remercier les personnes dans mon entourage qui m'ont apporté tout leur soutien durant ces années :

En premier lieu, je remercie Marilyne pour son amour, sa patience tant sur le terrain et que dans les corrections du manuscrit, sa compréhension, son énergie, et pour Paul qui nous réjouit d'avantage chaque jour qui passe.

Je remercie également mes parents, Martine et Patrick, qui m'ont toujours soutenu tant financièrement que moralement, et pour leur sage patience vis-à-vis de mes longues études.

Je remercie mes grands-parents, Santo et Louise, pour leur bienveillant soutien. Merci, Santo pour Velet et les galets, sans quoi je n'aurais jamais regardé les roches que comme de vulgaires cailloux. Merci Louise pour tes prières.

Je remercie ma grand-mère, Janine, qui a toujours su me motiver à apprendre et étudier.

Je remercie mon frère Sébastien, et ma sœur Sandrine, pour m'avoir accompagné sur le terrain par des temps peu cléments, et la curiosité qu'ils ont toujours porté à la géologie.

Je remercie Claude et Marie-Thérèse, d'être venus aussi souvent que l'on avait besoin d'aide, particulièrement ces derniers temps, et Claude pour sa patience sur le terrain.

Et puis, enfin, je remercie tous ceux qui m'ont inspiré, qu'ils soient chercheurs, artistes ou simples citoyens, tous ceux qui m'ont ouvert l'esprit et m'ont fait avancer.

A tous ceux là merci.

TABLE DES MATIERES

Chapitre 1 : Le Fossé Rhénan : généralités	10
1.1 - Cadre Géographique	12
1.2 - Stratigraphie des séries tertiaires	13
1.2.1 - Généralités	13
1.2.2 - Spécificité du fossé rhénan	13
1.3 - Situation du rift rhénan au sein du système de rifts Cénozoïques Ouest-européens	15
1.4 - Contexte pré-rift	18
1.4.1 - L'héritage Paléozoïque	18
1.4.2 - L'héritage Méso-Cénozoïque	19
1.5 - Evolution syn –rift	20
1.5.1 - Tectonique	20
1.5.2 - Le remplissage sédimentaire	22
1.6 - Structure tectonique et Géométrie du rift	23
1.6.1 - Branche principale	23
1.6.2 - Prolongements	25
1.6.3 - Liens avec les autres rifts adjacents	27

Chapitre 2 : Evolution Stratigraphique de l'extrémité Sud du Fossé rhénan et du Jura..... 28

2.1 - Les données litho- et chronostratigraphiques	. 29
2.2 - Synthèse Stratigraphique des Séries de l'Oligocène moyen Rupélien supérieur)	
et Oligocène supérieur (Chattien) du Fossé Rhénan et du Jura d'après la littérature	. 33
2.2.1 - Unité/Groupe des «Meeressand»	. 33
2.2.2 - Unité/Groupe de la Série Grise Marine	. 36
2.2.2.1 - Membre des Marnes Argileuses	. 38
A - Marnes à Foraminifères (MF)	
B - Schistes à Poissons (SP)	
C - Formations rattachées au membre des Marnes Argileuses	
2.2.2.2 - Membre des Marnes Sableuses	. 40
A - Couches à Melettes (CM)	
B - Les Marnes à Cyrènes (MCyr)	
2.2.3 - Unité/Groupe lithostratigraphique de la Molasse Alsacienne (MA)	. 45
2.2.3.1 - Définition	. 45
2.2.3.2 - Sub-divisions de la Molasse Alsacienne	. 45
A - Sous-groupe de la Molasse Alsacienne Marine (MAM)	
B - Sous-Groupe de la Molasse Alsacienne Continentale (MAC)	
2.2.4 - Unité/Groupe des Couches d'Eau Douce Carbonatées (CEDC)	. 50
2.3 - Synthèse : Lithostratigraphie générale : Oligocène moyen et supérieur	. 53
2.4 - Cartographie	. 55
2.5 - Aperçu de l'évolution tectono-sédimentaire du Fossé rhénan Supérieur et	
des bassins adjacents (Jura, Mayence) et Paléogéographie	. 56

3.1. Introduction	67
3.2 - Apercu structural de la partie sud du bassin	67
3.3 - Données sismiques et relevés de sondages sur l'ensemble de la partie sud (SURG)	68
3.3.1 - Les profils sismiques	68
3.3.2 - Les sondages	68

3.4 - Les différents sous-bassins géographiques	70
3.4.1 - Le Bassin Potassique (de Mulhouse à Colmar)	70
3.4.2 - L'extrémité méridionale du Bassin (Sundgau)	83
3.4.3 - Les bassins des synclinaux Jurassiens (de Laufen à Moutier)	92
3.5 - Synthèse générale sur le contexte tectono-sédimentaire des séries étudiées	
dans la partie sud du bassin rhénan (SURG)	97
3.5.1 - Cartographie des formations en sub-surface	97
3.5.2 - Modèle structural : partie sud du fossé rhénan	100
3.5.3 - Grandes phases de l'évolution tectono-sédimentaire	102
3.6 - Conclusions	105

<u>Chapitre 4 : Sédimentologie, associations de faciès et reconstitutions</u> <u>des environnements de dépôts</u>......106

4.1	- Méthodes	107
	4.1.1 - Sédimentologie de terrain et carottes	107
	4.1.2 - Apports de l'analyse des composés organiques : les biomarqueurs moléculaires	108
4.2	- Groupe des Meeressands	111
	4.2.1 - Bordure rhénane sud: le Jura	112
	4.2.1.1 - Affleurements	112
	4.2.1.2 - Nature de la discontinuité basale du cortège sédimentaire des Meeressands	121
	4.2.1.3 - Sédimentologie	122
	A - M1 : Marnes et calcarénites	
	B - M2 : Calcarénites graveleuses bioclastiques	
	C - M3 : Conglomérats à faunes marines	
	D - M4 : Conglomérats azoïques	
	4.2.1.4 - Modèle de profil de dépôt pour les Meeressands de la région jurassienne	133
	4.2.2 - Bordure rhénane ouest : Champ de fracture de Colmar	135
	4.2.2.1 - Affleurement : Eguisheim, carrière abandonnée	135
	4.2.2.2 - Sédimentologie	138
	A - M1 : Marnes et calcarénites	
	B - M2 : Grès graveleux à stratifications	
	4.2.2.3 - Contenu fossilifère	143
	4.2.2.4 - Environnements de dépôt proposés pour l'affleurement d'Eguisheim	143
	4.2.3 - Modèle de dépôt pour les Meeressands du SURG	144
4.3	- Groupe des Marnes Argileuses	147
	4.3.1 - Les Marnes à Foraminifères	147
	4.3.1.1 - Les Affleurements et les données de sondages	147
	4.3.1.2 - Sédimentologie des Marnes à Foraminifères	150
	4.3.1.3 - Contenu Fossilifère	150
	4.3.1.4 - Géochimie organique et marqueurs moléculaires des MF	151
	4.3.1.5 - Environnements de dépôt relatifs aux MF	152
	4.3.2 - Les Schistes à Poissons	153
	4.3.2.1 - Les Affleurements et les données de sondage	153
	4.3.2.2 - Sédimentologie des Schistes à Poissons	154
	4.3.2.3 - Contenu fossilifère	155
	4.3.2.4 - Géochimie organique et marqueurs moléculaires	156
	4.3.2.5 - Environnements de dépôt relatif aux Schistes à Poissons (SP)	157
4.4	- Groupe des Marnes Sableuses	159
	4.4.1 - Les Couches à Mélettes	159
	4.4.1.1 - Les affleurements et les données des sondages	159
	4.4.1.2 - Sédimentologie	169
	Remarque quant à la source des matériaux clastiques	
	A - A1 : hétérolithes à dominante marneuse	
	B - A2 : alternances marno-sableuses à bancs sableux centimétriques à métriques	
	C - A3 : sables homolithiques en bancs épais	
	4.4.1.3 - Contenu fossilifère	182

4.4.1.4 - Géochimie organique et marqueurs moléculaires des CM	
4.4.1.5 - Environnements de dépôt relatifs aux Couches à Mélettes	
A - « Bruit de fond » et épandages sableux : des « hyperpycnites »	
B - De l'influence possible des marées sur les séquences turbiditiques	
C - Conclusions sur les environnements de dépôt proposés pour les CM	
4.4.2 - Les Marnes à Cyrènes	
4.4.2.1 - Les affleurements et les données de sondages	197
4.4.2.2 - Sédimentologie	
A - B1 : marnes silteuses hétérolithiques	
B - B2 : alternances constituées de sables à HCS et de marnes silteuses	
C - B3 : sables/grès homolithiques à HCS	
4.4.2.3 - Contenu paléontologique	
4.4.2.4 - Environnements de dépôt relatifs aux Marnes à Cyrènes	
4.5 - Le groupe de la Molasse Alsacienne	
4.5.1 - La Molasse Alsacienne Marine	
4.5.1.1 - Définition : MAM et Mcyr : une question de faciès ?	
4.5.1.2 - Les Affleurements	
4.5.1.3 - Sédimentologie : les faciès et associations de faciès de la MAM	
A - C1 : Sables grès à litages obliques	
B - C2 : Hétérolithes	
4.5.1.4 - Contenu Fossilifère : Macrofaune	
4.5.1.5 - Environnements de dépôt relatifs à la MAM	
4.5.2 - La Molasse Alsacienne Continentale	
4.5.2.1 - Affleurements et données de sondages	
4.5.2.2 - Sédimentologie	
A - D1/CH : Sables/Grès à litages obliques	
B - D2/O : Marnes bariolées hétérolithiques	
C - E/L: les faciès carbonatés	
4.5.2.3 - Environnements de dépôt relatifs à la MAC	
A - Les associations de faciès	
B - Interprétation en termes de système fluviatile des associations de la MAC	
C - Variation temporelle des assemblages de faciès au sein de la MAC ?	
4.6 - Conclusions sur les environnements de dépôt relatifs aux formations	
de la Série Grise Supérieure (Groupe des Marnes Sableuses (4.4) et Molasses (4.5))	

<u>Chapitre 5 : Le Groupe des Meeressands du bassin de Mayence</u> (Formation d'Alzey) Sédimentologie, architecture des corps sédimentaires

<u>et stratigraphie séquentielle.</u>	
5.1 - Introduction	
5.2 - Contexte géologique et stratigraphique	
5.2.1 – Situation géologique	
5.2.2 – Succession lithostratigraphique du bassin de Mayence	
5.2.3 - Coupe transversale synthétique	
5.2.4 - Evolution tectono-sédimentaire	
5.3 - Cartographie de la zone d'étude et aperçu géomorphologique	
5.4 - Les Affleurements des Meeressands de la région d'Alzey	
5.4.1 - Le Steigerberg : Carrière 1	
5.4.2 - Le Steigerberg : Carrière 2	
5.4.3 - Le Steigerberg : Carrière 3	
5.4.4 - La Carrière de Siefersheim (Hornberg)	
5.4.5 - La carrière de Wöllstein (Höllberg)	
5.5 - Sédimentologie	
5.5.1 - Nature de la surface de discontinuité basale du cortège sédimentaire des Meeressan	ds 290
5.5.1.1 - Description de la surface de discontinuité basale du cortège	
5.5.1.2 - Interprétation de la surface de discontinuité du cortège	

5.5.2 - Lithofaciès et Associations de faciès	
5.5.2.1 - FA1 : L'association de faciès de plage à galets	
A - FA1-1 : Conglomérats à blocs et gros galets : faciès de base de falaise	
B - FA1-2 : Conglomérats à galets à stratifications frustres : faciès de base de	plage (LBF)
C - FA1-3 · Conglomérats stratifiés à graviers · faciès de sommet de plage (U	BF)
D - Environnements de dénôts relatifs à l'association EA1	51)
5522 EA2: L'association de facilies de shoreface	304
5.5.2.2 - TAZ : L'association de factes de shoreface	
A- FA2-1. Congromerats sableux bioclastiques et sables grossiers graveleux	
B = FA2 - 2: Sables blockstiques	
C = FA2-5: Sables fins et sitts à faminations de fides et calcarenties	
D - Environnement de depot relatif à l'association FA2	212
5.5.2.3 - FA3 : Association de faciés Conglomératiques à litages obliques géants	
A - FA3-1 : Faciès de foresets	
B - FA3-2 : Faciès de toesets	
C- Faciès de topset	
D - Environnements de dépôt pour l'association FA3 :	
5.5.2.4 - FA4 : Dépôts de lag	
5.6 - Comparaison avec des analogues littoraux actuels	
5.6.1 - Morphologies d'abrasion sur falaises et platiers rocheux	
5.6.1.1 - Les côtes à falaises d'Etretat : encoches et sillons	
5.6.1.2 - L'anse nord de la « Pointe du Jas »	
5.6.2 - Comparaison avec les plages à galets	
5.6.2.1 - Zonation morpho-faciologique des systèmes de plages à galets	
5.6.2.2 - Les différents ensembles morpho-sédimentaires comparés	
5.6.2.3 - Conclusion	
5.7 - Modèle de dépôt pour les Meeressands de la région de Alzey (Formation de Alzey)	
5.8 - Architecture stratigraphique et analyse séquentielle	
5.8.1 - Données biostratigraphiques : découpage temporel de la série	
5.8.2 - Corrélations et architecture stratigraphique	
5.8.2.1 - Reconnaissance des « séquences de faciès élémentaires »	
A - Surfaces de ravinement et lags à galets	
B - Progradation des systèmes de plages	
C - Evolution des faciès de shoreface entre 2 RS successives	
5.8.2.2 - Définition des « séauences »	
5.8.2.3 - Description succincte des différentes séquences et des motifs d'empilement	341
A - Carrière 1 du Steigerberg	
B - Carrière 3 du Steigerberg	
C - Carrière de Siefersheim	
D - Carrière de Wöllstein	
5 8 2 4 - Scénario schématique de formation des « séquences élémentaires »	3/15
5.8.2.5 Motifs d'ampilament des « séquences élémentaires »	346
5.8.2.6 Extrapolation at corrélations vors la fossé	
5.8.2.7 Signification stratigraphique du dávaloppement d'un « cordon » de galets	
5.8.2.7 - Signification stratigraphique du developpement d'un « cordon » de galets	
5.8.2.8 – Architecture dynamique du système intorai	
5.8.5 - Discussion	
5.8.3.1 - Pulsations au sein de l'intervalle transgressif	
5.8.3.2 - Formation de platiers rocheux successifs combinee à la recession de la falaise	
5.8.3.3 - Façonnement des plates-formes et progradation des systèmes de plage	
5.8.3.4 - Style des Variations du niveau marin	
5.8.3.5 - Contrôle sur les fluctuations épisodiques dans la montée du NMR	
A - Estimation de la temporalité des « séquences élémentaires»	
B - Fluctuations à haute fréquence : eustatisme ou tectonique?	
C – Origine des oscillations eustatiques	
5.8.3.6 - Implications paléogéographiques du développement du système littoral	359
5.9 - Architecture stratigraphique comparée avec les Meeressands du SURG, (Jura, bordu	ire W) 362
5.9.1 - Surfaces de ravinement	
5.9.2 - « Séquences élémentaires »	
5.9.3 - Motif d'empilement des « séquences élémentaires »	
5.9.4 - Extrapolation vers le bassin et évolution séquentielle	
5-10 - Conclusions	

Chapitre 6 : Architecture stratigraphique des dépôts en subsurface	366
6.1 - Introduction	367
6 1 1 - Préambule	367
6 1 2 - Démarche	367
6. 2 - Base de Données	
6.3 - Méthode de corrélation	368
6.3.1 - Méthode utilisée dans l'industrie pétrolière : le « stacking pattern »	368
6.3.2 - Les « séquences à court terme »	369
6.3.3 - Adaptation et application de la méthode aux dépôts étudiés	375
6.4 - Réponse diagraphiques (G-R. PS. Résistivité). « électrofaciès » des grands ensembles	375
6.4.1 - Base de la Série : Série Salifère supérieure	375
6.4.2 - Groupe des Marnes Argileuses ou Argiles Rupéliennes et équivalents latéraux	376
6.4.3 -Groupe des Marnes Sableuses et équivalents latéraux (Molasse Alsacienne)	376
6.4.4 - Les Couches de Niederroedern Inf. ou CED Détritiques ou MAC	377
6.4.5 - La Formation des Couches d'Eau Douce Carbonatées	377
6.5 - Reconnaissance et définition et des séquences T-R à « court terme »	378
6.5.1 - Série Grise Inférieure : Marnes Argileuses et équivalents latéraux (Meeressands)	380
6.5.2 - Série Grise Supérieure : Marnes sableuses et équivalents latéraux	382
A - Pôle marin très distal : ST-R1a et b: dépôts turbiditiques en domaine de pro-delta	
B - Pôle marin distal à proximal : ST-R2a à ST-R2c, domaine de front de delta à pro-delta	
C - Pôle de la plaine côtière : ST-R3	
D - Evolution latérale des séquences T-R, partitionnement des faciès et modèle de séquence	
6.5.3 - Domaine de la plaine alluviale : ST-RF	395
6.5.4 - Domaine lacustre : ST-RL	398
6.5.5 - Les séquences du Cortège Salifère : ST-RZ	401
6.6 - Motif d'empilement à long-terme des séquences T-R	403
6.7 - Corrélations à l'échelle locale (bassin potassique)	405
6.7.1 - Corrélations transversales (normales à l'axe du graben)	405
6.7.2 - Corrélations longitudinales	411
6.8 - Corrélations à l'échelle régionale	415
6.9 - Discussion	422
6.9.1 - Origine des motifs à long-terme	422
6.9.2 - Origine de l'enregistrement eustatique	426
6.9.3 - Problèmes paléogéographiques	429
6.10 - Evolution de l'architecture stratigraphique et paléogéographie sommaire	435
6.10.1 - Phase majeure de rifting : dépôt du cortège salifère	435
6.10.2 - Fin de la phase majeure de rifting, inondation marine : dépôt du cortège marin	438
6.10.3 - Phase de Continentalisation : dépôt du cortège continental	439
6.10.4 - Controle tectono-eustatiques	439
6.10.5 - Architecture stratigraphique des series étudiées, paléogéographie sommaire	440

o <u>nclusions</u>	Conclusions
bliographie	Bibliographie

Introduction générale : principaux objectifs du travail

L'histoire géologique cénozoïque du continent ouest-européen a été approfondie ces dernières décennies dans les moindres détails. Des compilations de données (Ziegler, 1995, Sissingh, 1998, Behrmann, et al., 2005, Berger et al., 2005a et b, Cloetingh et al., 2006) publiées dans le cadre de vastes collaborations internationales (EUCOR, ENTEC) ont réussi à contraindre de façon très nette les différentes grandes phases de l'évolution de cette partie de L'Europe continentale. Bien sur c'est la création des Alpes qui domine de loin tous les processus perceptibles dans les différentes aires du continent. La création de la chaîne de montagne, les déformations et les archives sédimentaires relatives à ces processus sont en général bien connues, et les nouvelles investigations ne viennent en somme que confirmer les résultats antérieurs ou les anciennes idées/questions, peu ou pas argumentées, qui trouvent maintenant des réponses solidement appuyées.

Néanmoins, il demeure des zones/champs tant géographiques que temporels, qui sans raisons particulières, ont été partiellement négligées. C'est le cas par exemple des régions se situant au pourtour lointain des grands ensembles alpins, et qui constituent des domaines tectoniques différents influencés par des processus particuliers (zones extensives peri-collision, bassins subordonnés, et zone de confluences entre ces différentes aires).

Dans ce cadre, le fossé rhénan, objet géologique cible d'intérêts, et son évolution, ont vu plus d'un siècle d'investigations scientifiques de tous ordres, et semblent maintenant bien compris. De même les relations avec la déformation dans les Alpes ont été envisagées dans les moindres détails.

Le fonctionnement structural du fossé est bien connu (Illies 1975, Villemin 1986, Villemin & Bergerat 1987, Sittler, 1992), et son comportement a été récemment détaillé (Schumacher 2002, Cardozo-Lopes & Granet, 2005), de même que les dépôts syn-tectoniques déposés en son sein pendant les différentes phases de son évolution (Duringer, 1988, Sissingh, 1998, Lutz & Cleinthuar, 1999, Grimm et al, 2000, Schumacher, 2002, Derer et al, 2005). Ces investigation toutes relatives à certaines parties distinctes du Bassin (Bassin de Mayence, Pechelbronn, Hesse, Bassin Potassique) ont donné lieu à de considérables avancées des connaissances, sur l'ensembles des cortèges sédimentaires déposés dans le fossé et les relations avec le régime tectonique contemporain.

Pourtant, dans certaines régions, et plus particulièrement la terminaison sud du rift, des séries complètes de sédiments tertiaires demeurent faiblement investies et leurs contextes tant sédimentaires que tectoniques restent simplement effleurés dans leur compréhension, le plus souvent faute de surfaces affleurantes et/ou d'intérêt économique.

L'extrémité sud du fossé/rift rhénan possède la particularité géographique de se situer à la bordure septentrionale du bassin d'avant-pays alpin (Bassin Molassique Suisse, Figure 1-1). Le but de ce travail était donc d'approfondir les connaissances quant à l'évolution de la fin du Paléogène de cette zone, témoin de l'histoire complexe syn-orogénique de l'extrémité nord-ouest du continent européen aux confluences des systèmes de rift et de l'avant-pays alpin.

Malgré la quantité considérables de données de sub-surface acquises par les différentes industries, ayant un intérêt à la connaissance du sous-sol rhénan (M.D.P.A., SHELL Ep.., Société des Mines de Pechelbronn, TOTAL Ep., EDF/GDF), des étages entiers comme par exemple le Rupélien et le Chattien ne furent que peu étudiés (Sittler, 1965), ou le furent uniquement dans certaines régions (Grimm et al., 2000), relativement à de considérables surfaces d'affleurement.

Pour bon nombre d'auteurs, l'évolution de la région ou du rift représente un continuum depuis sa création avec simplement quelques différences d'amplitudes dans les comportements des acteurs principaux (changements du régime de contrainte, connexion avec les autres bassins, Schumacher,, 2002). C'est dans ce cadre que l'étude des séries sédimentaires de l'Oligocène supérieur, le Rupélien et le Chattien apparaît comme importante pour faire le lien entre les étapes de l'évolution du Bassin, bien contraintes de l'Eocène et de l'Oligocène basal (Sittler, 1965; Duringer, 1988 ; Blanc-Valleron, 1990 ; Sissingh, 1998 ; Behrmann et al., 2005), et les étapes plus récentes et récemment décrites pour le Miocène et le Pliocène (Laubscher, 2001, Giambioni et al, 2003, Ustawesky et al, 2005, Cardozo-Lopes & Granet, 2005). Ainsi le flou qui subsiste concernant ces séries, sur leur dynamique sédimentaire, et sur les déformations qui ou/non les accompagnent pourra être éclairci et rendre ainsi au fossé rhénan une histoire géologique moins clairsemée, basée sur des observations et interprétations nouvelles des objets jusqu'alors « méprisés ».

Deux régions principalement ont été visées :

- le sud du fossé, parce qu'il est finalement mal connu, et que les formations Oligocènes surmontant les terrains salifères (Séries Salifères) sont encore à ce jour méconnues (étudiés surtout au point de vue paléontologique, cf. Berger et al., 2005a),
- (2) une partie du bassin de Mayence afin de mener des comparaisons dans l'évolution des bordures du rift.

Ainsi l'objectif majeur de ce travail est d'étudier les différentes séries sédimentaires de l'Oligocène Moyen et Supérieur (Rupélien supérieur et Chattien), dans le soucis de rendre, compte dans un premier temps, de leur environnements de dépôt respectifs (via la sédimentologie, et la paléoécologie) jusqu'alors inconnus ou méconnus. Dans un second temps, l'intégration de ces résultats sera dévolue à la construction d'une architecture sédimentaire régionale cohérente, pour rendre compte de la dynamique tectono-sédimentaire générale du bassin rhénan pendant cette petite période de l'Histoire du continent Ouest-Européen.

Chapitre 1

Le Fossé Rhénan : généralités



Quoi qu'il en soit....les dépôts atteignent dans la plaine une profondeur si considérable que les sondages les plus profonds n'ont pu les traverser.

(Mieg, 1881)





Chapitre 1 :

Le Fossé Rhénan : généralités

<u>1.1 - Cadre Géographique</u>

Situé entre Bâle au Sud et Francfort au Nord, le Fossé Rhénan est une des structures tectoniques majeures en Europe Occidentale. Le graben du Rhin, scinde les différentes unités du substratum varisque du bloc Vosges/Foret Noire et sa couverture mésozoïque, selon une direction orientée globalement NNE. Il s'est mis en place au Tertiaire et évolue progressivement depuis 60 Ma. Il est long de 300 Km et large de 35 à 40 Km.

Le bassin d'age tertiaire modelé par le Rhin au Quaternaire, est bordé à l'Ouest par les Vosges, à l'Est par la Forêt Noire et au sud par le Jura. L'altitude moyenne en plaine est de l'ordre de 200 m, et dans les massifs elle peut dépasser les 1000 m (1400m pour l'extrémité sud des Vosges). L'altitude de ces deux massifs paléozoïques décroît progressivement du sud vers le nord, où les reliefs s'ennoient sous une couverture mésozoïque au nord d'une ligne Schirmeck/Baden-Baden.

Au nord du Fossé le Massif Schisteux Rhénan (Rhenish Massif, (Ziegler, 1982) ou Bouclier Rhénan (Cloos, 1910)) et le complexe volcanique Miocène du Volgelsberg forment une barrière topographique au-delà de laquelle se prolongeait le fossé au Tertiaire vers la dépression de la Hesse au Nord. Depuis le sommet de l'Oligocène, et surtout le Miocène, le Fossé Rhénan comporte une branche NW en direction de la Mer du Nord hollandaise (Schäfer et al., 1996) : le Fossé rhénan inférieur ou septentrional, ou dépression de la Rhénanie.

Dans la partie méridionale, le fossé s'élargit légèrement au niveau de Mulhouse, ou il semble se diviser en deux au niveau du Horst de Mulhouse, qui occupe une position centrale légèrement surélevée (Région du Sundgau) et sépare le bassin de Dannemarie à l'Ouest du bassin de Sierentz/Bâle à l'Est. Il se termine au SW sur le Jura Tabulaire du Belfortais et de l'Ajoie et sur le Jura Plissé Alsacien à l'Est à partir de Ferrette.

Les massifs qui bordent le fossé sont séparés de la plaine du Rhin par une bande discontinue d'avant-monts, appelés en Alsace collines sous-vosgiennes et qui trouvent leurs équivalents presque symétriques au pied de la Forêt Noire (Sittler, 1967) et dénommées collines sous-schwarzwaldiennes. Il s'agit de zones de failles, composés d'une mosaïque complexe de compartiments effondrés à michemin entre les massifs paléozoïques, et la plaine du Rhin. Les terrains qui les constituent sont d'ages mésozoïques, et cénozoïques. Les champs de fracture sont bordés vers l'intérieur du fossé par la faille rhénane et vers les massifs par la faille vosgienne et schwarzwaldienne (Illies, 1972 ; Rothe & Sauer, 1967 ; Sittler, 1969). Ces dernières sont pratiquement les plus visibles morphologiquement, alors que ce sont les failles rhénanes, au développement morphologique assez faible, qui représentent le plan d'effondrement tectonique le plus important.

Le Rhin pénètre actuellement dans le fossé au niveau de Bâle, ou il reste canalisé dans la dépression de la branche sud-est du fossé (bassin de Sierentz), avant de prendre un court rapidement parallèle aux bordures du fossé à la latitude de Mulhouse. Le parcours du fleuve s'oriente vers le NW en direction de la Rhénanie à la latitude de Mayence. Le Rhin occupe ainsi le tiers oriental du fossé et draine l'ensemble des rivières descendant de la Foret Noire. L'III, draine l'ensemble des rivières des Vosges du Sud et ne rejoint le Rhin qu'au Nord de Strasbourg, après un parcours sub-méridien de plus 160 km.

<u>1.2 - Stratigraphie des séries tertiaires</u>

Il m'apparaît nécessaire ici, d'introduire les termes temporels utilisés dans les descriptions des séries sédimentaires du fossé rhénan, et de discuter de l'emploi de certains termes, afin de clarifier le cadre temporel de cette étude.

1.2.1 - Généralités

Le Tertiaire a été proposé par Brogniart en 1810 pour désigner les terrains sédimentaires qui succèdent aux terrains crayeux du Crétacé. En 1833, Lyell crée les termes Eocène, Miocène et Pliocène et définit ainsi les grandes divisions du Tertiaire. L'Oligocène (du grec oligos, peu, et kainos, récent) est défini par Beyrich en 1854 se substituant au Miocène inférieur de Lyell. Le Miocène et le Pliocène ont été réunis dans le Néogène par Hoernes en 1853. Puis les termes inférieurs au Miocène et de l'Oligocène) par Naumann en 1866. Le Paléogène s'étend du sommet du Crétacé supérieur (-65 Ma) à la base du Néogène (-25 Ma). Enfin, le Paléocène.

Beyrich a déterminé l'Oligocène par l'étude de formations transgressives marines très bien représentées en Allemagne du Nord (rapportées au Tongrien et au Rupélien). Ainsi, pour les divisions internes de l'Oligocène, il y a eu débat sur le terme à choisir pour sa partie basale (i.e. Stampien et/ou Rupélien). En effet, le Rupélien, tel que défini en Belgique (Rupélien s.s.), inclut la moitié supérieure (continentale) du Tongrien pour couvrir la période entre le sommet des couches éocènes et la base du Chattien. Lorsque d'Orbigny a originellement défini, dans le Bassin Parisien, le Stampien en 1852, il y incorpore : les faciès sannoisiens (~Tongrien), la totalité des sables et les calcaires d'Etampes, ce qui correspond à un étage complet compris entre l'Eocène et le Miocène (les calcaires de Beauce susjacents étant datés de l'Aquitanien). Cavelier (1979), en réexaminant les séries européennes, propose de fixer la limite Eocène-Oligocène à la base du Stampien. Le Comité Stratigraphique International a finalement opté pour le Rupélien, en privilégiant le principe d'antériorité, abandonnant le découpage Tongrien-Sannoisien/Stampien de la base de l'Oligocène.

L'Oligocène, sub-divisé finalement en Rupélien et Chattien, correspond donc suivant les auteurs à l'intervalle -33 Ma à -23,5 Ma (Odin & Luterbacher, 1992), -36,5 à -22, 5 Ma (Berrgren et al., 1995) ou -36 MA à -22,5 Ma (Haq et al., 1988).

1.2.2 - Spécificité du fossé rhénan

Dans le fossé rhénan, les formations paléogènes s'intègrent dans une série d'âge Eocène moyen à Oligocène supérieur (cf. Berger et al., 2005a et b ; Sissingh,1998 et 2003 ; Duringer, 1988, 1991, 1997 ; Blanc-Valleron, 1990 ; Schuler, 1990) et Figure 1-2 ci après).

La nomenclature des formations tertiaires est en général très complexe et il est difficile de définir des limites claires et précises. D'autre part, le manque de fossiles caractéristiques a amené la création de multiples noms de formations qu'il faut replacer face à une échelle standard. L'échelle standard utilisée dans cette étude, est celle de Berggren et al., (1995), qui représente les corrélations entre les principales biozones d'organismes marins (planctoniques et benthiques) et continentaux. Le tableau I en donne un extrait pour les termes oligocènes.

Dans le fossé rhénan les premiers dépôts contemporains de l'effondrement du bassin appartiennent à L'Eocène Moyen (Lutétien), puis on rencontre une épaisse série témoin des phases paroxysmales de l'évolution du rift qui s'étend de L'Eocène supérieur (Priabonien) à l'Oligocène Inférieur.

	Magnetostratigraphie (CANDE & KENT 1992, 1995)	Foram. Plancton	Nanno- -plancton calcaire	Zones Mammaliennes	Zones Charophytes	Zones Otolithes	Fora Benthi	m. ques	Stratigraphie simplifiée du Fossé Rhénan Supérieur S N N	s Series	3
23	68 n 2 66 n 2 6C n 1 6C n 2 6C n 3 6C n 3 6C n 6C	N4	NN1	MN1 MP30 MP30 Boudry 2 MP30 MP30 Brochere Fuh 53 Kittigen	Rantzieniella nitida	OT-M1 Prolebias ex.gr.meyeri OT-O5 P. triangularis	M. gunteri	SB 24	Couches d'eau douce carbonatées ? Couches à Cérithium ?		23
25 26 27	6Cr 0 7 n 2 7 7 7 7 7 7 6An 7 8 n 2 8 n 8 n 2 8 n 8 r	P22	NP25	MP29 MP29 MP20 MP20 <th< td=""><td>Chara notata Steph. ungeri Steph.</td><td>OT-O5 Palaeolebias oviformis OT-O4 Palaeolesox longirostratus</td><td>Nyopgypsina septentrionalis</td><td>SB 23</td><td>Couches de Niederroedern ? ? Inférieures Molasse Alsacienne (MA) Couches d'eau douce détritiques</td><td>SUPERIEUR</td><td>25</td></th<>	Chara notata Steph. ungeri Steph.	OT-O5 Palaeolebias oviformis OT-O4 Palaeolesox longirostratus	Nyopgypsina septentrionalis	SB 23	Couches de Niederroedern ? ? Inférieures Molasse Alsacienne (MA) Couches d'eau douce détritiques	SUPERIEUR	25
28-	9n 9r 10n1 10n 10	P21b	NP24	MP25 MP24 MP25 MP26 MP25 MP25 Talent 7	ungeri Chara microcer	OT-O3 Palaeoesox oligocenicus		SB 22B	(CEDD)	CENE	28
²⁹	10 r 10 r 11 n2 11 n 11 n2 11 n 11 n2 11 n	P21a P20		MP24 MP25 MP24 Grenchen 1 MP24		OT-O2 Palaeolebias symmetricus	Nephro- lepidina praemaginata	SB 22Auptroutes	I Série Grise Marine Couches à Mélettes	IGOO	29
31	11 r 12 n 12 r	P19	NP23	MP23 MP23 MP23 MP23 Lovaginy 14 MP22 MP22 MP22 Balin	Rhabdochara major	OT-O1 Dapais angustus	N. fichteli	SB 21	Marnes à Foraminifères Couches de Pechelbronn RUPELIEN Supérieure Supérieures	REUR OL	31
33-	^{13 n} 13	P18	NP22	MP22 MP21 MP21 MP21 MP21	Stephan. pinguis			2	Zone Fossilifère Moyennes	INFER	33
34	¹³ r	P17 P16	NP10-20	MP20 MP20 MP20 Entreroches MP19 MP19 Eclepters C. E	Stephan.		N.f. retiatus	SB 20 IN	Zone Salifère Inférieures	EUR	34
36 37	15r 15 16n1 16n2 16n 16r 16r 17n1 17n 17n 17n	P15	NP19-20	MP18 MP18 MP18 Googenitarial MP17 MP17b MP17b	vasiform tubercul. Gyrogona tuberosa Psiochara repand	5	N. fabianii	SB 19 2	à PRIABONIEN Mélanies	SUPERI	36
38 39	17 n2 17 n3 m 17 r 18 n1 18 n 18 n	P14	NP17	MP 16 MP17a MP17a Eclepens B MP 16 MP 16 Eclepens A MP 15 Alexeeps	Raskyella vadasz	8		SB 18	Zone Salifère Inférieure Marnes Vertes à Lymnées BARTOHIEN)YEN	38
40 41	18 n 2 n 10	P13		MP 15	Raskyella pecki	0	N. perforatus	SB 17		NE	
42	19 n 19 r 19 r	P12	NP16	MP 14 MP 14 Egenkingen MP 14			N. aturicus	SB 16 N atutous SB 15	Marnes Vertes à Lymnées	EOCE	42
44	20 n 20	P11	c	MP 13 MP 13			N. crassus	N	Calcaires lacustres		44
45	20 r	199	6NP15	MP 12 MP 12	Maedleriella embergeri		nensis	SB 14 700	Sidèrolithique		45
47	^{21 n} 21	P10	a b	MP 11			N.laevigatus	SB 13	????		47
49 50	21 r 22 n 22 r	P9	NP14	MP 10	Nitellopsis (Tectochara) thaleri		N. gallensis N. manfredi N. prælevigatus	N. gallensis SB 12 N. manifed	YPRESIEN	INF.	49

Figure 1-2 : Charte chronostratigraphique et biostratigraphique des bassins ouest-européens (d'après Berger et al, 2005a) et position des principales unités stratigraphiques présentes dans le fossé rhénan pour l'intervalle Eocène/Miocène inférieur. L'intervalle étudié dans ce travail en détail, est cerclé.

Le Rupélien et le Chattien du fossé regroupent tout un ensemble d'unités lithostratigraphiques caractérisées sur la base de leur lithologie et/ou de leur contenu faunistique. Ces formations ont été définies au gré des études menées depuis le début du XIXème siècle. Les différentes positions de celles-ci, en fonction des auteurs, sont résumées dans le tableau Figure 2-1.

Les formations du fossé rhénan à faunes oligocènes et antérieures aux faciès marins transgressifs des Marnes à Foraminifères (Datées NP23, c'est-à-dire Rupélien inférieur à moyen) peuvent être attribués au Stampien inférieur à faciès sannoisien, ou encore au Lattdorfien allemand, aujourd'hui rangés dans le Rupélien Inférieur. Il s'agit successivement de la Zone Fossilifère (Zone Salifère Moyenne et Couches de Pechelbronn Moyennes) et de la Zone Salifère Supérieure (Couches de Pechelbronn Supérieures).

Le Rupélien moyen, ou Stampien s.s. (terme dont l'usage sera proscrit), correspond en Alsace et dans le Fossé rhénan en général, à des dépôts à faunes oligocènes et à faciès marins. A la base, les **Marnes à Foraminifères** et les **Schistes à Poissons** sont attribués à la zone nannoplanctonique NP23 (Doebl et al,1976). Plus haut, les **Couches à Mélettes** et les **Marnes à Cyrènes** du bassin de Mulhouse sont attribuées à la zone de charophytes *Chara microcera* qui caractérise le stampien supérieur (Riveline, 1984) correspondant à la partie inférieure de NP24.

Seul le terme Rupélien avec adjectif (inférieur (continental, Séries Salifères) et supérieur (marin, Série Grise) sera utilisé dans le cas présent, afin d'éviter les confusions.

Le Chattien est représenté en Alsace et dans le Jura par la Formation des Couches d'Eau Douce (Freshwater Beds et/ou Couches de Niederroedern), elle-même subdivisée en deux grands ensembles. Les Couches d'Eau Douce Détritiques (ou Inférieures) ou Couches de Niederroedern Inférieures du Bassin de Mulhouse sont attribuées à la Zone à charophytes à *Stephanochara ungeri* qui caractérise l'Oligocène supérieur (Riveline, 1984) c'est-à-dire la partie du Chattien correspondant au sommet de la zone NP 24 et à la Base de la zone NP 26 (Figure 1-2). La partie supérieure des Couches d'Eau Douce (Couches de Niederroedern Sup. et/ou Couches d'Eau Douce Carbonatées (ou Supérieures)) est datée, après corrélation avec les Calcaires Delémontiens du Jura, de la partie supérieure et terminale du Chattien à la base de l'Aquitanien, soit les Zones de charophytes à *S. ungeri* et *C. notata*, et l'intervalle mammalien MP 29 à MN1 (Berger et al, 2005a).

<u>1.3 - Situation du rift rhénan au sein du système de rifts Cénozoïques</u> <u>Ouest-européens</u>



Figure I-3 : A - Carte structurale de l'Europe de L'Ouest et de la Méditérannée, montrant la Chaïne Alpine et les systèmes de rift cénozoïques subordonnés (D'après Ziegler, 2004, modifié). B - Section simplifiée de la lithosphère au travers des Alpes et de l'Europe du Nord-Ouest (cf. en A pour position du profil). (D'après Ziegler, 2004, modifié).

Le graben du Rhin, ou Fossé Rhénan Supérieur (Southern Rhine Graben, ou Upper Rhine Graben, URG), d'orientation sub-méridienne, s'étend de Bâle et Belfort au sud à Francfort au Nord (Figures 1-1 et 1-4). Ce rift étroit (30/40 km) mais long (près de 300 km) appartient au vaste système

ouest-européen de rifts intracontinentaux cénozoïques (Sittler, 1969 et 1983 ; Illies 1975 ; Villemin, 1986 ; Villemin & Bergerat, 1987), qui traversent l'Europe occidentale de la Méditerranée à la Mer du Nord sur plus de 1100 Km (Ziegler, 1992) (Figure 1-3).



Figure 1-4 : Carte structurale simplifiée montrant plus en détails, la Région du Fossé Rhénan et les régions adjacentes. Les principales aires de sédimentation tertiaires sont également figurées (en grisé).

Cette méga-structure est formée par toute une série de rifts, diversement reliés entre eux, dont le Fossé Rhénan constitue une des structures majeures (Bergerat, 1985) (Figure 1-3). Dans ces zones de rift la subsidence quasi-synchrone, a été active dès l'Eocène moyen avec un remplissage sédimentaire paléogène et néogène. La relative contemporanéité de ces structures a conduit à les interpréter dans un contexte de tectonique des plaques (extension peri-orogènique) (Tapponier, 1977 ; Bergerat, 1985). La collision de la plaque européenne nord, avec le promontoire adriatique de la plaque africaine se traduit au front des Alpes centrales et orientales par le développement d'un système de rift peri-collision en extension sub- perpendiculaire à la compression alpine (Figure 1-3).

Les contours de la profondeur du Moho (Figure 1-5, Ziegler, 1994; Dezès et al, 2005) montrent que la limite croute-manteau est surélevée sous le Fossé Rhénan Supérieur (URG) et dans une moindre mesure sous le Fossé Rhénan Inférieur (LRG). Sous la dépression de la Hesse, une légère surélévation, en dôme, du manteau peut être vue comme le prolongement de l'axe de l'uplift rhénan vers le nord. Les surélévations du manteau sont associées à l'Arc Vosges Foret Noire, qui enfourche la partie sud du Fossé Rhénan et à l'Arc du Massif Schisteux Rhénan qui est lui-même superposé à la

jonction triple où le fossé se divise en deux (Dépression de la Hesse et Fossé Rhénan Inférieur via le Bassin de Mayence, Figure 1-4). Les aires caractérisées par une élévation du manteau correspondent aux zones d'amincissement crustal comme le montrent les investigations sur les structures profondes et en particulier les profils sismiques *ECORS* réalisés dans les années 80 (Figure 1-8, Bergerat, 1987; Sittler, 1992).

Dès la fin des années 80, les recherches sur la structure profonde de la croûte ont montré que le fossé rhénan semble s'être développé à un endroit où la croûte semblait préalablement amincie de 2 à 3 km. Les taux d'extension enregistrés par cette croûte (taux estimés entre 1,2/1,1) ne varient que sensiblement entre le Nord et le Sud du graben (Bergerat, 1987).



Figure I-5 : Carte de la profondeur du Moho pour l'ensemble de l'Europe, montrant distinctement un bombement mantellique à l'aplomb du Rift Rhénan (Flèche blanche), d'après Dezès et al, 2005.

<u>1.4 - Contexte pré-rift</u>

1.4.1 - L'héritage Paléozoïque

Le Fossé Rhénan sépare deux massifs, de chaque côté des épaules du rift : les Vosges en France et la Forêt Noire en Allemagne. En surface, ces deux massifs montrent des séries lithologiques variées d'un même socle paléozoïque, à cause de l'érosion et des décalages horizontaux qu'ont subit les deux blocs au cours de leur histoire depuis le Carbonifère inférieur.

La localisation du système de rifts européens dans son ensemble, semble être partiellement contrôlé par des zones de faiblesse crustales préexistantes appartenant à l'héritage structural Permo-Carbonifère (Chorowicz & Deffontaines, 1993). Le bâti structural pré-rift de l'URG, et ses possibles influences sur le développement et l'évolution cénozoïque de la région ont été récemment synthétisées par Schumacher (2002).



Figure 1-6 : Accidents majeurs pré-rift (héritage crustal) dans l'aire du fossé rhénan, et accidents tertiaires (failles cénozoïques, syn-rift et post-rift?)). Carte réalisée d'après les données de la littérature essentiellement : Laubscher (1971), Boigt & Schöneich (1970), Edel & Fluck (1989) et Schumacher (2002). LB=faille transformante de Lalaye-Lubine/Baden-baden, BL= faille transformante Badenweiler/Lenzkirch.

L'histoire pré-rift débute avec l'orogène varisque qui se développe au Paléozoïque et s'étend jusqu'au Permien Inférieur. Les structures les plus importantes sont des zones de dislocation qui s'étendent dans des directions NE à ENE. Elles comprennent du nord au sud : la zone de faille Hunsrück/Taunus qui forme la bordure sud du massif schisteux rhénan (cette zone de faille sépare le domaine Rhéno-Hercynien au nord du domaine Saxo-Thuringien dans la partie centrale), la zone de faille Baden-Baden-Lalaye-Lubine (qui forme la limite entre le domaine Saxo-Thuringien et le domaine Moldanubien au sud, (Wickert et al, 1990), et finalement la zone de faille de Badenweiler-Lenzkirch (Krohex& Eisbacher, 1988) qui se localise dans le domaine Moldanubien.

Depuis le Carbonifère Inférieur et jusqu'au Permien Inférieur, une zone de cisaillement senestre orientée NNE se développe. Des intrusions magmatiques conséquentes dans les massifs des Vosges, de la Foret Noire et de L'Odenwald se mettent en place à la faveur de ces mouvements d'échelle lithosphériques.

Les mouvements, datés de l'Hercynien tardif, des failles transformantes verticales (« wrench fault ») rapportés au Stéphano-Autunien (Carbonifère Sup.) vont conduire à l'individualisation de dépressions et de hauts structuraux (seuils), orientées ENE, qui s'étendent sub-parallèlement au noyau structural du plissement varisque (Boigk & Schoeneich, 1970; Ziegler, 1990; Schumacher, 2002) (Figure 1-6).

1.4.2 - l'héritage Méso-Cénozoïque

Au cours des périodes post-permiennes, l'érosion et le recouvrement du socle ancien par les séries sédimentaires mésozoïques (Trias et Jurassique) se passent sans grands bouleversements et plus ou moins en continuité, ainsi que le montre la disposition des dépôts mésozoïques discordants sur les séries permo-carbonifères. Le substratum actuel de L'URG, comprend majoritairement des terrains datés du Permien au Kimméridgien. L'épaisseur et les faciès de dépôts des terrains triasiques et jurassiques ne semblent que très peu affectés (Edel et al, 2005 ; Allenbach & Wetzel, in press) par les zones tectoniques pré-existentes héritées du socle varisque.

Les séries mésozoïques forment au Nord du fossé, une structure monoclinale, pentée vers le sud. Dans la partie sud, la couverture Mésozoïque, montre des structures en anticlinaux et synclinaux ouverts, qui recouvrent la fosse Bourguignonne, et la partie sud du Seuil NFN et la partie nord du Seuil germanique Sud (Sittler, 1969, Schumacher, 2002).

Dans l'URG, seuls sont préservés des dépôts allant du Trias au Jurassique supérieur (Kimméridgien) (Pflug, 1982) et il demeure incertain, si les sédiments datés du Crétacé furent érodés ou jamais déposés (Ziegler, 1990).

Ce hiatus (Jurassique sup/Eocène), est attribué à la surrection du « Bouclier Rhénan » (Cloos, 1910) qui débuterait à la fin du Jurassique (Illies, 1975). Ziegler (1990) suggère que la surrection (qui s'étend apparemment du Jurassique supérieur au Crétacé Supérieur) apparaîtrait en compensation de l'extension active à cette époque en Mer du Nord et sur la marge de l'Atlantique. Au Crétacé terminal, une activité volcanique sporadique fait occurrence sur l'ensemble du bouclier rhénan (Pflug, 1982 ; Illies, 1975).

Ce maintien en érosion (lié à un soulèvement de la zone), pourrait soit se rapporter à un panache mantellique dans le manteau supérieur à l'aplomb de la zone qui verra se développer le fossé (Ziegler, 1994) soit au « flambage lithosphérique » (plissement à grande longueur d'onde (plus de 200km pour quelques centaines de mètres d'amplitude) de la lithosphère, plis de direction globalement E/W) lié à l'impact de la collision des plaques africaine et européennes. Ces phénomènes, « flambage »et/ou panache mantellique, sont les conséquences directes de la collision Afrique/Europe qui induit des mécanismes de propagation d'onde dans le manteau (« bulge » mantellique). Les sporadiques intrusions et épanchements volcaniques rapportées au Crétacé et au Tertiaire (Sittler, 1965) et parsemant le substratum du fossé pourraient représenter les stigmates en surface de ces mécanismes d'échelle lithosphérique mantellique.

L'ensemble de la région qui verra dès l'Eocène moyen, l'individualisation du rift rhénan, semble donc avoir été soumise à l'érosion dès le Crétacé et jusqu'à L'Eocène. Les témoins de cette longue période d'érosion, qui va conduire à l'altération plus ou moins marquée du substratum, se retrouvent dans le complexe des dépôts de la **Formation du Sidérolithique**, qui représentent pour la

plupart des remplissages alluviaux et karstiques peu épais, très discontinus et disparates (Duringer, 1988).

<u>1.5 - Evolution syn –rift</u>

1.5.1 - Tectonique

La formation de l'URG débute à l'Eocène moyen et/ou à l'Eocène terminal. La datation des premiers phénomènes extensifs, demeure aujourd'hui encore controversée, dûment aux imprécisions quant à la datation absolue des phénomènes. Son évolution montre plusieurs changement successifs du régime de contraintes, qui conduisent à différentes phases de surrection et de subsidence (Illies, 1975 ; Villemin et al., 1986 ; Ziegler, 1992 ; Sissingh, 1998 ; Schumacher, 2002).

Néanmoins, la subsidence tectonique débute dans le fossé rhénan entre l'Eocène inférieur et moyen, le long d'une zone décrochante NNE/SSW (Chorowicz & Deffontaines, 1993 ; Schreiber & Rotsch, 1998). Ces déformations vont permettre à l'Eocène moyen, le développement d'un chapelet de lacs et dépressions qui esquissent la position du futur fossé.

Après une interruption pendant l'Eocène moyen tardif, à l'Eocène terminal et à l'Oligocène inférieur, une première phase majeure de subsidence apparaît (Illies, 1975 ; Illies & Greiner, 1978, Villemin et al., 1986 ; Sissingh, 1998 ; Schumacher, 2002) associée à une extension orientée WNW-ESE (Schumacher, 2002). Elle coïncide avec la rotation du champ de contrainte compressive horizontale maximum de NNE/SSW à NNW/SSE (Schreiber & Rotsch, 1998). Le rifting débute préférentiellement dans le sud du bassin et se propage vers le nord, à la fin de l'Eocène. La subsidence s'accentue encore de L'Eocène terminal à l'Oligocène inférieur, en association à une intense fracturation et au développement de blocs basculés. La subsidence est alors différentielle entre les épaules en surrection et un bassin en subsidence.

A l'Oligocène moyen, la subsidence semble s'amenuiser (subsidence thermique) et surtout impliquer de façon similaire les épaules et le graben. A l'Oligocène supérieur (Chattien), une nouvelle phase de subsidence différentielle entre bordures et bassin est enregistrée, associée à une intense fracturation, mais cette phase est beaucoup moins généralisée. Elle apparaît surtout très différentielle entre le nord très subsident et le sud relativement stable. C'est à ce moment que s'ouvre de façon pérenne le LRG au NW (Klett et al., 2002).

Ainsi une subsidence importante, plus ou moins continue est enregistrée de l'Eocène moyen au Miocène inférieur (Aquitanien).

L'extension se poursuit de façon différentielle jusqu'au Miocène, où un régime de contrainte « transtensif » s'établit, en association avec une rotation horaire de la contrainte horizontale maximale compressive depuis une direction NS à NE/SW (Bergerat, 1977). Cette rotation va avoir comme résultat la réactivation de certaines zones de failles en décrochement (Rotstein et al, 2005a et b). La réorientation du champ de contraintes au début du Miocène (Aquitanien) conduit à une nouvelle phase majeure de subsidence, qui est majoritairement confinée à la partie Nord du graben (au nord de Strasbourg).

Dès le Miocène moyen, la partie sud du graben, est soulevée, et soumise partiellement à l'érosion (Illies, 1975 ; Sissingh, 1998 ; Schumacher, 2002). Depuis la fin de l'Aquitanien et/ou du début du Burdigalien, la région sud (SURG, bassin et épaules comprises) est soumise à un uplift généralisé et à une érosion consécutive (région au sud du Kaiserstuhl). Le volcanisme Burdigalien du Kaiserstuhl (16 Ma) et la sédimentation fluvio-lacustre associée et conservée entre les épanchements volcaniques témoignent en effet de cette surrection généralisée. Les sédiments fluviatiles contenant des remaniement de la série sommitale de l'Oligocène (entre autres Molasse alsacienne et Calcaires lacustres chattiens), attestent de l'érosion et du déblaiement précoces des bordures actuelles du fossé (Jörg, 1951).





Figure 1-7 : A - Carte de l'épaisseur totale des sédiments tertiaires dans le fossé rhénan supérieur. B - Détail de l'épaisseur des sédiments quaternaires. A et B, d'après Edel et al, 2005. C - Coupe N-S schématique à travers les sédiments cénozoiques du Fossé Rhénan supérieur par unités stratigraphiques majeures, montrant le profil longitudinal du graben et l'influence des zones de failles varisuges sur la dispoistion et le remplissage différentiel des bassins principaux (compilé d'après Sittler, 1992; Sissingh,

Seuil de Colmar

Pre-tertiaire



passage des accidents varisques principaux (seuils permiens), failles transformantes, "wrench-fault"

20

Sundgau

S

Jura

C

Bassin de

Mulhouse

21

Dès le début du Miocène supérieur et de façon continue jusqu'au Quaternaire, l'ensemble du graben est soumis à un décrochement senestre. A la fin du Miocène, un régime compressif avec des directions NW/SE s'établit. Ces changements majeurs dans les directions de contraintes conduisent finalement à la fin de la tectonique en réelle extension dans le Fossé rhénan et la dépression de la Hesse.

Depuis le Pliocène terminal, l'URG est affecté par un régime de déformation en décrochement et trans-tension senestre, mis en évidence par des zones sismo-tectoniquement actives. Pour toute cette région l'activité sismique actuelle, ainsi que la néotectonique, suggèrent la continuité de la subduction de la lithosphère continentale européenne au sein d'un orogène alpin toujours actif, et des déformation compressives dans tout l'avant pays. Un uplift différentiel des épaules du graben, principalement durant le Quaternaire, par ailleurs plus fort dans le sud de la région que dans le nord, serait responsable de l'actuelle expression morphologique du graben (Lutz & Cleintuar, 1999).

Enfin, l'extension globale du fossé depuis son initiation (Eocène) pourrait atteindre pas moins de 6 km (Meier & Eisbacher, 1991), d'après les différents modèles lithosphériques utilisés.

1.5.2 – Le remplissage sédimentaire

La sédimentation dans l'URG débute à l'Eocène moyen (Lutétien). La distribution et l'épaisseur du remplissage cénozoïque du graben est intimement liée à l'évolution tectonique et la migration des dépocentres au cours du temps (Illies, 1965; Sittler, 1969; Sissingh, 1998; Schumacher, 2002) (cf. Figure 1-7).

A l'Eocène, une première phase volcanique syn-rift se développe au nord du graben, dans le région du Vogelsberg (Gaupp & Nickel, 2001).

Dans le NURG, l'épaisseur sédimentaire cénozoïque atteint un maximum de plus de 3300 mètres à la latitude de Karlsruhe (Doebl & Olbrecht, 1974), comprenant plus de 2000 mètres de sédiments appartenant au Miocène.

Dans la partie sud du graben (SURG) l'épaisseur du remplissage sédimentaire dépasse 2500 mètres. Là, les dépôts sont exclusivement rattachés à l'Eocène et à l'Oligocène, les dépôts plus récents faisant généralement défaut consécutivement à la surrection du Miocène. Cette surrection, (qui pourrait atteindre, plus de 1500 mètres, d'après Brun et al.,1992) s'accompagne d'érosion, de non dépôt, et de volcanisme conduisant à l'édification du volcan du Kaiserstuhl. Pendant le quaternaire, la sédimentation est active dans l'ensemble du fossé (Bartz, 1974).

Des environnements sédimentaires multiples, variés, plus ou moins liés latéralement, et se superposant verticalement (allant d'environnements terrestres, saumâtres, évaporitiques à marins) contrôlent le dépôt du remplissage cénozoïque du graben. Plusieurs transgressions marines majeures s'enregistrent pendant le Cénozoïque, et permettent la connexion de l'URG avec les bassins marins avoisinants, comme le Bassin Molassique Suisse et le Bassin de Mer du Nord (Sittler, 1965, Doebl, 1967, Doebl, 1970, Plfug, 1982, Berger, 1996, Sissingh, 1998, Reichenbacher, 2000, Berger et al, 2005b)

L'évolution de l'épaisseur des remplissages montre la variation de la position du dépôt-centre du bassin, et indirectement le régime tectonique. Les subsidences différentielles localisées et/ou les soulèvements associés, sont le reflet du fonctionnement des failles du rift. La Figure 1-7 montre la disposition des dépocentres. Un fait intéressant à noter est que pour le Quaternaire, l'épaisseur des dépôts semble subir l'influence d'une subsidence localisée le long d'une faille normale (Figure 1-7B) dans un système en « pull-apart » suivant un régime décrochant « transtensif ». Ceci semble montrer le fonctionnement récent Pléistocène en décrochement du graben.

<u>1.6 - Structure tectonique et Géométrie du rift</u>

1.6.1 - Branche principale

La branche principale, le fossé rhénan franco-allemand (plaine du Rhin) est appelée le Fossé Rhénan Supérieur (Upper Rhine Graben URG). L'URG, est caractérisé par un bassin orienté globalement NNE/SSW, qui est segmenté en sous-bassins à géométrie rhomboïdale, séparés par des hauts topographiques ou des seuils qui coupent l'axe du bassin obliquement (Illies & Mueller, 1970, Illies & Fuchs, 1974) (Figures 1-6 et 1-7).

La géométrie actuelle du rift de l'URG, correspond en somme à plusieurs grandes aires distinctes qui correspondent à des sous-bassins distincts de l'ensemble par leur géométrie, en demigraben, avec des directions de basculement opposées (Figure 1-9). Chaque sous-bassin montre une géométrie largement asymétrique, de par l'occurrence de zones de failles normales à large rejet vertical aux bordures tantôt W ou E, et une large zone flexurale faillée du coté opposé (Figure 1-9). Les profils *ECORS* (Brun et al.,1991, Figure 1-8) rendent bien compte de l'asymétrie du graben avec une faille bordière (E ou W) majeure qui devient listrique en s'enfonçant dans la croûte, d'un coté et de l'autre un système plus ou moins flexural montrant une maigre fracturation et des géométries de grands blocs basculés.

Les différents sous-bassins définis sont les suivants (Figure 1-9) : le NNURG (Bassin de Mayence et extrémité nord du fossé), le NURG (bassin circonscrit entre Strasbourg et Mannheim, Bassin de Pechelbronn....) et enfin le SURG (Bassin Potassique, Bassin de Dannemarie, Bassin de Bâle Sierentz, et bassins jurassiens).



Figure 1-8 : Carte géologique simplifiée de la région rhénane, et A et B, interprétations des profils profonds (ECORS) montrant la structure profonde du fossé rhénan, ainsi que son remplissage tertiaire (D'après Brun et al., 1991 et 1992).

Ces différents sous-bassins sont en fait séparés les uns des autres par des zones de transfert tectonique (Figure 1-9). Ces zones « d'interférence antithétique » d'après la nomenclature géométrique de Gawthorpe & Hurst (1993), connectent en fait, la faille bordière majeure Ouest ou Est

d'un demi-graben, avec la faille majeure opposée du demi-graben suivant. En conséquence, les différents dépocentre sautent d'Ouest en Est à mesure que l'on franchit les seuils et les zones de transfert (Figure 1-9).

Ces zones de transfert orientées généralement ENE/WSW, sont associées à des zones de cisaillement varisques (Krohe, 1992; Edel et al., 2002) et aux limites des structures permocarbonifères (dépressions et hauts structuraux construits au permien) (Figures 1-6 et 1-9). Le noyau structural paléozoïque du bloc rhénan, montre donc une influence très nette sur la tectonique syn-rift comme le suggère par ailleurs Schumacher (2002). Les zones de transfert, vont représenter pendant l'évolution du graben des hauts structuraux et à certains moments peut-être même des barrières paléotopographiques entre les différents sous-bassins.

De plus ces accidents se marquent bien dans la topographie actuelle (Hunsrück/Taunus, St Marie Aux mines, Rhin/Saône, Figure 1-1 et 1-4), et décalent nettement en décrochement les diverses sous-parties du rift ouest-européen ainsi que celles du fossé rhénan lui-même. Certains auteurs (Sissingh, 1998) suggèrent qu'aujourd'hui le bassin évolue vers un système en pull-apart segmenté, à mesure que les contraintes originelles compressives N/S se modifient vers une direction NW/SE. Ceci s'associe à des mouvements de blocs horizontaux liés à des zones de failles décrochantes qui seraient localisées au niveau de ces seuils.



Figure 1-9 : Localisation des principales zones de transfert tectonique (Z.T.) dans l'URG. Ces zones correspondent à des accidents de socle pré-rift (sous la couverture méso-cénozoïque, cf. Figure 1-6 pour détails) qui vont avoir plusieurs influences sur la mise en place et l'évolution du bassin en éffondrement. Ils vont compartimenter le rift en sous-bassins (du nord au sud, cf. Figure remplissage, 1-7), constitués de demi-grabens à basculement opposé (tantôt vers l'W à mesure que l'on franchit les zones de transfert. La partie droite de la figure illustre les remplissages des principaux sous-bassins et montre bien les basculements opposés (et la localisation relative des dépocentres), au franchissement de la zone de transfert. Compilé d'après, Laubscher, 1971; Boigt & Schöneich, 1970; Edel & Fluck, 1989; Mauthe et al., 1993; Schumacher, 2002; Derer, 2003; Ustawesky et al., 2005; Rotstein et al., 2005a).

A une échelle plus fine, chacun des demi-grabens est caractérisé par des réseaux de failles subparallèles aux épaules du rift. Les plans de failles verticaux devenant listriques en profondeur, délimitent des géométries de blocs basculés (Figure 1-9). Certains de ces blocs, délimitent eux-mêmes des petits grabens, qui vont fonctionner comme des sous-bassins de plus petite échelle (Dannemarie, Bâle...) et des dépocentres mineurs, ce surtout pendant les premiers temps du rifting.

Les bassins sont séparés des épaules par le développement des zones d'avant-monts ou larges zones de failles (« champs de fractures ») délimitées vers l'extérieur du système par les Failles Vosgienne et Schwartzwaldienne et vers l'intérieur par les failles rhénanes. Morphologiquement les failles extérieures (Vosges et Forêt-Noire) soulignent les bordures topographiques actuelles alors que c'est les failles rhénanes, beaucoup moins exprimées topographiquement qui représentent le plan d'effondrement essentiel du rift (Sittler, 1969 ; Duringer, 1988). Ces « champs de fracture » peuvent être plus ou moins développés en largeur et aller jusqu'à former de véritables petits bassins marginaux au graben principal (Bassin de Mayence au NW).

1.6.2 - Prolongements du fossé

A - Vers le Nord

La structure se prolonge au NW vers la dépression de la Rhénanie (Lower Rhine Embayment, Lower Rhine Graben ou LRG). Il s'agit d'une structure orientée NW-SE et qui s'élargit très rapidement en direction du graben central de la Mer du Nord (Figures 1-1 et 1-4). Cette région est séparée du fossé rhénan par le Massif Schisteux Rhénan dont le soulèvement récent (Illies & Fuchs, 1974) a permis le creusement de la vallée du Rhin. A ce niveau le fossé est coupé par une zone de faille décrochante : la zone décrochante de Hunsrück/Taunus. D'autre part, Le LRE ou LRG forme un bassin allongé selon une direction NW/SE, délimité par des failles normales, qui définissent un graben plus subsident le long du flanc W du bassin (Geluk, 1994).

Au NE, l'extension du rift rhénan se propage vers le Bassin de la Hesse qui apparaît comme le prolongement le plus direct du Fossé rhénan dont il est séparé par l'important massif volcanique Oligo-Miocène du Vogelsberg (Figures 1-1 et 1-4). La structure de la dépression de la Hesse, prolongement nord du URG, correspond à un bloc faillé, soulevé, avec des grabens subordonnés aux flancs E et W.

Ces trois branches du fossé rhénan dans son ensemble, si elles se distinguent du point de vue structural, sont également différentes au point de vue de l'activité volcanique. Dans l'URG, seul le Kaiserstuhl, daté du Miocène (16Ma) correspond à un centre éruptif intra-bassin. A l'inverse, la dépression de la Hesse est percée d'importantes intrusions et finalement d'importants épanchements volcaniques (Complexe volcanique Oligo/Miocène du Vogelsberg). Dans le Fossé Rhénan Inférieur, il n'y a aucune évidence d'activité volcanique.

B - Vers le Sud

Dans l'extrémité sud de l'URG (SURG), le fossé s'élargit et bifurque en une forme en triangle avec une zone centrale surélevée : la région du Horst de Mulhouse (Figures 1-1, 1-9 et 1-10). Le Horst de Mulhouse domine la plaine alsacienne de près de 200 mètres. Il délimite de par sa position axiale, la plaine du Rhin et le bassin de Bâle/Sierentz à l'Est et le Bassin de Dannemarie à l'Ouest. Il se termine au nord dans le Bassin de Mulhouse (ou Bassin Potassique, Figure 1-10).

La zone du Horst de Mulhouse est une région qui jusqu'à très récemment (Rotstein et al., 2005a), était considérée comme un horst bordé par deux failles antithétiques (Faille d'Illfurth et Faille de Sierentz). Les récentes investigations (Rotstein et al., 2005 a et b) ont montré qu'il s'agissait en fait d'un système de grands blocs basculés individuellement peu fracturés, délimités par des zones de failles larges (Figure 1-9) et montrant clairement des réactivations tardives en failles transformantes associées à des structures en compression.

Cette région montre plusieurs histoires successives distinctes. Un fonctionnement tout d'abord en système extensif très net, avec le développement de grands blocs basculés et d'une subsidence différentielle très accusée pendant les premiers mouvements. Puis un ralentissement de la tectonique en effondrement et une période tectonique quiescente à partir de l'Oligocène Moyen. Puis plus récemment une réactivation des structures dans une tectonique « transpressive » et finalement la propagation des plissements jurassiens dans le bassin.

C - Cas particulier de l'extrémité sud du fossé rhénan : le Jura

A son extrémité sud, le fossé rhénan méridional est embouti par l'extrémité frontale du Jura (Figures 1-4 et 1-9). Il se termine au SW sur le Jura tabulaire de la région d'Ajoie et de Montbéliard, alors qu'il est chevauché par le Jura alsacien, plissé de la région de Ferrette au SSE (Figure 1-10). Le Jura Tabulaire de la région SW du fossé appartient à la Zone transformante Rhin/Saône (Figure 1-10) qui affecte le socle des collines pré-jurassiennes, et sert de relais avec les fossés du domaine rhodanien (Fossés de Bresse, Figure 1-4).

Le plateau jurassien correspondait à la terminaison sud du rift pendant les premières phases tectoniques, et était un peu plus élevé que le sud du fossé, en témoignent les karstifications paléogènes nombreuses de cette région.

L'extrémité sud du fossé est de plus, par l'intermédiaire du Jura Suisse, directement adjacente à l'aire de sédimentation du Bassin molassique d'avant-pays tertiaire (Figure 1-10). La plupart des dépôts de « molasse » relatifs à ces périodes sont aujourd'hui conservés dans des petits bassins inclus dans les dépressions synclinales jurassiennes aux abords même du Fossé (Figure 1-10). Leur extension est faible, l'épaisseur des dépôts est très variable d'un petit bassin à l'autre.



Figure 1-10 : Modèle numérique de terrain (MNT) de l'extrémité sud du Fossé Rhénan (SURG), montrant la physiographie de la zone (morphostructure) et la position des remplissages tertiaires dans le graben (dans les sous-bassins de Dannemarie, de Bâle/Sierentz, du Sundgau, et le bassin potassique au nord de Mulhouse) et dans les principaux petits bassins tertiaires subordonnés du Jura (Bassins de Laufen et de Delémont, et de Moutier).

Deux petits bassins, le Bassin de Laufen et le Bassin de Delémont (Figure 1-10), qui appartenaient au Tertiaire à la terminaison sud du rift, sont très riches en enseignements sur ces relations entre le Bassin d'avant-pays alpin et le rift rhénan (cf. Chapitres 4 et 6). Les dépôts tertiaires de ces bassins sont aujourd'hui circonscrits aux synclinaux et sont déformés et charriés avec l'ensemble de la chaîne jurassienne vers le Nord.

Leur situation paléogéographique, appartenant successivement aux deux domaines les rend particulièrement intéressants (cf. Chapitres 4 et 6). Les périodes de haut niveau marin par exemple, vont mettre en connexion quasi-directe le fossé avec le bassin d'avant pays alpin, et par conséquent en lien direct avec le front de déformation alpine via ces zones de dépôt.

Les deux petits bassins jurassiens sont exempts de tout dépôts Eocène excepté quelques rares dépressions karstiques remplies de Sidérolithique. Les rares dépôts conglomératiques et lacustres sont rapportés au Priabonien et au Rupélien Inférieur, et se voient limités au bassin de Delémont. Le bassin de Laufen, ne contient, quant à lui, que des sédiments d'âge Rupélien terminal et plus récents (Miocène).

1.6.3 - Liens avec les autres rifts adjacents

Le prolongement Nord du fossé rhénan (Dépression de Hesse) et l'extension vers le Sud du système de rift (Fossé de la Bresse) sont reliés entre eux mais partiellement déconnectés (Figure 1-1 et 1-4). Ces différents sous bassins, du système de rift ouest européens, sont décalés les uns par rapport aux autres, par le jeu de zones transformantes à rejet décrochant dextre (Zone transformante Rhin/Saône et zone transformante de Hunsrück/Taunus, Figure 1-4), conduisant à une disposition en échelon des différents prolongements. Ces deux zones transformantes sont héritées du socle paléozoïque et sont semi parallèles entre elles. Ces zones actives au Néogène et encore actuellement étaient très certainement déjà en activité pendant le rifting Paléogène (Schwab, 1987; Coulomb, 1990), et fonctionnant dans un régime décrochant sénestre (Bergerat, 1977; Laubscher, 2001) sous un champ de contraintes différent de l'actuel.

Chapitre 2 :

Evolution stratigraphique de l'extrémité Sud du Fossé rhénan et du Jura



Chapitre 2 :

Evolution stratigraphique de l'extrémité Sud du Fossé rhénan et <u>du Jura</u>

La majeure partie de cette étude a été réalisée dans le sud du fossé rhénan dans une zone s'étendant de Colmar à Belfort, et de Belfort à Bâle et plus au sud de Bâle (jusqu'à Moutier au Sud). Seul le contexte stratigraphique de cette partie du graben sera détaillée ici (pour les formations étudiées), puisqu'elle représente la base de l'étude. Seule la **Formation de Alzey** qui appartient et a été définie récemment à l'extrémité septentrionale du fossé (Bassin de Mayence, Grimm et al, 2000) a été également étudiée et sera donc documentée (**Chapitre 5**). Les autres parties du bassin sont simplement évoquées en référence (Figures 2-1 et 2-2).

2.1 - Les données litho- et chronostratigraphiques

La chronostratigraphie du Graben du Rhin Supérieur (URG) a été synthétisée récemment par Berger (1996, 2005b), Duringer (1997), et Sissingh (1998) (utilisant l'échelle de temps de Berggren et al.(1995)).

La série Tertiaire repose en général en discordance, directement sur le toit du Jurassique.

Les premiers sédiments tertiaires sont des dépôts lacustres éocènes (47/44Ma) peu épais (0 à 50m) appartenant à la **Formation des Calcaires à planorbes** et des dépôts continentaux rattachés à la **Formation du Sidérolithique**. Ils reposent en discordance sur le Jurassique karstifié.

Pendant le Priabonien et le Rupélien inf. (35.Ma), le graben est occupé par un lac à salinité variable caractérisé par des phases d'eau douce franches (**Zone Fossilifère**) ou sursalées induisant le dépôt d'épaisses masses d'évaporites (Duringer, 1988). Excepté les bordures externes du rift, qui voient la mise en place d'une formation à dominante conglomératique, les dépôts du bassin à cette époque sont des marnes et des calcaires épisodiquement imprégnés de minéraux salins (gypse, halite et sylvinite). Les dépôts sont subdivisés en trois ensembles : les **Formations Salifères Inférieure** (35.34Ma), **Moyenne** (34/32,5Ma) et **Supérieure** (32,5/31Ma). L'épaisseur totale des **Formations Salifères** atteint au maximum 1300 m dans le fossé de Dannemarie et plus de 1500 m dans le bassin Potassique. A la même époque, des conglomérats et des grès appartenant à la **Formation des Conglomérats Côtiers**, se déposent sur les bordures du bassin, organisés en un complexe fandeltaïque drainant les épaules faillées du rift, et témoignant de la genèse des reliefs dans les massifs paléozoïques (Duringer, 1988). Les dépôts relatifs à cette période montrent une grande variabilité de faciès selon la répartition spatiale au sein du bassin. (Figure 2-2)

A la fin du Rupélien, (31,5/28,5Ma), le graben est envahi par la mer, venant du nord. Les dépôts de cette période, regroupés sous le terme générique de la Formation de la Série Grise comprennent différentes subdivisions, de la base au sommet : les Marnes à Foraminifères, les Schistes à Poissons, les Couches à Mélettes, et les Marnes à Cyrènes. L'ensemble de ces formations pourrait atteindre une épaisseur maximale de 500m au Nord du Bassin potassique. Des dépôts de grès et de conglomérats de la Formation du Meeressand, datés du Rupélien moyen à supérieur, et par corrélation contemporains des MF et SP, se rencontrent très sporadiquement sur les bordures du graben ainsi que sur les plis jurassiens, et correspondent au paléo-littoral de la mer Rupélienne.

Si lors du dépôt des séries salifères, la nature lithologique des dépôts connaît de rapides changements géographiques (signature de dépôts typiquement continentaux) on est frappé par l'apparente simplicité des termes stratigraphiques relatifs à la phase d'invasion marine, et l'homogénéité des faciès sédimentaires. La disparité géographique des faciès s'efface, et la **Série Grise** se présente avec une relative monotonie du sud au nord du bassin, mais également en direction WE. Seule les unités basales (**Marnes à foraminifères** et **Schistes à Poissons**) sont latéralement associées, de façon certaine à des faciès de bordure : la **Formation du Meeressand**. Seule l'extrémité sud et jurassienne du bassin rhénan montrent des disparités géographiques dans la répartition des faciès. Ces faits posent plusieurs questions fondamentales sur la dynamique intrinsèque du rift à cette époque, qui seront développées ultérieurement (Chapitre 3).

Des dépôts datant du Chattien (28,5/24Ma) sont préservés dans la partie Est du bassin de Dannemarie (Forage de HIRTZBACH et SUNDGAU 201), sur le Sud du Horst de Mulhouse (Sundgau), plus à l'Est sur le bloc de Sierentz ainsi que dans le centre du Bassin Potassique au Nord de Mulhouse. Leur épaisseur préservée est de quelques dizaines de mètres, à 600 m au maximum. Ils s'organisent en deux formations superposées : la première détritique, la **Molasse Alsacienne** (équivalent latéral des Marnes et Grès d'eau douce connues au nord du fossé), la seconde marno-calcaire (**Calcaires de Roppentzwiller, Tullingen, Delsberger Kalk**), se terminant dans le Miocène inf (Aquitanien).

Ces formations connaissent des équivalents plus au nord avec les **Couches de Niederroedern** et les **Couches à Cérithes** du fossé nord. Ces dernières montrent encore clairement des affinités saumâtres à marines, alors que dans le sud rhénan les formations sont strictement à affinité continentale.

Au cours de l'Oligocène moyen et supérieur, le pôle de subsidence du fossé rhénan, situé originellement au niveau du bassin potassique de Mulhouse est progressivement décalé vers une position plus septentrionale. En effet l'accumulation des séries sédimentaires de cet âge montre clairement une augmentation d'épaisseur vers le nord, ténue pour la **Série grise**, beaucoup plus prononcée pour les **Couches d'eau douce** du Chattien et leurs équivalents plus au nord, les **Couches de Niederroedern**. La partie septentrionale du fossé devient dès le sommet de l'Oligocène la partie la plus subsidente et donc le dépôt-centre pour toute la série Néogène.

Il n'existe pas de dépôts miocènes (22/5Ma) dans le sud du graben, excepté quelques lambeaux préservés sur le Jura (« **Nagelfluh** », **Sables à** *Dinothérium*) rattachés par la faune au Miocène supérieur. Des remplissages karstiques, découverts récemment (Berger, 1996) sur le Jura, et contenant des faunes miocènes, témoignent de la position superficielle de la région au cours du Miocène.

Cette quasi-absence de dépôts relatifs au Miocène (Aquitanien lacustre dernier dépôt) indique soit une absence de sédimentation (émersion) pendant toute cette période, soit une érosion récente associée à un soulèvement qui peut s'être produit à n'importe quel moment depuis la fin du Chattien. Des dépôts de cet âge sont par contre bien connus au nord de Strasbourg.

Les premiers dépôts post-Chattien dans le sud du fossé sont les **Graviers du Sundgau**, d'âge disputé Pliocène (4,5/3Ma). Ce sont des conglomérats fluviatiles déposés par un paléo-rhin qui s'écoulait vers le sud-ouest en direction de la vallée du Rhône.



Figure 2-1 : Tableau simplifié des corrélations stratigraphiques de l'ensemble du rift rhénan de puis le l'Eocène Moyen (Lutétien) et jusqu'au Quaternaire. En résumé, le rift est soumis à des conditions alluviales (bordures) et lacustres (centre), à saumâtres (Nord, Pechelbronn). Les plus importantes épaisseurs sédimentaires sont concentrées au niveau du Bassin de Mulhouse (Bassin potassique). Ce tableau donne un aperçu des très nombreux changements de faciès, inféodés au contexte de subsidence tectonique locale, et des corrélations possibles entre les formations des divers sous-bassins pour la période de l'Eocène Moyen (40Ma) à L'Oligocène inférieur (31Ma). A partir de l'Oligocène Moyen (Rupélien Moyen, 31Ma) et jusqu'au début du Chattien (soit l'intervalle stratigraphique étudié en détails) les faciès et les épaisseurs se généralisent à l'échelle du bassin, à l'exception de l'extremité sud du bassin (Jura). Ce phénomène est lié à la trasngression qui innonde l'ensemble de la région. Plus tard, dès le Chattlien, les différentiel entre les différentes zones (N vs S). Le nord du bassin (Bassins de Mayence et de Pechelbronn) est rempli à partir du Miocène inférieur à moyen d'une épaisse série sédimentaire qui ne s'est pas déposée au sud ou qui a été érodée de façon précoce (entre le Miocène inf. et le Pliocène). Tableau construit d'après : Fischer, 1971; Sittler, 1972, 1983; Blanc-Valleron et Gannat, 1985; Sittler et Schuler, 1988; Duringer, 1988; Berger, 2000; Rothausen et Sonne, 1988; Grimm et Grimm, 2002.



Figure 2-2 : Tableau chrono-stratigraphique schématique général pour les formations cénozoiques dans le Fossé Rhénan supérieur et dans l'extrimité nord du Jura adjacent au fossé (tableau compilé d'après Sissingh, 1998 et 2003; Berger, 2000, Berger et al., 2005; Sittler et Schuler, 1988; Grimm et Grimm, 2002; Gambioni et al, 2004), et principaux évènements tectoniques recensés (d'après Schumacher, 2002; Sissingh, 2001).

2.2 - Synthèse Stratigraphique des Séries de l'Oligocène moyen (Rupélien supérieur) et Oligocène supérieur (Chattien) du Fossé Rhénan et du Jura d'après la littérature

Dès lors que l'on s'intéresse de près aux formations du Paléogène terminal du Sud du fossé rhénan et du Jura décrites dans la littérature, celles-ci sont représentées par un nombre important de termes plus ou moins locaux et d'autres plus généraux (Figure 2-1). On dénombre plus d'une vingtaine de dénominations différentes pour les formations considérées. Cette abondance de termes, est simplement liée au caractère multilingue et frontalier de la région. De plus, le nombre de termes différents se rapportant à des faciès et des formations semblables (pour beaucoup des synonymies ou des regroupements plus ou moins heureux) plus ou moins bien datées, rendent le travail de hiérarchisation délicat.

Les formations décrites dans la littérature vont ici être regroupées sous formes d'unités lithostratigraphiques (ou groupes) définies selon une base lithologique et/ou faciologique le plus souvent. Ces unités génériques peuvent admettre des subdivisions en plusieurs sous-unités (sous-groupes, possiblement constitués à une échelle inférieure de formations).

S'attachant à être le plus descriptif possible, il en résulte des dénominations pour les unités définies qui représentent des ensembles de strates (unités) identifiables et reconnaissables sur le terrain (et pour la plupart cartographiables) de la façon sensée être la plus judicieuse possible. Le choix de termes francophones est privilégié ici (un équivalent anglais est toutefois proposé). Certaines grandes unités seront décomposées ici en membres (sous-unités) eux-mêmes décomposés pour certains en formations. Ces sub-divisions sont effectuées afin de présenter les différentes formations d'échelle moindre (et non cartographiables) qui seront étudiées plus loin (Chapitre 4) en détails du point de vue sédimentologique et qui montreront des liens faciologiques génétiques.

2.2.1 - Unité/Groupe des «Meeressands» (Coastal Sandstones)

Définition

Dans cette unité sont regroupées les formations composées de grès, conglomérats et grès calcaires, comprenant de façon certaines des faunes marines. Ils représentent à l'instar de la **Formation des Conglomérats Côtiers** de l'Eocène et l'Oligocène Inférieur, les faciès de bordure du bassin durant au moins une partie de l'épisode marin du Rupélien, et spécialement pendant la transgression. Ils se retrouvent aujourd'hui sous forme de rares lambeaux, limités aux extrémités du fossé (bordures E et W, Jura et Bassin de Mayence). Ils ont très bien représentés dans la Bassin de Mayence et dans une moindre mesure en quelques points du Fossé (Sud de Colmar et Jura).

Position stratigraphique

Les « **Meeressands** » reposent en général soit directement sur le substratum pré tertiaire, dont la surface se voit localement taraudée par des pholades (soit sur des dépôts continentaux plus anciens (dans les vallées incisées et sur les bordures du rift)).

Conditions d'affleurement

Les **Meeressands**, affleurent de façon générale sur les bordures du bassin rhénan (E et W et Jura au Sud) (Figure 4-1). Ce groupe affleure classiquement, sur de relatives grandes surfaces, dans le sud du bassin de Mayence. Dans les autres domaines du fossé rhénan, les points d'affleurement sont très limités. On compte deux affleurements recensés sur toute la bordure vosgienne depuis Mayence et jusqu'à la latitude de Mulhouse (Feldbach (près de Wissembourg) et Eguisheim (sud de Colmar)). Les affleurements sur la rive allemande du graben, sont circonscrits au Sud-Est de la zone (région autour de Bâle) et de très mauvaise qualité. Enfin, les lambeaux de la formation les plus conséquents sont conservés sur le Jura. Les affleurements de mauvaise qualité générale, offrent malgré tout sur quelques mètres, des coupes où les faciès sédimentaires sont encore lisibles.

Environnement de dépôt

Les environnements de dépôts des « **Meeressands** » semblent correspondre d'après les auteurs à des dépôts littoraux de plus ou moins haute énergie, proches des côtes d'après l'ensemble des faunes de bivalves et de poissons récoltés. Hartkopf & Stapf (1983) proposent un environnement de plages à galets en bordure de relief pour les dépôts correspondant étudiés dans la région de Mayence.

Âge

Malgré une abondante faune marine représentée par des faunes allant des bivalves aux foraminifères, aucune datation précise n'a à ce jour été publiée si ce n'est pour la partie septentrionale du Bassin (région de Mayence). Dans le Bassin de Mayence ces dépôts ont pu être rattachés à la Zone NP 23/baseNP24, et MP23/24 (Grimm et al, 2000)

Dans les autres régions, ils sont estimés par leur position stratigraphique à la base du Rupélien moyen et/ou supérieur. Néanmoins, à Klein-Blauen, la faune de mammifère réexaminée récemment par Becker (2003), a permis de dater cet affleurement au niveau mammalien MP22. D'après Fischer, (1965a), les **Meeressand** sont les faciès côtiers de la **Série Grise** rupélienne, enfin, d'au moins la base (**MF** et **SP**).

Considérant que ces dépôts sont les faciès côtiers de la **Série Grise**, on peut extrapoler que leur âge est le même que celui d'au moins la base de la Série (**MF, SP** et base des **Couches à Mélettes**), soit l'intervalle, un peu large, basé sur les zones à nannoplancton NP21 à base NP24 (Berger et al., 2005b) (Figure 2-3).



Figure 2-3 : Position stratigraphique (intervalle en grisé) de la Formation du Meeressand. Tableau des corrélations bio- et chronostratigraphiques d'après Berger et al. (2005a).

Formations regroupées dans l'unité du Meeressand

« Meeressands »

Ces dépôts sont composés de marnes, de grès calcaires, de calcarénites, et de conglomérats. L'ensemble atteint une épaisseur maximale d'une quarantaine de mètres. Les affleurements se situent principalement sur le Jura (sur la chaîne du Landskron, de la montagne de Witterswil, au flanc Sud de l'anticlinal de Blauen et sur le plateau Kleinblauen/Nenzlingen) et dans le bassin de Delémont (à Develier et à l'Ouest de Delémont). Ces dépôts apparaissent également le long de la flexure rhénane entre Lörrach au Nord, et Dornach au Sud (Bitterli-Brunner, 1988).

Il ne subsiste guère de ces dépôts que des coupes de quelques mètres d'épaisseur. Les sections présentant un réel intérêt sont limitées en nombre, il s'agit entre autre des coupes du flanc Sud de l'anticlinal de Blauen, et de la coupe de Burg sur le flanc Nord de la chaîne du Landskron.
• « Conglomérats et grès d'Eguisheim

Andreae (1883) et Bleicher (1885) sont les premiers à discuter de la position stratigraphique des fossiles marins retrouvés dans les « **Grès d'Eguisheim** », sur la champ de fractures de Colmar. Ces auteurs rapportent les faunes récoltées aux « **Sables marins** » (« **Meeresands**») connus dans d'autres secteurs du Fossé rhénan, et donc aux formations côtières marines du Rupélien (ancien Stampien). Les travaux cartographiques de Klähn (1915) et plus tard de Théobald (1953) leur permirent de constater le passage latéral et progressif des grès aux **Marnes à Foraminifères** de la base de la **Série Grise**.

Bleicher (1885) reconnaît que les conglomérats du secteur contiennent des galets de granite fournis par l'arrière pays vosgien, ainsi que des faunes marines (*Ostrea callifera*).

Tout ceci tend à attribuer un âge plus récent à ces dépôts qu'aux formations conglomératiques à galets de Jurassique de la région rattachées quant à elles à la **Formation des Conglomérats Côtiers** (Duringer, 1988).

Les dépôts sont constitués majoritairement de grès et de sables grossiers avec de rares galets de granite et de quartz issus du Trias inférieur, surmontant des marnes silteuses. Les matériaux clastiques sont essentiellement fournis par le socle granitique (quartz et orthose) affleurant à quelques kilomètres avec une contribution moindre d'un socle triasique (**Grès vosgiens**), et quelques rares galets de **Grande Oolithe** (Jurassique Supérieur).

L'ensemble du complexe marno-gréseux des Grès d'Eguisheim, repose sur le toit de la Série Salifère Supérieur.

« Sable marins de Burg/Woschwiller »

Dans la région pré-jurassienne allant d'Oltingue à l'W, à Leymen à l'E, des dépôts sabloconglomératiques, parfois intercalés à des marnes, reposent sur les **Séries Salifères** ou directement au contact du substratum jurassique (Schneegans, 1933 ; Fischer, 1965b). Ces dépôts peu épais (quelques dizaines de mètres), étudiés en détail par Sittler (1965), représentent les premiers dépôts marins de la région et sont d'après les faunes récoltées rattachés aux « **Meeressands** ». Ils apparaissent dans les petites vallées débouchant du Jura. Ils montrent un passage progressif de sédiments grossiers conglomératiques à matrice argileuse verte à la base, à des sables et grès marins plus haut. Ces faciès reposent en discordance sur le Jurassique (10° max) et peuvent parfois sceller des failles préexistantes (Schneegans, 1933). Ils passent vers le haut et vers le bassin plus au nord, progressivement aux dépôts argileux contemporains de la **Série Grise (MF** ; Fischer, 1965a; Sittler, 1965).

• Formation de Alzey (Bassin de Mayence, ancien « Meeresand »)

Dans l'extrémité SE du bassin de Mayence (cf. Figure 4-1 et 5-1) le socle permien, est recouvert de façon discordante par une épaisse (60 mètres) succession silicoclastique (sables et conglomérats) appartenant à la **Formation de Alzey** (ancien **Meeressand**, Hartkopf et Stapf, 1983; Grimm et al, 2000). Les sables et les conglomérats forment en quelque sorte, une étroite ceinture clastique, entourant des inselbergs de rhyolite permienne (Kreuznach Rhyolithe), qui sont eux-mêmes épars, à l'instar d'un archipel. Ces ceintures clastiques passent rapidement latéralement aux argiles contemporaines appartenant à la **Formation de Bodenheim** (anciennement appelée **Rupelton**, équivalent de la **Série Grise**) (Figure 2-1)

Dans les années 80, des études sédimentologiques de détail (Hartkopf & Stapf, 1983), portant sur les caractéristiques pétrographiques, faciologiques et morphologiques des conglomérats ont montrer des structures, un façonnement et un mode de mise en place typiquement inféodé à des processus induits par l'action des vagues sur un littoral très peu profond.

Des travaux paléontologiques anciens, ont reconnus une foule d'organismes marins principalement des invertébrés (lamellibranches, gastéropodes, scaphopodes, échinodermes...), mais aussi des squales, et des lamantins, dans les dépôts relatifs à la **Formation de Alzey**. La majorité des invertébrés sont d'âge Rupélien certain.

Plus récemment, en se basant sur l'analyse des microfaunes (foraminifères et nannoplancton), et sur des corrélations/comparaison entre des formations littorales (bassin de Mayence) et d'autres beaucoup plus distales (centre du fossé rhénan N). Grimm (1998) et Grimm et al. (2000), proposent un cadre biostratigraphique complet des formations rupéliennes du Bassin de Mayence. La **Formation de Alzey** appartiendrait alors à la Zone NP 23 et à la Zone à mammifères MP 23. D'autre part, des études

focalisées sur les communautés de faune d'invertébrés ont permis des reconstitutions paléoenvironnementales assez précises, qui confirment l'environnement marin peu profond, où la tranche d'eau ne dépasserait guère 15 à 20 m (Grimm et al., 1999).

De plus, des travaux très détaillés sur les assemblages de foraminifères, permettent de diviser la **Formation de Alzey** en deux zones à Foraminifères : à la base la Zone à *Planorbulina* et au sommet la Zone à *Miliolidae*. Ces zones biostratigraphiques permettent la latéralisation avec des formations dans le bassin contemporaines (synchronisme de la **Formation de Alzey** avec la **Formation de Bodenheim** (i.e. ~ la partie inférieure de la **Série Grise**) (Grimm, 1998).

2.2.2 - Unité/Groupe de la Série Grise Marine (Grey Series)

Définition

Le terme de **Série Grise**, défini par Schnaebele (1948), regroupe tous les dépôts de nature marneuse et argilo-marneuse de couleur bleue à brune et contenant des faunes marines. Cette série majoritairement marneuse, possède différentes dénominations dépendantes du lieu. Les descriptions publiées, tendent à montrer que cette série présente une relative monotonie, et apparaît sous les mêmes faciès et sous des épaisseurs peu variables (excepté pour le Jura) du Nord au Sud du Fossé Rhénan (de Bâle à Mayence) ainsi que d'Est en Ouest.

Fisher (1965a) a établi une lithostratigraphie de ce groupe (Figure 2-4), pour la région s'étendant des synclinaux jurassiens (Delémont) au Sud du Fossé rhénan (Figure ci après). Sur la Jura, la partie inférieure de la **Série Grise**, est représentée par des faciès arénitiques et littoraux appartenant au groupe des **Meeressands**.

Le groupe de la Série Grise (« Graue Schichtenfolge », terme défini par Schnaebele (1948)) est scindé au Nord du Sundgau en quatre termes distincts avec à la base Marnes à Foraminifères, puis les Schistes à Poissons, les Couches à Mélettes et enfin au sommet les Marnes à Cyrènes.

Fischer (1965a, Figure 2-4), tend à montrer que seule la partie sommitale de cette série est présente dans le Jura (**Couches à Mélettes** et **Marnes à Cyrènes**). Les termes inférieurs ne seraient enregistrés qu'au nord de Brislach. Koch (1923) décrit néanmoins, au nord du bassin de Laufen, un lambeau de **Schistes à Poissons** de 1 mètre d'épaisseur surmontant des grès et conglomérats à faune marine, rattachés aux « **Meeressands** ».



Figure 2-4 : Stratigraphie des formations marines de l'oligocène Sup. à la bordure jurassienne et du sud du fossé rhénan d'après Fischer (1965), modifié.

Position stratigraphique

Dans le bassin, la **Série Grise** repose en concordance sur le toit de la **Série Salifère Supérieure** (**Marnes sans sel**), sur le sommet de la **Formation du Haustein** Supérieur (Horst de Mulhouse), ou surmontent les Couches **de Pechelbronn Supérieures** (Bassin de Pechelbronn et NURG).

Dans la zone Jurassienne : cette formation surmonte les **Meeressands** (Wolschwiller, bordure jurassienne, Sondage SUNDGAU 201), ou des conglomérats et gompholithes d'âges Rupélien inférieur. Dans de rares cas, la **Série Grise** repose directement sur le substratum Mésozoïque raviné et taraudé par des pholades (Bassin de Laufen).

Âge

D'après Fischer (1965a), Doebl (1970) et Doebl et al. (1976), ces dépôts seraient Eocène supérieur/Oligocène d'après les foraminifères. Dans le fossé rhénan, la base de la série (**Marnes à Foraminifères** et **Schistes à Poissons**) a été datée par des niveaux à nannoplancton NP23/24 (Huber, 1994). Plus récemment (Pirkenseer et al., 2005) la base de la série (les **Marnes à Foraminifères**) du sondage d'ALLSCHWIL, donne un âge d'après les foraminifères planctoniques à P19, soit la partie médiane du Rupélien (Oligocène inférieur). Le sommet de la série a été daté des niveaux à nannofossiles NP24/NP25 à Courgenay (Berger, 1992). Dans le synclinal de Delémont, ces dépôts ont été datés par Clément (1998) et Clément & Berger (1999) du début de l'Oligocène (intervalle mammalien MP23/Mp24, la zone à *Chara major et à Stephanochara ungeri* et l'intervalle nannofossile NP23/NP24

Picot (2002) rend compte par des analyses effectuées sur ces dépôts à Laufen (Carrière et forage), d'un age beaucoup plus vieux soit NP21/22 déduit des nannofossiles, ou NP 22 déduit de la palynologie. Cet âge est intéressant mais discutable, surtout compte tenu de la présence d'une quantité importante de faunes remaniées du Crétacé et surtout de l'Eo-Oligocène alpins.

Ainsi la formation dans son ensemble, semble se déposer durant l'intervalle allant de la zone NP 22 (sommet) à base de la zone NP25.



Figure 2-5 : Position stratigraphique (intervalle en grisé) de la Série Grise Marine (Marnes à Foraminifères (MF), Schistes à Poissons (SP), Couches à Mélettes (CM), et Marnes à Cyrènes (MCyr)). Tableau des corrélations bio- et chronostratigraphiques d'après Berger et al. (2005a).

Sub-divisions de la Série Grise

Dans cette étude deux sous-unités/membres seront distingués, de par les variations pétrographiques et faciologiques de la succession. Les formations à la base, à dominante argileuse et exsangues de matériaux détritiques se distinguent des formations contenant des matériaux détritiques à dominante marno-silteuse plus haut dans la série. Ce découpage comprend :

- le membre des **Marnes Argileuses**, qui se distingue de l'ensemble de la **Série Grise** par une absence de matériaux détritiques (sables) et une dominante argileuse dans la sédimentation. Il est constitué des formations des **Marnes à foraminifères (MF)** et des **Schistes à Poissons (SP)**.

- le membre des Marnes Sableuses, au dessus, constitué des formations des Couches à Mélettes (CM) et Marnes à Cyrènes (MCyr).

2.2.2.1 - Membre des Marnes Argileuses (Rupelclay)

Ce sous-ensemble est formé de deux termes distincts se superposant **MF** et **SP**, et qui présentent tous deux la particularité d'être relativement isopaques sur l'ensemble de la zone étudiée et d'arborer des faciès exceptionnellement constants

<u>A - Marnes à Foraminifères (Foraminifera Marls) MF</u> - Définition

Ce sont les premiers faciès à caractère réellement et franchement marins à apparaître dans le bassin rhénan depuis le Jurassique supérieur. Intensément étudiées, ces formations sont représentées sur l'ensemble du Fossé et de façon assez homogène, et sont très riches en microfaunes (Maikovsky, 1941; Doebl et al, 1976).

Il s'agit de marnes argileuses de couleur gris-bleu à gris-verdâtre, devenant jaunâtres à l'affleurement (Doebl et al., 1976), souvent massives, contenant comme leur nom l'indique de nombreux et d'assez grands foraminifères (jusqu'à quelques mm). Les marnes sont légèrement pyriteuses, avec de rares intercalations de calcaires et/ou de dolomie. Des niveaux silteux sont également présents. Il apparaît aussi de rares bivalves, ainsi que des écailles et des restes de poissons (Fischer, 1965).

Cette formation est aisément identifiable par ses caractéristiques pétrographiques et paléontologiques dans les sondages de l'ensemble du bassin. Sa base et son toit sont marqués par deux repères diagraphiques bien marqués (Blanc-Valleron, 1990), le toit est également un excellent marqueur sismique (Blanc-Valleron, 1990 ; Lutz & Cleinthuar, 1999).

Leur épaisseur maximale est de 50 mètres (au Nord, NURG) et atteint aisément les 15 mètres dans la partie sud (plus généralement entre 8 et 18m). Fischer (1965a et b) remarque que cette formation tend à diminuer d'épaisseur à l'approche du Jura, et n'apparaît plus au sud d'une ligne Bâle/Ferrette/Belfort.

Position stratigraphique

Cette formation surmonte en général la Formation des Marnes sans Sel (Zone Salifère Supérieure) de la Région sud du Fossé et/ou les Couches de Pechelbronn supérieures dans le nord du fossé. Dans de rares cas, elle surmonte directement la Formation des Conglomérats Côtiers (Région de Froidefontaine et région de Guebwiller). Le gisement de Froidefontaine dans le Territoire de Belfort, a été également bien étudié (Meyer, 1928 ; Pharisat, 1991). Là, les marnes grises des MF surmontent la Formation des Conglomérats Côtiers. La surface de contact est irrégulière matérialisant des phénomènes érosifs antérieurs au dépôts des MF (Sittler, 1965 ; Blanc-Valleron, 1990).

Conditions d'affleurement

Dans le sud du fossé rhénan cette série marneuse n'affleure que très rarement à la surface. Il n'existe plus aujourd'hui aucun affleurement pérenne de cette formation. Les rares signalés sont des découvertes temporaires. D'une puissance d'environ 10m cette formation a été signalée lors de la création d'un chemin au NNE de Metzerlen (Bitterli-Brunner, 1988).

Environnement de dépôt

Les **Marnes à Foraminifères** s'accumulent dans un environnement distinctement marin et ouvert comme l'atteste la présence de nannoplancton marin, de foraminifères planctoniques et benthiques. Le milieu de sédimentation attribuable aux MF est franchement marin, dans un contexte globalement transgressif, avec une bathymétrie maximale estimée à 100/150 mètres déduite de l'étude des foraminifères benthiques (Pirkenseer et al., 2005). Le bassin rhénan communique à cette époque avec la mer ouverte, très certainement par le Nord du fossé. Les données relatives aux foraminifères montrent le passage progressif vertical, d'une sédimentation en zone littorale (peu profonde) à une zone de plate-forme continentale néritique, la transgression de la mer rupélienne progressant sur les zones de bordures (Sittler & Olivier-Pierre, 1994).

Dans la carrière de Bremmelbach (10 Km au NNE de Pechelbronn), l'étude du contenu micropaléontologique (foraminifères, nannoplancton calcaire, phytoplancton, spores et pollen) des **MF**, a conduit Doebl et al (1976) a leur attribuer un age NP 23/P20.

Ces dépôts ont pour équivalent latéral des « **Meeressand** ». La cartographie de la région de Ferrette montre un passage latéral des **Meeressand** (Formations côtières) aux **MF/SP** (Formations du large) (Fisher, 1965). Dans le Champ de Fracture de Colmar, dans le voisinage d'Herrlisheim/Eguisheim, Théoblad (1953) décrit le passage progressif des marnes gréseuses intercalées dans les **Grès d'Eguisheim** aux **MF**, en passant des collines viticoles à la plaine. Dans la sondage Allschwil, les **Marnes à Foraminifères** donnent un age Oligocène inférieur (soit NP22/23 et P19 ; Pirkenseer et al, 2005 ; Pirkenseer & Berger, 2006)

B - Schistes à poissons (Fish Shales) SP

Définition

Cette formation connaît une importante synonymie, qui ne reflète que les traductions linguistiques et les appellations locales. Pourtant, les couches ainsi dénommées représentent un ensemble cohérent aux caractéristiques lithologiques et faunistiques similaires. Les principaux termes rencontrés sont : Schistes à Amphisiles, Marnes à Poissons, Fishshiefer, Amphisyle-Schiefer, Fish Shales.

Cette formation d'une puissance quasi-constante dans le Fossé Rhénan Sud d'environ 10m (plus rarement 15 à 20 mètres), peut atteindre les 50 mètres dans l'extrémité nord du bassin (Doebl, 1967 ; Sittler, 1965 ; Derer, 2003) et dans le Bassin de Mayence (Grimm, 1991).

Elle se présente sous la forme d'argiles marneuses finement litées au débit fissile, de couleur brun-gris à gris foncé. Elles montrent de fines intercalations/laminations blanches crayeuses qui pourraient correspondre à des « bloom » nannoplanctoniques. Des niveaux de calcaires marneux, plus ou moins dolomitiques sont très rarement intercalés.

Ces marnes peuvent être bitumineuses, et sont généralement caractérisées par une forte concentration en pyrite. Elles contiennent des foraminifères (rotalidés, bolivines et nonionidés) bien moins nombreux et diversifiés que dans les **MF**. De façon systématique, les dépôts renferment de nombreux restes de poissons (squelettes entiers et fragments) dont l'éponyme *Aeoliscus « Amphisyle » heinreichi*. Récemment, des restes d'oiseaux ont été découverts à Rheinweiler (Hinsken, communication personnelle), ainsi qu'à Frauenweiler (Allemagne), plus au N (Mayr, 2000 et 2004).

De part leur teneur élevé en MO (jusqu'à 10 %) les **Schistes à Poissons** constituent un excellent marqueur diagraphique corrélable sur l'ensemble du bassin sud, de Colmar à Bâle (cf. Chapitre 6).

Position stratigraphique

Les **SP** surmontent dans la plupart des cas (forages profonds et affleurements, Bremmelbach, Doebl et al.(1976); Allschwil, (Fischer, 1965a; Sittler, 1965)) les **Marnes à Foraminifères**. Koch (1923) décrit les **SP** surmontant les « **Meeressands** » dans le Nord du bassin de Laufen. Bitterli-Brunner (1988) (Sondage WITTERSWIL) décrit la même superposition dans les environs de Wolschwiller. Les **SP** sont par contre toujours surmontés par les **Couches à Mélettes**.

Conditions d'affleurement

Sur l'ensemble de la zone étudiée, cette formation n'affleure plus aujourd'hui de façon pérenne qu'en un seul point : Rheinweiler sur la rive allemande du Fossé. Quelques affleurements temporaires dans des fosses de construction sont ça et là signalés : Witterswil, Hofstetten, Ettingen et Pfeffingen (Vonderschmidt, 1942).

Les **Schistes à Poissons** ont par contre été rencontrés dans tous les forages profonds exécutés dans le sud du fossé. Ils ne font défaut que dans les parties très proches du Jura (Sondage SUNDGAU 201, Théobald, 1967) et dans les sondages des Bassins de Laufen et de Delémont (Koch, 1923).

Environnement de dépôt

D'après bon nombre d'auteurs, les schistes noirs, bitumineux et très pyriteux sont des dépôts marins relativement profonds mais restreints (Sittler, 1965). Les faciès euxiniques, où l'oxygène fait défaut près du fond, sont soulignés par l'abondance de pyrite issue de milieux fortement réducteurs, qui vont par ailleurs faciliter la fossilisation des squelettes de vertébrés (poissons et oiseaux). Le caractère moins profond du dépôt des **SP** par rapport à celui des **MF** est également démontré par les

données du nannoplancton (Doebl et al, 1976; Sittler & Ollivier-Pierre, 1994), et par la présence de *Aeoliscus (Amphisile) heinreichi*, poisson vivant dans des eaux peu profondes et proches de côtes (Weiler, 1952 et 1963; Doebl et al, 1976; Pharisat, 1991). La présence du poisson *Aeoliscus (Amphisile) heinreichi* indique des communication avec la Paratéthys alpine (Pharisat, 1991).

Âge

Comme les **Marnes à Foraminifères** les **SP** ont été datés à Bremmelbach par Doebl et al (1976), sur la base des nannofossiles et des foraminifères planctoniques, des Zones NP 23 et P20. Grimm dans le fossé rhénan nord datent ces formations de l'intervalle NP 23 à base NP24. Koch (1923), Doebl et al. (1976), Bitterli-Brunner (1988), et Pharisat, (1991) sont d'avis, d'après leurs résultats de recherche dans le bassin tertiaire de Laufen que les **SP** doivent être examinées comme l'équivalent synchrone de la partie supérieure des Meeressand.

20 —	MIOCENE	Burdigalien Aquitanien	Foram. Plancton. N4	Nannoplancton NN2 NN1	Man MN 2a La Data La Begié MN 1 Forat Bouty	nmifères	Charophytes Stephanochara berdotensis Rantzieniella nitida	Otolithes OT-M2 OT-M1	Seq. Strati.	Magnetostrati.		20
25 — 	ENE	Chattien	P22	NP 25	MP 30 Bootwar (J.A. 19) MP 29 Bootwar (J.A. 19) MP 28 Format (MP 27 Bootwar MP 26 Munits MP 26 Designer	MP 29 MP 29 MP 28 MP 28 MP 27 MP 27	Chara notata Stephanochara ungeri	OT-05	— Aq 1— — Ch 3— — Ch 2—	0000 CCn 6C 0000 6C 6C 1742 7n 7 0000 6C 6C 0000 77 7 0000 8n 8 9n 9 9		25
30 — 		Rupélien	P21a P20 P19	NP 24	MP 25 Taken MP 24 Gender MP 23 Longy MP 22 Ba	MP 25 7 MP 25 7 MP 25 7 MP 24 7 MP 24 7 MP 23 MP 23 MP 22 MP 22 7	Chara microcera Rhabdochara major	OT-02 OT-01	— Ch 1— — Ru3— — Ru 2—	97 322 100 10 1102 1102 1102 110 120 12		30
	EOC. C	Priabonien	P18 P17 P16 P15	NP 22 NP 21 NP 19-20 NP 18	MP 21 MP 20 Enterent MP 18 Googen Kar MP 17b	MP 21 MP 21 MP 20 age numérique des MP zones Extension possible des zones d'après divers auteurs	Harrisichara tuberculata Harrisichara vasiformtubercul. Gyrogona tuberosa Palochara repanda		Ru 1 Pr 3 Pr 2 Pr 1	13 m 13 13 r 15 15 m 15 15 m 2 15 15 m 2 16 15 m 2 16 15 m 2 16 16 m 2 16 17 m 1 17 m 1	- - - - м	35 Ia

Figure 2-6 : Position stratigraphique (intervalle en grisé) de la Formation des Marnes Grises inférieures (Marnes à Foraminifères (MF) et Schistes à Poissons (SP)). Tableau des corrélations bio- et chronostratigraphiques d'après Berger et al. (2005a).

<u>C - Formations rattachées au membre des Marnes Argileuses</u> - Rupelclay

Cette formation présente au nord du fossé (Derer et al, 2003), constitue le premier terme marin dans cette région. Il s'agit là d'une succession atteignant entre 50 et 100 mères d'épaisseur et comprenant l'amalgame **MF** et **SP**.

Formation de Bodenheim inférieure

Cette formation représente l'assemblage des **MF** et **SP** pour le bassin de Mayence et le NURG. Cette formation est datée NP23 (Grimm et al, 1998).

2.2.2.2 - Membre des Marnes Sableuses (Sandy-marls)

A - Couches à Melettes

Ce sous-groupe est constitué de la superposition des **Couches à Mélettes** et des **Marnes à Cyrènes**. Ce sous-ensemble se distingue lithologiquement du précédent par la présence de niveaux détritiques (sables et silts) en plus ou moins grande abondance.

Définition

Les formations qui surmontent les **MF** et les **SP** marquent un changement net dans la sédimentation, toujours à dominante marneuse. En effet les épaisses séries marneuses qui font suite au **SP et MF**, plus argileux, se chargent en sables et en silts jusqu'alors quasiment absent des formations.

Il s'agit d'une épaisse succession marneuse qui peut atteindre plusieurs centaines de mètres d'épaisseur (300/350 mètres dans le Bassin Potassique). Les **Couches à Mélettes** ou **Meletta Schichten** sont l'équivalent des **Septarienton** et des **Blauer Letten** de l'extrémité méridional du fossé, simple synonymie (Greppin, 1867; Gutzwiller, 1890; Fischer, 1965).

Cette formation apparaît dans le domaine du fossé rhénan, soit en surface (Birsigtal, Leymen, Bassin de Dannemarie, Bassin de Laufen, alentours de Sierentz...), soit en forage (la plupart des sondages profonds, excepté les zones de diapirs du bassin potassique et les zones de bordure, et la partie NW du Horst de Mulhouse, où elle est décapée).

Certains affleurements des **Couches à Mélettes** sont riches en fossiles : les écailles de poissons (Clupéidés dont l'éponyme *Clupea (Meletta) longimama)*, sont omniprésentes. On trouve beaucoup plus rarement des squelettes entiers de poissons et d'insectes (Hess & Weiler, 1955), des gastéropodes de petite taille, des bivalves (cyrènes juvéniles) ainsi que des oursins (Laufen, Retzwiller). La microfaune est représentée par des foraminifères et des ostracodes. Les nannofossiles sont également bien représentés. Cette microfaune est accompagnée d'une assez forte proportion de faunes remaniées du Crétacé et de l'Eocène. Dans le bassin de Pechelbronn, cette formation qui contient des bancs sableux, a été exploitée pour les hydrocarbures contenus dans les réservoirs gréseux.

Position stratigraphique

Cette formation repose en général sur les **SP**, sur les terrains de L'Oligocène Inférieur dans le bassin de Delémont, ou plus rarement sur le substratum jurassique (Partie sud du Bassin de Laufen).

Conditions d'affleurement

Elle se rencontre essentiellement dans des affleurements artificiels (Carrières le plus souvent, et affleurements temporaires de fosses de construction (région du Sundgau, Pays de Bade), et de bordure de route (Bassin de Mayence, Région de Haguenau), les affleurements naturels sont rares et sont le plus souvent localisés dans le lit de rivières (Birse, Doller, Isselbaechel (région de Haguenau...)).

Environnement de dépôt

A l'exception du sommet de la formation qui montre des influences plus saumâtres (Sittler, 1965), les **Couches à Mélettes**, se ont déposées dans des conditions marines de salinité normale (Le Metayer, 2003). Ces couches sont caractérisées par une nette augmentation des apports silto-sableux par rapport aux séries inférieures (**MF** et **SP**) qui montrent un déficit flagrant d'apports détritiques grossiers (sable). L'ensemble des études antérieures suggère un environnement d'offshore calme et relativement profond, épisodiquement interrompus des épandages détritiques (Sittler, 1965, Kuhlemman et al, 1999).

La présence de cette formation bien au-delà des limites de l'actuel fossé rhénan (Suisse, bassin jurassiens) a amené certains auteurs à envisager, pendant cette période, une communication avec la mer subalpine via la fameuse « dépression rauraque » des environs de Bâle (Buxdorf & Fröhlicher, 1934). Pour argumenter cette jonction, les auteurs invoquent en général les similitudes des faunes de poissons, i.e. *Aeoliscus heinreichi* et *Clupea (Meletta) longimama* (Buxdorf & Fröhlicher, 1934, Pharisat, 1991).

L'analyse de la nature des matériaux transportés et déposés dans cette formation, indique l'arrivée de matériaux provenant directement de la région alpine (Brianza et al., 1983 ; Kuhlemann et al., 1999 ; Kuhlemann et Kempf, 2002). Kuhlemann et al. (1999) ont échantillonné les dépôts de Burnhaupt-le-Haut, et proposent ainsi pour le Rupélien supérieur, un transport de matériaux clastiques depuis le Bassin Molassique Suisse vers l'URG sud, en se basant sur l'analyse des spectres des âges de traces de fissions des apatites et des zircons détritiques. L'intégralité des matériaux détritiques compris dans la Formation est d'origine peri-alpine, impliquant bien une communication avec la mer alpine à cette période. Malheureusement, la position stratigraphique précise de ce transport est insuffisamment contrainte.

L'ensemble de ces études ne note aucune contribution des épaules du rift dans ces sédiments (Kuhlemann et al., 1999).

Âge

La formation est classiquement rattachée à la zone à nannoplancton NP23 (Berger et al., 2005a) et possiblement et selon les auteurs au sommet de NP22 (Picot, 2002).

Le sommet des **Couches à Mélettes** a été daté récemment dans le sondage d'Allschwil, par Pirkenseer et al. (2005) et Pirkenseer & Berger (2006), de la zone à foraminifères planctoniques P20.



Figure 2-7 : Position stratigraphique (intervalle en grisé) de la Formation des Couches à Mélettes (CM). Tableau des corrélations bio- et chronostratigraphiques d'après Berger et al. (2005a).

Formations rattachées aux Couches à Mélettes o Blauer Letten

Gutzwiller (1890) décrit une formation assez épaisse constituée d'argiles bleues à grises, contenant des passées de grès gris. La position stratigraphique des **Blauer Letten**, demeure incertaine. Greppin (1867) les considère comme un faciès des **Meeressands** (Rupélien ou Stampien) surmontées par les **Cyrenen Mergels**. L'épaisseur de cette formation atteint dans les environs de Bâle 157 m dans le forage ALLSCHWIL (Schmidt et al, 1924) tandis que plus au Nord elle atteint plus de 200 m (Gutzwiller, 1890; Greppin, 1867; Schmidt et al, 1924; Baumberger, 1928; Koch, 1923; Liniger, 1925; Sittler, 1965).

o **Rupelton**

Ce terme désigne les couches à dominante marneuse du bassin de Mayence et du NURG à distinguer, et déposées au dessus des SP et MF (Rupelclay), contenant de fines intercalations sableuses.

B - Les Marnes à Cyrènes (Cyrena Marls) Mcyr

Définition

La Formation des **Marnes à Cyrènes** est bien connue dans le fossé septentrional, ou elle est représentée par des dépôts argileux et finement sableux contenant des restes du bivalve éponyme *Polymesoda (Cyrena) convexa.* La puissance des **Marnes à Cyrènes** atteint 110m en moyenne dans le bassin de Dannemarie et le bassin potassique, et montre une relative constance d'épaisseur à plus ou moins 20 mètres près. Il s'agit d'une alternance de marnes finement sableuses grises à gris clair et de couches ou passées de grès jaunes à beiges, généralement tendres et peu consolidés, plus fins et micacés que ceux des **Couches à Mélettes**.

Position stratigraphique

Cette formation repose en général sur les **Couches à Mélettes**. Les limites entre les deux formations sont relativement floues en raison de la relative homogénéité de faciès. La limite inférieure montre un passage transitionnel de l'une à l'autre des formations. Néanmoins la distinction se fait en regard du contenu fossilifère (Gillet, 1951) et de l'apparition de niveaux montrant l'influence des vagues et des tempêtes (cf. Chapitre 4.4.2) au sein des **Marnes à Cyrènes**, jusqu'alors peu ou pas représentée dans les **CM**. De plus, la base des **Marnes à Cyrènes** peut être caractérisée par un changement de faciès lithologique des marnes ; aux marnes gris-bleu « savonneuses » des **Couches à Mélettes** succèdent des marnes grises à légèrement brunes plus sableuses. Le toit de la formation est

aisément reconnaissable, par un changement de couleur des marnes du gris (MC) aux marnes bariolées verdâtres des Couches d'Eau Douce sus-jacentes.

Conditions d'affleurement

Les **Marnes à Cyrènes** affleurent relativement bien sur l'ensemble de la zone sud. Néanmoins les affleurements sont de type timbres postes (rarement plus de 3 mètres, 1 mètre en moyenne), et le plus souvent localisés dans d'anciennes petites carrières (Hagenbach, ou dégagés par des aménagement routiers (Leymen). Cette formation affleure également de façon naturelle dans les lits de petits ruisseaux et sur les collines de la région de Leymen et d'Hagenthal. La plupart des observations relatives à cette formation ont été effectuées dans les carrières de Laufen, de Retzwiller et à l'appui des carottes du sondage DP 202.

Environnement de dépôt

Selon la plupart des auteurs, les **Marnes à Cyrènes** se déposent dans un environnement marin à saumâtre comme en témoignent les bivalves du genre *Cyrena* accompagnés d'autres spécimens à affinité saumâtre (*Cyrena, Potamides, Ostrea*) (Gillet et Théoblad, 1936 ; Gillet, 1951).

Les dépôts sont saumâtres à marins montrant une sédimentation soumise à l'influence des vagues et des courants marins, ainsi qu'une faune plus ou moins riche à affinité marine à saumâtre. Néanmoins, Cette formation bien que très connue de part sa large répartition géographique n'en est pas moins peu connue quant à son mode de sédimentation dans la partie au sud de Strasbourg, si ce n'est les études paléontologiques des forages de la région qui permirent de distinguer les bio-faciès, saumâtres des **Marnes à Cyrènes** (Gillet, 1951) des bio-faciès continentaux sus-jacents.

Ces couches représentent une période de transition entre le faciès typiquement marin des **Couches à Mélettes** et les faciès d'eau douce du Chattien sus-jacents.

- Âge

Au nord du fossé, les **Marnes à Cyrènes** sont datées à l'aide des mammifères, des charophytes, des foraminifères et du nannoplancton. Les résultats montrent une relative disparité conduisant les auteurs à les placer tantôt au sommet du Rupélien, tantôt à la Base du Chattien. Néanmoins au fil des dernières décennies, les **Marnes à Cyrènes** sont passées du Chattien basal (Doebl & Malz, 1962; Rothausen & Sonne, 1984) au Rupélien Supérieur (Reichenbacher, 2000) au gré de l'affinement des résultats biostratigraphiques.

Doebl & Malz (1962), les placent dans le Chattien basal. Très récemment Gebhardt (2003), suivant les travaux de la Commission Stratigraphique Allemande (2002), synthétisant les résultats du Fossé Rhénan Nord (partie germanique du bassin et bassin de Mayence) attribue un âge Rupélien supérieur aux **Marnes à Cyrènes**, sur la base de l'étude des foraminifères.

											_		
20 —	NE	Burdigalien	Foram. Plancton.	Nannoplancton	Mam	mifères	Charophytes	Otolithes	Seq. Strati.	Magnetostra	ıti.	_	20
	MIOCE	Aquitanien	N4	NN2	MN 2a La Data Las Bergies MN 1 Fornant Boudy	7 8 1 1 2 2	Stephanochara berdotensis Rantzieniella nitida	OT-M2 OT-M1	.—Aq 2.—	64 n 66 n	6 6A 6A 68	_	
25 —	ENE	Chattien	P22	 NP 25	MP 29 Bothew Elle 10 MP 29 Bothew Elle 10 MP 28 Foreat 6 MP 27 Bothew MP 26 Munite	MP 29 MP 29 MP 28 MP 27	Chara notata Stephanochara ungeri	OT-05 OT-04	— A4 1— — Ch 3—	000 000r 000 000 000 000 00000 0000 000 000 000 000	6C 7 7A 8	_	25
-	C		P21b	NP 24	MP 25	MP 28 MP 25 7 MP 25	Chara microcera	OT-03	—Ch 2— —Ch 1—	9 n 9 r 	9	-	
30 —	O		P21a P20		MP 24 Grandham	MP 25 7 MP 24 7 MP 24 7		OT-02	— Ru3 —	10 r 11 n1 11 n2 11 n	11		30
-	LIC	Rupélien	P19	NP 23	MP 23 Longry 1	MP 23 7 MP 22 7 MP 22 7	Rhabdochara major	OT-01	—Ru 2—	12 n 12 r	12		
-	0		P18	NP 22 NP 21	MP 21 MP 20	MP 21 MP 21 7 MP 20	Harrisichara		Ru 1	13 n	13	_	
35 —	Ö	Prinhapion	P16	NP 19-20	Entrersche Eclepens C	age numérique des MP zones	Harrisichara		— Pr 3 —	15 n 15 n 15 r 16 n 1	15		35
— Ма —	ЮШ	Fiabonien	P15	NP 18	MP 18 Gogen Kan MP 17b	Extension possible des zones d'après divers auteurs	Gyrogona tuberosa Psilochara repanda		— Pr 2 — — Pr 1 —	16 n 2 16 n 15 n 2 15 r 17 n 1 17 n	16	- N	Иa

Figure 2-8 : Position stratigraphique (intervalle en grisé) de la Formation des Marnes à Cyrènes (MCyr). Tableau des corrélations bio- et chronostratigraphiques d'après Berger et al. (2005a).

Dans le sondage d'ALLSCHWIL, les **Marnes à Cyrènes** sont datées comme antérieures (et pas plus jeunes) à la zone à foraminifères planctoniques P21a, soit un âge Rupélien Supérieur (Pirkenseer etal., 2005). L'âge imprécis témoigne de l'importance du remaniement des faunes et de la difficulté d'établir une biostratigraphie précise de ces différentes formations.

Plus au Sud, les **Marnes à Cyrènes** comme les **Couches à Mélettes** du Bassin de Mulhouse, appartiennent à la zone à Charophytes *Chara microcera* qui caractérise le Rupélien Supérieur (Riveline, 1984).

- Le problème des Marnes à Cyrènes et de la Molasse Alsacienne

Si les **Marnes à Cyrènes** de la partie centrale (Bassin de Mulhouse, Bassin de Strasbourg) et septentrionale (NURG) du bassin sont bien connues, bien que peu étudiées (Gillet & Théobald, 1936 ; Maïkovsky, 1947 ; Gillet, 1951 et 1953), dans l'extrémité sud du bassin (à partir du sud de Mulhouse) et surtout à l'approche du Jura, une certaine confusion règne tant sur la description de ces deux formations que sur leur position stratigraphique relative. En effet, plus au sud les **Marnes à Cyrènes** apparaissent sous des faciès légèrement différents et plus variables. Elles sont dénommées par les auteurs suisses sous différents termes (Liniger, 1925). Elles sont appelées et découpées comme suit, avec de la base au sommet :

- Marnes à Cyrènes inférieures ~ Molasse alsacienne inférieure (~30 m)
- Banc ou Marnes à *Ostrea cyathula* (3 à 5 m)
- Marnes à Cyrènes supérieures ~ Molasse alsacienne supérieure (~60 m)

On retrouve cependant, dans la partie méridionale du bassin, sous ces deux termes toutes les formations contenant des grès jaunes à gris et micacés et contenant des feuilles, plus ou moins intercalés avec des marnes. Néanmoins, la distinction entre les deux termes est basée sur l'abondance de sables, et sur le caractère saumâtre (Marnes à Cyrènes) ou continental (Molasse Alsacienne) des faunes. De récentes études ont montré que bon nombre d'affleurements cartographiés comme Molasse alsacienne et donc d'origine continentale avaient en fait une origine saumâtre et appartiendrait en fait aux Marnes à Cyrènes mais sous des lithofaciès à facture plus continentale, ce qui a grandement induit les confusions.

La succession décrite plus haut (Liniger, 1925), apparaît toute proportion gardée, dans la grande carrière de Retzwiller/Wolfersdorf à quelques variantes près. Gillet & Théobald (1936) et plus tard Sittler (1965), ont successivement étudié à différentes périodes cette localité. De par les équivalence de faunes, et le caractère des associations de faunes, ils l'ont attribuée à un équivalent du « Schleissands » des auteurs allemands, et dénommée sous le terme de « Sables Marins de Wolfersdorf ».

La succession étudiée dans ce travail dans l'actuelle carrière de Retzwiller est semblable à la succession donnée par Liniger. Les fameux « **Sables Marins** », ne forment qu'une ou deux petites passées sableuses riches en coquilles et dents de poissons, au sein d'une série de 30 mètres de marnes silteuses. Ils correspondent aux **Marnes à Cyrènes inférieures** de Liniger (1925) dans une position certainement plus distale. La succession actuelle apparaît comme suit :

- le sommet des Couches à Mélettes (20 mètres) et/ou les Marnes à Cyrènes
- les « Sables Marins de Wolfersdorf » (20 mètres) fossilifères
- Marnes et banc discontinu à récif d'Huîtres (Ostrea callifera et cyathula) (5mètres)
- Marnes à Cyrènes sup. (Molasse Alsacienne s.l., seulement 2 m visibles) correspondant à des sables jaunes chenalisés à faunes saumâtres (*Cyrena sp.*)

Néanmoins, par comparaison avec les données des sondages profonds du bassin potassique, il est impossible d'établir une corrélation entre cette dernière succession et celle décrite dans les sondages. Ainsi, à partir du Sundgau (et plus au Sud), le terme **Marnes à Cyrènes** devient impossible à utiliser, tant les faciès sont différents de ceux décrits plus au nord. Nous parlerons ainsi non plus de **Marnes à Cyrènes**, mais de **Molasse Alsacienne Marine** pour l'ensemble des couches marno-sableuses à faunes marines et/ou plus ou moins saumâtres. Ceci est déjà suggérer par Picot (2002) qui emploie le terme de **Molasse Alsacienne s.l.** (pour ces formations saumâtres à continentales, ou dès

lors qu'un doute s'immisce) et réserve le terme **Molasse Alsacienne s.s.** pour les dépôts fluviatiles stricts (décrits ici sous l'appellation **MAC**, **Molasse Alsacienne Continentale**, cf. ci-après). Le terme **MAM** correspond alors à une formation individualisable sur une base faciologique et représentant les faciès proximaux très certainement contemporains des **Marnes à Cyrènes** et des **Couches à Mélettes** (déposées plus au N).

2.2.3 - Unité/Groupe lithostratigraphique de la Molasse Alsacienne (MA) 2.2.3.1 - Définition

Sous la dénomination **Molasse Alsacienne** (**MA**) sont rassemblés de façon traditionnelle l'ensemble des dépôts sableux micacés avec intercalations de marnes et plus rarement de calcaires qui jalonnent la région du pourtour rhénan depuis le Sundgau au Nord et jusqu'aux confins du Jura plus au Sud. Le terme **MA** a été utilisé abusivement désignant des dépôts sableux micacés continentaux contenant des feuilles. Or des dépôts de même nature pétrographique mais d'origine saumâtre ont été rangés sous cette dénomination.

Afin d'éviter les confusions la MA peut être subdivisée sur une base faciologique en deux grands ensembles :

- La MA Marine (s.l. sensu Picot, 2002): marnes grises et sables/grès jaunes à gris, associées à des faunes saumâtres (bivalves et gastéropodes).
- La MA Continentale (s.s. sensu Picot, 2002) : marnes bariolées et sables/grès gris à jaune, avec rares intercalations calcaires, associées à des faunes continentales (gastéropodes (*Helix*), charophytes, ostracodes).

La MA Marine (ou s.l.), qui se rencontre dans et au nord du synclinal de Delémont, est constituée de différents sous-ensembles : à la base la MA inférieure (ou Marnes à Cyrènes inférieures sensu Liniger, 1925) ainsi que les Cyathula Mergels et plus haut, la MA supérieure (Marnes à Cyrènes supérieures sensu Liniger, 1925). Ces dépôts montrant à la base des alternances sablo-marneuses d'origine marine passant progressivement à des dépôts à facture plus continentale.

Dans le synclinal de Delémont la succession, bien que proche de la précédente diffère quelque peu. La série commence avec à la base des marnes à *Cyathula*, (équivalent aux **Marnes à Cyrènes** plus au nord) puis passe aux Marnes Noires de la Birse (Bunte Mergel de Liniger, 1925) et se poursuit par la **MA supérieure**. Clément & Berger (1999) ont montré que les dépôts de facture continentale sont en interdigitation avec des dépôts marins dans le sud du synclinal de Delémont rendant complexe la compréhension des unités lithostratigraphiques. Ces dépôts délimitent une ligne de côte fluctuante.

La **MA Continentale** (ou s.s.) se situe de façon traditionnelle dans les synclinaux jurassiens au sud du synclinal de Delémont, et se voit caractérisée par des dépôts fluviatiles sableux et micacés avec des intercalations de marnes bariolées et plus rarement de calcaires lacustres.

En conséquence le groupe de la **Molasse Alsacienne** dans son ensemble représente un dépôt continental à marin côtier, à considérer comme les équivalents latéraux contemporains des formations du bassin plus au nord (**Marnes à Cyrènes** et **Couches à Mélettes**)

2.2.3.2 - Sub-divisions de la Molasse Alsacienne

A - Sous-groupe de la Molasse Alsacienne Marine (MAM) • Définition

Sont rassemblés sous cette dénomination tous les dépôts sableux et marneux, micacés et contenant des indices de dépôts en domaine marin (faunes marines à saumâtres (*Ostrea, Cyrena, Potamides....*), indices d'action des vagues), et/ou côtier (chenaux de marée, tidalites...). Les marnes sont habituellement grises à beiges et diminuent en proportion vers le haut de la série. Les sables sont parfois argileux, mais en général de teinte grise à jaune. Cette formation est à considérer comme un équivalent latéral, contemporain de la **Série Grise** (au moins de la partie supérieure), et représente des faciès proximaux (plaine côtière et littoral proximal).

Certains affleurements de la MAM sont riches en fossiles, essentiellement de nombreux débris et coquilles de bivalves (*Ostrea, Cyrènes, Arca, Glycimeris*), des gastéropodes de petite taille, des oursins (Laufen, Retzwiller). La microfaune est représentée par de rares foraminifères et des ostracodes à affinité saumâtre à marine. Mais une des caractéristiques de la **MAM** est de contenir de nombreux fragments de végétaux en tout genre (feuilles le plus souvent ; débris de branches et de troncs).

• Position stratigraphique

Ces dépôts surmontent les **Couches à Mélettes** et les **Marnes à Cyrènes** dans l'ensemble de la partie sud du bassin de même que dans les synclinaux jurassiens. Il peut arriver que cette formation se retrouve au contact du Mésozoïque (synclinal de Moutier). Ces dépôts sont surmontés par les dépôts continentaux des **Couches d'Eau Douce (Molasse Alsacienne Continentale ou Freshwater Beds)** qui appartiennent au Rupélien terminal et au Chattien basal (MP24 et au dessus (Bahlo & Tobien, 1982 ; Gad et al, 1990)).

Conditions d'affleurement

Paradoxalement, même si les affleurements sont en général de petite taille cette formation affleure relativement bien, permettant ainsi de bonnes observations quant à l'étude sédimentologique.

• Environnement de dépôt

L'environnement de dépôt rattaché à cette formation sera explicité en détail dans le Chapitre 4, et correspond à un environnement marin à saumâtre de plaine côtière influencée par les courants fluviatiles et de marées.

• Âge de la Molasse Alsacienne Marine

Dans le synclinal de Laufen, Picot (2002) date au moyen de l'analyse couplée nannofossiles/palynologie la **MAM**, qui surmonte les **Couches à Mélettes** à NP22.

Des dents de micromammifères récoltées à Dornachbrugg dans la **MAM** du sud du fossé rhénan (Engesser & Mayo, 1987) donnent un age MP22. Plus récemment Picot (2002), suite à la récolte de nannofossiles, déduit, pour les sédiments de Dornachbrugg, un âge NP22 en association à l'analyse palynologique.

Clément (1998) et Clément & Berger (1999) datent la **Molasse Alsacienne** du bassin de Delémont et proposent un intervalle MP23/MP26. Dans la partie ouest du Bassin de Delémont des dents de mammifères indiqueraient un age MP23-24 Picot (2002).

Enfin, le synclinal de Courgenay, forage POT63 montre la **Molasse Alsacienne** surmontant les **Couches à Mélettes**, elles même datées au sommet de NP24. La Molasse Alsacienne est donc là post NP24 (Berger, 1992).

Ainsi dans son ensemble la **Molasse Alsacienne Marine** se dépose dans l'intervalle un peu large de MP22 à MP26.

• Formations rattachées

- Molasse Alsacienne s.l. (sensu Picot, 2002)

Rollier (1893) : « la **Molasse Alsacienne** est bien caractérisée minéralogiquement par des paillettes de muscovite très nombreuses et souvent très grandes (1 à 2mm²). On n'y trouve en fait que des empreintes de plantes (*Cinnamomum*) ». Il propose de nommer la Molasse à feuilles qui se trouve sous les dépôts delémontiens, **Molasse Alsacienne** (« **Elsässer Molasse** »), que l'on rencontre partout sur le pourtour du bassin alsacien, lui donnant un age Aquitanien puis Stampien. Il réserve dès lors le terme **Molasse Alsacienne** pour le complexe situé sous les **Marnes Noires** de la Birse, alors que la molasse au dessus de ces **Marnes Noires** devient la « molasse delémontienne » ou « aquitanienne » qui atteint l'Aquitanien. Liniger (1925) reprend le même découpage basé sur la présence et la position des **Marnes Noires** de la Birse, et propose les termes **Molasse Alsacienne Supérieure** et **Molasse Alsacienne Inférieure.** L'épaisseur totale varie dans le bassin de Delémont entre 100 et 180 mètres. Liniger (1969) place sa **Molasse Alsacienne** dans le début du Chattien.

Par son travail sur les formations stampiennes, Baumberger (1927) a amplement étudié la **Molasse Alsacienne**, qu'il dénomme « **Glimmermolasse** ». Il décrit un complexe épais de sables micacés à feuilles avec intercalations marneuses. Baumberger (1927) cite entre Bâle et Laufen, la présence au sein du complexe d'un horizon à *Ostrea cyathula*. Puis au dessus de cet horizon une épaisse série de **Molasse Alsacienne** qui est recouverte par les marnes et calcaires des **Calcaires delémontiens**. Tous ces dépôts ont été mis par Baumberger (1927) dans le Chattien.

Dans les environs de Bâle, Gutzwiller (1915) découvre que les **Cyrenmergel** sont dans le niveau de la **Molasse Alsacienne**.

La région de répartition s'étend du Nord de Bâle aux bassins de Laufen et de Delémont, comme dans la vallée de Moutier.

Il est important de noter ici que bien que parallélisée avec les **Cyrenmergel** de Laufen et du Fossé rhénan (dès Liniger, 1925), la dénomination « **Molasse Alsacienne** » a été abusivement utilisée pour toutes les formations sableuses et micacées du Jura. Pourtant il apparaît clairement que sous des lithologies à priori semblables se retrouvent des dépôts générés dans divers environnements loin d'être toujours compatibles. Les découpages stratigraphiques sont incertains. Néanmoins la reconnaissance de faciès sédimentaires exclusivement continentaux (sables/grès et marnes bariolées) dans le complexe supérieur au dessus des **Marnes Noires** de la Birse permet de rattacher la partie sous-jacente aux **Marnes Noires** à la **Molasse Alsacienne Marine**, et la partie au dessus à la **Molasse Alsacienne Continentale**. Ainsi pour le bassin de Delémont, la **MAM** serait MP23 ou antérieure et la **MAC** post-MP23 (Clément & Berger, 1999), dans l'état actuel des connaissances.

Marnes Noires de la Birse

Greppin (1870) et Liniger (1925) décrivent des marnes noires retrouvées le long de la Birse entre Courroux et Courrendlin (S de Delémont) au sein des dépôts de la **Molasse Alsacienne**. Ils ont pu montrer que ces mêmes marnes se répètent plus au sud au sein des marnes bigarrées et des sables de la **MA**. Cet horizon possède donc pour les auteurs, une valeur stratigraphique délimitant la **Molasse Alsacienne** en plusieurs sous-ensembles.

Dans cette étude, les **Marnes Noires** ont été rencontrées dans les affleurements de la Birse au sud de Delémont, surmontant un complexe sableux d'origine marine (dépôts dominés par les courants de marées) et appartenant à la **MAM**.

Clément en 1998, a daté les Marnes Noires par la récolte de micromammifères du niveau mammalien MP23.

Cyrenen Mergel

Dans la partie sud-est du bassin, a l'approche du Jura, les collines pré-jurassienne de la région de Wolschwiller (Ouest) à Leymen (Est), sont constituées d'une assise de marnes parfois sableuses et micacées (Bitterli-Brunner et al., 1988) appelées **Cyrenmergel** (25/30m). Les parties les plus sableuses peuvent être confondues lithologiquement avec les sables/grès de la **Molasse Alsacienne**. Toutefois, l'ensemble des faunes récoltées (Gutzwiller,1890 et 1917) montrent toujours un caractère saumâtre et ressemblent fortement aux faunes des **Couches à Mélettes**, mais sont plus riches et diversifiées (Picot, 2002, Fischer, 1965).

Cyathula Horizon/Bank

Gutzwiller (1890) décrit des «couches gris-vert, de 2-3 m d'épaisseur, riches en *Ostrea cyathula* Lam. ». Cet horizon d'après de nombreux auteurs reste inchangé de Bâle jusqu'au bassin de Laufen (Koch, 1923). Cet horizon, dont le nom dérive de la présence en masse d'*Ostrea cyathula*, se situe pour Bitterli-Brunner et al (1988) dans les **Cyrenmergel**, et apparaît pour ces auteurs comme un horizon-guide que l'on peut suivre sur de grandes étendues, et témoin d'une transgression marine à court terme dans la région centrale du fossé rhénan. Le *Cyathula*-Bank permettrait ainsi de diviser la **Molasse Alsacienne s.l.** en plusieurs ensembles. En dessous du banc on trouve les **Cyrenmergel** et au dessus la **Molasse Alsacienne supérieure**.

Le dépôt des *Cyathula*-Bank est interprété par de nombreux auteurs comme le témoin d'une transgression marine. Baumberger (1934) le met dans le Chattien. Liniger (1925) cite le *Cyathula*-Bank dans le bassin de Delémont et introduit le terme de *Cyathula*-mergel, formation saumâtre à marine située au dessus des **Couches à Mélettes**. Il n'existe pas d'affleurement pérenne dans la région étudiée, et l'observation de ces couches se fait dans des affleurements temporaires (région de Biel-Benken, Therwil).

Molasse Alsacienne Supérieure

Cette dénomination introduite par Liniger (1925) a été utilisée dans le fossé rhénan et désigne la partie supérieure de la **Molasse Alsacienne**, située au-dessus du *Cyathulabank* (Bitterli-Brunner et al, 1988, Fischer et al., 1971). Cette formation est composée de sables et de grès gris-à jaunes, contenant parfois des intercalations marneuses à faunes saumâtres. Les « **Blättersandstein von Dornach** » se rapportent à ce niveau (Habicht, 1987).

Blättersandstein von Dornach

Gutzwiller (1890) mentionne à Dornach, dans la Vallée de la Birse, « des couches de sables, de grès et de nodules riches en restes de plantes, tiges et feuilles. C'est la « **Blättermolasse von Dornach.**». Situés au sein même du fossé rhénan, ces dépôts ont été décrits comme une formation d'eau douce. Ils surmontent d'après Gutzwiller (1915) et Bitterli-Brunner (1988), le *Cyathulabank*, et

se trouve donc dans la **Molasse Alsacienne Supérieure** ou **Cyrenmergel supérieures**, qui pour les auteurs précédemment cités appartient au Chattien.

Gutzwiller (1915) y a trouvé entre autres les fossiles de végétaux suivants : Pinus lardyana, Cyperus braunianus, Sabal major, Salix angusta, Cinnamomum polymorphum, C. lanceolatum, C. subrotundatum, Eucalyptus oceanica....

De récentes études montrent un contenu fossilifère (*Ostrea sp., Cyrena sp.*, ostracodes) à affinité saumâtre attribuable à un environnement côtier, malgré la présence de troncs de palmiers (Visser, 1933). Des dents de micromammifères récoltées dans ces dépôts (Engesser & Mayo, 1987) appartiennent au niveau mammalien MP22.

Glimmermolasse

Dénomination utilisée par Baumberger (1927), pour désigner une molasse stampienne, synonyme de Molasse Alsacienne.

B - Sous-Groupe de la Molasse Alsacienne Continentale ou Couches d'eau douce détritiques

• Définition

Ici se rassemblent les dépôts sableux micacés avec intercalations de marnes et de calcaires (synclinaux jurassiens et Bassin Potassique). Le changement caractéristique se situe dans la couleur des marnes bariolées dans cette formation alors qu'elles étaient grises dans la **MAM**.

Située dans les synclinaux du Jura (au sud de Delémont) sur le sud du horst de Mulhouse et dans les dépôts du bassin de Mulhouse (DP202), cette formation est caractérisée par des dépôts gréseux micacés intercalés avec des argiles verdâtres à bariolées et de rares passées calcaires, représentant des dépôts fluviatiles continentaux et des dépôts fluvio-lacustres. Les faunes récoltées sont exclusivement continentales et/ou d'eau douce (*Helix, Planorbis, Chara...*).

Position stratigraphique

Ces formations reposent en générale sur la Série grise dans le fossé rhénan sud et le bassin potassique (au dessus des **Marnes à Cyrènes**). Elle surmonte la **Molasse Alsacienne Marine** (ou MA s.l.) à l'approche du Jura. Elle se retrouve au contact du Mésozoïque dans les synclinaux sud jurassiens (synclinal de Moutier).

• Âge

•

La Molasse Alsacienne Continentale s.s. de Moutier a été datée par les charophytes des zones à *C. major à C. microceras* (Reichenbacher et al., 1996), soit du Rupélien supérieur au Chattien basal. Favre (1998) date la molasse du synclinal de Tavannes par charophytes à zone à *C. ungeri* et éventuellement *C. notata*. Pfirter (1997) signale une faune mammalienne à Moutier qui date la molasse à MP27. Picot (2003) donne pour la molasse alsacienne de Tavannes un âge allant des zones à charophytes à *C. major* et *C. notata*. L'affleurement de Moutier (Moutier Belprahon) indique les zones charophytes à *C. major* et *C. microcera* (Picot, 2002) et la coupe du viaduc de Moutier indique un âge *C. major* à *C. microcera* et jusqu'à *C. ungeri* (Berger et al., 2005a). La Section Paléontologique du Jura date la formation de la Molasse Alsacienne Continentale à la Beuchille (Bassin de Delémont) des zones mammaliennes MP24/25. Dans le synclinal de Soulce, la MA serait datée de l'intervalle mammalien MP22/MP28 (Brunet & Sudre, 1987). La Molasse Alsacienne de la région de Wynau a été datée de l'intervalle mammalien MP27/MP29 (Engesser & Mayo, 1987).

Les **Couches d'Eau Douce Détritiques** ou **Couches de Niederroedern Inférieures** du Bassin de Mulhouse sont attribuées à la Zone à charophytes à *Stephanochara ungeri* qui caractérise l'Oligocène Supérieur (Riveline, 1984) c'est-à-dire la partie du Chattien correspondant au sommet NP24 et à la Base NP26 (Figure 2-2, et 2-9)

Plus au Nord dans le bassin de Mayence les Süsswasser Schichten sont datées à l'aide des mammifères à MP25 (Reichenbacher, 2000).

Dans son ensemble la formation de la MAC se dépose donc dans un intervalle de temps relativement large compris entre le Rupélien moyen (MP22/MP23 et *C. major*) et le Chattien supérieur (MP29 et *C. notata*).

20 —	NE	Burdigalien	Foram. Plancton.	Nannoplancton	Mammifères			Charophytes Otolithes		Seq. Strati.	Magnetostrati.	-	_ 20
-	OCE	Aquitanien	N4	NN2	MN 2a	La Chaux 7 Les Berpires		Stephanochara berdotensis	OT-M2	Ag 2	6A 6	6 1A 1A	
-	Ň	Aquitamen		NN1	MN 1	Fornent 11 Bourby 2		Rantzieniella nitida	OT-M1		68n 68n 6Cn1	8	
-					MP 30	tere D.A. 1920	MP 30 MP 29	Chara	0T.05	Aq 1	800 6Cn 6	ю —	
25 —	Щ	Chattien	P22	NP 25	MP 28 MP 27		MP 28		01-05	—Ch 3—	7.62 7.6 7.7 90	7 'A	- 25
-	\leq				MP 26	Martinai		Stephanochara ungeri	OT-04		8 n2 8 n 8 r	8	
			P21b			Overingen 11 Bumbach 1			OT-03	—Ch 2—	9.0	9	
	X		 P21a	NP 24	MP 25	Talent 7	MP 251	Chara microcera		Ch 1	1007 10 m 1002 10 m 100 r	0	
30 —			P20		MP 24	Grenchen 1	MP 24 7 MP 24		OT-02	— Ru3 —	11 n1 11 n2 11 n	1	_ 30
-	\leq	Rupélien	P19	NP 23	MP 23		MP 23	Rhabdochara			11 r 12 n 1	2 -	
-				NP 22	MP 22	Bain	MP 22 7	major	OT-01	Ru 2	12 r	Ъ.	
-			P18	ND 04	MP 21		MP 21 7	Harrisichara			13 n	<u> </u>	
-			P17	NP 21	MP 20	Entertain	MP 20	tuberculata		Ru 1	13 r	٦-	
35 —	0	Prinhonion	P16	NP 19-20		Eclepens C.E	age numérique des MP zones	Harrisichara		— Pr 3—	15 n 15 r 16 n 1	5	- 35
			P15	NP 18	MP 18	Cinq Sous Gosgen Kanal	Extension possible des zones	Gyrogona tuberosa		— Pr 2 —	16 n 2 16 n 1 15 r	6	
Ma –					MP 17b		d'après divers auteurs	Psilochara repanda		— Pr 1—	17 n 1 17 n		Ма

Figure 2-9 : Position stratigraphique (intervalle en grisé) du groupe de la Molasse Alsacienne (MAC/MAM). Tableau des corrélations bio- et chronostratigraphiques d'après Berger et al. (2005a).

Formations assimilées et équivalentes Couches de Niederroedern Inférieures

Le terme de « **Couches de Niederroedern** » a été créé par Van Wervecke (1904) pour désigner dans le sondage de Niederroedern (Bassin de Pechelbronn) une série de plus de 400 mètres de marnes jaune ocre à verdâtre plus ou moins bariolées de rouge clair, contenant un peu de sable, et de rares cristaux de gypse.

Ces couches sont décrites (dans le Bassin Potassique, Maikovsky (1941), et dans le bassin de Pechelbronn, Schnaebele (1948)) comme une succession épaisse marneuse alternant des passées gréseuses micacées grises à beiges, avec des horizons de marnes bariolées légèrement silteuses. Les faunes contenues dans cette formation sont exclusivement continentale et sont constituées d'une malacofaune de gastéropodes (*Planorbis, Helix ramondi, Llimnaea*) (Maikovsky, 1941).

Dans le Bassin de Mulhouse, cette même formation est subdivisée en 4 termes (dont seuls les sondages DP 209 et DP 207 recoupent l'ensemble de la formation). On y voit, de bas en haut : une Série marno-gréseuse, une Série carbonatée inférieure, une Série marno-gypseuse et une Série carbonatée supérieure (Blanc-Valleron & Gannat, 1985 ; Courtot et al, 1972). La Série marno-gréseuse (**Couches de Niederroedern Inf**.), qui correspond en tout point aux faciès décrits pour la **MAC**, montre une épaisseur qui varie entre 280 et 390 mètres (330 m en moyenne). Elle est constituée de marnes finement sableuses et micacées bariolées, dont les couleurs se répartissent sous forme de taches. Ces marnes sont intercalées avec des passées métriques à décamétriques de grès et sables gris micacés.

Les **Couches de Niederroedern** sont également référencées en certaines localités septentrionales sous le nom de **Molasse Alsacienne** (Schnaebele, 1948 ; Doebl et al, 1976). D'après les corrélations lithostratigraphiques avec les **Couches d'Eau Douce du Bassin de Mayence** (**Süsswasserschichten**, aujourd'hui rangées dans la **Formation de Sulzheim**) les couches de Niederroedern appartiendraient au Chattien inférieur à moyen (MP24, (Mödden et al, 2000).

Couches d'eau douce Détritiques du Bassin de Mulhouse

Ces couches sont rencontrées dans les parties les plus profondes du bassin potassique, dans les dépressions synclinales à la proximité des zones d'halocinèse. Elles n'affleurent pas en surface (enfouies sous le plio-quaternaire, mais ont été rencontrées en forage par les MDPA. Wagner (1929) et Maikovsky (1941) décrivent une épaisse succession (+ de 300 mètres), nommée d'abord « Zone des couches d'eau douce » par Wagner (1929), de sédiments marno-gréseux à faune de gastéropodes continentaux (*Helix, Planorbis, Chara*). Cette formation n'est qu'un équivalent local des **Couches de Niederroedern Inférieures** (Maikovsky, 1941 ; Schnaebele, 1948).

Ici se rapportent également, les dépôts décrits dans les sondages profonds (MDPA et autres) comme « Chattien gréseux » qui en tous points sont identiques à ceux décrits précédemment (marnes bariolées et niveaux gréseux intercalés).

- Série Bariolée du Bassin de Dannemarie

Reconnue dans plusieurs sondages profonds de la partie centrale et sud-est du bassin de Dannemarie (Sondage Bréchaumont, Sondage SUNDGAU 201), une série d'au moins 100 mètres, de marnes bariolées gris-verdâtres à violacées, contenant des intercalations plurimétriques de sables/grès gris à jaune, est décrite brièvement dans les travaux de Sittler (1965) et de Blanc-Valleron (1990). Cette série surmonte en sondage la **Molasse Alsacienne** et les **Marnes à Cyrènes**. Elle n'affleure malheureusement pas dans la région et demeure donc peu connue.

Il s'agit de par sa position (au dessus de la **Série Grise**), d'un équivalent des **Couches d'Eau Douces Détritiques** du Bassin de Mulhouse ou **Couches de Niederroedern Inférieures**.

Molasse Alsacienne d'Heidwiller

Ces couches sont décrites comme des horizons épais (supérieurs à 20m) constitués essentiellement de sables et grès micacés, jaunes à gris, contenant sporadiquement des galets mous de marnes. Dans certaines descriptions de fins niveaux argileux sont présents. L'age de cette formation est très imprécis, mais d'après les descriptions publiées (Théobald, 1936) et les observations réalisées à Heidwiller et à Kandern (Wittmann et al., 1970), cette formation se trouve sous les **Calcaires de Roppentzwiller /Tüllingen** qui sont eux-mêmes d'âge Chattien supérieur à Aquitanien

Molasse alsacienne s.s. (Picot)

Dans les synclinaux jurassiens, cette formation est décrite comme une alternance de passées sablo/gréseuses grises intercalées entre des marnes bariolées et/ou des marnes rouges. Il est également entendu qu'au sein de ces cortèges figurent des petites intercalations de calcaires marneux lacustres (Baumberger, 1927, Picot, 2002). Cette formation donne des âges variables s'étendant du Rupélien Moyen (Belprahon ; Zone à *C. major/C. microcera* (Picot, 2002), La Beuchille : MP 24-25) au Chattien Supérieur (Moutier, Zone à *C. ungeri/notata*) Picot, 2002)

Marnes Bigarées (Bunte Mergel)

Originellement décrites par Greppin (1870) dans le bassin de Delémont comme: « des marnes rougeâtres, jaunes, grises, bigarrées, feuilletées ou grumeleuses, », alternant avec des grès calcaires, des calcaires marneux, « également bigarrés », « rappelant les divisions keupériennes ». Ces dépôts s'apparentent aux niveaux argileux intercalés entre les horizons gréseux de la **Molasse Alsacienne Continentale**, et se retrouvent surmontées par les **Calcaires Delémontiens** (Picot, 2002).

2.2.4 - Unité/Groupe des Couches d'Eau Douce Carbonatées 2.2.4.1 - Définition

Ici sont regroupés tous les calcaires lacustres et les marnes associées qui surmontent les dépôts des Couches d'eau douce détritiques (**Molasse Alsacienne s.s**.) et qui sont recouverts dans la partie sud-jurassienne du Bassin par les dépôts marins miocènes de l'**OMM**, et dans le fossé par le Plioquaternaire. Leur épaisseur est très variable, dans les meilleurs cas, où l'érosion les a protégé, la série peut atteindre au grand maximum 250 mètres (dans le Bassin Potassique).

2.2.4.2 - Position stratigraphique

Cette formation recouvre dans l'ensemble du bassin, les **CEDD** et plus rarement (Bassin de Delémont) directement le substratum Mésozoïque (Coupe de la Brochene Flüh, Picot et al., 1999).

2.2.4.3 - Âge

Dans le synclinal de Tavannes les **CEDC** sont datés des zones à *Stephanochara ungeri et C. notata* (Favre, 1998). Egalement dans la région de Tavannes, différents forages indiquent un âge MP30, par la présence de *Hétéroxerus sp.*, dans la Formation des **Calcaires Delémontiens**. Dans la région de Vermes, ces mêmes calcaires, correspondent à l'intervalle MP29/MN1 (i.e. partie sommitale du Chattien et la base de l'Aquitanien). La célèbre coupe de la « Brochene-Fluh » dans le synclinal de Waldenburg, correspond à l'intervalle MP29/MN1 (sommet du Chattien et base de l'Aquitanien) également (Engesser, 1990 ; Picot et al., 1999 ; Becker et al, 2001).

Dans la région de Bâle, les Calcaires de Tüllingen, ont pu être datés grâce à une faune de mammifères, du Niveau mammalien MP 29 (Engesser & Mödden, 1997)

Ainsi ce groupe, bio-stratigraphiquement bien calé, se dépose dans l'intervalle mammalien, MP 29 à MN1, ce qui correspond au sommet du Chattien et à la base de l'Aquitanien, et correspond à un épisode lacustre assez court, d'à peine moins de 2 Ma.

4	Ш	Burdigalien	Foram.	Nannonlancton		Mamr	nifères	Charophytes	Otolithes	Seq.	Magnetostra	ati	_	
20 —	2	Daraiganon	Plancton.		indimineree					Strati.	magneteetaat		_	20
	OCE	Aquitanien	N4	NN2	MN 2a	La Chaux 7 Les Bergières		Stephanochara berdotensis	OT-M2	Aq 2	64 n 600 600 600 600 600 600 600	6 6A 6A	_	
-	₹			NN1	MN 1	Fornant 11		Rantzieniella nitida	OT-M1		68n 68	68	-	
_					MP 30		MP 30	Chara		— Aq 1—	6Cn 6Cn 8001	60	-	
25 — — — —	111	Chattien	000		MP 28	Fomart 6/7	MP 29 MP 28	notata	OT-05	Ch 3	7.62 7.6	. 7	_	25
	₹		P22	NP 25	MP 27	Wynau 1	MP 27	Stephanochara	OT-04			7A	_	
	Π				MP 26	Mumiswi Oesingen 11	1017 Z.7	ungeri			81	. *	_	
	5		P21b		MD 25	Bunbach 1	MP 26		OT-03	—Ch 2—	9 n 9 r	9	_	
	X	Rupélien		NP 24	MP 25	Talent 7	MP 251	Chara microcera		Ch 1	10 m 10 m 10 m	. 10		
20 -	X		P20		MP 24	Grenchen 1	MP 24 7		OT-02	— Ru3—	11 m1 11 m2 11 m	11		30
30	9		D40	NP 23	MP 23	Lovany 14	MP 23	Rhabdochara			11 r 12 n			
			P19	111 20			MP 22	major	OT-01	Ru 2	12 /	' ²		
	0		P18	NP 22	MP 22	Bain	MP 22 7 MP 21						_	
			P17	NP 21	MP 21		MP 21 7 MP 20	Harrisichara		Ru 1	13 n	13	_	
-			P16		WIF 20	Enteroches		tuberculata		— Pr 3 —	13 r	_	_	25
35 —	8	Priabonien	1.10	NP 19-20		Eclepens C.E.	age numérique des MP zones	Harrisichara vasiformtubercul.			16 n 1 16 n 1	15		35
	N N		P15	NP 18	MP 18	Gösgen Kanal	Extension possible des zones	Gyrogona tuberosa		— Pr 2 —	16 n 2 15 r	. 16		
Ma –	-			10	MP 17b		d'après divers auteurs	Psilochara repanda		— Pr 1—	17 n 1 17 n		- N	/la

Figure 2-10 : Position stratigraphique (intervalle en grisé) des Couches d'eau douce Carbonatées (CEDC). Tableau des corrélations bio- et chronostratigraphiques d'après Berger et al. (2005a).

2.2.4.4 - Formations assimilées

Calcaires Delémontiens

Cette formation crée par Greppin (1870) a été depuis intensément étudiée, en témoigne la longue liste de références. La formation est représentée par des calcaires gris pulvérulents, alternant avec des couches de marnes vertes à jaunes et bigarrées. Il s'agit de calcaires lacustres et de marnes contenant de façon constante le gastéropode *Helix ramondi*, qui leur conférera un temps le nom de **Ramondi Kalk** (Baumberger, 1923 et 1927). La majorité des auteurs s'accorde sur un âge Chattien, plutôt supérieur. Au moins deux coupes type sont données actuellement comme référence : la coupe de Thiergarten et la coupe de la « Brochene-Fluh » (Picot et al., 1999).

Cette formation a une étendue géographique importante recouvrant la quasi-totalité des synclinaux jurassiens (bassins de Laufen et Delémont). Elle est également présente dans la « dépression rauracienne », au sud de Bâle.

Depuis les années 1990, les derniers travaux ayant trait aux **Calcaires Delémontiens**, ont contribué à préciser leur âge, en accord avec les zones mammaliennes, les zones à charophytes et la magnétostratigraphie. Ainsi Engesser (1990) donne pour la localité de la Brochene Fluh, un age MP29 à MP30 corrélable en tout point aux données de Berger (1992) sur les charophytes et aux études magnétostratigraphiques de Schlunegger et al,. (1996) (chrons 6cr à 6Cn2r). Depuis Picot et al. (1999) et Becker et al. (2001) à la lumière de leurs récentes découvertes dans le bassin de Delémont, ont montré que les **Calcaires Delémontiens** dataient du Chattien supérieur au Miocène Inférieur par le couplage des études paléontologiques sur mammifères, ostracodes, otolithes et charophytes.

Calcaires et Marnes de Tüllingen

Situés sur la rive est du fossé rhénan, dans son diverticule sud est, les **Tüllinger-Süsswasser-Schichten** (**Couches d'Eau Douce de Tüllingen, Calcaires de Tüllingen.**) correspondent à une formation d'une puissance estimée à 200 mètres. Ces couches montrent deux faciès principaux à savoir à la base des marnes et au sommet des calcaires (Fisher et al., 1971). Considérés comme des équivalents des Calcaires Delémontiens (Heusser, 1926; Sittler, 1965; Picot, 2002), les dépôts calcaires sont gris et/ou crayeux et intercalés avec des horizons de marnes. Les faunes, essentiellement des gastéropodes sont représentées par *Planorbis cornu, Hydrobia* sp. (Engesser & Mödden, 1997). Ils sont datés du Chattien Moyen à supérieur par une corrélation basée sur les charophytes (Zone à *Stephanochara ungeri*) et par les mammifères du Niveau mammalien MP 29 (Engesser & Mödden, 1997)

Calcaire de Roppentzwiller

Il s'agit d'une série peu épaisse (30 à 50 mètres tout au plus), de marnes et de calcaires lacustres riches en faune, qui affleurait à Roppentzwiller au milieu du XXème siècle. Cette série surmontait ici les terrains de la **Molasse Alsacienne Continentale** Ces terrains carbonatés, dont l'extension est très faible, concentrée dans les parties les plus internes du Sundgau, sont rattachés de

par leur faune de gastéropodes aux **Calcaires Delémontiens** et aux **Calcaires de Tüllingen** par Derville & Théobald (1934) et par Sittler (1965), car elle contient le fameux *Helix ramondi*. Ils sont donc placés dans le Chattien terminal. Cette série n'affleure plus aujourd'hui en aucun point du Sundgau. Des affleurements temporaires ont été néanmoins cités récemment, au Nord de Leymen (Ruhland et al, 1973).

Couches d'Eau Douce Carbonatées du Bassin Potassique ou Couches de Niederroedern Supérieures

Dans les sondages effectués par la Société des Mines Domaniales des Potasses d'Alsace (M.D.P.A.) dans les parties les plus profondes du bassin potassique, une épaisse formation carbonatée est décrite, et rapportée sous le nom de **Couches d'Eau Douce Carbonatées** ou encore de **Couches de Niederroedern Supérieures**. Cette formation surmonte les **Couches d'Eau Douce Détritiques** et présente une épaisseur maximale de 250 mètres. Il s'agit d'épais niveaux de calcaires lacustres (10 à 30 mètres) à riche faune de gastéropodes, intercalés avec des niveaux marneux bariolés contenant parfois du gypse. Cette formation méconnue, car elle n'est présente que dans une dizaine de forages sur le millier exécutés, n'a été que très peu étudiée. Dans le Bassin de Mulhouse, cette formation est subdivisée en 3 termes (dont seul les sondages DP 209 et DP 207 recoupent l'ensemble de la formation), avec de bas en haut : la Série Carbonatée Inférieure, la **Série Marno-gypseuse** et la **Série Carbonatée Supérieure** (Blanc-Valleron & Gannat, 1985 ; Courtot et al, 1972).

- La Série Carbonatée inférieure comprend 2 ensembles de bancs calcaires vacuolaires gris blanchâtres séparés par un ensemble marneux à passées calcaires et plus rarement sableuses. La puissance de cette série varie de 50 à 90 mètres. Pour le sondage HIRTZFELDEN/DP 209 des MDPA, les épaisseurs des trois ensembles sont les suivantes et se corrèlent d'ailleurs assez bien latéralement avec les sondages DP 207, 208 et 210 des MDPA : ensemble calcaire de base (20m) ; ensemble marneux intermédiaire (30 m) ; ensemble calcaire du toit (20 m).
- La **Série Gypseuse** est épaisse de 125 mètres dans le sondage DP 209 ; seul sondage ayant recoupé la totalité de cette formation, composée de marnes bariolées finement détritiques et contenant du gypse sous forme de nids de gros cristaux translucides incolores à jaunâtres et de strates à aspect noduleux. On note également la présence de rares passées calcaires.
- La Série Carbonatée supérieure n'est connue qu'au sondage DP 209 où elle constitue le toit des formations tertiaires avant l'érosion plio-quaternaire. Elle est composée d'une couche de calcaire vacuolaire puissante de 13 m surmontée de 8 mètres de marnes bariolées contenant des passées calcaires (Sittler et al, 1985).

Récemment, Lutz & Cleinthuar (1999) remarquent que les **Couches d'Eau Douce Carbonatées** débutent avec un épisode d'ennoiement rapide à l'échelle du bassin, qui passe de conditions fluviatiles aériennes à des conditions lacustres sous aquatiques. Cet épisode s'enregistre apparemment dans des formations corrélées en âge (**Calcaires de Tüllingen et de Delémont**), fait déjà envisagé par Sittler (1972a).

En comparant les séries du Chattien dans le fossé rhénan et dans le bassin Molassique Ouest de la Suisse, un évènement d'inondation est observé au sommet des dépôts chattiens, et se voit caractérisé par la mise en place de conditions lacustres franches sur l'ensemble de la région. Dans le fossé rhénan Nord (Sittler & Schuler, 1988 ; Derer et al, 2005) la formation lagunaire et marine des **Couches à** *Cérithium* recouvre la formation des **Couches de Niederroedern** d'origine continentale. Les **Couches à** *Cérithium* affleurent au Nord de Strasbourg sous la discordance du Plio-quaternaire au niveau d'Haguenau. Sittler & Schuler (1988) suggèrent une équivalence temporelle entre ces **Couches à Cérithium** du nord du fossé avec la partie supérieure des **Couches de Niederroedern** plus au sud (i.e. les **Couches d'Eau Douce Carbonatées et Gypseuses**)

Cet épisode d'inondation pourrait selon certains auteurs apparaître proche de la limite Chattien/Aquitanien, qui serait le résultat d'une élévation du niveau de base régional, enregistré tant dans le domaine continental de la **Lower Fresh Water Molasse** Suisse et des **Couches d'Eau Douce Carbonatées** du sud du fossé, que dans le domaine marin plus au nord (**Couches à Cérithium**). Cet évènement d'inondation lacustre de la zone pourrait dès lors être utilisé pour des corrélations d'échelle régionale.

2.3 - Synthèse lithostratigraphique générale : Oligocène moyen et supérieur

Après avoir regroupé les différentes formations de l'Oligocène moyen et supérieur sous forme d'unités reconnaissables sur le terrain, une lithostratigraphie générale peut être établie. La lithostratigraphie déduite ici est calibrée sur la charte biostratigraphique révisée récemment par Berger et al. 2005a et b. Les affleurements et les forages, étudiés dans ce travail et datés principalement par les travaux de Picot (2002), Pirkenseer et al (2005) et Pirkenseer & Berger (2006), soit au cours de cette étude soit lors de travaux antérieurs, sont reportés sur la Figure 2-11 dans les différentes formations pour justifier la construction lithostratigraphique. Cette synthèse rend compte de plusieurs phénomènes.

Il apparaît dans un premier temps la nette contemporanéité de certaines unités lithostratigraphiques définies. On reconnaît d'abord, le caractère contemporain des **Meeressands** et des **Marnes Argileuses (MF** et **SP**, de la base de la **Série Grise**, Figure 2-3 et 2-6).De la même manière, les formations, de la **Série Grise supérieure (Marnes Sableuses, Couches à Mélettes** et **Marnes à Cyrènes)**, rattachées à la partie sommitale du Rupélien (Figure 2-7 et 2-8) sont nettement contemporaines de l'unité de la base de la **Molasse Alsacienne**, reconnue au Sud du bassin (elle-même largement diachrone, et s'étendant sur un large intervalle de temps incluant une partie du Rupélien et le Chattien , Figure 2-9).

Ces faits permettent de postuler en faveur de relations « génétiques » entre les différentes formations et/ou unités contemporaines. Le développement des différentes unités et/ou formations contemporaines ne représenterait alors que des variations faciologiques, selon un profil de dépôt proximal/distal. Leur superposition à un endroit donné sous-entendrait quant à lui la migration du profil de dépôt. Ces relations « génétiques » possibles seront plus amplement entrevues et discutées dans les Chapitres 4 et 6, attenants à l'étude sédimentologique des différentes unités et leurs subdivisions (Chapitre 4), et la reconstitution de leur architecture sédimentaire interne (Chapitre 6).

Dans un second temps, il apparaît au sein de l'assemblage stratigraphique de l'ensemble des séries étudiées, deux cortèges sédimentaires distincts, qui se succèdent au cours du Rupélien supérieur et du Chattien, un cortège rupélien, « marin », à la base (Série Grise et équivalents latéraux) et un cortège « continental » chattien (Molasse Alsacienne Continentale et Couches d'eau douce Carbonatées) au sommet.

Le premier cortège « marin » concerne la **Série Grise marine** et ses équivalents latéraux contemporains (groupes/unités des **Meeressand** et **de la Molasse Alsacienne**), l'ensemble est restreint au Rupélien. Il se subdivise en deux sous-cortèges diachrones et de natures lithologiques clairement différentes.

Le premier sous-cortège marin représente le développement des premières conditions marines franches dans le bassin rhénan au Tertiaire (inondation marine à ~31Ma). Il comprend l'unité des **Meeressands** (déposés en bordure du bassin) et la base de la **Série Grise (Marnes Argileuses, MF** et **SP**) tout à fait contemporaine. Ce cortège montre clairement un axe de sédimentation lié aux bordures du rift et à l'activité de ces failles (Cf. Cartes isopaques pour les **MF** et les **SP**, Figures 3-9 et 4-22). Les dépôts grossiers littoraux, à l'instar de la précédente **Formation des Conglomérats Côtiers**, sont contraints en périphérie du graben et sur le Jura, ainsi que dans les diverticules du bassin formés par les champs de fractures (où ils sont par ailleurs le mieux développés (Bassin de Mayence)). Les sources clastiques sont essentiellement des apports locaux inféodés à la nature du substratum avoisinant (calcaires mésozoïques, grès du trias, permien volcano-sédimentaire, socle granitique). Ces formations de bordures passent rapidement vers le bassin, à des faciès fins de basse énergie corrélés en âge. Ils sont l'équivalent des **Marnes à Foraminifères** et des **Schistes à Poissons**.



Figure 2-11 : Diagramme lithostratigraphique des formations étudiées (intervalle Rupélien sup/Chattien), calibré sur la charte bio-chronostratigraphique (d'après Berger et al, 2005a). La position stratigraphique des affleurements étudiés est donnée, avec plus ou moins de certitude, afin de justifier la construction du diagramme.

De plus, ce cortège semble témoigner d'un contexte transgressif, s'associant à une disparition des **MF** vers le sud au profit des **SP** qui s'affinent également vers le Sud avant de disparaître après avoir dépassé Laufen, et un on-lap côtier (sur substratum) progressif des **Meeressands**.

Le second sous-cortège « marin », apparaît avec le développement de la partie supérieure de la Série Grise marine (Marnes Sableuses, Couches à Mélettes et Marnes à Cyrènes) et de ces équivalents latéraux (Molasse alsacienne Marine et une partie (basale) de la Molasse Alsacienne Continentale) contemporains. Il est également possible qu'une partie de l'unité des Meeressands, au mieux leur partie tout à fait supérieure, représente des faciès de bordure de ces formations sur les domaines émergés à proximité du bassin et plus ou moins protégés, qui ne fournissent pourtant aucun matériel au bassin. Les variations de faciès (i.e. présence géographique des formations diachrones) ne semblent plus inféodées à la physiographie du rift (relations bordures (épaules)/bassin) et aucune variation latérale ne se distingue en EW (Figure 2-11). Les formations délimitent en EW des tranches de temps relativement bien individualisées. Les variations latérales sont en fait limitées à l'extrémité sud du bassin, dans un axe Nord/Sud préférentiel, avec un pôle proximal au Sud (faciès continentaux et saumâtre de la MA) et un pôle distal au nord (faciès marins francs de la Série Grise sup.). La majeure partie des sédiments est originaire du domaine sub-alpin comme le montre l'importance des faunes remaniées du Crétacé et de l'Eocène alpins (Doebl et al., 1976), ainsi que les traçages des sources détritiques via les spectres de minéraux traces impliquant une source crustale incompatible avec le bouclier Vosges/Forêt-Noire (Kuhlemann et al., 1999).

Ce sous-cortège semble montrer une tendance générale régressive, associée au passage progressif d'une sédimentation en domaine marin (SG sup.) à une sédimentation en domaine continental (MA).

Le second cortège, « continental », se développe à l'échelle du bassin, au sommet du cortège marin, à une date proche de la limite entre le Rupélien et le Chatien (~28,5Ma) de par l'occurrence des faciès continentaux des **Couches d'Eau Douce Détritiques (Molasse Alsacienne Continentale)** et des **Couches d'Eau Douce Carbonatées.** Il comprend à la base les faciès fluviatiles de la **Molasse Alsacienne Continentale**, se déposant pendant la quasi-intégralité du Chattien (Figure 2- et 2- ??). Puis, au sommet du Chattien, proche de la limite avec l'Aquitanien, une inondation lacustre, à priori plus ou synchrone à l'échelle du bassin (Jura et fossé, Figure 2-10) permet le développement des faciès lacustres et carbonatés des **Couches d'Eau Douce Carbonatées.**

Durant le développement de ces deux cortèges majeurs (marin et continental) de l'histoire du bassin rhénan, on ne note pas, à priori, de réelle et conséquente implication syn-sédimentaire de l'activité des failles bordières du rift, ni dans les variations d'épaisseur, ni dans les variations de faciès dans des directions perpendiculaires à l'axe du graben (i.e. ~EW), ou alors seulement très sensible. On ne note également, pour toute la période concernée, aucune contribution détritique des socles vosgien et schwarzwaldien (Sittler, 1965, Brianza et al., 1983, Kuhlemann et al, 1999). Ceci pourrait impliquer pendant le développement de ce cortège, des reliefs bordiers, très atténués voire inexistants, et possiblement ennoyés/cachetés sous les dépôts de ces cortèges.

A contrario, l'évolution des épaisseurs parallèlement à l'axe du graben (N/S, Figure 1-7) semble montrer un déplacement du dépôt-centre vers le Nord et surtout impliquer une subsidence généralisée de la région (rift et bordures (E/W/S)), permettant conjointement aux variations du niveau marin (et/ou du niveau de base lié), la création et le maintien d'un espace disponible conséquent, favorable à l'accumulation de ces séries sédimentaires.

2.4 - Cartographie

De part les mauvaises conditions d'affleurement générales des différents groupes étudiés, les regroupements nécessaires envisagés ci-avant, ont été utilisés pour une cartographie synthétique des formations de l'Oligocène moyen et supérieur ainsi découpées (Figure 2-12).



Les principaux outils utilisés outre le levé direct sur le terrain, ont été les cartes géologiques françaises au 1/50000ème françaises, les cartes géologiques suisses au 1/25000 du Jura et du Sud du Fossé, dont la liste des références fait suite : Théobald et al., 1922 (Belfort) ; Théobald et al., 1927 (Altkirch-Huningue) ; Keller & Liniger, 1930 (Delémont) ; Buxtorf et al., 1936 (Passwang) ; Diebold et al., 1963 (St-Ursanne) ; Fischer, 1965 (Rodersdorf) ; Liniger, 1969 (Bonfol) ; Wittmann et al., 1970 (Basel) ; Ruhland et al., 1973 (Ferrette) ; Théobald et al., 1976 (Mulhouse-Mulheim) ; Théobald et al., 1978 (Neuf-Brisach/Obersaasheim) ; Chauve et al, 1985 (Delle) ; Wittmann, 1987 (Lörrach) ; Bitterli-Brunner, 1988 (Arlesheim) ; Menillet et al., 1989 (Thann) ; Pfirter et al., 1996 (Moutier).

Les cartes ont été numérisées puis les contours des différentes formations calquées, ainsi que les principaux accidents tectoniques.

Compte tenu des assemblages faits plus avant, les formations ont été regroupées en différents termes génériques, un découpage plus précis n'a été envisagé que dans des conditions particulières d'affleurement et représenté uniquement sur de petites aires étudiées plus en détail. Ainsi la carte présentée ci-après (Figure 2-12) est une synthèse ne rendant compte en somme que des grandes unités reconnaissables à l'affleurement. Cette cartographie vise simplement à présenter de façon générale la répartition des principales zones d'affleurement du remplissage Oligocène moyen et supérieur du fossé rhénan, dont l'origine et la dynamique seront détaillées plus loin dans cette étude (Chapitre 4).

Les différents groupes cartographiques proposés et représentés sont les suivants :

- le socle anté-tertiaire indifférencié (seuls Paléozoïque et Mésozoïque sont différenciés)
- l'Eocène et Oligocène inférieur indifférencié (Série Salifères)
- les Sables Marins Côtiers/Meeressands
- la Série Grise Marine (MF, SP, CM, MCyr)
- la Molasse Alsacienne indifférenciée (MAM/MAC)
- les Couches d'Eau Douce Carbonatées (CEDC)
- le Miocène indifférencié (comprenant les rares lambeaux de Burdigalien marin, les faciès alluviaux de la formation des « Nagelfluh », les Formations du Bois de Raube et des Sables à Dinothérium)
- le plio-quaternaire indifférencié (Cailloutis du Sundgau (Pliocène) et l'ensemble du Quaternaire (loess/lehm et alluvions)) est donc laissé en blanc.

Sur cette carte (Figue 2-12), les principaux affleurements qui serviront à construire le modèle lithostratigraphique sont représentés de même que les puits de sondages.

2.5 - Aperçu de l'évolution tectono-sédimentaire et Paléogéographie du Fossé rhénan Supérieur et des bassins adjacents

2.5.1 - Introduction

Au début du Crétacé et/ou à la fin du Jurassique Supérieur, l'ensemble du bouclier rhénan émerge. Un hiatus sédimentaire de près de 100 Ma apparaît, souligné par l'absence complète de dépôts relatifs au Crétacé sur le bloc Vosges/Forêt Noire, seulement entrecoupé de petits épisodes volcaniques intrusifs (Gundershoffen, Sittler, 1992).

A la fin de l'Eocène, au terme de près de 100 millions d'années d'émersion et d'érosion, le bloc paléozoïque, Vosges/Foret Noire et sa couverture mésozoïque, vont être affectés par deux accidents sub-méridiens, dessinant un fossé. Le fossé connaît des phases saccadées d'effondrement entrecoupées d'accalmies et ce jusqu'à aujourd'hui.

Cette partie, vise simplement à présenter au lecteur, un état, précédent à ce travail, des connaissances sur les différentes grandes étapes de l'évolution géologique de la région rhénane depuis l'aube de l'Eocène et jusqu'à l'actuel (Figures 2-13 et 2-14).

2.5.2 - EOCENE

A - Lutétien

Tectonique

Cette période correspond aux premiers remplissages du bassin. Sous les contraintes régionales, les premiers mouvements d'extension E-W apparaissent, l'effondrement du rift s'amorce, accommodé par des failles sub-méridiennes (Figure 2-13), plus accentué au Sud qu'au Nord (Figure 1-7).

Séries sédimentaires

Les plus vieux dépôts, tous continentaux, du fossé se sont accumulés dans des dépressions topographiques isolées les unes des autres, formant une sorte de chapelets de petits bassins situés dans l'axe du rift en cours d'individualisation (Figure 2-14). Ces séries comprennent des dépôts en remplissage de dépressions karstiques, des dépôts alluviaux et fluviatiles en moindre quantité et majoritairement des dépôts lacustres (calcaires et marnes).

Dans le NURG, la formation bitumineuse des « **Schistes de Messel** » (Figure 2-2) reflète des conditions de sédimentation lacustres sous climat subtropical, datés du Lutétien (MP11). Plus au sud du fossé, la Formation des **Calcaires de Bouxwiller**, également rattachée au Lutétien, apparaît dans des cuvettes lacustres plus ou moins isolées (Bouxwiller, Kleinkembs).

La formation du **Sidérolithique** (pré-Lutetien à Lutétien, Berger et al., 2005a et b), (atteignant ~100m au maximum, mais plus généralement quelques dizaines de mètres), représente le résultat de l'altération du substratum Mésozoïque. Ces formations ferralitiques se sont pour la plupart accumulées dans les dépressions karstiques de ce substratum. En effet, le massif Vosges/Forêt-Noire et sa couverture mésozoïque ainsi que l'aire du Jura Suisse sont dominés à cette période par l'érosion sous climat sub-tropical. La formation des **Argiles Eocènes Basales** (60 m max) apparaît en divers point du bassin (Sittler & Schuler, 1992) de façon contemporaine.

Paléogéographie

Ainsi pour l'ensemble de l'Eocène Inférieur, les premiers dépôts syn-tectoniques, se déposent dans des dépressions paléo-géographiquement isolées et restreintes, des lacs et des vallées (Figure 2-14). Ils reflètent la phase initiale de rifting, qui s'accompagne de zones très subsidentes localisées. De plus, l'amorçage au Lutétien du rifting affecte le fossé dans son ensemble, de façon simultanée, avec seulement des intensités différentes selon le lieu. La relative pauvreté en matériaux clastiques des premiers sédiments syn-rift, du graben, suggère un paléo-relief peu élevé, et une surrection des épaules par rapport au bassin négligeable.

La mer Alpine (Figure 2-14) recouvrait à cette époque le Nord de l'Italie et le sud de la suisse avec sa ligne de cotes nord située à 70 km au sud de Bern (Berger et al, 2005b). Le front alpin proprement dit se situait probablement à 300 km au sud de sa position actuelle (Dezès, 2004).

B - Bartono-Priabonien

Tectonique

Pendant le Bartonien et le Priabonien, l'URG est soumis à une phase de rifting très prononcée (Figure 2-13). Les sédiments du Lutétien sont recouverts par la séquence sédimentaire du Priabonien, très composite, de part les variations latérales rapides de faciès sédimentaires. Ces variations sont le reflet indirect des disparités du régime subsident local, qui vont être amplifiées au cours de l'évolution du rifting par l'individualisation de nouvelles zones plus ou moins subsidentes (Figure 1-7).

Séries sédimentaires

Les séries sédimentaires comprennent la Formation de la Zone Salifère inférieure (900 m, MP 19/20), la base de la Formation de la Zone Salifère moyenne (300m), les Marnes à Lymnées (800m), la Formation de la Zone Dolomitique (300m) et la Formation des Couches de Pechelbronn Inférieures (1200m). Ces formations très épaisses s'accumulent préférentiellement dans des secteurs bien définis, sous un régime de subsidence tectonique particulière, situés au centre et au sud du Graben (Figure 1-7). Ces différentes zones où la subsidence peut atteindre des taux très importants, sont séparées par des zones de seuil, paléo-topographiquement plus élevées que le reste du bassin, et de directions obliques au parcours du graben et qui correspondent à des directions varisques (seuils permo-carbonifères) (Figure 1-6 et 1-7).



Figure 2-13 : Coupe schématique caricaturale, EW (des Vosges à la Forêt Noire), de la région du fossé rhénan montrant les phases majeures de son évolution tectono-sédimentaire, entre le Jurassique Sup. et le début du Miocène (Aquitanien), dessin sans échelle particulière, mais relative. Dessin complèté et modifié d'après Duringer, inédit, et Sittler, 1991.

Pendant cette phase une importante ceinture conglomératique s'installe sur l'ensemble des bordures du rift, à l'W, l'E et au Sud du bassin, résultat du démantèlement des épaules du rift (Figure 2-13 et 2-14). Ces dépôts appartenant à la base de la **Formation des Conglomérats Côtiers** sont de façon péné-contemporaine, surélevés et érodés à mesure de l'évolution du rift (Duringer, 1988). L'ensemble des formations de la série priabonienne, se dépose dans des environnements lacustres plus ou moins francs. Leur accumulation s'entreprend sous un climat subtropical, montrant des alternances de phases humides et arides (Doebl & Teichmuller; 1979 ; Duringer, 1988 ; Sittler & Schuler, 1992).

L'ensemble de ces couches montre une discordante progressive (on-lap) sur le substratum au Nord du bassin, induit par la conjonction de la propagation de la déformation (rifting) vers le nord, et la subsidence générale du graben.

Paléogéographie

Pendant le Bartono-Priabonien, l'URG est donc soumis à une première phase de rifting très prononcée, responsable du développement d'une impressionnante ceinture conglomératique aux pieds des épaules du rift générée par des fans deltas à l'embouchure des rivières et des canyons drainant les bordures Est, Ouest et Sud du rift (Figure 2-14). La mise en relief des bordures et leur érosion consécutive, entretenue par la tectonique, vont conduire à l'individualisation d'une bordure conglomératique centripète, donnant lieu au dépôt de la **Formation des Conglomérats Côtiers** (Duringer, 1988) sur l'ensemble du pourtour du bassin, en relais du système lacustre localisé plus au centre du bassin. L'axe, et la partie méridionale du fossé sont alors occupés par un lac salé évaporitique (Figure 2-14). Des bassins lacustres à fluviatiles se développent plus au nord (jusqu'au bassin de Mayence).

Les rivages de la Téthys alpine (bassin molassique) sont à plus de 200 km au S du Fossé.

2.5.3 - OLIGOCENE

A - Rupélien Inférieur

Tectonique

La phase majeure d'effondrement se poursuit, sans grand changement quant à la répartition des zones subsidentes (Fig. 1-7 et 2-13). L'épisode du Priabonien et du Rupélien inférieur (Sannoisien) correspond à la phase paroxysmale de rifting et de subsidence associée, qui fait suite à la courte période de soulèvement du Bartonien. Cette phase paroxysmale de déformation se développe sous l'influence de l'établissement de contraintes compressives horizontales maximales orientées NS, et conduisant à une extension EW généralisée. Cet épisode correspond également à la propagation définitive du rifting vers le nord, jusqu'à son extrémité septentrionale (dépression de Hesse, Fig. 1-7).

Séries sédimentaires

Les dépôts comprennent toujours la ceinture conglomératique des Conglomérats Côtiers (partie supérieure), en relais vers le bassin des Formations de la Zone Salifère moyenne et supérieure, qui se déposent dans des conditions lacustres à évaporitiques de relative basse énergie. Des changements faciologiques sont notables au niveau de l'extrémité sud du fossé (Horst de Mulhouse et Sundgau), avec le développement de la Formation de la Zone Fossilifère et de la Formation du Haustein.

Les formations lacustres à saumâtres de la **Zone Salifère Moyenne** et saumâtres à marines des **Couches de Pechelbronn Moyennes**, malgré des discussions quant à leur âge pourraient correspondre à la Zone NP21 et MP21 (Martini, 1973 ; Derer, 2003). Les formations sus-jacentes **Zone Salifère Supérieure** et **Couches de Pechelbronn Supérieures** appartiennent à l'intervalle MP21 à MP22.

A la limite Eo-Oligocène, au début du Rupélien, le fossé rhénan connaît une transgression lacustre généralisée, pour le sud du bassin, avec le développement des dépôts lacustres de la **Zone Fossilifère (Streifige Mergel**, à faunes strictement d'eau douce) et du **Haustein**, (Duringer, 1988), où les conditions lacustres sont de relative basse énergie (développement de varves) puis graduellement plus énergétiques. Cette dernière formation est datée dans la région du Horst de Mulhouse, à NP21/22 (Schuler, 1988 et 1990) et à MP21 (Störni, 2002).

Plus au nord au niveau du Bassin de Pechelbronn, les Couches **de Pechelbronn Moyennes** et **Supérieures** montrent des affinités vers des domaines saumâtres, conduisant à l'interprétation récente d'une incursion marine à cette période depuis le bassin de Mer du Nord, via la dépression de la Hesse (Derer, 2003 ; Berger et al., 2005 a et b). Cette hypothèse demeure néanmoins très controversée.

Les futurs reliefs jurassiens, à l'extrémité sud du fossé, ne sont pas affectés par cette transgression. Il se dépose dans cette région des calcaires lacustres et des marnes (**Calcaires inférieurs et Terres Jaunes**), des gompholithes et des conglomérats (**Gompholites de Porrentruy**). Ces formations qui n'ont pu être réellement datées avec précision, sont rattachées au Priabonien (Bassin de Delémont) et/ou au Rupélien inférieur (zone charophyte à *C. tuberculata*) dans la région de Moutier (Reichenbacher, 2000).

Paléogéographie

Il n'existerait pas de connexion à ce moment entre le Bassin de Pechelbronn envahi par une mer peu profonde (Derer, 2003), et le bassin molassique peri-alpin (Figure 2-14). La bordure jurassienne est encore infranchissable à cette époque et représente la terminaison sud du bassin (Duringer, 1988; Rotstein et al., 2005a; cf. Figure 3-8). Le maintien d'une bordure sud, clastique, atteste du confinement du bassin vers le sud.

L'ensemble des dépôts de la **Formation de la Zone Salifère supérieure** se déposent dans des conditions très variables, le plus souvent restreintes, dans des environnements hautement évaporitiques (dépôt de sylvite et autres halogénures du bassin potassique) sous un climat alternant périodes humides et très arides (Duringer, 1988; Fontes et al., 1991). La cyclicité interne de ces formations est corrélable, à celle d'autre bassins et à leurs séries évaporitiques locales, dans le fossé de Bresse et de Valence (Sittler, 1965; Sissingh, 1998), montrant l'impact climatique global sur ces formations surimposé au régime tectonique régional.

B - Rupélien moyen et supérieur

• Tectonique

L'histoire tectonique de cette période demeure méconnue malgré les récentes investigations. De nombreux auteurs s'accordent pour souligner une activité tectonique quiescente pour cette période, où les phénomènes de subsidence impliquent de façon quasiment identique les épaules du rift et le bassin central. En l'absence d'études détaillées sur les formations de la partie supérieure du Rupélien, une phase de subsidence thermique régionale est envisagée (Sissingh, 1998; Rotstein et al, 2005a et b). On observe néanmoins un déplacement progressif du pôle de subsidence intra-graben, rejeté du Sud vers le Nord dès le Rupélien inférieur et moyen; fait qui pourrait rendre compte d'un soulèvement progressif de l'ensemble de la partie sud du fossé.

Séries sédimentaires

Une transgression marine généralisée envahit l'ensemble du bassin rhénan, pendant le Rupélien moyen, conduisant au dépôt d'une série sédimentaire marine uniforme sur l'ensemble du fossé : la « **Série grise** » définie par Schnaebele en 1948.

Pendant la période du Rupélien supérieur (ancien Stampien), la **Formation de la Série Grise** (450 mètres dans le Bassin de Mulhouse, Sittler & Schuler, 1988) se dépose avec ses équivalents latéraux : les **Sables Marins (Formation du Meeressand**, sur les bordures E, W et S) et la **Molasse Alsacienne** *sensu lato* (au Sud). Ces formations se déposent dans des conditions de climat chaud et humide (Doebl & Teichmuller, 1979; Schaarschmidt, 1982) et dans un environnement marin relativement peu profond à saumâtre.

Leur distribution quasi-constante dans l'ensemble du fossé (tant en épaisseur que faciologiquement), ainsi que la richesse de la faune fossile, témoignent de la transgression marine qui envahit un fossé qui subside cette fois de façon régionale, et plus homogène (bassin et épaules du rift, apparemment simultanément) depuis la Hesse et le Bassin molassique suisse. Ces incursions marines mettent alors en connexion, le bassin de la Mer du Nord avec la Paratéthys alpine.

La formation de la **Série Grise**, est sub-divisée en quatre membres, se superposant successivement : les **Marnes à Foraminifères** (NP 23, 50 m), les **Schistes à Poissons** (NP23 sommitale/Base NP24 ou NP 23, 50 m), **les Couches ou Marnes à Mélettes** (NP24, 400m ??) et enfin les **Marnes à Cyrènes** (NP 24, 150m ??).

On trouve dans le Nord du Fossé, et de façon particulièrement abondante dans le Bassin de Mayence, des sables et graviers marins appartenant à la **Formation de Alzey** (ancien **Meeressand**) représentant l'équivalent littoral de la base de la **Série Grise** marneuse (NP 23, base NP 24), déposés directement au contact du substratum pré-tertiaire.

Plus au sud, le long des bordures E et W, on rencontre de façon très sporadique des **Sables Marins, Formation du Meeressand, Sables d'Eguisheim**, plus ou moins intercalés avec des marnes de type Marnes à Foraminifères et surmontant soit des conglomérats de la Formation des Conglomérats Côtiers, soit directement le substratum pré-tertiaire.

Dans l'extrémité sud du fossé et dans le Jura, outre les dépôts littoraux de la **Formation du Meeressand (Sables Marins de Burg/Wolschwiller)** déposés sur les calcaires jurassiques, un ensemble conséquent (150 m) : la **Molasse Alsacienne** sensu lato, représente l'équivalent latéral de la partie supérieure de la **Série Grise (Couches à Mélettes** et **Marnes à Cyrènes**, de NP23 ?? à sommet NP24)).

Paléogéographie

Le fossé rhénan est donc intégralement envahi par une mer épicontinentale peu profonde dominée par une sédimentation de basse énergie à dominante marneuse.

Il faut noter ici, la présence dans la **Molasse Inférieure Marine** (**UMM**) du Bassin Molassique Suisse, d'une ichtyofaune (Buxtorf & Fröhlicher, 1933) pouvant rendre compte d'une communication entre le domaine subalpin et le fossé rhénan (SURG) via les bassins de Laufen et de Delémont (« dépression rauracienne » de Baumberger (1927) à travers le Jura). Weiler (1952) envisage ainsi un chenal marin, large de 10 à 20 km, peu profond, pour expliquer certains échanges notables de faunes entre la mer alpine et le fossé rhénan ennoyé.

Pendant cette période, la Mer Alpine se retire progressivement vers l'Est. Néanmoins, pendant cette période une connexion marine entre l'avant-pays (« foreland ») alpin et l'URG existe (certainement durant NP23 à NP24) mais sa position exacte demeure incertaine (Berger, 1996; Kulhemann & Kempf, 2002). La régression de la Mer Alpine a lieu entre 32 et 29 Ma (Diem, 1986; Berger, 1995; Picot, 2002). Ainsi, la connexion marine entre les deux domaines (avant-pays et rift) n'est donc plausible que par la partie Centrale et Est du Bassin Molassique Suisse, étant donné que la partie Ouest est déjà recouverte de sédiments continentaux (USM, avec mammifères, Berger, 1992 et 1996).

C - Chattien

Tectonique

La période du Chattien est également méconnue quant à son histoire tectonique. Néanmoins, Lutz & Cleinthuar (1999) montrent que les séries sédimentaires relatives à cette période montrent, au niveau du bassin potassique, des variations d'épaisseur rapides et importantes dans des directions transverses à l'axe du graben. Plus au sud, Ustaweski et al. (2005) note des fracturations synsédimentaires dans les dépôts chattiens qui dénotent une activité associée à un jeu normal-décrochant. On peut donc légitimement penser que des phénomènes de subsidence différentielle sont à l'œuvre pendant le Chattien, liés au rejeu des failles majeures du graben, mais avec un rejeu postulé normal/décrochant lié au changement du champ de contraintes régional (début de la rotation des directions de contraintes compressives maximales, Laubscher, 2001 ; Ustaweski et al., 2005).

Séries sédimentaires

A la faveur de la régression marine à la base du Chattien (Hardenbol et al, 1998) la mer se retire du fossé en direction du Nord et s'installe alors des conditions de sédimentation fluvio-lacustres (**Couches de Niederroedern**) au Sud (SURG) qui sont surmontées ou passent latéralement à des formations fluvio-lacustres à saumâtres au Nord (NURG, **Couches à Cérithium inférieures**). Cette dernière formation serait reliée à une transgression marine au Chattien plus tardive (intra-chattien) ou à la base de l'Aquitanien (Schäfer et al, 1996; Sissingh, 2003).

Diverses formations, d'origine fluvio-lacustre, sont rattachées à la base du Chattien. Elles sont plus ou moins contemporaines, mais sont surtout méconnues et par conséquent très mal datées, faute au manque d'affleurements au nord de Mulhouse et au sud de Mayence, et à leur reconnaissance quasi-exclusive en sondage.

Cependant, on peut reconnaître au sud du bassin et dans la partie jurassienne, toujours au dessus de la Série Grise, la Formation de la Molasse Alsacienne, plus au nord les Couches d'Eau Douce du Bassin de Mulhouse et enfin leur équivalent dans la partie du basin au nord de Strasbourg : les Couches de Niederroedern (Schnaebele, 1948), qui sont également référencées en certaines localités septentrionales sous le nom de Molasse Alsacienne (Doebl et al, 1976). D'après les corrélations lithostratigraphiques avec les Couches d'Eau Douce du Bassin de Mayence (Süsswasserschichten, aujourd'hui rangées dans la Formation de Sulzheim), les Couches de Niederroedern appartiendraient au Chattien inférieur à moyen (MP24, (Mödden et al, 2000).



Figure 2-14 : A à D, reconstitutions paléogéographiques simplifiées de la période Paléogène (Eocène/Oligocène), pour le fossé rhénan et le Bassin Molassique suisse, modifié d'après Berger et al., 2005b.

R





Ces formations sont surmontées au nord du bassin par les Couches à Cérithium inf et **moyennes**, qui montrent clairement des affinités saumâtres à marines (Doebl & Geissert, 1971; Reichenbacher, 2000), qui appartiennent au Chattien terminal (MP30 (Gad et al., 1990) et NP25 ? à NN1 (Doebl et al., 1972; Martini, 1978; Reichenbacher, 2000).

Pendant le Chattien Moyen, les conditions sont sensiblement les mêmes dans le Bassin Molassique Suisse et dans le SURG. Plus au Nord (NURG), une incursion marine (conduisant au développement de conditions saumâtres) probablement dérivée de la Mer du Nord, est enregistrée (Reichenbacher, 2000; Sissingh, 2003).

Paléogéographie

Pendant le Chattien Inférieur, suivant la régression de la **Molasse Marine Inf. (UMM**) vers l'est, des sédiments fluviatiles se déposent sur l'ensemble du Bassin Molassique Suisse. Des cônes alluviaux conglomératiques dérivant directement de la Chaîne des Alpes, sont drainés par un système fluviatile orienté SW-NE se référant au « Genferseescüttung » (Figure 2-14).

Une partie de ce système continental envahit à priori le sud du Fossé rhénan en passant au travers du Jura comme l'attestent les minéraux lourds de La **Molasse Alsacienne** Jurassienne (Kuhlemann et al, 1999 ; Picot, 2002). Des sédiments lacustres se développent préférentiellement dans le centre Nord de l'URG et également dans le Bassin de Mayence où des influences saumâtres sont encore perceptibles (**Couches à Cerithium Inf.**). Néanmoins cet épisode « continental » se développe dans un système de graben subsident rempli par des lacs, et dont les communications avec les aires maritimes avoisinantes sont clairement interrompues aux deux extrémité Nord et Sud.

Pour Sissingh (1998), Le Chattien moyen connaît une brève période d'érosion, qui semble coïncider avec la migration rapide du dépocentre vers le nord du fossé, ce qui conduit à la genèse d'une discordance stratigraphique dans le Bassin de Mayence (Rothausen & Sonne, 1984). Cette période est suivie par un cycle majeur de dépôt saumâtre à marins peu profonds pendant le dépôt des **Couches à Cérithes** (360m) qui sont datées plus ou moins précisément entre le sommet NP25 et MN1-2a, et appartiennent donc à un intervalle Chattien sup.//Aquitanien inf (Doebl et al, 1972; Engesser et al., 1993; Derer et al., 2005).

Le dépôt de la partie basale des **Couches à Cérithium**, est contemporain d'une communication marine entre le fossé rhénan septentrional, et le bassin de Mer du Nord (Reichenbacher, 2000). Néanmoins, cette communication doit plutôt s'établir entre le Nord du fossé rhénan et le LRG, via le Bassin de Mayence, plutôt que par une réouverture de la dépression de la Hesse (Sittler & Schuler, 1988, Reichenbacher, 2000).

Le Chattien terminal montre une diminution importante des apports clastiques depuis le bassin molassique, qui résultent plus ou moins dans le développement de conditions lacustres et évaporitiques (Blanc-Valleron, 1990).

2.5.4 - MIOCENE

A - Miocène Inférieur

Pendant l'Aquitanien, l'accumulation de sédiments détritiques alluviaux se poursuit dans le Bassin molassique suisse associés à de sporadiques dépôts lacustres (**USM**).

Kuhlemann & Kempf (2002) proposent des dépôts lacustres pour le sud de l'URG (postulant également en faveur de dépôts d'origine saumâtres mais sans réelle argumentation).

Les **Couches à Corbicules** (MN2a, 400m, 20 mètres dans le bassin de Mayence) sont caractérisées, par la présence d'*Hydrobia inflata* (Schäfer,1984; Engesser et al., 1993; Reichenbacher, 2000). Ils se déposent dans des conditions lagunaires restreintes à salinité variable comme l'indique les faunes de mollusques et les sédiments bitumineux et salifères rencontrés dans la région d'Heidelberg (Schreiber & Rotsch, 1998).

Pendant le Burdigalien une incursion marine originaire de l'Est est clairement évidente dans l'intégralité du Bassin Molassique Suisse, soit, le début du dépôt de l'**OMM**. Les modalités et les caractéristiques de cette transgression bien contrainte ont été discutées dans le détail par différents auteurs (Berger, 1996; Berger et al, 2005a).

Aucun dépôt de cet âge n'est connus dans le sud du Fossé rhénan (les plus près sont les lambeaux lumachelliques des synclinaux au sud du bassin de Laufen).

Par contre, le nord du fossé NURG est pendant l'intervalle burdigalien soumis à des influences marines et saumâtres comme l'attestent les formations de Wiesbaden et les **Couches à Hydrobies** supérieures, datées à MN3 (Berger et al, 2005).

A la fin du Burdigalien, la mer Molassique régresse probablement à la partie distale du bassin où les conditions saumâtres prévalent (Becker, 2003 ; Reichenbacher, 1998)

Dans la partie Nord du Bassin, NURG, des sédiments fluviatiles, lacustres et plus rarement saumâtres, apparaissent, et sont attribués à la Formation du **Jung Tertiar I** (NURG).

Des données de sismique- réflexion, calibrés par des puits, montrent qu'au sud de la ville de Speyer (100km N de Strasbourg) une importante discordance existe d'âge approximatif Burdigalien Moyen et recoupe progressivement et plus profondément les dépôts sous-jacents (Miocène inf. et Oligocène sup.) vers le sud. Cette discontinuité pourrait se relier au début du soulèvement de l'arc Vosges/Forêt-Noire, incluant la partie sud du Fossé (SURG) (Roll, 1979 ; Dezès et al., 2004).

B - Miocène Moyen à Supérieur

Pendant cette période, de façon conjecturelle, et en association avec le soulèvement supposé de l'arc V/FN la partie centrale et sud du Fossé rhénan semble être sujette à l'érosion.

Pendant le Langhien, le Bassin Molassique est drainé par un réseau fluviatile (**Glimmersand**) qui parcourt la partie distale du bassin. Les cônes alluviaux venant des Alpes sont uniquement mis en évidence dans la partie Centrale et Est de la Suisse ainsi qu'en Bavière (Kulhemann & Kempf, 2002). Tous ces dépôts forment le cortège de l'**OSM**. Seules des reliques ponctuelles de ces dépôts existent ça et là, dans la partie ouest du Jura (Kälin et al., 2001). Dans le Fossé rhénan Nord (NURG) la sédimentation est essentiellement continentale et lacustre, et n'apparaît pas dans le bassin de Mayence (Derer, 2003).

Pendant le Langhien et le Serravalien la sédimentation fluviatile de l'**OSM** se construit, avec apparemment une contribution de matériaux provenant des Vosges/Forêt-Noire confirmant ainsi la surrection du domaine, drainant ces reliefs vers le Sud, et conduisant au dépôt dans la région jurassienne de la formation des « Nagelfluh »

Le Tortonien, est principalement connu par ces dépôts conglomératiques et gréseux alluviaux provenant des domaines Vosges/Forêt-Noire (Charmoilles) dans la partie sud du fossé (SURG) et se voit représentée par la formation et **Sables à** *Dinothérium*. Ces derniers Sables à *Dinothérium*, dans la partie nord du bassin (NURG) sont déposés par un paléo-Rhin, provenant des Vosges du Nord, et de la Forêt Noire (Bartz 1961 ; Abele, 1977). Le système de drainage tortonien est très difficile à établir, néanmoins, une tendance générale, avec un drainage d'W en E du bassin molassique est postulée par de nombreux auteurs, qui se basent généralement sur la surrection de la partie centrale et Ouest du Bassin Molassique conjointement au début du plissement jurassien (Gambioni et al, 2004 ; Liniger, 1969).

2.5.5 - PLIOCENE

Pendant le Pliocène moyen à supérieur (Zancléen sup. et Piacenzien inf.), un changement abrupt dans le schéma de drainage est marqué par le développement des **Cailloutis du Sundgau** (**Sundgau Gravel**) dans le SURG, et par les **Conglomérats** *arvernensis* au Nord.

La plupart des matériaux dérivant de l'orogène alpin, sont transportés vers les régions nord et nord-est, vers le fossé, et continuent leur course vers l'W dans le fossé de Bresse pour former les **Cailloutis de la Foret de Chaux** (Contini & Theobald, 1974 ; Figure 2-14). Une ligne de partage des eaux s'individualise à cette période au niveau du Kaiserstuhl, séparant la partie méridionale en connexion avec le bassin méditerranéen et la partie septentrionale en liaison avec le bassin de Mer du Nord. Les vallées des rivières sud-vosgiennes et sud-schwarzwaldiennes, par leur orientation, témoignent encore du drainage de la partie méridionale des Vosges et de la Forêt-Noire dirigé clairement vers le sud. Alors qu'au nord du Kaiserstuhl les cours rivières sont dirigées vers le Nord.

<u>Chapitre 3 :</u>

Evolution tectono-sédimentaire des différents sous-bassins géographiques de la partie méridionale du Fossé Rhénan



<u>Chapitre 3 :</u> <u>Evolution tectono-sédimentaire des différents sous-</u> <u>bassins géographiques de la partie méridionale du Fossé Rhénan</u>

3.1 - Introduction

D'après des données récentes traitant indépendamment les diverses aires géographiques de la partie sud du fossé rhénan (Lutz & Cleinthuar, 1999 ; Laubscher, 2001 ; Rotstein et al, 2005a et b ; Ustaweski et al, 2005) l'effondrement de cette partie fossé a connu plusieurs phases tectoniques bien distinctes depuis les prémisses de l'effondrement au Lutétien, au paroxysme à la limite Eo-Oligocène, et jusqu'à la réactivation récente (plio-quaternaire) des structures. L'ensemble est en général lié aux influences de la déformation du système alpin, ayant pour conséquence l'accentuation de la complexité structurale de cette partie du rift.

Ce chapitre a pour but de poser le cadre tectono-stratigraphique de l'étude (essentiellement pour le Rupélien terminal et le Chattien), autrement dit le contexte tectonique et le régime de subsidence des périodes suivant l'effondrement principal Eo-Oligocène (Lutétien à Rupélien inférieur).



3.2 - Aperçu structural de la partie sud du bassin

La partie sud du bassin rhénan détaillée ici représente un bassin de plus de 4500 km2, individualisé par les bordures du rift actuel (failles bordières E et W, rhénanes (internes) et vosgiennes et schwarzwaldienne (externe) et limité au sud par le Jura (Jura Plissé et Jura Tabulaire). La limite de la présente étude se situe au sud de Colmar (Figure 3-1).

La plupart des études structurales sur le fossé rhénan montrent que le rift tertiaire pourrait être influencé par une pré-structuration permo-carbonifère (Laubscher, 1971; Edel & Fluck, 1989; Schumacher, 2002; Derer et al., 2005; Ustaweski et al, 2005). Ustaweski et al (2005) montrent clairement que la disposition des accidents et des morphologies du substratum paléozoïque ont une influence sur l'évolution du système (Figure 3-1B). La disposition des fosses et des seuils que délimitent les failles de socle, vont entraîner des changements de répercutions de l'extension prédominante et changer la polarité du basculement des blocs (cf. Chapitre 1). A ce titre (Figure 3-1), on peut découper ainsi l'extrémité sud comme suit :

- le <u>Bassin Potassique</u>, au nord du seuil germanique avec un bassin globalement monolithique affecté d'un basculement prépondérant vers l'W.
- le <u>Bassin sud rhénan</u> (bassin « sundgovien »), dans la fosse de Bourgogne et au nord du seuil de Porrentruy, qui se caractérise par la présence de plusieurs petits blocs (bassins) délimités par des failles montrant un plongement vers le NE cette fois.
- la <u>Zone jurassienne</u> au sud de seuil de Porrentruy, comprenant le Jura et les bassins tertiaires intra-jurassiens, montrant une structuration, en petits blocs basculés, très complexe.

Il est également intéressant de noter ici que les axes des plis du Jura sont plus ou moins subparallèles à ces accidents, et que les limites Jura plissé/Jura tabulaire sont elles aussi semble-t-il, liées à la présence de ces failles de socle (Laubscher, 1971).

<u>3.3 - Données sismiques et relevés de sondages sur l'ensemble de la partie</u> sud (SURG)

3.3.1 - Les profils sismiques

Pour visualiser les grandes structures tectono-sédimentaires présentes dans le bassin sud rhénan, différentes lignes sismiques sont données (Figure 3-2; et Figures 3-5, 3-13 et 3-14) afin de rendre compte de la géométrie actuelle et de l'évolution du remplissage sédimentaire pendant l'évolution du rift. Ces lignes proviennent pour l'essentiel des campagnes d'exploration pétrolières et minières effectuées dans la région au cours des années 80 et récemment disponibles. Les données sismiques sont classiquement complétées/corrélées par l'importante base de données des sondages (environ 300 puits sur l'ensemble de la zone) réalisés dans la région tant par les compagnies pétrolières (SNEA, SHELL), que par la société des Mines de Potasse d'Alsace (M.D.P.A.).

Ces données ont été partiellement étudiées et synthétisées récemment par Lutz & Cleinthuar (1999) pour la partie concernant le Bassin Potassique, par Rotstein el al. (2005 a et b) et par Ustaweski et al. (2005) pour l'extrémité sud rhénane et le Jura.

Dans le cadre de la présente étude sur la série marine et continentale du Rupélien et du Chattien, une partie de ces données sont réexaminées afin de préciser le contexte structural du dépôt de ces séries.

3.3.2 - Les sondages

Les données de sondages sont nombreuses (MDPA, industrie pétrolière, sondages de recherche). Plus de 150 puits de sondages ont été forés au cours du 20ème siècle dans cette partie du graben rhénan. La carte (Figure3-2) donne la position des puits recensés et utilisés (dans les grandes lignes) afin de considérer la stratigraphie du remplissage et l'évolution tectono-sédimentaire du bassin.

A partir des sondages deux types de données sont exploités :

Dans un premier temps, les données des sondages profonds, à savoir ceux qui ont traversé l'ensemble de la série tertiaire, et atteint le toit du substratum (mésozoïque pour la plupart), sont utilisées afin de synthétiser l'évolution du remplissage du bassin. Des coupes très schématiques ne rendent alors compte que de l'évolution stratigraphique synthétique et d'épaisseur des différents cortèges constituant le remplissage (Figures 3-6 et 3-15). Ce dernier

est ainsi découpé en trois grands ensembles cohérents, qui seront distingués dans les coupes sismiques et détaillés pour chaque bassin ci-après :

- le *Cortège Salifère* : comprenant les formations de L'Eocène et de l'Oligocène inférieur (Série Salifères au sens large)
 - Le Cortège Marin : soit la Série Grise et ces équivalents latéraux
- Le Cortège Continental : subdivisé en deux termes : CEDD et CEDC
- Dans un second temps, l'ensemble « conséquent » des puits permettra de construire des cartes isopaques schématiques des différents ensembles stratigraphiques (Figures 3-7 à 3-11) afin de connaître plus intimement le remplissage du bassin en terme d'épaisseur, avec un complément non négligeable des données sismiques quant cela est possible, surtout dans les zones exsangues de sondages. Ces cartes seront réalisées grâce à l'utilisation du logiciel de modélisation Surfer®, en choisissant des paramètres de calcul incluant la position des failles majeures (bordières et internes au bassin) et la direction principale du fossé (N20°).



Figure 3-2 : Carte de l'ensemble des lignes sismiques présentées dans ce chapitre, et des puits de sondages utilisés pour la construction de la carte de l'altitude de la base du tertiaire (base du cortège salifère, Figure 3-7) et des cartes isopaques des différentes formations stratigraphiques (épaisseurs, Figure 3-8 à 11).
3.4 - Les différents sous-bassins géographiques

3.4.1 - Le Bassin Potassique (entre Mulhouse et Colmar)

A - Situation et type de dépôts

Le Bassin Potassique (BP) de Mulhouse se situe dans l'axe principal du fossé rhénan, limité à l'est et à l'ouest par les failles rhénanes (Figure 3-1 et 3-2). Dans cette partie du fossé les formations tertiaires reposent en discordance sur un substratum jurassique karstifié d'âge Bajocien (Grande Oolithe) à Oxfordien (Séquanien) (Sittler, 1965 ; Lutz & Cleinthuar, 1999). Le Bassin Potassique constitue un ombilic de subsidence, faisant office de dépocentre du fossé pour la partie sud.

La grande majorité du remplissage tertiaire du Bassin potassique est constituée de dépôts évaporitiques qui se répartissent dans le bassin de façon particulière (Séries ou Cortège Salifère(s), ~1500m). Les faciès les plus évaporitiques (ceux associant potasse et halite) sont circonscrits à la partie centrale du bassin (Figure 3-3). Le gypse et l'anhydrite sont connus à différents niveaux dans la série paléogène sur la quasi-totalité de la surface du bassin (qui couvre 1900 km2 environ) et de la Halite dans la partie la plus centrale et également la plus profonde et la plus subsidente sur 1000 km2 environ). Les Séries ou Cortèges Salifère(s) sont surmontées par des formations marines (Série Grise, ~400m) passant progressivement à des formations continentales (Couches de Niederroedern, ~600m) au sommet. L'ensemble Série Grise et Couches de Niederroedern peut atteindre dans son ensemble (lorsqu'il est intégralement conservé) environ 1000 mètres. Ainsi l'ensemble de la série tertiaire du Bassin Potassique peut atteindre une épaisseur de plus de 2500 mètres, et ce au centre de la dépression (Figure 1-7).



Figure 3-3 Répartition des faciès évaporitiques au sein du sud du fossé rhénan sud (SURG), modifié d'après Blanc-Valleron et al. (1991).

B - Succession lithostratigraphique

La succession sédimentaire tertiaire du Bassin Potassique (Figure 3-4 et 3-6) est de loin la plus complète de toute la partie sud du fossé rhénan (cf. tableaux, Figures 2-1 et 2-2). Elle comprend ainsi un ensemble de formations couvrant l'ensemble de l'histoire Eo-Oligocène du rift soit du Lutétien à l'Aquitanien, organisés en 3 grands cortèges:

• Cortège salifère

L'Eocène basal est représenté par les dépôts de la Formation du Sidérolithique et de l'Eocène basal (Argiles Eocènes), et ne dépasse guère les 50 m d'épaisseur (très discontinus, 0 à 50m).

• La Série Salifère Inférieure (datée de l'Eocène sup. Bartono-Priabonien) repose sur le Sidérolithique et/ou directement au contact du substratum et constitue un ensemble pouvant atteindre les 1000 mètres dans les parties les plus profondes du bassin. Cette unité renferme une importante quantité de sels (halite principalement), et se subdivise en plusieurs termes : Sel I et Sel II et Marnes à Lymnées.

• La Série Salifère Moyenne comprend deux subdivisions, le Sel III et la Zone Fossilifère, dont la dernière s'avère capitale pour le découpage temporel du remplissage du bassin potassique et de l'ensemble du rift. En effet, la Zone Fossilifère qui datée par Schuler (1990), à NP 22, et représente ainsi la base de l'Oligocène et formant la partie supérieure de la Zone Salifère Moyenne.

• Enfin la Zone Salifère Supérieure qui surmonte la Zone Fossilifère, débute avec le Sel IV (qui contient les bancs de potasse exploités par les MDPA) et se termine dans les « Marnes sans sel » (argiles et marnes dépourvus de sels, contenant seulement de rares passées gypseuses et anhydritiques au sommet).

L'ensemble du *Cortège Salifère*, qui dépasse les 1500 mètres (Figure 3-8), est surmonté par des séries à dominante marneuses d'abord marines (**Série Grise**) puis continentales (**Couches de Niederroedern**) datant du Rupélien supérieur et du Chattien et jusqu'à l'Aquitanien.

• Cortège marin

La transgression marine du rupélien moyen est enregistrée par le développement de la partie inférieure de la Série Grise, Série Grise Inférieure ou Marnes Argileuses. Cette Série Grise Inférieure est constituée par des dépôts marins francs, comprenant à la base les MF auxquelles succèdent immédiatement les SP (Figure 3-4). Puis se dépose en succession, toujours dans un domaine marin (plus ou moins franc) la Série Grise Supérieure constituée des Couches à Mélettes et Marnes à Cyrènes (Figure 3-4).

• Cortège continental

Enfin le dernier cortège qui n'apparaît que dans les parties les plus profondes du bassin où la succession tertiaire est la plus épaisse et a été le mieux préservée des décapages récents est constitué par les **Couches de Niederroedern** ou **Couches d'Eau Douce**, elles mêmes sub-divisées en 4 termes et couvrant l'intervalle temporel du Chattien à l'Aquitanien (Sittler, 1965 ; Blanc-Valleron, 1990 ; Riveline, 1984 ; Lutz & Cleinthuar, 1999) (Figure 3-4A). Plus généralement, on ne distinguera en général sur la sismique ainsi que sur les données de sondages profonds deux sous-ensembles les **CDED** (à dominante argileuse et gréseuse) et les **CDEC** (à dominante carbonatée) (Figure 3-4B).

L'ensemble des données stratigraphiques afférant aux cortèges marin et continental (et par conséquent directement à cette étude) est donné par la Figure 3-4A, qui comprend un log stratigraphique virtuel, habillé de son gamma-ray et présentant la succession des dépôts des série marine et continentale, se superposant jusqu'à la base du Plio-quaternaire (nappes des graviers du Rhin).

C- Coupes sismiques et géologiques transversales et longitudinales Données

Un assez grand nombre de lignes sismiques récemment disponibles pour la région et provenant de l'industrie pétrolière, traversent le Bassin Potassique d'Est en Ouest et du Nord au Sud. Les données sont de bonne qualité, malgré une acquisition dévouée à une prospection profonde du bassin. Ces données ont été récemment étudiées et synthétisées par Lutz & Cleinthuar (1999). Seules quelques lignes pertinentes pour le propos de cette étude ont été sélectionnées et sont représentées dans la Figure 3-5.

Les faciès sismiques et les réflecteurs identifiables (Figure 3-4B) Le Cortège Salifère

Les formations tertiaires reposent sur le Jurassique faillé dont la surface n'est pas toujours très nette à distinguer mais apparaît parfois sous forme d'une unconformité nette (réflecteur **J**, pour <u>J</u>urassique). Le réflecteur **O** (pour **Grande** <u>**O**</u>**olithe**) est utilisé arbitrairement comme base du tertiaire à défaut.

Il n'est pas toujours aisé de reconnaître des réflecteurs attribuables à un niveau repère au sein des **Séries Salifères**. Néanmoins par endroit, à l'appui des corrélations de puits de forage, et dans les parties du bassin les moins fracturées, il est possible de distinguer un réflecteur pour la base de la **Zone Fossilifère** (réflecteur **F**, pour **Zone <u>Fossilifère</u>**).

• Le Cortège Marin (Série Grise)

Les formations salifères sont recouvertes de façon très homogène, en concordance, par un réflecteur double très fort et très régulier (réflecteur **R**, pour <u>R</u>upélien) qui marque la transgression marine et le dépôt des **Marnes à Foraminifères** et des **Schistes à Poissons** ou encore **Argiles Rupéliennes**.



Figure 3-4 : Succession stratigraphique du bassin potassique pour l'intervalle étudié. A - Log stratigraphique virtuel (d'après le log DP209, poisition sur carte) complèté avec les les données du log DP210)) de la succession marine et continentale du Rupélien sup. et du Chattien. B - Log sismique présentant les principaux faciès sismiques et reflecteurs utilisés dans la zone (bassin potassique). C - Détail des faciès sismiques et surtout caractérisation du réflecteur (N), à la base du cortège continental (MAC/CEDD) montrant un réflecteur irrégulier à petites dépressions localisées possiblement reliées au développement de chenaux fluviatiles.

Série Grise Inférieure/Marnes Argileuses

Le faciès sismique des Argiles Rupéliennes (MF et SP, Figure 3-4B) consiste en un groupe fin de réflecteurs parallèles et continus à forte amplitude, qui représente un excellent marqueur sismique utilisable sur l'ensemble des profils sismiques étudiés (réflecteur R). Les amplitudes importantes des réflecteurs est liée sans doute au contraste fort d'impédance acoustique entre les argiles bien stratifiées et structurées des Argiles Rupéliennes et les marnes sableuses massives à filons de sels (gypse et anhydrite) de la Série Salifère Supérieure (Marnes sans sels) et les marnes et sables fins/silt moins bien litées de la base des Couches à Mélettes (Série Grise Supérieure).

Série Grise Supérieures / Marnes Sableuses

La Série Grise Supérieure (constituée des CM et MCyr) apparaît avec une épaisseur quasiconstante (450/470m) sur toute la zone, même si l'on note de légères variations plus longitudinales (épaississement du sud vers le nord) que transversales (en direction E/W). La Série Grise Supérieure se caractérise par un faciès sismique assez flou et transparent (Figure 3-4B). Les faciès sismiques montrent des réflecteurs à basses amplitudes, à continuité faible et à configuration parallèles à subparallèles. On note surtout à la base du cortège des réflecteurs irréguliers attribuables à des passées gréseuses au sein des successions à dominantes marneuses, puis des réflexions quasi-parallèles plus haut.

L'incrément en contenu sableux au sein des Marnes à Cyrènes par rapport aux Couches à Mélettes, peut être reconnu sur les lignes sismiques par un graduel changement vertical des faciès sismiques. Les configurations des réflecteurs des Marnes à Cyrènes montrent des amplitudes plus importantes que celles des Couches à Mélettes, avec des continuités modérées et des réflecteurs parallèles à sub-parallèles.

• Cortège continental

Les Couches d'Eau Douce / Couches de Niederroedern

La Série Grise est surmontée par la partie inférieure des Couches de Niederroedern : la Molasse Alsacienne Continentale (MAC) (Figure 3-4). Un réflecteur (réflecteur N, pour Couches de Niederroedern) parfois fort, mais très irrégulier montrant des surcreusements localisés infrakilométriques (Figure 3-4C), ce réflecteur n'est pourtant jamais associé à une réelle et nette discordance angulaire avec les couches sous-jacentes. Ce réflecteur pourrait correspondre à une érosion suite à l'abaissement du niveau de base régional à la limite Chattien/Rupélien (~28,5Ma). La MAC montre un faciès sismique très particulier qui tranche nettement avec ceux de la Série Grise. Les configurations de réflexions sont variées, à forte amplitude caractéristique, à fréquence moyenne, montrant des continuités latérales faibles (sub-parallèles) et irrégulières. La MAC est surmontée par un réflecteur double à triple très net, homogène qui marque la base des CEDC (réflecteur C).

Dûment au fort contraste en impédance acoustique entre les alternances marno-sableuses des **CEDD** et les dépôts à dominante carbonatée de la base des **CEDC**, la limite entre les deux formations représente un très bon marqueur sismique.

La base des **CEDD/MAC** est quant à elle plus délicate à déterminer sauf dans certains cas ou un réflecteur à forte amplitude très irrégulier et discontinu est présent et correspond à la base des **CEDD**, qui en certains endroit représente une « discordance conforme ». Cette légère discordance pourrait marquer la continentalisation du bassin à l'aube du Chattien, suite à un abaissement général du niveau de base et le développement consécutif d'incisions par des chenaux fluviatiles (Figure 3-4C).

La formation des **CEDC** (Figure 3-4) montre des faciès sismiques généralement parallèles et réguliers et montrant sur la zone étudiée une grande monotonie d'épaisseur (autour de 220m au plus), dans les parties du bassin où la série semble la plus complète.

Il est également possible dans les parties les plus profondes du Bassin Potassique, au plus près des diapirs salifères, de distinguer un réflecteur au sein de dernière formation (réflecteur G) qui sépare la sous-formation <u>Gypseuse de la partie sommitale des CEDC (CEDC supérieures</u>, au sommet de la série tertiaire) (Figure 3-4 et Figure 3-5).



Figure 3-5 : Structure du bassin potassique illustrée d'après les coupes sismiques de la zone. A- Coupe EW en profondeur d'après interprétation de ligne E/W détaillée en B, localisation sur carte ci-dessu). B - Coupe sismique (détail de A) montrant les détails de l'organisation du remplissage à la bordure W du bassin sur la faille rhénane. C - Coupe composite NS (alignement des deux lignes figurées sur carte (C)) entre Mulhouse au S et le N du bassin potassique (modifiée d'après Lutz & Cleinthuar, 1999).

Les grandes structures

• Coupes transversales

Le bassin potassique est bordé à l'Ouest par la faille rhénane et ses failles associées de moindre importance (Figure 3-5A et B). Peu de lignes sismiques traversent l'intégralité du fossé au niveau du Bassin Potassique, ainsi la bordure E est relativement méconnue, mais devrait comprendre également une faille majeure, interne délimitant le bloc central du Bassin Potassique, et un système de champ de fracture assez développé sur la bordure E au piedmont de la Forêt Noire (ce que montre la Figure 3-6, de façon très schématique).

Les **Séries Salifères** basales sont très épaisses (de 200 à 1800 mètres) et montrent de grandes variabilités spatiales d'épaisseur, contraintes par des petits bassins actifs au début de l'extension puis apparemment rapidement inactifs (Figure 3-5A et B).

La **Formation Salifère Supérieure** montre encore une importante variation d'épaisseur relative cette fois à l'activité de la faille rhénane. On note des réflecteurs divergents au niveau de la faille et parallèles plus loin, associés à des structures en on-lap sur la surface tectonique (Figure 3-5 A et B).

Les rares lignes qui franchissent les champs de fracture immédiatement à l'Ouest du bassin montre un pincement des couches au niveau de la faille rhénane et un relais vers les formations de bordure (**Formation des Conglomérats Côtiers,** entre 200 et 700 mètres d'épaisseur) contemporaines déposées sur les bordures faillées du rift entre les failles vosgiennes et rhénanes (Figure 3-5A et B). Ces faits ont déjà été illustrés abondamment, et synthétisés par Duringer (1988).

La **Série Grise** arbore un caractère très isopaque dans l'ensemble des lignes étudiées, l'épaisseur ne varie presque pas à l'approche de la faille bordière dans des directions EW (Figure 3-5A et B).



Figure 3-6 : Coupe stratigraphique EW schématique de l'ensemble du remplissage tertiaire du bassin potassique. Profil réalisé à l'appui des données de sondages, avec horizontalisation par rapport à la bse de la Série Marine (Base MF, base Meeressands, réflecteur R). Abbréviations : VF, Vosges Fault; RF, Rhenish fault; BFF, Black-Forest fault.

La formation MAC/CEDD montre de timides variations latérales d'épaisseur (entre les réflecteurs N et C) allant de 200 mètres à 350mètres, à l'approche de la bordure W du bassin. Ce fait est visible sur la Figure 3-5B. Cette variation atteste de la reprise d'une subsidence différentielle durant le dépôt de la formation CEDD/MAC, possiblement accommodée par la faille rhénane toute proche.

On note pour finir, un très important diapirisme liée à la mise en mouvement des masses salines contenues dans les couches argilo-salifères de la base du **Salifère Inférieur** (halocinèse), (Figure 3-5A). Le diapirisme est le plus souvent associé à des zones à des faciès sismiques quasitransparents trahissant la présence importante de sels (halite, gypse et anhydrite principalement) où seules les failles délimitant les dômes de sels sont perceptibles. L'halocinèse semble relativement tardive (au moins post-chattienne) car elle ne semble pas affecter le dépôt des **CEDC** (qui clôturent la pile sédimentaire conservée).

• Coupes longitudinales

Les coupes sismiques représentée sur la Figure 3-4C, orientées du Sud vers le Nord montre un ensemble tertiaire légèrement discordant sur le substratum (au sud, possible on-lap) à pendage vers le Nord. A l'extrême Sud de la coupe, aux environs de la ville de Mulhouse, le *Cortège Salifère*, reconnu à la base des profils au dessus du réflecteur J, est associé à une nette variation de son épaisseur dans l'axe N/S du bassin, en association à des réflecteurs, divergents, qui se terminent en on-lap sur le substratum jurassique vers le Sud. Les variations d'épaisseur sont contraintes, apparemment par de

petits bassins légèrement basculés vers le Nord, qui conduisent tous au dépôt-centre de la zone (le bassin potassique).

Les positions approximatives des accidents du socle (Zones de Transfert, i.e. ZT de Colmar, et ZT de Mulhouse) sont appliquées sur le tracé de ces lignes. Leurs positions coïncident, à leurs alentours, à une réduction quasi-systématique des épaisseurs du *Cortège Salifère*, et semblent ainsi plus ou moins délimiter l'aire d'extension du bassin potassique et de ces faciès évaporitiques (halite et sylvite exploitées par les MDPA).

Le *Cortège Marin* est très bousculé, se voyant affecté par de nombreuses failles (récentes), mais présente une épaisseur quasi-constante quand il n'est pas amincît par le jeu des failles. Les réflecteurs de la série marine plus ou moins visibles, montrent, entre 2 failles, des ondulations qui pourraient s'interpréter comme des complications (plissements) liés à la réactivation des failles et à des compressions localisées et récentes (post-Oligocène, Miocène ?).

D'autres coupes longitudinales sont très complexes au point de vue structure et montrent d'importants signes de fracturation post-dépôt et de réactivation possiblement lié au diapirisme et aux changements de contraintes locales (changements de contraintes régionales au cours de l'Histoire géologique de la région). Les différentes phases incriminées ici sont le changement au Miocène du régime de contrainte qui va induire une compression NW/SE, et contraindre un rejeu transformant (sénestre) des failles du rift, créant des compressions localisées sur les failles préexistantes (Laubscher, 1998 et 2001, Lutz & Cleinthuar, 1999, Rotstein et al, 2005b).

D - Cartes isopaques

• **Base du tertiaire :** (Figure 3-7)

La carte de l'altitude réelle, actuelle du toit du Jurassique montre un bassin à basculement vers l'W où le Jurassique est enfoui à plus de 1600 mètres (sous le niveau marin, b.s.l.). La partie E du bassin potassique montre un toit du Jurassique encore plus abaissé ce qui ne correspond pas à l'épaisseur des cortèges déposés au-dessus. Par contre lorsqu'on regarde les épaisseurs du plioquaternaire sur cette zone E on se rend compte qu'un fort épaississement a lieu sur la zone, ainsi la zone E est plus subsidente que la zone W depuis l'Eocène.

• *Cortège Salifère* : (Figure 3-8)

Le *Cortège Salifère* suit bien le modelé obtenu pour le Jurassique pour la partie W du bassin. La zone la plus subsidente et recevant le plus de sédiments (1600 mètres) est bien située à l'W, immédiatement à l'aplomb de la faille rhénane. On note également un sur-épaississement (1600 mètres) du cortège à l'E dans la partie centrale du bassin, possiblement sur le même bloc, constituant le fond du bassin.

• Cortège marin

• **Partie inférieure :** (Figure 3-9)

La Série Grise inférieure (MF et SP) atteint son épaisseur maximale le long de la bordure W, et montre des sur-épaississements (jusqu'à 36 mètres) à l'aplomb de la faille rhénane. Elle est caractérisée par une épaisseur plus moins constante dans la partie centrale et E du bassin, avec une apparente diminution d'épaisseur vers l'E. Il en va de même pour les formations de ce groupe (MF et SP). Ceci tend à souligner des effets de récurrences d'activité des failles bordières.

• **Partie supérieure :** (Figure 3-10)

La Série Grise supérieure (Couches à Mélettes et Marnes à Cyrènes) montre lorsqu'elle préservée dans son intégralité, c'est-à-dire à l'écart des zones de diapirs et de bordures qui ont été décapées une épaisseur assez constante. On ne note guère qu'un léger épaississement en direction du nord. L'absence significative, ou l'impossibilité de contraindre (étant donné le décapage depuis leur dépôt), de phénomènes de subsidence différentielle d'amplitude comparable à ceux invoqués pour le *Cortège Salifère*, tend à interpréter pour ce groupe un contexte tectonique calme, impliquant une subsidence généralisée du bassin sans impliquer des mouvements d'importance des failles bordières.

• *Cortège continental* : (Figure 3-11)

La carte des épaisseurs du *Cortège Continental* (CDED (détritiques et carbonatées) représente en somme les lambeaux résiduels de ces formations, préservés des phénomènes d'érosion affectant le bassin depuis le dépôt de ce cortège. On voit simplement au cœur du bassin potassique la préservation de ce *Cortège Continental* dans les parties abaissées entre les diapirs de sels. Dans les autres zones, en l'absence de diapirisme, le cortège est manquant, érodé par les différentes phases de surrection du Miocène et du Plio-quaternaire, qui entraînent le rejeu des failles préexistantes et la surrection généralisée de cette région.

Néanmoins, on peut remarquer que les épaisseurs sont sensiblement équivalentes de part et d'autres des diapirs ce qui constituerait une preuve pour une halocinèse très tardive des couches salifères (post-aquitanien).



Figure 3-7 : Carte de l'altitude de la base de la Série tertiaire (toit du substratum). En correspondance (en bas) la répartition des épaisseurs des dépots plio-quaternaires de la vallée du Rhin, qui montrent un épaississement à l'E, correspondant à la dépression visible sur la carte du toit du substratum à l'extrème NE, et qui semble dès lors plus liée à des réactivations récentes et une subsidence associée qu'à un stigmate du fonctionnement Eo/Oligocène du bassin. Abbréviations : VF, Vosges Fault; RF, Rhenish fault; AF, Allschwil fault; FF, Ferrette fault; IF, Illfurth fault



Figure 3-8 : Carte de la répartition des épaisseurs du cortège salifère (isopaques). Abbréviations : VF, Vosges fault; RF, Rhenish fault; AF, Allschwil fault; FF, Ferrette fault; IF, Illfurth fault; DF, Develier fault



Répartition des épaisseurs de la Série Grise Inférieure (isopaques)

Figure 3-9 : Carte de la répartition des épaisseurs de la Série Grise Inférieure(MF et SP), du cortège marin, (isopaques). Représentation de la possible répartition de la formation du Meeeressands contemporaine de la Série Grise Inf. Abbréviations : VF, Vosges fault; RF, Rhenish fault; AF, Allschwil fault; FF, Ferrette fault; IF, Illfurth fault; DF, Develier fault.



Figure 3-10 : Carte de la répartition des épaisseurs de la Série Grise Marine, (isopaques). En pointillés les zones de possible préservation maximale de la Série. Abbréviations : VF, Vosges fault; RF, Rhenish fault; AF, Allschwil fault; FF, Ferrette fault; IF, Illfurth fault; DF, Develier fault.



Figure 3-11 : Carte de la répartition des épaisseurs des Couches d'eau douce (CEDD/MAC et CEDC) (isopaques). Abbréviations : VF, Vosges fault; RF, Rhenish fault; AF, Allschwil fault; FF, Ferrette fault; IF, Illfurth fault; DF, Develier fault.

E - Conclusions

Au sein même du Bassin Potassique, les coupes sismiques et les données de puits rendent compte de différents phénomènes se succédant dans le temps :

• l'asymétrie flagrante du bassin avec la présence d'une grande faille listrique à l'W, qui abaisse le substratum jurassique, et une zone de moindre effondrement à l'E, conférant au bassin potassique une géométrie globale d'hémi-graben basculé vers l'W.

• la présence de failles actives pendant le dépôt du *Cortège Salifère* (vraie phase « syn-rift », sensu Rotstein et al., 2005a et b) qui conduit à de grandes variabilités spatiales d'épaisseur des **Séries Salifères**, localisées au plus près des failles majeures. Ces disparités sont associées au relais latéral, depuis les zones de relief vers le bassin, entre des formations de piedmont clastiques (**Conglomérats Côtiers**) et des formations lacustres à évaporitiques de basse énergie (**Séries Salifères**).

• le rôle de dépôt-centre régional joué par le bassin potassique pendant le dépôt du *Cortège Salifère* (variations axiales d'épaisseur, épaississement du S vers le N)

• le caractère isopaque du *Cortège Marin* dans son ensemble (Série Grise) tant dans des directions EW que NS (même si un léger épaississement est notable du S vers le N), et ce même à l'approche des failles bordières. Ceci pourrait souligner l'arrêt et/ou le ralentissement de la subsidence différentielle accommodée par les failles majeures du rift (début de la phase « post-rift », sensu Rotstein et al., 2005a et b), donc une accalmie du rifting et une subsidence plus généralisée à l'échelle de la partie du bassin encore visible aujourd'hui. Il pourrait néanmoins être possible que cette observation soit induite par la propagation de la déformation vers les bordures extérieures du graben, qui ne peuvent être reconnues dans la configuration actuelle.

• à une échelle plus fine, les timides variations d'épaisseur des formations marines basales (**MF et SP**) associées et en relais vers des formations de bordures clastiques (**Meeressands**, sur la bordure W) qui montrent encore des subsidences différentielles d'amplitude moindre, et une zonation bordure/bassin marquée.

• les variations d'épaisseur des **Couches de Niederroedern inférieures (CEDD et/ou MAC)** marquées par leur réduction de puissance à l'approche de la faille rhénane (Figures 3-5) à l'W du bassin. Fait qui tendrait à souligner la reprise d'une subsidence différentielle accommodée par les failles bordières, mais dans un régime nettement moins extensif, considéré par certains auteurs comme transformant (Lutz & Cleinthuar, 1999, Ustaweski et al, 2005).

• l'apparente uniformité de la CEDC/Série Carbonatée qui représente un épisode d'ennoiement lacustre relatif à l'ensemble de la partie sud du bassin et considéré comme isochrone par certains auteurs (Lutz & Cleinthuar, 1999) puisqu'il apparaît dans les autre parties du bassin à la même époque (sommet Chattien/base Aquitanien).

• l'halocinèse des masses de sels du *Cortège Salifère* semble donc très tardive (au moins post-chattienne, et peut-être post-aquitanienne) car elle ne semble pas affecter le dépôt des **CEDC**. Néanmoins le diapirisme est intense et conduit à une déformation importante des cortèges tertiaires.

• L'ensemble du toit du remplissage précité est recouvert et plus ou moins érodé/entaillé (selon le lieu) par les dépôts quaternaires de la plaine du Rhin.

3.4.2 - L'extrémité méridionale du Bassin (Sundgau)

A - Situation

L'extrémité sud du fossé rhénan comprend plusieurs aires géographiques bien définies tant au point de vue structural que géologique (nature du substratum) (Figure 3-1) :

- le Bassin de Dannemarie à l'Ouest. Il représente l'extension sud de l'ombilic de subsidence du Bassin Potassique. Il est limité au nord-ouest par la faille vosgienne, orientée NNE/SSW, à l'ouest par la faille de Belfort, orientée N/S, et à l'est par la faille d'Illfurth. Au sud le bassin de Dannemarie se termine sur le Jura Tabulaire de la Région d'Ajoie.
- la zone du Horst de Mulhouse au centre au nord de la zone, limitée par la faille d'Illfurth à l'Ouest, et le fossé de Bâle/Sierentz à l'Est.
- le Bassin de Bâle-Sierentz à l'Est qui représente l'aire entre le Horst de Mulhouse et la faille rhénane à l'Est.
- le front jurassien au sud de l'ensemble de la zone, comprenant le Jura Tabulaire et le Jura Plissé.

B - Succession lithostratigraphique

On retrouve dans la partie méridionale du bassin (Sundgau) l'équivalent latéral des formations reconnues dans le bassin potassique, avec une succession classique :

Cortège Salifère

L'Eocène basal est représenté par la Formation du Sidérolithique plus ou moins développée selon le lieu surmonté et/ou associé à des calcaires lacustres (Formation des Calcaires de Bouxwiller).

Les faciès évaporitiques des **Séries Salifères** proprement dites (sans l'Eocène basal) passent vers le sud du bassin et sur la zone du « horst de Mulhouse », à des faciès gréso-carbonatés.

L'Eocène supérieur est représenté par le Complexe des Marnes Vertes et les Calcaires à Mélanies qui forment ici l'équivalent de la Série Salifère Inférieure et Moyenne basale.

L'Oligocène Inférieur comprend la Zone Fossilifère et la Formation du Haustein, formations qui sont latéralisées et correspondent aux Zones Salifères Moyenne sommitale et Supérieure.

• Cortège Marin

La Série grise surmonte le *Cortège Salifère*, comme dans le Bassin Potassique avec la même succession (SP/MF et Couches à Mélettes et Marnes à Cyrènes). A l'approche du Jura ainsi que dans certains sondages méridionaux (Figure 3-12B), la partie basale de la Série Grise fait défaut (absence des MF et/ou des SP). Elle est alors remplacée par la formation des Meeressands comme le montre le sondage Sundgau 201 (Figure 3-12B).

A l'extrême sud, le sommet de la **Série Grise**, est quelque peu différent par rapport au Bassin Potassique. On ne retrouve pas la succession *Mélettes/Cyrènes* classique, mais s'intercale entre les **Couches à Mélettes** et les **CDED**, un cortège à dominante gréseuse, la **Molasse Alsacienne Marine** (Figure 3-12B), qui surmonte des **Marnes à Cyrènes** réduites d'épaisseur ou directement les Marnes à Mélettes.

• Cortège Continental

Des lambeaux de **CDED et** (**Molasse Alsacienne Continentale**) sont conservées sporadiquement dans les parties les plus profondes du bassin (Bassins de Dannemarie, aux environs de la faille d'Illfurth et plus sporadiquement sur la zone sud du Horst de Mulhouse au plus près du Jura) (Figure 3-13A).

Quelques reliques très rares de **CED Carbonatées** (Calcaires de Roppentzwiler et de Tüllingen) sont conservées principalement dans l'extrême sud-est, et affleurent très bien avec une épaisseur conséquente (~200m) dans les alentours de la Ville de Tüllingen (Pays de Bade). (Figure 3-13A).



Figure 3-12 : Succession stratigraphique de l'extrémitésud du fossé rhénan (Sundgau et N-Jura) pour l'intervalle étudié. A - Log stratigraphique et sismique, du sondage profond Knoeringue 1, présentant les principaux faciès sismiques et reflecteurs utilisés dans la zone (Sundgau) pour le substratum (dessin et coupe sismique de droite) et pour le remplissage tertiaire (log de gauche). B - Log diagraphique et log stratigraphique virtuel correspondant du Sondage Sundgau 201, montrant les caractéristiques (faciès et formations) du remplissage Oligocène supérieur, comprenant la Série Grise et ses équivalents latéraux (Meerssands et MAM) puis le développement du cortège continental MAC/CED).

C- Coupes sismiques et coupes transversales et longitudinales

Données

Les lignes sismiques récemment disponibles pour la région et provenant de l'industrie pétrolière, traversent la région d'Est en Ouest et du Nord au Sud. Les données sont quelques peu différentes des données du Bassin Potassique, étant donné que leur acquisition était en but à une prospection profonde du bassin, ainsi les couches les plus superficielles sont représentées par des faciès sismiques peu lisibles et le plus souvent transparents. Ces données ont été récemment étudiées et synthétisées par Rotstein et al (2005a et b) et Ustaweski et al (2005). La localisation des quelques lignes sélectionnées, permettant de contraindre le cadre tectono-sédimentaire des séries étudiées sont présentées sur les Figures 3-13 et 3-14.

Les faciès sismiques

A l'appui des quelques forages profonds qui ont été réalisés dans la région, différents réflecteurs sismiques sont identifiables tant dans le substratum anté-tertiaire qu'au sein de la succession tertiaire elle-même. La Figure 3-12A, donne un aperçu des différents réflecteurs identifiés et utilisés.

Le sondage Knoeringue 1 (Figure 3-12A) a traversé l'ensemble de la couverture sédimentaire méso-cénozoique et a atteint le socle granitique après avoir foré 2436m. Là, différents réflecteurs sont reconnaissables dans le substratum et liés à certaines formations ou discontinuité du substratum (Grande Oolithe **O**, base du Lias L, base du Muschelkalk **M**, sommet du Muschelkalk LT.....).

Pour la série tertiaire sont reconnaissables les mêmes réflecteurs que dans le basin potassique : le **réflecteur J** (Jurassique) qui marque le toit du substratum pré-rift, un **réflecteur F** rarement identifiable avec certitude, et uniquement dans les parties profondes marque la base de la **Zone Fossilifère**, enfin le **réflecteur R** (Rupélien) qui marque l'inondation marine et la base de la **Série Grise** (base des MF/SP) (Figure 3-12A).

• Le Cortège Salifère

Ce cortège est assez aisément identifiable grâce notamment à la présence de structures caractéristiques comme dans le bassin potassique, comme une grande variabilité d'épaisseur à l'approche des failles, des réflecteurs divergents, des structures en on-lap sur le substratum ou les plans de failles, et dans les zones les plus amincies (tête des blocs) des réflecteurs très chaotiques qui montrent de nombreuses discordances (« unconformities »), associées à une réduction drastique des épaisseurs des séries sous le réflecteur \mathbf{R} (Figure 3-13 et 14).

• Le Cortège Rupélien/Chattien

Le *Cortège Marin* (Série Grise) est reconnu par sa base (réflecteur **R**) mais il est dans la plupart des cas impossible de le différencier sur les lignes à cause d'un faciès sismique quasitransparent (dûment à l'acquisition des lignes visant les structures très profondes et négligeant la surface). Néanmoins quant elles sont visibles, les réflexions au dessus du **réflecteur R** sont en général parallèles à celui lorsqu'elles sont visibles.

Le Cortège Continental dont au moins la partie basale est présente dans la région (Molasse Alsacienne Continentale) n'est pas identifiable sur les lignes, il n'est pointé que grâce aux épaisseurs relatives des séries sous-jacentes et de sa présence à l'affleurement sous le Quaternaire. Ainsi la plupart des lignes montrent un ensemble au dessus du Cortège Salifère homogène, comprenant l'amalgame des cortèges marins et continentaux de la partie supérieure de l'Oligocène (Rupélien supérieur et Chattien).

Grandes structures

• Coupes transversales

La Figure 3.13A représente une interprétation composite de lignes traversant l'ensemble du bassin d'Ouest en Est et montre une structure claire de blocs basculés limités par des failles majeures et dessinant des demi-grabens. La Figure 3-13B présente une ligne, partie de la précédente section, qui

montre les structures visibles en sismique sur la partie centrale du bassin sud (Sundgau et zone du horst de Mulhouse), et le détail des géométries des blocs.

Le plus important de ces demi-grabens est le bassin de Dannemarie limité à l'est par la Faille d'Illfurth et à l'ouest par la Faille de Belfort au sud ouest et par la faille vosgienne plus au nord.

Un bloc, en position centrale est délimité par les failles d'Illfurth et de Ferrette : le bloc d'Altkirch. Sur ce bloc, les données sont peu claires néanmoins, les réflecteurs du *Cortège Salifère* ont relativement parallèles et ne montrent donc pas de nettes variations de puissances, si ce n'est que par le résultat du décapage tardif de la majeure partie des série tertiaires au nord ouest du bloc.

Un autre bloc débute à l'est de la faille de Ferrette et se poursuit en direction du bassin de Bâle/Sierentz : le Bloc de Sierentz. Les réflecteurs des **Séries Salifères** sont à l'extrême ouest du bloc très chaotiques et montrent de nombreuses discordances (« unconformities »), associé à une réduction drastique des épaisseurs. D'après les données de sondage Knoeringue 1 effectuées à cette extrémité du bloc, la **Série Salifère inf**. est réduite au minimum à cet endroit (à peine 50 mètres ?). Ce fait indique que la faille de Ferrette est une faille active importante pendant le début du rifting (Eocène/oligocène inf).

Le bloc de Sierentz se termine quant à lui au niveau de la faille d'Allschwil qui sépare un dernier bloc, de la bordure est du rift : le bloc de Bâle/Tüllingen. Ce bloc comprend une épaisseur relativement faible de **Série Salifère** (150/200 mètres) mais exhibe par contre une section complète de la série Oligocène moyenne et supérieure (Sondages Reinach et Riehen, à l'extrémité E). Ce bloc est limité à l'Est par la faille flexurale rhénane (Figures 3-13A et 3-15).

Les **Séries Salifères** montrent des variations spectaculaires d'épaisseur de part et d'autre des failles majeures, en association à des formes prismatiques des cortèges (Figure 3-13). On note un remarquable épaississement des séries à l'W de la faille d'Illfurth dans le bassin de Dannemarie qui fait office de dépôt-centre de cette partie du graben. Des réflecteurs divergents sont caractéristiques de ces séries.

L'épaisseur de la **Série Grise** est constante dans des directions E/W lorsqu'elle est complète sous le réflecteur N de la base de la **Molasse Alsacienne Continentale** et atteint en moyenne 350 mètres.

Ainsi l'ensemble des déformations syn-rift semblent affecter majoritairement les série prètransgression marine : la phase paroxysmale de rifting se limitant à l'Eocène et à l'Oligocène inférieur pour cette partie du bassin (Rotstein et al, 2005a).

La plupart des failles majeures sont en fait de larges zones fracturées, parfois de plus de 2 km de large (Figure 3-13B, Faille de Ferrette (B) et Illfurth (C) ?). On peut observer des structures en fleurs (« flower-structure ») sur les failles normales listriques telle la Faille d'Illfurth (Figure 3-13B). D'autres zones montrent des failles verticales multiples et serrées, comme la zone de la Faille de Ferrette (type « wrench-fault »). Les « wrench faults » sont associés en général à des mouvements verticaux sur la faille, dans des jeux décrochants (« strike-slip ») (Rotstein et al, 2005a et b). Ces structures coïncident en général avec des mouvements des réactivations de failles préexistantes (normales en général) par des jeux décrochants. Il est par contre difficile de dater ces réactivations étant donné que l'ensemble de la série tertiaire est affecté. Seule la présence d'une vallée incisée recoupant la zone de faille de Ferrette dans plusieurs lignes E/W sub-parallèles (Figure 3-13) atteste de phénomènes tectono-sédimentaires post-chattiens. La présence de cette structure pourrait de par sa position, représenter une paléo-vallée s'écoulant dans la zone de faille à l'instar de la rivière « Ill » actuelle, qui s'écoule au travers de la zone de la faille d'Illfurth. Cette paléo-vallée pourrait être rattachée au Miocène supérieur (Complexe des « Nagelfluh canyons »), se situant dans l'axe d'un des canyons miocènes révélés sur le Jura par Laubscher (2001) (Figure 3-17). Cette vallée miocène, dont le creusement correspondrait à un épisode d'uplift de l'ensemble de la zone entre le Langhien et le Tortonien (Laubscher, 2001) s'étire le long de l'extrémité « jurassienne » (Sud) de la zone de faille de Ferrette (Figure 3-17), et se prolonge au-delà du bassin de Delémont.



Figure 3-13 : Structuration EW de l'extrémité S du fossé. A - Coupe EW schématique (en épaisseurs) traversant l'ensemble du bassin (construite d'après la compilation des données de Rotstein et al, 2005). et représentant la nature du remplissage (cortèges de dépots). B - Ligne sismique EW, de la zone centrale de cette partie du bassin, montrant l'organisation en blocs basculés. C - Coupe sismique WSW/ENE de la région de Ferrette, montrant le développement d'un hemi-graben (corespondant à l'extension vers le sud du bloc d'Altkirch). La coupe montre bien la diminution d'épaisseur du cortège salifère vers le S, mais égalemnt l'on-lap sur les bords de l'hemi-graben dessiné. Cette coupe montre en sus les stigmates de la transgression marine, qui atteint rapidement les reliefs bordiers (zone surrélevée portant le Sondage Sundgau 201 (extrémité W du bloc de Sierentz)) où la Série Grise (équivalents laéraux du Meeressand) repose à même le substratum jurassique, (cf. Figure 3-12 pour détails du log du Sundgau 201).





Figure 3-14 : Structure NS du bassin sundgovien et de l'extrémité N du Jura, illustrée d'après les coupes sismiques de la zone. A - Coupe sismique NS montrant les détails de l'organisation du remplissage à la bordure jurassienne du bassin.(Extrait de Rotstein et al., 2005b). Noter l'on-lap du cortège salifère B - Coupe sismique NS dans la région de Porrentruy, montrant l'on-lap du cortège salifère vers le S et la couverture plus au S du substratum par les dépots marins de la Série Grise. Noter au niveau du contact en on-lap du cortège salifère, la présence dans le socle d'accidents à priori influants sur la répartition des dépôts dans cette zone (formation de "gradins"), ZT de Ferrette (cf. Fig.3-1B), modifié d'après Ustawesky et al, 2005.

Le sud du bassin semble avoir été pendant le Priabonien et le Rupélien inférieur caractérisé par des géométries en échelon, avec des blocs (Ferrette, Réchésy) en position haute limités par des failles majeures (Ferrette et Illfurth) et des petits bassins en position basse formant des petits golfes propices à la sédimentation de bordure du fossé (développement des **Conglomérats Côtiers**, Duringer, 1988). Ainsi, la disposition actuelle des plis du Jura immédiatement adjacents au fossé semble en partie héritée de cette époque et de la disposition primaire des structures.

A l'Est de la faille de Ferrette, la base de la série transgressive marine rupélienne repose directement sur le Jurassique et se présente sous les faciès côtiers (Formation du Meeressand) contemporains des SP et MF, comme l'atteste le sondage SUNDGAU 201. La ligne en Figure 3-13C, qui passe par le puits de sondage montre que : pendant que sur le bloc d'Altkirch les faciès côtiers se déposent, les faciès de bassin se rencontrent dans la partie abaissée par la faille de Ferrette à l'Ouest et se retrouvent également plus à l'Est sur le bloc. Ainsi le dépôt de la base de la Série Grise (Argiles rupéliennes, MF et SP) et ces équivalents latéraux (Meeressand) est encore inféodé à des géométries de blocs en échelon délimitant des golfes et des éperons structuraux.

La partie supérieure de la **Série Grise** ne montre par contre que peu de variations selon la position, les faciès sont apparemment semblables et l'ensemble de la structure de l'extrémité sud du rift parait alors intégralement recouverte par la série marine.

• Coupes longitudinales

La Figure 3-14A présente une coupe traversant le front jurassien et se poursuivant au nord jusqu'à la latitude de Altkirch traversant le Horst de Mulhouse dans sa partie axiale. La coupe montre principalement la diminution d'épaisseur des **Séries Salifères** à l'approche du Jura, allant jusqu'à disparaître. Cette réduction de puissance s'accompagne de structures en on-lap sur la surface du Jurassique des réflecteurs des **Séries Salifères**. Ce fait tend nettement à montrer que la région constitue la terminaison de l'aire de sédimentation durant le rifting.

De plus on distingue possiblement des plis ouverts (plutôt une légère ondulation) de grande longueur d'onde, qui affectent l'ensemble de la couverture tertiaire ainsi que l'ensemble du substratum. Ils pourraient être le résultat de la propagation de la déformation jurassienne au nord du Jura et sur le horst de Mulhouse (Rotstein et al, 2005a).

Une section plus détaillée (Figure 3-14B) s'intéressant au front jurassien montre approximativement le même type de structures : des réflecteurs divergents, associés à des contacts en on-lap sur le substratum pour le *Cortège Salifère*. Le *Cortège Marin*, se retrouve, quant à lui, déposé plus au Sud à même le Jurassique.

Cette ligne souligne également la présence d'accidents de socle (profonds) situés à l'aplomb de la limite entre le Jura et le fossé (proprement dit). Ces accidents dessinant un « haut structural » et correspondent à l'individualisation d'un seuil « permien » (seuil de Porrentruy) correspondant à une zone décrochante (ZT de Ferrette). La coïncidence de la disparition du *Cortège Salifère* à l'orée de la zone jurassienne, et de cette structure héritée (ZT de Ferrette), en association au rejet vers le sud des dépôts de la Série Grise marine, n'est sans doute pas fortuite. Cet accident semble ainsi influer sur la répartition des dépôts à l'époque, la zone au sud de la ZT, étant surélevée pendant le développement du *Cortège Salifère*, et ne se voit recouverte que plus tard par les dépôts transgressifs marins, qui arrivent à inonder cette zone.

D - Données des cartes isopaques

• **Base du tertiaire :** (Figure 3-7)

La cartographie de l'altitude de la base des dépôts tertiaires rend assez bien compte des observations ci-dessus. On distingue bien le pendage général du bloc de Dannemarie (bassin de Dannemarie) vers le N, le conduisant vers le dépocentre de la région (i.e. le bassin potassique). On remarque également deux pôles de subsidence accrue, l'un au pied et au plus près des failles rhénanes et Vosgiennes au NNW, et un autre à l'E au plus près de la faille d'Illfurth.

Le bloc d'Altkirch, surélevé, montre un caractère assez plat, avec un plongement notable vers le nord, prépondérant (Figure 3-7).

Le bloc de Sierentz montre un net pendage vers l'WNW.

A priori ces deux derniers blocs (Altkirch et Sierentz) se rejoignent au nord pour n'en former plus qu'un, à la faveur de la perte de la Faille de Ferrette à la latitude d'Altkirch. Ce bloc central (par sa position au centre du fossé rhénan, confondu avec un horst avant les travaux de Rotstein et al, 2005b) plonge gentiment vers le dépocentre du bassin potassique.

Un dernier bloc s'individualise à l'extrême E, le Bloc de Bâle Tüllingen, qui montre un plongement vers l'E, néanmoins incertain vu le peu de données.

• *Cortège Salifère* : (Figure 3-8)

Bien que les épaisseurs du *Cortège Salifère* soient réduites vers le sud par l'on-lap progressif des dépôts (de 1500 à 200m), ce qui est notable sur la carte (Figure 3-8), différentes aires de subsidence différentielle apparaissent délimitant les bassins de Dannemarie, la zone du bloc d'Altkirch (plutôt isopaque en EW), le bloc de Sierentz, puis un bloc plus ou moins bien individualisé à la bordure rhénane E du bassin, délimité par la faille d'Allschwil à l'W et par la faille rhénane E (bloc de Bâle).

Concernant le bloc de Dannemarie, et c'est un fait capital pour la compréhension du système, en combinant les observations déduites des cartes isopaques et des coupes stratigraphiques d'après les sondages, on note un grand changement faciologique dans les formations du *Cortège Salifère*, entre les bordures W et E de ce bloc. La bordure W est en effet caractérisée par un monstrueux cortège conglomératique (**Conglomérats Côtiers**) atteignant des épaisseurs de plus de 600 mètres. Alors que la partie est du bloc comprend les faciès carbonatés des Calcaires à Mélanies et du Haustein (dénotant peu d'apports clastiques).

Cette entrée massive de conglomérats dans cette zone du bassin sous-entend une forte création de relief dans la zone sud des Vosges. Cette zone est de plus concernée parle passage de la ZT de Mulhouse, au nord. Classiquement et de façon admise, les zones de transfert (ZT) sont caractérisées par un fort taux de création de relief et corrélativement servent en général de zone source de sédiments, qui vont aller se déposer plus bas dans les dépocentres en contre bas (Gawthorpe & Hurst, 1993 ; Derer, 2003 et Derer et al, 2005)

Le bloc d'Altkirch montre un *Cortège Salifère* peu épais, s'épaississant vers le Nord (bien que les données fassent part d'une réduction d'épaisseur, liée en fait à l'érosion récente (le cortège affleurant dans cette zone)) et d'épaisseur constante en E/W.

. Le bloc de Sierentz, montre un épaississement du cortège vers le nord et vers l'Est avec un dépocentre situé à l'Ouest au plus près de la faille d'Allschwil. La partie inférieure du *Cortège Salifère* est très réduite à l'Ouest du bloc, faisant possiblement même défaut (zone émergée au centre du bassin). La diminution d'épaisseur du *Cortège Salifère* à l'extrême nord est en fait un artéfact de la surrection récente du centre du fossé.

S'individualise un dernier petit bloc à l'Est, Bâle/Sierentz, avec à priori (peu de données) un dépôt centre au pied de la faille rhénane. Ce bloc, semble s'individualiser tardivement, le cortège étant réduit à une centaine de mètre, et la zone salifère inf. est très réduite et représentée par des dépôts type **Conglomérats Côtiers**.

• Cortège marin

• **Partie inférieure :** (Figure 3-9)

La disposition des groupes du **Meeressand** et des **Marnes Argileuses/Série Grise inférieure** (**MF** et **SP**), formations partiellement corrélées en âge (cf. Chapitre 2), sert en quelque sorte de révélateur de la configuration du Sud du bassin au moment de l'inondation marine, et permet de reconstruire de façon approximative l'évolution tectono-sédimentaire et paléogéographique de cette partie du bassin.

L'épaisseur des dépôts argileux des **Marnes Argileuses** (**MF** et **SP**) varie entre quelques mètres et 40 mètres dans les parties les plus profondes, le plus souvent apparemment à l'approche de failles, délimitant les blocs et par conséquent les aires de sédimentation.

Ainsi, un système complexe de blocs en échelons, à pendage vers le NE, dont la tête (partie surélevée) est occupée par des hauts fonds (où se développent les faciès clastiques et grossiers des **Meeressands**), et la partie affaissée par des golfes profonds où se déposent les dépôts de faible énergie (faciès argileux des **MF** et **SP**) contemporains. Ces golfes, dont les principaux et les mieux marqués par le contour des isopaques sont les golfes de Wolschwiller (Bloc de Sierentz, à l'E de la faille de Ferrette) et de Bâle (entre la faille rhénane E et la faille d'Illfurth (Bloc de Bâle/Tüllingen). Le contour des isopaques, et la cartographie des formations montrent que les dépressions et les caps sont alignés selon une direction NE/SW (direction prépondérante des failles rhénanes). La situation sur les autres blocs est moins claire, mais se dessine néanmoins le golfe de Montbéliard au Sud du bassin de Dannemarie et le golfe de l'Ajoie à l'W immédiat de la faille de Ferrette (Bloc d'Altkirch).

La partie extrême E du bloc de Bâle/Sierentz est recouverte par les dépôts pour la première fois, le **Meeressand** transgressif surmontant le substratum jurassique à l'extrémité E de ce bloc, et marquant la bordure du bassin à cette étape.

Les variations d'épaisseur dans l'intervalle considéré peuvent refléter le rejeu des failles pendant les dépôts des ces séries accentuant les disparités entre les promontoires/caps (occupés par les faciès grossiers du **Meeressand**) et les golfes (occupés par les faciès fins des **MF** et des **SP**).



Figure 3-15 : A et B - Coupes stratigraphiques schématiques de l'ensemble du remplissage tertiaire de la partie S du fossé rhénan (A en position centrale, B à proximité du Jura). Profils réalisés à l'appui des données de sondages, avec horizontalisation par rapport à la bse de la Série Marine (Base MF, base Meeressands, réflecteur R). Abbréviations : VF, Vosges Fault; RF, Rhenish fault; AF, Allschwil fault; FF, Ferrette fault; IF, Illfurth fault

• **Partie supérieure :** (Figure 3-10)

Le sommet de la **Série grise** (**CM** et **MCyr** et leurs équivalents latéraux, **Molasse Alsacienne Marine, MAM** et **MAC**) n'est que rarement conservé dans son intégralité dûment à l'érosion des périodes récentes. Néanmoins, on retrouve un caractère assez isopaque avec des épaisseurs sensiblement équivalentes dans chacune des parties préservées du bassin (différents blocs). On note par contre des épaisseurs atténuées de plusieurs centaines de mètres par rapport au Bassin Potassique (300 à 500mètres).

• *Cortège continental* : (Figure 3-11)

Le *Cortège Continental* n'est préservé que sous forme de lambeaux et jamais de façon intégrale (Figure 3-18), néanmoins il est quasi-complet dans l'extrême SE du bassin (Bassin de Tüllingen) où son épaisseur dépasse les 400 mètres comprenant la **MAC** et les **Calcaires de Tüllingen (CEDC)**. Il préservé de façon inégale sur les blocs plus à l'W mais est bien présent.

E- Conclusions

Plusieurs étapes dans l'évolution de cette partie du bassin :

- Un fonctionnement primitif de blocs basculés vers le NNE pendant les premières phases de rifting, i.e. phase « syn-rift » vraie sensu Rotstein et al. (2005a et b), avec une propagation généralisée et progressive de l'ouverture du bassin vers l'E. Quatre blocs principaux s'individualisent et reçoivent des dépôts différents étant donné leur position paléogéographique. Les zones externes reçoivent des apports de la bordure E ou W, alors que les zones centrales reçoivent très peu d'apports et voient le développement de faciès fins et/ou carbonatés. C'est le bloc de Dannemarie, qui fait office de dépocentre à cette partie du bassin (zone la plus subsidente avec en moyenne 1km de dépôts quand les autres blocs reçoivent au maximum 500 mètres).
- La partie W du bloc de Dannemarie semble être une zone principale d'apports sédimentaire au bassin (dépôts des **Conglomérats Côtiers** très épais) de par la confluence, en amont de cette région (au sud des Vosges), de la zone de transfert de Mulhouse et des failles bordières actives, dénotant l'influence de l'impact de ces zones de transfert sur l'évolution du rift.
- Cette région constitue de plus la terminaison Sud du bassin rhénan à cette époque, fait souligné par l'on-lap progressif des **Séries Salifères** vers le Sud (Jura). Le bassin évolue à cette étape en système clos avec des géométries « en échelon » des blocs au sud.
- On note à priori un arrêt et/ou plutôt un ralentissement majeur, du fonctionnement des failles principales délimitant les blocs à partir de la transgression rupélienne, i.e. début de la phase « postrift » sensu Rotstein et al. (2005a et b). La configuration acquise jusque là est en quelque sorte scellée par les dépôts marins transgressifs (Série Grise inf.), mais on note néanmoins une activité restreinte des failles qui perdure. Le régime de tectonique semble plus vraisemblablement impliquer un régime de subsidence thermique (Sissingh, 1998; Rotstein et al, 2005a et b), affectant l'ensemble de la région (rift, bassin et épaules comprises) plutôt qu'un régime de subsidence tectonique différentielle comme pendant la phase « salifère ».
- Pour les périodes suivantes (Rupélien terminal et Chattien) il est difficile de généraliser le peu d'observations acquises. On sait simplement que le *Cortège Marin* s'est développé dans son ensemble, de même que le *Cortège Continental* à priori. On ne peut conclure à rien de certain sur le contexte tectono-sédimentaire de cette période (subsidence généralisée ?).
- Enfin, dans les périodes post-chattiennes, la propagation de la déformation alpine et jurassienne au sein même du fossé, va entraîner plusieurs phénomènes qui vont atteindre l'intégrité de la structure acquise jusque là, en réactivant les structures, connaissant à priori plusieurs phases : miocène, pliocène et quaternaire.

3.4.3 - Les bassins des synclinaux Jurassiens (de Laufen à Moutier)

A - Situation

Dans les synclinaux du Jura, directement adjacents à l'extrémité sud du fossé rhénan, des dépôts tertiaires principalement rattachés au Rupélien moyen et supérieur et au Chattien, ainsi qu'au Miocène se rencontrent circonscrits au cœur des synclinaux (Figure 3-7A). Les principaux sont les

synclinaux de Laufen, Delémont et de Moutier qui referment des formations Oligocènes et Miocènes, atteignant dans l'ensemble jusqu'à plus de 300 mètres de puissance. Ces bassins sont les témoins des connections entre le bassin molassique suisse et le fossé rhénan à ces périodes (Laubscher, 1992, Berger et al., 2005a et b).

B - Succession lithostratigraphique

Le seul des bassins jurassiens à comprendre une succession Eo-Oligocène quasi-complète, se rapprochant de celle décrite dans le fossé, est le bassin de Delémont (localisation sur Figure 3-16A), dont la succession complète décrite succinctement ci-après, est donnée par le log schématique en Figure 3-16B (Keller & Liniger, 1930, Von Suter, 1978, Becker et al, 2002).

L'équivalent du *Cortège Salifère* est formé par le Sidérolithique (dans des poches karstiques), les Calcaires inférieurs (lacustres) et Terres Jaunes associées, ainsi que sur les pourtours du bassin des formations équivalentes des Conglomérats Côtiers du fossé : les Gompholites et conglomérats (Système de Bourogne, Sittler, 1965). Cet ensemble représente l'assise tertiaire du bassin. Ces formations sont peu épaisses (50 à 130 mètres au plus), et leur présence est circonscrite à la dépression centrale du bassin de Delémont qui correspond d'après les travaux de Von Suter (1978) à un système de blocs basculés vers l'W et le N (large hemi-graben subdivisé, dont le dépocentre principal est situé à l'W proche de la faille de Develier, Figure 3-16C). Ce cortège est également présent dans des dépressions (hemi-grabens, orientés vers le NE) de certains bassins jurassiens (Laufen, Figure 3-16D).

La base de la **Série Grise** fait défaut en général, tronquée des termes inférieurs **SP** et **MF**, sauf pour le bassin de Laufen où une description de Koch (1923) indique des **SP** au Nord-ouest du Bassin. Seule la partie supérieure de la série est conservée (**Mélettes**, **Cyrènes** et **MAM**). Néanmoins à la base de la série marine des faciès grossiers du Meeressand à éléments marins et de sources pétrographiques localisées se rencontrent sporadiquement dans cette région du Jura, représentant leur limite sud d'extension.

La Série Marine (Figure 3-16B) est surmontée et plus ou moins en interdigitation (passage latéral de faciès, Clément & Berger, 1999) avec un *Cortège Continental* constitué de la Molasse Alsacienne Continentale (MAC). Ce *Cortège Continental* (MAC), est lui-même surmonté de façon conforme par les Calcaires de Delémont équivalents des CEDC du fossé (en âge et faciès) et dont le dépôt débute au Chattien terminal et se termine dans le Miocène basal (Aquitanien) (Becker et al, 2002).

Des formations marines et continentales de l'**OMM** (Burdigalien) et de l'**OSM** (les fameux « **Nagelfluh** » de Laubscher, 1992 et 2001) couvrant la période du Burdigalien au Méssinien (Miocène moyen à supérieur) sont conservées dans certaines parties des synclinaux (Delémont, Laufen) ainsi que sur le Jura et recouvrent en discordance les séries précédemment citées (Figure 3-16D).

C- Coupes

Bassin/Synclinal de Laufen

Le bassin de Laufen est un petit bassin à remplissage tertiaire situé dans une structure synclinale jurassienne, de 40 km2, situé à quelques 10 km au sud de Bâle (Figure 3-16A). Le bassin est circonscrit au S par le chevauchement principal du Jura (Figure 3-16E, Laubscher (2001)) au niveau de l'anticlinal du Riedberg, et au N par la terminaison E de l'anticlinal de Blauen. Il est limité à l'E par un accident d'orientation rhénane qui recoupe le réseau de plis, qui pourraient correspondre à un accident de socle (« linéament rhénan » de Ustaweski et al., 2005 et Allenbach & Wetzel, in press).

Il comprend un remplissage d'âge Oligocène à Miocène qui atteint au centre du bassin environ 150 mètres Figure 3-16C, exsangue de tout dépôt antérieur au Rupélien moyen excepté sur la bordure E. Des dépôts rattachés au **Cortège Salifère** sont en effet décrits dans la littérature (Laubscher, 1998), sous les dépôts marins et continentaux du Rupélien et du Chattien. Ils sont apparemment circonscrits à un petit graben basculé vers l'E, et orienté plus ou moins parallèlement à la faille de direction rhénane qui borde le bassin à l'E (Figure 3-16A et C).



Figure 3-16 : Situation et structures des bassins jurassiens (Delémont et Laufen) : A- Situation des bassins jurassiens (cadre structural) et position des coupes en C,D et E. B - Log stratigraphique virtuel du remplissage marin et continental de la période étudiée (Rupélien sup. à Chattien) pour le bassin de Delémont (construit d'après les données de Von Suter, 1978 et Picot et al, 2001). C - Coupe schématique EW du bassin de Laufen montrant le remplissage Oligocène et Miocène de ce bassin. Le remplissage débute à l'E, avec un petit hemi-graben peu profond rempli par des dépôts équivalents au Cortège Salifère. Puis le remplissage est grandement construit par les séries marines et continentales du Rupélien et du Chattien, qui recouvrent directement le substratum jurassigue (on-lap). Enfin, s'enregistre, sur une surface érosive et grandement discordante, à la fois sur le substratum et les dépôts précédents, la transgression du Burdigalien (OMM), puis encore une fois en discordance sur les formations précédentes on note le développement des faciès "Magelfluh" du Miocène Sup. La structure primitive (Oligocène) est semble-t-il fortement altérée par les déformations post-oligocène (Néogène). Dessin modifié d'après Laubscher (2001). D - Coupe schématique EW de la partie centrale du bassin de Delémont (d'après l'étude des profils sismiques de la zone par Von Suter, 1978). Cette coupe suggère une structuration primitive du bassin en un large hemi-graben, peu profond basculé vers l'W et le N, suddivisé à priori en plus petites unités (min-grabens). Ces structures fonctionnent à priori uniquement et/ou notablement pendant le dépost se setue à l'W à l'apomb de la faille de Develier. E - Coupe schématique NS de la zone du bassin de Laufen, montrant les dispositions relatives des principaux remplissages tertiaires (i.e. fossé rhénan et bassin de Laufen) par rapport aux strutures plissées du Jura (anticlinaux et chevauchement frontal). Noter que l'anticlinal de Blauen, sépare les deux entités (fossé et bassin de Laufen) qui p

La succession du Rupélien supérieur au Chattien repose dans la majeure partie du bassin à même le substratum Jurassique et comprend une succession classique avec les **Meeressands** en équivalence des **Schistes à Poissons** (épais de quelques mètres tout au plus, Koch, 1923) seuls (les **MF** sont absents, comme partout à cette latitude) représentant de la **Série Grise inférieure**. Cette assise est surmontée par une trentaine à une cinquantaine de mètres de **Série Grise** supérieure (**Mélettes et Cyrènes**). Cet ensemble est surmonté par la **Molasse Alsacienne Marine** dont l'épaisseur est inconnue, elle-même surmontée par la **MAC**. Des lambeaux peu épais de **Calcaires Delémontiens** sont conservés sporadiquement.

Les dépôts du Miocène moyen à supérieur (Figure 3-16C) recouvrent en discordance les séries de l'Oligocène et du Miocène basal, et/ou le substratum mésozoïque. Laubscher (2001) montre que les dépôts du Miocène moyen à supérieur sont discordants sur les séries précédentes. Les dépôts marins de l'**OMM** représentent l'extension maximale des faciès du bassin molassique vers le nord, pendant la phase transgressive du Burdigalien (Berger, 1996). Ces dépôts ainsi que les précédents sont fortement érodés par les dépôts rattachés à l'**OSM** (faciès « **Nagelfluh** »), localisés dans des sortes de larges vallées qui incisent jusqu'à plus de 200 mètres de série parfois (Laubscher, 2001). Des discordances angulaires apparaissent montrant des activités tectoniques certaines reliées à cette période (surrection/uplift de l'ensemble de la zone).

Bassin/Synclinal de Delémont

C'est le bassin le plus conséquent (150 km2) (Figure 3-16A) et celui qui présente le remplissage le plus important, comprenant les séries de l'Oligocène inférieurs (**Calcaires inférieurs** et **Terres Jaunes**, équivalents locaux du *Cortège Salifère*), eux-mêmes surmontés par une épaisse succession Rupélo-Chattienne atteignant près de 300 mètres au centre du bassin (**Série Grise Marine**, **Molasse Alsacienne** et **CEDC** (**Calcaires Delémontiens**)) (Figure 3-16B).

Au sein de la **Série Grise Marine** (qui n'atteint ici qu'une centaine de mètres tout au plus), les formations de base habituelles du fossé (**MF** et **SP**) font complètement défaut, alors que les **Meeressands** sont présents au S et à l'W du bassin (Figures 2-12 et 3-18). Les datations biostratigraphiques de la série marine locale, indiquent un âge Rupélien terminal (i.e. en général plus tardif qu'ailleurs) pour le développement de la succession marine reconnue (Clément & Berger, 1999, pour **Série Grise marneuse**; Becker, 2003 pour **Meeressands**).

Le *Cortège Continental* est formé de la succession de la **Molasse Alsacienne (MAC, MAM, CEDD)** et des **Calcaires Delémontiens** (équivalents des **CEDC**) (Figure 3-16B). Il atteint largement plus de 250 mètres par endroit. L'age des différentes formations est variable. La **Molasse Alsacienne** est datée dans ce bassin (Clément & Berger, 1999; Picot, 2002; Becker, 2003; cf. Chapitre 2 pour détails) d'un intervalle de temps allant du Rupélien supérieur au Chattien supérieur, ce qui implique qu'une large partie de ces formations de facture continentale soient contemporaines des formations marines rupéliennes (**Série Grise**) plus au Nord. Les **Calcaires Delémontiens** dont l'âge est aujourd'hui très bien contraint appartiennent au sommet du Chattien et à la base de l'Aquitanien (Becker et al, 2002).

Le bassin de Delémont est inscrit aujourd'hui dans un synclinal jurassien, limité au Nord pas la Chaîne de Plis anticlinaux de Vorbourg/Movelier et au Sud par l'anticlinal de Courrendin (Figure 3-16A).

L'étude de la structure du bassin de Delémont a été synthétisée par Von Suter en 1978, et semble montrer que le bassin est en fait formé de façon primaire par des demi-grabens (Figure 3-16C) limités par des failles orientées globalement N/S, en accord avec des directions rhénanes (Figure 3-16A). Les failles principales sont la faille de Develier à l'W et les failles de Courrendin et de Vicques à l'E (Figure 3-16A et D). Ces failles pourraient représenter le prolongement vers le sud des failles de Ferrette (Develier) et d'Allschwil (Courrendin), et/ou l'apparition d'un découpage structural d'échelle plus petite. Ainsi le bassin de Delémont serait un petit bassin appartenant à la terminaison sud du fossé rhénan, constituée de blocs basculés, qui par la suite sera isolé et plissé par la déformation alpine et la consécutive création des reliefs jurassiens à partir du Miocène supérieur.

Les dépôts du Miocène moyen à supérieur (**OMM** et **OSM**), sont également présents et recouvrent en discordance les séries de l'Oligocène et du Miocène basal, comme à Laufen. Un canyon (« **Nagelfluh** canyon ») de plus de 200 mètres de profondeur a été identifié par Laubscher (2001) (Figure 6-17), et pourrait se poursuivre plus au nord vers la zone de faille de Ferrette, rejoignant les vallées reconnues sur le Sundgau (cf. § sur Sud du bassin, Rotstein et al, 2005a).

Bassin/Synclinal de Moutier

Le synclinal de Moutier est un bassin étroit (2 à 3 km de large) mais très allongé (plus de 15 km). Il est pincé entre l'anticlinal de Moutier au nord et le pli anticlinal de, au sud. Il comprend un

remplissage essentiellement Rupélien Supérieur/Chattien à Aquitanien (Picot, 2002) pouvant atteindre dans son intégralité une centaine de mètres tout au plus, et caractérisé uniquement par des dépôts à facture continentale (MAC et CEDC).



Figure 3-17: Tracés possibles, sur la zone d'étude, des contours des vallées miocènes ("Nagelfluh canyons"). Les tracés des vallées, sont de simples suggestions, et sont dessinés en grande partie d'après les travaux de Laubscher (2001), et Rotstein et al, 2005a, complétés par ce travail (vallée identifiée sans certitudes dans le fossé recoupant dans la zone de faille de Ferrette plusieurs lignes sismiques (dont une est représentée, cf. Fig. 3-13A etB). Le drainage s'effectue du N vers le S (flèche noires pleines), avec des matériaux issus du démantèlement du socle Vosges/Forêt-Noire (et très certainement des matériaux du fossé) (Laubscher, 2001), impliquant ainsi pour cette période (~-15 à -11Ma) un uplift conséquent de la zone.

D- Conclusions : Evolution tectono-sédimentaire de la région nord jurassienne

Cette zone, bien qu'aujourd'hui fortement « compliquée » par les déformations récentes induites par la tectonique alpine (plissement jurassien), apparaît pour la période considérée comme partie intégrante de la terminaison Sud du rift rhénan. Cette zone connaît dès lors plusieurs phases dans son évolution tectono-sédimentaire. Ces épisodes successifs sont similaires et/ou grandement distincts de ceux enregistrés plus au Nord. L'influence alpine dans cette zone semble plus importante de par la proximité de l'avant-pays (bassin molassique) et s'avère de plus en plus importante au fil du temps.

 Une première phase méconnue (Von Suter, 1978), rattachée à l'Eo/Oligocène, caractérisée par l'individualisation et le fonctionnement de blocs basculés très étroits à vergences variées (Laufen vers E, Delémont vers l'W), évoluant à priori en bassins clos, avec pas ou peu de connexions entre différents bassins et/ou érosion totale des indices de connexion. Ces systèmes de blocs ne sont en somme que la continuité au sud des phénomènes identiques observés plus au nord dans le fossé, à l'échelle près (i.e. phase « syn-rift » vraie sensu Rotstein et al. (2005a et b)). Ils se retrouvent aujourd'hui impliqués dans la déformation du substratum (plissement jurassien) et n'apparaissent plus qu'en position résiduelle au cœur des synclinaux.

- La phase marine de l'Oligocène s'enregistre bien ici, dans un contexte tectonique apparemment calme (subsidence thermique régionale comme plus au N). L'inondation du Jura est à priori plus tardive étant donné la lacune des parties inférieures et transgressives connues plus au N (MF et SP). Pourtant, l'inondation, par le sommet transgressif de la Série Grise inférieure (SP), du bassin de Laufen (seul partie du Jura concernée par ce type de dépôt), pourrait souligner une configuration plus affaissée de l'extrême E de la zone, et l'établissement depuis cette région de communications marines entre le fossé et le bassin d'avant-pays alpin situé à quelques encablures plus au Sud (~50km). Les bassins de Delémont et de Moutier et les autres synclinaux plus à l'W demeure encore isolés de ces incursions marines, et ce jusqu'à la partie inférieure de la Série Grise supérieure.
- Une phase de continentalisation au Chattien, est reconnue comme dans l'ensemble de la région (fossé), associée au développement des faciès fluviatiles de la **Molasse Alsacienne** (**MAC**), même si les dépôts du Rupélien terminal sont déjà de facture continentale (**MAC**, dans le synclinal de Moutier, datée par Picot (2002), au sommet du Rupélien).
- Une inondation lacustre apparaît à la partie sommitale du Chattien et à l'Aquitanien (développement des Calcaires Delémontiens, CEDC, Becker et al, 2002).
- Une phase tectonique de surrection et un hiatus associé (érosion) dans le Miocène inférieur semblent prévaloir avant la transgression marine depuis le S et en direction du N/NW (Fossé Rhénan) au Burdigalien, développant les faciès de l'OMM sur cette partie jurassienne, mais n'atteignant pourtant pas le fossé proprement dit.
- Un épisode majeur de surrection (uplift) associé à un hiatus, et des érosions conséquentes, marquées par l'incision des vallées miocènes (« Nagelfluh canyons » de Laubscher, 1998). Le remplissage de ces vallées s'opère avec un drainage du N (Fossé et Forêt-Noire) vers le S (Jura). Les dépôts fluviatiles sont alimentés par le massif Vosges/Forêt Noire, fait impliquant un « uplift » généralisé de la zone S du fossé rhénan pendant le Miocène moyen à supérieur.
- Enfin, afin d'arriver à la configuration actuelle le plissement jurassien se développe à la fin du Miocène, achevant la structuration complexe de la zone.

<u>3.5 - Synthèse générale sur le contexte tectono-sédimentaire des séries</u> <u>étudiées dans la partie sud du bassin rhénan (SURG)</u>

3.5.1 – Cartographie des formations en sub-surface

A l'appui de l'ensemble des données disponibles sur la zone (puits, lignes sismiques, affleurements) et en sus des observations et interprétations exprimées ci-avant, il est possible de construire une carte interprétative de la sub-surface (Figure 3-18), exprimant la disposition relative des formations en sub-surface, sans la couverture plio-quaternaire les recouvrant. Cette carte rend finalement compte de l'ensemble de l'histoire hautement complexe et pas encore complètement résolue de la région depuis le dépôt des séries sédimentaires paléogènes.

Cette carte est réalisée, en plusieurs phases.

La première phase comprend la cartographie des bandes d'affleurements réelles des différents terrains (cf. Carte Figure 2-12), où les formations sont regroupées en unités cartographiques (propagées à l'ensemble de la zone (sans tenir compte des découpages locaux des unités)). Ces unités sont les mêmes que pour la carte en Figure 2-12 (Socle anté-tertiaire indifférencié (Paléozoïque et Mésozoïque); Eocène et Oligocène inférieur indifférencié (Série Salifère et équivalents); Sables Marins Côtiers (Meeressands); Série Grise Marine; Molasse Alsacienne indifférenciée (MAM/MAC); Couches d'Eau Douce Carbonatées et enfin une unité attenante au Miocène indifférencié (OMM (Burdigalien marin) et les faciès « Nagelfluh »)).

Dans un second temps en positionnant les lignes sismiques, les différents puits et leurs données, sur le fond de carte établi, on peut propager les informations sur les contacts entre les différentes formations, et les réinterpréter schématiquement sans la couverture plio-quaternaire qui les masque dans la plupart des cas. A cette étape, les grandes structures tectoniques sont également reportées sur la carte, mises à jour à partir des travaux récents sur la zone, de la façon la plus détaillée possible.

Cette cartographie (Figure 3-18) vise simplement à présenter de façon générale et interprétative, le bâti structural actuel, dans cette zone du fossé rhénan, et les dispositions relatives des diverses formations de l'Eocène au Miocène en général, et des formations de l'Oligocène moyen (Rupélien sup., marin) et supérieur (Chattien) en particulier, formations sur lesquelles la présente étude se focalisera un peu plus loin. Ainsi, cette carte va surtout permettre de localiser avec précision les zones cibles d'investigations (zone où les formations sont le mieux préservées, en particulier le N du bassin potassique (avec une conservation excellente des séries), la zone SE du Sundgau et bien sûr les bassins jurassiens), zones qui seront privilégiées pour l'étude sédimentologique et la compréhension plus générale (architecture sédimentaire) des systèmes sédimentaires étudiés en détail dans les chapitre à venir (Chapitres 4 et 6).

Cette carte (Figure 3-18) rend d'autre part assez bien compte de la complexité structurale de cette partie du rift rhénan (fracturation très importante), et des diverses interactions entre les épisodes de déformations successives (effondrement, réactivation des structures, halocinèse...etc), qui vont conduire à l'agencement actuel des différentes unités cartographiques, visible sur la carte en Figure 3-18.

Un des premier faits qui saute au yeux et l'importante surface d' « affleurement » représentée par la **Série Grise**, et le pointement en affleurement du *Cortège Salifère* au milieu du bassin (au niveau de la zone du Horst de Mulhouse (qui n'en est pas un). L'apparition du *Cortège Salifère* si elle est « normale » sur les bordures du bassin, et assez étrange dans cette zone centrale. Cette situation est apparemment le fruit des réactivations récentes (post-Oligocène, i.e. post-dépôt des **CEDC** (Aquitanien)) des structures du rift primitif qui ont conduit à la surrection de la zone centrale de façon préférentielle (fait lié à l'existence d'un « restraining-bend » sur la faille d'Illfurth, qui implique un uplift localisé (compression) de cette région centrale, cf. Rotstein et al, 2005a).

Le second fait remarquable, et la bonne conservation de l'ensemble de la **Série Grise** et des **Couches d'Eau Douce** (MAC/CEDD et CEDC) dans la partie N du bassin potassique. Cet ensemble est ici simplement affecté, et par conséquent protégé par le jeu des failles des diapirs. Cette aire sera donc privilégiée pour les investigations en sub-surface de ces séries (cf. Chapitre 6). D'autres parties du bassin montrent également une bonne conservation des séries : l'extrême SE (région de Tüllingen au NE immédiat de Bâle) et le bassin de Delémont. Ces zones s'avèreront être les principaux fournisseurs d'affleurements de ces séries, utilisés principalement quant à la reconstitution des environnements de dépôts (Chapitre 4).



Figure 3-18 : Carte géologique interprétative de la subsurface, montrant la répartition et la nature du remplissage cénozoïque de l'extrémité S du fossé rhénan et du Jura. Cette carte a été réalisée d'après la compilation des données sismiques, des sondages et des différentes cartes géologiques publiées pour la zone (cf. texte pour détails de la construction).

3.5.2 - Modèle structural : partie sud du fossé rhénan

L'étude de l'évolution du remplissage du rift au moyen des données de subsurface, permet outre l'élaboration de cartes isopaques (visant à présenter l'épaisseur des différents cortèges de dépôts, et/ou l'altitude du toit du substratum), de construire un modèle structural schématique qui va dévoiler la structure intime de cette partie du rift pour sa période majeure de construction (taphrogenèse).

A - Elaboration du modèle structural

Ce modèle est élaboré en réutilisant les données d'épaisseur des séries, dont les contours et les valeurs vont être transformées en un objet tridimensionnel (volume) représentant l'enveloppe virtuelle du cortège (salifère) considéré (Figure 3-19A), grâce à un module du logiciel Surfer®.

Le référentiel choisi ici, a été le *Cortège Salifère*, qui se voit scellé de façon générale par les dépôts transgressifs marins (transgression considérée comme synchrone à cette échelle de regard). Ainsi les variations de volume de l'enveloppe tridimensionnelle du *Cortège Salifère*, dont le sommet est « horizontalisé » sur la surface d'inondation marine (base des MF, réflecteur R) devrait en toute logique représenter un état schématique, certes transitoire, mais globalement représentatif de la géométrie du rift pour l'intervalle de temps considéré (position relative des accidents, subsidence tectonique induite par accidents (rejeu vertical des failles).....etc.). Ce modèle schématique correspond à l'état du rift à la fin de la période voyant se développer les dépôts du *Cortège Salifère*, phase paroxysmale de rifting, précédant l'inondation marine.

B - Description et interprétation du modèle structural

Le schéma en Figure 3-19B, qui est une simplification et une extrapolation des géométries postulées et soulignées par l'élaboration de l'enveloppe tridimensionnelle (Figure 3-19A), montre pour résumer un système de type rift (d'axe NNE/SSW) installé sur une zone de socle affectée par plusieurs « zones de transfert tectonique » (Gawthorpe & Hurst, 1993), sub-parallèles et orientées globalement ENE/WSW. Ces « zones de transfert, ZT » consistent en des failles verticales de type « wrench fault » à jeu décrochant horizontal, héritage du socle paléozoïque (seuils permiens).

Cet héritage va induire une compartimentation de l'ensemble de cette partie du rift, en petits bassins, limités entre deux ZT. Chaque compartiment (bassins) est lui-même subdivisé par le développement de blocs basculés de diverses tailles et à mobilités variables (rejeu non constant d'un bloc à l'autre), caractérisés par des changements de basculement des blocs principaux entre chaque compartiment. Les dépocentres changent ainsi de localisation, tantôt à l'W (bassin potassique au N de la ZT de Mulhouse, et bassin de Delémont au N de la ZT de Ferrette) tantôt plus à l'E (bassin de Dannemarie et autres blocs du Sundgau), à mesure que l'on traverse ces « zones de transfert, ZT ».

Le bassin potassique au Nord (compartiment situé immédiatement au Nord de la ZT de Mulhouse) est finalement une zone bien calme et tranquille, à la structure générale simple, officiant comme dépôt-centre régional (partie la plus profonde du bassin) (Figures 3-8 et 3-19B). Cette zone montre une géométrie en un large graben asymétrique « simple » bordé par une faille listrique à l'W (faille rhénane et/ou Vosgienne), abaissant, pendant la période considérée (i.e. développement du *Cortège Salifère*, soit de l'Eocène à l'Oligocène Inf.), de façon relative le substratum mésozoïque de plus de 1500 mètres (Figure 3-6), et bordé à l'E par un réseaux de faille normales (Rotstein et al, 2006) associées à un effondrement moindre.

Dès lors que l'on regarde plus au sud, que l'on passe la ZT de Mulhouse, un compartiment, constitué de plus nombreux blocs, se dessine. Ces blocs montrent des basculements globalement contraires à celui du bassin potassique (i.e. vers l'E/NE cette fois), et à remplissages très variables tant en épaisseur quand lithologie (Figure 3-15). Ces blocs montrent à priori une disposition en échelons, avec un pendage réel vers le NE, et se perdent (failles à rejeu amoindri) plus ou moins au niveau de la ZT de Ferrette au Sud.





Paléogène

Néogène

Figure 3-19 : Structure du bassin primitif "syn-rift" et évolution des contraintes au cours du temps. A - Exemples de représentation virtuelle des contours de l'enveloppe des épaisseurs du cortège salifère, montrant les zones de subsidence différentielles de façon bien marquée, et dont l'analyse permettra la construction du modèle structural en B. B - Modèle structural schématique, de la terminaison sud du fossé rhénan (regard vers le S), montrant les principaux accidents et les géométries proposées, pour la fin du cortège salifère (i.e. l'état du rift avant la transgression marine de la Série Grise). De façon générale le système est constitué de compartiments (en deux ZT) formés de blocs basculés. Les compartiments s'étagent en gradins dans des positions de plus en plus élevées vers le S, et par conséquent reçoivent de moins en moins de dépôts appartenant au cortège salifère (on-lap progressif vers le S). C et D - Carte struturale simplifiée de la région sud-rhénane, et comparaisons des paléo-contraintes régionales entre le Paléogène (C) et le Néogène (D). Les champs de contraintes proposées structurés des travaux de la littérature et différent légèrement selon les auteurs de (a) Villemin & Bergerat (1987), et/ou de (b) Bergerat (1989), Laubscher (2001), Schumacher (2002).

Abbréviations : bL, bassin de Laufen; bD, bassin de Delémont; bS, bloc de Sierentz; bB, bloc de Bâle; bP, bassin Potassique; bDa, bassin/bloc de Dannemarie; bA, bloc d'Altkirch; bDa, bassin/bloc de Dannemarie; RL, Rhenish lineament; RF, Rhenish fault; AF, Allschwil fault; FF, Ferrette fault; IF, Illfurth fault; DF, Develier fault

Enfin au Sud s'individualisent d'autres petits bassins sur des blocs mobiles, entre autres, le bassin de Delémont et celui de Laufen. Le bassin de Delémont semble correspondre à un hémi-graben large mais peu profond (peu individualisé) à dépocentre localisé à l'W (basculement contraire à celui des blocs du compartiment plus au nord.)

L'agencement des compartiments est de plus caractérisé dans une direction N/S, par une géométrie en larges « gradins » où chaque gradin représente un compartiment (entre 2 ZT). Les gradins sont disposés en s'élevant graduellement vers le Sud et le bassin molassique. De façon générale l'épaisseur des cortèges diminue progressivement du Nord vers le Sud (direction axiale, de 1500m à 0 en ~50km) sur chaque compartiment et d'un compartiment à l'autre. Les épaisseurs varient respectivement en direction EW (normale à l'allongement du bassin), mais de façon beaucoup plus variable (entre les différents blocs des compartiments). Ainsi à une échelle plus petite la division des compartiments rend compte d'une surface en « touche de piano » dans ces directions E/W (liée de plus à la possible disposition en échelons des blocs).

L'effondrement du fossé et le jeu, même minime, des failles transformantes du socle (ZT) sont à relier à un système de contraintes pour le Paléogène (Figure 3-19C), avec un σ 1 (contrainte compressive maximale) positionné selon les auteurs soit verticalement (Bergerat, 1987 ; Laubscher, 2001 ; Schumacher, 2002) soit horizontalement selon une direction NNE/SSW (Bergerat, 1977 ; Villemin & Bergerat, 1987), et un σ 3 associé, et de direction NW/SE (invariant selon les différents auteurs). C'est la résultante du jeu de ces contraintes sur la cinématique des failles qui va induire l'extension généralisée globalement E/W (à l'origine du fossé sub-méridien), simultanément à un jeu en décrochement sénestre des failles de socle (Bergerat, 1977 ; Laubscher, 2001 ; Ustaweski et al.,2005 ; Rotstein et al, 2005b). La superposition des deux types de mouvements induisant la compartimentation visible du rift (Gawthorpe & Hurst, 1993).

Ceci résulte donc en une large complexification des structures d'effondrement, mais ce phénomène apparaît comme une structure assez classiquement reconnue dans des rifts (Gawthorpe & Hurst, 1993). Des zones de transfert semblables se retrouvent également en plusieurs autres points du graben rhénan, principalement reconnues et discutées récemment plus au Nord, dans le NURG, par Schumacher (2002) et surtout les travaux de Derer (2003) et Derer et al. (2003 et 2005).

3.5.3 - Grandes phases de l'évolution tectono-sédimentaire

La complexité structurale de l'ensemble de la région sud du rift a pu être appréhendée à partir des données de subsurface (sondages profonds, sismique) et des données de la littérature permettant d'une part de caractériser différents compartiments dans le « rift », et d'autre part plusieurs grandes phases de son évolution tectono-sédimentaire.

Les compartiments constitués schématiquement de blocs basculés se juxtaposent, distingués par des changements de structuration. Ces zones sont délimitées par l'existence de zones de failles anciennes (varisques, ZT), orientées grossièrement NE/SW, et jouant en décrochement senestre pendant le Paléogène. Ces zones qui traversent de part en part le graben vont avoir semble-t-il une grande influence sur l'évolution du bassin, variable au cours du temps.

Cette partie du fossé rhénan voit une sédimentation quasi-continue de l'Eocène au Miocène inférieure. De façon générale l'épaisseur des cortèges sédimentaires diminue progressivement du N vers le S (direction axiale, de 1500m à 0 en ~50 km), et varie de façon très variable en direction EW (normale à l'allongement du bassin) selon la position. D'après le découpage stratigraphique effectué, la subsidence différentielle apparaît donc dans les deux axes, mais très fluctuante selon la zone et l'époque.

A - Phase majeure de rifting

Pendant le dépôt du *Cortège Salifère*, qui correspond à la phase majeure d'effondrement du rift, i.e. phase « syn-rift » vraie sensu Rotstein et al. (2005a et b), on note des subsidences différentielles accrues (cortège passant selon la position de 100m à près de 2000m) du fait de l'activité

des failles, en association à priori à une propagation des déformations vers l'extérieure de la structure (ouverture progressive et/ou plus tardive de bassins latéraux).

La région sert de terminaison (« cul-de-sac »), zone peu profonde (en relais des reliefs au sud), pendant le développement du *Cortège Salifère* (i.e. de l'Eocène et l'Oligocène inf.), voyant son on-lap progressif sur le substratum vers le Sud (Figure 3-14), mais également vers les bordures E (et W ?) (Figure 3-13A). Des petits bassins à priori peu ou pas connectés les uns aux autres s'individualisent également sur la zone méridionale (Jura, bassins de Delémont, Laufen ?).

Pendant cette phase d'effondrement majeure, d'une façon générale les zones de têtes de blocs (partie surélevée) sont occupées soit par des faciès d'alluvial-fan/fan-delta en bordure, soit en partie centrale de bassin, par des faciès à dominantes calcaires (Figure 3-15). Ces zones « hautes » (têtes de blocs), sont caractérisées par des dépôts de faible épaisseur avec un fort potentiel au transit de matériaux et aux érosions.

Les parties abaissées portent des dépôts lacustres fins (profonds ?) et surtout dans les parties les plus centrales (bassin potassique) des niveaux d'évaporites conséquents (plusieurs centaines de mètres) qui sont les stigmates des phases d'assèchement drastiques qui réduisent le lac à une unique zone centrale à saumures (Duringer, 1988 ; Blanc-Valleron, 1990).

B - Fin de la phase majeure de rifting

A la fin de l'épisode salifère (~milieu du Rupélien), une transgression marine envahi le fossé depuis le Nord. Le bassin central est rapidement envahi par des faciès marins profonds (**MF/SP**). La morphologie résiduelle du rift (blocs basculés) dans le Sud et sur les bordures E et W, va être ennoyée progressivement par la base transgressive de la série marine (**Meeressands**). Cette région voit ainsi l'on-lap vers le Sud du *Cortège Marin*, déposé sur le substratum, et de plus en plus jeune vers le Sud.

Cette période (*Cortège Marin*) correspond à une phase d'accalmie tectonique, i.e. phase « post-rift » sensu Rotstein et al. (2005a et b), associée néanmoins à un fonctionnement des failles bordières atténué et/ou résiduel. Malgré les problèmes de préservation des séries (Figures 3-18 et 3-10) on note le caractère isopaque en E/W du *Cortège Marin* qui ne peut pas coïncider avec un continuum d'activité tectonique extensive comme au préalable (**Salifère**).

Néanmoins, le rejeu possible des blocs (même minime) va induire des possibilités de connexions entre l'ensemble des différents bassins (Laufen, Delémont et les autres) jusque là plus ou moins déconnectés, à mesure de l'élévation progressive du niveau marin relatif et du jeu vertical local (fonctionnement des ZT). La structure en « gradins » étagés du bassin vers le SE, en direction de bassin molassique indique qu'à la faveur combinée d'un haut-niveau marin et d'un jeu tectonique non contrariant, les deux domaines peuvent se raccorder.

Plus tard (Chattien) le passage entre le *Cortège Marin* (Série Grise) et le *Cortège Continental* (MAC/CEDC) est associé à un changement d'environnement drastique impliquant un abaissement conséquent du niveau de base (et/ou du niveau marin). Ce fait, pourrait être associé à la légère discordance observée vis-à-vis du *Cortège Marin* dans le bassin potassique (Figures 3- 4 et 3-5). Le *Cortège Continental* (enfin sa partie inférieure MAC), est associé à une variation rapide de son épaisseur dans des directions EW, qui serait l'indice de la reprise de l'activité des failles bordières. Cette reprise d'activité tectonique « intra-graben » notable, pourrait souligner l'amorçage précoce des changements du champ de contraintes régionales (rotation des contraintes principales) avérée à la transition Paléogène/Néogène (Laubscher, 2001). Une réactivation des structures (failles) du graben au cours du Chattien est proposée par Ustaweski et al. (2005) en association à des mouvements décrochants, impliquant des déformations en transtension/transpression générant uplift et/ou subsidences localisés. Ces réactivations s'opèrent sous l'impulsion de la réorientation progressive des contraintes depuis celles régnant au Paléogène (Figure 3-19C) vers celles sévissant au Néogène un peu plus tard (Figure 3-19D).

Enfin, un épisode méconnu et encore mal défini d'inondation lacustre apparemment généralisée à l'ensemble du bassin (Lutz & Cleinthuar, 1999; Berger et al., 2005 a et b) apparaît au

sommet du *Cortège Continental* (CEDC). Cette inondation lacustre reconnue en sub-surface dans la bassin potassique pourrait être plus ou moins synchrone à l'échelle régionale, par analogie avec les données plus au S (bassin de Delémont, Tüllingen, Roppentzwiller; Picot et al, 1999; Becker et al, 2002), et rattachée à la partie supérieure du Chattien, voire possiblement à la limite Oligocène/Miocène, sans à priori d'activité tectonique notable.

C - Réactivations récentes (post-Oligocène)

Outre l'édification du Kaiserstuhl (-21,8 et -17Ma, Laubscher, 2001) dans l'extrême N de la zone, les changements de contraintes régionales entre le Paléogène (Figure 3-19C) et le Néogène (Figure 3-19D) vont induire une réactivation des structures préexistantes (failles du rift et failles décrochantes varisques) avec des mouvement radicalement différents.

Le passage de la contrainte principale σ 1, depuis la verticale et/ou depuis une direction NE/SE, vers une direction NNW/SSE (Bergerat, 1977, Laubscher, 2001, Schumacher, 2002), va impliquer un possible rejeu décrochant senestre (« sinistral strike-slip motion ») de l'ensemble des failles du rift (orientées N20°), de même qu'un rejeu dextre des failles varisques (rejeu opposé aux décrochements senestres postulés pour le Paléogène sur ces mêmes failles).

Ces modifications du champ de contraintes régionales, liées à des modifications dans le domaine alpin, vont avoir pour principales conséquences, outre les mouvements horizontaux difficilement quantifiables, des mouvements verticaux notables à différentes échelles. La réactivation des failles du rift en décrochement (sénestre) vis-à-vis de ce nouveau dispositif de déformation va induire des régimes de subsidence et/ou d'uplift localisés et variables. On a à faire à des zones localisées en compression dans les zones de changements d'orientation des failles (« restrainingbend », cas de la partie N du Bloc d'Altkirch (zone du Horst de Mulhouse où les dépôts salifères est affleurant (Figure 3-18), et cas supposé de la zone sud des Vosges) impliquant un uplift préférentiel de ces aires (et la formation possible là de structures de type « flower-structure »). Soit au contraire se développe une subsidence locale dans les zones de « releasing-bend » associées (zone de préservation maximale des séries).

Ainsi, au point de vue tectono-sédimentaire, à partir du Miocène une phase de surrection quasi-ininterrompue est invoquée pour l'ensemble de la région sundgovienne et jurassienne, associée à une lacune de sédimentation et de l'érosion notable.

Néanmoins, des stigmates (dépôts) sont présents sur le Jura (« **Nagelfluh** Canyons » de Laubscher, 2001), et suggérés au sein même du fossé (travaux de Rotstein et al, 2005b), où, dans la zone de faille de Ferrette on rencontre une large paléo-vallée dont le tracé suit en la recoupant la zone de faille plusieurs fois, à l'instar de l'Ill aujourd'hui. Sa position, i.e. sur la Faille de Ferrette, pourrait se connecter plus au S, et coïncider avec la paléo-vallée décrite à l'W du Jura (à l'W immédiat du pli de Ferrette, sur le Jura Tabulaire, « Porrentruy canyon »), par Laubscher (2001) dont l'assemblage des contours cartographiques sont schématisée dans la Figure 3-17.

Ces traces de vallées, attribuables au Miocène, et à la réactivation des failles du « rift », visibles en sismique (Figure 3-13A) dans le sud du bassin rhénan, pourraient se rapporter aux « **Nagelfluh** Canyons » de Laubscher (2001) et de Luterbacher et al. (1992) qui se disposent parallèlement aux accidents majeurs du rift et du Jura (Failles de Ferrette, Faille Rhénane E, faille externe du Dinkelberg. La disposition des canyons semble grandement influencée par l'activité des failles, et maintenue sur le compartiment affaissé au plus près des failles. Le drainage s'effectue du nord vers le sud, ce qui implique une surrection du bloc Vosges Forêt-Noire, confirmée par le fait que l'essentiel du matériel provient du socle paléozoïque de la région.

Enfin, la tectonique salifère au sein du bassin potassique semble finalement assez tardive, tout au moins post-miocène inférieur (difficile à dater). Néanmoins on sait avec certitude que la répartition des dépôts pliocènes (« nappes des graviers rhénans ») est affectée par l'halocinèse (diapirisme) et par rejeu des failles du rift et les subsidences différentielles le long des failles impliquées dans ces déformations (cf. Figure 3-18).

3.6 - Conclusions

La description du contexte tectono-sédimentaire du dépôt des séries étudiées (*Cortège marin* du Rupélien terminal et *Cortège continental* du Chattien) plus en détail dans les chapitres suivants (Chapitres 4 et 6) tient finalement en quelques lignes avec :

(1) un cadre structural montrant (cf. Figure 3-19B) :

• un bassin à structure typique/classique d'effondrement (graben asymétrique) dans l'extrême Nord de la zone étudiée (bassin potassique), avec des reliefs bordiers conséquents.

• un bassin atypique sur l'ensemble de la zone Sud, correspondant à la superposition d'une structure complexe en petits hemi-grabens discontinus, liés à des blocs basculés, sur une vaste zone transformante elle-même complexe (plusieurs ZT en série) qui correspond à l'extrême Est de la Zone transformante Rhin/Saône. Cette zone transformante agence la structure du bassin d'une façon remarquable en compartiments (i.e. sous-bassins géographiques), s'étageant en « gradins », et s'élevant progressivement vers le Sud en direction du bassin molassique.

Ce cadre morpho-structural s'établit pendant la phase « syn-rift » vraie, et paroxysmale d'effondrement, sensu Rotstein et al. (2005a et b).

- (2) une activité tectonique amoindrie par rapport au *Cortège Salifère*, avec une phase tectonique quiescente (subsidence thermique régionale ; Sissingh, 1998 ; Laubscher, 2001), i.e. phase « post-rift », sensu Rotstein et al. (2005a et b). Cette phase implique une subsidence générale du cœur du bassin (graben central) et de ses bordures (épaules), lors du développement du *Cortège marin* au Rupélien (Série Grise et ses équivalents latéraux)
- (3) une reprise de processus tectoniques (subsidence/uplift) plus ou moins localisés lors du développement du *Cortège continental* au Chattien, processus intimés à une réactivation des structures du graben dûment au début du changement (rotation) du champ de contraintes régionales à la transition Paléogène/Néogène (Laubscher, 2001 et Ustaweski et al., 2005), en rejeu décrochant (transtension/trasnpression) à priori.
Chapitre 4 :

Sédimentologie, associations de faciès et reconstitutions des environnements de dépôts



<u>Chapitre 4 :</u> <u>Sédimentologie, associations de faciès</u> <u>et</u> <u>reconstitutions des environnements de dépôts</u>

4.1 - Méthodes

4.1.1 - Sédimentologie de terrain et analyse de carottes

A - Conditions générales d'affleurement

La majorité des observations et interprétations qui participent à ce chapitre ont été effectuées sur le terrain, dans des conditions d'affleurements pas toujours idéales. En effet la plupart des affleurements des formations étudiées sont de très petite taille (rarement supérieur à 5 mètres), et sont le plus souvent des reliques d'affleurements artificiels (anciennes carrières et/ou talus de routes) à l'abandon depuis parfois plusieurs décennies. Ceci induit donc souvent un gros travail de rafraîchissement des affleurements (pioches et sécateurs) avant toute observation.

De plus, de nombreux artéfacts viennent gêner la lecture des figures sédimentaires au sein de nombreux niveaux gréseux/sableux présents dans les différentes formations. En effet de nombreux niveaux de sables ne sont pas consolidés, ou ne présentent que des indurations partielles et différentielles, souvent liées à des ciments calcaires secondaires. Ces indurations partielles conduisent à un débit en « miche » des parements des affleurements (boules/ mamelons indurés et sables meubles). Le caractère non consolidé des sables rend parfois la lecture des figures sédimentaires difficile d'autant que les indurations partielles sont associées à des décolorations, soit à des auréoles de coloration par des oxydes de fer (anneaux de Liesgang). Ces décolorations, n'ont en général aucun lien avec les structures sédimentaires présentes au sein des dépôts (i.e. primaires), recoupant les litages visibles grâce aux changements granulométriques. Ces artefacts semblent tous liés à des phénomènes physico-chimiques dans les aquifères, inféodés aux battements de nappes phréatiques pendant les périodes récentes. Il faut ainsi, en général, plusieurs visites sur un même site pour acquérir une connaissance optimum de l'affleurement.

Le travail est nettement différent sur les carottes, et dépend surtout de la qualité (meuble ou induré) de la roche carottée et des conditions de conservation des carottes depuis leur exécution. Les carottages étudiés lors de cette étude, mis à disposition par la Société des Mines de Potasse d'Alsace (M.D.P.A.) et le B.R.G.M., ont été malheureusement conservées dans des conditions pas toujours idéales (non abritées de la poussière et de l'humidité) ce qui eut pour effet de grandement détériorer la lecture des archives.

B - Méthodes d'analyse

Dans le travail sur le terrain et sur les carottes, la taille des éléments (marnes, silts, sables, galets, blocs..), a été déterminée, par une estimation visuelle, confirmée par quelques mesures dans chaque cas. Pour décrire les sédiments, la classification granulométrique de Blair et Mc-Pherson (1998), dérivée et complétée de celle de Wenthworth (1988), a été utilisée. La terminologie anglo-saxonne relative à la taille des clastes est riche en termes concernant les classes granulométriques et de ce fait, très précise. Malheureusement, peu de termes ont leur équivalent en langue française, ainsi les classes granulométriques les plus grossières (essentiellement pour les conglomérats) seront exprimées de façon générale en français et leur équivalent anglo-saxon (de loin plus précis) sera figuré entre parenthèses.

La maturité et le tri des éléments ont été estimés visuellement sur le terrain. Ces estimations ont été vérifiées à l'appui des nombreuses photographies prises, en tant que comparateurs des levés de

terrain. Pour la maturité et la sphéricité des galets, le comparateur de Petitjohn et al. (1987) a été utilisé. En ce qui concerne le tri, les comparateurs de Longiariu (1987) ont été appliqués.

Concernant le contenu faunistique des différents affleurements, une sommaire analyse a été pratiquée sur la macrofaune et complétée par les données bibliographiques quant elles existent. Ces données seront présentées dans un paragraphe distinct pour chaque formation étudiée.

Une étude paléontologique plus complète et associée à une datation biostratigraphique de certains affleurements (Rheinweiler, Guewenheim, Burnhaupt, Eguisheim...) et sondages (DP 202) ont été entreprises, et confiées à l'équipe du Professeur Jean-Pierre Berger, de l'Université de Fribourg (Suisse), et plus particulièrement à Mr Claudius Pirkenseer. Les résultats ne sont à ce jour que partiels et seront présentés pour les différentes formations en l'état dans ce chapitre (cf. Pirkenseer et al, 2005 et Pirkenseer et Berger, 2006, pour les résultats préliminaires).

L'étude sédimentologique des différentes formations est premièrement entrevue au niveau de lithofaciès individualisés. Ces lithofaciès correspondent aux caractères pétrographiques, paléontologiques et aux figures sédimentaires d'origine physique présentent dans les sédiments. Ils sont chacun décrits et interprétés succinctement dans des tableaux récapitulatifs présentés pour chaque formation ou presque. Ceci permet une première approche afin de discriminer les processus physiques relatifs aux dépôts observés. Par la suite les différents lithofaciès se retrouvent associés en associations ou assemblages de lithofaciès pouvant correspondre chacun(e)s à un environnement de dépôt distinct (associations de faciès).

4.1.2 - Apports de l'analyse des composés organiques : les biomarqueurs moléculaires

Dans le cadre d'une collaboration scientifique, entreprise avec l'E.C.P.M. de Strasbourg, en 2002, et plus particulièrement avec Messieurs Philippe Schaeffer, Pierre Le Métayer, Pierre Adam, et Pierre Albrecht, une étude/analyse « biogéochimique » partielle des formations analysées lors de ce travail a été entreprise, dans le but de mieux caractériser, si possible, les différents environnements de dépôts reconnaissables dans les différentes formations, et en quelque sorte d'infirmer ou de confirmer les arguments sédimentologiques et paléontologiques. Dans ce cadre, seules les formations basales du cortège sédimentaire ont été étudiées, à savoir la **Zone Salifère Supérieure (Marnes sans Sel**), les **Marnes à foraminifères**, les **Schistes à Poissons**, la partie basale des **Couches à Mélettes**. Quelques échantillons relatifs aux **Marnes à Cyrènes** ont été également traités. Ces échantillons proviennent essentiellement des 2 sondages de la Société MDPA (DP 212 et DP 202) ainsi que des divers affleurements du sud du fossé rhénan (Burnhaupt, Guewenheim, Rheinweiler).

La « biogéochimie », qui concerne l'étude de la matière organique sédimentaire se base principalement sur l'étude de « biomarqueurs fossiles » préservés dans les sédiments, et qui peuvent être identifiés après extraction aux solvants organiques et, éventuellement, après traitements chimiques. Les « biomarqueurs » dérivent en général d'une molécule précurseur biologique (molécule complexe) qui, elle même, provient du métabolisme d'un organisme vivant spécifique pouvant appartenir à un environnement physicochimique donné. Ainsi, certains biomarqueurs peuvent être rattachés plus ou moins indirectement à un écosystème spécifique (Biomarqueur -> Précurseur biologique -> Organisme vivant -> Paléo-environnement). On peut ainsi, en quelque sorte, remonter la chaîne d'indices nous conduisant aux conditions environnementales prévalant à la synthèse biologique du « biomarqueur ». La formation préférentielle de certains « biomarqueurs » pendant la sédimentation et la diagenèse peut fournir des informations sur l'écosystème ancien. Les indices que donnent les différents « biomarqueurs » analysés concernent essentiellement :

- le caractère marin ou continental du milieu (présence d'organismes marins, sténo- ou euryhalins; degré de salinité....)
- la chimie du milieu (conditions d'oxygénation des fonds....)
- la contribution bactérienne à la destruction de la matière organique
- les apports continentaux

A - Biomarqueurs renseignant sur le caractère marin du milieu de dépôt

<u>- Les dérivés de stéroïdes</u>: Les stérols sont présents dans tous les organismes eucaryotes, et possèdent de nombreuses variétés structurales. Parmi ceux-ci, certains stérols particuliers, au même titre que leurs dérivés diagénétiques, peuvent attester de contributions phytoplanctoniques et/ou alguaires. Ainsi par exemple, une distribution de stéroïdes sédimentaires dominée par des homologues à 27 atomes de carbone traduit généralement une contribution phytoplanctonique, par opposition à une distribution qui est prédominée par les homologues à 29 atomes de carbone plutôt issue de végétaux terrestres. De même, la présence de dinostérols (ou de leurs dérivés diagénétiques) atteste de la contribution spécifique de dinoflagellés, ce qui implique l'existence d'un environnement marin franc.

<u>- Les isoprénoïdes</u> : ces biomarqueurs caractérisent la présence de diatomées dans le milieu de dépôt. Ces organismes ne sont pas spécifiquement inféodés à des milieux marins. Seule une diagnose comparée et spécifique à des variétés de diatomées à caractère marin peut alors attester du caractère marin du milieu.

<u>- Les chromanes</u> : ces biomarqueurs, qui sont présents avec des degrés de méthylation variables et dont l'origine biologique n'est pas établie à ce jour, permettent d'évaluer la salinité du milieu de dépôt. Ainsi, la prédominance des dérivés alkylés ou non alkylés fournit des informations sur la salinité absolue du milieu : sursalure, salinité normale ou dessalure.

B - Biomarqueurs renseignant sur la contribution bactérienne et/ou cyanobactérienne

<u>Les dérivés des hopanoïdes</u> : Les dérivés diagénétiques des hopanoïdes (présents dans certains organismes procaryotes) attestent de la contribution bactérienne (microorganismes hétérotrophes) ou cyanobactérienne (producteurs primaires).

C - Biomarqueurs renseignant sur la chimie des eaux et des sédiments

• Anoxie du milieu

La présence de dérivés hopaniques en C35 est un bon indicateur de l'anoxie du milieu. La prédominance d'un isoprénoïde en C20, le phytane, par rapport à celle de son homologue inférieur en C19 (le pristane), traduit généralement des conditions de dépôt réductrices. En effet, dans des conditions réductrices, le squelette hydrocarboné en C20 du phytol (molécule présente dans la plupart des organismes photosynthétiques) est préservé, alors que ce même squelette hydrocarboné subit des réactions d'oxydation/décarboxylation lorsque des conditions oxydantes sont rencontrées, conduisant à la formation de pristane.

L'identification de composés organo-soufrés est un bon indicateur de l'anoxie du milieu. Dans des conditions d'anoxie et en présence de sulfates, des bactéries sulfato-réductrices vont libérer des espèces réduites du soufre dans le milieu (sédiment, colonne d'eau), espèces qui vont ensuite interagir avec les lipides issus de la biomasse environnante pour former des composés organo-soufrés par sulfuration. La présence de ces derniers traduit donc à la fois des conditions anoxiques, mais aussi l'existence d'un cycle du soufre lié à la contribution de bactéries sulfato-réductrices

• Zone photique anoxique

L'identification de biomarqueurs dérivant spécifiquement de bactéries photosynthétiques « vertes » particulières (ou Chlorobiaceae) présente un intérêt particulier pour le géochimiste. En effet, ces microorganismes possèdent une biologie particulière et hautement spécifique, ces bactéries ayant la particularité de pratiquer une photosynthèse dans des milieux dépourvus d'oxygène et en présence d'espèces réduites du soufre. L'écosystème occupé par ces bactéries indique donc la présence d'une anoxie dans une (grande) partie de la colonne d'eau, anoxie s'étendant jusque dans la zone de pénétration de la lumière (zone photique). On a, dès lors, affaire à une colonne d'eau dite « stratifiée », et comprenant une partie inférieure anoxique aphotique, où se développent des bactéries sulfatoréductrices, une partie intermédiaire anoxique atteinte par la lumière, où vont proliférer les Chlorobiaceae, et enfin une partie supérieure, oxique, où l'on rencontrera des microorganismes plus (phytoplancton, zooplancton, cyanobactéries,...). « courants » Généralement, ce type d'environnements implique l'existence d'une colonne d'eau de profondeur limitée (< 100m). Les

Chlorobiaceae biosynthétisent des caroténoïdes spécifique tels l'isoréniératène et le chlorobactène. L'identification des dérivés diagénétiques de ces caroténoïdes, tel que l'isorénieratane va donc indiquer la présence d'une zone photique anoxique pendant les dépôts des sédiments et fournir à la fois des indications sur l'anoxie du milieu, mais également sur la paléobathymétrie.

D - Apports continentaux : présence et abondance de résidus organiques de végétaux supérieurs

• Les cires cuticulaires des végétaux supérieurs sont constituées de composés linéaires dont les dérivés géologiques sont présents essentiellement sous la forme de n-alcanes (nombre de C impair prédominants) et d'acides linéaires (nombre de C pair prédominants).

• Les dérivés de terpènes de végétaux supérieurs : Les végétaux terrestres, selon qu'ils appartiennent aux angiospermes ou aux gymnospermes, biosynthétisent des terpénoïdes spécifiques. Ainsi, les angiospermes vont produire de nombreux dérivés de triterpènes (composés pentacycliques isoprénoïdes en C30) dont les fossiles moléculaires traduiront la contribution de ce type d'organismes à la matière organique sédimentaire, donc de l'influence plus ou moins directe d'apports terrigènes. Nous pouvons noter que ce type de marqueurs n'est présent que dans des dépôts sédimentaires postérieurs au Jurassique (Le Metayer et al, 2005). En revanche, les gymnospermes produisent (entre autres) des dérivés de type diterpènes (dérivés di-, tri- ou tetracycliques en C20), dont les fossiles moléculaires sont fréquemment observés dans les sédiments anciens.

Les résultats obtenus pour les échantillons des différentes formations seront présentés plus loin dans chaque partie distincte relative aux formations, dans un paragraphe spécifique appelé : « Géochimie organique et marqueurs moléculaires »

4.2 - Groupe des Meeressands

Cette Formation affleure de façon très fragmentaire le long des bordures du fossé rhénan (N, S, E et W, Figure 4-1) depuis le Jura jusqu'au Bassin de Mayence (Sittler, 1965). Leur extension méridionale a pour limite le sud du bassin de Delémont (Picot, 2003) et leur extension septentrionale se poursuit dans la Hesse (Grimm et al, 2000) et en direction du LRG, limités au flanc sud du Massif Schisteux Rhénan (Hartkopf et Stapf, 1984).



Figure 4-1 : Carte schématique de la répartition de la Formation des **Meeressands** dans l'ensemble du fossé rhénan supérieur.

Cette formation se retrouve le plus souvent au contact direct du substratum Jurassique/prétertiaire mais également au contact des séries précédentes (**Conglomérats Côtiers, Haustein**...). Les dépôts sont constitués le plus généralement par des conglomérats, des sables et des grès calcaires, interstratifiés avec des marnes. Les éléments clastiques sont en général de source très localisée, et inféodée au substratum pré-tertiaire des environs. Une plus ou moins forte participation bioclastique est omniprésente, comprenant macro- et microfaune diversifiées et au cachet marin indiscutable (Andreae, 1884 ; Bleicher, 1885 ; Schneegans, 1933 ; Théobald, 1953a ; Fischer, 1965 ; Sittler, 1965 ; Bitterli-Brunner, 1988 ; Picot, 2002). L'étude de la Formation du **Meeressand** a été effectuée sur plusieurs affleurements et carrières en divers points du fossé rhénan. Néanmoins deux aires de sédimentation ont été privilégiées pour l'étude de cette formation : le Jura et la Bordure Ouest du fossé. Les affleurements visités et leurs analyses sont présentés ci-après, dans deux parties régionales distinctes étant donnée l'inhomogénéité régionale des faciès et le caractère très local de la sédimentation.

4.2.1 - Bordure rhénane sud: le Jura

Les localisations de l'ensemble des affleurements étudiés dans la région nord jurassienne sont présentées sur la Figure 4-2A.

4.2.1.1 - Affleurements

• Wolschwiller (France)

Dans le vallon du Dürrmattengraben, au sud du village de Wolschwiller, est exposé une série de sables et de conglomérats appartenant au groupe des Meeressand (Figure 4-2A et C), et reposant directement au contact du substratum jurassique (Schneegans, 1933). La cartographie, montre une assise de conglomérats hétérométriques caractérisés par l'absence de faune marine (conglomérats torrentiels d'age incertain décrits par Schneider (1960) et Fischer (1965)), assise surmontée par des calcarénites à faunes marines (Tobler, 1897), d'âge Rupélien (Schneider, 1960; Fischer, 1965), associées à de rares bancs de conglomérats à graviers. Les affleurements sont très épars, et les contacts entre les différentes unités difficiles à voir. Néanmoins l'unité conglomératique de base repose au contact du Jurassique et l'unité sablo-conglomératique surmonte l'unité basale et/ou recouvre directement le substratum (Figure 4-2C).

• Dornach (Suisse): Figure 4-3

Cet affleurement se situe dans la forêt à 250 mètres à l'W de la fin du Village de Dornach sur le Dornachberg, sur le flanc E de la vallée de la Birse, (lieu dit du Hochwald). Cet affleurement de basse qualité permet néanmoins d'observer les différents faciès sédimentaires présents au sein de la formation dans cette zone. Les dépôts comprennent des conglomérats et des calcarénites grossières contenant de nombreux bioclastes d'origine marine (Bitterli-Brunner, 1988). L'ensemble repose à même le substratum jurassique, mais le contact direct n'a pu être relevé.

• Burg-Biedertahl (France): Figure 4-4

Le long de la bordure jurassienne alsacienne, des lambeaux de sables et de conglomérats à faunes marines reposent au contact des Calcaires mésozoïques. L'affleurement de Biederthal-Burg, se situe le long de la route D 23 v, qui mène à la Frontière Suisse, à 200 mètres de l'entrée Nord du village de Burg, au pied de la colline du Geissberg (Figure 4-2A).

Cet affleurement montre une coupe d'une dizaine de mètres, discontinue, partiellement masquée par les aménagements routiers. Les dépôts sont constitués de conglomérats à éléments de calcaires jurassiques, de calcarénites grossières associées à des calcaires marneux, qui reposent en légère discordance sur le substratum jurassique. Les couches présentent un pendage de 15° vers le Nord-est. La surface de contact observable le long de la route (Figure 4-7), est associée à des érosions localisées, et quelques bio-érosions (perforations par pholades) ont pu être observées. Plus haut dans la colline, en essayant de recouper cette surface, le contact est souligné par un léger placage conglomératique et coquillier (faunes marines) et des perforations plus abondantes de la roche par des pholades.

Blauen (Suisse): Figure 4-5 à 4-9

Sur le sommet de la colline du Blauen (pli anticlinal déversé vers le nord), reposent au contact du Jurassique Supérieur, des lambeaux de la formation du Meeressand. Une ancienne carrière à l'abandon mais encore en état en 1926 (Koch, 1927), offre une coupe de 8 mètres dans des dépôts constitués ici de conglomérats et de sables calcaires (Blauen 1, Figure 4-5). Plusieurs logs partiels (Blauen 2 à 4, présentés respectivement sur les Figures 4-6 à 4-8), et discontinus ont également pu être levés dans le vallon au sud de la carrière et complétés par les observations faites par Hoffmann (1992). Enfin, les anciens aménagements routiers de la route conduisant au village de Blauen offrent également une section de plusieurs mètres dans les Meeressands, ici en position quasi verticale. Cette coupe (Blauen 5) montre une coupe de plus d'une dizaine de mètres dans des calcarénites grossières interstratifiées avec des calcaires marneux silteux/marnes calcaires silteuses (Blauen 5, Figure 4-9).



Figure 4-2 : A- Carte géologique simplifiée de la bordure jurassienne, et répartition des Meeressands. Les affleurements étudiés sont positionnés ainsi que la position des coupes en C et D. B - Carte isopaque de la formation des Marnes à Foraminifères (l'épaisseur de cette formation est estimée d'après les sondages), montrant les limites de l'extension relative des faciès des MF et des Meeressand pour la zone considérée, et la disposition particulière des deux formations contemporaines. C et D - Coupe schématiques montrant la disposition particulière des Meeressand. Des sortes de vallées incisées sont remplies successivement par un complexe conglomératique de base (Association M4 cf. Texte) surmonté par les Meeressands (associations M1 à M3) qui vont progressivement reposer en discordance sur le substratum jurassique alentours (on-lap côtier).



Figure 4-3 : Log sédimentologique schématique de l'aflleurement de Dornach (Cf. Figure 4-2 pour localisation des affleurements). Les descriptions et les interprétations, en termes de processus et d'environnements de dépôt, des différents lithofaciès présents sont documentées.



Figure 4-4: Log sédimentologique schématique de l'aflleurement de Burg-Biederthal (Cf. Figure 4-2 pour localisation des affleurements). Les descriptions et les interprétations, en termes de processus et d'environnements de dépôt, des différents lithofaciès présents sont documentées.



Figure 4-5 : Log sédimentologique schématique de l'affleurement de Blauen 1 (Cf. Figure 4-2 pour localisation des affleurements). Les descriptions et les interprétations, en termes de processus et d'environnements de dépôt, des différents lithofaciès présents sont documentées.



Figure 4-6 : Log sédimentologique schématique de l'aflleurement de Blauen 2 (Cf. Figure 4-2 pour localisation des affleurements). Les descriptions et les interprétations, en termes de processus et d'environnements de dépôt, des différents lithofaciès présents sont documentées.



Figure 4-7 : Log sédimentologique schématique de l'aflleurement de Blauen 3 (Cf. Figure 4-2 pour localisation). Les descriptions et les interprétations, en termes de processus et d'environnements de dépôt, des différents lithofaciès présents sont documentées.



Figure 4-8 : Log sédimentologique schématique de l'aflleurement de Blauen 4 (Cf. Figure 4-2 pour localisation des affleurements). Les descriptions et les interprétations, en termes de processus et d'environnements de dépôt, des différents lithofaciès présents sont documentées.



interprétations, en termes de processus et d'environnements de dépôt, des différents lithofaciès présents sont documentées.

4.2.1.2 - Nature de la discontinuité basale du cortège sédimentaire des Meeressands

Les dépôts de ce groupe sont disposés en lambeaux peu épais et le plus souvent mal conservés, sur la bordure jurassienne et schwarzwaldienne (Figure 4-2A). Ils se trouvent le plus souvent au contact du substratum Jurassique mais également au contact des séries plus récentes (**Sidérolithique**, **Haustein**, **Conglomérats Côtiers**, cf. Sittler, 1965, Duringer, 1988).

La cartographie de leurs contours (Figure 4-2B) montre que leur disposition est particulière par rapport aux dépôts marins argileux rupéliens (**Marnes à Foraminifères**) contemporains (Figure 4-2B). Les **Meeressands** sont en fait limités à la tête de certains blocs tectoniques basculés, plongeant de façon générale vers le nord-est (blocs d'Altkirch, de Ferrette, de Sierentz., voir Chapitre 3 sur la structure du bassin). Les **Meeressands** sont présents sur des zones de hauts-fonds (tête de blocs, hauts structuraux) alors que les **MF** vont se déposer dans des zones plus profondes et abritées (partie abaissées des blocs) sorte de golfes (Golfes de Wolschwiller et de Bâle, Figure 4-2B). D'autres golfes, disposés plus à l'W, étaient déjà proposés par Sittler (1965), à savoir les golfes de Porrentruy et de Montbéliard (Figure 4-2B).



Figure 4-10 : Burg-Biederthal : Vue partielle de la surface de discontinuité basale du cortège marin des Meeressands, montrant le substratum Jurassique surmonté par des alternances marno-calcarénitiques de la Formation des Meeressands (Association de Faciès FA2). La surface est abrasée, et jalonnée par de petites dépressions localisées (possibles marmites d'érosion, flèche noire), et sporadiquement perforée par des organismes marins (pholades et éponges).

La surface inférieure de repos de la formation des **Meeressands** dans la région nord jurassienne est une surface rocheuse généralement abrasée, sur laquelle des bio-érosions par des mollusques et des éponges marines sont localement abondantes (Figure 4-10). Cette surface est localement entaillée par des incisions en forme de vallées de quelques centaines de mètres (300/600m) de large et relativement peu profondes (10 à 30 mètres) remplies par des conglomérats grossiers à galets non perforés (absence de bio-érosions) et sans faunes marines (Figure 4-2C,D). Ces « vallées » sont circonscrites aux parties abaissées de blocs tectoniques basculés, et parfois délimités par failles (demi-graben). Les conglomérats qui les remplissent (d'origine continentale stricte) surmontent les dépôts du **Sidérolithique** et sont rattachés dans certains cas et selon les auteurs tantôt au **Meeressand** tantôt aux **Conglomérats Côtiers** (Figure 4-2A). Néanmoins, les dépôts du **Meeressand** (dépôts marins stricts) apparaissent dans ces zones sur les dépôts d'origine continentale (**Conglomérats Côtiers**), et/ou vont progressivement ennoyer vers le **S** et aussi vers l'E et l'W, le substratum jurassique.

Les pendages actuels des couches jurassiques, déversées à plus de 50 à 60° vers le N, le long de l'anticlinal de Wolschwiller/Burg/Witterswil, permettent dans plusieurs cas d'observer ces « vallées » en vue dessus (Figure 4-2A). Dans le cas de Witterswil (Figure 4-2A), qui représente la plus importante et la mieux conservée de ces vallées, les dépôts viennent même recouvrir et sceller

une petite faille qui constituait le bord E de la vallée (Bitterli et Brunner, 1988). Schneegans (1933), décrit le même type de phénomène à Wolschwiller, non loin de là (10 km à l'W) dans le vallon du Dürmattengraben (Figure 4-2A et C).

La surface de discontinuité basale du cortège des **Meeressands**, quand elle n'est pas associée à ces « paléo-vallées », est surmontée selon les endroits par des calcarénites et des calcirudites (conglomérats) à faunes marines, via généralement une surface abrasée et présentant des signes de bioérosions (pholades, éponges) et d'action de courants (marmites, sillons d'érosion..). Ces surfaces sont recouvertes par différents faciès mais les affleurements sont en général rares et de très mauvaise qualité.

Interprétation de la surface de discontinuité basale du cortège

Pendant une transgression, l'érosion marine a tendance à gommer les stigmates d'exposition sub-aérienne du substratum sous-jacent (Pomar & Tropeano, 2000). La présence fréquente d'ichnofossiles/bio-érosions (ichnofaciès *Trypanites*) et de mollusques marins à même la surface de repos du cortège semble indiquer des environnements circa-littoraux à sublittoraux.

Les seuls traces d'environnements strictement continentaux, apparaissent sous forme de remplissage d'incisions localisées (« paléo-vallées »), par des dépôts dépourvus de toutes influences marines, déposés par des systèmes de torrents et/ou de rivières.

De telles surfaces d'érosion marine en domaine côtier, sont connues pour remanier une grande partie des sédiments côtiers continentaux précédents. Le remaniement est favorisé dans les cas où le taux d'apports sédimentaires est bien plus faible (comme avéré dans ce cas, où l'essentiel dans apports est ici de source locale, et liés au relief avoisinant et indirectement au climat qui détruit le relief) que le taux de création d'espace d'accommodation (Demarest and Kraft, 1987).

La base du cortège marin peut s'interpréter comme une surface de ravinement se développant en réponse à une transgression marine, inféodée à une montée eustatique et/ou à la combinaison d'une montée eustatique et d'une subsidence tectonique.

Cette surface représente ainsi une surface composite incluant une limite de séquence (SB) et une surface de transgression (TS) formée par une série de surfaces d'érosion marines (surfaces de ravinement transgressives) qui deviennent progressivement plus jeunes à mesure que l'on est plus haut sur les paléo-reliefs. Le ravinement s'effectue par l'érosion produite par les vagues dans les zones très littorales dans un milieu de plate-forme côtière peu profonde (Swift, 1968; Nummedal and Swift, 1987).

4.2.1.3 - Sédimentologie

Les **Formation des Meeressands** du Jura est constituée d'un ensemble de faciès complexe et se présentant en général dans des affleurements peu lisibles, néanmoins l'on distingue plusieurs associations de faciès principales qui s'individualisent dans les coupes (association M1 à M4). Ces associations présentent pour certaines des sub-divisions (sous-associations) importantes à distinguer.

D'une façon générale les associations principales peuvent être définies comme suit :

- M1, association de faciès hétérolithiques marno-calcarénitiques
- M2, association de faciès calcarénitiques graveleux.
- M 3, association de faciès conglomératiques à faunes marines.
- M4, association de faciès conglomératiques azoïques.

Ces quatre termes sont décrits ci-après en détails afin de reconstituer les différents environnements de dépôt présents dans les **Meeressands**.

A - M1 : Marnes et calcarénites

Cette association, dominée par des dépôts marneux plus ou moins hétérolithiques, connaît deux sub-divisions (M1a et M1b) distinguées principalement sur l'abondance et l'épaisseur des niveaux calcarénitiques intercalés.

M1a : Marnes silteuses bioturbées

 \circ **Description**

Des niveaux (de 40 cm à plusieurs mètres d'épaisseur) de marnes calcaires/calcaires marneux s'intercalent dans les **Meeressands** dans les affleurements de Burg-Biederthal (Figure 4-4), Blauen-1 (Figure 4-5) et Blauen-6 (Figure 4-9). Ces intervalles à fine granulométrie, à l'aspect massif et sans structure, contiennent des grains de sables fins et des silts dispersés dans la masse ainsi que quelques débris coquilliers. Ces niveaux marneux affleurent mal et sont souvent colonisés par la végétation. Leur lecture s'avère très difficile. Néanmoins dans de rares cas (Burg-Biederthal notamment, Figure 4-4) des bioturbations (terriers de type *Chondrites, Planolites, Thalassinoïdes*, épigénisés en pyrite) ont pu être observés et quelques empreintes de bivalves indéterminés retrouvées en position de vie (*Lucina sp.*).

• Interprétation

Cette association de faciès reflète une sédimentation dominée par le dépôt de particules fines (boue argilo-carbonatée) dans un environnement marin calme, distal et/ou protégé. La faible proportion de matériel d'origine terrigène (grains de sables et silts épars), ainsi que l'absence de structures liées à l'influences des vagues (rides et/ou HCS) permet de situer cet environnement de dépôt bien au-delà de la limite d'action des vagues de tempêtes, milieu possiblement d'offshore, au loin de toute influence détritique, environnement par ailleurs favorable au développement des bioturbations dans des fonds meubles et boueux (ichnofaciès *Cruziana*, Seilacher, 1969).

M1b : Marnes silteuses et calcarénites

• **Description**

Cette association n'apparaît que dans les logs de Blauen-5 (Figure 4-9) et de Burg-Biederthal (Figure 4-4). L'association de lithofaciès M2b, hétérolithique, est représentée par des alternances non régulières de niveaux calcarénitiques centimétriques à décimétriques (quelques cm à 50 cm au maximum), et de niveaux de marnes silteuses bioturbées décimétriques à plurimétriques (semblables aux marnes de l'association M1a).

Les niveaux de calcarénite sont en général tabulaires, massifs, à base plus ou moins irrégulière et vraisemblablement érosive sur les marnes sous-jacentes. Ces bancs montrent parfois un granoclassement normal, associé exclusivement à la présence à la base du banc de clastes grossiers (petits galets) et de bioclastes (débris coquilliers et coquilles, *Ostrea sp., Glycimeris sp., Pecten sp.*), ainsi que de quelques intraclastes marneux. Les structures sédimentaires sont absentes de façon générale, néanmoins dans certains cas, des laminations plus ou moins ondulantes, frustres et mal définies, faiblement pentées s'expriment en sommet de banc (lui-même parfois ondulant), rappelant des structures HCS de faible amplitude

• Interprétation

Cette association de lithofaciès enregistre l'alternance d'évènements détritiques (calcarénites) et plus ou moins énergétiques (érosion basale, et laminations ondulantes, possibles HCS ?) et des conditions de faible énergie (marnes). Les niveaux marneux reflètent le dépôt de particules fines dans un environnement marin calme au-delà de la limite d'action des vagues de beau temps, et favorable à la bioturbation.

La présence d'HCS pourrait indiquer une formation de ces dépôts comme le résultat de courants générés par des tempêtes dans des environnements de shoreface et ou de transition shoreface/offshore (Leckie et Walker, 1982). L'absence de structure au sein de nombreux bancs de calcarénite pourrait s'expliquer par une oblitération des structures par une intense bioturbation. Cet environnement de transition entre le domaine d'offshore et le shoreface inférieur est soumis à la seule influence des vagues de tempêtes (comme l'atteste la présence de niveaux de tempestites assez classiques associés à une bioturbation de facture littorale à sub-littorale (*Cruziana* ichnofaciès, Seilacher, 1969).

B - M2 : Calcarénites graveleuses bioclastiques

Cette association de faciès est très largement majoritaire au sein des successions étudiées (plus de 70% des faciès), et se retrouve dans presque toutes les coupes levées sur la bordure jurassienne du bassin rhénan (Dornach, Burg-Biederthal, Blauen 1 à 6, Figures 4-3 à 4-9). Elle surmonte de façon abrupte (Blauen-5, Figure 4-9), via une surface nette d'érosion, des dépôts de l'association M1, et/ou

surmonte des dépôts de l'associations M3 via une surface de ravinement évidente, le plus souvent associée à une érosion notable et à des bio-érosions sur galets (Dornach, Figure 4-3 ; Burg-Biederthal, Figure 4-4 ; Blauen 3 et 4, Figures 4-7 et 4-8).

Cette association se sub-divise en deux termes (M2a et M2b), distingués sur la relative abondance de niveaux conglomératiques (M2b, calcirudites à graviers et galets) plus ou moins intercalés et alternant avec des calcarénites (M2a).

<u>M2a : Calcarénites bioclastiques à graviers</u> o Description

La sous-association, la plus représentée, est constituée d'épaisses successions plurimétriques (3m à une dizaine de mètres), monotones de calcarénites grossières et plus ou moins massives (absence apparente de structure sédimentaire en général), dépourvues de tout intervalle marneux. Ces calcarénites en bancs épais (20 cm à plus de 1 mètre), comportent également de nombreux graviers et petits galets, ainsi que des bioclastes.

La monotonie des successions calcarénitiques n'est rompue que par des lits récurrents espacés de petits galets et de graviers de quelques clastes d'épaisseur (Cl, 1 à 5 clastes, Figure 4-11A), de rares niveaux bioclastiques (Q) (Figure 4-11 B). Des bancs plus rares de calcarénites à rides/mégarides à graviers (S/Gr) (Figure 4-11E) s'intercalent également.

Les niveaux à graviers et bioclastes (Cl, Q, S/Gr) sont plus ou moins continus et tabulaires, voire parfois plus ou moins lenticulaires, mais apparaissent avec une base érosive sub-plane ou légèrement en dépression. Les clastes des intervalles à galets montrent en abondance des perforations par des organismes marins (éponges clinoïdes principalement, et/ou pholades pour les plus gros clastes). On note dans ces faciès la présence de bioturbations de type *Skolithos* et *Ophiomorpha* (Figure 4-11F), (probable ichnofaciès *Skolithos*).

Certains bancs discrets (décimétriques, 15/20cm) graveleux (Figure 4-11D) montrent des bancs à structure grano-décroissante (fining-up structure), montrant une base massive à galets arrondis et bioclastes sur quelques centimètres (quelques clastes) en assemblage relativement bien triés, et à texture clastes- à matrice-supportée. Dans de rares cas (Blauen-1, à 5,8m, Figure 4-5), le sommet du banc est caractérisé par la présence de laminations obliques à angle faible (Figure 4-11C), plus ou moins ondulantes, rappelant des laminations HCS et/ou présentant un profil de mégarides (de houle) symétriques (h=10cm, longueur d'onde = 60cm, Figure 4-11D).

Des niveaux plus ou moins stratifiés d'accumulation de bivalves en association monospécifique (*Glycimeris obovatus*), *de* 3 à 4 coquilles d'épaisseur, s'intercalent dans les successions (Figure 4-11B). La majorité des bioclastes (coquilles) contenus dans les calcarénites, se présente sous la forme de valves désarticulées, en bonnes conditions de préservation, et appartenant à l'espèce *Glycimeris obovatus*, quasi-exclusivement. Les valves sont invariablement orientées en position convexe vers le haut (convex-up), sont plus ou moins emboîtées, et alignées selon un plan sub-horizontal.

Les niveaux grossiers graveleux (Cl) et/ou à coquilles (Q) reposent sur des surfaces d'érosion bien marquées qui peuvent être relativement continues (sur plus de 100m), compte tenu des conditions d'affleurements médiocres.

Dans les affleurements de Blauen-1 et Blauen-2 (Figure 4-5 et 4-6), s'intercalent des niveaux métriques de calcarénite graveleuse à litages obliques de rides/mégarides, en auges (Figure 4-11E). Ces niveaux sont constitués de l'empilement vertical de bancs individuels (~dizaine de cm), comprenant une base massive enrichie en galets (type Gm/Cl, sur 2 à 3 cm) suivie par des laminations obliques de rides/mégarides en auges, dont les foresets sont soulignés par l'alignement de petits graviers. Le sommet de certains bancs peut présenter une surface ondulante régulière faisant penser à des rides symétriques. Les mesures de paléocourants effectuées sur les obliques de rides/mégarides, indiquent des écoulements dirigés vers le sud (Figure 4-5).

o Interprétation

De prime abord, cette association de faciès (M2a) représente des dépôts dans un environnement marin (contenu bioclastique à cachet indubitablement marin) soumis à des fluctuations d'énergie récurrentes et fréquentes (dépôts conjoints de calcarénites et de fins niveaux de galets monoà pluri-granulaires) et très certainement soumis à l'influence de courants plus ou moins asymétriques à symétriques (rides/mégarides à graviers (courants unidirectionnels), stratifications ondulantes (houle)) et des tempêtes (érosion à relativement grande échelle).



Figure 4-11 : Détails des faciès des calcarénites graveleuses (association de faciès M2a), A - Blauen1 (ancienne carrière), Calcarénite massive interrompue par des niveaux (Flèches), continus, monogranulaires de petits graviers ronds alignés (lags de tempêtes). B - Blauen1 (ancienne carrière), Niveau coquillier à valves de *Glycimeris obovatus* en position concexe vers le haut et rares graviers ronds, niveau continu et plus ou moins lenticulaire, surmontant une surface d'érosion présentant des dépressions localisées en "pot", gutter-cast, lignes pointillées). C - Blauen (ancienne carrière), Laminations obliques à angle faible montrant des géométries rapellant des stratifications HCS. D- Blauen1 (ancienne carrière), niveaux de calcarénite graveleuse granoclassé montrant des ondulations en sommet de banc. E - Blauen1 (ancienne carrière), Niveaux de calcarénite grossière à petits graviers montrant des bases érosives, nettes et riches en clastes, surmontées par des laminations obliques de rides (plus ou moins tangentielles à base du banc, auges plates?) soulignées par l'alignement de clastes le long des foresets (lignes pointillées). F - Dornach (Hochwald), Terrier robuste de type *Ophiomorpha* dans une calcarénite grossière.

Les tempêtes sont sans doute à l'origine de la formation des niveaux de conglomérats monogranulaires (Cl) à la base des bancs de calcarénite, et représentent des lags de graviers. Les plans de stratification nets et aplatis soulignés par les lags à galets indiquent des périodes de haute énergie induites par les tempêtes. Ainsi, les niveaux de galets représentent des surfaces d'amalgamation surmontées par la construction plus ou moins rapide des bancs sableux. Les calcarénites massives pourraient être induites par des tempêtes, comme la conséquence de la relaxation des courants. Cette phase d'amoindrissement de la force des écoulements conduit les particules sableuses en suspension à se déposer (Anderton, 1976). Les variations de la vitesse et de la puissance des courants pendant la phase de relaxation pourraient également générer les lags mono-granulaires de graviers, clairement discontinus, dispersés dans les calcarénites massives (« pebbles stringer », Simpson et al., 2002).

La présence ponctuelle de structures à stratifications obliques (HCS possibles, et surtout mégarides à graviers), qui représentent des dépôts liés à la migration et à l'aggradation de mégarides 3D (formant des « trough cross-stratification »), pourrait également être liée à des écoulements combinés (unidirectionnels et oscillatoires), processus classiquement générés par la houle, les courants de dérive littorale et/ou les tempêtes (Arnott & Southard, 1990). Ces structures pourraient représenter le fruit de la migration de mégarides sinueuses et ou à crêtes droites respectivement (Rubin, 1987), reliées à des courants syn- et post-tempêtes. Les niveaux de calcarénite à rides/mégarides à graviers dirigées vers la côte, enregistrent la migration de structures vers le continent (onshore), ce qui est classiquement admis pour des conditions d'amoindrissement (« waning storm conditions ») ou des périodes de « swell » (périodes de beau temps) où le transport des particules est en général dirigé onshore. (Hart & Plint, 1989 et 1995) Les mégarides migrent donc soit au dessus de la mite d'action des vagues de beau temps pendant le « swell » soit au dessous pendant phases de décrues de tempêtes.

La combinaison de des structures décrites ci-dessus rapproche pour beaucoup ces bancs des « coarse-grained storm beds » décrits dans la littérature (Cheel & Leckie, 1992, Hart & Plint, 1989), et communément reconnus dans des systèmes littoraux, peu profonds. Ces « coarse grained storm beds » se développent en deux temps, avec une première phase de transport depuis le littoral, source de clastes du système (plage à galet par exemple), sous des courants dirigés offshore générés par des tempêtes, puis suivi par une phase de remaniement et de remobilisation du sédiment pour construire des structures (mégarides) se déplaçant sous l'impulsion de courants oscillatoires asymétriques générés par les « shoaling swell wave » progressant vers le littoral (Cheel & Leckie, 1992). Ces bancs sont interprétés comme se déposant dans un environnement d'avant-plage (shoreface) relativement distal.

La présence de matériel bioclastique, parfois en association quasi-monospécifique, à valves bien triées (taille) et à fabrique particulière (convex-up) rendent compte d'un remaniement et d'un tri des coquilles par l'action des vagues. La bonne préservation des coquilles et l'occurrence de bivalves entiers témoignent de transport modéré depuis le lieu de vie et/ou de mort des individus. La présence exclusive dans certains niveaux (Figures 4-5, et Figure 4-11B) de *Glycimeris Obovatus* pourrait témoigner d'une source connaissant des conditions bathymétriques d'environ 10/15 mètres, où les colonies de ce type de bivalves sont implantées dans le domaine subtidal des environnements de shoreface (Delhaye-Prat, 2005), dans une zone au dessus de la limite d'action des vagues.

Les orientations typiques des valves en position convex-up, témoignent de l'action des vagues et des courants de tempêtes (Jeffrey & Aigner, 1982, Futterer, 1978). Pendant la phase de tempête, à mesure que les courants augmentent et érodent le sédiment contenant les valves, les coquilles vont commencer à rouler sur le fond et prendre cette disposition particulière qui est plus stable hydrodynamiquement par rapport aux courants générés par la tempête (Futterer, 1978), et ce avant que les dépôts sus-jacents n'aggradent. Cette disposition va également protéger les sédiments sous-jacents de l'érosion et ainsi constitué un lag (basal) de séquence de tempête.

La présence de bioturbations de type *Skolithos sp. et Ophiomorpha sp.*, appartenant à l'ichnofaciès *Skolithos* (Seilacher, 1969), indique en général des environnements marins, relativement peu profonds et se voit généralement associé à des substrat très mobiles (Frey & Pemberton, 1984). Bien que l'organisme responsable des traces de type *Skolithos* soit méconnu, des équivalents actuels sembleraient être attribués à des vers suspensivores (Barwis, 1985, Skoog et al, 1994). Ainsi la présence, bien que peu abondante de l'ichnofaciès *Skolithos* suggèrent des conditions de courants relativement énergétiques et persistants pendant les dépôts de l'association de faciès M2a.

L'absence quasi-systématique de niveaux argileux milite pour un environnement énergétique empêchant tout dépôt de particules fines et/ou les remaniant de façon intensive. La présence de faciès calcarénitiques grossiers, bioclastiques, à galets, et à laminations obliques de rides, indique en somme des dépôts intermittents de forte énergie et érosifs et des périodes aggradantes et plus calmes (calcarénites et bioturbations). La présence de niveaux continus et/ou discontinus à graviers arrondis et souvent accompagnés de coquilles semble assez caractéristique de « lags » de tempêtes (associés parfois à des HCS et/ou des mégarides de houle/courants).

L'ensemble des caractéristiques de l'association M2a reflète une sédimentation dans un environnement marin (faune et ichnofaune marines), proche des côtes, possiblement dans un environnement de shoreface grossier, type « coarse-grained shoreface » (Reading & Collinson, 1996). Les dépôts ont lieu au dessus de la limite d'action des vagues de beau temps dans un environnement. Le terme de shoreface peut être retenu ici dans un sens très large, ces faciès M2a, se différencient en effet des faciès de transition offshore/avant-plage (M1b) par l'absence d'intervalles de marnes et des structures particulières (granulométrie grossière, rides à graviers, HCS, lags de tempêtes) (Leckie & Walker, 1982). Il n'est que très difficilement possible de différencier de façon certaine dans cette étude les dépôts affectés uniquement par les tempêtes de ceux mis en place par les vagues de beau temps.

<u>M2b : Alternances sablo-conglomératiques (calcarénites et calcirudites)</u> o Description

Cette association de lithofaciès (M2b) est constituée de bancs de conglomérats calcaires (calcirudites) sans structures (Gm) et/ou à stratifications frustres (Gs), en bancs de 10 cm à 1m, interstratifiés avec des bancs de calcarénites graveleuses (en bancs de 20 cm à 1 mètre). La division calcarénitique est constituée de calcarénite grossière à graviers et granules épars, semblables à l'association M2a. Des bioturbations sont présentent dans quelques niveaux sableux (*Skolitos sp., Ophiomorpha sp.*). Les bioclastes sont rares de façon générale mais présents sous forme de fragments uniquement.

Les bancs de conglomérats (calcirudites), de 10 à 80 cm d'épaisseur, sont d'aspect tabulaire à légèrement prismatique. Leur base est subhorizontale, irrégulière et nettement érosive sur les calcarénites sous-jacentes. L'assemblage de clastes comprend des petits graviers et des petits galets (en moyenne 1 à 4 cm), et plus rarement quelques galets plus gros (de 5 à 8 cm). Les clastes sont organisés en une texture clastes- à matrice-supportée. Les assemblages peuvent varier de modérément triés et bien triés et ce dans un même banc. Les clastes sont englobés dans une matrice de calcarénite grossière. Les éléments sont très arrondis (sphériques en grand nombre, mais également oblongues). Les plus gros éléments montrent des perforations (bio-érosions) par des pholades et des éponges.

Les bancs fins (autour de 10/15cm) de conglomérats intercalés avec des calcarénites grossières sont les plus courants, mais dans certains cas, les bancs de conglomérats peuvent avoir tendance à s'amalgamer. Ils sont alors séparés par des surfaces frustres, mal définies, et deviennent des conglomérats « stratifiés » (Gs). Les incréments individuels de ces amalgames se distinguent par des variations notables de la taille des éléments entre chaque banc (ségrégation en taille). Certains amalgames, les plus épais (40 à 80 cm), présentent alors l'empilement vertical de plusieurs bancs individuels.

Certains bancs montrent un granoclassement frustre, inverse (Banc à 7m, Blauen-2, Figure 4-6) normal (plus fréquent) et/ou inverse puis normal (Banc à 7m, Log Blauen-3, Figure 4-7)

Les bancs de conglomérats montrent des imbrications bipolaires dans différentes parties d'un même banc (Figure 4-7), indiquant un transport tantôt vers le Sud (paléo-côte supposée) et tantôt vers le Nord (paléo-large supposé).

o Interprétation

Ces niveaux enregistrent des dépôts de haute énergie (niveaux de conglomérats), rapidement suivis par des dépôts de plus basse énergie (calcarénites). De telles variations abruptes pourraient représenter des dépôts ayant lieu pendant des tempêtes (conglomérats) et postérieurement à celles-ci (calcarénites). Les matériaux clastiques proviendraient essentiellement du remaniement des zones plus littorales (système de plages à galets association de faciès M3). Ainsi les couplets formés par un niveau de conglomérats et un niveau de calcarénite représentent l'enregistrement de conditions de tempêtes sévères puis de retour à la normale dans un environnement d'avant-plage supérieur à foreshore (Massari & Parea, 1988, Cantalamessa & Di Celma, 2004).

Les faciès à alternances sablo-conglomératiques représentent le pôle proximal de l'association d'avant plage. L'existence de périodes calmes de beau temps est indiquée par les perforations de galets et la rare bioturbation (ophiomorphia).

Les bancs amalgamés, à stratifications frustres (Gs), montrant des variations verticales de texture (granoclassement inverse puis normal) représentent des dépôts de relative haute énergie, qui montrent en sus des variations successives de la puissance des écoulements (écoulements accélérant pour granoclassement inverse puis décélérant pour granoclassement normal, et surfaces d'érosion multiples liées au déferlement des vagues de tempêtes), possiblement liés à des phases de tempêtes plus fortes que celles à l'origine des doublets simples (Gm et calcarénites). Ces variations de texture sont assez classiques dans les dépôts de « shoreface graveleux » (Hart & Plint, 1995) et ou de foreshore (Massari & Parea, 1988), et sont simplement liées à la mise en charge des courants de tempêtes, leur paroxysme puis leur amoindrissement progressif au cours d'un même évènement.

Les bancs de conglomérats montrent des imbrications bipolaires dans différentes parties d'un même banc. De telles imbrications dirigées tant onshore que offshore sont caractéristiques des dépôts de « coarse-grained shoreface » (Reading & Collinson, 1996) Ces conglomérats à texture clastessupportée se développent sous l'effet de la traction des vagues, et un granoclassement proximal/distal est induit lorsque qu'une mixture de particules (sables et graviers) est disponible (Swift et al, 1991). Les tempêtes induisent un mouvement de clastes vers le large depuis les zones littorales (action de backwash pendant les phases les plus énergétiques), alors que pendant les périodes de beau temps les vagues déplacent les graviers vers la côte (action de swash), en conditions de plus basse énergie (Hart & Plint, 1995). Des faciès sensiblement équivalents ont été décrits dans des dépôts de « shoreface graveleux » tant dans l'ancien que dans l'actuel (« gravelly shoreface », de Hart & Plint, 1995). Néanmoins beaucoup de ces exemples sont associés à des faciès contenant des mégarides graveleuses, absentes ici, au profit de stratifications sub-planes, ce qui pourrait représenter le faible potentiel de préservation des dépôts de périodes de beau temps à proximité d'un système de plage réflective (« reflective beachface », Massari & Parea, 1988).

C - M3 : Conglomérats à faunes marines

• **Description**

Cette association de faciès est représentée majoritairement par des dépôts grossiers, conglomératiques (calcirudites à galets) où plusieurs types de conglomérats se distinguent (en regard de la taille et de l'agencement des clastes). Cette association affleure le plus souvent très mal rendant les interprétations très délicates. Elle n'apparaît que dans les logs de Dornach et de Burg-Biederthal (Figure 4-3 et 4-4) et Blauen 3 et 4 (Figures 4-7 et 4-8).

En général, les conglomérats, calcaires (calcirudites), de ce faciès, sont représentés par des assemblages, à fabrique plus ou moins désorganisée, de galets et de graviers bien arrondis (1 à 6 cm en moyenne), à charpente générale clastes-supportée très jointive, remplie par une mixture de sables grossiers, de granules et de petits graviers (« clast-supported pebbly calcirudite »). Ces conglomérats à assemblages modérément à bien triés, sont moins bien triés corrélativement aux conglomérats des alternances sablo-conglomératiques de l'association M2b. Des assemblages bimodaux communs à plurimodaux sont fréquents. Ces conglomérats contiennent de rares bioclastes dispersés dans la masse des bancs (*Glycimeris sp.* et *Ostrea sp.*). Les plus gros galets sont très souvent perforés par des pholades et des éponges (ichnofaciès *Trypanites*).



Figure 4-12 : Exemples des faciès calcaro-gréso-conglomératiques de la Formation des Meeressand dans la région jurassienne A-Burg-Biederthal. Vue générale sur les conglomérats du faciès M3, montrant des bancs à stratifications frustres, constitués de l'amalgame en unités métriques de bancs conglomératiques peu épais (10-20cm). Ces unités sont elles-mêmes séparées par des intercalations gréseuses grossières décimétriques (Faciès M3). Les bancs composites montrent des surfaces de discontinuités irrégulières, se recoupant à angle faible et généralement pentée légèrement vers le paléo-large, ici vers la gauche de la photo (soit vers le Nord). B - Détail des conglomérats précedents (Faciès M3) à petits graviers bien arrondis, et modéremment à peu triés. Noter la superposition de bancs individuels montrant entre eux une ségrégation en taille des clastes (granulométrie différente, de graviers à granules puis à petits graviers) séparés par des surfaces plus ou moins irrégulières (lignes pointillées). C - Dornach (Hochwald), niveaux conglomératiques constitué de petits graviers et de galets montrant un tri en taille et en forme modéré à mauvais, et une relative immaturité des clastes (sub-arrondis), noter également la présence de graviers plats à discoides (flèches noires). Noter que les clastes sont imbriqués dans des directions différentes et plus ou moins opposées, entre les différents bancs, courants donnés par flèches blanches. D et E - Exemples de galets perforés et "bio-érodés", trouvés sur des surfaces de ravinement (pavements de galets en sommet de bancs conglomératiques). Les principales bio-érosions sont dus à des bivalves perforants ((1) sur D et E) (Pholades sp.), associés à des traces de perforation en forme de petits trous rapplelant des bioérosions par des éponges ((2) sur E) (éponges clionides). Noter le remplissage des perforations du galet en D de la face inférieure, indiquant un déplacement postérieur aux premières perforations et une perforation secondaire par des organismes encore présents ((1) sur D). Ce galet présentait également sur sa face supérieure de petits valves d'Ostrea sp.. L'ensemble de ces "bio-érosions" appartient à l'Ichnofaciès Trypanites. "substrat-lithifié-dépendant" et caractérise des environnements marins peu profonds sur fonds rocheux.

Les bancs épais (1 à 3 m d'épaisseur) montrent des stratifications frustres et mal définies, correspondant à des surfaces d'érosion peu profondes recoupant bancs sous-jacents (Figure 4-12A). Ces unités épaisses sont constituées de l'empilement vertical de bancs décimétriques, frustres, entre 5 et 20 cm d'épaisseur, irréguliers. Les stratifications de ces unités sont en générale très frustres et peu distinctes, mais les niveaux de galets et/ou de graviers montrent une organisation en couches subhorizontales décimétriques (Figure 4-12A et B) définies par un tri en taille et parfois en formes des galets, où certains niveaux vont pouvoir contenir préférentiellement des clastes discoïdes, ou très ronds. La coupe de Dornach (entre 4 et 6 m, Figure 4-3) montre tout à fait ce genre de caractéristiques, avec des niveaux décimétriques préférentiellement enrichis en clastes aplatis à discoïdes (Figure 4-12C), bien imbriqués, intercalés avec des bancs à clastes arrondis et plus grossiers. Des bancs de granules sont également intercalés.

Les bancs, ainsi définis, forment en s'amalgamant verticalement des unités à formes plus ou moins prismatiques (Figure 4-12A), à bases plus ou moins plates et sub-horizontales et nettement érosives sur les niveaux sous-jacents (en général des calcarénites, M2a). Ces unités sont délimitées au sommet par une surface de ravinement (Figure 4-3), et contiennent des surfaces internes (limites entre bancs à tri/ségrégation clastique différent), pendant faiblement vers le paléo-large (5°). La surface sommitale (de ravinement) des plus grosses unités correspond fréquemment à un ravinement et une colonisation de la surface dénotée par des perforations et des encroûtements sur les galets en sommets de bancs (Figure 4-12D et E). La surface supérieure des clastes est recouverte de bio-érosions (Pholades, éponges clinoïdes, Figure 4-12D et E), associées à la présence d'épi-biontes sur (*Balanes* et *Ostrea sp.*). Ces unités conglomératiques métriques à plurimétriques sont séparées par des intervalles centimétriques à décimétriques (5-25 cm) de calcarénite grossière graveleuse et bioclastique (type M2) qui ennoient les surfaces précédemment citées (4-12A).

Les imbrications au sein de ces unités sont en général bien développées pourvu que l'assemblage ne contiennent pas exclusivement des clastes très ronds et montrent parfois dans deux bancs successifs des imbrications dans des directions opposées (bipolarité des imbrications).

Un lithofaciès conglomératique légèrement différent du principal (conglomérats stratifiés) apparaît en quantité moindre, dans les logs de Dornach (1 à 2mètres à la base de l'affleurement et sans doute jusqu'au contact du substratum jurassique, Figure 4-3) et de Blauen-3 et Blauen-4 (Figures 4-7 et 4-8). Ce lithofaciès montre des bancs frustres de conglomérats à galets et matrice calcaires (calcirudites) à blocs, gros galets et graviers, bien arrondis à sub-anguleux. L'assemblage est peu trié, très hétérométrique, d'aspect général chaotique, mais par place des imbrications, entre les clastes plus allongés et/ou discoïdes, pendant vers le paléo-large (indiquant un transport vers le paléo-rivage) sont visibles. Les clastes sont communément perforés (pholades) et encroûtés par des huîtres (*Ostrea callifera*). La charpente assez jointive de galets et de blocs, à texture clastes-supportée est infiltrée par une matrice de calcarénites grossières à galets et graviers et bioclastique. On note la présence ponctuelle, d'olistolithes (blocs métriques) peu à bien arrondis au sein des unités.

• Interprétation

La présence de conglomérats bioclastiques, à galets et graviers, à éléments bien arrondis et modérément à bien triés, bien imbriqués, en bancs décimétriques, s'organisant en une structure de prisme progradant vers le paléo-large, milite pour un environnement très littoral, possiblement de base de plage à galets sur et/ou à proximité d'un littoral rocheux. Les caractéristiques de ces faciès demeurent néanmoins délicates à interpréter vu les conditions difficiles d'affleurements et de préservation des faciès (diagenèse et déformation). Néanmoins l'organisation interne des unités amalgamées, la grande maturité des éléments, leur tri en taille et en forme, leur ségrégation entre deux bancs successifs, indiquent des processus de ségrégation impliquant des courants de haute énergie, impliquant un tri sévère et lié à l'action des vagues. Ces faciès semblent assez caractéristiques de faciès de plage à galets et peuvent être en partie comparés aux dépôts de base de plage (« lower beachface facies ») de Massari & Parea (1988) et/ou aux dépôts de base de plage/pied de plage (lower beachface/plunge-step facies) décrits par Hart & Plint (1989 et 1995) et Pomar & Tropeano (2000). Le dépôt s'effectue dans un environnement de pente en base de plage, sous l'impulsion des processus tractifs induits par le déferlement (swash) et reflux des vagues (backwash), et par le roulement des clastes le long du profil de plage dûment aux forces gravitaires. Les stratifications à grande échelle,

peu pentées, pourraient marquer des positions successives du profil de base de plage (lower beachface profile), plus ou moins profondément remanié par les vagues de tempêtes. Cette partie du système de plage qui correspond à la zone sub-aquatique de la plage soumise aux processus d'érosion induits par le déferlement des vagues (« breaking waves ») qui provoque une traction des clastes vers le littoral (« wave-swash », Postma & Nemec, 1990) et le retour/reflux des particules vers le large (« wave-backwash », Postma & Nemec, 1990). Ces deux processus vont induire classiquement des imbrications bipolaires des galets ainsi que des tris différentiels entre les populations clastiques à plus ou moins forts potentiels de roulement (sphériques versus discoïdes). Ces systèmes littoraux sont associés à des côtes rocheuses le plus souvent, avec ou non des falaises adossées (Saunders, 2000, Pomar & Tropeano, 2000)

Les faciès conglomératiques à blocs et gros galets, dont les imbrications montrant un transport des clastes préférentiel vers le paléo-rivage impliquent des forces induites par le déferlement des vagues qui vont réorienter les clastes à forte surface portante (les plus allongés et/ou les plus plats). De plus, la position de l'unité de Dornach (à même le substratum jurassique) pourrait laisser entrevoir un lien étroit avec des platiers rocheux littoraux possiblement adossés à des falaises. La proximité de côtes rocheuses à falaises pourrait grandement expliquer les variations dans la maturité des clastes, à la suite de chutes de roches et d'effondrement de falaises, plus ou moins remaniés dans les parties subaquatiques du platier rocheux. Ces faciès à blocs sont assez semblables au faciès décrits par Saunders (2000) pour les côtes rocheuses de Crête, et dénommés sous l'appellation de «coarse clastic beachface », se développant sur ou à proximité de platiers rocheux et de falaises sous l'impulsion du déferlement des vagues.

Le fait que les unités de ce faciès soient surmontées par un « pavement de clastes perforés » avant le passage aux associations plus « distales », M2, peut souligner un rapide ennoiement des prismes de plages à galets (Siggerud & Steel, 1999, Cantalamessa & Di Celma, 2004), dans des conditions moins énergétiques d'avant-plage sablo-conglomératiques (associations M2), à la faveur d'une élévation du niveau marin relatif.

Enfin, l'aggradation de tels systèmes, corrélativement à des surfaces de discontinuités des unités inclinés vers le paléo-large sous-entend un enregistrement à la faveur de la progradation du système de « beachface ». D'après ces interprétations les successions de conglomérats à graviers à texture clastes-supportée du faciès M3, sont déposées pendant la progradation d'un système littoral affectées par les processus de wave-break et de wave-swash (environnement de « beach-face », sensu Postma & Nemec (1990)).

• Conditions de préservation des faciès de plages à galets :

Dans cet exemple, les dépôts de plage conglomératiques (M3), surmontent plusieurs type de surfaces : subaériennes (substratum jurassique pour la coupe de Dornach, Figure 4-3) et/ou marines (dépôts marins antérieurs et sous-jacents, faciès M2 dans tous les autres cas, Figures 4-3 et 4-8). Ainsi, en conséquence, la progradation des systèmes de plages à galets semble active à la fois pendant :

- des phases de stabilité du niveau marin relatif (stillstand) succédant à une rapide transgression (fait décrit pour les plages modernes et holocènes de Crête de Postma & Nemec (1990)) en ce qui concerne les dépôts à même la surface du substratum.
- (2) des phases de chutes et/ou de stabilité en plus ou moins bas-niveaux (low stillstand) du niveau marin relatif (séquence de plages à graviers décrites dans la formation des « Calcarenite di Gravina », par Pomar & Tropeano (2002), pour les dépôts sur des faciès marins sous-jacents.

D - M4 : Conglomérats azoïques

\circ **Description**

Ces faciès n'ont été rencontrés qu'à Wolschwiller et à Witterswil. Les conditions d'affleurement des plus mauvaises rendent les observations difficiles. Ces faciès n'apparaissent qu'au contact du substratum Jurassique (Figure 4-13) dans des dépressions localisées et formant des petites vallées « incisées » de 150 à 500 mètres de large, et de 10 à 30 mètres de profondeur, dont deux exemples sont cartographiés et représentés en Figure 4-2.

Il s'agit de faciès conglomératiques hétérométriques, à blocs, galets et graviers, très peu triés comprenant de rares passées sableuses. Des blocs anguleux à sub-arrondis au diamètre dépassant le mètre sont présents localement au sein des bancs. Les conglomérats qui dominent nettement les successions, forment des unités épaisses plurimétriques à l'aspect massif et parfois chaotique. Des bancs frustres (50 cm à 2m) s'individualisent au sein des unités, soit par un fort changement granulométrique soit par des surfaces d'érosions déprimées, séparant des unités plus ou moins lenticulaires. Les clastes sont sub-arrondis à sub-anguleux et dérivent tous du substratum jurassique avoisinant. La matrice entre les clastes est composée de sables grossiers et de petits graviers, et par endroit de marnes verdâtres à rougeâtres (Figure 4-13). Les textures des bancs sont variées, de clastes-supportée, dans la plupart des cas, à matrice-supportée. La fabrique des clastes montre localement de belles imbrications unimodales (monodirectionnelles), toujours dirigées globalement vers le nord (Figure 4-13C).

On note une absence complète de faune et surtout de faunes d'origine marine. Les galets ne présentent aucune perforation par des organismes, susceptible d'envisager un environnement marin prévalant à la formation de ces dépôts.



Figure 4-13 : Aperçu des faciès sédimentaires des conglomérats alluviaux (association M4) dans le vallon du Dürmattengraben (Sud du vilage de Wolschwiller, localisation sur Figure 4-2A). A - Situation schématique des dépots. B - Détail des faciès conglomératiques de l'association M4, montrant des conglomérats hétérométriques à galets et graviers et à blocs sub-arrondis, à matrice argilo-carbonatée verdâtre. C - Détail des faciès montrant des conglomérats à blocs et galets, à niveaux à fabrique bien imbriquée, paléo-courants dirigés vers le nord/nord-est, plus ou moins dans l'axe de la vallée, et dirigé vers le bassin rhénan.

o Interprétation

Le tri mauvais, l'absence de bancs bien définis, la présence de blocs anguleux de fort diamètre (niveaux à caractère très hétérométrique), les maintes surfaces d'érosion déprimées, rendent compte de dépôts sous l'impulsion de forts courants qui vont éroder les dépôts précédents et déposés rapidement leur contenu dans des nappes massives de galets, associées à des surcreusements multiples. Les objets à assemblages de clastes très hétérométriques à matrice argileuse pourraient représenter le dépôt de coulées de débris boueuses. Les niveaux chenalisés contenant des passées à galets imbriqués pourraient rendre compte du dépôt de matériaux sous un courant tractif dans un écoulement plus pérenne.

L'absence de faune marine (sur galets et dans contenu clastique), milite pour un environnement strictement continental. On peut donc aisément penser à un environnement de type alluvial, avec des dépôts liés à des écoulements dans des chenaux fluviatiles et/ou de cônes alluviaux/fan-delta dans des vallées entaillées dans le substratum jurassique.

4.2.1.4 - Modèle de profil de dépôt pour les Meeressands de la région jurassienne

L'ensemble des faciès reconnus dans la Formation des **Meeressands** de la région nord jurassienne représente un système sédimentaire complet et complexe montrant une succession d'environnement depuis des zones alluviales (M4) à des zones marines d'offshore (M1) (Figure 4-14). Le profil de dépôt (Figure 4-14) suit une logique assez simple (génétique), avec un pôle proximal continental (M4), un pôle proximal marin et grossier, à conglomérats de plage (M3), un pôle marin médian représenté par des faciès grossiers de foreshore/shoreface, constitués de calcarénites à galets (M2) dominés par les tempêtes et un pôle distal représentant des faciès de transition entre le shoreface inférieur et l'offshore (M1), dominés par une alternance de bruit de fond calme (marnes) et d'épisodes détritiques, liés très certainement à des tempêtes (calcarénites).

Le pôle très proximal du profil (continental) est représenté par l'association M4, correspondant à des dépôts alluviaux, pour ne pas dire torrentiels, encaissés dans de petites vallées incisées dans le substratum jurassique de la région. Ces faciès sont le résultat des écoulements qui drainent les reliefs à proximité, et disposés au sud du fossé rhénan. Ces matériaux vont se déposer dans les vallées surcreusées préalablement et/ou nourrir le bassin à la faveur d'exutoire vers le bassin (Figure 4-14).

Les dépôts des faciès M3, représentant un système très littoral, constitué de plages à galets, sur et/ou à proximité de côtes rocheuses, associées possiblement à des platiers littoraux sub-aquatiques à sub-aériens, adossés à des systèmes d'escarpements (petites falaises nourrissants les plages) (Figure 4-14). Le dépôt s'effectuant entre la zone supra-littorale et la zone de déferlement des vagues.

Les dépôts des faciès sablo-conglomératiques M2, représentent le pôle littoral médian du système des **Meeressands** jurassiens. Les faciès M2b caractérisent la zone tampon, relativement peu développée, entre les faciès de plages à galets francs (M3) et les faciès d'avant-plage francs (M2) (Figure 4-14). Il représentent une sédimentation dans des zones de haute énergie et enregistrent des conditions hydrodynamiques variables, de haute énergie (dépôts des conglomérats) et de plus basse énergie (dépôts de calcarénites). Cette zone tampon pourrait être caractérisée de « foreshore » (Hiroki & Terasaka, 2004), et se voit soumise à un impact direct et sévère des houles et des tempêtes (zone dès lors plus en érosion qu'en aggradation et ainsi peu préservée). Les faciès M2a représentent quant à eux des dépôts dans un environnement de shoreface dominé par les houles et les tempêtes, de facture assez classique offrant une panoplie de figures témoignant de l'impact direct des courants unidirectionnels (lags grossiers) et oscillatoires (HCS, mégarides sinueuses progradant vers le littoral), plus ou moins combinés au cours d'épisode de tempêtes, et/ou des périodes de beau temps. Ces dépôts s'établissent alors au dessus et/ou aux alentours de la limite d'action des vagues de beau temps (fait compatible avec les données bathymétriques bien que très approximative tirées de la faune (*Glycimeris obovatus*, peu remaniés) et des ichnofaciès (*Skolithos*)).

Enfin l'association de faciès M1 constituent le pôle distal du système de dépôt des **Meeressands**, à savoir des zones plus profondes (sub-littorales) soumises à une intermittence de régimes calmes (dépôts marneux, et bioturbations) et de régimes plus énergétiques (calcarénites bioclastiques) liés à des épisodes de tempêtes. Les dépôts ayant lieu pour M1b entre les limites d'action des vagues de beau temps et d'action des vagues de tempêtes. Les dépôts des faciès M1a se distribuant quant à eux au-delà de toute influences des courants oscillatoires sous la limite d'action des vagues de tempêtes, milieu d'offshore. Il est intéressant de noter que l'on passe sur le terrain (zone de Blauen), latéralement (vers le Nord, i. e. le centre du bassin), en quelques centaines de mètres tout au plus des faciès M3 aux faciès M1. A ce titre, l'association M1a, n'est pas sans rappeler la **Formation des Marnes à Foraminifères** (contemporaine des **Meeressands** de cette zone (Becker, 2003), à la proportion de particules détritiques près. On pourrait donc postuler ici pour un passage abrupt et rapide (possible rupture de pente ?) entre des zones littorale et des zones offshore, à la faveur de reliefs résiduels ennoyés progressivement lors de la transgression.



Figure 4-14 : Modèle de profil de dépot schématique proposé pour les Meeressands de la région Nord Jurassienne (sans échelle partidculière), représentant la situation respective des différentes associations de faciès (environnement de dépôt).

4.2.2 - Bordure rhénane ouest : Champ de fracture de Colmar

Dans la zone du champ de fractures de Colmar (Figure 4-15), les formations côtières paléogènes sont essentiellement représentées par des dépôts conglomératiques appartenant à la **Formation des Conglomérats Côtiers** d'âge Eocène sup./Oligocène inf. (Sittler, 1965, Duringer, 1988). Cependant à proximité du village d'Eguisheim sont conservés des faciès littoraux marins du Rupélien (Delbos, 1867, Klän, 1915, Theobald, 1953, Sittler, 1965) de la formation des **Meeressands**.

4.2.2.1 - Affleurement : Eguisheim, carrière abandonnée

L'ancienne carrière abandonnée dans les années cinquante se situe à 500 m au Sud de la sortie du village d'Eguisheim, le long de la route D14 (Figure 4-15). Il repose sur la bordure E du champ de fracture de Colmar, à environ 2 Km à l'Est de la faille Vosgienne. Le front de taille résiduel, orienté WNW/ESE s'étend sur une centaine de mètres et présente une section verticale visible selon les endroits de 2 à 7 m. Le pendage des couches est faible et irrégulier (5 à 10°) et plongeant vers l'ENE.

Cet affleurement décrit et étudié par Sittler (1965) et auparavant par Théobald (1953), revêt une importance capitale, étant le seul de cette formation (Groupe des « **Meeressands** ») sur toute la bordure ouest du fossé rhénan au sud de Wissembourg.

Les dépôts sont constitués majoritairement de grès et de sables grossiers avec de rares galets de granite et de quartz, surmontant des marnes silteuses. Les matériaux clastiques sont essentiellement fournis par le socle granitique (quartz et orthose) affleurant à quelques kilomètres. Une contribution moindre des séries triasiques (**Buntsandstein, Grès vosgiens**) est quand même mise en évidence par la présence de petits galets de grès rouges. Quelques rares petits clastes de calcaires oolithiques se rapportent à la **Grande Oolithe** (Jurassique moyen).

La coupe résiduelle (Figure 4-15B), visible aujourd'hui est d'une épaisseur moindre par rapport à celle étudiée par Sittler (1965), et présentée succinctement. La base de la coupe est encrée sur des conglomérats alluviaux à galets de granite, de Grès Vosgien, de Poudingue de St-Odile et de Muschelkalk, relatifs à la **Formation des Conglomérats Côtiers** (Sittler, 1965, Duringer, 1988). La coupe actuelle, complétée des données de Sittler (communication personnelle) est donnée par la Figure 4-15A ci-après. Il cite au contact entre les marnes et les conglomérats alluviaux, des perforations par des pholades des rares clastes calcaires et des épi-biontes (*Ostrea sp. et Balanus sp.*) sur quelques gros galets siliceux à la surface sommitale des conglomérats.

4.2.2.2 - Sédimentologie

Les lithofaciès observés au sein de la coupe d'Eguisheim (**Meeressand**, Figure 4-15), rendent compte indiscutablement de processus à dynamique de courants unidirectionnels et oscillatoires dans un environnement marin en général peu profond (attesté par la faune). Plusieurs associations de lithofaciès se distinguent à l'instar des coupes jurassiennes, pour certaines sensiblement équivalente (M1a et M1b), plus ou moins similaires aux M1a et M1b du Jura, cf. partie précédente), et/ou assez différentes (M2).

<u>A - M1 : Marnes et calcarénites</u> <u>M1a : Marnes et Marnes silteuses (bioturbées)</u> o Description

La base de la coupe d'Eguisheim est constituée exclusivement de marnes silteuses massives (lithofaciès Ms) (environ 3 m à 9 m d'après Sittler (1965)), entrelardées de rares et fins (0.5 à 3 cm) bancs de grès (lithofaciès M/S) dont les plus épais sont lenticulaires et discontinus. Une bioturbation intense, essentiellement constituée de *Planolites*, et *Chondrites*, affecte ces marnes silteuses. Les fins niveaux de grès se multiplient et s'épaississent vers le haut au détriment des marnes silteuses, montrant un passage vertical progressif vers l'association M1b.



Figure 4-15 : Logs sédimentologiques de la carrière abandonnée d'Eguisheim ouverte dans la formation des Meeressands. A - Log complet d'après Sittler (1965 et communication personnelle). B - Log schématique de l'affleurement actuel.

o Interprétation

L'association M1a représente une sédimentation dominée par une boue argilo-carbonatée, très épisodiquement interrompue par des influx faiblement énergétiques (dilués) de sables fins et de silts transportés par des courants dirigés vers le large (offshore). Les intervalles bioturbés enregistrent des épisodes d'absence de sédimentation détritique (ou simplement restreinte) et une colonisation biologique des fonds boueux. Des faciès comparables sont documentés dans bons nombres de travaux sur les dépôts sub-littoraux actuels et anciens (Leckie & Walker, 1982) et sont attribués à une sédimentation de basse énergie entrecoupée de par de rares courants de tempête transportant des particules vers les domaines les plus distaux.

La prédominance de dépôts par décantation de particules fines, le manque de structures sédimentaires produites par l'action des vagues indique sans doute que le dépôt de l'association M1a s'est établi largement sous la limite d'action des vagues de tempête, dans un environnement d'offshore supérieur à moyen (Leckie &Walker, 1982).

M1b : Alternances marno-gréseuses à tempestites

• Description

L'association de faciès M1b, hétérolithique, est représentée par des alternances de niveaux gréseux et/ou calcarénitiques centimétriques à décimétriques (25 cm maximum) et de niveaux de marnes silteuses bioturbées décimétriques à plurimétriques.

Les niveaux grossiers (gréseux) montrent dans certains cas des structures sédimentaires typiquement induites par des tempêtes (HCS, litages ondulants) et/ou des structures massives à granoclassées avec une base grossière (graviers/granules) et dans la plupart des cas bioclastiques (coquilles entières et fragments coquilliers).

Les intervalles constitués par les niveaux de marnes silteuses montrent généralement, une perturbation liée à une intense bioturbation et parfois quelques bivalves (rares) en position de vie. Les niveaux gréseux montrent également à leur surface sommitale des bioturbations de type *Thalassionoïdes sp.* (Figure 4-17C) et *Chondrites sp.*, ainsi que des bioturbations pénétratives verticales et robustes de type *Skolithos sp.* (Figure 4-17B).

Les unités de cette association de faciès montrent typiquement de petites séquences répétitives, à tendance strato- et grano-croissante vers le haut, définie par une augmentation de l'épaisseur et de l'abondance, voire de l'amalgame des bancs de grès (HCS amalgamés), associé ou non à un caractère plus grossier (Figure 4-16).

o Interprétation

Cette association de lithofaciès enregistre l'alternance d'évènements de tempêtes (HCS) et des conditions de beau temps (marnes). Les niveaux marneux reflètent le dépôt de particules fines dans un environnement calme sous la limite d'action des vagues de tempêtes. La présence d'HCS indique une formation de ces dépôts comme le résultat de courants générés par des tempêtes (oscillatoires et unidirectionnels, Dott & Bourgeois, 1988)) dans des environnements d'avant-plage et ou de transition shoreface/offshore (Leckie & Walker, 1982). Les bancs les plus grossiers et les plus épais représentent des évènements de haute énergie et/ou l'amalgame de plusieurs évènements successifs. Dans les environnements les plus profonds proches de la limite inférieure d'action des vagues de tempêtes seul un courant oscillatoire est actif au plus fort de la tempête créant des structures laminées de faible épaisseur montrant des structures HCS de petite amplitude (Aigner, 1985, Myrow, 1992 et 1999), comme observées ici.

Le motif d'empilement donné par ces unités (tendance strato- et grano-croissante) pourrait indiquer un impact graduellement plus important des tempêtes, lié à désapprofondissement progressif du système, typique d'une succession régressive/progradante de shoreface.



Figure 4-16 : A - Photomosaïque de la carrière abondonnée d'Eguisheim montrant la succession verticale des marnes silteuses massives à la base (M1a) vers les alternances sablo-marneuses à tempestites (M1b), puis la contact net et abrupt de l'association M2 (Sables garveleux à litages obliques). Noter la surface de base du corps gréseux de l'association M2, nette et sub-plane, et les dépressions érosives localisées (de 1 à 2 mètres de profondeur). Noter également la fracturation et la destabilisation localisées des sédiments sous la surface d'érosion. B - Détail du panorama en A, et dessin schématique des stratifications et des litages des sables/grès de l'association M2. La base de l'affleurement montre une fracturation localisée conséquente dans les alternances marno-gréseuses (M1b) (fracturation assumée comme étant syn-sédimentaire, n'étant pas pénétrative dans le: couches sus-jacentes, mais dont l'origine est discutable (paléo-sismicité, tectonique extensive, destabilisation localisée liée à la dépression??)). Les flèches blanches soulignent la surface d'érosion nette et sub-horizontale à li base du corps gréseux, les flèches noires, la surface d'érosion localement déprimée.



Figure 4-17 : Exemples des faciès gréso-marneux (M1b) de la Formation des Meeressand, Carrière abandonnée d'Eguisheim A Détail des alternances de grès et de marnes (Faciès M1b). Noter les figures de base de bancs (groove-cast/flèches blanches gutter-cast like scour/flèche noire). B - Bancs gréseux à laminations ondulantes peu pentées et aggradantes (HCS? de faible amplitude en accrétion verticale, flèche blanche) soulignées par un enrichissement en débris organiques (couleur sombre), et don le sommet est bioturbé par terriers robustes (flèche noire). C - Terrier de type *Thalassionides* en sommet du même banc.

Cette association de faciès représente un dépôt dans un environnement soumis à la seule influence de vagues de tempêtes comme l'atteste la présence de niveaux de tempestites assez classiques associés à une bioturbation de facture sub-littorale (*Cruziana* ichnofaciès ?). Cette association de faciès reflète une sédimentation dans des bathymétries au dessous de la limite d'action des vagues de beau temps et de tempêtes moyenne (mais soumis aux tempêtes les plus fortes) dans un environnement transitionnel de shoreface inférieur à offshore (Leckie & Walker, 1982) montrant une tendance progressive au désapprofondissement et en conséquence à la progradation.

<u>B - M2 : Grès graveleux à stratifications obliques</u> o Description

L'association de faciès M2 est représentée par des unités massives d'épaisseur plurimétriques de grès graveleux grossiers séparées par de fins cordons argileux discontinus de l'ordre du centimètre (Figure 4-15), associés à des bioturbations. Cette association de faciès consiste en une interstratification de faisceaux gréseux comprenant un assemblage des de différents lithofaciès (St-h, Smg(i) et Sw) (Figure 4-15, 4-18).

Le lithofaciès de loin majoritaire au sein des corps gréseux de la coupe d'Eguisheim (Figure 4-15) correspond à des bancs décimétriques (30cm à 1 mètre) de grès et de sables très grossiers, à litages obliques peu pentés, parfois légèrement conglomératiques. Ce lithofaciès (St-h) consiste en une interstratification de faisceaux gréseux de litages obliques planaires, à surfaces de discontinuité en auges larges (1 à 4 mètres), peu profondes (20 à 40 cm) (Figure 4-18A). Ces niveaux montrent des foresets, très peu pentés (entre 2 et 7°). Les laminations qui constituent les obliques ont entre 5 et 20 mm d'épaisseur et sont constitués d'une alternance de lamines de sables grossiers et de lamines de sables très grossiers (Figure 4-18B), peu triés, voire de granules. Les grains sont en général relativement anguleux à sub-arrondis. De rares galets de quartz bien arrondis (de 0.5 à 20mm) sont dispersés aléatoirement le long des foresets et/ou en base d'auges. Certains foresets comprennent des laminations de rides de courants (rares). De petites dépressions en auge, s'intercalent et sont remplies par des laminations subplanes et aggradantes (Figure 4-18B). Les paléocourants, bien que difficiles à mesurer étant donné le faible angle de progradation des structures, montrent des orientations aussi bien dirigées vers le bassin, vers le paléo-rivage que plus ou parallèles au paléo-rivage (Figure 4-15).

Ces niveaux, qui peuvent s'amalgamés pour former des unités plurimétriques, sont sporadiquement séparés par des niveaux sables massifs grossiers à galets et graviers Sgm(i) et des sables à rides de vagues (Sw) et/ou dans de rares cas par de fins cordons marneux centimétriques associés à des bioturbations (type *Skolithos sp.*). Les grès grossiers massifs (Sgm(i)) (absence de laminations) à intraclastes et base grossière (galets, intraclastes et bioclastes, Figure 4-18E), montrent des surfaces inférieures nettes et planes à légèrement déprimées, associés à un net granoclassement normal. Ces bancs comprennent de nombreux intra-clastes de marnes (semblables aux marnes silteuses M1a), remaniés. De façon remarquable, ces galets de marnes (intraclastes) sont armés par de petits galets de quartz (1cm de diamètre) et des granules (Figure 4-18F). Leur diamètre peut atteindre facilement 10 cm (3 à 5cm en moyenne). Ces objets sont dispersés de façon aléatoire au sein de ce banc, et/ou concentrés en base de banc. Ces bancs sont en général discontinus (20 à 50 mètres de continuité observée) et sont surmontés par des niveaux du lithofaciès St-h qui en érode la partie sommitale.

Enfin, des niveaux de grès moyens à grossiers décimétriques (5 à 30 cm) et discontinus, montrent un amalgame de laminations de rides d'oscillations symétriques (Figure 4-18D). Il s'agit dans la plupart des cas, de rides d'oscillations, néanmoins, il est possible d'observer des laminations obliques correspondant à des mégarides (15 à 30 cm de haut, longueur d'onde 60-80cm) symétriques correspondant à des litages de mégarides d'oscillation (Figure 4-18C). Les crêtes des rides d'oscillations sont en général, plus ou moins parallèles à la direction du paléo-rivage (Figure 4-15).

L'unité de faciès M2 repose, via une surface nettement érosive, plus ou moins subhorizontale (Figure 4-16), mais localement surcreusée, sur les dépôts marno-gréseux de l'association M1b. Cette surface d'érosion présente des dépressions localisées (larges de 3 à 5 mètres, et profondes de plus 1,5 mètres) et espacées de plus de 20/30 mètres. Ces dépressions sont visibles le long de l'affleurement, orienté EW, et donc semblent être plus ou moins parallèles aux bordures du fossé et par conséquent possiblement sub-parallèles à la paléo-ligne de rivage. Ces dépressions sont remplies par des grès grossiers à très grossiers, à graviers et galets, montrant des litages obliques faiblement pentés remplissant la dépression (St-h). Des blocs arrondis (50 cm de diamètre) de grès triasiques (**Buntsandstein**) sont disséminés sur la surface d'érosion au cœur des dépressions. Une de ces dépressions montre également une association à une fracturation syn-sédimentaire indiquant des phénomènes tectoniques syn-sédimentaires liés possiblement à une paléo-sismicité et/ou à la déstabilisation des fonds inconsolidés à proximité immédiate de la dépression, (rééquilibrage) (Figure MS- 14).

o Interprétation

Le passage vertical, abrupt, des faciès hétérolithiques M1b vers les grès grossiers de l'association M2, reflète un net changement dans les processus de dépôts. La surface érosive nette et quasi-plane pourrait représenter une surface de ravinement induite par les vagues dans un milieu plus énergétique que celui relatif à l'association M1b. Cette surface peut être considérée comme une surface de ravinement par les vagues, à la base d'un système de shoreface (« sharp-based shoreface », Hart & Plint, 1995) progradant (surface d'érosion régressive marine, RSME). Ce phénomène est lié à l'érosion, par les vagues, des fonds en aval du front de progradation du système, conjointement à chute progressive du niveau marin relatif.



Figure 4-18 : Détail des faciès de la Formation des Meeressand, Carrière abandonnée d'Eguisheim, association de faciès M2, A- Vue des grès grossiers à litagle obliques à angle-faible (St-h). Noter que les limites entre les faisceaux d'obliques sont légèrement déprimées vers le bas (relief 20 à 60 cm). B - Vue de détail des laminations dans les grès/sables (litages obliques à grande échelle et à très faible pendage, St-h) montrant l'alternance de lamines granuleuses/très grossières (les plus claires) et de lamines grossières (les plus sombres). Noter la présence d'une surface d'érosion en auge plate remplie par des grès grossiers laminés. C - Petites Mégarides de houle dans des grès et rides d'oscillations (Sw). Noter le fin cordons marneux (blanc) qui surmonte le banc et qui contient des bioturbations (skolithos ?). D - Niveaux de grès grossiers (Sw) qui montrent des rides de vagues à crête droite au sommet. E et F - Banc de sable massif (Smg(i)) contenant des fantômes de galets de marne armés par des graviers de quartz et de grès triasiques.

Les dépressions localisées, surcreusées à la base de M2 semblent suggérer des érosions massives du substrat. De tels sillons pourraient être le résultat de surcreusements localisés sous
l'impulsion des courants unidirectionnels de dérive littorale et/ou de retour de la houle, tous deux incrémentés pendant les phases de tempêtes (Greenwood & Scherman, 1986, Nummedal, 1991, Sarkar et al., 2002, Cheel, 1991). Au début de la phase de tempête, les forts courants unidirectionnels de dérive littorale orientés parallèlement à la côte et/ou les courants de retour (rip-currents) vont pouvoir induire une érosion de plus en plus marquée sur le fond. Ils peuvent également être le fruit de courants puissants dévalant la pente de l'avant-plage perpendiculairement à la côte (« storm-surge »), en quelque sorte une amplification des courants de retour (Gruszczynski et al., 1993). Ces courants vont induire une érosion des fonds (« storm-surge erosion ») jusque dans des parties relativement protégées en période de beau temps (Greenwood & Scherman, 1986) et atteindre la zone de transition avant-plage/offshore (tempêtes exceptionnelles ou à la faveur d'une chute progressive du niveau marin relatif (tectono-eustatisme)). Ces dépressions/sillons, peuvent être remplis par la suite, au cours des phases de décélération de ces courants.

Les faciès représentés par M2, sont formés essentiellement par la migration et l'aggradation verticale de structures (bedforms) asymétriques bi- à tridimensionnelles, de faible amplitude verticale sous l'impulsion de courants tractifs. On note d'importantes surfaces d'érosion et de réactivation des structures sous l'impulsion de courants variant tant dans leur énergie que dans leur direction d'écoulement. Ces structures doivent migrer de façon plus épisodique que continue comme pourraient l'indiquer le remaniement par des rides d'oscillations, et les fins cordons argileux et rares bioturbations. Ces structures pourraient se former sous l'influence alternative des courants de dérive littorale (Clifton et al., 1973) (courant sub-parallèles au paléo-rivage, ainsi que sous l'impulsion de courants oscillatoires fortement asymétriques développés par la houle en approche du littoral. Les barres migrant vers le paléo-rivage pourraient représenter les dépôts induits par les « shoaling-waves » en approche, les barres migrant vers le paléo-large, pourraient représenter des dépôts de barres migrant sous l'impulsion des courants de retour. Les petites dépressions en auge indiquent des érosions/dépôts rapides par des courants transverses aux courants prédominants.

Le dépôt de ces barres est périodiquement interrompu, par le dépôt des bancs massifs à intraclastes (Sgm(i)). Ces derniers de par leur aspect massif, leur granoclassement, et leur contenu clastique particulier (intraclastes marneux (faciès M1a)) semblent être le résultat d'un dépôt massif et rapide sous l'effet d'un écoulement violent érosif, diminuant d'énergie rapidement, suite à un important remaniement à l'échelle du littoral. Les clastes de marnes arrachés au large, sont remaniés vers le littoral, vont rouler sur des fonds graveleux en domaine de foreshore conglomératique ou de plage à galets, puis sont repris pour finir sédimentés dans des parties plus en aval du littoral dans le shoreface supérieur par exemple. Ces bancs massifs, à l'aspect parfois lenticulaire, à intraclastes armés, ressemblent grandement aux faciès décrits par Gruszczynski et al., (1993), et pourraient s'interpréter comme des dépôts de lobes de courants de retour dans un environnement de shoreface au sens large.

Les niveaux à rides d'oscillations (Sw) représentent un dépôt par l'aggradation et la migration de rides d'oscillations sous l'impulsion de courants oscillatoires symétriques à plus ou moins asymétriques.

La présence de structures à relativement grande échelle, comprenant des litages obliques peu inclinés, ainsi que la disparition de dépôts plus marneux, semble suggérer que l'association M2 d'Eguisheim se dépose dans un environnement moins profond et de plus haute énergie que l'association M1b. On peut ici postuler pour un environnement de shoreface moyen à supérieur (Leckie & Walker, 1982). Ici, les courants oscillatoires et unidirectionnels générés par les vagues et les tempêtes ainsi que l'influence de courants de dérive littorale, vont générer la construction et la migration de structures 2D ou 3D, à relativement grande échelle mais à faible relief. La présence de rides et de mégarides d'oscillations au sommet de certains bancs suggère une sédimentation bien au dessus de la limite d'action des vagues de tempêtes et sans doute au dessus de la limite d'action des vagues de tempêtes relèvent quant à eux d'évènements violents impliquant des remaniements de matériaux à l'échelle du littoral. Ces processus énergétiques alternent avec des périodes plus calmes (dépôts des rares cordons argileux et bioturbations).

4.2.2.3 - Contenu fossilifère

La faune recueillie tant lors de ce travail que dans la littérature ne montre que des espèces marines franches appartenant clairement au Rupélien. Andreae (1884) et Bleicher (1885) discutent les premiers des fossiles marins trouvés dans les grès d'Eguisheim, qui se rapportent au « **Sables Marins** » (ou « **Meeresand** ») connus dans d'autres secteurs du Fossé Rhénan, et donc aux formations côtières du Rupélien. Les travaux cartographiques de Klän (1915) et de Théobald (1953) leur permirent de constater le passage latéral et progressif des grès aux marnes silteuses des bordures puis aux Marnes à Foraminifères du Fossé. Bleicher (1885) reconnaît que les conglomérats du secteur contiennent des galets de granite fournis par l'arrière pays vosgien, ainsi que des faunes marines (*Ostrea callifera*). Tout ceci tend à attribuer un âge plus récent à ces dépôts qu'aux formations conglomératiques à galets de Jurassique et de Trias de la région de Turckheim et de Rouffach rattachées quant à elles à la **Formation des Conglomérats Côtiers** (Duringer, 1988).

• Macrofaune

La macrofaune recueillie dans la coupe d'Eguisheim est relativement pauvre. De nombreuses coquilles d'*Ostrea Callifera* ont été ramassées dans divers niveaux de M2. De rares débris pourraient appartenir à des bivalves comme : *Pecten* et *Glycimeris*.

• Ichnofossiles

A la base de la section, les surfaces des bancs sableux intercalés dans les marnes (M1b) montrent des bioturbations dont *Thalassinoïdes sp* (Figure 4-17C). Plus haut dans la section (M2), les rares bioturbations présentes sont de type *Skolithos sp* (Figure 4-18C), qui en général soulignent des environnements de dépôts de haute énergie mobiles

• Microfaune

Les échantillons examinés par Pirkenseer et al (2005) et Pirkenseer & Berger (2006) montrent que les marnes silteuses du faciès M1, à la base de la coupe, rendent assez peu de microfaune. Néanmoins quelques foraminifères et ostracodes ont été identifiés. Le peu de données recueillies semble pourtant confirmer un cortège proche de des assemblages (foraminifères et ostracodes) typiques des **Marnes à Foraminifères** du bassin, ce qui tendrait à confirmer la contemporanéité des deux formations, au moins pour la bordure vosgienne du bassin (fait déjà envisagé par Théobald (1953), et la proximité faciologique entre M1 (plus proximal) et les faciès des **MF** (plus distal).

4.2.2.4 - Environnements de dépôt proposés pour l'affleurement d'Eguisheim

Les structures sédimentaires témoignent nettement de l'influence des tempêtes (séquences massives à clastes (lobes de courants de retour) et présence d'HCS) des courants littoraux (houle, dérive littorale) litages obliques en auges plates multidirectionnels) et de la houle (mégarides de houle et rides d'oscillation).

On note de multiples érosions et de multiples remplissages, aggradation de sables, séparées par rares périodes calmes avec bioturbations et marnes silteuses. Impact et Erosion à grande échelle par très fortes tempêtes aggradation rapide de sédiments dans des zones peu profondes.

La variation lithologique verticale au sein de la coupe d'Eguisheim (Figure 4-15 et 4-16), montrant le passage transitionnel des associations M1a à M1b puis le passage franc et abrupt à l'association M2 reflètent une succession progradante, classique, à tendance au désapprofondissement, au sein d'un cortège sédimentaire marin littoral à sub-littoral (cortège d'avant-plage progradant) (Plint, 1988).

Il s'agit d'un système donc littoral à sub-littoral comprenant un pôle proximal constitué de faciès de shoreface (M2) de facture plutôt distal, avec un dépôt certain entre les limites d'action des vagues de beau temps et des vagues de tempêtes, un pôle médian, caractérisé par des faciès de transition avant-plage/offshore (M1b) déposé autour de la limite d'action des vagues de tempêtes, et un pôle distal comprenant des faciès d'offshore proximal (M1a) déposés au-delà de la limite d'action des vagues de tempêtes (cf. Figure 4-19).



Figure 4-19 : Profil de dépôt schématique proposé pour les Meeressands de la bordure vosgienne (coupe d'Eguisheim) (sans échelle partidculière). Les faciès représentent un profil moins complet que celu des Meeressands jurasiens (Figure 4-14). Ce profil montre en résumé un domaine de shoreface sablo-conglomératique (M2) dominé par les courants de houle, et de dérive littorale, affecté profondément par les épisodes de tempêtes, passant vers le bassin àdes faciès de transition vers l'offshore (M1b) à tempestites, puis vers des marnes offshore franches rappellant grandement les MF.

La succession décrite ici s'apparente pour beaucoup à une séquence typique de progradation d'un système littoral marin (régression forcée) à la faveur de la chute du niveau marin relatif, et au développement d'un prisme gréseux d'avant-plage dominé par les vagues et les tempêtes reposant de façon abrupte sur les des dépôts de facture plus profondes (offshore/transition, M1a et M1b). Ces systèmes sont appelés des « sharp-based shoreface » (Plint, 1988, Hart & Plint, 1995) et correspondent à des systèmes d'avant-plage dont la surface de repos est « ravinée » par l'action érosive des vagues, pendant la progradation du système d'avant-plage.

En prenant maintenant en compte la partie de la coupe recouverte aujourd'hui mais étudiée par Sittler (1965), la succession sédimentaire ainsi complétée (Figure 4-15) montre alors une séquence sédimentaire transgressive puis régressive, interprétable et corrélable à des variations eustatiques, au sein d'une paraséquence littorale.

Les conglomérats à galets de granite, à la base, représentent des dépôts continentaux, de fan delta, à l'instar des conglomérats côtiers. Ils représentent ainsi des dépôts formés en période de bas niveau marin précédent la transgression.

Ces dépôts se voient ensuite ennoyés/transgressés, par des sables riches en faune marines qui passent verticalement rapidement aux marnes silteuses de l'association de faciès M1a. Ces sables correspondent aux dépôts transgressifs développés durant la montée rapide du niveau marin (TST). Les descriptions de Bleicher (1885) et de Sittler (1965 et communication personnelle) de coquilles d'huîtres (*Ostrea callifera*) sur des galets de granite fait penser à un lag transgressif au toit du conglomérat.

Le reste de la section montre clairement une tendance verticale progressive vers des environnements de dépôt de moins en moins profonds (passage de M1a à M1b puis à M2), et pourrait ainsi correspondre à une prisme de haut niveau (HST, Alternances marno-calcaires) développé lors du ralentissement de la montée du niveau marin.

4.2.3 - Modèle de dépôt pour les Meeressands du SURG

Un modèle de dépôt schématique, présentant l'imbrication des différentes associations de faciès sédimentaires observées et les différents environnements de dépôts juxtaposés est présenté dans la Figure 4-20A. Ce modèle, qui s'appuie sur la compilation des données recueillies sur le Jura et à Eguisheim, est simplifié par rapport aux profils de dépôt proposés pour le Jura (Figure 4-14) et pour l'affleurement d'Eguisheim (Figure 4-19). Ce modèle schématique simpliste, permet un rapide coup

d'œil sur l'ensemble des paléoenvironnements représentés pendant le dépôt des **Meeressands** sur tout le pourtour du bassin rhénan (bordures du rift sud, ouest et très certainement est également).

Ce modèle regarde également la paléogéographie de la zone jurassienne, avec une esquisse réalisée à partir des contours des isopaques (Figure 4-20B et C) et montrant la disposition des dépôts des Meeressands par rapports aux morphologies résiduels des blocs en échelon au S (Figure 4-20C).

Ce modèle comprend plusieurs environnements :

• un littoral rocheux (« rocky shoreline ») à platiers et falaises sur le substratum prétertiaire

Le premier environnement de dépôts est déduit de l'interprétation de la surface basale du cortège sur lequel reposent les différents dépôts (excepté M4). Il s'agit de platiers rocheux littoraux (ou terrasses d'abrasion par les vagues, « wave-cut platforms »), adossés possiblement à des falaises (non observées). Cet environnement est soumis à des phénomènes d'abrasion par les vagues comme en témoignent l'aspect poli et émoussé de la surface de repos du cortège et les perforations par les organismes lithophages (pholades).

• (M4) – Un système alluvial

Cet environnement est restreint à de petites « vallées », dépressions creusées dans le substratum pré-tertiaire, et remplies par des faciès conglomératiques grossiers et azoïques, témoignant d'écoulements fluviatiles à torrentiels.

• (M3) – Un système de plages conglomératique de haute énergie

Ce second environnement correspond aux niveaux conglomératiques et correspond à un ensemble de faciès déposés sur des plages à galets, sous l'action de la houle.

• (M2) – Un système de shoreface (au sens large)

Cet environnement, caractérisé par des dépôts à dominante sableuse, se voit dominé par des processus variés, alternant des conditions de haute énergie (tempêtes et houles) et des conditions plus calmes (Figure 4-20A). Ce système complexe présente une grande variété de lithofaciès qui représentent des environnements de dépôts balayant (Figures 4-14), pour les détails des faciès des associations M2a et M2b), depuis le domaine proximal et en direction du large, des environnement de foreshore/shoreface supérieur (M2a), des environnements de shoreface « médian » à inférieur (M2b).

• (M1b) – Un système de transition entre les faciès de shoreface et d'offshore

Cet environnement, est caractérisé par des alternances de périodes calmes (dépôts types M1a) avec des périodes énergétiques déposant les bancs de sables/calcarénite à structures de tempestites.

• (M1a) - Un environnement d'offshore « général »

Cet environnement est proposé pour les dépôts à dominante argileuse, semblables ou approchant des faciès des formations argileuses contemporaines des dépôts sus-cités, soit les **Marnes** à Foraminifères essentiellement, et peut-être les **SP**.



Figure 4-20: A - Modèle environnemental proposé pour les Meeresands de la bordure rhénane E, W et S (Jura) présentant les différentes associations de faciès (M). B - Carte isopaque schématique de la répartition des épaisseurs des MF (D'après les données de sismique et de sondages) et répartition des faciès Meeressands contemporains. C - Reconstitution paléogéographique du sud du bassin à l'époque montrant un système de blocs basculés à pendage vers le NNE, qui délimitent le découpage des côtes, en hauts fonds (têtes des blocs) et en golfes plus profonds (partie abaissées des blocs). Le possible établissement de connexions avec le bassin molassique pourrait se faire via les dépressions crées à l'E (Bâle) et à l'W (Porrentruy) et entretenues par l'activité tectonique intra-graben (cf. Cartes isopaques, Figure 3-9) et B).

4.3 - Groupe des Marnes Argileuses

Ce groupe de formations, constitué des **Marnes à Foraminifères** et des **Schistes à Poissons**, n'affleure aujourd'hui que très rarement dans la zone d'étude (1 seul affleurement (re-)découvert, à Rheinweiler, en Allemagne, Pays de Bade). Ainsi les quelques éléments d'observation et d'interprétation présentés ci-après sont grandement fondés sur un travail sur les carottes de sondages mises à disposition par les MDPA (sondages DP212 et DP202, tous deux situés dans le centre du bassin potassique). La situation des différents points d'observation est présentée dans la Figure 4-21.



Figure 4-21 : Localisation des affleurements et des sondages étudiés appartenant aux Formations de la Série Grise inférieure (Marnes à Forminifères (DP202 et 212) et des Schistes à Poissons (Rheinweiler, DP202 et 212).

4.3.1 - Les Marnes à Foraminifères

4.3.1.1 - Les Affleurements et les données de sondages

Les **Marnes à Foraminifères** n'affleurent aujourd'hui de manière satisfaisante en aucun point du fossé. Leur étude a donc été réalisée sur les carottes des sondages DP202 et DP 212 (Figure 4-21 et 4-23). Cette formation montre des épaisseurs variables (entre 0 et plus de 20 mètres, Figure 4-22A).

DP 212 (France, Bassin Potassique) : Le sondage DP 212 a recoupé la formation des **Marnes** à Foraminifères entre 446m et 434,5m. (Figure 4-23A)

DP202 (France, Bassin Potassique) : Le sondage DP 212 a recoupé la formation des **Marnes** à Foraminifères sur une dizaine de mètres, entre 703,1m et 696,3m. (Figure 4-23B)

Une section quasi-complète de la Formation des **MF** a pu être levée au sein de l'intervalle carotté du DP212 (sondage MDPA). Dans l'intervalle du DP 202, les carottes relatives aux **MF** n'ont pu être que partiellement retrouvées, rendant la section plus que fragmentaire. Les reliquats furent quand même échantillonnés pour la faune (Pirkenseer et al, 2005) et pour l'analyse moléculaire des matières organiques (Le Metayer et al., 2005).



Figure 4-22 : A et B - Cartes des épaisseurs (isopaques) des MF (A) et des SP (B) pour le sud du fossé rhénan, et répartition probable des faciès littoraux plus ou moins contemporains de la Formation des Meeressands). Flèches indiquent les possibles connexions établies vers les bassins situés plus au sud (Bassin Molassique connexion très probable, vers l'W les connexions si elles ont lieu d'être sont plus soumises à discussion).

Dans les deux sondages (Figure 4-23), les **Marnes à Foraminifères** surmontent des marnes grises à verdâtres, compactes, intercalées à des niveaux centimétriques de sables bruns/roux et à des niveaux massifs (cm à dm) de gypse et d'anhydrite, montrant des déformations liées à des pseudomorphoses de minéraux sulfatés. Ces marnes appartiennent au **Complexe des Marnes sans Sel**, qui font partie de la **Formation de la Zone Salifère Supérieure**. Ces dépôts semblent s'accumuler dans des lacs et/ou lagunes soumises temporairement à des phases de sursalure et d'évaporation conduisant à la formation de minéraux sulfatés.

Le passage des **Marnes Sans Sel** aux **MF** s'effectue sans discontinuité majeure, seul le changement lithologique plus ou moins net est remarquable (des marnes verdâtres à sables et sulfates aux marnes grises à beiges compactes à faunes marines) et pourrait représenter une surface d'inondation marine d'échelle régionale.



Figure 4-23 : Logs sédimentologiques schématiques des formations des Marnes à Foraminifères (MF) et des Schistes à Poissons(SP), levés dans les carottes des sondages DP212 (A) et DP202 (B), descriptions de faciès et interprétation en termes d'environnements de dépôt. La figure présente également les résultats préliminaires des données de la géochimie organique pour les principales mesures effectuées (COT, bio-marqueurs spécifiques visés (Chromanes, terprènes de végétaux.....), renseignant chacun sur des conditions environnementales (salinité, anoxie,....) et/ou sur les sources sédimentaires (présence de végétaux supérieurs).

4.3.1.2 - Sédimentologie des Marnes à Foraminifères o Description des lithofaciès

Marnes beiges à grises massives et bioturbées : FMF (Figure 4-24A-C)

Les carottes du DP212/DP202 montrent environ 10 m de marnes grises à beiges, le plus souvent apparaissant massives, compactes et/ou encore présentant un débit polyédrique (blocky), ne laissant entrevoir que de rares fins lits millimétriques à centimétriques de silts distincts du fond marneux.

Ces marnes sont rarement litées en ce sens qu'elles comprennent de nombreuses bioturbations le plus souvent épigénisées en pyrite (elle-même altérée en gypse). Les terriers sont de différents types *Planolites* (Figure 4-24A), *Chondrites et Helminthopsis*, appartenant possiblement à l'ichnofaciès *Chondrites* typique des environnements d'offshore ouverts et distaux (Seilacher, 1969). Des terriers indéterminés plus robustes (Figure 4-24B) sont également présents.

Une riche faune de foraminifères visibles pour certains à l'œil nu caractérise les **MF**, et sont associés à de rares bivalves in situ ? (*Lucina sp.?, Figure* 4-24C) et de très rares restes de poissons (dents de sélaciens, *Cetorhinus parvus*).

Les rares niveaux de silts, millimétriques à centimétriques, sont massifs, ou présentent de fines et frustres laminations sub-planes. Les strates individuelles (mm/cm) de silt sont séparées par des intervalles argileux, l'ensemble formant des niveaux de quelques dizaines de cm. Ces niveaux s'intercalent uniquement dans la partie basale de la formation. (Figure 4-23A). Ces niveaux silteux s'accompagnent de débris coquilliers de très petites tailles.

• Interprétation des lithofaciès

Le dépôt du lithofaciès des **MF** s'effectue par décantation de particules fines en suspension dans un environnement marin calme, propice à la bioturbation et au développement/fossilisation de microfaunes pélagiques et benthiques, à l'abri des courants et de la houle (absence de toutes structures de courant et/ou liées à l'impact des vagues), très certainement un domaine d'offshore ouvert.

Les seules incursions détritiques sont les fins lits silteux qui semblent témoigner d'épisodes détritiques très distaux, comme des courants de tempête faibles, qui affectent épisodiquement le système de sédimentation des **MF**. Ces épisodes détritiques pourraient correspondre à l'expression distale des faciès reconnus dans les **Meeressands**, formation contemporaine des **MF** (Pirkenseer & Berger, 2006), et correspondre au terme le plus distal du système des **Meeressands** se développant dans le centre du bassin rhénan.

4.3.1.3 - Contenu Fossilifère

• Microfaune

Le sondage DP202 a été échantillonné pour la microfaune/flore. La microfaune est riche et diversifiée et contient de nombreux foraminifères benthiques et planctoniques, des ostracodes, ainsi que du nannoplancton calcaire.

On note une forte abondance des foraminifères, associée à une bonne diversité des foraminifères benthiques, corrélativement à la présence de quelques espèces planctoniques.

La présence de formes appartenant aux groupes de Foraminifères planctoniques G. praebulloides (Chilogümbelina cubensis) (Pirkenseer et al, 2005) indique un âge certain Oligocène inférieur (P 19/20).

La présence massive de foraminifères benthiques tels *Sphaeroidina bulloides* (Figure 4-24D) pourrait indiquer des profondeurs d'environ 150 mètres d'après des comparaisons avec des espèces actuelles très proches (Pirkenseer et al., 2005). Leur association avec des ostracodes marins tels *Henryhowella asperrima* confirme cette tendance à un environnement marin relativement profond.

• Mollusque

La macrofaune d'invertébrés (mollusques, bivalves) est rare, et exclusivement représentée par des formes juvéniles voire larvaires (microscopiques; *Ostrea sp. et Lucina sp*). Néanmoins quelques exemplaires de bivalves de taille respectable (3cm) ont été récoltés dans les carottes du sondage DP 212 (entre 439 et 436 mètres) et DP 202 (699 mètres) (cf. Figures 4-23 et 4-24 C)). Leur détermination demeure délicate, mais il pourrait s'agir de *Lucina sp.*, famille de bivalve marin à habitat peu restrictif, vivant dans des zones littorales à sub-littorales. Ce bivalve a néanmoins de fortes affinités pour les

fonds vaseux, riches en soufre, possédant une biologie symbiotique avec des bactéries qui lui permettent de vivre dans des fonds très soufrés pauvres en oxygène.

• Ichnofaune

La bioturbation importante, est représentée le plus souvent par de petits terriers fins (2 à 3 mm de diamètre), plus ou moins entremêlés, et soulignés par des décolorations du sédiment et des traces de pyrite (Figure 4-24A). Ces bioturbations appartiennent aux genres (Figure 4-24A), *Planolites, Chondrites* et/ou possiblement *Helminthopsis*. Des terriers verticaux à horizontaux, massifs et robustes épigénisés en pyrite (Figure 4-24B) apparaissent fréquemment en association, mais demeurent indéterminés. L'ensemble pourrait appartenir à l'ichnofaciès *Cruziana*, caractéristique des environnements d'offshore distaux, ouverts (Frey & Pemberton, 1985).

• Vertébrés :

De rares restes de poissons on été également retrouvés (Sondage DP 202, 700 mètres). Il s'agit de fanoncules de sélacien, attribués à *Cetorhinus parvus* (famille du requin pèlerin actuel). Ce type de requin filtreur de grande taille possède un mode de vie plutôt pélagique.



Figure 4-24 : A - Aspect général des Marnes à Foraminifères, sur carottes (DP202, autour de 700m). Noter la présence de bioturbations, épigénisées en pyrite, appartenant possiblement au genre Chondrites. B - Détail d'une bioturbation en pyrite (DP202, 701m), indéterminéé, mais ce type abonde dans les MF. C - Empreinte de bivalve (Lucina sp. ?) présente dans les MF (DP212, 439m). D - Photos des quelques espèces principales de foraminifères benthiques provenant des MF (légèrement modifié d'après Pirkenseer et al, 2005).

4.3.1.4 - Géochimie organique et marqueurs moléculaires des MF

Divers marqueurs moléculaires ont été étudiés afin de mieux contraindre le milieu physicochimique des **MF**. Quelques échantillons prélevés dans les **Marnes sans Sel**, immédiatement sousjacentes, ont également fourni de précieuses indications sur le milieu de dépôt avant l'envahissement marin contemporain du dépôt des **MF**.

A - La Zone salifère Supérieure (Marnes sans Sel)

Les échantillons proviennent des 2 sondages et sont représentés sur la Figure 4-22. D'une manière générale, les échantillons sont pauvres en matière organique (COT, pour carbone organique total), avec un taux inférieur à ~0.6 %.

On souligne la présence, en quantités notables, de biomarqueurs caractéristiques d'une contribution (cyano)-bactérienne attestée par les dérivés hopaniques aromatiques (appelés benzohopanes), ainsi que de dérivés aromatiques particuliers issus de végétaux terrestres, et dont la formation semblerait être inféodée aux milieux hypersalins (Le Metayer, 2003, Poinsot et al., 1995).

Le milieu de dépôt des **Marnes sans Sel**, apparaît donc comme un milieu évaporitique (hypersalin, données de répartition des spectres des chromanes), aux fonds plus ou moins anoxiques, ce qui est dans l'ensemble cohérent avec les données de la littérature (Blanc-Valleron et al., 1991).

B - Les Marnes à Foraminifères

De façon générale, les échantillons (DP 212 et DP 202, Figure 4-22) sont relativement pauvres en matière organique (Le Metayer, 2003), avec un COT voisin de ~0,4% en moyenne.

Concernant les conditions de salinité, la distribution des chromanes est caractéristique de celle rencontrée dans le cas de milieux possédant une salinité normale (milieu marin franc) (Figure 4-23)

Le milieu est faiblement réducteur et l'anoxie des fonds est faible, ce qui est cohérent avec la présence massive de bioturbations dans les sédiments.

On ne note qu'une très faible contribution de marqueurs moléculaires d'origine continentale.

Le milieu de dépôt des **Marnes à Foraminifères** apparaît donc comme un milieu marin, à salinité normale, aux fonds oxygénés à faiblement réducteurs, et rendus temporairement dysoxiques. Ces faits sont, dans l'ensemble, en accord avec les données de la littérature (Sittler & Olivier-Pierre, 1994).

4.3.1.5 - Environnement de dépôt relatif aux MF

Le passage entre les **Marnes sans Sel** et les **MF** correspond à un franc changement de lithologie (de marnes verdâtres à gypse et anhydrite (**Marnes sans Sel**) à des marnes grises massives à faunes marines franches (**MF**)), bien que les deux formations se succèdent sans discontinuité majeure (absence de surface d'érosion). Ainsi, d'un environnement alternativement lacustre et évaporitique (Duringer, 1991) et/ou alternativement marin et évaporitique (Berger et al., 2005b), on passe à des faciès marins francs relativement profonds, ce qui suggère un ennoiement très rapide du bassin.

Le faciès sédimentaire des **Marnes à Foraminifères**, de par sa lithologie, et son contenu paléoécologique, représente des conditions de bassin marin ouvert, aux fonds plus ou moins oxygénés, à l'écart ou en position distal des apports détritiques, dans une zone néritique propice à la croissance des faunes et flores planctoniques. Les faunes benthiques quant à elles sont relativement bien diversifiées. La bathymétrie indiquée par certaines espèces de foraminifères benthiques (*Sphaeroidina bulloides*, Figure 4-24D) pourrait atteindre les 150 mètres, estimation corroborée par la présence de certaines espèces d'ostracodes indiquant des bathymétries voisines (Pirkenseer et al, 2005, et Pirkenseer & Berger, 2006).

L'occurrence de dépôts relatifs à de possible épisodes de tempêtes, présents sous forme d'intervalles silteux, suggère des conditions très calmes et profondes, en position offshore, seulement exceptionnellement perturbées par des épisodes plus énergétiques induisant du détritisme comme des tempêtes et/ou des courants de turbidité dilués.

La succession lithologique, soulignée par les électrofaciès (Figure 4-23), au sein de la **Formation des MF**, tend à montrer une tendance transgressive depuis la base, depuis le contact des **Marnes Sans Sel** et jusqu'à la partie médiane de la section, puis une tendance légèrement régressive marquée par un électrofaciès légèrement moins radioactif. Un cycle T/R se dessine pour cette formation. Les informations sédimentologiques, et les apports des données géochimiques, ne fournissent guère que des indices de restriction temporaire du milieu associée à une anoxie peu poussée (fonds rendus dysoxiques) au sommet de la formation.

L'épisode que caractérise les MF, c'est à dire l'ennoiement du bassin rhénan, synonyme de transgression sur les bordures, est le fruit de la combinaison d'une montée eustatique et de la

continuité de l'effondrement du bassin. L'activité tectonique encore très active au moment du dépôt (visible sur les cartes isopaques des **MF**, Figure 4-22A) a pu influencer la rupture d'un seuil, et permettre ainsi une plus facile inondation marine.

Les faciès présents dans les **MF**, dont l'age est à ce jour assez bien calé (NP22/NP23; P19; MP23, Grimm, 1994; Grimm et al, 2000; Berger et al., 2005a), soit ~31 à 30,5Ma, pourraient correspondre aussi bien de par leur age que dans une logique génétique à un équivalent distal voire très distal de la **Formation des Meeressands** (offshore distal).

4.3.2 - Les Schistes à Poissons

4.3.2.1 - Les Affleurements et les données de sondage

Cette formation est étudiée en trois points du fossé rhénan sud : les forages MDPA DP 202 et 212 et l'affleurement relique de Rheinweiler (cf. Figure 4-21). Elle atteint selon les endroits dans le fossé entre 0 et 25mètres (Figure 4-22B).

Affleurements et Sondages



Figure 4-25 : Log sédimentologique simplifié de l'affleurement de Rheinweiler (Allemagne, localisation sur Fig. 4-21), description des lithofaciès et environnements de dépôt déduits. Les paléocourants mesurés sur les niveaux fins gréseux de l'asociation A1 (CM, partie supérieure de la Coupe) sont également représentés.

• *Rheinweiler (Allemagne)* : (Figure 4-25) Au nord-est du « Horst de Istein », on retrouve des lambeaux de la **Série Grise** à l'affleurement sur les collines dominant le Rhin, dans les alentours des villages de Rheinweiler et de Kleinkembs. Un petit front de taille, d'une ancienne tuilerie artisanale laisse apparaître environ 5 mètres de marnes brunes à grises (Figure 4-25). Cet affleurement montre le passage entre les **Schistes à Poissons** à la base caractérisés par des marnes brunes schistoïdes légèrement papyracées (environ 3m d'épaisseur), et la base de la **Formation des Couches à Mélettes** caractérisées par des marnes grises à fines intercalations sableuses (sur 2m d'épaisseur).

• *DP 212 (France, Bassin Potassique)*: Le sondage DP 212 a recoupé la formation des Schistes à Poissons sur une dizaine de mètres, entre 434,5m et 424,9m. (Figure 4-23A). Les **SP** surmontent les MF, et le changement lithologique est franc.

• *DP202 (France, Bassin Potassique) :* Le sondage DP 212 a recoupé la formation des Schistes à Poissons sur une dizaine de mètres, entre 696,3m et 685,6m. (Figure 4-23B)

4.3.2.2 - Sédimentologie des Schistes à Poissons

• Marnes brunes schistoïdes finement laminées (mm) : FSP

• **Description**

La majeure partie de la formation est constituée de marnes argileuses brunes à noires, finement laminées, à débit schistoïde (Figure 4-26), et très riches en matière organique. Les analyses chimiques sur roche totale montrent des pourcentages de carbone organique total COT pouvant dépasser les 10%. Les marnes sont parfois bitumineuses. Les marnes laminées prennent par altération à l'affleurement un aspect papyracé (« schistes cartons »).

Les laminations millimétriques forment des alternances de bandes millimétriques à centimétriques plus sombres et/ou plus claires, feignant des varves lacustres (Figure 4-26A et C). De façon caractéristique, des intercalations millimétriques blanchâtres et crayeuses lardent régulièrement le dépôt. Rarement, ces laminations peuvent atteindre plus de 1 cm d'épaisseur (Figure 4-26A). Ces lamines sont constituées exclusivement de nannoplancton calcaire (coccolites majoritaires) à association monospécifique (Doebl et al., 1976, Sittler & Schuler, 1992, Sittler & Olivier-Pierre, 1994) (Figure 4-26B). Des niveaux enrichis en foraminifères planctoniques de grande taille apparaissent, sous forme de laminations plus grises, en association quasi-monospécifique également (*Nodosaridés* par exemple).

Il s'intercale dans presque toutes les coupes, au sein des marnes schistoïdes des bancs centimétriques à décimétriques (rarement) de calcaires marneux brun (FSPd), peu consolidé à induré, légèrement dolomitique et à l'aspect massif (Figure 4-26D). Ce faciès est très rare en volume, mais apparaît systématiquement dans toutes les coupes levées au sein des **Schistes à Poissons** et représentés sur les logs par des niveaux blanc à figuré carbonaté, et signalé d'une flèche et la mention **SP** (Figure 4-23 et Figure 4-25).

La bioturbation fait défaut (bonne préservation de la lamination). Le contenu fossilifère constitué exclusivement de poissons et dans de rares cas d'oiseaux, est important et diversifié.

• Interprétation

Il s'agit d'un dépôt dominé par la décantation d'argiles et de marnes en suspension dans un milieu de dépôt très calme, bien au-delà de toute action des vagues et courant dans un environnement d'offshore distal. Le milieu n'est absolument pas perturbé (absence de bioturbation et traces de courants, excellente conservation des squelettes), et se voit dépourvu de tout apport détritique. Le milieu est riche en matière organique qui montre une bonne conservation. La présence de pyrite pourrait indiquer des fonds rendus dysoxiques.

Les accumulations massives et monospécifiques de nannoplancton indiquent des phénomènes de bloom de plancton et de mortalité massive. Ces phénomènes temporaires mais récurrents sont en général liés à des modifications brutales des conditions du milieu qui profitent de par leur exigence de conditions favorables à leur prolifération. La récurrence plus ou moins cyclique et périodique de ces phénomènes pourrait expliquer l'aspect « varvé » des **Schistes à Poissons**.

Le lithofaciès carbonaté de par sa minéralogie (calcaire dolomitique) et son contenu fossilifère (fossiles moléculaires) dénote de conditions de confinement et restriction différentes et/ou plus extrêmes que les conditions prévalant au dépôt du lithofaciès FSP, envisagées pour la formation. Ce calcaire marneux a en effet fourni à l'analyse moléculaire des fossiles moléculaires de bactéries

particulières (*Chlorobiacées*) n'apparaissant que dans ces niveaux particuliers. Ces fossiles moléculaires, biomarqueurs qui abondent, renseignent sur la tendance anoxique prononcée du prévalant à la sédimentation et l'extension des couches anoxiques jusque dans la zone photique (Le Metayer, 2003, et inédit), certainement liées à un confinement encore plus drastique du milieu de sédimentation. Ce confinement apparaît de façon récurrente dans la succession des **SP** et sera même rencontré dans les **CM**.



Figure 4-26 : A - Détail du lithofaciès (FSP) des Schistes à Poissons (Rheinweiler), montrant l'alternance de fine lamines argilo-marneuses sombres avec des lamines blanchâtres et crayeuses riches en nonnoplancton (coccolithes). B - *Cyclococcolithus floridanus*. Noter la présence d'amas de coccolithophoridés in situ (coccosphères entières, cercle). C - Détail du même lithofaciès sur carottes (DP202, 696m). D - Détail du faciès des SP montrant des marnes sombres à intercalations crayeuses à nannoplancton (FSP), surmontant des marnes calcaires plus grises (flèche), légèrement dolomitiques et plus ou bien indurées (lithofaciès (FSPd), DP202, 695m). E- Exemplaire de l'éponyme *Aeoliscus (Amphisile) heinreichi* (Rheinweiler).

4.3.2.3 - Contenu fossilifère

Microfaune

On note de façon générale une très faible abondance de foraminifères benthiques faiblement diversifiés, corrélativement à de fortes abondances de foraminifères planctoniques très peu diversifiés. Des niveaux enrichis en foraminifères planctoniques en association quasi-monospécifique (essentiellement des *Nodosaridés (Nodosaria ewaldi)* par exemple) renseignent sur des environnements pauvres en oxygènes (Grimm et al, 1999).

Les intercalations millimétriques blanchâtres et crayeuses sont constituées exclusivement de tests entiers et/ou de fragments de coccolithoforidés en association monospécifique (*Cyclococcolithus floridanus* pour exemple, 4-25B). La présence dans ces lamines crayeuses de coccosphères entières

indique des conditions de dépôts dans un milieu très calme à l'abri de tout remaniement et fragmentation mécanique.

Les ostracodes sont virtuellement absents des SP.

• Mollusques

Les bivalves sont très rares de façon générale dans les **Schistes à Poissons** (Fischer, 1965) et représentés exclusivement par des formes juvéniles voire larvaires (microscopiques) le plus souvent (*Ostrea sp. et Lucina sp.*, Pharisat, 1991 et 1992).

• Ichnofaune

L'ichnofaune est complètement absente de la formation des SP.

Vertébrés

Les marnes contiennent une ichtyofaune riche et diversifiée, avec en abondance des restes de poissons, sous forme de squelettes entiers ou de fragments osseux désarticulés et d'écailles, dont l'éponyme *Amphisile heinreichi* (Figure 4-25E). Un catalogue assez complet de l'ichtyofaune des **Schistes à Poissons** a été dressé par Pharisat (1991 et 1992). Des restes (vertèbres et os) ainsi que plusieurs dents de sélaciens ont été récoltées à Rheinweiler (niveau à 1m et à 1,4m mètres). Les principales espèces de requins représentées sont : *Carcharias acutissimus, Carcharias cuspidatus, Odontapsis sp.*.

Des restes d'oiseaux ont été découverts à Rheinweiler (Hinsken, communication personnelle), et correspondent aux restes d'un oiseau piscivore, type grèbe/cormorans (Mayr, 2000).

Végétaux

De rares débris noirs, de végétaux, appartenant soit à des algues (Doebl et Sittler, 1967)), soit à des végétaux supérieurs (feuilles principalement (*Cinnamomum* sp.) se rencontrent très sporadiquement dans les différentes coupes.

4.3.2.4 - Géochimie organique et marqueurs moléculaires

De façon générale, les échantillons sont riches, voire très riches en matière organique. L'ensemble des échantillons montre que les marnes de la série sont relativement homogènes de ce point de vue, montrant un COT moyen aux alentours de ~4 %, avec des pics à plus de 7% (Le Metayer, 2003). Ces fortes teneurs en matière organique vont se traduire par un signal Gamma-Ray très fort, montrant une très forte radioactivité naturelle (Figure 4-23) dépassant de plus du double les valeurs Gamma-Ray moyennes des marnes sus- et sous-jacentes, et pouvant servir de marqueur (« datum », cf. Chap.6) pour des corrélations de puits.

L'ensemble des signaux donnés par les fossiles moléculaires indique des conditions franchement réductrices au niveau du fond du bassin et des changements importants par rapport aux **MF** (anoxie beaucoup plus poussée, cf. Figure 4-23).

Les conditions de dépôts sont toujours marines, relativement franches, comme l'atteste la salinité évaluée comme normale, d'après la distribution des chromanes (Le Metayer, inédit). Les fonds sont pauvres en oxygène, et la colonne d'eau semble relativement peu profonde. Ceci est notamment corroboré par la présence de nombreux dérivés organo-soufrés, qui implique l'existence d'un cycle du soufre actif lié à la présence de bactéries sulfato-reductrices (Le Metayer, inédit).

De par le nombre d'échantillons prélevés dans les carottes du sondage DP202 (Figure 4-23B), on peu en quelque sorte suivre les tendances (évolution verticale) de l'anoxie du milieu de façon très sommaire depuis la base des **Schistes à Poissons** (Figure 4-23B). A la Transition **MF/SP**, une anoxie poussée du milieu se développe à partir de 696m. On note conjointement l'apparition des dérivés de l'isoréniératène, en fortes quantités, pour les échantillons situés à 696m, 695m et 692m de profondeur, et en plus faibles quantités pour les échantillons à 690m et 694m. La présence de ces biomarqueurs très spécifiques (voir ci-avant), provenant de la transformation syn-sédimentaire de caroténoïdes exclusivement biosynthétisés par les *Chlorobiacées*, indique sans équivoque un confinement important du milieu, avec une zone photique rendue anoxique (Le Metayer, 2003, Le Metayer, inédit). De façon générale, ces évènements sont plus ou moins calés sur les niveaux de calcaires marneux dolomitiques (lithofaciès FSPd).

On ne note que de très faibles variations des conditions environnementales dans les **SP** d'après les analyses de la matière organique, à savoir l'évolution de l'anoxie du milieu (plus ou moins poussée) et du confinement du milieu (variations de l'abondance relative des dérivés de l'isoréniératène).

4.3.2.5 - Environnements de dépôt relatif aux Schistes à Poissons (SP)

Les faciès des **SP** représente des conditions de sédimentation singulières d'après les données recueillies. Les précédentes études (Doebl et al, 1981, Sittler & Olivier-Pierre, 1992) avaient déjà montré la singularité des conditions prévalant au dépôt des **SP**. Ces auteurs invoquent des dépôts marins relativement profonds mais restreints, associés à une détérioration régionale des conditions de vie marine, ainsi qu'un confinement du bassin avec des eaux stratifiées et une bathymétrie diminuée par rapport à celle envisagée pour les **MF**. Les faciès euxiniques, où l'oxygène fait défaut près du fond, sont soulignés par l'abondance de la pyrite issue de milieux fortement réducteurs, qui vont par ailleurs faciliter la fossilisation des squelettes de vertébrés (poissons et oiseaux). Le caractère moins profond du dépôt des **SP** par rapport à celui des **MF** est également démontré par les données du nannoplancton (Doebl et al, 1976, Sittler et Ollivier-Pierre, 1994), et par la présence de *Aeoliscus (amphisile) heinreichi*, poisson vivant dans des eaux peu profondes et proches de côtes (Weiler, 1953; Doebl et al, 1976, Pharisat, 1991).

Les faciès étudiés ici indiquent un dépôt dans un environnement sous la limite d'action des vagues de tempête, et dépourvu de toute interférence détritique. Les fonds sont dominés par l'anoxie, propice à la fossilisation de l'ichtyofaune dans des sédiments sapropéliens. La tranche d'eau superficielle demeure aérobie mais apparemment de façon intermittente causant alternativement la mortalité massive (présence de bloom planctonique monospécifique) (Doebl et al, 1976, Sittler & Schuler, 1992, Sittler & Ollivier-Pierre, 1994) et leur renouvellement.

Ces phénomènes, pourraient avoir lieu dans un bassin restreint, transitoirement coupé de ces connexions avec la mer ouverte (fermeture des passes de communications et stratification des eaux consécutives). Ainsi, l'ensemble de la colonne d'eau va pouvoir subir des modifications physico-chimiques suite à son confinement.

L'étude biogéochimique réalisée en complément des données synthétisées de la littérature et de l'étude paléontologique associée (Pirkenseer & Berger, 2006) a permis de mieux cerné les conditions prévalant au dépôt des **Schistes à Poissons.** L'abondance de marqueurs moléculaires (isoréniératène) de bactéries sulfato-reductrices et à la fois photosynthétiques (*Chlorobiacées*), permettent de postuler pour l'existence d'une zone photique anoxique dans la mer rupélienne, pendant l'épisode des **SP**. Ceci concorde bien avec des mortalités massives en conditions dysoxiques et/ou anoxiques, et des blooms planctoniques opportunistes en périodes plus aérobies. De plus la présence de ces bactéries dans des niveaux dolomitiques (lithofaciès (FSPd)) corrèle leur biologie particulière à des conditions de confinement extrême.

L'origine du confinement pourrait résider dans la problématique paléogéographique du bassin sud rhénan pour la période considérée (NP22/23/MP22/P20). Au point de vue paléogéographique, la présence du poisson *Aeoliscus (Amphisile) Heinreichi* indique des communication avec la Paratéthys alpine, néanmoins ce poisson perdure bien au-delà des **SP**, jusque dans les **Couches à Mélettes** au moins (Pharisat, 1991). La microfaune montre également des affinités avec les faunes des bassins de Mer du Nord et Molassique (Pirkenseer & Berger, 2006), avec une meilleure affinité pour les faunes nordiques que pour les faunes molassiques. Ceci atteste néanmoins de connexions, possibles, temporaires et épisodiques vers le bassin molassique, déjà entrevues et discutées par Buchi (1983) et récemment avérées par Kulhemann et al. (1999) et Picot (2002). Il parait assez clair que c'est la structuration tectonique de l'extrémité sud du bassin qui va contrôlé les communications (cf. Chapitre 3).

Les cartes isopaques et la zonation schématique des faciès littoraux (**Meeressands**) et possiblement contemporains des **SP** (Figure 4-22B) rendent compte de plusieurs phénomènes. D'abord on voit nettement que l'aire de répartition des **SP** dépasse celle des **MF** en s'étendant plus au sud (Figure 4-22), soulignant le possible on-lap côtier des **MF**, et des **Meeressands** associés (faciès proximaux) et contemporains des **MF**, et le caractère transgressif des **SP**, se déposant dans des zones pas encore atteinte par les flots marins auparavant.

Ces cartes rendent également compte de l'activité tectonique pendant le dépôt des **SP**, avec des épaississements à l'aplomb de failles majeures et actives. Ce qui va en quelque sorte infléchir et

guider la répartition des faciès (faciès littoraux contemporains versus faciès de bassin), et les possibles communications vers les bassins sédimentaires adjacents (bassin molassique suisse, et/ou fossé de Bresse (connexion peu certaine)). L'existence de passes étroites et peu profondes, guidée par les parties affaissées des blocs basculés au niveau du Jura (au niveau du Golfe de Bâle, via le bassin de Laufen et possiblement plus à l'Est) est une possibilité à envisager (Figure 4-22B). Ces zones pourraient alors fonctionner comme des détroits, et compte tenu de leur nature structurale (tectono-dépendante), s'avérer très sensibles aux moindres fluctuations tectono-eustatiques. La possibilité de confiner cette partie du bassin et d'induire des changements dans la circulation et le brassage des masses d'eau, devient alors envisageable, de façon rapide et récurrente (par le biais d'une activité tectonique épisodique).

Il est également intéressant de noter que le faciès **Schistes à Poissons** réapparaît de façon sporadique dans la partie inférieure des **Couches à Mélettes** sus-jacentes (Figure 4-23), sous la forme de niveaux décimétriques à pluri décimétriques (40cm) d'argiles brunes finement laminées (FSP) en tout point semblable aux **Schistes à Poissons** sous-jacents, et associées également à des passées de marnes-calcaires-dolomitiques centimétriques (FSPd). Une nouvelle fois l'analyse biogéochimique de ces niveaux souligne des conditions semblables à celles des **SP**, soit un confinement temporaire et une anoxie complète de la tranche d'eau, et/ou au moins jusque dans la zone photique (Le Metayer, 2003, et Le Metayer, inédit).

4.4 - Groupe des Marnes Sableuses

4.4.1 - Les Couches à Mélettes



Figure 4-27: Aspect général des Couches à Mélettes (Carrière de Retzwiller, cf. log en Figure 4-31). La coupe montre une cinquantaine de mètres de marnes grises.

La sous-formation des **Couches à Mélettes (CM)** appartient à l'ensemble supérieur de la formation de la **Série Grise** (Série Grise Supérieure, Groupe des Marnes Sableuses, cf. Tableau stratigraphique Chap.2) et se dépose en concordance et en continuité au-dessus des **Schistes à Poissons**. Néanmoins, le changement lithologique est franc. On passe de marnes grises à brunes schistoïdes des **SP**, à des marnes grises à bleues moins bien laminées et surtout entrecoupées de passées sableuses jusqu'alors absentes. La formation consiste majoritairement en une succession très monotone de marnes (Figure 4-27), entrelardée de niveaux sableux centimétriques à plurimétriques (surtout à la base, Figures 4-33 et 34), et atteint, lorsqu'elle est préservée dans son intégralité, jusqu'à 300 mètres d'épaisseur environ.

4.4.1.1 - Les affleurements et les données des sondages A - Les Affleurements

Guewenheim (France) : Figure 4-29

A la limite nord occidentale du Bassin de Dannemarie et du Sundgau (Figure 4-28), une ancienne carrière est ouverte au débouché de la Vallée de la Doller, à 500m au NE de Guewenheim. Elle se trouve au pied du flanc de la colline en face des terrains de tennis de Guewenheim. Le front de taille, abandonné depuis près de 50 ans montre sur une dizaine de mètres d'épaisseur, de fines alternances hétérolithiques « marnes/passées sableuses » ainsi qu'un banc massif gréso-sableux de ~4 mètres d'épaisseur, au milieu de la section. Les lithofaciès sont très proches de ceux de Burnhaupt-le-Haut

La coupe étudiée est sensiblement équivalente à celle donnée par Sittler (en 1965), qu'il attribue à la partie supérieure des **Couches à Mélettes** voire la base des **Marnes à Cyrènes**. Le contenu faunistique est en général très pauvre, si ce n'est de nombreux débris végétaux, conservés surtout dans les grès. De rares écailles de poissons sont présentes tant dans les sables que dans les

marnes, et appartiennent quasi toutes au genre *Clupea*. Des exemplaires complets et remarquablement conservés d'*Amphisile (Aeoliscus) heinreinchi* ont été récoltés dans la partie supérieure de la coupe.

Des affleurements occasionnels dans le lit de la Doller permettent de prolonger partiellement la coupe vers le bas de la formation.



Figure 4-28 : Localisation des affleurements et des sondages étudiés appartenant à la Formation des Couches à Mélettes.

• *Burnhaupt-le-Haut (France)* : Figure 4-30

L'affleurement de Burnhaupt-le-Haut (Figure 4-28), se situe 600m à l'W de la Nationale 83 et 300 m au S de la Départementale 466. Cette ancienne carrière exploitée par les entreprises Lesage aujourd'hui abandonnée est ouverte dans les **Couches à Mélettes** (Menillet et al., 1989, et Sittler, 1965). Il n'affleure plus qu'une section d'une dizaine de mètres de hauteur, présentant des bancs de sable et de marnes, où les marnes dominent nettement la succession. Sittler (1965) a étudié cet affleurement et son contenu argileux, qu'il rattache sans équivoque à la partie supérieure des **Couches à Mélettes**. Les dépôts dominants sont des faciès hétérolithiques, présentant des alternances fines de bancs de sables et de grès centimétriques, avec des interbancs argileux souvent plus épais

• *Retzwiller/Wolfersdorf (France)* : Figure 4-31

La carrière de Retzwiller/Wolfersdorf (Figure 4-28) se situe à quelques kilomètres à l'ouest de la ville de Dannemarie entre les communes de Retzwiller et de Wolfersdorf. Le front de taille actuel, montre une coupe essentiellement marneuse d'une quarantaine de mètres de hauteur appartenant à la formation des **Couches à Mélettes**. C'est dans cette carrière qu'on été reconnus les fameux « Sables marins de Wolfersdorf » au sommet des **Couches à Mélettes** (Sittler, 1965, Gillet & Théobald, 1956). Ces « Sables Marins » qui affleurent en milieu de profil, sont connus pour leur richesse en fossiles (mollusques principalement et restes de poissons (requins et raies) et de siréniens (*Halithérium*).

• Laufen (Suisse) : Figure 4-32

La carrière de la Tonwarenfabrik Laufen Ag., se situe à 1,5 km au sud de la ville de Laufen. L'épaisseur totale de la coupe est d'environ 30 mètres. La coupe de Laufen se partage en 2 groupes lithologiques principaux : la base est essentiellement marneuse (**Couches à Mélettes**) et la partie supérieure sableuse et gréseuse (**Marnes à Cyrènes** et **Molasse Alsacienne Marine**) (Sittler, 1965, Picot, 2002). D'après Picot (2002 et communication personnelle) les marnes grises de la base reposent directement sur le substratum Jurassique. La surface supérieure du Mésozoïque montre un aspect lisse, poli par l'érosion, avec quelques dépressions en marmites d'une vingtaine de cm de profondeur. La surface de contact est fortement perforée par des lithophages (pholades) dont seules les traces de perforation subsistent. Les perforations de même que les marmites sont remplies et surmontées par des marnes contenant des foraminifères et des dents de requins.

• Foussemagne (France) :

Une grande marnière existait jadis à Foussemagne, ouverte dans les CM, à la sortie N du village, aujourd'hui transformée en étang de pêche communal. Duringer (inédit) a levé les paléocourants sur des figures de bancs (flute-casts et rides de courant) à l'époque où la marnière était encore en activité (années 80). Ces courants mesurés sont présentés dans la Figure 4-39, avec les autres données courantologiques obtenues pour la formation.

B - Les données de sondages

• DP 202 (France, Bassin Potassique): Figure 4-33

L'intervalle carotté du sondage DP202, montre une coupe complète des **Couches à Mélettes** sur plus de 280 mètres (entre 685m et 404 mètres), bien que leur sommet soit difficile à délimiter précisément. Un levé précis des carottages a été réalisé sur l'ensemble de la section. L'évolution verticale montre trois ensembles distincts. Un ensemble inférieur à dominante marneuse mais très hétérolithique entre 685m et 632m, est surmonté par un ensemble à dominante sableuse entre 632m et 590m. Ces deux ensembles sont surmontés par une succession à dominante marneuse nettement moins hétérolithique que la première entre 590m et 404m. Le log complet de l'intervalle carotté est présenté dans la Figure 4-33, habillé de sa diagraphie Schlumberger (gamma ray).

• DP212 (France, Bassin Potassique): Figure 4-34

Le sondage DP212 a recoupé l'ensemble de la formation des **Couches à Mélettes** (entre 424m et 137m) soit un peu plus de 285 mètres. L'intervalle carotté montre une centaine de mètres (425m à 303m) de marnes et de sables interstratifiés. Comme dans le sondage DP 202, deux ensembles se distinguent à la base : un ensemble inférieur à dominante marneuse très hétérolithique entre 425m et 355m, surmonté par un ensemble à dominante sableuse entre 355m et 320m. Le log de l'intervalle carotté est présenté dans la Figure 4-34, habillé de sa diagraphie Schlumberger (gamma ray).



162

Tableau CM-I : présentant les principaux lithofaciès des Couches à Mélettes, utilisés pour la construction des associations de faciès (associations A1 à A3).



30 35 40 45	^		Descriptions des lithofaciès	Interprétation	Association et Environnement
	10- VyW Paléocourants	Sm Fm â Fm/s	Marnes silteuses massives à très rares laminations millimétriques de silt et/ou de sables très fins, discontinues	Dépôt prédominé par décantation de particules en auspension, dans un environnement de base représentent des l'anymations sablo-siteuses représentent des l'expression distale découlements d'arigine vaniées (crutes, ou marée de vives-daux (usant)).	Pro-delta / Offshore A1
\langle		Sm	Sables massifs, en bancs décimétriques (10 à 20cm), à géométrie lenticulaire, amaigame de plusieurs bancs, séparés par cordons argileux centimétriques. Flute-cast à la base. Dépression au sommet sous dernier banc sableux.	Dépôt par courant turbuient, de haute-énergie, deposant sables en fines nappes, bancas amaigamés représantant des multi-evènements ou incréments d'un même évènement intérrompus par décantation, possible faciés de transit en accrétion latérale (mud-drapes) au sommet de l'unité amalgamée.	A2 Nappes sableuses générée par des crues (distai delta-front et/ou proximal pro-delta)
		Fm/s Fm	Marnes silto-sableuses et micacées massives à débit	Dépôt par écoulement turbulent de basse-énergie,	Des della
		Fm/s	blocky	coulée boueuse hyperpycnale	Pro-deita
	Fm 🔘 🕕 👟	Fm	Marnes massives sombres riches en écailles de poissons (<i>Meletta sp.</i>)	Dépôt prédominé par "décantation" de particules en suspension, et bouffée turbides très diluées, dans un environnement de basse énergie.	Pro-delta / Offshore
		Fm/s	Marnes silteuses massives à rares laminations millimétriques de silt et/ou de sables très fins, discontinues		l'urbidite de très basse densité diluées, bouffées turbides
		Fs/m	Marnes silteuses et sables fins, bancs sableux centimétriques (2 à 5 cm) à rides de courant mono-directionnelles ; litage wavy/lenticulaire, tendance thinning-up	Dépots intermittents, décantation et transport par traction/suspension lié à écoulements de basse-énergie (crues, et/ou marées).	hyperpycnales
	5-	Sh-gr	Sables à laminations horizontales, riches en matière organique, graded-rhytmites like-beds	Dépôt par courant déccélérant, alternant rapidement conditions de relative haute énergie (lamines palnes gradées) et conditions de plus base énergie (tarction/suspension, rides), sous l'influence de la perte d'énergie graduelle de crues	Nappes sableuses générées par des crues (delta-front inf. dista
		Sm(i)	Sables moyens, massifs, en bancs dècimètriques à métrques (30 à 1m), à abondants intra-clastes, et à surfaces dérosion réquentes en légère dépréssion surfaces dérosion, les poulgnant. Les ables contenent des débris organiques de végètaux (feulles et fragments). Flute-cast et groove-casts à la base, essociés à load-cast.	Dépôt par courant relativement dense turbulent, soutenu de haute-énergie, fluctuant dans le temps.	A3 écoulement dense à la base, soutenu dans le temps, fluctuant, évoluant en écoulemen turbulent au sommet er perte graduelle d'énergie, "hyperpycnite"
	in second		Hétérolithes, Marnes silteuses et sables fins, interstratifiés, rides de courant mono-directionnelles, à morphologies linguoïdes à droites. Litage wavy-fenticlaire à apparence parfois cyclique, alternance		
		Fs/m Sr/Sm	de doublets (sables/marnes) à tendance thicknenning et/ou graduellement thinning-up). Les laminations de foresets des rides montrent de fréquents drapages argileux et/ou drapages argilo-organo-micacés. Débris vécétaux (feuilles)	Dépots intermittents, décantation et transport tractif lié à écoulements de basse-énergie (crues, et/ou marées)	Pro-delta A2
2	Ywy,	Fs/m Sr/Sm	Banc de sables fins, décimétrique, à base massive et à sommet à lamination de rides de courant, à structure	Dépôt par courant turbulent, de haute-énergie, à la base, et intermittence suspension/traction au sommet	Turbidites de basse à très basse densité hyperpycnales
	V3V.	Fs/m	inaer (urapages argineux dans creux de rides). Composante mono-directionnelle, représentée par l'éflute- et groove-cast à la base, et foresets de rides au sommet (parfois légérement divergent)	Dépots intermittents, décantation et transport tractif lié à écoulements combinés de basse-énergie (tempêtes et/ou crues, et/ou marées).	
Log Gamma-ray (cps)	•	Fm∕s à Fm	Marnes massives sans structures contenant de façon éparse des écailles de poissons (<i>Meletta</i>)	Dépôt prédominé par décantation de particules en suspension, dans un environnement de basse énergie.	Pro-delta / Offshore A1
1 1 1 1 30 35 40 45	CI Si Sf Sm		÷.	-	-

Figure 4-29 : Log sedimentologique de la carrière de Guewenheim, habillé de son gamma-ray, descriptions et interpretations des différents lithofaciès.



Figure 4-30 : Log sedimentologique de la carrière de Burnhaupt-le-Haut, descriptions et interpretations des différents lithofaciès.



Figure 4-31 : Localisation et log sédimentologique de la carrière de retzwiller Wolfersdorf, description sommaire et interprétation des faciès présents, proposition d'environnement de dépôts déduits.







4.4.1.2 - Sédimentologie

Les lithofaciès individuels reconnus dans la formation des **Couches à Mélettes**, sont brièvement résumés (décrits et interprétés succinctement) dans le Tableau CM-1 (ci-avant). Ces lithofaciès s'organisent en 3 sous-associations de faciès qui se distinguent (A1 à A3), en regard de leur contenu relatif en sables et en marnes (m/s ratio) et des structures sédimentaires au sein des successions.

Remarque quant à la source des matériaux clastiques

L'origine la provenance des matériaux détritiques présents dans la formation des CM, a fait l'objet de quelques travaux plus ou moins récents. Des travaux basés soit sur les cortèges minéralogiques soit sur les traces de fission d'éléments lourds (Brianza et al, 1983, Kulhemann et al., 1999) montrent l'incompatibilité de la source avec le socle Vosges/Forêt Noire et suggèrent une origine alpine des matériaux. Des travaux basés sur le remaniement des microfaunes (foraminifères) (Pirkenseer et al., 2005 et 2006, Doebl et al, 1976, Sittler, 1965, Schuler, 1990) impliquent une source provenant d'un remaniement de faunes depuis les étages Crétacé et Eocènes marins, absent de la région et originaires du domaine sub-alpin. Les données paléo-courantologiques extraites de la formation (des divers affleurements, Figure 4-39) corroborent ces observations. Les courants quelle que soit la position de mesure sont dirigés globalement du S vers le N, plus ou moins parallèles à l'axe du fossé.

A - A1 : hétérolithes à dominante marneuse

La formation des **Marnes ou Couches à Mélettes** est dominée à plus de 70% par des faciès marneux de l'association A1. Les marnes loin d'être aussi argileuses que celles des **MF** et/ou des **SP**, sont presque toujours abondamment silteuses, et ce malgré leur aspect parfois massif. Cette association (A1) est présente dans les coupes de Guewenheim (entre et), Burnhaupt (entre et), de Laufen (entre 0m et 14m), dans la coupe de Retzwiller (entre 0m et 22m) et dans les deux sondages DP202 (entre 685m et 664m, entre 640m et 632m, entre 590m et 430m) et DP 212 (entre 425m et 398m, entre 374m et 356m, entre 320m et 310m).

• Description

Cette association de faciès est représentée par des dépôts marneux et hétérolithiques, sous forme d'épaisses successions monotones, et représentant plus de 70 % de l'épaisseur totale de la formation (Figure 4-33). Elle est constituée de l'association des lithofaciès Fm, Fm/s, Fs/m, avec de rares intercalations du lithofaciès FSP (cf. Tableau CM-I).

Cette association comprend des niveaux de marnes grises massives (Fm), peu abondants d'aspect homogène et massif, au débit parfois polygonal (blocky) (Figure 4-35A), sur des intervalles de quelques centimètres à quelques mètres d'épaisseur (< à 3m en général). Ces marnes, qui contiennent sporadiquement des écailles de Clupéidés (l'éponyme *Clupea (Meletta) longimama*), sont dépourvues de lits détritiques bien définis.

Ce lithofaciès marno-silteux massif et sans structures (Fm), alternent avec des marnes hétérolithiques contenant de fines lamines horizontales (millimétriques, 1 à 5 mm) de silts et/ou de sables très fins (Fm/s), plus ou moins irrégulièrement espacées, et s'organisant en doublets marnes/silts, d'échelle millimétriques à centimétriques bien distincts (Figure 4-35B). Les strates sablo-silteuses millimétriques sont généralement continues à plus ou moins discontinues et parfois lenticulaires (rides de courants plates et « affamées » (« starved ripples »)).

Dans des intervalles épais (décimètre à plusieurs mètres), les strates sableuses (sables fins à très fins et souvent micacés) s'épaississent quelque peu (Fs/m), jusqu'à quelques centimètres d'épaisseur (1 à 3 cm au maximum) toujours organisés en doublets (sables/marnes). Ces strates sableuses sont constituées exclusivement de laminations de rides de courant, et apparaissent continues à discontinues, et dans la plupart des cas lenticulaires, conférant un aspect de litage lenticulaire aux dépôts.



Figure 4-35 : Aspects classiques des faciès de l'association A1 des Couches à Mélettes : A - Marnes massives sombres à débit polygonal (Fm) interstratifiées avec des niveaux de marnes silteuses à laminations millimétriques de silt (Fm/s, flèche) (Carrière de Guewenheim). B - Exemple de niveaux de l'association A1, montrant des marnes grises massives à litées intérrompues par de fines intercalations silteuses (claires et millimétriques) plus ou moins diffuses et discontinues. (Carrière de Guewenheim). C - Niveaux à litage ondulant (wavy) à lenticulaire bien développé dans des intercalations sablo-marneuses centimétriques, organisées en doublets sables/marnes. Noter la présence de drapages argileux au sein des rides (flèches blanches) associés à un changement dans l'angle des lamines de progradation des rides, indiquant des variations de la vitesse des courants (Carrière de Guewenheim). D - Détail des litages lenticulaires, à rides montrant des drapages pélitiques (sombres, flèches) dans les lamines de progradation des rides, en association à des changements angulaires de l'angle des lamines de foresets (croissant (c), décroissant (d), croissant (c)). (Carrière de Guewenheim). E - Litage wavy à lenticulaire (carottes du sondage DP202, ~643 m). Noter l'organisation en doublets sables/marnes, et le caractère rythmique des passées plus sableuses à rides alternant avec des passées plus marneuses à fins lits plans sablo-silteux (flèches blanches). Noter la présence de structures d'échappements (biotrubations?, structures de fuite?). F - Faciès rayé classique, montrant une alternance fine de doublets sables/marnes, du présence de petite amplitude (structures de charge, load-cast) dans des niveaux du Faciès A1. Noter en G le caractère nodulaire des niveaux silteux ("droplets", flèches). Noter en H, les structures d'injection ou flammes (flèches), exemples Carrière de Guewenheim).

La base des bancs de sable ou de grès est toujours apparemment nette, érosive, et fréquemment associée à des figures de base de bancs de petite taille. De façon quasi-systématique, les laminations obliques de rides de courants montrent des drapages organo-micacés qui s'affinent et disparaissent en biseau vers le haut des litages (Figure 4-35C et D). Ces drapages organo-micacés sont fréquemment associés à des surfaces de réactivation et à des changements angulaire du plongement des lamines de progradation. Les morphologies des rides montrent des rides droites (2D) à linguoïdes (3D). De nombreuses rides peuvent être qualifiées de « fading ripples » (Stow & Shanmugam, 1980), correspondants à des rides, dont les lamines de foresets progradent sur le niveau argileux du doublet précédent (Figure 4-35D). Les angles de progradation des lamines des rides de courant changent au sein d'une même ride et parfois de façon cyclique, l'angle décroît et croit successivement, ce qui confère un aspect de « muscle » ou « bundle » de petite taille à certains faisceaux (Figure 4-35C et D). Les décroissances de l'angle de progradation des rides s'associent fréquemment aux drapages argilo-organo-micacés. Les incréments abrupts dans l'angle de progradation sont souvent associés à des surfaces de réactivation (et d'érosion) des rides.

L'ensemble des courants mesurés à partir des rides et des figures de base de bancs, de ces faciès hétérolithiques sont monodirectionnels et dirigés globalement vers le N/NE (Figure 4-39), et ce même dans les affleurements de Guewenheim et de Burnhaupt, où les courants filent droit vers les Vosges et les failles bordières du bassin, situées à peine à 2 km au Nord (Figure 4-39).

Dans de nombreux cas les strates sablo/silteuses sont affectées par des déformations synsédimentaires de petite amplitude dues à priori à la charge sur les marnes sous-jacentes (petits loadcasts, structure en flamme, Figure 4-35G et H) abondantes. Ces figures peuvent conduire à la formation de petits « nodules » et « boules » gréso/sableuses et à la destruction complète des bancs (conférant une allure de pseudo-nodules, et/ou « droplets » d'après Owen (1995)).

La succession verticale (motif d'empilement des doublets sables-silts/marnes) dans l'ensemble de ces alternances (Fm/S et Fs/m) montre parfois un aspect clairement rythmique et plus ou moins périodique (cyclique) avec des tendances à la strato-décroissance des niveaux sableux qui tendent à disparaître au profit des intervalles marneux, puis des inversions de cette tendance (Figure 4-35E et F).

Enfin, s'intercalent, à diverses profondeurs dans les carottes des sondages DP 212 (entre 691m et 692m) et DP 202 (autour de 590m), de rares passées centimétriques à décimétriques de marnes grises à brunes, au débit schistoïde. Ces marnes sont totalement dépourvues de matériel détritique. Elles s'accompagnent de niveaux centimétriques de calcaire marneux dolomitique. Ce faciès est en tout point similaire à celui des **Schistes à Poissons** (FSP) et supporte donc la même interprétation (cf. cf. § 4.3.2.2).

Les bioturbations sont très rares, voire absentes. Des structures de type « fentes de synérèses » et fentes de fracturation syn-sédimentaires ne sont pas rares.

• Interprétation

Les marnes massives (Fm), toujours faiblement détritiques (persistance d'une fraction silteuse) s'interprètent comme le résultat de la décantation des particules fines dans la colonne d'eau, dans des conditions faiblement énergétiques mais toujours sous influence détritique comme c'est le cas en périphérie distale des distributaires continentaux (bruit de fond marno-silteux).

Les marnes à fines laminations de silt et de sables (Fm/s) s'interprètent comme le résultat d'évènements détritiques, liés à courants de turbidité très dilués, alternant avec un bruit de fond de décantation de nature marno-silteuse. Ainsi, ces dépôts s'interprètent comme le produit de « sediment-fallout » en l'absence de traction substantielle. Des panaches turbides riches en silt en flottaison (« buoyant plume ») et des écoulements hyperpycnaux très dilués semblent être des processus plausibles à l'origine d'une telle sédimentation, et impliquent par leur essence des fluctuations internes (pulsions plus ou moins turbides et/ou variation de vitesse) à l'origine de ces marnes silteuses (Fm/s). Le « bruit de fond » plus marneux est lié alors à un continuum de l'alimentation (même très fine), jamais interrompu. L'absence de bioturbation notable est sans doute liée à ces processus, induisant un stress conséquent et l'impossibilité de coloniser des fonds trop turbides.

Dans les intervalles hétérolithiques plus sableux (Fs/m), les variations de l'angle de progradation des rides associées fréquemment à des drapages argilo-organo-micacés reflètent

l'interruption et/ou la forte atténuation momentanée de la progradation de la ride et/ou le changement du régime d'écoulement. Les incréments abrupts dans l'angle de progradation sont souvent associés à des surfaces de réactivation (érosion) des rides, impliquant une (re-)accélération du courant. De même, les rides « affamées » (« starved ripples ») indiquent des érosions de la face amont et peu pentée des rides (« stoss-side erosion »), par un écoulement pauvre en particules, et une absence virtuelle d'aggradation verticale étant donné la rareté, voire l'absence de rides chevauchantes.

Les niveaux à rides pourraient correspondre plus ou moins aux divisions Tc, de la séquence de Bouma (1962), et pourraient ainsi s'interpréter comme le produit de courants de turbidités de faible densité (« low-density turbidity currents », Mutti et al, 2003). Néanmoins les structures internes, à l'échelle de la strate (si fine soit-elle) témoignent de caractères significativement différents d'une séquence classique de Bouma, et parfois même antagonistes vis-à-vis du concept évènementiel des turbidites au sens strict (évènement détritique à décroissance d'énergie graduelle et uniforme). Ainsi, les structures internes exhibées par les fines divisions sableuses (de l'ordre du cm) indiquent des processus de dépôts principalement sous l'influence de « traction-plus-fallout » associés à des courants (turbulents, présence de sole-marks), faiblement concentrés et surtout hautement instables. Ces courants varient de comportement au cours du temps, et sont donc légèrement différents de ceux à l'origine de la séquence « formelle » de Bouma. De telles variations au sein d'une seule séquence (doublet sable/marne) pourraient rapprocher ces niveaux, de dépôts par des courants hyperpycnaux (hyperpycnites) et présentant d'après les travaux de la littérature (Duringer et al, 1991, Mulder et al., 2003) des variations « intraséquence » semblables, ayant pour origine la variance de la décharge à l'embouchure liée ou non à des épisodes de crues.

Les intervalles de récurrence des faciès de marnes brunes schistoïdes du type **SP** (FSP) indiquent très certainement des périodes d'arrêt complet du détritisme dans le bassin, et des conditions physico-chimiques singulières des eaux du bassin, avec le développement d'une anoxie des fonds et avec un passage de l'anoxie jusque dans la zone photique (biomarqueurs spécifiques de Chlorobiacées : isoréniératène, impliquant l'existence d'une zone photique anoxique).

En conclusion, l'association A1, comprend les dépôts les plus fins et les plus marneux, constituant l'ossature de la formation des **CM** (plus de 70% en volume des dépôts). Ils se déposent dans un environnement marin, distal (offshore), soumis à l'influence incessante et plus ou moins intermittente, de « bouffées » turbides diluées, rarement entrecoupée de décantation vraie (lithofaciès Fm et/ou FSP). Cet environnement se situe, sous la limite d'action des vagues de tempêtes, en aval d'un appareil détritique (delta) qui nourrit le bassin en sédiments, et peut qualifier d'environnement pro-deltaïque. L'appareil deltaïque délivre continuellement des matériaux argilo-silteux (panache turbide à l'embouchure), et semble soumis à priori à des processus d'augmentation de la décharge et du débit, transitoires et très fluctuantes (passage de Fm/s à Fs/m), possiblement associés à des épisodes de crues en amont.

B - A2 : alternances marno-sableuses à bancs sableux centimétriques à métriques Description

Cette association de lithofaciès est composée de bancs de sables/grès fins à moyens décimétriques à métriques (de l'ordre de 5cm à rarement plus de 100cm), interstratifiés avec des faciès hétérolithiques similaires aux faciès A1 (Figure 4-36A). Cette association (A2) est présente dans la coupe de Retzwiller (entre 11m et 15m) et dans les deux sondages DP202 (entre 663m et 640m, entre 574m et 571m, entre 524m et 518m, entre 502m et 500m) et DP 212 (entre 391m et 373m, et entre 325m et 320m, et entre 309m et 305m).

Les niveaux sablo-gréseux (épais de 10 cm à plus de 100cm), ne montrent que très rarement un léger granoclassement normal. Ils possèdent un contact inférieur franc, sur les niveaux marnosilteux sous-jacents (type faciès A1), associé fréquemment à des figures de base de bancs (flute-, prod-, groove-, tool-cast, bounce-marks, Figure 4-36G et H). Des structures de charges (load-cast) affectent fréquemment la base (load-cast) ou l'intégralité des bancs (ball-and-pillow).



Figure 4-36 : Association de faciès A2 : A - Affleurement temporaire dans la Doller (2 km au sud de Guewenheim). Aspect de l'association A2, constituée de bancs sableux décimétriques en alternances avec des marnes hétérolithiques (A1, droite de la photo), et dépression érosive (chenal ?, ligne pointilée). Noter la déformation des niveaux sableux supérieurs (flèche) et le remplissage de la dépression par des hétérolithes du faciès A1, qui tendent à draper latéralement la dépression. B - Détail d'un banc sableux "composite" de l'association A2, montrant un litage flaser, créé par des drapages argileux (flèches). Le banc est constitué de l'amalgame vertical de plusieurs incréments montrant chacun une base massive (Sm) et un sommet à laminations de rides de courants (Sr). Les incréments unitaires sont séparés par de fins drapages argileux discontinus partiellement érodés par l'incrément sus-jacent. C- Niveau gréseux décimétrique à laminations de rides de courants, montrant le développement de mud-drapes au sein des foresets des rides et entre certains trains de rides (banc composite) (DP202, ~522m). D - (Affleurements temporaires de la Doller) : bancs gréseux à laminations sub-planaires faiblement pentées et légèrement ondulées, intercalés au sein de l'association A2 des Couches à Mélettes. Les laminations légèrement ondulantes (rides chevauchantes de grande taille?) montrent également des enrichissements variables en matériaux organo-argileux (lamines sombres). E à H: Principales figures sédimentaires à la surface (inférieure et supérieure) des bancs sableux de l'association A2. E - Rides de courant linguoïdes (Carrière de Guewenheim). F - Rides de courants droites à légèrement linguoïdes (flèche) (Carrière de Burnhaupt) impliquant un refaconnement des rides droites. G - Flute-cast à la base du banc en A (Carrière de Guewenheim). H - Groove- et tool-cast (Carrière de Burnhaupt).

La base des bancs (10 à 80 premiers centimètres) est le souvent massive (Sm/Ta), sans structure. Des laminations planes (Sh-gr) apparaissent plus haut sur quelques centimètres (5 à 20cm), systématiquement enrichies en micas et surtout en débris organiques (feuilles et débris végétaux le plus souvent). Ces laminations montrent généralement un aspect de rythmites gradées (Sh-gr, alternance de lamines sableuses propres et de lamines sableuses organo-micacées), avec une tendance fining-up générale, corrélativement à une abondance plus forte des lamines organo-micacés. Dans ces lamines, l'orientation des débris végétaux allongés (grand axe des feuilles) est perpendiculaire au courant mesuré sur les bases de bancs (Figure 4-41A).Les parties supérieures (5 à 20 derniers centimètres) montrent des trains de rides de courant, qui contiennent des drapages argileux dans leurs laminations de foresets et/ou dans le creux des rides, ce qui confère un aspect de « flaser » à ces parties. Les rides sont des rides de courants asymétriques, à crêtes droites ou légèrement ondulées (2D) à linguoïdes (3D), montrant parfois (mais de façon assez rare) un caractère de rides chevauchantes (Figure 4-36C).

La description ci-dessus figure un banc théorique ou « séquence ». La majorité des bancs de cette association ne présente que certains des termes décrits (base massive et rides au sommet sur quelques cm; base massive et laminations organo-micacées gradées sans rides sommitales, bancs massifs...). Ces bancs individualisés sont systématiquement surmontés et séparés par des intervalles, décimétriques à métriques, d'hétérolithes marno-sableuses du faciès A1.

Dans de nombreux cas (Figure 4-36B), les bancs sableux apparaissent comme composites. Ils représentent l'amalgame vertical de plusieurs séquences semblables à celles décrites plus haut. Les incréments (séquences) de ces bancs composites sont plus ou moins complètement conservés, et séparés par de fins drapages argileux (de l'ordre du millimètre à 1 cm au plus) généralement discontinus, complètement et/ou partiellement érodés par l'incrément sus-jacent.

Dans un affleurement « timbre-poste », dans le lit de la Doller, à quelques centaines de mètres au sud de l'affleurement de Guewenheim, plusieurs niveaux sablo-gréseux de 10 cm à plus, ont été rencontrés intercalés dans des dépôts du faciès A2. Ces niveaux montrent des laminations sub-planaires, faiblement pentées et ondulées, s'intersectant, et se chevauchant avec des angles de quelques degrés, rappelant de très petites structures HCS (Figure 4-36D) de grande longueur d'onde pour une faible amplitude verticale.

Enfin, un affleurement temporaire dans le cours de la Doller, aux environs de la coupe de Guewenheim, a permis d'identifier une structure érosive, recoupant un assemblage de cette association de faciès (A2, Figure 4-36A). Aux abords de la dépression, profonde de 1m50 environ, les bancs du faciès A2 sont déformés, comme légèrement « slumpés » en direction du centre de la dépression. La dépression est quant à elle drapée et remplie par des dépôts hétérolithiques du faciès A1, qui finissent par surmonter latéralement en les drapant les bancs du faciès A2 (Figure 4-36A).

Dans les coupes des sondages, les successions verticales dans cette association montrent un caractère « strato-croissant » plus ou moins franc (Figures 4-33 et 4-34) sur plusieurs mètres à plusieurs dizaines de mètres.

• Interprétation

Les figures sédimentaires rencontrées dans les niveaux sableux de l'association A2 miment une version simplifiée de la séquence de Bouma (« Bouma-like beds ») avec un terme massif à la base (Sm/i.e.Ta), surmonté par des lamines planes systématiquement enrichies en débris de végétaux (Shgr/ i.e.Tb) et par des rides de courants (Sr/ i.e.Tc) et un interbanc argilo-silteux (i.e.Td-e), « classiques » sur le fond du bassin, induisant le dépôt de bancs « évènementiels » classiquement reconnus dans des systèmes marins relativement profonds.

Ainsi, le dépôt de ces bancs serait le résultat d'écoulements turbiditiques (turbidites, niveaux bancs sableux « évènementiels », à séquence type Tabc) séparés dans le temps par des périodes de pseudo-décantation (reprise du « bruit de fond », généré par des bouffées turbides très diluées, A1) des particules en suspension (~Tde).

La division basale massive (Ta) représente un rapide dépôt de particules depuis l'écoulement suspensif. Ce fait semble indiquer, que les fort taux de dépôt depuis la charge en suspension (« suspended load fallout ») n'apparaissent que sous les écoulements les plus importants (« thick flows »), ce qui est en accord avec les considérations théoriques (Lowe, 1988).

L'écoulement violent et turbulent à la base (base massive, Ta), passe progressivement à un écoulement laminaire ou « upper plane-bed regime », qui par diminution graduelle de l'énergie fini par permettre le dépôt en traction/suspension des particules à meilleure flottaison (flocons de micas et débris végétaux) conduisant à la formation des lamines enrichies en débris organiques et micas (Tb/Sh-gr) plus abondantes au sommet du banc. Cette diminution progressive semble par contre pouvoir s'opérer avec des fluctuations internes également (répétition de paquet de lamines thinning-up).

Les niveaux à rides (Tc/Sr) se développent pendant des intervalles de flux plus faibles et reliés à des fluctuations de la charge en suspension (i.e. intensité (décharge) des crues), dans un régime d'écoulement, alternant traction et décantation depuis la suspension (« traction plus fallout »). Ces fluctuations sont caractérisées par la présence de drapages argilo-organo-micacés au sein même des rides, le changement angulaire dans les laminations des rides dans les trains de rides. De plus ces divisions à rides (Tc), sont, caractérisées par la présence commune de « fading ripples », et la rareté des rides chevauchantes. Ces rides « affamées » (« starved ripples », caractérisées par une « stoss side erosion »), sont associées à une cannibalisation des dépôts sous-jacents, suggèrent un important taux d'accrétion/migration latérale (sous écoulement tractif), sans aggradation verticale notable, et indiquent seulement des périodes très courtes de dépôts de sables depuis la charge en suspension alors amoindrie et favorisant la re-suspension de particules.

Le caractère composite et amalgamé de certains bancs (amalgame vertical de séquences unitaires type Bouma plus ou moins complètes, Figure 4-36B), reflète des variations récurrentes des conditions énergétiques au sein des écoulements à leur origine. Ces alternances de régime sont à relier à une dynamique de crue, impliquant des changements récurrents de dynamique au cours d'un même continuum. On note au cours de ce continuum, une diminution graduelle de l'importance des termes inférieurs érosifs et turbulents liée à la perte d'énergie progressive du vecteur de transport.

La structure chenalisante, remplies d'hétérolithes (A1) « drappantes », observée dans cette association (Figure 4-36), le caractère composite de certains bancs (amalgame de séquences unitaires avec érosions et « traction-plus-fallout »), fait penser que ces faciès A2 sont pour certains d'entre eux associés à un transit conséquent de sédiments en un point donné (point d'observation).

Ainsi, cette association (A2) hétérolithique, reflète l'alternance d'un « bruit de fond » marnosilteux déposé par décantation à partir de panaches turbides dilués (A1) et de dépôts par des courants turbulents de densité variable produisant les niveaux de sables à séquences de type Bouma. Les structures sableuses représentent des épandages détritiques en nappes relativement fines, pouvant s'amalgamer, dans un environnement de pro-delta relativement distal, sous la limite d'action des vagues de tempêtes (peut-être pas très loin). Ces épandages sont générés sous l'impulsion de courants de turbidité eux-mêmes induits à priori par des crues. Cette zone de dépôt est, de plus, à priori affectée par un transit non négligeable de matériaux (chenaux, érosion), « by-passant » cette zone de dépôt est se déposant plus en aval dans le système.

Les rares niveaux sableux à laminations sub-planaires et légèrement ondulantes, apparaissent comme très similaires aux «combined flow plane bed» décrits par Arnott & Southard (1990) et Pattison (2005). Il s'agit de dépôts résultant d'un écoulement combiné (turbulent, et à la fois unidirectionnel et oscillatoire) ce qui pourrait impliquer l'influence des tempêtes pour ces dépôts et la proximité de la limite d'action des vagues de tempêtes pour le dépôt de A2.Les dépôts de A2 représentent des dépôts depuis des écoulements beaucoup moins énergétiques et plus courts (short-lived, et/ou éphémères) en comparaison des courants générant les dépôts des faciès A3 (décrits ciaprès), formés par des courants plus puissants et surtout plus long soutenus dans le temps (long-lived et sustain currents).

C - A3 : sables homolithiques en bancs épais • Description

Cette association de lithofaciès est nettement dominée par la phase sableuse, et apparaît sous forme d'unités plurimétriques à décamétriques (jusqu'à environ 30 mètres), elles-mêmes constituées de bancs sableux métriques à plurimétriques (jusqu'à 5 mètres) d'aspect général massif, en interstratification avec des niveaux marneux fins (A1) centimétriques à métriques ainsi que des passées métriques de l'association A2. Cette association (A3) est présente dans les coupes de Guewenheim (entre 2 et 6m), Burnhaupt (entre 0,5 et 3m) et dans les deux sondages DP202 (entre 631 m et 609 m, et entre 604 m et 590,5 m) et DP 212 (entre 355 m et 324,5m).

Les bancs sableux constitutifs de cette association sont beaucoup plus épais que les bancs rencontrés dans les associations précédentes (A1 et A2), en moyenne 2 à 3 mètres (0.5 à plus de 6 mètres) (Figure 4-37). Ils sont composés de la superposition et de l'empilement vertical de niveaux sableux micacés (0,5 m à 1,5 m d'épaisseur), constitués de sables moyens, à l'aspect général massif. Les bancs individuels sont délimités par des surfaces de discontinuités internes érosives peu marquées (déprimées de 5 à 30 cm, vers le bas) marquées par des intraclastes marneux (1 à 3 cm de diamètre) alignés (Figure 4-37D).

Ces unités sableuses montrent une géométrie en nappe plus ou moins planes à légèrement lenticulaires (à base légèrement déprimées, Figure 4-37, unité de Guewenheim) et larges de plusieurs centaines de mètres (largement supérieure à la taille des affleurements, et vue en sub-surface sur plus de 10 Km (Figure 6-13) Figure 4-37A). La base de ces bancs composites montre un contact franc sur les sédiments sous-jacents associé très certainement à une érosion, mais le relief érosionnel est difficile à estimer (sans doute approchant le mètre, et rarement plus dans certains cas). La surface de contact inférieure montre des figures de base de bancs variées (flute-, tool-, groove-cast) ainsi que parfois d'amples figures de charge (load-casts).

L'évolution verticale au sein d'un banc unitaire (0,3 m à 3 m), montre dans le cas général, au dessus d'une surface de discontinuité érosive où les intraclastes sont abondants, une base massive sur quelques décimètres mais qui peut atteindre plusieurs mètres d'épaisseur (Sm(i)/Ta). Des surfaces de discontinuité internes répétées, marquées par des alignements d'intraclastes sont présentes dans ces parties massives basales, espacées de 15 à 60 cm. De rares intraclastes sont également dispersés dans cette partie massive des corps sableux avec une orientation aléatoire. Des débris végétaux (feuilles et débris principalement) sont également observables dispersés.

Au dessus de cette partie massive à intraclastes (Sm(i)/Ta), les parties supérieures des incréments unitaires montrent des niveaux à lamines sub-horizontales, plus ou moins espacées, mal définies, marquées par un enrichissement notable du contenu en micas et débris végétaux (Sh-gr/Tb) (Figures 4-37C et E, Figure 4-38). Ces laminations sont constituées d'une alternance de lamines de sables "propres" (lamines claires), et de lamines sombres de sables argileux contenant une forte proportion de flocons de micas et de débris végétaux (feuilles), feuilletées de façon millimétrique. Les laminations sablo-argilo-organiques, augmentent d'épaisseur vers le haut, au détriment des lamines sableuses propres qui, elles, diminuent d'épaisseur, jusqu'à disparaître (Figure 4-38). Ces niveaux laminés, sont parfois latéralement interrompus par des surfaces d'érosion peu profondes (shallowscour) d'une trentaine de centimètre de profondeur (Figure 4-37). Les surfaces d'érosion sont alors marquées par des galets mous et indiquent le développement de l'incrément supérieurs et/ou se voient remplies par des sables argileux organiques laminés semblables à ceux des bancs adjacents (Fig. 4-38A). Ces laminations sont parfois considérablement déformées et des litages convolutes apparaissent (Figure 4-40C). La partie sommitale des incréments unitaires (rarement préservée) montre des laminations de rides de courants sur des épaisseurs décimétriques (terme Tc/Sr) (Figures 4-38^E, 4-37C).

Les unités sableuses sont donc composites, et constituées d'incréments unitaires plus ou moins partiellement conservés et surtout fortement amalgamés (i-1 à i-5 de la Figure 4-37A). La répétition du motif (base massive à intraclastes, parties laminées, et rides) se fait avec en général peu de préservation des termes supérieurs.

Ces bancs composites montrent à leur sommet soit un passage graduel vers les dépôts des lithofaciès A2 et/ou A1 (Figure 4-37B,C et E), soit une surface franche (érosive ?), parfois irrégulière, qui comprend des dépressions de 30 cm à 1 mètre de profondeur, remplies et drapées par des sédiments hétérolithiques du faciès A1 (Figure 4-37).



Figure 4-37 : A - Photographie de la carrière de Guewenheim en 1986 (Photo : Ph. Duringer) montrant une épaisse nappe sableuse massive (A3, 4 à 5 mètres) intercalée dans de sédiments hétérolithiques marno-sableux (A1 à A2). Noter que la base de l'unité sableuse est nette et plus ou moins plane (flèches noires) avec des érosions/surcreusements localisés (flèches bleues) et que son sommet montre des érosions (flèche grise) drapées par
des sédiments hétérolithiques (A1). L'unité contient de nombreuses surfaces de discontinuité érosives souvent soulignées par l'alignement de galets mous de marnes intraformationels. 2 bancs sableux plus ou moins lenticulaires et partiellement amalgamés sont intercalés au sommet de l'affleurement (A2). B - Log sédimentologique au travers de la nappe sableuse (position en A), et découpage de l'unité sableuse en différents incréments (i-1 à I-5), montrant la répététion d'un motif (séquence de lithofaciès : Sm(i), Sh-gr, Sr), plus ou moins partiellement conservé. C - Détail du sommet de l'unité sableuse, montrant le passage vertical progressif des sables massifs Sm(i) aux sables "rayés" laminés-plans (Sh-gr), à des sables à rides Sr, puis le passage au faciès A1 hétérolithiques. Noter dans A1 la stratodécroissance vers le haut, des niveaux sableux (Fs/m) et le passage à des marnes silteuses (Fm/s). D - Détail du faciès A3 (Sm (i)) montrant des surfaces de discontinuités (lignes pointillées) marquées par l'alignement de galets-mous intraformationnels. Noter la présence dans la masse sableuse de galets de marnes épars (flèches). E - Détail du sommet de l'unité sableuse avec le développement de laminations planes argilo-organo-micacées, Sh-gr, position en C. F - Aspect d'une surface interne à A3, marquée par des galets mous, vue en plan.



Figure 4-38 : A et B - Aspect de détail des bancs "rayés" à litages plans gradés (Sh-gr), de l'association A3 (carrière de Burnhaupt-le-Haut) les bancs sont constitués de sables massifs à la base qui passent graduellement vers le haut à des sables laminés plan. Les lamines sont constituées d'une alternance de lamines de sables "propres" (lamines claires), et de lamines sombres de sables argileux contenant une forte proportion de micas et de débris végétaux (feuilles). Les lamines sable-argilo-organiques, augmentent d'épaisseur vers le haut des bancs, au détriment des lamines sableuses (allant jusqu'à disparaitre). Ces niveaux s'interprètent comme des "graded-rhytmites" (Dott & Bourgeois, 1982). Noter en A la présence d'une surface d'érosion peu profonde (flèches, shallow scour) qui intérrompt les bancs sous-jacents, et se voit remplie/drappée par des sables argileux organiques laminés semblables à ceux des bancs adjacents. C - Détails des faciès A3, sur carottes (DP212, ~331,5m), montrant l'amalgame vertical et la répététion verticale de sables massifs (Sm) de sables laminés plans à M.O. (Sh-gr), et deniveaux sableux à rides à drapages argileux(Sr).

Interprétation

Le dépôt des unités sableuses du faciès A3 se fait encore à une profondeur relativement importante, apparemment au-dessous du niveau d'action des vagues de tempêtes, étant donné l'absence de toute structures relatives à la houle (rides de vagues et HCS).

Les flute-casts et autres figures de base de bancs, et l'aspect massif général des bases de bancs, ainsi que leur association à la présence d'intraclastes marneux reflète l'érosion par un écoulement de densité, de forte énergie et un dépôt en masse dans des conditions de relative haute énergie (déposant le terme Sm(i)/Ta). La présence de niveaux légèrement déformés et convolutés, à la base peuvent représenter des épisodes de liquéfaction et/ou de glissement des sédiments qui se déposent rapidement sur un sédiment argileux saturé d'eau et/ou sur une pente faible.

Le passage vertical à des divisions à laminations sub-planes horizontales (Sh-gr/Tb), marquées par un enrichissement en débris organiques souligne également des conditions de haute énergie (upper-stage plane-bed conditions), sous des régimes d'écoulements riches en particules mais moins chargés que les écoulements à l'origine des niveaux massifs (Sm(i)). Ces divisions laminées s'apparentent pour beaucoup à des « rythmites gradées » ou encore "graded-rhytmites" (Reineck & Singh, 1973, Aigner & Reineck, 1982, Dott & Bourgeois, 1982). Dans ces divisions, la croissance vers le haut de l'épaisseur des lamines organo-micacées (Sh-gr/Tb) au détriment des lamines sableuses propres, implique des conditions d'écoulement de plus en plus fluctuantes pendant la décélération. La fabrique de l'alignement des débris végétaux observés dans ces divisions, normales aux courants mesurés sur les figures de base de bancs et les rides sommitales, suggère un roulement des fragments à la surface du banc (écoulement tractif). La définition de ce lithofaciès (Reineck & Singh, 1973, Aigner & Reineck, 1982, Dott & Bourgeois, 1982), implique un dépôt lié à un écoulement laminaire (« upper plane-bed regime »), qui par diminution graduelle de l'énergie permet le dépôt des particules à meilleures flottaison (flocons de micas et débris végétaux) conduisant à la formation des lamines argilo-organo-micacées (Tb/Sh-gr), de plus en plus abondantes au sommet du banc. Ces niveaux (Tb/Sh-gr) correspondent à un plus faible taux de sédimentation depuis la suspension, avec traction et resuspension prédominantes. De plus leur contenu riche en débris végétaux témoigne d'une source continentale directe, étant donné le bon état de conservation (Dott & Bourgeois, 1982, Plink-Björklund & Steel, 2004). Ces niveaux (Sh-gr) seraient donc déposés ici par des écoulements (possible écoulements denses, hyperpycnaux) générés à l'embouchure de rivières par des crues et non uniquement sous l'effet conjoint de crues et de tempêtes comme dans le cas classique des « rythmites gradées » (profondeur envisagée trop importante) (Dott & Bourgeois, 1982).

Enfin, le passage vertical à des divisions à laminations de rides de courants (Tc/Sr) se développent pendant des intervalles de flux plus faibles, par perte graduelle d'énergie de l'écoulement mais toujours reliés à des fluctuations internes de la charge en suspension (drapages argileux).

Le développement complet de la séquence élémentaire (Sm(i)/Sh-gr/Sr soit ~Tabc de Bouma, simplifiée et virtuelle, donnée par la Figure 4-43) possiblement reconnue ici (sensiblement équivalente à celle de A2, toute proportion gardée, à part l'épaisseur beaucoup plus forte pour A3) peut s'interpréter comme le fruit d'un écoulement dense (« hyperpycnal ») se transformant au cours de son trajet dans le bassin (écoulements bipartites, Mutti et al, 2003), évoluant en écoulement turbulent se diluant progressivement au cours du trajet (à mesure de l'incorporation d'eau au mélange eau/sédiment primitif) (Mutti et al., 2003). Ce modèle est grandement applicable aux faciès A3 (et même A2), des Couches à Mélettes, et se voit être caractéristique de dépôts de « lobes de crues » (Mutti et al, 1996 et 2003) se développant dans des systèmes de front de delta distal et de pro-delta des « river-fed turbiditic systems » (Mutti et al, 2003 ; systèmes où les sédiments sont délivrés directement par une embouchure fluviatile au bassin). Cette séquence hypothétique (Figure 4-43) représentant le "moteur " du système de dépôt, mécanique de base), va pouvoir subir une répétition, et/ou un amalgame, et/ou des troncatures (érosions, surface de discontinuités) selon son origine liée à des crues (présentant intrinsèquement des variations de décharge) et selon l'environnement de dépôt sur les lobes même (cœur du lobe (zone de transit, plus ou moins assimilables à des chenaux),et/ou proximal/distal (pourtour du lobe, interlobes, lobe distal), avec une conservation préférentielle d'un et/ou des différents termes.

La répétition de séquences élémentaires (incréments/bancs individuels) (Figure 4-37 et 4-38) comme décrites plus haut, amalgamées, au sein des bancs composites, en association au développement plus ou moins importants des différents termes (massifs,Ta/Sm; à laminations planes (Tb/Sh-gr) et à rides (Tc/Sr)), de même que les érosions (« scours »), sont à relier avec des fluctuations de la puissance (« flow-strength ») d'un écoulement turbulent long et soutenu (« long-lived, quasy-

steady and sustain flow », Mulder & Alexander, 2001) ou de plusieurs écoulements (« simple waning flow ») au cours du temps à un point donné. La répétition du motif élémentaire (en tendance générale « fining-upward »), se fait dans un continuum de diminution graduelle d'énergie, les termes massifs inférieurs se trouvant réduits vers le haut au profit des niveaux laminés et/ou à rides (Figure 4-37A et B) dans les bancs composites. Ces faits soulignent la perte graduelle de la puissance de(s) (l') écoulement(s) turbulent(s) et sa (leur) dilution progressive. La répétition des surfaces d'érosion internes, marquées par les niveaux d'intraclastes, indique de larges fluctuations de la compétence des écoulements au cours du temps. Ces fluctuations sont récurrentes et se succèdent rapidement dans le temps, fait cohérent avec la variation de décharge sédimentaire au cours d'un même épisode de crue (Plink-Björklund & Steel, 2004).



Figure 4-39 : Reconstruction des paléocourants pour la formation des Couches à Mélettes. L'ensemble des mesures (plus de 280 mesures) effectuées sur rides et figures de base de bancs, montrent des courants unidirectionnels dirigés globalement du S vers le N du bassin. Ces directions de paléo-courants suggèrent d'une part, d'inexistantes alimentations depuis les bordures du rift (Vosges et Forêt-Noire), et d'autre part des reliefs bordiers de très faible amplitude, possiblement ennoyés et participant pleinement au bassin et à l'aire de sédimentation de la formation des CM (les courants de Guewenheim et de Foussemagne) filent droit sur la bordure vosgienne à quelques km au NW). De plus, le matériel sableux transporté par ces courants vers le fossé rhénan, est de provenance alpine comme l'atteste les traçages de mineraux lourds (Kuhlemann et al., 1999 ; Kuhlemann & Kempf, 2002). Ces auteurs évoquent des spectres incompatibles avec une source d'origine locale (bouclier rhénan). En sus, les remaniements de faunes microscopiques (foraminifères, ostracodes) dérivant de sources d'âge Crétacé à Eocène (absentes de la région, Berger, 1996; Sissingh, 1998 et 2003; Pirkenseer et al., 2005; Pirkenseer & Berger, 2006). Enfin, tous ces faits attestent bien d'une connexion directe entre le bassin molassique suisse (bassin d'avant-pays alpin, zone source) et l'aire de sédimentation du SURG (zone de dépôt) à cette époque (Rupélien supérieur).

L'épaisseur importante de ces niveaux sableux, suggère un dépôt par une aggradation graduelle à la faveur de courants de turbidité continus et soutenus pendant de relatives longues périodes. Les apparentes fluctuations internes des écoulements permettent d'attribuer ces dépôts à des crues de rivières et des chenaux distributeurs deltaïques. Ceci souligne également une décharge relativement constante et importante pendant un certain temps, et le rôle dominant des forces d'inertie (Wright, 1977) à l'embouchure des rivières qui initie ces écoulements gravitaires. La présence massive au sein de ce lithofaciès de débris de végétaux supérieurs (issus d'une source continentale) en très bon état de conservation, tendrait à souligner des transports massifs directement en provenance du domaine continental. Ce transport serait donc lié exclusivement à des « évènements » d'origine externe (crues) plutôt que des évènements interne comme l'instabilité de dépôts sur une pente induisant des glissements gravitaire sous-aquatiques.



Figure 4-40 : Exemples de déformations et destabilisations synsédimentaires dans les faciès des Couches à Mélettes A - Banc sableux (association de faciés A2), plus ou moins discontinus (contours en pointillés) montrant des structures de charges (ball-and-pilow), conduisant à un aspect en miches à l'affleurement (mètre jaune ~80cm). B - Banc sableux massif montrant à la base des structures de charges, à l'aspect ball-and-pillow. C - Banc sableux de l'association A2 (lithofaciès Sgr à rythmites gradées) à l'aspect intact à droite (flèche blanche) et à laminations convolutes à gauche, résultat de déformations syn-sédimentaires (load-cast). D - Litages convolutes dans des marnes à fins lits silteux (clairs), faciès A1. E et F : Exemples de fracturation (tectonique) syn-sédimentaire dans les Couches à Mélettes : E - Banc gréseux (Carrière de Burnhaupt) montrant des fractures en gradins syn-sédimentaires. F - Fractures en gradins dans alternance marno-sableuses du faciès A1 (DP202, 494m). Noter de façon générale que les déformations cohésives (ductiles) sont de faible amplitude, impliquant soit un dépôt massif et rapide sur des fonds argileux gorgés d'eau, soit des glissements (début de slumping) sur une pente faible, soit des perturbations liées à la sismicité ambiante du bassin. Les déformations cassantes, également de petites amplitudes (fractures en gradins) impliquent également des phénomènes de petite ampleur, liés soit à des glissements le long de pente faible (extension par "sliding"), soit une fracturation induite par des évènements tectoniques dans le bassin.

Ces dépôts seraient donc le résultat d'épandages massifs de matériaux sableux, distribués au bassin par des écoulements relativement denses et turbulents, dans des systèmes de lobes sableux « de crues ». Ces écoulements apparaissent comme longs et soutenus pendant un certain temps et montrent en sus une perte d'énergie graduelle dans le temps (termes de plus basse énergie plus abondants au sommet). Cette perte d'énergie s'opère, non pas comme dans le cas de turbidites classiques (« surge-like turbidites ») d'un seul coup mais, avec des phases de décélération puis d'accélération à la faveur d'une décharge soutenue mais en chute graduelle. Les phases d'accélération internes à l'écoulement conduisent à des discontinuités internes au sein des nappes de sables (discontinuités « intra-séquence ») qui correspondent à des phases d'érosion et de transit de sédiments qui vont alors être déposés plus loin (distal) dans le système, avant la nouvelle phase d'accrétion des dépôts (dépôts massifs depuis la suspension, par des processus de suspension/traction) à un endroit donné. Tous ces faits se rapportent à la reconnaissance d'écoulements hyperpycnaux (Mulder et al, 2003) à l'origine du faciès A3.

4.4.1.3 - Contenu fossilifère

Le contenu fossilifère de l'ensemble des dépôts relatifs aux **Couches à Mélettes** est de façon générale très pauvre et très peu diversifié (Figure 4-41).

A - Macrofaune

Débris végétaux

On rencontre de façon systématique dans les faciès sableux de nombreux débris végétaux supérieurs issus du domaine continental. Les débris les plus représentés sont des feuilles et morceaux de feuilles plus ou moins reconnaissables. Des morceaux de tiges, de branches de petite taille sont également présents. Les principaux représentants sont des feuilles de lauracées appartenant au genre *Cinnamomum (C. lanceolatum, C. polymorphum* (Figure 4-41A et B) et à des feuilles de saule (*Salix sp.*).



Figure 4-41 : Principaux fossiles macroscopiques des Couches à Mélettes : A - Banc sableux de l'association A2, montrant des lamines enrichies en débris végétaux, principalement des feuilles attribuées à *Cinnamomum sp.* (1) et *Salix sp.(2).* B - Feuille de *Cinnamomum lanceolatum.* C - Exemplaire de petite taille d'*Aeloliscus heinreichi* (carrière de Guewenheim). D - *Clupea sp.* (carrière de Burnhaupt).

Vertébrés

•

Les faciès à dominante marneuse (A1) renferment parfois des écailles et des restes de poissons (arêtes et débris osseux, écailles), appartenant pour la plupart à des poissons téléostéens. L'ensemble des coupes étudiées (sondages et carrières) est caractérisé par la présence d'écailles des éponymes Mélettes, *Clupea (Meletta) sp.*.

Plus rares sont les squelettes entiers ou partiels. Néanmoins, quelques exemplaires de *Clupea* (*Meletta*) sp. ont été récoltés à Burnhaupt-le-Haut et Guewenheim, en relativement bon état (Figure 4-41D). La carrière de Guewenheim a fourni plusieurs exemplaires en bon état de conservation d'*Aeoliscus (Amphisile) heinreichi* (Figure 4-41C) et d'autres spécimens de poissons entiers, tous récoltés dans le même niveau autour de la cote 7m. Un petit exemplaire de *Carangidés (Caranx sp.)* ainsi qu'un possible *Aulostomus* ont été récoltés.

L'ensemble de ces poissons montre une biologie strictement marine, certains vivant à priori proches des côtes (*Amphisiles*, Pharisat (1991 et 1992) et pour certains un mode de vie considéré comme plus pélagique (*Meletta sp., Caranx sp.*, Pharisat, 1991 et 1992).

La présence abondante des *Aeoliscus* témoigne de l'omniprésence des *Amphisiles* dans la mer rhénane à l'époque du dépôt des **CM** et finalement de conditions climatiques (mer chaude et sub-tropicale) assez stables par rapport aux conditions de dépôt des **SP**.

• Invertébrés

Les bivalves sont absents de façon générale, ou très rarement représentés par de petits débris ou des formes juvéniles microscopiques (*Ostrea sp, Lucina sp.*).

B - Microfaune

Au sein des **Couches à Mélettes**, la microfaune est relativement pauvre, consistant principalement en de rares foraminifères dont bon nombre sont remaniés de l'Eocène et du Crétacé (inventaire fait par Doebl et al., 1976, Pirkenseer, 2005 et 2006). Ces faunes remaniées dérivent pour la plupart de formations subalpines où ils sont bien connus.

La présence de foraminifères planctoniques dans les carottes du DP202 (Pirkenseer et al., 2005), comme *Zeaglobigerina ampliapertura*, et des groupes de *Globorotaloides*, et de *Catapsydrax*, et l'absence simultanée d'espèces plus vielles semble indiquer un âge zonal dans la Zone P20 (Pirkenseer et al., 2005).

C - Ichnofaune

L'ichnofaune est très rare et limitée à quelques conduits verticaux qui perturbent sporadiquement les litages. Cette absence d'ichnofossiles pourrait témoigner de conditions de stress environnemental lié à un flux sédimentaire continu (nuage silteux et bouffées turbides en aval d'un appareil deltaïque) qui asphyxie partiellement les faunes qui tentent de se fixer. La relative grande profondeur des dépôts constitue sans doute le deuxième facteur limitant la colonisation des substrats vaseux par les faunes.

4.4.1.4 - Géochimie organique et marqueurs moléculaires des CM

Une quinzaine d'échantillons ont été traités sur l'ensemble de la formation des **CM** (4 pour le DP 202, et 11 pour le DP 212) (Le Metayer, 2003 et inédit). Le contenu en carbone organique (COT) est très variable dans les échantillons, mais de façon générale assez pauvre, excepté certains niveaux particuliers (niveaux sableux riches en débris végétaux, et récurrences de faciès FSP), avec un taux moyen de 0,5%, de carbone organique total avec des pics à 2,8%.

La distribution des spectres des chromanes indique pour ces faciès des conditions de salinité normale (milieu marin franc) (Le Metayer, 2003 et inédit).

A proximité de la transition entre les **SP** et les **CM**, outre l'augmentation des faciès plus détritiques dans les **Couches à Mélettes**, l'anoxie évolue vers des tendances caractérisant des fonds plus oxygénés (d'après les rapports Pristane/Phytane) et cette tendance perdure sur l'ensemble de la formation (Le Metayer, 2003 et inédit).

On note, de manière croissante à mesure que l'on monte dans la formation des **Couches à Mélettes**, l'apparition massive de dérivés de terpènes issus de végétaux supérieurs, signature d'apports continentaux conséquents (Le Metayer et al., 2005). Ces marqueurs moléculaires surpassent grandement la contribution marine ou bactérienne à la matière organique dans les **CM** (DP 202, échantillons à 685m et 684m).

L'analyse biogéochimique des **CM**, a permis en outre de caractériser des nouveaux marqueurs moléculaires (sératènediol, bis-diterpénoïdes, Le Metayer et al., 2005, Le Metayer, inédit), mettant évidence de nouvelles sources biologiques, et permettant un traçage de nouvelles populations végétales (comme des *Podocarpaceae, Cupressaceae,* mousses et fougères) jusqu'alors identifiées uniquement par des analyses palynologiques (Schuler, 1990).

Enfin, et c'est un fait important, au sein des **CM**, de sporadiques récurrences de lithofaciès proches de FSP, dans les **CM** (dans les sondage DP202 (Figure 4-33) à ~684 m (échantillon traité), ~680,5 m ~676 m ~662 m, ~654 m (échantillon traité), ~637m, et ~590 m; et dans les sondage DP212 (Figure 4-34) à ~424 m, et à ~391,5 m), sont notables. Ces récurrences prennent la forme de niveaux centimétriques à décimétriques de lithofaciès FSP, constituant principal des **Schistes à Poissons**. Les échantillons prélevés dans ces niveaux (marnes schistoïdes et bancs calcaro-dolomitiques, du sondage DP202, à ~684 m et à ~654 m) montrent des marqueurs d'anoxie poussée, identifiés à l'instar de ceux déjà entrevus dans les **SP**.

Ainsi, l'apparition dans ces échantillons de dérivés de l'isoréniératène, soulignent la participation de *Chlorobiacées*, à la matière organique sédimentaire, et indiquent une récurrence transitoire et temporaire d'un fort confinement du milieu marin, avec une zone photique rendue anoxique (Le Metayer, 2003 et inédit) dans l'intervalle de temps de dépôt des **CM**.

4.4.1..5 - Environnements de dépôt relatifs aux Couches à Mélettes A - « Bruit de fond » et épandages sableux massifs générés par des crues : des « hyperpycnites »

Les faciès sédimentaires des **CM**, représentent un ensemble de lithofaciès déposés par des processus « événementiels » alternant avec des dépôts à dominantes marno-silteuses déposés par décantation/traction à partir de panaches turbides dilués plus ou moins continus (silt/sables très fins en bancs discrets, A1) dans un domaine largement sous la limite d'action des vagues.

Certes les principaux faciès sédimentaires s'apparentent à des processus gravitaires ou tout du moins en témoignent, mais en divergent dans ce sens où la genèse des écoulements est en quelque sorte « externe » au système de dépôt, l'essentiel des sédiments provenant directement du domaine continental via des épisodes de crues en aval d'un ou de plusieurs appareils deltaïques. Ces faciès peuvent être classifiés comme appartenant à un système dominés par des « hyperpycnites », et représentent une variable des systèmes turbiditiques classiques.

• Considérations théoriques

Les courants ou écoulements hyperpycnaux sont un type particulier d'écoulements gravitaires, et/ou de turbidité, qui sont générés à l'embouchure de fleuves. Ces écoulements se forment lorsque la concentration de sédiments en suspension induit l'augmentation de la densité du mélange « eau + sédiments » à l'embouchure, dépasse celle de la colonne d'eau du bassin tributaire. Le fluide (eau + sédiments), plus dense que le fluide ambiant plonge et poursuit sa course sur le fond du bassin. La genèse de ce type d'écoulement à l'embouchure des fleuves est un phénomène bien documenté aussi bien dans les environnements marins que lacustres (Mulder & Syvitski, 1995, Kneller & Buckee, 2000).

Les écoulements hyperpycnaux sont des écoulements relativement longs, stables et soutenus, plus ou moins continus mais montrant une vélocité variable dans le temps (Mulder & Alexander, 2001). Ils peuvent être persistants sur des périodes de plusieurs jours à plusieurs semaines, liés à la durée des crues qui les initient à l'embouchure des fleuves (Mulder & Syvitski, 1995).

La séquence type de dépôt d'un courant hyperpycnal (appelée « hyperpycnite ») a été définie par Mulder et al. (2001 et 2003). Pour éviter les confusions et les méprises entre les dépôts d'un écoulement et leur comportement hydrodynamique, Mulder & Alexander (2001) restreignent le terme « turbidite » aux dépôts issue de « vrais » courants de turbidité, (courants dans lesquels les particules en suspension sont supportées par la turbulence). La séquence hyperpycnale (hyperpycnite) appartient à cette catégorie et les dépôts liés sont des turbidites.

Néanmoins, la séquence déposée par un « surge turbidity current » (type séquence de Bouma) est significativement différente de celle de bancs de turbidites ou « hyperpycnites » résultant d'un écoulement hyperpycnal (Mulder et al, 2003). Les dépôts des écoulements hyperpycnaux sont en conséquence différents des dépôts de courants de turbidité plus classiques (« surge-type flows

turbidites », plus courts et considérés comme mono-événementiels, avec une diminution graduelle « unique » de l'énergie au cours du temps), développant des séquences de Bouma bien exprimées résultat de la perte graduelle d'énergie (Mulder & Alexander, 2001).

La séquence de dépôt complète d'une « hyperpycnite » s'explique par la forme (courbe) de l'hydrographe de crue. Pendant les périodes de montée en charge de la crue (« waxing discharge », phase d'accélération, AP phase) à l'embouchure des rivières, l'écoulement hyperpycnal aurait tendance à développer une unité basale à tendance grano-croissante (Ha de Mulder et al., 2001), très rarement conservée (mais théoriquement existante, érodée au moment du pic de crue, par érosion et transit, e+t ou EP phase). Pendant la phase de perte de charge à l'embouchure (« waning discharge », phase de décélération, DP phase), l'écoulement hyperpycnal doit déposer une unité sommitale grano-décroissante (Hb de Mulder et al., 2001). L'hyperpycnite complète résultante est donc l'empilement de ces unités (Ha et Hb de Mulder et al, 2001)). La transition entre les 2 unités, correspondant à la granulométrie maximale, marquerait approximativement le pic de crue, c.a.d. la période de décharge maximale à l'embouchure. Les figures sédimentaires dans les dépôts hyperpycnaux outre la granulométrie croissante (de silts à sables) puis décroissante (de sables à silts), montrent des structures sédimentaires attribuables à la migration de rides. La présence conjointe de ces structures suggère que les écoulements sont relativement peu concentrés et que le dépôt est formé par la simultanéité de suspension de particules et de traction (Mulder et al, 2001).

De plus et de façon caractéristique, les dépôts hyperpycnaux contiennent en abondance des débris de fossiles continentaux en général clairement allochtones par rapport au milieu de dépôt (oogones de characées (Bourcart, 1964); feuilles et débris organiques de végétaux continentaux (Mulder et al, 2003, Plink-Björklund & Steel, 2004). La présence de ces fossiles allochtones par rapport au milieu marin ambiant, démontre une source indubitablement continentale de ces dépôts.

Les pulsations de l'écoulement dus à la variation de l'hydrographe de crue peut être à l'origine d'érosions mineures intra-séquence (Duringer et al., 1991, Mulder et , 2003). Ces contacts érosifs intra-séquence ont été reproduits en laboratoire (Duringer et al., 1991) simulant un écoulement continu. Ces auteurs montrent des faciès dans des dépôts anciens qui peuvent s'interpréter comme des hyperpycnites, avec des alternances arénite-siltite, parfois en lentilles, des séquences laminées à grains fins et de nombreux contacts érosifs au sein même des séquences. Des bancs similaires ont été depuis reconnus dans les systèmes turbiditiques du Var et du Zaïre et dans des environnements anciens (Mulder et al., 2003).

Pendant des crues de forte amplitude, la charge et la vélocité de l'écoulement atteintes pendant le pic de crue peuvent être à l'origine d'érosion, et/ou empêcher tout dépôt. Le dépôt n'a lieu seulement que lorsque les vitesses varient pendant la période de chute de la décharge et ces variations peuvent induire des contact érosionnels francs. Pendant les conditions optimales des crues de forte amplitude, les unités (Ha) déposées pendant la mise en charge de la crue et l'accélération des écoulements, peuvent être partiellement à complètement érodées. Cette érosion attribuée au pic de crue génère des contacts érosifs intraséquences, et se dessine alors dans ces cas une convergence/mimétisme entre une hyperpycnite à base tronquée et une séquence turbiditique de Bouma déposée par un écoulement turbulent de type « surge-like ». Des exemples de séquences hyperpycnales dans des environnements anciens exposés par Mutti et al. (2003) suggèrent que la préservation de l'unité déposée par l'écoulement accélérant (« waxing flow ») est très rare.

Le dépôt d'«hyperpycnites» à l'embouchure des rivières générant de fréquents courant de turbidité peut conduire localement à de forts taux de sédimentation. Mulder et al. (2001) proposent pour le système profond du Var des taux de sédimentation de l'ordre de 1,2 à 1,6 m par siècle, associé à une récurrence d'évènements hyperpycnaux tous les 5 à 7 ans.

• Application à l'interprétation des faciès des CM

La Figure 4-44, propose un exemple d'interprétation possible des niveaux de l'association A3 (pour la coupe de Guewenheim), en terme de dépôt par des courants hyperpycnaux générés par une crue (méga-crue, "mega-flood event") ou par plusieurs crues, dont les séquences élémentaires s'amalgament.

A Guewenheim, les dépôts précédents le banc sableux de A3 représentent le « bruit de fond » du système de dépôt, à savoir des dépôts fins marno-silto-sableux sous un flux dilué et continu de matériel délivré au bassin (faciès A1), par des panaches turbides. On note quelques bancs sableux décimétriques, qui enregistrent des pics de décharge de relative plus forte amplitude par rapport à A1. Ces bancs sont le fruit de décharges plus intenses (bouffées turbides plus denses et plus discontinues et éphémères, liées à de petites crues) formant des niveaux du faciès A2 (Figure 4-42).

« Le bruit de fond de la sédimentation » :

L'association A1, se déposent dans un environnement marin profond, soumis à l'influence incessante, de « bouffées » turbides diluées, rarement entrecoupée de décantation vraie (lithofaciès Fm et/ou FSP). Ces dépôts représentent le bruit de fond du système de sédimentation des CM, et en constitue l'essentiel (60% de la formation) pendant les périodes d'étiage du système et/ou l'expression de courants hyperpycnaux (liés à des crues) très distaux A l'étiage ou en période de faible débit (Figure 4-42), les courants originaires de l'appareil deltaïque transportent et déposent des sédiments essentiellement argilo-silteux. L'abondante fraction silteuse de ces dépôts montre clairement que ces pélites carbonatées ne sont pas le fruit d'une décantation pure (vrai bruit de fond (« hémipélagique ») seulement identifiable dans les niveaux de marnes massives (Fm) mais bien celui d'écoulements turbides de faible à très faible densité, plus ou moins continus.



Figure 4-42 : Dessin schématique (modifié d'après Duringer et al., 1991), montrant les possibles relations entre la variation de la turbidité (liée à des écoulemnts continus d'origine fluviatile) et les liens avec les faciès observés dans les Couches à Mélettes (essentiellment pour les associations A1 et A2).

Le "bruit de fond" (hors bancs sableux de "turbidites, type Ta-c simple et/ou amalgamés), représentant sans doute les périodes d'étiage de l'appareil détritique, est constitué par des marnes sableuses lardées de niveaux sableux, et correspond à une décharge détritique continue par des panaches/écoulements turbides peu denses (basse densité) de particules (sables très fins et/ou de silts), incessants, et connaissant des variations intrinsèques et naturelles de leur turbidité et de leur débit.

Les bancs sableux plus épais sont interprétés comme des dépots de crues par des courants de densité, mais montrant également des pulsions, qui s'enregistrent sous forme d'amalgame vertical de séquences Ta-c et/ou Tc de Bouma (en une version très simplifiée) séparées ou non par des périodes de dépot de pélites (drapages argileux) et associés ou non à de l'érosion. Les pulsions sont également lues dans les drapages argileux au sein des rides de courants (dans laminations de foresets), représentant de l'accrétion latérale.

Lors des crues, l'augmentation en proportion et en taille des matériaux transportés (sables vs silt à l'étiage) va permettre la formation d'un terme sableux érosif sur les marnes sous-jacentes. L'importance de cette discontinuité dépend de la vitesse et de la densité du fluide lourd (hyperpycnal). Par amortissement progressif de la crue (perte de charge graduelle) un dépôt proche de l'expression distale de la séquence de Bouma (Tc, termes partiellement reconnaissables dans les niveaux sableux les plu épais de l'association A1) va pouvoir s'élaborer. Après la crue se déposent à nouveaux des sédiments plus pélitiques (Figure 4-42).

Les pulsions de débit et par conséquent de la turbidité peuvent survenir aléatoirement pendant la crue ou à l'étiage. Ces mécanismes permettent de comprendre les discontinuités intraséquences (érosion dans petits bancs), et les drapages argileux associés, tous (ces faits) attestant de variations répétées de la vitesse et de la turbidité du courant au cours d'un même évènement (Figure 4-42), faits incompatible avec le principe des « vraies turbidites » (« surge-like turbidites »).

Ces dépôts (possibles « hyperpycnites » distales et diluées, Mulder et al, 2003) ont été reconnus récemment dans de nombreuses séries anciennes (Duringer et al, 1991, Mutti et al, 2003, Siggerud et al, 2001, Plink-Björklund & Steel, 2004), et représentent parfois des volumes importants des séries étudiées. Actuellement de tels sédiments sont reconnus pour exister et se former dans de nombreux types d'environnements et de cadres comme les prismes pro-deltaïques, les complexes de chenaux/levées de systèmes turbiditiques et dans les plaines profondes de bassins (basin-plain) (Mutti et al, 2003).



Figure 4-43 : A - Modèle schématique de formation et de l'évolution d'un écoulement "hyperpycnal" du type de ceux rencontrés dans les CM, montrant la transformation d'un écoulement dense hyperpycnal évoluant vers un écoulement turbulent se diluant progressivement et dépôts associés (détails en B), (largement inspiré Mutti et al., 2003, simplifié). B - Séquence de lithofaciès élémentaire simplifiée et virtuelle d'un écoulement dense hyperpycnal dense se transformant au cours de son trajet dans le bassin, et applicable aux faciès de "lobes de crues" (A3/A2) des Couches à Mélettes. Cette séquence hypothétique (représentant le "moteur " du système de dépôt, mécanique) va subir une répétition, et/ou un amalgame, et/ou des troncatures (érosions, surface de discontinuités) selon la durée de l'écoulement (liée elle-même à la durée de la crue) et les fluctuations internes de l'écoulement (liée à l'hydrographe de crue), avec conservation préférentielle à un point donné d'un et/ou de différents termes.

Les épisodes détritiques sableux :

La partie basale du banc de A3 (incrément i-1), montre au dessus d'un contact franc mais finalement peu érosif (peu de relief), un banc discret massif (Sm) puis rapidement à laminations planes « organiques » (Sh-gr). Ce banc tend à disparaître latéralement, tronqué par l'incrément suivant (i-2). Ce dépôt pourrait soit représenter un épisode antérieur de crue (faciès A2) soit la phase d'accélération

de la crue qui se superpose sur les marnes à la base déposées lors du fonctionnement « normal » du système à l'étiage (A1, « bruit de fond », hors crues). Consécutivement à l'arrivée d'un écoulement hyperpycnal, la vitesse de l'écoulement augmente. Une fois que le seuil de dépôt naturel (avant lequel les sédiments transitent, « natural gap ») est dépassé, cet écoulement en accélération constante, commence à générer des structures suspensives (Sm) et/ou de traction-suspension (laminations subplanes Sh-gr et/ou rides Sr). Si la vitesse de l'écoulement varie (pulsations de l'écoulement en rapport direct à l'hydrographe de crue), le dépôt induit peut même alterné entre des dépôts à laminations subplanes (critique) et à rides (sous critique), ceci caractérisant des courants à vélocité proches du domaine critique de l'érosion des sables.



Figure 4-44 : Exemple d'interprétation possible des niveaux de l'association A3 (Ici coupe de Guewenheim), en terme de dépots par des courants hyperpycnaux. A - Le banc de A3 est constitué à cet endroit d'au moins 5 incréments unitaires (i-1 à i-5), représant chacuns une séquence élémentaire de lithofaciès (cf.Figure 4-43), le tout amalgamé. Le log est représenté à côté d'un graphique montrant l'évolution des écoulements en treme de vitesse (e pour érosion, — pour suspension/traction, laminations planes (Sh-gr), _ pour traction, rides de courant.). Cette évolution est le fruit d'un écoulement long soutenu et fluctuant (permettant le développement répétitif de motifs, i.e. incréments) ou de l'amalgame de plusieurs écoulements. Le ou les écoulements sont alors respectivement générés par une crue (méga-crue, "mega-flood event") ou plusieurs crues, délivrant le matériel au même endroit du bassin. (AP (phase d'accélération) e+t (phase d'érosion et transit (pic de crue), DP (phase de décélération)). B - L'interprétation est présenté en regard d'un seul évènement, avec un hydrographe théorique caricatural de "la crue" invoquée pour la formation de ce banc, avec des fluctuations intrinsèques.

Dès lors que la vitesse de l'écoulement « dense » hyperpycnal dépasse le seuil critique d'érosion pour les sables, l'écoulement commence à éroder les dépôts de la phase d'accélération (AP phase) et se développe alors la surface d'érosion sur laquelle repose l'incrément i-2 (Figure 4-44) (phase d'érosion et de transit, EP phase, représenté par e+t sur la Figure 4-44). L'amplitude de l'érosion dépend alors de la durée de la phase EP. Si cette durée est courte les dépôts de AP seront partiellement conservés (comme possiblement ici), si par contre la durée est relativement longue, (et que l'écoulement se maintien au dessus du seuil critique de l'érosion des sables) l'ensemble des dépôts de la phase AP seront remaniés et redéposés dans des parties plus distales du bassin (cf. Figure 4-45A et B), participant à construction et à la « progradation » du lobe de crue plus en aval. Enfin, si la vitesse de l'écoulement hyperpycnal dépasse le seuil d'érosion des marnes cohésives, l'écoulement est alors capable d'incorporer à sa base des galets mous (mud-chips) depuis les bancs sous-jacents et antérieurs à l'évènement (A1 des périodes d'étiage).

De par sa nature érosive l'existence de cette phase est fondamentale pour le développement de corps plus ou moins chenalisés et amalgamés. Dans l'exemple traité en Figure 4-44, selon

l'interprétation en une seule cure ou en plusieurs, on décompte soit une seule surface d'importance (e+t), sous i-2, soit il existe de multiples surfaces d'érosion (e+t), dans à priori un continuum d'évènements à énergie graduellement décroissante. Dans les deux cas, le nombre de surfaces observées (associées fréquemment à des intraclastes) suggèrent des fluctuations importantes de la vitesse relative du ou des écoulement(s) au cours du temps et de sa/leur tenue, avec des passages intermittents au dessus et en dessous du seuil critique d'érosion (e).

Enfin les incréments i-2 à i-5, correspondent à une phase de décélération (DP phase) du ou des écoulement(s). Cette phase qui voit l'aggradation verticale des dépôts, est le résultat de la décroissance (plus ou moins fluctuante et pulsatile) de la vitesse de l'écoulement dans une fenêtre permettant le dépôts par traction-suspension (traction plus fallout), et ce jusqu'à la complète désactivation et dilution de l'écoulement (vélocité nulle). Les structures sédimentaires qui vont se développer pendant la phase DP, vont enregistrer les moindres fluctuations de décélération de l'écoulement, et ainsi montre des lithofaciès répétant verticalement des parties massives, des laminations sub-planes et des laminations de rides de courants.

Enfin dans les derniers moments de la décélération, la vitesse de l'écoulement tombe dans un domaine peu énergétique et finalement se termine par un dépôt de particules fines suggérant la désactivation complète de l'écoulement (c.a.d. la fin de l'épisode de crue), dépôts semblables aux dépôts d'étiage en domaine de pro-delta (le « bruit de fond » de panaches turbides dilués, A1 et/ou A2).

Cet exemple traité pour Guewenheim est repris et simplifié dans la Figure 4-45A et B, en regard d'un possible modèle de dépôt schématique des associations de faciès reconnues dans les CM (Figure CM-21 C et D) inspiré des travaux de Mutti et al (2003) sur les lobes de crues délivrés à un bassin par une embouchure fluvio-deltaïque. Le schéma de gauche (i.e. Figure 4-45A et B) présente un exemple simplifié de dépôt de lobe de crue vis-à-vis du comportement des écoulements (différentes phases, d'accélération, d'érosion et de décélération, pour finir par la dilution de l'écoulement et un retour aux conditions d'étiage du système) et conduisant aux différents faciès observés, en fonction de leur position (proximale/distale) sur le lobe. Ainsi les dépôts A3 (déposés en amont, log de gauche, avec séquences élémentaires bien développées et amalgamées, Figure 4-45B) pourraient correspondre à des dépôts dans une zone de transit (possiblement de chenaux sur les lobes avec surfaces de discontinuités multiples) et/ou au dépôts du cœur du lobe, aggradants et s'amalgamant à mesure des variations intrinsèques des courants générés par la crue (Figure 4-45B, C et D). Le dépôts des faciès A2 (log central, à séquences élémentaires simples et/ou amalgamées et réduites en taille (caractérisées par des rides et des laminations planes, Figure 4-45B) pourraient correspondre à des dépôts de pourtour de lobes, d'interlobes, et/ou encore de lobes distaux (Figure 4-45B, C et D). Enfin les faciès A1 (log de droite, faciès hétérolithiques sablo-marneux à rides, Figure 4-45B) correspondent sans doute à des faciès de lobe très distaux, dans le domaine du pro-delta distal (Figure 4-45B, C et D).

• En conclusion

Les dépôts des **Couches à Mélettes** représentent de façon générale des dépôts résultant d'écoulements gravitaires à la périphérie et en aval d'un appareil deltaïque, dans un environnement marin, relativement profond (de loin sous la limite d'action des vagues de tempêtes.

Les principales caractéristiques qui permettent de postuler pour des écoulements hyperpycnaux à l'origine des faciès turbiditiques (« hyperpycnites ») des **Couches à Mélettes** sont présentées ciaprès :

- l'absence d'un réel « bruit de fond » hemi-pélagique en mode décantation pure. La fraction argileuse des dépôts est liée en fait à un apport absolument continu par panaches turbides dilués en aval d'un delta.
- la présence de bancs sableux épais (> à 4 m) reliés à un dépôt graduel depuis, à priori, un « unique » écoulement bipartite (dense puis turbulent), soutenu mais fluctuant dans le temps.
- dominance de structures « traction-plus-fallout » dans ces niveaux sableux ce qui indique des écoulements avec une relative forte charge en suspension, maintenue dans le temps, connaissant des variations (pics de crues) ayant une influence sur les séquences de dépôts



Figure 4-45 : A et B : Modèle schématique de formation d'un lobe de crue, en fonction des fluctuations internes des écoulements générés au sein d'une crue, et de l'évolution temporelle de la crue elle-même (1 à 4) (A), relations avec les faciès sédimentaires (B). Les zones en amont (gauche du dessin) pourraient correspondre à des zones de transit, apparentées à des chenaux au sein du système de lobe (partie proximale des lobe, représentés par faciès massifs à discontinuités internes). AP (phase d'accélération) e+t (phase d'érosion et transit (pic de crue, EP), DP (phase de décélération). C et D : Figures schématiques illustrant les liens possibles, entre les dépots de lobes de crues (nappes sableuses épaisses, FA3 et FA2) et prodeltaïques (FA1 et FA2), déposés sous la limite d'action des vagues de tempêtes, et reconnus dans les CM, et les dépots de front de delta et d'embouchure (reconnus dans la formation des MCyr), et déposés au dessus de la limite d'action des vagues de tempêtes). Lors de forts épisodes de crues les sédiments grossiers (sables) habituellement déposés dans le système de front de delta, vont "bypasser" la zone d'embouchure, transportés par des écoulements de densité, qui vont dévaller la pente du delta, pour former les nappes sableuses reconnues au sein de complexe de lobes decrues déposés en domaine de pro-delta distal, en déposant des sables et se transformant graduellment en courants turbulents de densité moindre, maintenus/accélérés/ralentis, au fil du temps suivant le comportement de la crue, et maintenus (mais fluctuants) aussi longtemps que la crue perdurera (jours, semaines, mois).

- la présence de surfaces érosives internes plus ou moins continues dans un banc, car l'existence conjointe de surfaces érosives et non érosives et une caractéristique des dépôts hyperpycnaux (Mulder et al., 2001 et 2003)
- la récurrence verticale dans un seul et même banc sableux de lithofaciès reliés à différentes conditions hydrodynamiques (répétition de motifs avec des discontinuités intra-séquence), ce qui suggère des fluctuations de l'énergie de l'écoulement en lien à une décharge fluviatile longue (« long-lived discharge »), dont les fluctuations sont à relier à l'hydrographe de crue (Mulder et al., 2003).
- l'existence de successions épaisses de ces bancs sableux, non confinés dans des vallées/canyon, indiquant des accumulations étendues dans une zone de dépôt et non dans une zone de transfert
- la rareté voire la quasi-inexistence de niveaux de slumps, ou leur trop petite amplitude (40/50cm au maximum), en aucun cas liables à la genèse des bancs sableux épais par des processus purement gravitaires (déstabilisations des pentes).
- l'absence quasi-totale de figures de « dewatering », « fluid-escape », « dish structures » et la faible abondance de litages convolutes, liées à des dépôts hyper rapides (et fruits des pressions excessives internes aux écoulements) qui sont des figures constantes dans les vraies turbidites (Shanmugam, 2000).
- enfin, l'abondance massive de débris végétaux (feuilles et débris charbonneux) en provenance du domaine continental et en très bon état de conservation, semblant imposer une source directe de matériaux depuis le continent via des épisodes de crues.

Tous ces arguments suggèrent fortement que des écoulements « hyperpycnaux », générés par les courants fluviaux en périphérie et en aval des appareils deltaïques, sont responsables des grandes accumulations gréso/marno alternants des CM.

B - De l'influence possible des marées sur les séquences turbiditiques

• Sur l'origine possible des marées dans la zone rhénane à l'Oligocène

La configuration « maritime » paléogéographique proposée dans la littérature (Kuhlemann et al., 1999a et b, Kuhlemann & Kempf, 2002) et Figure 4-46, montre un ensemble de longs bras de mer de reliant la Mer du Nord, la Méditerranée et la Mer Alpine (para-thétys). Ce long bras de mer montre une analogie toute particulière, malgré les proportions, avec la Manche anglo-normande actuelle, qui est un étroit bras de mer séparant deux domaines émergés. L'amplification des ondes de marées par les différents traits de ce rétrécissement (bathymétrie et géométrie des côtes) conduit en Manche à la genèse d'un régime de marées méso- à macrotidal.

Les géométries en « chenaux » des bassins en effondrement, et la morphologie résiduelle (après première phases du rifting, Eocène/Oligocène inférieur, Duringer, 1988) de la plate-forme jurassienne avec la présence quasi-certaine d'un haut-fond (§4.3) ainsi que l'élargissement du bassin au sud (entre Bâle et Belfort) pourraient conduire à la genèse et au maintien d'un système de marée de relative forte intensité dans cette partie du bassin (Hartkopf et Stapf, 1983).



Figure 4-46 : Connexions marines possibles pour la période du Rupélien Supérieur (~30Ma), en Europe occidentale, sur un cadre géographique actuel, en accord avec les données de la littérature.

• Existe-t-il des traces d'influence tidale dans les dépôts des Couches à Mélettes ?

Dans les faciès A1 et A2, la présence de drapages argilo-organo-micacés au sein même des rides, le changement angulaire cyclique dans les laminations des rides (Figure 4-47A et B), les variations verticales rythmiques d'épaisseur des doublets sable/marne (Figure 4-47B et C), suggèrent fortement des variations dans le temps de la puissance et de la vitesse des écoulements.

Bien que ces variations soient interprétables en terme de fluctuations internes d'écoulements turbides hyperpycnaux dilués, l'aspect des objets (Figure 4-47) est très proche des configurations de litages des environnements dominés par la marée (Visser, 1980, Terwindt, 1981, Reineck & Singh, 1980).

Les variations d'angle des lamines de rides et les drapages argileux pourraient donc s'interpréter soit comme des fluctuations de la vitesse des écoulements possiblement liées soit à des fluctuations internes au sein d'un écoulement de basse densité (hyperpycnal) dilué pendant des phases de crues et/ou d'étiage, soit comme l'enregistrement de courants de fonds, turbides sur lesquels se surimpose l'effet des courants de marée (jusant).

Classiquement les changements angulaires dans les angles des lamines de rides correspondent aux influences sur les « bedforms » des vitesses variables des courants tidaux (dans un battement de marée), accélération (angles croissants), décélération (angle décroissant) et passage à l'étale (« slackening structure », drapages argileux) (Boersma & Terwindt, 1981, Reineck & Singh, 1980). Ces variations s'opèrent de façon générale pendant des cycles tidaux journaliers (aller simple ici de l'étale au jusant (de la haute mer vers la basse mer). Le courant de flot dans notre cas, au vu de la profondeur importante postulée, ne serait pas enregistré et correspondrait sans doute à la continuité de la décantation des pélites (drapage) et/ou à l'absence de dépôt. L'aspect cyclique (et parfois périodique) du motif d'empilement/superposition (Figure 4-47) vertical des doublets marno-sableux, et la décroissance relative et/ou croissance de la quantité de sables, pourraient quant à eux suggérer des variations cycliques de la force des courants, à plus long terme, i.e. possiblement des fluctuations énergétiques liées aux cycles de mortes-eaux/vives-eaux, mensuels et équinoxiaux. Si toutefois ces agencements ne reflètent pas, les fluctuations de la décharge détritique à l'embouchure du delta.



Figure 4-47 : A - Strates à litages lenticulaire à ondulant montrant une succession à la base, sysmétrique de doublets sables/marnes stratocroissants puis stratodécroissants. Les laminations de rides montrent des changements angulaires et des surtout des drapages argileux qui pourrait égalemnt représenter des doublets. La formation des doublets sables/marnes et des drapages argileux formant une sorte de litage bundle pourrait s'interpréter comme le résultats de l'influence des marées dans le domaine de pro-delta même profond (influences de l'étale et des courants de jusants sur les dépôts explicités en B). La succession à plus grande échelle pourrait dès lors représenter l'enregistrement d'une partie d'un cycle tidal (neap to spring puis spring to neap). C et D, exemples sur carottes (8cm de large) formation des CM, à diférentes profondeurs dans le sondage DP 202. C - Variation quasi-symétrique en contenu sableux. Noter que les rides montrent des drapages argilo-orgiano-micacés sur les foresets et des changements angulaires. D - Lithofacies à litage plan à lenticulaire, constitué de la répétition de doublets sables/marnes d'aspect rhytmique dont l'empilement pourrait s'interpéter comme l'enregistrement de cycles de marées, impliquant des fluctuations de la décharge (turbidité).

Tous ces exemples illustrent différents styles de litages présents au sein de la formation des CM, et les configurations particulières des figures sédimentaires et des faciès, tels les variations de l'angle d'accrétion des rides, la présence de drapages argileux dans le creux de rides et dans les laminations de rides elles-mêmes formant des doublest sables/marnes) et le caractère rythmique de ces doublets, qui reflètent des changements périodiques dans la puissance des écoulements.

Ces changements peuvent s'interprèter de différentes manières : soit comme des changements de la puissance des écoulements (courants turbides) en lien à l'hydrographe de crue, qui au cours d'un épisode de crue soutenu pendant un certain temps (jours, semaines,mois), varie de façon intermittente et récurrente; soit comme le témoignage d'une influence des cyles de marées (journaliers et mensuels (mortes-eaux/vives-eaux)) sur les écoulements turbides générés par le système deltaïque. Le caractère mono-directionnel pourrait représenté (dans le cas d'influences tidales) des courants de flot (Shanumgam, 2002). Les drapages argileux et les doublets sables/marres (tous les exemples) pourraient être indicatifs d'une sédimentation influencée par les battements de marée (Reineck and Singh, 1980), se superposant à la dynamique intrinsèque des faciès (courants de turbidité dilués générés à l'embouchure d'un delta/estuaire). Les configurations cycliques de la répétition des couplets (A,C,D), associées à l'augmentation et/ou la diminution de la quantité de sables suggèrent des variations cycliques de la puissance des écoulements, variations possiblement liées à la superposition des cycles de mortes-eaux/vives-eaux (Boersma and Terwindt,1981; Reineck and Singh, 1980), sur la dynamique hyperpycnale responsable du dépot des faciès présentés (A1). On peut envisager, ainsi, sans pour autant négliger l'interprétation des ces structures comme le fruit des variations internes (densité/vitesse...) des courants de turbidité générés à l'embouchure d'un delta (corrélativement aux fluctuations de décharge), une surimposition des phénomènes de marées (courants de jusant) aux processus génériques à l'origine des dépôts.

L'intervention des courants de marée (jusant exclusivement) au sein de systèmes deltaïques même profonds est souvent difficile à discerner mais est reconnue (Shanmugam, 2002 et 2003). Les cycles de marées seront enregistrés préférentiellement, et de façon plus complète durant les phases de crues des distributeurs, et de façon plus sporadique et donc de fait moins complète pendant les périodes d'étiage. A l'étiage, seuls les courants de jusant des marées de vive-eaux seront à même de générer des courants turbides de faible densité se propageant au plus loin de l'embouchure.

Nous verrons par ailleurs plus tard (§ et 4.4.2 **MCyr**, 4.5.1, **MAM**) que des dépôts sableux à cachet proximal (interprétés comme des dépôts de front de delta supérieur et d'embouchure fluviodeltaïque), liés génétiquement plus ou moins directement aux faciès des **CM**, témoignent indubitablement de dépôts sous influences des marées.

Dès lors il ne serait pas inconcevable, comme le fait d'ailleurs remarquer Shanmugam (2003) que les courants de fonds générés par les courants de jusant de marées (« tidal bottom currents »), puissent être à l'origine des structures observées dans les faciès des **CM** (A1), exposés en détail ici (drapages pélitiques et/ou cyclicité de l'empilement des doublets sables/marnes). Ces faits tendraient à souligner la participation et l'influence des phénomènes de « surface » dans la genèse de faciès détritiques relativement profonds et l'enregistrement possible des cycles tidaux (journaliers, mensuels) dans des faciès déposés à grande profondeur.

C - Conclusions sur les environnements de dépôt proposés pour les CM

Un modèle environnemental schématique de reconstitution à une relative grande échelle, proposé pour les dépôts des **CM**, est donné dans la Figure 4-48. Il est à complété avec les représentations schématiques des lobes de crues présentés déjà en Figure 4-45C et D.

Le « bruit de fond » marno-silteux (A1) qui constitue l'essentiel de la formation,(+ de 60%) pourrait correspondre à un environnement calme et profond sous la limite d'action des vagues de tempêtes. Ce faciès est lié à une turbidité importante et incessante dans un environnement de pro-delta et au delà. Ces dépôts se forment en aval d'un système deltaïque (Figure 4-48), alimenté depuis la zone sud du bassin (Jura et bassin molassique, Cf. Carte des paléocourants Figure 4-39), par des matériaux clastiques dérivés essentiellement du domaine alpin.

Les dépôts sableux des faciès A3 (et en moindre mesure, A2), pourraient correspondre à des lobes deltaïques de crues déposés directement en aval des chenaux distributeurs et/ou plus large en domaine de pro-delta (Figure 4-45C et D), générant des nappes sableuses plus ou moins massives et continues, de relative faible épaisseur (ne dépassant jamais les 10 mètres), avec pour encaissant les faciès argilo-sableux de A1 (Figure 4-45C et D et Figure 4-48).

Les alternances marno-sableuses (A2 surtout mais aussi A1) représenteraient des dépôts d'interlobes, de lobes distaux, ou encore des dépôts de débordement des chenaux alimentant les lobes, et déposés dans les parties abritées (en équivalent latéral des lobes) et/ou plus profondes (distales) du bassin (Figure 4-45C et D). Ces faciès prennent également sans doute part au « bruit de fond » sédimentaire de l'appareil en période d'étiage (hors crues et/ou lors de crues mineures) dans l'ensemble de la zone pro-deltaïque (proximale à distale). Les dépôts marneux massifs rarement entrecoupés de petits évènements sablo-silteux, représentent quant à eux des dépôts de bassin distal, à l'abri de toute influence détritique, où les particules fines ayant floculées en amont de l'appareil sédimentaire, en suspension décantent.



Figure 4-48 : Modèle de dépôt schématique pour les associations de faciès reconnues au sein des Couches à Mélettes (seule la partie gauche du dessin est concernée). En résumé, l'environnement est un environnement pro-deltaïque situé bien au delà de la limite d'action des vagues de tempêtes en aval d'un appareil deltaïque. Cet environnement est caractérisé par des écoulements turbiditiques dilués plus ou moins continus (bouffées turbides hyperpycnales) (A1), et des évènements turbiditiques massifs (écoulements hyperpycnaux) liés à des crues, formant des lobes de crues (A3) et interlobes, lobes distaux et/ou encore pro-delta proximal (A2) (dépots d'hyperpycnites).

Des récurrences de confinement à l'échelle du bassin se reproduisent à la base et plus haut dans la succession des **CM** (Figure 4-33 et 4-34). Ces épisodes de confinement, qui correspondent également à un arrêt quasi-complet (« starvation ») des apports détritiques silteux sont caractérisés par la présence de marqueurs moléculaires d'anoxie poussée (isoréniératène) (Le Metayer, 2003 et inédit), et s'associent à des dépôts très fins exsangues de détritisme (marnes argileuses schistoïdes et calcaires marneux dolomitiques, lithofaciès de type FSP, cf. § 4.3.2). Ces épisodes de confinement temporaires reflètent peut-être la fragilité des communications maritimes entretenues avec les différents bassins marins adjacents (bassin molassique suisse, bassin de Mer du Nord), établies depuis peu (épisode des **MF/SP**, cf. § 4.3) au nord et au sud du bassin (sur le Jura (sud) et via la dépression de la Hesse (nord) et/ou via le bassin de Mayence (au nord-ouest)).

Toutefois, ces phases transitoires de confinement et d'arrêt du détritisme au sein des **Couches** à Mélettes, pourraient également s'expliquer (à l'instar du confinement des **SP**, cf. §4.3.2, Figures 4-20 et 4-22) par le contexte structural particulier de la zone sud du bassin rhénan (blocs tectoniques basculés et zones de transferts tectoniques, Figure 3-19). Cette morpho-structuration serait en effet à même de contrôler des zones de « détroits », et/ou des zones de « seuils», vers les probables connections avec le bassin marin Molassique suisse.

4.4.2 - Les Marnes à Cyrènes

Définition

Les **Marnes à Cyrènes** correspondent à la partie supérieure de la **Série Grise**, et se déposent en continuité au dessus des **Couches à Mélettes**, et appartiennent au groupe des **Marnes Sableuses**. Cette formation est caractérisée par une succession d'alternances marno-gréseuses d'une centaine de mètres d'épaisseur (100 à 120 mètres en moyenne), dont l'empilement vertical montre, aussi bien en affleurement (Figure 4-54), que sur le log sédimentologique du sondage carotté DP 202 (Figure 4-53) et également sur les électrofaciès des log gamma-ray du Bassin Potassique (Figure 4-53, et Figures 6-13 à 6-16), une nette et franche tendance grano- et surtout strato-croissante à mesure que l'on s'élève dans la succession.

4.4.2.1 - Les affleurements et les données de sondages



Figure 4-49 : Localisation des affleurements et des sondages étudiés appartenant à la Formation des Marnes à Cyrènes.

A - Les affleurements

• Hagenbach : Figures 4-50a et b

L'affleurement d'Hagenbach (Figure 4-49), se situe à la sortie nord du village, le long de la route D 103, dans une ancienne carrière appartenant aux Tuileries Gillardoni. La carrière abandonnée

depuis les années 50, ne montre plus guère que quelques mètres de coupe dans des dépôts meubles argilo-sableux rattachés à la **Molasse Alsacienne** (s.l.) ou aux **Marnes à Cyrènes** (selon Carte Géologique).

Les affleurements, qui nécessitent un lourd travail de rafraîchissement, sont au nombre de deux, Hag1 (Figure 4-50a) et Hag2 (Figure 4-50b), séparés d'une soixantaine de mètres, mais corrélables entre eux, et présentent des sections de 4 à 7 mètres d'épaisseur.

Sittler (1965) et Gillet et al. (1956) décrivent les dépôts de la carrière d'Hagenbach, et y identifient des faunes de bivalves et de gastéropodes à cachet saumâtre (principalement des *Cyrènes* et des gastéropodes, sans pour autant leur attribuer un âge. Néanmoins, par comparaison des faciès sédimentaires et des faunes récoltées, ils rattachent cet affleurement à la partie inférieure des **Marnes à Cyrènes**.

• *Biel-Benken* : Figure 4-51

L'affleurement de Biel-Benken (ancienne carrière) (Figure 4-49), se situe à la sortie nord du village de Biel-Benken, à l'W d'Oberwil, le long de la route qui mène à Neuwiller, en contrebas de la colline « frontière » de l'Ischlag. Ces petites carrières offrent des sections de quelques mètres d'épaisseur dans des grès et des sables jaunes grossiers, qui appartiennent à la Formation de la **Molasse Alsacienne**, d'après les cartes géologiques française et suisse (Ferrette, (1/50000) et Arlesheim, (1/25000) D'après Bitterli-Brunner et al. (1988), il s'agit de dépôts fluviatiles riches en feuilles de *Cinnamomum*. Picot (2002), en examinant des dépôts d'une de ces carrières, a récolté une faune de foraminifères d'âge Oligocène (sans plus de précisions), et de bivalves associés et de ce fait remet en cause l'origine strictement fluviatile de ces dépôts, où l'influence marine est clairement démontrée. La coupe étudiée se situe à l'arrière d'une petite cabane face aux maisons du lotissement, et présente une succession épaisse de 8 mètres, constituée de grès et de sables jaunes micacés (6m à la base), passant vers le sommet de l'affleurement à des marnes à intercalations sablo-silteuses à rides (2m au sommet).

• *Leymen* : Figure 4-52a,b

Les tout petits affleurements de Leymen (Figure 4-49), se situent au N du village de Leymen, le long de la Route D12b, entre Leymen et Hagenthal-Le-Bas. Il s'agit de petits patches affleurant le long du chemin forestier qui gravit la colline de l'Eichfeld/Eichwald, et appartenant d'après les cartes géologiques suisses et françaises (Arlesheim, Ferrette) à la formation de la **Molasse alsacienne**. Trois petites coupes ont pu être levées le long de la colline.

o Leymen 1 : Figure 4-52a

L'affleurement se situe, le long de la route D12, à 30 mètres en retrait vers l'E. Un petit front de taille, partiellement effondré offre une coupe de 2 à 3 mètres de haut dans des sables et des grès interstratifiés à des marnes silteuses.

o Leymen 2 : Figure 4-52b

Cet affleurement se situe à une centaine de mètres au dessus du précédent, le long et en surplomb du chemin forestier, il présente un faciès homogène, constitué de sables moyens à fins, organisés en bancs tabulaires et constitués de lamines planes et parallèles. Les lamines sont constituées d'une alternance de lamines sableuses claires et propres et de lamines sombres contenant des micas et des fragments végétaux. Les bancs laminés plans, sont entrecoupés de bancs fins épais de quelques centimètres, de sables moyens, à laminations ondulantes et de rides de vagues.

Laufen : Figure 4-32

La partie supérieure de la coupe de la carrière de Laufen (Figure 4-49) montre des faciès se rattachant aux Marnes à Cyrènes, surmontant les faciès proches de **CM**. L'intervalle correspondant aux faciès des **Marnes à Cyrènes** étudié ici est compris entre les cotes 14m et 24 m (Figure ??), et correspond à une succession sablo-marneuse à sableuse, montrant une franche tendance strato- et grano-croissante vers le haut.

B - Le sondage : DP 202 (-404m à -301m) : Figure 4-53

L'intervalle carotté relatif aux **Marnes à Cyrènes** du sondage DP 202, (Figure 4-49), montre une succession épaisse d'une centaine de mètres contenant des dépôts sablo-marneux, à faunes marines et saumâtres, la plupart du temps apparemment remaniées. La fraction sableuse tend à être drastiquement plus abondante à mesure que l'on s'élève dans la succession.

	Code Lithofaciès	Description	Interprétation
Marnes	Fm	 Marnes grises, silteuses et massives, à très rares lamines planes diffuses silteuses mm, en intervalles cm à plurimétriques (> à 5 mètres), parfois bioturbées 	Dépôts dominés par décantation de particules fines dans des eaux calmes, sous la limite d'action des vagues de tempêtes, et interférence faible d'un bruit de fond détritique fin (panaches silteux turbides).
Hétérolithes	Fm/s	détail détail marnes grises, à lamines mm à cm de sables très fins et/ou de silts, en doublets sables/marnes, lamines planes parallèles diffuses de silts/sables très fins et à très rares rides (courant et/ou oscillation) dans sable très fins et silts (qqs mm à 1cm), litage lenticulaire, nombreux petits load-casts, bioturbation commune	Dépôts par bouffée turbides silto-argileuses, et rare décantation des particules fines, dans des eaux calmes, propices à bioturbations, sous limite d'action des vagues de tempêtes, rarement intérrompus par de faibles courants détritiques (sablo-silteux, turbidites diluées).
	Fs/m	Marnes grises et sables fins à très fins micacés, en alternances (doublets sablo/marneux), niveaux sableux de 1 à 5 cm massifs, ou montrant des laminations de rides de courant à drapages argileux, rarement chevauchantes, rides d'oscillation, rides d'écoulements combinés, micro-hcs. Base des niveaux sableux montrant flute-, prods- et groove-casts, mono- à multi-directionnelles, parfois petits "gutter-casts". Litage parailèle/tabulaire, à ondulant (wavy) à lenticulaire bien développé. Bioturbation comune.	Débris végétaux Dépôts intermittents, alternant bouffées turbides diluées, dans des eaux calmes (sous limite d'action des vagues de tempêtes, et propices à bioturbations), intérrompus régulièrement par des courants détritiques unidirectionnels à oscillatoires et/ou combinés (wave-modified distal turbidites), induits par phénomènes variés : crues et/ou tempêtes.
	Srw	Sables fins à moyens, de 5 cm à 1 m micacéslaminations de rides d'oscillations, symétriques à légèrement chevauchantes, lamination obliques en chevrons, bioturbations, drapages argileux dans creux des rides donnant aspect flaser au litage, bioturbations type skolithos	Dépôts de rides d'oscillation aggradantes sous courants oscillatoires, (plus rarement combinés)
	Src	Sables fins à moyens, bancs de 5 à 40 cm, base erosive, rides de courants combinés, trough de petite tailles et wave modified ripples, micro-hcs ?, bioturbation, mud-drapes sur trough des rides confère parfois aspect flaser au litage	Dépôts par courants unidirectionnels (régime tractif inférieur (lower flow regime) et oscillatoires générés par des crues avec influences des vagues et/ou par des tempêtes.
	Sr	Sables fins micacés, en bancs de 3 cm à 60 cm, à laminations obliques de rides de courant, rides asymétriques droites ou linguoides, monodirectionnlelles, et rarement chevauchantes, drapages argileux sur lamines de progradation des rides et entre trains de rides, aspect litage flaser net.	Dépôt de rides, et trains de rides, de courants unidirectionnelles, en régime d'écoulement tractif inférieur (lower flow regime), récurrence de processus de traction/suspension à l'origine des drapages argileux au sein d'un même écoulement.
	Sh-gr	Sables moyens à fins, d'aspect "rayé", en bancs de 10 à 80 cm, pouvant s'amalgamer en unités plurimétriques. Bancs individuels formés par une base massive et au sommet par la superposition de doublets centimétriques à millimétriques de lamines de sables propre et de lamines de sables argito-organo-micacés noirs (riches en débris de végétaux (fleuilles)), aspect rhytmique et tendance fining /thinning-up des doublets, Litage plan général, mais présence locale de structure érosives (scour strutures).	Dépôt de lits plans aggradants, sous écoulement de relative haute énergie (plane bed flow (lower or upper flow regime), aspect de rhytmites gradées (fining-up et aspect rhytmique), sous-entend une diminution graduelle de l'énergie, avec alternance rapide de conditions de relative haute énergie et conditions de plus basse énergie, sous l'influence de la perte d'énergie et de charge de l'écoulement, en lien aux variations de la décharge au cours d'un ou plusieurs épisodes de crues (vecteurs principal des débris organiques (végétaux supérieurs)).
	Shcs	Sables homolithiques moyens à fins, micacés, bancs de 10 cm à 1 m, à laminations obliques HCS, en dômes et dépressions, laminations ondoyantes soulignées par drapages organo-micacés, base érosive, associés dans certains cas à niveau grossier coquillier (10 à 20 cm) et/ou à intraclastes, figures de base de bancs (flute, groove-, tool-cast; brush-, crescent marks) communes, uni- à multi-directionnelles; guttercast. bioturbations fréquentes à rares (<i>Skolithos/Ophiomorpha</i>).	Dépôts de structure HCS sous courants de tempêtes (oscillatoires et unidirectionnel), bancs granoclassés à base grossière, laminations HCS et rides d'oscillation au sommet représentent des dépots de tempestites et/ou de wave-modified turbidites.
	Sm(i)	Sables grossiers à fins, micacées, pouvant contenir à la base des intraclastes marneux et des débris bioclastiques (> à 3cm), bancs de décimétriques à plurimétriques (1,5/2 mètres), contact inférieur érosif, massif, contournés, ball and pillowstructures, litages rémanants ?, structures d'échappemnets de fluides	Dépôt massif et rapide par écoulemnts relativement denses en perte de vitesse (waning-flow), liés à crues (dans chenaux), et/ou tempêtes (autres cas). Niveaux déformés (structures de charge) impliquent dépot rapide sur fond argileux, et/ou impact des défertantes de tempêtes sur le fond.

Tableau MCyr-I : Description et interprétation des différents lithofaciès individuels reconnus dans la formation des Marnes à Cyrènes, utilisés dans la construction des associations de faciès B (B1 à B3).



Figure 4-50a : Log sédimentologique de l'affleurement a de Hagenbach, détail des lithofaciès et interprétations.

Hagenbach (log-b)





Figure 4-51b : Log sédimentologique de l'affleurement b de Hagenbach, détail des lithofaciès et interprétations.



Figure 4-51 : Log sédimentologique de l'affleurement de Biel-Benken, habillé de son gamma-ray, description et interprétation des faciès.







4.4.2.2 - Sédimentologie

Les lithofaciès individuels reconnus dans la formation des **Marnes à Cyrènes**, sont brièvement résumés dans le Tableau **MCyr-I** (ci-avant), ils seront utilisés pour construire les associations de faciès décrites ci-dessous. 3 associations principales de lithofaciès se distinguent (B1 à B3), en regard de leur contenu relatif en sables et en marnes (m/s ratio) et des structures sédimentaires au sein des successions. Une quatrième association (C1), se détache également dans les affleurements situés plus au sud du bassin et apparaît comme commune et équivalente aux dépôts de la **Molasse Alsacienne Marine**, elle sera ainsi discutée avec la **MAM** (i.e. C1, cf. § 4.5.1.3,A).



Figure 4-54 : Vue générale du front de taille sud de la carrière de Laufen (log complet en Figure 4-32), montrant la succession de faciès verticale typique au sein des Marnes à Cyrènes. On passe verticalement de faciès des marneux d'offshore/pro-delta (B1), aux sables et marnes sableuses de l'association B2 (transition offshore/shoreface et/ou delta-front inférieur distal), puis via une surface d'érosion sub-plane ("sharp-based surface, regressive surface of marine erosion, RSME") au faciès sableux homolithiques de l'association B3 (shoreface/delta-front inférieur proximal) dominée ici par les vagues et les tempêtes. Au sommet, via une surface d'érosion plus ou moins chenalisante, se développent des sables et grès à litages obliques de l'association C1 (MAM), représentant les dépôts d'un complexe distributeur de chenaux et barres tidales associées (front de delta supérieur/plaine côtière). (Cf. texte pour détails des descriptions et interprétation des faciès).

A - B1 : Marnes silteuses hétérolithiques

Description

Une première association, B1, bien représentée, est dominée par des lithofaciès marneux, en successions métriques à décamétriques, et d'apparence monotone (Figure 4-54). Ces faciès sont assez semblables au faciès A1 des **Couches à Mélettes** à la différence notable et fondamentale, qu'ils

montrent des structures se rapportant à des processus oscillatoires (tempestites), une faune abondante et des bioturbations.

De façon générale, cette association consiste en des marnes grises, à fines intercalations silteuses, entrecoupées rarement de bancs centimétriques de sables/grès fins (1 à 3 cm). Les lithofaciès dominants sont Fm, Fm/s et plus sporadiquement Fs/m. L'aspect très homogène de ces niveaux, s'associe parfois un débit parallélépipédique (« blocky »), mais on distingue généralement dans la masse des marnes des laminations millimétriques planes et diffuses de silts très fins (Fm/s) (Figure 4-55B) ainsi des strates (quelques millimètres à quelques centimètres (3 cm)) de silts et/ou de sables très fins (Fs/m) (Figure 4-55A et C).



A - Marnes silteuses laminées à massives (Fm/s à Fm), entrelardées de petits niveaux lenticulaires sablo-silteux (flèche) (DP202, ~410m). B - Détail des marnes silteuses laminées de B1 (Fm/s), montrant un entrelât de lamines silteuses plus ou moins diffuses (claires) et de lamines marneuses (sombres). C - Litage ondulant (wavy-) à lenticulaire (DP202, ~321m). D - Détail des intercalations sableuses de B1 (Fs/m), montrant à la base de l'intercalation sableuse, une petite structure en "pot" (flèche) (possible bioturbation ou groove-cast?), remplie par un matériel grossier, et surmontée par des sables à laminations ondulantes faiblement pentées (micro-hcs). Noter que les niveaux sableux sous-jacents sont également caractérisés par une base irrégulière (érosive et à sole-marks) et des laminations ondovantes (micro-hcs). E - Exemple de l'association B1 à litage lenticulaire régulier bien développé (DP202, ~305.5m).

Les passées du lithofaciès Fs/m sont constituées par une alternance hétérolithique plus ou moins régulière de niveaux gréseux centimétriques (1 à 5 cm), et de niveaux de marnes silteuses centimétriques à décimétriques (Fm et Fm/s). Cette alternance associée à des configurations de litages variables, tantôt tabulaires/planaires, tantôt ondulants à lenticulaires (Figure 4-55A, C et E).

Les strates de grès/sables les plus épaisses et les plus continues ont une surface inférieure tranchée sur les pélites sous-jacentes, et leur base est souvent associée à des sole-marks. Les bancs présentent des structures variables, tantôt massives, tantôt à rides de courants à drapages argileux dans les lamines de progradation, tantôt à rides combinées (courant et oscillation, « combined flow ripples »). On note également la présence de bancs légèrement plus grossiers, granoclassés, caractérisés par une division inférieure massive, grossière et bioclastique, et à petits gutter-casts et/ou gros groove-casts, Figure 4-55D), et à division supérieure comprenant des laminations ondulantes à

angle faible, rappelant de très petites structures HCS (micro-HCS, Figure 4-55D), et/ou des laminations de rides d'oscillation pure (et/ou d'interférence ?).

Des bioturbations sont présentes parfois fréquentes et les marnes peuvent contenir de rares bivalves en position de vie ainsi que des débris coquilliers isolés.

• Interprétation

Ce faciès, qui ressemble pour beaucoup au faciès A1 des **CM**, excepté la présence de faunes et de bioturbations beaucoup plus communes, témoigne d'un dépôt dans des conditions de relative basse énergie dominées par un dépôt de particules en suspension (« suspension/fallout » conjointe de silts et d'argiles) ponctué par de rares épisodes détritiques plus grossiers, qui génèrent les petits intervalles occasionnels sablo-silteux.

L'abondance des silts (lamines diffuses et strates, Fm/s) dans ces faciès marneux, témoigne d'une incessante décharge détritique fine (très certainement par des panaches turbides dilués, cf. A1), et la rareté relative de réels processus de décantation pélitique pure.

La présence de structure à petites HCS, de laminations de rides d'écoulements combinés (oscillation sous fort courant suspensif), de rides d'oscillation symétriques à asymétriques et de petits gutter-casts, tool-, groove-casts et de petits flute-cast indiquent un dépôt lié à des écoulements relativement énergétiques, liés à des tempêtes (« storm-flows » pour niveaux granoclassés et à microhcs) et/ou liés des écoulements turbulents relativement riches en sédiments (courant de turbidité dilués pour niveaux massifs et/ou à rides de courant).

Les niveaux massifs et/ou à rides simples à drapages argileux sont liés à des écoulements de turbidité dilués de faible densité et fluctuants. Les niveaux granoclassés à micro-HCS s'interprètent comme le résultat de courants oscillatoires. Les niveaux à rides d'écoulements combinés (« combined flow ripples ») sont considérées comme étant générées par des courants oscillatoires, et leur développement dépend largement de la force/intensité (« strength ») de l'écoulement (Yokokawa et al., 1995).

Ainsi, ces intercalations sableuses, à caractères mixtes (turbidites et tempestites, représentant des écoulements monodirectionnel et oscillatoires), s'interprètent comme des turbidites influencées par les processus d'oscillation (vagues) appelées « wave-modified turbidites » (Myrow, 1999), et se déposent dans un domaine en aval d'un appareil détritique (delta), à des profondeurs voisines ou sous la limite d'action des vagues de tempêtes, dans un environnement d'offshore/pro-delta.

Cette association de faciès témoigne, à l'instar de l'association A1 des **CM**, de l'alternance d'un « bruit de fond » fait de panaches turbides dilués quasiment continus (B1, Figure 4-55A et B), avec des écoulements sableux très distaux générés/influencés par des tempêtes et des processus oscillatoires (Figure 4-55D). De tels dépôts pourraient grandement correspondre à des environnements d'offshore/pro-delta très distaux, au sens large, au dessous mais relativement proche de la limite d'action des vagues de tempête (Aigner, 1985; Brenchley et al., 1986, Brenchley et al., 1993). De tels environnements semblent subir des influences très variables, de par l'influence relative des tempêtes (Pemberton et al., 2001) sur le « bruit de fond » (décharges turbides diluées et incessantes) délivré dans cette zone par l'appareil deltaïque (Figure 4-59).

B - B2 : Alternances constituées de sables à HCS et de marnes silteuses Description

L'association B2 est constituée d'une alternance plus ou moins régulière de niveaux sablogréseux en couches décimétriques à métriques (10 à 100 cm) et de niveaux de marnes silteuses, plus ou moins hétérolithiques, en bancs décimétriques à plurimétriques (grandement semblables à B1) (Figure 4-54 et Figure 4-56), parfois intensément bioturbées et comprenant sporadiquement des bivalves en position de vie (Figure 4-56B). Cette association apparaît à Laufen (entre 14 m et 20 m, Figure 4-32) surmontant les faciès B1 et sous les faciès B3, à Biel-Benken (au sommet de la coupe), à Hagenbach-1 et -2, à Leymen 1, et dans les carottes du sondage DP202.

Les bancs sablo-gréseux, apparaissent comme massifs (Sm, rarement), mais la plupart du temps ils sont structurés et montrent communément, outre un granoclassement normal (associé une base parfois bioclastique) (Figure 4-56C), des laminations ondulantes de type HCS (Shcs, le plus souvent de faible amplitude verticale (5 à 10 cm), et de longueur d'onde métrique, montrant une forte

aggradation verticale) (Figure 4-56A), ainsi que des rides d'oscillation (Srw) (Figure 4-56C) et/ou des rides d'écoulements combinés (« combined flow ripples », (Src)).



Figure 4-56 : Détail des faciès de l'association B2 (Offshore-shoreface transition/Front de delta inférieur distal) : A - Banc gréseux à laminations ondulantes, pouvant représenter des laminations HCS de faible amplitude en accrétion verticale. B - Détail des marnes sableuses bioclastiques et micacées au débit "blocky" qui constituent l'encaissant des bancs de grès, et bivalves in situ. L'aspect massif et le débit "blocky" des sédiments pourraient être dus à une intense bioturbation et/ou le résultat des déformations syn-sédimentaires. C - Détail de l'association B2 sur carottes (DP202, 321m), montrant un niveau gréseux intercalé au sein d'une succession hétérolithique (type FA1-2), le banc comprend une division basale grossière et bioclastique, une division médiane à lamination HCS (ondulantes) et une division sommitale correspond à des rides d'oscillation se terminant par des lamines drappantes (accrétion verticale, flèche sur photo de droite). Ce banc s'interprête comme une tempestite assez classique. Noter la récurrence d'évènements détritiques similaires (réduits en taille) dans la succession hétérolithique au sommet de l'échantillon. D - Intervalle déformé sur carottes, avec niveau gréseux à litages convolutes (Sh-gr rémanants?), marnes massives sus-jacentes, partiellement homogénéisées et banc gréseux nodulaire (flèche noire), le tout surmonté par des hétérolithes "drappantes" (non et/ou peu défromées, B1). DP202, ~392 m.

La base des bancs est nette est parfois clairement érosive, avec des figures de base de bancs (groove-casts, bounce-, brusch-, crescent-marks), multidirectionnelles. Les bases de bancs sont parfois associées à de petites érosions très localisées (quelques cm de large) en forme de gouttières pluricentimétrque à décimétriques (gutter-cast).

Les bancs, décimétriques à métriques, développant une structuration complète montrent une base érosive associée à des sole-marks, une division basale bioclastique grossière, à intraclastes marneux, et granoclassée (sur 1 à 20 cm), surmontée par une division de sables fins à laminations ondulantes type-HCS (sur 5 à 30 cm) de faible amplitude, surmontée par une division de sables fins à rides d'écoulements combinés (remodelées au sommet en rides d'oscillation à crêtes droites et/ou rides d'interférence, 3 à 20 cm). Le banc est surmonté à son sommet immédiatement par des marnes silteuses finement laminés (doublets silts/marnes, du type de ceux décrits dans B1) (Figure 4-56C).

Les niveaux sableux de cette association sont parfois fortement affectés par des déformations syn-sédimentaires (structures de charges), conduisant à un aspect « ball-and-pillow » (Figure 4-54, 4-56D).

Le motif d'empilement de ces alternances montre parfois des tendances nettes, à la strato- et grano-croissance (coarsening- et thickenning-up) (Figures 4-32, 4-54 et 4-53) et/ou à la strato- et grano-décroissance (Figures 4-50, 4-51 et 4-53).

• Interprétation

Ces alternances hétérolithiques comprenant des bancs sableux à structures HCS intercalés dans des marnes silteuses, enregistrent à priori l'alternance d'évènements énergétiques indubitablement liés à des tempêtes et d'une sédimentation moins énergétique (conditions de beau temps), comprenant le « bruit de fond » d'une sédimentation constituée de bouffées turbides dilués et de décantation associée à des tempêtes (B1).

Les bancs granoclassés et structurés (Figure 4-56C) témoignent d'un dépôt par des écoulements mixtes, et évoluant dans un même continuum. La division inférieure (grossière et granoclassée) et à sole-marks, représente un dépôt par un écoulement violent, relativement dense (Myrow et al, 2002). Le contenu bioclastique parfois élevé de cette division rend compte d'un remaniement préalable des zones riches en faunes, et d'une grande partie de l'appareil deltaïque. La transition verticale vers des litages à HCS, puis vers des rides d'écoulements combinés, indique le passage vers des écoulements combinés, à la fois et/ou alternativement unidirectionnels et oscillatoires (Myrow, 1992, et Myrow et al., 2002).

Les niveaux à rides d'écoulements combinés et/ou d'oscillation pure surmontant certains niveaux à HCS reflètent quant à eux, le possible remaniement temporaire par les vagues des dépôts à mesure que la tempête s'affaiblit (« waning storm-flow ») (Dott & Bourgeois, 1982, Myrow, 1992).

Les gutter-casts observés, sont formés par divers processus d'érosions comme des écoulements unidirectionnels, oscillatoires, des vortex, et des écoulements combinés (Myrow, 1992). L'association de gutter-cast à des niveaux de « tempestites » suggère que les écoulements de tempêtes sont impliqués dans leur production (Aigner, 1985).

La présence de nombreuses figures d'accrétion verticale prépondérante pour les HCS de cette association de faciès pourraient suggérer des croissance aggradantes (« accretionary growth ») (Dott & Bourgeois, 1982, Cheel & Leckie, 1993), sous des écoulements riches en particules, et à charge relativement soutenue.

Ces faciès s'apparentent pour beaucoup aux descriptions de Myrow et al (2002) et s'interprèteraient ainsi comme des « wave-modified turbidites », variante des tempestites classiques.

L'importance dans certains cas (Retzwiller, Laufen intervalle ~15 m/20 m, Figures 4-31 et 4-32) des structures de déformations syn-sédimentaires (conduisant aux structures ball-and-pillow) indiquent des processus de sédimentation rapides, évènementiels, induisant une surcharge sur les sédiments sous-jacents et une déformation cohésive (Alfaro et al., 2002). Ces déformations dans le cas où elles n'affectent que quelques niveaux (peu pénétratives vers le bas) pourraient également résulter de l'impact mécanique des trains d'onde générés par les vagues de tempêtes sur des fonds meubles plus ou moins cohésifs (Molina et al, 1998).

Le dépôt peut ainsi être considéré comme se faisant dans des profondeurs d'eau au dessus de la limite d'action des vagues de tempêtes, dans un environnement de transition entre le domaine d'offshore/prodelta (B1) et le shoreface/front de delta (B3) (Figure 4-59).

Le passage vertical depuis l'association B1, à l'association B3, via les dépôts de B2 ((Figure 4-53 et 54), et les tendances associées des motifs d'empilement (des successions) fréquemment strato-/grano-croissants, semble postuler pour un lien génétique proximal/distal entre ces associations. Ainsi, les dépôts B2 représentent des dépôts de transition entre l'offshore franc et/ou pro-delta distal de l'association B1, et le « lower delta front/shoreface » de l'association B3. De tels dépôts de transition se caractérisent communément par des alternances plus ou moins régulières de sables et de marnes (Batthacharya & Willis, 2001, Pemberton et al., 2001). Les faciès représentés ici sont donc de facture assez classique et attendue, et relatifs au domaine situé à la transition entre le domaine d'offshore/prodelta et le domaine de shoreface/delta-front inférieur.

C - B3 : Sables/grès homolithiques à HCS

• Description

Une dernière association B3 se distingue. Essentiellement sablo-gréseuse, elle correspond à des unités métriques à plurimétriques de niveaux gréseux relativement homolithiques (Figures 4-32, 4-54, 57 et 58) séparés par des passées marneuses infra-métriques semblables à l'association B1 (Figure 4-55). Cette association apparaît dans les coupes de Laufen (entre 20 m et 24 m) intercalée entre B2 et

C1, à Hagenbach-a et -b sous l'association B2/B1, à Leymen-2, dans les carottes du sondage DP202 (formant là plusieurs unités plurimétriques à décamétriques, répétées dans la succession). A Laufen, le contact basal érosif net et sub-planaire (à ~21 m, Figure 4-32, 4-54), et traçable sur toutes les faces d'affleurements, ressemblant à une « surface d'érosion régressive marine, RSME » définissant un « sharp-based shoreface » (Plint, 1988).



Figure 4-57 : Carrière de Laufen (entre 21 et 23m), Association de faciès B3 : A - Niveaux sablo-gréseux à HCS amalgamés surmontant un niveau à rides d'oscillations. Noter le contact inférieur net et subhorizontal du banc (flèche noire) associée à un gutter-cast rempli de sables à HCS (flèche blanche), et l'aspect en dôme de la partie supérieure du banc (ligne pointillée). La base de certaines dépressions en base de banc contient des mud-clasts (flèche grise). B - Laminations HCS dans des sables fins de shoreface supérieur intrecalés avec des laminations de rides d'oscillations. Noter les structures "scour-and-fill" à la base (ligne pointillée) et la nature convexe du sommet du banc (flèche). Les lamines sombres montrent un enrichisement en micas et en débris végétaux (essentiellement des feuilles). C - Banc à laminations HCS, montrant des intraclastes à la base, noter le cractère fining-up du banc et le passage graduel vers le haut à des sables marneux. D - Figures de base de banc, multi-directionnelles et empreinte d'intraclastes à la base du banc en C. E - Détail des stratifications HCS dans des sables fins, surmontant un niveaux à rides de courant combinées à houle, à crêtes droites et symétriques.

Les niveaux sableux sont constitués de sables/grès massifs à rares intraclastes, de sables/grès à structures HCS (Shcs) (Figure 4-57 et 58), de sables à forte proportion organique et à laminations planes gradées (Sh-gr, « rythmites gradées ») (Figure 4-58), et de sables à rides de houle (Srw) et/ou à rides de courants combinées (« combined flow ripples », Src) (Figure 4-57E). La base de certains

niveaux montre des enrichissements notables en particules grossières (intraclastes et débris coquilliers) associées à des soles marks multidirectionnelles (Figure 4-57C et D). Les niveaux sableux individuels sont amalgamés pour former des unités massives et épaisses à bonne continuité latérale et présentant des épaisseurs pouvant atteindre les 10 mètres (Figure 4-53).

A Laufen (Figure 4-57B; intervalle 20/25 mètres) certains bancs montrent des dépressions à formes concave vers le haut, de 10 à 50 cm de profondeur remplies par des laminations sub-parallèles à légèrement divergentes, le sommet de ces faisceaux de lamines sont eux mêmes tronqués par des dépressions, l'ensemble ressemblant grandement aux descriptions de « Swaley-cross-stratifications » ou SCS, (Leckie & Walker, 1982, Hettinger et al., 1994).



Figure 4-58 : Association B3, sur carottes du sondage DP202 : A et B - Niveaux gréseux homolithiques, sables massifs et sables à litages ondulants s'intersectant avec des angles très faibles (interprétés comme des HCS en bancs amalgamés) (DP202, ~378m). C - DP 202, ~309m, alternances de sables massifs et de sables à litages ondulants (HCS?) et de sables à laminations planes enrichis en débris organiques sombres. Noter la répétition des termes sans discontinuités majeures. Noter également l'aspect convolute des laminations de certaines parties du banc (flèche). ces défromations pourrait résulter soit d'un dépot rapide (charge) soit de l'impact des vagues sur le fond. D - Détail de laminations HCS sur carotte, DP202, ~314,5m. E - Sables à HCS fortement bioturbés (flèches) (possible Ophiomorpha sp.?), DP202, ~303m).

Au sein des unités sableuses amalgamées, on note par place la répétition verticale de lithofaciès différents, alternances sans discontinuité majeure entre les différents termes. Ainsi on peu noter par exemple la répétition suivante : un niveau massif à la base (Sm), un niveau à lamines gradées (Sh-gr), un niveau massif (Sm), un niveau à HCS (Shcs), et enfin un niveau à lamines gradées (Sh-gr) avant de passer à de fins cordons de pélites silteuses.

Des bioturbations (Figure 4-58E) affectent parfois abondamment les dépôts du type *Ophiomorpha, Paleophycus, Thalassinoïdes, Skolithos*, mais son rares dans la plupart des cas et se rapportent à l'ichnofaciès générique *Skolithos* (Seilacher, 1969).

• Interprétation

Les niveaux massifs (Sm(i)), à rares intraclastes et à déformations syn-sédimentaires (structures de charge) représentent des dépôts rapides de sédiments, possiblement liés à des crues des appareils distributeurs et/ou aux premières phases très énergétiques de tempêtes. Les cicatrices d'érosions associées (loupes, « swales », et autres gutter-casts) relativement profondes indiquent des écoulements érosifs. Les larges load-casts suggèrent des influx rapides de sables (Alfaro et al., 2002) et/ou des déformations induite par l'impact des vagues sur les fonds non consolidés relativement cohésifs (Molina et al, 1998).

Les niveaux à « rythmites gradées » représentent des dépôts sous l'influence d'écoulements unidirectionnels suspensifs de relative haute énergie, s'affaiblissant dans le temps. La tendance dans ces lithofaciès à une succession grano-décroissante, et l'augmentation relative de la taille des laminations enrichies en débris organiques soulignent la perte d'énergie des vecteurs de transport et la progressive décélération des courants possiblement dues à la fin de crues et/ou de tempêtes couplées à ces crues (Dott & Bourgeois, 1982).

Les stratifications entrecroisées à HCS sont produites par l'activité épisodique de vagues de tempêtes et des « surges » générées par les vagues (« wave-generated ») (Bourgeois, 1980, Brenchley, 1985, Dott & Bourgeois, 1982, Walker & Plint, 1992, Cheel & Leckie, 1993), et représentent en général un dépôt de particules sous des écoulements de haute énergie, essentiellement oscillatoires dans les parties inférieures d'un environnement de shoreface vagues- et/ou tempêtes-dominé (Walker & Plint, 1992).

Les niveaux à laminations de rides d'oscillations et/ou de « combined flow ripples » pourraient correspondre au retour à la normale des conditions énergétiques dans un environnement au dessus de la limite d'action des vagues de beau temps, et/ou entre la limite d'action des vagues de beau temps et des vagues de tempêtes. Les rides de vagues montrent dans certains cas, des lamines internes organisées en chevron, qui témoignent d'une composante oscillatoire stricte. La présence de drapages argileux associés aux rides de vagues indique que l'environnement de dépôt pourrait être influencé occasionnellement par les marées (Seidler & Steel, 2001).

Les bancs à HCS fortement amalgamés, et/ou aux possibles structures SCS, sont typiquement associées à des évènements de tempêtes et pourraient représenter une variante (amalgamée) des litages à HCS dont la présence est communément associée à des environnements de shoreface dominés par l'action des tempêtes (Dott & Bourgeois, 1982, Brenchley et al., 1986, Walker & Plint, 1992). Ces niveaux amalgamés épais, se forment à la suite d'événements répétés, l'érosion générée par les vagues reprend les niveaux marneux entre les niveaux sableux à l'exception localement de quelques lits marneux résiduels qui peuvent subsister (Brenchley et al., 1993).

De plus les variantes faciologiques au sein de ces bancs épais, (i.e. l'alternance et la répétition au sein d'un même banc, de structures massives, laminées gradées, et à laminations HCS) pourraient s'expliquer par le caractère combinés des écoulements associant écoulements turbulents unidirectionnels et des écoulements oscillatoires. Ce caractère combiné pourrait être simplement lié à la superposition/coïncidence d'épisodes de crues des systèmes distributeurs (délivrant des écoulements denses hyperpycnaux au bassin) avec des épisodes de tempêtes, et/ou à la simple énergie des houles de beau temps dans des domaines peu profonds. Les divisions massives se formeraient alors à de très forts taux de dépôts (« fallout ») depuis la suspension empêchant les laminations de se former (terme massif). A des taux plus bas de dépôts (« fallout ») depuis la suspension, se formeraient les niveaux laminés et gradées (Sh-gr), associés à une décélération des écoulements et une perte graduelle de charge (Dott & Bourgeois, 1982). Mais, tant que la concentration de sédiments en suspension au sein des écoulements est trop grande pour que la turbulence induite par les vagues puisse maintenir en suspension l'ensemble des particules en mouvement, les laminations HCS ne se forment pas (Saitoh et al., 2005). A mesure que la concentration de sédiments en suspension diminue et ou varie au cours d'un épisode de crue, et que la turbulence induite par les vagues va pouvoir maintenir les particules en suspension, les laminations HCS se forment. Si à partir de là, et s'est un fait avéré avec les écoulements hyperpycnaux (Mulder et al, 2003, Saitoh et al, 2005), la concentration croît de nouveau suivant la décharge de crue à l'embouchure (fluctuante dans un même continuum au cours d'un épisode de crue), la turbulence induite par les vagues ne suffira pas à maintenir en suspension les particules et de nouveaux termes massifs et/ou gradés se développeront, jusqu'à la perte de charge finale et le retour aux conditions d'étiage.

L'ensemble de ces observations et interprétations sur l'association B3, tendrait à proposer pour son dépôt un environnement énergétiques indubitablement marin (bioturbations, rares bioclastes), relativement peu profond soumis à l'influence des vagues (Srw) et des tempêtes (Shcs), et relativement proche de la limite d'action des vagues de beau temps, voire au dessus. La présence de l'ichnofaciès *Skolithos* (Seilacher, 1969), indiquant des environnements marins, relativement peu profonds, associé à des substrats très mobiles (Frey & Pemberton, 1984) renforce cette interprétation. Tous ces objets sont assez typiques des environnements de shoreface inférieur à moyen et les exemples sont relativement nombreux dans la littérature (Dott & Bourgeois, 1982, Brenchley et al., 1986, Walker & Plint, 1992, Brenchley et al., 1993). De plus l'environnement est très fortement influencé par des écoulements relativement denses soutenus dans le temps, mais fluctuants, vraisemblablement des courants hyperpycnaux générés par des crues (expliquant en sus les quantités importantes de végétaux). Ainsi, le caractère mixte de ces faciès impliquerait une situation environnementale, proche de l'embouchure d'un appareil deltaïque, dans le domaine du shoreface/delta front inférieur, voire encore celui des barres d'embouchures (Bhattacharya & Walker, 1991, Saitoh et al., 2005).

On peut noter enfin, dans les motifs d'empilement observés (tant en sondage qu'à l'affleurement) l'occurrence ponctuelle d'un contact basal érosif net et sub-planaire (Laufen (à ~21m, Figure 4-54) de B3 sur les alternances silto-marno-sableuses de l'association de faciès B2 et/ou B1. Ce type de contact (surface d'érosion), en association au désapprofondissement enregistré par les faciès, peut s'interpréter comme le résultat du ravinement par les vagues (wave-ravinement) du fond marin, formant « une surface d'érosion régressive marine, RSME » portant un « sharp-based shoreface » (Plint, 1988, Hart & Plint, 1995). Cette surface se créée en relation à un désapprofondissement abrupt et/ou plus ou moins progressif du système de dépôt (Plint, 1988), en lien à sa progradation.

On peut noter enfin qu'à Laufen (au dessus), Hagenbach, Biel-benken (au dessous), les faciès B3 des **Marnes à Cyrènes** sont intimement associés à des grès à litages obliques hétérolithiques et à critères sigmoïdes (C1), qui seront décrits et interprétés dans les faciès de la **MAM** ci-après. Ces grès/sables représentent des faciès de complexe distributeur fluvio-tidal, et sont partie prenante (pôle proximal) de l'alimentation du système de dépôts (delta-front/shoreface à pro-delta) des **MCyr**.
4.4.2.3 - Contenu paléontologique

Le contenu fossilifère des dépôts des **Marnes à Cyrènes** est de façon générale assez riche. Il se présente le plus souvent pour la macrofaune sous la forme de fragments coquilliers de petite taille et de fait difficilement identifiables dans la plupart des cas.

A - Macrofaune

• Débris végétaux

A l'instar des **Couches à Mélettes** la formation des **Marnes à Cyrènes** contient bons nombres de fragments végétaux (*Cinnamomum sp.*,), et tout spécialement des feuilles, néanmoins, si les espèces sont sensiblement les mêmes, on peut noter un degré de conservation moindre par rapport aux **CM**, rappelant la remobilisation des matériaux par les processus de houle et la détérioration induite sur les tissus végétaux.

• Vertébrés

Les restes de poissons sont assez rares, on ne note guère que des écailles isolées de *Clupéidés*, rencontrées à la base de la formation (Figure 4-53).

Mollusques

Les faunes de mollusques sont par places relativement riches et abondantes, présentant de nombreuses formes (l'éponyme *Polymesoda (Cyrena) convexa var. semistriata, Ostrea cyathula, Pecten sp., Mytilus sp., Lucina sp., Tellina, Sphenia papyracea, Callista (Chionella, Meretrix)splendita* entre autres. Des crustacés, *Balanus sp.,* sont signalés et retrouvés sur de grosses coquilles (*Ostrea sp.*) et/ou sous forme de fragments.

Ces faunes apparaissent le plus souvent remaniées dans des bancs de tempestites, et/ou plus rarement in-situ (pour les lamellibranches) dans des dépôts marno-silteux.

Quelques gastéropodes des genres *Cérithium* et *Potamides* sont abondants dans certains bancs au sommet de la formation (DP202, entre 315 et 300 m, Figure 4-53).

La coupe de Laufen a livré en outre (cote ~16 m) des petits oursins irréguliers du type *Schizaster*, représentés par des moules internes reproduisant parfaitement le test.

Dans les faciès B2 de la coupe de Laufen, au sein d'un gros banc sableux, un galet de calcaire jurassique de 6 cm de diamètre a été retrouvé perforé par des *Pholades*. Ce galet pourrait attester de la proximité et de la persistance de faciès type « **Meeressand** » dans la région Nord-jurassienne encore à l'époque du dépôt des **Marnes à Cyrènes**, et donc de l'existence de haut-fonds et/ou de zones émergées (archipels d'îlots).

B - Microfaunes

• Foraminifères

Les foraminifères sont abondants dans les **Marnes à Cyrènes**, mais bon nombre d'entre eux sont remaniés du Crétacé et de l'Eocène alpins (Pirkenseer & Bergen, 2006). Les autochtones (non remaniés) sont représentés par des formes planctoniques comme *Paragloborotalia opima opima*, *Subbotina utilisindex*, des représentants du groupe *Catapsydrax sp.*, et de très abondants mais petits exemplaires de *Globigerina praebulloides* (Pirkenseer & Bergen, 2006). Les travaux anciens (Gillet, 1951, 1953 et 1954) mentionnent la présence de foraminifères à biologie très euryhaline comme *Rotalia sp.*, *Quinqueloculina sp.*, indiquant des eaux à salinité variables (ces espèces supportant très bien ces variations).

La présence dans les **MCyr** du sondage DP202 de *Globigerina praebulloides* pourrait indiquer un age probable dans la Zone P21 (Figure 2-11), mais il est souvent accompagné d'otolithes de poissons et de charophytes (eau douce), représentant possiblement la zone à charophytes *Microcera*. Pourtant Picot (2002) datait les faciès de type **Marnes à Cyrènes** de Laufen des zones au sommet de NP22 et dans la zone MP22. Ceci implique d'une part une récurrence de faciès type **MCyr** dans le fossé et ses environs (et donc bien un problème de faciès dont la reconstitution sédimentologique doit s'affranchir) et un assez grand diachronisme de cette formation (si on peut encore parler de formation) soit un intervalle de temps compris entre 30Ma et 28,5Ma (persistance de ces faciès pendant quasiment tout l'épisode marin de la fin du Rupélien).

• Ostracodes

Les ostracodes sont abondants dans cette formation. Leur étude (Pirkenseer, et al, 2005) apporte de précieux renseignements sur les conditions de milieux. Les faunes sont assez diversifiées,

avec pour principaux représentants : *Cytheridea sandbergeri*, *Cytheromorpha zinndorfi*, *Hemicyprideis helvetica*. On note au sommet des **MCyr** dans le sondage DP202 (Pirkenseer et al, 2005), une abondance massive de *Hemicyprideis*, associées au développement de tubercules sur les carapaces des ostracodes, ce qui semble indiquer une signature d'eau saumâtre pour la fin de l'épisode de sédimentation des **MCyr**. D'autre part, la présence en abondance dans toute la base de la formation (intervalle entre 430 m et 400m du sondage DP202, Figure 4-53, cf. Pirkenseer & Berger, 2006), de *Pterygocythereis* indiquerait des profondeurs de dépôts sous la limite d'action des vagues de tempêtes.

Dans le sondage DP202, le sommet de la Série Grise (Marnes à Cyrènes), et la transition vers les dépôts continentaux des Couches d'eau douce (MAC), sont bien marqués dans les assemblages de microfaunes (Pirkenseer & Bergen, 2006). Les dépôts contiennent des faunes riches en ostracodes (bonne diversité) et en foraminifères. Les assemblages d'ostracodes indiquent une transition depuis des environnements marins francs (Couches à Mélettes, Base Marnes à Cyrènes) vers des environnements saumâtres (sommet des Marnes à Cyrènes), puis des assemblages d'ostracodes strictement continentaux (au passage vers la MAC) (Pirkenseer & Bergen, 2006).

Toutefois, Picot (2002) décrit des assemblages d'ostracodes pour la coupe de Laufen, montrant la même tendance. Les assemblages montrent à la base (intervalle ~0 à 15 m, Figure 4-32, association de faciès A1/B1, hétérolithes de pro-delta), des espèces marines franches, avec un milieu à salinité normale (assemblage 4 de Picot, 2002) et des bathymétries estimées (par présence d'espèces dont l'écologie est assez bien contrainte en terme de profondeur, comme *Pterygocythereis et Cytheretta posticalis,* Picot, 2002) aux environs de et/ou supérieures à 30 mètres. Ces assemblages évoluent entre ~15m et ~20m (Figure 4-32, association de faciès B2 (hétérolithes de transition front de delta/pro-delta à HCS), vers des assemblages d'espèces à cachet de delta sous-marin aux eaux polyhalines (Picot (2002). Plus haut (Figure 4-32), l'association de faciès B3 puis C1, sables de front de delta inf à sup., montrent des influences plus saumâtres, voire continentales, qui se font sentir jusqu'au sommet de la coupe (assemblages d'ostracodes 1 à 3, de Picot (2002)) représentant un milieu de dépôt estuarien externe (assemblage 3, Picot, 2002) à plus interne (assemblage 1 et 2, Picot, 2002) et/ou de delta sub-aérien à sub-aquatique.

C - Ichnofaune

L'ichnofaune est relativement abondante mais relativement peu diversifiée.

Dans les niveaux sableux, Elle est majoritairement représentée par des terriers verticaux (type *Skolithos*), des terriers plus ou moins branchus à sections arrondies à elliptiques, soulignées par un fin liséré décoloré de particules fines agglutinées et s'apparentant à *Ophiomorpha*, et des terriers en U du type *Arenicolites*.

Dans les niveaux argileux les bioturbations parfois abondantes sont de type « traces de nutrition de vers » et/ou « structure de fuite ». Ces dernières coïncident parfois avec la présence de bivalves in-situ (Figure 4-56B). L'intensité de la bioturbation, sans qu'elle puisse être forcément caractérisée, conduit parfois à une homogénéisation des dépôts et leur confère un aspect massif.

D - Conclusions sur la faune

Dans un premier temps, l'ensemble des données paléontologiques fournit donc des âges assez variables pour la formation et les faciès des **Marnes à Cyrènes** (intervalle P20/P21 ; MP24/MP25 ; NP24 ; Chara Microcera, cf. Figure 2-8). Malgré ce diachronisme apparent, les conclusions environnementales/paléo-écologiques (traitées ici de façon très sommaire) rapportées sont toutes assez cohérentes et impliquent systématiquement une variance de l'environnement (beaucoup plus riche en faune que les **CM** d'une part) depuis des conditions marines franches (à la transition avec les **CM**) vers des conditions de salinité plus variables (eaux saumâtres et/ou à salinité plus variable que dans les **CM**).

4.4.2.4 - Environnements de dépôt relatifs aux Marnes à Cyrènes

Les dépôts des **Marnes à Cyrènes**, présentent des caractéristiques faciologiques typiques de signatures d'environnements sous-aquatiques ayant des affinités communes pour les systèmes de « vrai shoreface » (houle/tempête dominé) sur plate-forme silicoclastique (Walker & Plint, 1992, Brenchley et al., 1993), et pour les systèmes de front de delta dominés par les crues (Myrrow, 2002,

Bhattacharya & Walker, 1991, Saitoh et al., 2005). Ainsi l'environnement de dépôts des **MCyr** semble plus proximal et surtout moins profond que celui des **CM** puisque subissant l'impact des courants de surface (houle), jusque là totalement inopérants (absence d'influence dans les **CM**, déposées largement sous la limite d'action des vagues). Les données paléontologiques confirment largement ce désapprofondissement progressif (faunes de plus en plus littorales) ainsi que le passage de milieu marins francs à des environnements de plus en plus saumâtres inféodés à des influx d'eau douce importants.

La présence de motifs d'empilement, et/ou de successions verticales à tendance strato- et grano-croissante dans la succession (Laufen et DP202, Figures 4-32 et 4-33), tend à souligner le désapprofondissement du système (passage B1 (pro-delta à B3 shoreface/delta-front) et/ou l'augmentation graduelle et conjointe de la décharge sédimentaire. Ce type de succession est le plus souvent rattaché à la progradation d'un système deltaïque. La présence de larges quantités de débris organiques (feuilles, débris ligneux) dérivant du domaine littoral

Ces quelques faits pourraient indiquer que ces faciès sont le résultat du dépôt par la progradation d'un système deltaïque dominé par les processus fluviatiles (Wright, 1977, Bhattacharya & Walker, 1991). Pourtant, ces dépôts, bien que différents, possèdent également des similitudes avec les dépôts des shoreface de systèmes dominés par les tempêtes (Mac-Eachern & Pemberton, 1992, Bhattacharya & Walker, 1991), comme l'indique l'occurrence d'unités massives de sables homolithiques « propres », débarrassés des particules fines par le tri exercé par l'action des vagues. Ces unités sont caractérisées par l'abondance d'HCS (+/-SCS ?), structures indicatives de courants oscillatoires dominants. Il est important de remarquer l'association étroite de ces « bancs de tempêtes » avec les niveaux massifs (Sm) et à « rythmites gradées » (S-gr), qui représentent des dépôts par des courants de turbidité plus ou moins denses et en décélération (développant des lithofaciès approchant les Termes Ta et Tb de Bouma) et liés possiblement à des crues conjointes à des tempêtes (Dott & Bourgeois, 1988, Myrrow, 2002, Mutti et al, 2003, Saitoh et al., 2005). La richesse et l'état de conservation des particules organiques dérivant du domaine continental (végétaux supérieurs, données géochimie organique), attestent de l'influences des crues dans le système de dépôts. Ces matériaux au même titre que les sables sont délivrés plus ou moins directement dans le bassin par de vastes épisodes de crues (directement et/ou possibilité de remaniement par l'érosion générées par les tempêtes), et montrent clairement la continentalisation progressive des faciès.

Mutti et al.(2003) rendent compte de faciès sédimentaires similaires dans les successions marines des bassins d'avant-pays, et proposent que nombre de ces bancs représentent des écoulements hyperpycnaux générés par des crues des systèmes distributeurs (fleuves) associés/simultanés à des phases de tempêtes. D'après Mutti et al (2003), ces dépôts appartiennent à une partie assez distale d'un système de front de delta, plutôt qu'à un système de plate-forme dominée par les tempêtes (« storm-dominated shelf »).

Le stacking pattern vertical à long terme (Figure 4-53), en plusieurs cycles strato-croissants indique des progradations périodiques superposées du front de delta. Les intervalles silto-marneux plus ou moins bioturbés correspondent à la sédimentation pro-deltaïque en l'absence de crues notables, et/ou à la faveur de la migration latérale de l'embouchure fluviatile (avulsion). Ces intervalles correspondent à des dépôts dominés par la décantation de particules en suspension alternant avec de petits niveaux sablo-silteux à structure de courants (rides et/ou laminations ondulantes) déposés par des courants de turbidité dilués incessants pendant les périodes d'étiage du système. Les intervalles strato-croissants à bancs sableux à tempêtes (B2) passant à des sables amalgamés à HCS et bancs d'hyperpycnites (B3), indiquent les périodes franches de progradation en lien à la migration de l'embouchure (ligne de côte) vers le bassin (progradation à la faveur de la chute progressive du NMR). Le passage abrupt des faciès B2 à B3, via une surface d'érosion (RSME, Figue 4-54) formant des structures rappelant des « sharp-based shoreface » (Plint, 1988; Hart & Plint, 1995, Bhattacharya & Walker, 1991) souligne des accélérations ponctuelles et possiblement localisées de la progradation associée à une érosion par les vagues des fonds.



4.5 - Le groupe de la Molasse Alsacienne

4.5.1 - La Molasse Alsacienne Marine

4.5.1.1 - Définition : Molasse Alsacienne Marine et Marnes à Cyrènes une question de faciès ?

La Molasse Alsacienne Marine est un ensemble stratigraphique défini dans ce travail, sur une base faciologique, d'âge variable (Cf. Chap. 2, Synthèse stratigraphique pour synonymie et âge) correspondant à un intervalle de temps allant de ~MP22 à MP26 (Clément & Berger, 1999, Picot, 2002, Becker, 2003), représentant des faciès de transition entre les dépôts marins francs des Marnes à Cyrènes et des Couches à Mélettes et les faciès fluviatiles de la Molasse Alsacienne Continentale, formations qui présentent toutes plus ou moins des ages contemporains.



Figure 4-60 : Localisation des affleurements étudiés appartenant à la Formation de la Molasse Alsacienne Marine et limite d'extension de ces faciès.

On ne rencontre ces faciès que dans l'extrême sud-rhénan (Sundgau et horst de Mulhouse), au sud d'une ligne approximative Dannemarie/Bâle (Figure 4-60), sur l'ensemble de la région jurassienne et jusqu'aux environs de Delémont plus au sud.

Ces faciès (discutés un peu plus loin), caractérisés par des faunes marines à saumâtres, représentent à priori une sédimentation dans une zone tampon entre les faciès de « front de delta sousmarins » présents dans les **Marnes à Cyrènes** et les « faciès fluviatiles francs » de la **MAC** (discutés ci-après, § 4.5.2). Ces dépôts ont pu être reconnus dans plusieurs affleurements, où ils surmontent les faciès des **Marnes à Cyrènes** (Laufen Figure 4-32, Leymen3 Figure 4-52c), voire les faciès des **CM** (Retzwiller, Figure 4-31), et peuvent être également surmontés par des faciès ayant de fortes affinités avec les **Marnes à Cyrènes**, à dominante marneuse (Biel-Benken, Figure 4-51).

4.5.1.2 - Les Affleurements

Delémont (Suisse) : les affleurements de la Birse Figure 4-61a et b

A quelques kilomètres au Sud-Est de Delémont, le cours de la Birse entaille les dépôts de la **Molasse Alsacienne** au sens large, dans la zone au nord du village de Courrendin (Figures 4-60 et 4-61). Dans les méandres que fait la Birse, plusieurs petits affleurements ont pu être observés et deux coupes ont pu être levées (Delémont-1 et -2, Figure 4-61). Ces coupes, qui apparaissent sou forme de petits fronts de tailles de 4 à 5 mètres de haut, sur une cinquantaine de mètres tout au plus, montrent essentiellement des niveaux sablo-gréseux micacés à litages obliques variés, intercalés avec de rares niveaux marneux.

Certains affleurements de la Birse ont été étudiés par Clément & Berger (1999), et de fait datés par le biais des faunes de micromammifères aux zones mammaliennes MP23 à MP26.

DornachBrugg (Suisse) : la Birse Figure 4-62a et b

Situé dans l'extrémité Sud-est du Fossé Rhénan (Figure 4-60), dans la ville de Dornach, à quelques kilomètres au sud de Bâle, cet affleurement s'étend le long de la rivière la Birse. Il présente deux fronts de taille naturels de 30 m de large sur 5 à 8 mètres de hauteur, constitués essentiellement de grès et de sables, incisés par la rivière, et appartenant, d'après la notice de la Carte Géologique d'Arlesheim (Bitterli-Brunner et al., 1988), à la formation de la **Molasse Alsacienne**. En effet, Bitterli-Brunner et al. (1988), mentionnent cet affleurement et le rattachent à la **Molasse Alsacienne supérieure**, strictement continentale, en en faisant une localité type. Engesser & Mödden (1997) signalent des restes de vertébrés continentaux à Dornachbrugg, et datent cet affleurement du niveau mammalien MP 22. Récemment Picot (2002) y signale, des faunes à affinités marines et saumâtres (foraminifères, ostracodes marins et saumâtres, et nannoplancton). Il relève également la présence d'ostracodes capables de s'affranchir des variations de salinité. Il conclut à un environnement côtier soumis à des influences marines et saumâtres, sans doute estuarien. L'analyse comparée des foraminifères, du nannoplancton et des associations polliniques, rattache cet affleurement à la zone nannoplanctonique NP 22.

Deux coupes, séparées d'une centaine de mètres, ont pu être levées dans les sables/grès de Dornachbrugg (Coupes Dornachbrugg-1 et-2, Figure 4-62). En somme, les dépôts montrent une superposition de niveaux sablo-gréseux et micacés, montrant le plus souvent des litages obliques, de formes et de taille variées, rarement entrecoupés de niveaux argileux. Malgré la proximité des deux coupes, il apparaît comme impossible de corréler directement ces deux affleurements.

Folgensbourg (France) : Figure 4-63

Cet affleurement se situe à 1 km au Sud du village de Folgensbourg, sur la colline du Liebensberg, le long de la route D16 qui conduit vers le sud à Hagenthal le bas, au débouché de la forêt. Il est représenté par une petite section de 3 à 4 mètres d'épaisseur, montrant des grès et des sables jaunes à ocre, micacés, présentant des litages obliques rangés dans l'association C1 de la MAM.

• *Retzwiller/Wolfersdorf (France)* : Figure 4-31

La partie supérieure de la coupe à partir de la cote 22 m et jusqu'au sommet de l'affleurement. Les dépôts sont représentés par des faciès à dominante argileuse, à passées sableuses à coquilles (très bioclastiques) se rangeant dans l'association C2b (ci-après) et surmontés par un chenal sableux de 2 à 3 mètres d'épaisseur contenant à la base des bioclastes (correspondant à l'association C1, ci-après).

• *Laufen (Suisse)* : Figure 4-32

La partie supérieure de la coupe de Laufen à partir de la cote 22 m (Figure 4-32), et jusqu'au sommet de la coupe, présentant un complexe de sables jaunes micacés à stratifications obliques, reposant sur une surface à base érosive et localement chenalisée, et présentant des litages obliques sigmoïdaux (association C1, ci-après).

• *Hagenbach-2 (France)*

La base de la coupe 2 (Figure 4-50b), sur les 2 premiers mètres, représente des faciès en tout points équivalents avec ceux de l'association C1, décrites ci-après.

• Biel-Benken (Suisse) : Figure 4-51

La partie basale de l'affleurement de Biel-Benken (3 à 4 premiers mètres), correspond à des faciès communs aux **MCyr** et à la **MAM** (association C1, ci-après).

• Leymen III (France) : Figure 4-52c

La petite coupe au sommet de la colline présente comme à Biel-Benken et à Laufen, des faciès communs aux **MCyr** et à la **MAM** (association C1, ci-après).

Code Lithofaciès	s	Description	Interprétation
Fmsb		Marnes grises silteuses massives, en bancs de plusieurs mètres, à rares passées silteuses et/ou de sables très fins, cm à mm, et/ou coquillières, bioturbations, récifs d'Ostrea, Glycimeris sp., Balanes	Dépôts par décantation de particules fines interrompue par des courants faibles (silts), dans des eaux calmes (baie peu profonde), bioconstructions et bioturbations. Présence Glycimeris in-situ (bathymétrie maximum de ~10 mètres)
S/Fmb		Sables micacés fins à très fins, marneux, en bancs de 5 à 20 cm, très riches en bioclastes, aspect massif, intense bioturbation, faunes in situ	Dépôt sableux massif alternant avec décantation, milieux calme, favorable à bioturbation intense, qui conduit à homogénéisation
Fms-I	A A A A A A A A A A A A A A A A A A A	rnes silteuses laminées, interstratifiées avec lamination de sables très fins (2/3mm, à m), parfois à laminations de rides (cm, litage wavy-lenticulaire), apparence cylique et truique des occurences sableuses. Rides bidirectionnelles. turbations déforment les lamines, (aspect convolute). sence de niveaux à plaques de dessication oxydées in-situ, partiellement remaniées smachbrugg-1). cines en positions de vie au sommet des unités (en contact avec chenaux -jacents, Delémont-1)	Sédimentation dominée par faible courants tidaux intermittents et bidirectionnels (alternant décantation de pélites et transport suspension/traction (silt/sables, et rares rides). Milieu à relative basse énergie par rapport à Sr-fl. Occurence rhytmique des niveaux sablo/silteux reflétent cycle morte-eaux/vives-eaux. Exondation temporaire (plaques de déssication oxydées) et/ou plus ou moins pérenne (traces de racines).
Sr-fl		Sables fins, micacés, et marneux, en bancs de 10 cm à amalgame de plus 2m, à laminations obliques de rides, rides de courants, rides asymétriques, remodelées symétriques, bidirectionnlelles, bioturbations intenses par place, drapages argileux systématiques sur lamines de progradation des rides et entre trains de rides (parfois cordons s'anastomosent), aspect de litage flaser net.	Dépôts de trains de rides droites ou linguoides (lower flow régime), alternant avec décantation (étales de marées pour drapages et cordons argileux), influence des vagues
Sxp-s		Sables moyens à grossiers, en bancs tabulaires de 30cm à 1,5m, à litages obliques sigmoïdes (laminations planes de topsets passent à laminations de foresets tangentielles à base du banc), à géométrie de "bundle" bien developpée. Mud-drape en pied d'oblique et rides de courants en sens opposés sur foresets. Courants bidirectionnels/opposés.	Accrétion latérale et verticale de barres (mégarides et dunes) sableuses 2D/3D, sandwaves tidales formant des bundles (variations cycliques de l'épaisseur des faisceaux (bundles), et reflétent cycles tidaux mortes-eaux/vives-eaux), dépôts par alternance de traction (barres 2D et rides) et suspension (mud-drapes), Courants bidirectionnels, d'intensité variable, le plus souvent un courant dominant et un subordonné.
Sxt-I		Sables/grès moyens, gris, en bancs métriques à plurimétriques, constitués de stratifications obliques à angle faible (2 à 10°) en auges plates (low angle trough x-startification), dans un chenal. Galets mous de marnes et coquilles, à la base du chenal, et débris végétaux (feuilles et charbons). Courants bidirectionnels. Occurence de petites déformations syn-sédimentaires, rappellant des petits slumps dirigés vers l'intérieur du chenal.	Sédimentation de grandes barres 3D plates ("washed-out dunes") dans un chenal, dominée par courants fluviatiles et/ou tidaux (jusant dominant, flot subordonné) dans un environnement "estuarien". Déformations dans sédiments meubles tyxotropiques en bordure du chenal.
Sh		Sables fins à moyens, bancs de 5 cm à 40 cm, à laminations planes et horizontales, continues parfois mal exprimés	Dépôt de lits plans aggradants, plane bed flow (lower or upper flow regime)
Sxp(i)		Sables jaunes, moyens à grossiers, à stratifications obliques planaires (15/40°) en bancs à contacts tabulaires de 20 à 1,5 m d'épaisseur. Les bases des foresets deviennent parfois tangentielles à la base du banc, et sont enrichies en débris végétaux et en galets mous Surfaces de réactivation marquées par changement de l'angle des foresets dans un même banc. Courants bien réglés dirigés vers le bassin.	Migration et aggradation verticale de barres sableuses 2D, dans chenal, linguoides transverses ou sandwaves (2D/3D), principalment sous courants fluviatiles (crues)
Sxt(i)		Sables moyens à grossier, micacés, en bancs dm à métriques, à litages/laminations obliques en auges, contact inférieur érosif, apparaît en auges isolées (rare) ou amalgamées, litages inclinés de 15 à 30°, galets mous en base d'auge et le long des foresets, débris d'ostrea, bi-directionalité. Base irrégulière et chenalisante.	Aggradation verticale de mégarides sableuses 3D, régime de courant inférieur (lower flow regime); en remplissage de chenal. bi-directionalité reflète influence tidale

Tableau MAM-1 : présentant les lithofaciès reconnus au sein de la formation de la Molasse Alsacienne Marine, et utilisés pour construire les associations de faciès (C)



DELEMONT 1 (nord): Coupes de la Birse



Figure 4-61a : Localisation et log sédimentologique de l'affleurement de Delémont 1 (nord), levé dans le lit de la Birse, descriptions et interprétations des faciès présents, et proposition des environnements de dépot déduits.

Complexe distributeur et d'embouchure à influences mixtes (fluvio-tidales)

5



DELEMONT 2 (sud) : coupes de la Birse

Epaisseur	Bass	
(en mètres)	Descrption des lithofaciès	Interprétations et Environnement de Dépôt
5 -	Marnes silteuses à fines intercalations sableuses centimétriques irrégulières.	Replat de marée subtidal ? et/ou Baie peu profonde abritée C2
4	Sables jaunes à beiges, moyens, à stratifications obliques planaires à tangentielles, en bancs tabulaires. Obliques à caractères sigmoides, avec conservation du brink-point, et pieds des obliques tangentiels à base du base du banc et plus ou moins coaslescents. Surfaces de réactivation avec changement de l'angle des lamines de progradation. Aspect de bundle. Courant dirigés vers le Sud (courant de flot).	Barres tidales C1 Dépots dominés par progradation et aggradation verticale de petites structures (petites dunes et mégarides) 2D à 3D, influencées par courants de marées Les variations
3	Sables à stratifications obliques en auge (St). Courants dirigés vers le Nord (courant de jusant)	cycliques de l'épaisseur des faisceaux reflètent cycles tidaux mortes-eaux/vives-eaux, enrégistrés au sein d'un complexe de barres tidales, sur tidal shoal subtidal dans
2	stratifications obliques planaires à tangentielles, en bancs tabulaires. Obliques à caractères sigmoides, avec conservation du brink-point, et pieds des obliques tangentiels et plus ou moins coaslescents. Variation cyclique de l'épaisseur des lamines et présence de rides de courants subordonnées conférant aspect de bundle. Courant dirigés vers le Sud (courant de flot).	delta de flot?
	Sables jaunes, moyens, à stratifications obliques planaires à tangentielles de grande échelle (jusqu'à 1m), en bancs tabulaires. Courants dirigés vers le Sud (courant de flot). Surfaces de réactivation nombreuses avec changement de l'angle des lamines de progradation, associées à rides de courant subordonnées, de sens opposés au courant subordonnées, de sens opposés au courant principal (courant de jusant). Variation cyclique de l'épaisseur des lamines latéralement conférant aspect de "bundle".	"Progradational Tidal bundle" C1 Accrétion latérale et aggradation verticale de barres 2D/3D, influencées par les courants de marées, courant de flot dominant (jusant subordoné (rides sur forestes). Les variations cycliques de l'épaisseur des faisceaux reflètent cycles tidaux mortes-eaux/vives-eaux, enrégistrés au sein d'un complexe de barres tidales, sur un replat subtidal (tidal shoal) dans delta de flot?
Granulométrie A Si Gf Gm Gg		,

Figure 4-61b : Localisation et log sédimentologique de l'affleurement de Delémont 2 (sud), levé dans le lit de la Birse, descriptions et interprétations des faciès présents, et proposition des environnements de dépot déduits.

DORNACHBRUGG-1 (Sud)





Figure 4-62a : Localisation et log sédimentologique de l'affleurement de Dornachbrugg 1 (sud), levé dans le lit de la Birse, descriptions et interprétations des faciès présents, et proposition des environnements de dépot déduits.



Figure 4-62b: Localisation et log sédimentologique de l'affleurement de Dornachbrugg-2 (nord), levé dans le lit de la Birse, descriptions et interprétations des faciès présents, et proposition des environnements de dépot déduits.

Gf Gm Gg Gtg

A Si

C1 - Complexe distributeur et d'embouchure à influences mixtes (fluvio-tidales)



Figure 4-63 Localisation et log sédimentologique détaillé de l'affleurement de Folgensbourg, interprétations et environnement de dépôt proposé.

4.5.1.3 - Sédimentologie : les faciès et associations de faciès de la MAM

Les lithofaciès individuels reconnus dans la formation des **Molasse Alsacienne Marine** (MAM), sont brièvement résumés dans le Tableau MAM-I (ci-avant), ils seront utilisés pour construire les associations de faciès décrites ci-dessous. 2 associations principales de lithofaciès se distinguent (D1 et D2), présentées schématiquement sur la Figure 4-71), en regard des structures sédimentaires au sein des successions. Avec pour codes principaux : S pour sables, F pour marnes/argiles (fines=mudstone), avec des qualificatifs divers b pour bioclastique, fl pour litage flaser...etc.





Figure 4-64 : A et B : Disposition et association des faciès C1 avec différentes associations de faciès appartenant soit (A) à la MAM où C1 repose sur C2 soit aux Marnes à Cyrènes (B) où C1 surmonte des dépots de front de delta sous-marins à HCS amalgamés (B3). A- Géométrie, et lithofaciès constitutifs des dépôts de l'association C1, coupe de Dornachbrugg-1 (Figure 4-62a) : les fronts de taille présentent l'agencement relatif des dépôts de chenaux fluvio-tidaux (C1) par rapport aux dépôts de replat de marées (C2) qu'ils incisent. (les couches sont remises à l'horizontale (rotation 5° vers le S)). B- Carrière de Laufen (Figure 4-32), Disposition des faciès sableux à litages obliques de l'association C1, surmontant des sables homolithiques à HCS et rides d'oscillation (B3), via une surface d'érosion à faible relief. L'assemblage C1, est constitué par des sables à litages obliques en auges (Sxt) et/ou planaires (Sxp), progradant vers le domaine marin ouvert (vers le nord), surmontés par des sables à litages obliques sigmoïdes (Sxps), légèrement hétérolithiques (drapages argileux au pied des foresets), progradant vers le domaine continental (vers le sud). (C - Détail des sables à litages obliques en encart en haut à droite).

A - C1 : Sables grès à litages obliques Description

Cette association de lithofaciès (C1), est représentée de façon générale par des grès/sables à litages obliques parfois hétérolithiques, remplissant des structures érosives/chenalisantes peu profondes (Figure 4-54 et 4-64), et développant des unités assez épaisses atteignant aisément la dizaine de mètres. Cette association se retrouve dans tous les logs étudiés au sein de la MAM. Les unités sableuses surmontent soit les dépôts de l'association B3 de delta-front/shoreface, des Marnes à Cyrènes (Laufen), soit surmontent des dépôts argilo-sableux de l'association de plaine tidale C2 (Delémont, Dornachbrugg). Ces unités sont se voient surmontées à Hagenbach, Biel-Benken par des faciès B3/B2 de front de delta (MCyr) et dans les affleurements de Delémont elle est surmontée par des faciès C2.



Figure 4-65 : Détail de l'organisation et de la nature des lithofaciès sableux, en auges plates (Sxt-I), présents en remplissage de fond de chenal dans l'association C1 (Dornachbrugg-1) A - Sables et grès gris, légèrement argileux, à litages obliques peu pentés, en auges plates, déposés en remplissage de chenal (ligne pointilée) incisé dans des sables marneux à litage "flaser" (Sr-fl, C2a, cf. B). Noter la présence de galets intraformationnels à la base de la dépression. B - Détail du contact érosif du chenal en A, rempli de sables à litages obliques en auges plates. C - Déformation syn-sédimentaire à l'allure de petit slump (position en A) en direction du centre du chenal, déformation tyxotropique.

C1 est constituée exclusivement de sables moyens à grossiers, à litages obliques de différentes tailles et de différentes natures. Cette association est constituée de niveaux de sables/grès moyens à grossiers, micacés, de couleur jaune/ocre, caractérisés par des stratifications obliques de taille souvent métrique. Les litages obliques constitutifs sont de plusieurs types (Sxt-l, Sxt(i), Sxp(i), et Sxp-s) (cf. Tableau MAM-I), associés à de rares bancs massifs (Sm), à lamination planes (Sh), et à de rares niveaux à rides de courant (Sr).

Le lithofaciès (Sxt-l) est constitué de sables/grès argileux gris chenalisés à stratifications obliques en auges plates (Figures 4-64A et 4-65). Ce faciès apparaît dans les coupes Delémont-1 et Dornachbrugg-1, dans de grandes structures à bases érosives, peu profondes (1 à 2 m de profondeur), incisant et reposant sur des marnes sableuses et des sables argileux de couleur gris sombre (C2a, Figures 4-64A et 4-65A). La base des dépressions est marquée par un enrichissement en galets d'argile de tailles variées (1 à 20 cm) provenant des dépôts marneux sous-jacents. De nombreux débris végétaux sont également fréquents (tiges et feuilles) ainsi que de rares débris de bivalves (*Ostrea sp.*). A Delémont, un exemplaire dépassant le mètre et quasi-complet de *Sabalites sp.* a été exhumé à la base de la dépression (Figure 4-61a), probablement remanié depuis les dépôts sous-jacents (C2a), caractérisés par des réseaux racinaires en place (Figure 4-69).

Ce faciès est constitué de la superposition et l'intrication de grands litages « obliques » peu inclinés (5 à 10° tout au plus) (Figure 4-65A) et de grandes auges plates, séparant des paquets de lamines parallèles, d'une quarantaine à une soixantaine de cm. Des structures sédimentaires de plus petites tailles, construites dans les mêmes sables, (trough cross-laminations) mais de puissance moindre et de continuité latérale faible s'intercalent parfois conférant un aspect de bidirectionnalité aux litages obliques du chenal. Des déformations syn-sédimentaires, à l'aspect convoluté (petits slumps Figure 4-65A et C) apparaissent sur le bord de certaines auges, et montrent des glissements dirigés vers l'intérieur et le centre du chenal, rappelant des déformations liées à la thixotropie des sédiments.

Les paléocourants mesurés dans ce faciès sont très hétérogènes et montrent des directions variables tantôt vers le Nord tantôt vers le Sud (Figure 4-61a, 4-62a).

La majorité des unités C1, sont constituées de grands faisceaux épais (jusqu'à 2 mètres, 0,6 à 1,5m en moyenne) de lithofaciès Sxp(i) (Figures 4-66). La continuité latérale de ces corps sédimentaires peut largement dépasser la taille des affleurements. La surface inférieure des bancs est en général plane et quasi horizontale en section parallèle à la progradation des foresets, mais vue de face cette surface est très légèrement concave (10 cm de profondeur pour 5 à 6 mètres de largeur. La surface supérieure apparaît soit comme quasi-plane, soit présente des dépressions peu profondes remplies par des dépôts de lithofaciès Sxt(i) et/ou Sxp-s.

Une des caractéristiques de ce faciès, est de montrer des laminations obliques tangentielles à la base du banc, ainsi que de nombreuses surfaces de réactivation qui sont visibles, et soulignées par des forts changements angulaires dans l'inclinaison des laminations obliques (Figure 4-66). Les laminations de foresets montrent de remarquable variations d'épaisseur, ainsi qu'au sein d'un même faisceau des variations angulaires dans le plongement des lamines. Ces laminations, sont planes et à angle fort en sommet de banc, et deviennent curvilignes et tangentielles à la surface d'érosion sous-jacente, vers la base du banc (Figure 4-66B), pouvant donner naissance à des laminations horizontales (Sh) sur quelques centimètres d'épaisseur (5 à 10 cm). Les bancs présentent parfois à la base des foresets (en position de toesets), de nombreux galets mous intraformationnels, à la forme de chips, et de nombreux débris de végétaux (Figure 4-66B et C). Les particules d'origine végétale, sont parfois si densément concentrées, qu'elles forment un véritable horizon noir ressemblant à du charbon (et/ou plutôt du marre de café, « coffee-ground drape ») drapant les laminations des foresets.

Des niveaux discontinus lenticulaires formés de litages obliques en auge de petite taille riches en intraclastes (Sxt(i)) à courants dirigés vers le bassin (vers le nord), s'associent à Sxp(i) dans des unités épaisses et chenalisantes, où seule la base (creux de dépression), est remplie de Sxt(i).

Les paléocourants mesurés dans ce faciès sont très homogènes et montrent toujours une direction de progradation orientée globalement vers le nord, soit vers le domaine marin ouvert, et vers le bassin (Figure 4-66).



Figure 4-66 : Affleurement de Dornachbrugg-2, cours de la Birse : Organisation des lithofaciès au sein d'un complexe distributeur et d'embouchure fluvio-tidale (association C1) constitué par des chenaux et des barres. Représentation des paléo-courants mesurés. A - Le front de taille montre l'imbrication des différents lithofaciès et les liens étroits entre les faciès Sxp(i) et St(i) générés par des écoulements fluviatiles (dirigés vers le bassin (nord), constituant l'ossature, principale du corps gréseux visible ici, et la superposition/juxtaposition à ces objets des lithofaciès Sxp-s, montrant des critères sigmoïdes, géométrie de bundle et courants bidirectionnels, attestant l'influence des marées, et l'apparent remaniement qu'ils exercent sur les objets déposés précedemment (Sxp(i)). Noter que la coupe présente à priori deux "incréments" superposés, signifiant des épisodes de remaniement, de remplissage de chenal et de développement consécutif de barres tidales, ces deux incréments sont séparés par une surface d'érosion dans le coeur est rempli par des faciès Sxt(i). B - Détails des niveaux sableux à litages obliques plans à pieds tangentiels, en bancs tabulaires, enrichis en débris végétaux (horizons sombres), et séparés par des grès plus ou moins indurés du lithofaciès Sxt(i) (entre lignes pointillées), érodant le banc sous-jacent et en remplissage de réativation des structures marquées par changement angulaire des lamines de progradation. C - Détail des foresets et des toesets du faciès Sxp(i), montrant un fort enrichissement en débris de végétaux supérieurs (tiges et feuilles) et de rares galets mous.

Enfin, des faisceaux (de 15 à 150 cm) de litages obliques plans, à critères sigmoïdes (Sxp-s), en bancs tabulaires, s'intercalent entre des niveaux à obliques plans tangentielles. La base des bancs, qui peuvent s'amalgamer en unités plurimétriques (5 m), est en générale plate et nette, leur surface supérieure peut montrer de larges ondulations (longueur d'onde 1m et profondeur 30 cm).Ces niveaux à obliques sigmoïdales, présentent également un aspect particulier de l'agencement latéral des lamines obliques. L'épaisseur des lamines obliques montrent latéralement des variations périodiques et rythmiques, alternant des faisceau de lamines à épaisseur croissante puis des faisceaux de lamines à épaisseur décroissante, ceci s'accompagnant en général d'une variation de l'inclinaison des lamination de foresets et de surfaces de réactivation. Ce type de construction confère un aspect de « muscle » ou « bundle » aux bancs (Figure 4-67B). S'associent à cet aspect de « muscle », en pied d'obliques, de fines intercalations millimétriques à centimétrique de marnes silteuses remontant sur une vingtaine de centimètre le long des foresets (Figure 4-67D). A la base de certains bancs de ce faciès des rides de courant, remontant le long des lamines de foresets ont été observées, intercalées dans entre 2 fins niveaux argileux (double mud-drape) (Figure 4-67D).

A Hagenbach, Les courants mesurés dans ces niveaux indiquent une direction de progradation généralisée vers le sud/sud-ouest de ces structures. Les rides en pied de barre, liées aux courants subordonnés, montrent quant à elles des courants dirigés vers le nord (Figure 4-67C).

A Dornach et Delémont, Les paléocourants mesurés dans ces niveaux, sont, contrairement au faciès Sxp(i), nettement bimodaux, montrant des directions de progradation vers le sud et également vers le nord (Figures 4-61 et 4-66).



Figure 4-67 : Détail des faciès C1, montrant des litages obligues plus ou moins hétérolithiques et à géométrie de bundle, tous rapportés à des phénomènes tidaux. A - Vue générale N/S de l'affleurement de Delémont-2 (Figure 4-61b), montrant des niveaux sableux à litages obliques en bancs tabulaires surmontés par des marnes sableuses grises puis par des galets quaternaires. Noter à la base de l'affleurement un banc épais à litages obliques progradant vers le sud, montrant des surfaces de discontinuité marquées par de fins drapages argileux et associées à rides surbordonnées le long des foresets (flèches blanches), ainsi que des surfaces de réactivation (flèches noires). B - Bancs gréseux à à litages obliques en bundle, à litages obliques tangentiels à la base du banc, montrant des variations rythmiques de l'épaisseur et de l'angle de progradation des lamines, ainsi que des surfaces de réactivations. Ces variations pourraient représenter les cycles de battement de marée (vives-eaux/mortes-eaux), (Dornachbrugg-2). C et D - Coupe de Hagenbach 2, montrant des litages obliques hétérolithiques (drapages argileux en pied de mégarides, flèches noires) à rides subordonnées en pied de foresets (flèches blanches) (C1), progradant vers le domaine continental (vers le sud), et surmontés, via une surface de ravinement (SRT, ligne pointillée) marquée par un enrichissement en débris coquillers et en galets mous, et un assemblage de bancs sableux à HCS et/ou à rides de courant combinés de l'association B3/B2. Noter également que les rides subordonnées sur les foresets sont disposées entre deux drapages argileux ("double mud-drape"), impliquant une première étale de marée (étale de haute-mer) après la fin de la migration de la mégaride sous le courant principal (ici le flot, vers le continent), le développement des rides sous le courant subordonné (ici le jusant, vers le bassin), et le drapage par une seconde étale (étale de basse-mer), avant la reprise de la progradation de la mégaride.

Interprétation

Cette association de faciès reflètent (de part leur base chenalisée) le développement de larges chenaux incisés dans les dépôts de shoreface/front de delta (B3), et/ou dans des dépôts de plaine tidale argilo-sableuse (replats et baie), remplis par de barres/mégarides 2D/3D sableuses. Les structures sédimentaires de relative grande amplitude, témoignent d'une accrétion et d'une migration sous des courants assez puissants mais de directions variables et parfois opposées. En effet, les nombreux indices de bidirectionnalité dans les directions des paléocourants, la reconnaissance de faisceaux d'obliques sigmoïdes de type « bundle », la présence dans ce dernier de rares drapages argileux en pieds d'obliques (représentant des dépôts par décantation pendant les périodes d'étales), et la migration de rides subordonnées en direction opposées au directions de progradation des barres (influence du courant subordonné au courant dominant créant la barre), impliquent une influence certaine des phénomènes de marée dans le dépôt de cette association de faciès (Visser, 1980; Terwindt, 1981, Homewood & Allen, 1981, Boersma & Terwindt, 1981, Dalrymphe, 1984, Allen & Homewood, 1984, Ashley, 1990).

Les litages obliques de grande taille en auges plates (Sxt-l) représentent la migration dans un fond de chenal de barres/dunes 3D de grande taille relativement plates (« washed-out dunes »), sous des courants dominants vers le nord (courants fluviatiles et/ou de jusant dirigés vers le bassin). Ces structures larges mais de faible amplitude, sont associées au développement d'objets de taille moindre, et à un remaniement faible, par des courants subordonnés de direction opposée (courant de flot subordonné). La présence de matériaux organiques (végétaux) en grande quantité témoigne d'une influence notable du domaine continental (émergé) via les réseaux fluviatiles.

Les grandes structures sableuses (barres 2D à 3D) du lithofaciès Sxp(i) montre une accrétion verticale et migration en direction du domaine marin, sous des courants unidirectionnels et dirigés systématiquement vers le nord (bassin), mais d'intensité variable (surface de réactivation). Ces objets rendent compte de la dominante possible de la composante fluviatile surimposée possiblement à la composante tidal (variations de l'intensité/vitesse des écoulements au cours du temps, liés au courants de jusant). Son association intime avec des structures d'érosion plus ou moins chenalisantes remplies de petites mégarides mégarides/dunes 3D graveleuses (Sxt(i) intraclastes, débris végétaux et coquilliers) témoignent également de courants d'intensité variable à directions parfois clairement opposées

Les unités épaisses de faisceaux de litages à géométrie de « bundle » impliquent la croissance de structures influencées par des courants tidaux possiblement réversibles et fluctuants. Ces structures « bundle » sont liées à la fluctuation périodique des courants de marée, au cours du temps (pendant un cycle, et en fonction des cycles de morte-eaux/vives-eaux, Visser, 1980, Homewood & Allen, 1981). Les « mud-drapes » bien que rares s'interprètent comme le résultat des périodes d'étale (« slack-water deposits », Dalrymphe, 1992). Les variations d'angle des lamines de progradation des mégarides, le long d'un même faisceau, indiquent que la migration de l'objet est influencée par des courants de vitesse variable (vitesse de courant accélérant graduellement puis décélérant graduellement, « waxing and waning flow speeds », en lien aux cycles lunaires (mortes-eaux/vives-eaux). Les paquets de lamines épaisses et à angle forts, pourraient correspondent aux marées de vives-eaux, tandis que les paquets de lamines fines et à angle plus faible, et souvent associés à des drapages argileux pourraient correspondent aux marées de mortes-eaux (Boersma & Terwindt, 1981, Reineck & Singh, 1980) (Figure 4-67D). La présence de rides en direction opposées sur la structure, entre deux drapages argileux, correspond au développement du courant subordonné.

L'absence systématique de niveaux argileux continus entre les bancs d'obliques, et l'absence virtuelle de bioturbation, pourraient rendre compte de la migration rapide et incessante de ces structures sédimentaires (Plink-Blörklund, 2005) et renseigner sur la relative haute énergie importante du milieu de dépôt pour C1. Ce sous-faciès témoigne donc d'un dépôt par accrétion verticale de mégarides soumises aux fluctuations incessantes des courants de marée au sein de champs de barres/mégarides tidales, dans un domaine de plaine côtière sous-aquatique subtidale (ne notant aucun indice franc d'émersion).

Le caractère mieux trié et plus propre des sables pourrait indiquer une source marine de sédiments introduit dans le système sédimentaire par les courants de flot depuis le large (faciès de front de delta), hypothèse appuyée par les unités épaisses à dominante de courant de flot (Delémont et Hagenbach).

Ces faciès correspondent à des faciès de chenaux fluviatiles distributeurs et de « barres tidales », situés dans le domaine externe et subtidal d'un appareil deltaïque (Batthacharya & Willis, 2001, Dalrymphe & Steel, 1997) en position d'embouchure. Cette zone est à l'interface entre le domaine fluviatile (faciès D de la **MAC**), le domaine de plaine tidale (replat de marée et baie, C2) et le domaine marin franc (shoreface/front de delta à offshore/pro-delta des **Marnes à Cyrènes**, B3 à B1). Cette association de faciès correspond en somme à une zone de transit localisée en domaine de front de delta supérieur, qui délivre les sédiments, depuis le domaine continental, à l'appareil deltaïque sous-aquatique (front de delta inférieur) (Figure 4-71B). Ce « complexe » se voit soumis aux influences mixtes des régimes de crues des fleuves et du régime local de marées (probablement micro-tidal), et d'action ménagée de la houle (Figure 4-71).

B - C2 : Hétérolithes

La seconde association de faciès présente au sein de la **MAM** est représentée par des lithofaciès essentiellement argileux et hétérolithiques à passées sableuses. Deux sous-associations de lithofaciès se distinguent C2a et C2b.

• C2a : Sables argileux à rides et marnes silteuses • Description

La première association C2a hétérolithique à fraction argileuse importante est constituée de sables argileux à rides (Sr-fl) et de marnes silteuses (Fms-l). Cette association est assez rare, elle n'apparaît en somme qu'à Dornachbrugg-1 (Figure 4-62a) et dans les coupes de Delémont-1 et -2 (Figure 4-61), sous des épaisseurs dépassant rarement le mètre (compte tenu des conditions d'affleurement). Cette association se voit dans les deux sites d'observation de Delémont-1 et Dornachbrugg-1, surmontée par des structures chenalisées remplies par l'association C1 (Figure 4-61a et 4-62a), et surmonte des faciès C2b (baie peu profonde, à Dornachbrugg-1, Figure 4-62a) et ou des faciès C1 (chenaux et barres, à Delémont-2, Figure 4-61b).

Le lithofaciès sableux (Sr-fl), correspond à des bancs décimétriques à métriques de sables/grès argileux fins à très fins voire de silts argileux, de couleur gris sombre, assez riches en MO (présence de feuilles et de fragments ligneux), et à l'aspect le plus souvent massif.-Dans ce lithofaciès, sont intercalées des lamines horizontales millimétriques discontinues d'argiles, pouvant s'anastomoser latéralement, conférant un aspect de litage « flaser » bien développé (Reineck & Wunderlich, 1968; Reineck & Singh, 1980). Les figures sédimentaires (i.e. rides et rares mégarides ~25 cm) présentent des laminations obliques de rides de 1 à 5 cm d'épaisseur (plus rarement d'une vingtaine de centimètre), hétérolithiques. Les laminations de progradation des rides sont quasi-systématiquement drapées de fins lits argileux (quelques millimètres à centimètre d'épaisseur).

Les rides permettant des mesures de courant, montrent parfois un caractère bidirectionnel, avec des directions de courants opposées dans deux niveaux successifs, ici globalement tantôt vers le nord tantôt vers le sud (Figure 4-62a, et Figure 4-68B et C). Ce trait est souligné par la présence de trains de rides de grandes tailles (5 à 10 cm) alternant avec des trains de rides de plus faible amplitude (1 à 2 cm) dont les lamines de foresets sont dirigés en sens opposé aux premières (Figure 4-68B). Les directions de progradation des rides ne sont pas directement opposables mais plus ou moins transverses. Dans de rares cas, des structures sédimentaires de taille plus importante (mégarides) apparaissent et dessinent des stratifications obliques en auges et/ou planes à structures de type bundles (à pieds hétérolithiques). Certaines rides présentent des crêtes sommitales symétriques et droites, indiquant un remodelage partiel par la houle.

Ce lithofaciès contient en abondance des bioturbations : type *Skolithos* ??), assez intenses et oblitérant par endroit complètement les figures sédimentaires.



Figure 4-68 : Association de lithofaciès C2a, replat de marée sablo-argileux, DornachbruggSud (cf. Fig.4-62a) ; A - Sables marneux gris à rides de courants et à litage "flaser" (Sr-fl), souligné par des cordons argileux plus moins anastomosés (laminations claires). Les rides montrent des drapages argileux. Noter la surface d'érosion susjacente, soit une base de chenal (C1). B - Détail du litage flaser (Sr-fl), montrant des drapages argileux (lamines claires) plans plus ou moins épais et discontinus, et dans les lamines de progradation des rides. Courants dirigés vers le Sud. C - Bancs sablo/gréseux à laminations obliques de rides de courants montrant des critères de bidirectionalité dans des parties adjacentes (flèche et pointillés) ainsi que des drapages silto/argileux dans les foresets et entre différents trains de rides successifs. Certains sommets de rides montrent des indices de remaniement par la houle (crêtes symétriques). Paléocourants bipolaires (N/S). D - Détail du lithoaciès Fms-l, montrant des marnes à lits de silts parfois discontinus, en succession d'aspect rythmique. Noter les déformations très localisées de certains niveaux (flèche) liées à des bioturbations?. Le litage semble s'organisé en couplets marnes/silt qui forment des cyles strato-croissants ou strato-décroissants. E - Détail du sommet du faciès C2a, lithofaciès Fms-l, montrant des marnes silteuses plus ou moins massives à fines intercalations de silts diffuses, quelques rides hétérolithiques (Flèche blanche) pouvant (Sıflot) et surtout, une couche à plaquettes marneuses oxydées (flèche blanche) pouvant représenter des fentes de dessication partiellement remaniées.

Le lithofaciès argileux (Fms-1) qui s'intercale avec le premier (sableux) ou constitue des unités métriques le surmontant, n'apparaît que dans l'extrémité nord de la coupe Dornachbrugg-1 (Figure 4-62a et 4-64) et dans les coupes de Delémont (Figure 61), sur des épaisseurs faibles (à peine un mètre visible). A Dornachbrugg-1, il repose sur les sables argileux du sous-faciès sableux (Sr-fl) et se voit fortement incisé, par un chenal sus-jacent de faible extension latérale, contenant des intraclastes marneux. A Delémont-1, il apparaît assez bien à la base de la coupe, sous un chenal (Cl), et dans la coupe Delémont-2, il surmonte des dépôts de l'association C1 (Figures 4-61b et 4-67A). Ce sous-

faciès est constitué principalement, de marnes de couleur gris sombre, laminées finement, d'échelle millimétrique. Des lamines millimétriques (rarement plus de 5mm), de silt, à l'aspect « floues », apparaissent également et se distinguent des marnes par une couleur plus claire (Figure 4-68D. Des indices de figures dynamiques, (petites rides de courant) apparaissent dans des marnes (Figure 4-68E) et/ou dans des silts (et/ou sables très fins). Les rides montrent des indices de bidirectionnalité. La principale caractéristique de ce faciès est l'apparition de doublets marnes/silts dont l'empilement montre un aspect rythmique, avec une décroissance ou une croissance relative de l'épaisseur des niveaux de silts/sables très fins par rapport aux niveaux marneux, et vice et versa. Le tout rappelant une certaine cyclicité des doublets.

Des déformations, de type « fluid escape-structure », vers le haut, apparaissent sporadiquement et perturbent les litages.

Un niveau discontinu constitué par des plaquettes de marnes oxydées plus ou moins jointives est visible à la partie sommitale du faciès à Dornachbrugg-1 (Figure 4-62a et 4-68E), et pourrait représenter des plaquettes de dessiccations en place et/ou partiellement remaniées.

Le sommet de l'unité de faciès C2a dans la coupe Delémont-1 (Figure 4-61a) est caractérisé par la présence abondante de racines *in situ* (Figure 4-69B) au contact du chenal sus-jacent. Ces traces racinaires verticales, en réseau dense, caractérisées par la présence de tiges charbonneuses, abondent (Figure 4-69B). On en retrouve de nombreux fragments dans les dépôts de chenaux sus-jacents et même des arbres entiers (un petit palmier du genre *Sabalites sp.* a été exhumé entier avec racines, tronc et limbes, à la surface de contact, Figure 4-69A).



Figure 4-69 : Faciès C2 à traces de racines : A - Chenal peu profond (C1, base en ligne pointillée) incisé dans le faciès C2, constitué de marnes silteuses à intercalations sableuses à litages obliques peu inclinés, et à pieds hétérolithiques (flèches) mal définis à courants dirigés vers le sud (flot) (Delémont-1). B - (position en A) Marnes grises massives riches en débris charbonneux verticaux (tiges et/ou racines en place, flèches), surmontées par la base du chenal (ligne pointillée) elle-même riche en galets mous et débris charbonneux.

o Interprétation

Les dépôts du sous-faciès sableux (Sr-fl) sont le produit de l'accrétion latérale et de l'aggradation verticale de rides de courants, sous l'impulsion de courants bidirectionnels d'intensité variable (courants de marée, flot et jusant, l'un se subordonnant à l'autre selon le lieu), alternant avec un drapage par des pélites (« mud-drapping ») lié à décantation de particules fines) pendant les périodes de moindre flux (i.e. pendant les étales de marée). Les passées plus riches en lits argileux (mud-drapes) plus ou moins anastomosés pourraient représenter des dépôts de plus faible dynamique accumulés pendant les phases de mortes-eaux, les niveaux dépourvus de drapages ceux de vives-eaux (Terwindt, 1980, Reineck & Wunderlich, 1968, Reineck & Singh, 1980). L'apparition de rides remaniées par la houle dans ce sous-faciès, pourrait permettre d'entrevoir là des indices d'influences modérées de la houle. L'absence dans ce sous faciès d'indices d'émersion francs, tendrait à proposer un milieu de dépôt de type tidal au sens large.

Les dépôts du sous-faciès argileux (Fms-l) est le produit de décantation de particules en suspension, dans un environnement « protégé », calme, alternant avec des épisodes de flux détritiques périodiques de particules silto/sableuses (low energy silty flow) et/ou de courts et intermittents transports tractifs (petites rides) sous des courants bidirectionnels (flot et jusant).Les variations cycliques de l'épaisseur des doublets sables/marnes dans ce sous-faciès pourrait représenter

l'enregistrement des cycles de mortes-eaux/vives-eaux sur un replat de marée boueux (« tidal mudflat »). La présence de possibles plaquettes de dessiccation (Dornachbrugg-1), partiellement remaniées, indique un environnement tidal très proche de l'émersion ou partiellement émergé. De plus, la présence de racines *in situ*, (Delémont-1) implique une colonisation pérenne par des végétaux peut être associées à un paysage de mangrove.

En conclusion, les deux lithofaciès qui se distinguent sont plus ou moins intimement mêlées et représentent des faciès très voisins dans un même environnement qui pourrait représenter un environnement de replat de marée inter à supratidal.



Figure 4-70 : Faciès C2b (baie peu profonde à huîtres) : A et B - Carrière de Retzwiller (sommet du front de taille) - A Marnes massives silteuses comprenant des biohermes à *Ostrea* (lentilles rouges) discontinus, formant des patchs. Noter l'apparition de faciès sableux chenalisés à gauche de la photo, au dessus de la surface (1), et la surface d'érosion du plio-quaternaire (graviers (Cailloutis du Sundgau) et loess/lehm) (2). Malheureusement le tout est grandement recouvert d'eboulis loessiques. B - Bioherme à *Ostrea callifera* montrant des individus de grande taille (burin=20cm), avec les deux valves en connexion anatomique. C- Aspect général des sables marneux bioclastiques massifs (S/Fmb) et faune classique (*Glycimeris obovatus* (1), *Nucula sp.*(2), et débris) (Retzwiller, 22m). D -Bivalves (possibles *Panopea sp.*) en position de vie avec trace verticale du siphon (flèche), Retzwiller, 22m. E - Partie basale d'un banc du lithociès S/Fmb, montrant des débris coquilliers (flèches blanches) et surtout de nombreuses traces de terriers dans les sables et dans les marnes sous jacentes (Fmsb) (Retzwiller, 21,8m). F - Traces de réseaux de terriers dans des marnes remplis par des sables (position en E).

C2b : Marnes silteuses bioclastiques O Description

Cette sous-association est de loin la plus rare dans les successions (uniquement observée à Retzwiller/Wolfersdorf (de ~22 m à ~40 m, Figure 4-31) et à la base de la coupe de Dornachbrugg-1 (Figure 4-62a). Cette association est présente à Retzwiller sur des dépôts de front de delta très distal (B2M/A2), et se voit surmontée par un chenal sableux (de l'association C1), et à Dornachbrugg-1 par des dépôts de replat de marée sableux (C2a).

Cette association de faciès est nettement dominée par la phase marneuse, comprenant d'épais niveaux de marnes silteuses massives et monotones, légèrement bioclastiques (Fmsb), entrecoupées de sporadiques niveaux de sables argileux gris à bioclastes (S/Fmb), le tout caractérisé par une intense bioturbation (*Arenicolites, Thalassinoïdes, Ophiomorpha, Paleophycus*) (Figure 4-70).

Le lithofaciès marneux (Fmsb), grandement majoritaire, apparaît dans les coupes de Retzwiller et de Dornachbrugg-1, et consiste en des marnes silteuses à l'aspect massif (Figure 4-70C et D), contenant des coquilles éparses (*Ostrea callifera, Ostrea cyathula, Glycimeris sp, des gastéropodes, Balanus sp......*). Ce lithofaciès peut former des successions épaisses et monotones de plus de 10 mètres (Retzwiller, Figures 4-31 et 4-70A). La principale caractéristique de ce faciès est de contenir des bivalves en position de vie (*Ostrea sp.,Glycimeris*, Figure 4-70D) et à valves en connexions anatomiques.

A Retzwiller (Figure 4-315 et 4-70A et B), les marnes montrent en sommet de coupe un affleurement exceptionnel de récifs d'huîtres sous la forme de patchs distants les uns des autres de quelques mètres. Ces huîtres (*Ostrea callifera*) cimentées les unes sur les autres, à valves en connexions anatomiques forment de véritable récifs (biohermes) d'une cinquantaine de centimètres de diamètre (15 à 20 gros individus). Latéralement aux récifs on remarque dans les marnes encaissantes la présence de *Glycimeris sp., Modiola sp.*. Les valves d'Ostrea montrent des épifaunes (*Balanus sp.*), et des Serpulidés (*Spirorbis ?*) sur et dans l'espace entre les valves.

Les marnes silteuses et bioclastiques sont entrecoupées de niveaux décimétriques de sables gris argileux et massifs (Figure 4-31), en bancs tabulaires, très riches en bioclastes, et à spécimens in situ. (Figures 4-70E à H).

Des bioturbations intenses, affectent ces niveaux perturbant grandement le litage primaire (Figures 4-70G et H). Les bioturbations correspondent de façon générale à des terriers verticaux et horizontaux (à sections rondes), en réseaux plus ou moins denses et ramifiés.

• Interprétation

Les dépôts de marnes silteuses (Fmsb) sont le résultat de la décantation des particules fines en suspension, dans un environnement calme, entrecoupée de maigre décharges détritiques silteuses. De rares écoulements sableux de faible énergie, attribuables à des courants de marées en zone subtidale, conduisent à l'accrétion à long terme des rares bancs de sables coquilliers à bioturbations et faunes insitu (S/Fmb). La formation de ces bancs implique un certain remaniement des matériaux depuis la plaine côtière tidale (replat de marée) et se déposant dans le fond d'une baie abritée peu profonde proche des replat de marée (C2a, auquel cet association est associée).

Des bioturbations et colonisations du substrat par organismes pendant périodes prolongés de calme (absence d'écoulements détritiques)

La dominance de dépôts fins/argileux, rarement entrecoupés d'épisodes détritiques, indique sans doute un dépôt dans des conditions de faible énergie générales. L'absence de toute structure relative à la houle souligne le caractère protégé de l'environnement de dépôt. L'association à une faune de mollusques relativement riche mais peu diversifiée et à affinité saumâtre (Gillet & Théobald, 1936, Sittler, 1965), et d'une ichnofaune peu diversifiée (Thalassinoïdes et Diplocraterion) suggèrent des conditions de salinité variable, et de stress environnemental conséquent.

La présence de biohermes d'*Ostrea* et la présence de *Glycimeris sp.* et autres *Panopea sp.* en position de vie dans ce faciès, suggèrent des profondeurs maximales voisines de la dizaine de mètres au maximum (Delhaye-Prat et al, 2005).

Ces dépôts sont également intimement associés, soit à des incisions par des chenaux sableux influencés par la marée (Retzwiller) et/ou un passage progressif vers des dépôts de l'association de

replat de marée (Dornachbrugg, Delémont) ce qui tendrait à proposer un environnement de baie abritée peu profonde associée à un système de type « estuarien » (Jackson et al, 2005), et/ou plus certainement dans notre cas, à une baie relativement protégée entre différents chenaux fluvio-tidaux distributeurs (Figure 4-71).

4.5.1.4 - Contenu Fossilifère : Macrofaune

Débris végétaux

Les restes de végétaux sont abondants au point que les affleurements de Dornachbrugg avaient été décrits sous l'appellation «**Blättersandstein von Dornach** » par Gutzwiller (1890). On y rencontre comme dans toute la **Série Grise sup.** et ces équivalents latéraux des feuilles de *Cinnamomum sp.*, et *Salix sp.*. Un exemplaire de *Sabalites sp.* a été exhumé à Delémont-1. Des racines en position de vie ont été rencontrées à Delémont-1, en position de vie, au sommet du faciès C2a (Figure 4-81B)

Mollusques

La faune de mollusques est assez abondante quoique peu diversifiée dans la plupart des affleurements (le plus souvent on ne trouve guère que *Ostrea cyathula, Glycimeris* et des Cyrènes...). Par contre la plupart sont en très bon état (exclusivement dans les faciès fins) et parfois en position de vie (Figure 4-70D).

Néanmoins, les seuls bancs sableux de la carrière de Retzwiller à la cote ~22 m et à la cote ~27 m, renferment une faune très riche et très diversifiée, déjà citée, comme appartenant typiquement aux « **Sables Marins de Wolfersdorf** », par Andreae (1884), Förster (1897), Baumberger (1927), Gillet et Théobald (1936) et Sittler (1965). La faune, dominée par les bivalves, est représentée par des valves désarticulées mais peu fragmentées, et par de rares exemplaires en position de vie (in-situ). On rencontre principalement les espèces de bivalves suivantes : *Glycimeris obovatus, Chlamys pictus, Laevicardium sp., Meretrix spendida, Nucula gracilis, Ostrea cyathula, Tellina sp., Modiola sp., les espèces de gastéropodes Natica sp., Pleurotoma regularis.* Des formes de *Panopea sp.* ont été retrouvées en position de vie avec leur siphon vertical.

A Retzwiller, le niveau à récifs d'*Ostrea* (à ~36 m, Figure 4-70A et B) contient outre *Ostrea* callifera (hermatypique), des exemplaires de *Glycimeris obovatus* (à valves en connexion anatomique, et très certainement en position de vie). De nombreux fragments épars sur la surface autour des patchs récifaux, de *Balanus stellaris*, également présents à la surface des huîtres se rencontrent. On note également l'abondance de terriers de *Serpulidés* dans l'espace laissé entre les valves au sein des bioconstructions.

Vertébrés

Des dents de poissons (requins et raies) ont été mises à jour dans les bancs à ~22m et 26m de Retzwiller. Les principales espèces sont les suivantes : *Odontapsis acutissima (Agassiz), Odontapsis cuspidata (Agassiz), Notidamus primigenius (Agassiz), Physogaleus latus (Storms)* pour les requins et *Myliobatis sp.*, pour les raies.

Des restes de Cyréniens (Halithérium schinzi (Kaup.)) ont été retrouvés également dans ce banc.

4.5.1.5 - Environnements de dépôt relatifs à la MAM

Un modèle de dépôt schématique pour les associations de faciès reconnues dans la **MAM**, est présenté dans la Figure 4-71. Ce schéma représente (Figure 4-71) une proposition simplifiée de reconstruction environnementale basée sur les associations de faciès reconnues (C1 et C2) et leur interprétations en terme de dynamique sédimentaire.

L'ensemble faciologique (associations C1 et C2a/C2b, Figure 4-71) représente un environnement de dépôt proximal correspondant à une zone de transit de sédiments (complexe distributeur et d'embouchure) au sein (au sommet) d'un appareil deltaïque (Figure 4-71B). Les environnements sont terrestres (chenaux fluvio-tidaux (C1), littoraux à végétations (mangroves) (C2 de Delémont-1)) à littoral plus ouvert (barres tidales (C1), replat de marée (C2a) et baie (C2b), au sein d'un vaste complexe d'embouchure, aux influences mixtes, fluvio-tidale, tidales et maritimes.



Figure 4-71 : A - Profil de dépôt schématique figurant les différentes associations de faciès constitutives de la formation de la **Molasse Alsacienne Marine (MAM)**, et leurs possibles liens spatiaux. L'ensemble représente un environnement de plaine côtière sub-tidale à supra-tidale, juxtaposé aux système de front de delta des **Marnes à Cyrènes** (B3 des **MCyr**), d'influences mixtes (crues, houle, marées). B - Modèle de dépôt schématique et représentations des faciès sédimentaires des différentes associations.

Au sein de ce complexe d'embouchure (Figure 4-71), les différents faciès évoquent tour à tour les chenaux fluviatiles dominés par les crues, des chenaux influencés par la marée, des champs de dunes subtidales, des replats de marées sub- à intertidaux bordés possiblement par des mangroves (supratidal), le tout dans un système à priori micro-tidal (voire méso-tidal). Tous ces environnements se retrouvent étroitement associés, et sont uniquement représentés dans les coupes les plus au sud du bassin (au sud d'une ligne Dannemarie/Bâle, Figure 4-60). Ils appartiennent à un zone de transit dans des zones peu profondes soumises aux influences diverses des crues, des marées et de la houle, dans un domaine de plaine côtière tidale correspondant au front de delta supérieur (partie sommitale et frontale du delta, sub-aérienne à sub-aquatique) et/ou à la partie inférieur de la plaine deltaïque (la partie supérieure de la plaine deltaïque étant représentée par des dépôts strictement continentaux de la plaine alluviale, environnement proposé pour la **MAC** (association de faciès D) et discutés ci-après en § 4.6).

Les faciès C1 de chenaux fluvio-tidaux témoigne d'un système sédimentaire singulier, difficilement assimilable à un estuaire ou même à un delta dominé strictement par la marée (ou alors pas identifiable vu les conditions d'affleurement). En effet, de tels objets sont des dépôts caractéristiques des parties externes (embouchures) ouvertes sur le domaine marin de la plupart des environnements dominés par la marée (méso et macrotidaux). Des dépôts équivalents ont été décrits des systèmes de front de delta influencés par la marée (Dalrymphe, 1992, Bhattacharya & Willis, 2001)

Dans le cas de delta influencés par la marée (mais dominés par la rivière et/ou la houle) ces objets se développent et aggradent conjointement au développement de chenaux distributeurs, dans des zones inter- à subtidales (Dalrymphe, 1992), là où les sédiments sont délivrés par les chenaux (courants fluviatiles/crues) et par un remaniement des zones maritimes peu profondes sous-aquatiques du delta (lower delta-front/shoreface) par les courants de marée et/ou de houle. Ces dépôts se situent donc dans les parties distributrices d'embouchure au sommet du delta (partie supérieure du delta-front, à la transition entre la plaine côtière et le domaine marin ouvert (shoreface/offshore), et ressemblent alors pour beaucoup à des « barres d'embouchures » (« mouth bars ») qui se développent classiquement dans les systèmes dominés par la rivière (« river dominated delta ») (Wrigth, 1977, Dalrymphe, 1992, Nemec et al, 1988).

Ce type de constructions de cortèges tidaux semble se former préférentiellement pendant des épisodes de transgression, créant par une inondation du sommet du delta, de grandes étendues immergées peu profondes où vont se développer ces chenaux et des baies (à l'écart des chenaux.

D'une façon communément reconnue, dans les environnements de delta-front dominés par les vagues et/ou les crues (Dalrymple, 1992, Bhattacharya & Willis, 2001, Tape et al., 2003), les surfaces de contact entre ces faciès fluvio-tidaux (type C1) et les faciès de front de delta (type B3) sont assez planes, et peu surcreusées (1 mètre à 2), comme observées à Laufen (Figure 4-54). Les corps sableux remplissent une topographie correspondant à un ravinement par les courants de marées et/ou par les houles dans les parties supérieures du shoreface.

Ces complexes tidaux sont généralement surmontés par de faciès de shoreface/delta front dans les parties externes de la plaine deltaïque et par des plus faciès « estuariens » dans les parties plus internes et protégées

Les variations de dominance d'un courant sur l'autre (flot vs jusant), d'un endroit à l'autre sont communes dans ces environnements en réponse à des modifications dans la géométrie des structures des chenaux et des barres, et à la géomorphologie de la ligne de côte à plus grande échelle (Dalrymple, 1992)

4.5.2 - La Molasse Alsacienne Continentale

Cette formation n'affleure que très rarement dans le sud du fossé rhénan. Elle n'est bien représentée que dans les synclinaux jurassiens et surtout dans le bassin de Delémont, mais les affleurements de qualité demeurent néanmoins très rares.



Figure 4-72 : Localisation des affleurements et des sondages étudiés appartenant à la Formation de la Molasse Alsacienne Continentale.

Des lambeaux sporadiques de cette formation exploitées jadis en carrières sont tout de même conservés en diverses parties du sud du fossé rhénan, à savoir : l'extrémité SE (région de Reinach), sur la partie SE du horst de Mulhouse (région de Leymen et Folgensbourg), sur la partie W du horst (Sundgau, région de Roppentzwiller), ainsi que dans la partie E du bassin de Dannemarie (région au NW d'Altkirch). Cette formation est également présente dans le Bassin Potassique sous l'épaisse couverture quaternaire de la plaine alsacienne où elle apparaît sous le patronyme de **Couches d'Eau**

Douce détritiques (ou encore **Couches de Niederroedern inférieures**) (cf. tableau stratigraphique Chap. 2 pour synonymie).

L'étude de cette formation est donc réalisée essentiellement grâce à l'analyse des carottes MDPA du forage DP202, seul sondage carotté recoupant la formation et encore aujourd'hui accessible, et qui comprend la partie basale de la formation (soit environ 100 mètres). L'analyse est complétée et comparée avec les affleurements étudiés de Moutier/Belprahon (Jura), et d'Heidwiller (Bassin de Dannemarie) (Figure 4-72).

4.5.2.1 - Affleurements et données de sondages

• *Heidwiller (France) :* Figure 4-73

Le long du canal du Rhône au Rhin, au pied de la colline qui le surplombe se trouve un affleurement de sables et de grès à litages obliques, appartenant à la formation de la **Molasse Alsacienne** (Figure 4-73). La coupe se situe dans une ancienne carrière où le front de taille offre une section de 5 à 7 mètres d'épaisseur sur une trentaine de mètres de longueur.

Les **dépôts** sont constitués exclusivement de sables micacés jaunes à beiges, peu ou pas indurés à litages obliques, et présentant sporadiquement des niveaux à « miches » dures, artefacts sans aucun lien avec les structures sédimentaires, et sans doute liées à la précipitation secondaire de ciment carbonaté. Ces miches son associées à des auréoles de coloration par des oxydes de fer. Les couches sont affectées d'un léger pendage (- de 10°) vers le nord

Des lavages sur échantillons ont été effectués sur certains niveaux, sans succès quant à la récolte de faunes. Seuls des débris de végétaux supérieurs ont pu être récoltés ce qui tendrait à confirmer l'origine strictement continentale des ces dépôts

Par ailleurs, il a été trouvé dans le bois surmontant la coupe d'Heidwiller, des blocs épars de calcaire gris pulvérulent, riches en gastéropodes continentaux (*Helix sp.*), lithofaciès L. Ces calcaires, compte tenu de leur position stratigraphique (au dessus de la **Molasse Alsacienne**) et de leur aspect pourraient se rattacher aux énigmatiques « Calcaires de Roppentzwiller » connus dans le Sundgau (à quelques kilomètres au sud). Ceci tendrait à rattacher l'affleurement d'Heidwiller à la partie supérieure de la **Molasse Alsacienne**, strictement continentale (**MAC**).

• Belprahon (Suisse): Figure 4-74

Dans le synclinal de Moutier, entre la ville de Moutier et le Village de Belprahon (Figure 4-74), le long de la rivière La Raus, se situe une coupe dans la **Molasse Alsacienne Continentale** (**MAC/CDED**). L'affleurement, haut d'une quinzaine de mètres, se situe derrière une cimenterie à l'entrée ouest de Belprahon.

Deux petites coupes ont pu être levée (Figure 4-74), suite à un petit glissement de terrain qui a permis temporairement l'accès aux dépôts. Ces coupes montre une dizaine de mètres de marnes rougeâtres et/ou bariolées entrecoupées de niveaux gréseux et de niveaux calcaires métriques à plurimétriques

• Le sondage DP 202 (France, Bassin Potassique) : Figure 4-75

L'intervalle carotté correspondant à la formation de la **Molasse Alsacienne Continentale** (de -300 à - 195m) du Sondage DP 202 exécuté en 1963 par la Société des MDPA à Pulversheim (Figure 4-72) est présenté dans la Figure 4-75. Sur l'ensemble de la section levée et attribuée à la **MAC** (environ 100 mètres), les lithofaciès sédimentaires sont très variés (9au moins ont pu être identifiés).

	Code Lithofaciès	Description	Interprétation
Calcaires	L	Calcaire micritique, calcaire marneux, pulvérulent, en bancs de 3 cm (discontinus et nodulaires) à 1 m, amalgame plurimétriques, aspect massif, aspect nodulaire des bancs, passées laminées (millimètres à cm), passées bréchiques aléatoires, gastéropodes, charophytes, ostracodes	Précipitation de carbonates dans des lacs peu profonds et/ou temporaires, pédogènese précoce conduit à aspect brèchique.
	Fmr	Marnes rouge-pâle, massives, en niveaux de 2 cm à 4 mètres, dépigmentations ovoîdes et tubulaires grisâtres à aspect général réticulaire, mimant réseau racinaires, nodules de carbonates, débit polygonal, en mottes.	Dépôts par décantation de particules fines, par des courants très faibles, la pigmentation rouge a lieu dans des conditions oxydantes, modifiés par des processus de bioturbation et de pédogénése assez avancée
Marnes	Fmb	Marnes et marnees silteuses bariolées à aspect le plus souvent massif et sans structures, aspect bariolé variable, depuis une teinte dominate verdâtre et décoloration vers le pourpre et rouge, le plus souvent en tache, parfois en bandes, débit polygonal férquent, structure en mottes, "slickenslide structures", nodules de carbonates, gastéropodes	Dépôts par décantation de particules fines par des courants faibles sur plaine d'inondation et/ou dans des eaux stagnantes, la pigmentation bariolée est acquise dans des conditions oxydo-réductrices variables, modifiés par des processus de de pédogénése ménagés, (mottling, slikenslide)
Hétérolithes	Fls	Marnes argileuses laminées à massives et à interlaminations de silts/sables très fins, fines laminations (quelques mm) de silt et de sables très fins (mm) avec parfois de petites rides (0,5mm), teinte générale verdâtres mais décolorations présentes dans les passées les plus marneuses, bioturbations recoupant et perturbant le litage, déformations synsédimentaires, gastéropdes continentaux (aériens)	Dépôts dominé par décantation des particules fines dans des eaux stagnantes, alternants avec de faibles courants (laminations sablo/silteuses). Modifiés par bioturbations et pédogenèse ménagée.
L	Sr	Sables très fins à moyens, micacés, bancs de 3 cm à amalgame de plus 2m, laminations obliques de rides, rides de courants, rides asymétriques, deviennent communément chevauchantes (critiques à sub-critiques), bioturbations (terriers)	Dépôts de trains de rides droites ou linguoides (lower flow régime), ou dépôt par décélération des courants pour rides chevauchantes (waning lower flow regime), par des courants à charge en suspension contemporains de crues
	Sh	Sables fins à moyens, bancs tabulaires de 5 cm à 40 cm, à laminations plans et horizontales, continues	Dépôt de lits plans aggradants, plane bed flow (lower or upper flow regime),
	Sxp(i)	Sables jaunes, moyens à grossiers, à stratifications obliques planaires (15/40°) en bancs à contacts tabulaires de 80 à 1,5 m d'épaisseur. Les bases des foresets deviennent parfois tangentielles à la base du banc, et sont enrichies en débris végétaux et en galets mous Surfaces de réactivation marquées par changement de l'angle des foresets dans un même banc. Courants bien réglés dirigés vers le nord.	Migration et aggradation verticale de barres 2D, dans chenal, linguoides transverses ou sandwaves (2D/3D), influencées par les crues.
	Sxt(i)	Sables moyens à grossier, micacés, en bancs lenticlaires dm à métriques, à litages/laminations obliques en auges, contact inférieur érosif, apparaît en auges isolées (rare) ou amalgamées, litages inclinés de 15 à 30°, galets mous en base d'auge et le long des foresets. Base irrégulière et chenalisante.	Aggradation verticale de mégarides sableuses 3D, riches en intraclastes et débris végétaux (fragments charbonneux), en régime de courant inférieur (lower flow regime); en remplissage de chenal et/ou de dépression, influencées par crues.
	Sm(i)	Sm(i)sables grossiers à fins, micacées, pouvant contenir à la base des intraclastes marneux et des débris végétaux (> à 3cm), bancs lenticulaires décimétriques à métriques (1,5 mètres), contact inférieur érosif, granoclassement apparent, débris végétaux et intraclastes concentrés en base.	Dépôt massif par des courants hautement chargés en sédiments pendant les phase de décélaration des crues (waning floods) ; en remplissage rapide de dépressions

Tableau MAC-1 : présentant succinctement les principaux lithofaciès reconnus dans la formation de la MAC, constitutifs des associations de faciès (D)



Figure 4-73 : Log sédimentologique composite de l'affleurement d'Heidwiller, présentant les différents lithofaciès et leur interprétation. L'ensemble représente des dépôts construits par l'accrétion de barres sableuses, dans des chenaux fluviatiles soumis à des variations épisodiques de la puissance des écoulemnts (décharge), association D1/CHm.





4.5.2.2 - Sédimentologie

Les lithofaciès individuels reconnus dans cette formation sont nombreux. 9 lithofaciès distincts ont pu être mis en évidence, et sont décrits succinctement dans le Tableau MAC-1 ci-avant, en référence à la terminologie de Miall (1983 et 1992). Avec pour code : S pour sables, F pour marnes/argiles (fines=mudstone) et L pour calcaires (limestone). Ces différents lithofaciès se regroupent en deux grandes associations de faciès, correspondent à deux catégories majeures : les dépôts de chenaux sableux (D1 et/ou CH pour « channel ») et les dépôts de plaine d'inondation argilo-sableuse (D2 et/ou O pour « overbank »), en respect de la classification de Miall (1983 et 1992).

A - D1/CH : Sables/Grès à litages obliques

Cette association de faciès est composée majoritairement de lithofaciès sableux de différentes natures (Sm (i), Sxt(i), Sxp, Sh, Sr) et moindre quantité de lithofaciès argileux semblable à D2a (quelques bancs métriques tout au plus). Ces faciès (D1) s'organisent sous la forme d'unités massives, atteignant quelques mètres (~3m) à parfois plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur (jusqu'à 40 mètres). Ces unités sont dominées par des sables/grès micacés à litages obliques. Ces unités lorsque leur base est visible sont incisées (relief impossible à appréhender clairement car dépendant à priori de la taille de l'unité) via une surface irrégulière et caractérisée par des intraclastes, dans des dépôts de l'association D2.

Deux sous-associations peuvent être distinguées essentiellement basée sur l'épaisseur des corps sableux et les lithofaciès constitutifs :

- une sous-association (D1/CHm) représentée par des unités sableuses épaisses décamétriques à pluri-décamétriques (10 à 40 mètres) (Figure 4-75 et 4-83)
- une sous-association (D1/CHi) représentée par des unités métriques à plurimétriques (2 à 5 mètres) (Figure 4-75 et 4-83).

D1/CHm : unités sableuses épaisses (10 à 40 mètres) Description

Cette sous-association a pu être bien observée à Heidwiller où une partie d'unité est représentée, et plusieurs unités bien documentées ont été traversées par le DP202 unités de 300/320 m et 220/190 m. L'unité d'Heidwiller et les unités étudiées sur carottes sont constituées de l'amalgame et la superposition verticale de plusieurs type de lithofaciès (Sm (i), Sxt(i), Sxt, Sxp, Sh, et en moindre quantité Sr, cf. Tableau MAC-1).

Les trois quart des successions sont constituées par une superposition de bancs métriques du lithofaciès Sxp (Figure 4-76A,B,E et F et 4-77), superposés sur des épaisseurs de plusieurs mètres. Ce lithofaciès montre des litages obliques plans en bancs tabulaires caractérisés par une bonne régularité de l'épaisseur des lamines obliques, et de larges surfaces de réactivation marquée par des changements de l'angle des laminations. Ces unités présentent une continuité latérale dépassant largement l'échelle de l'affleurement d'Heidwiller (Figure 4-77). La base des bancs est quasi-plane, et leur sommet est également sub-horizontal, quand il n'est pas érodé sporadiquement par des dépressions érosives lenticulaires plus ou moins discontinues, elles-mêmes remplies par des dépôts des lithofaciès Sxt(i) et Sm(i) (Figure 4-73, 4-76A et 4-77).

De petits bancs peu épais (entre 20 et 60 cm), latéralement discontinus sont constitués exclusivement de l'association de bancs des lithofaciès Sh et de lithofaciès Sxp de petite taille (décimétrique) (Figure 4-76A et 4-77).

Des bancs peu épais (entre 1 m à 3m, Figure 4-73 et 4-77), latéralement interrompus, s'intercalent, constitués exclusivement de sables moyens à fins, appartenant aux lithofaciès Sxt avec de rares passées à rides chevauchantes intercalées (lithofaciès Sr) (Figure 4-76C).



Figure 4-76 : Détails des lithofaciès de l'association D1/CHm de la Molasse Alsacienne Continentale. A/A'- Vue d'une partie de l'affleurement d'Heidwiller montrant les différents lithofaciès présents et leur disposition respective.(Sxp : Planar cross-stratified/laminated sandstone; Sxt(i) : Trough cross-stratified/laminated sandstone; Sr : Ripple cross-laminated sandstone; Sh : Horizontal laminated sandstone; Sm : Massive sandstone (with inraclasts). B - Détail des sables à stratifications obliques planaires en bancs tabulaires Sxp. Noter que l'induration en forme de miche est totalement indépendante des litages et des surfaces de discontinuité. Cet artéfact commun à l'ensemble des affleurements de l'Oligocène Supérieur Alsacien, est sans doute lié à des circulations phréatiques récentes. C - Détail du lithofaciès Sxt, avec une passée à rides de courant chevauchantes (Sr). D - Détail des sables à stratifications obliques en auges et riches en intrclastes Sxt(i), érodant la partie sommitale d'un niveau Sxp. E - Détail des laminations obliques du lithofaciès Sxp, très régulières. F - Faciès sableux de l'association D1/CHm, sur carottes, intervalle 220/218m, sondage DP202, cf. Figure 4-75.



Grands faiseaux continus constitués majoritairement de sables/grés à litages obliques Faiseaux discontinus à litages obliques en auge (Sxt, et rares Sr)

Figure 4-77 : Association D1CHm de la MAC. Panorama de l'affleurement d'Heidwiller (personnes pour échelle) montrant la composition (lithofaciès constitutifs), la géométrie et la disposition relative des corps sédimentaires au sein de l'association D1/CHm. Les paléocourants mesurés pour les différents composants sont présentés également, et montrent que les petites structures discontinues à remplissage (Sxt(i) et/ou Sxt) migrent dans des directions plus ou moins tranverses aux directions majeures données par les grandes barres des faisceaux continus (Sxp) constituant la majorité des dépôts.

Enfin, des niveaux lenticulaires, grossiers, plus ou moins continus, pouvant atteindre 1.50 m en épaisseur, s'intercalent avec les autres types de lithofaciès, généralement à la base des grandes unités sableuses de D1/CHm. Ces niveaux lenticulaires sont constitués de bancs amalgamés (15 à 50 cm) de sables et de conglomérats intraformationnels appartenant aux lithofaciès Sx-t(i) et Sm(i), (Figure 4-73 et 4-77). La base des lentilles est plus ou moins profondément incisée (50 cm à plus de 2 m) dans les niveaux sous-jacents (constitués par les autres types de lithofaciès, mais le plus souvent au sommet des barres du lithofaciès Sxp).

A grande échelle, au sein de ces corps sableux, la succession enregistrée par l'empilement vertical des différents lithofaciès de cette association, montre invariablement, une légère tendance « fining-upward » (Figure 4-75), où la base est caractérisée par une richesse relative en niveaux à intraclastes (Sm(i) et Sxt(i), et où le sommet unités fait apparaître des niveaux de sables fins à rides de courants (sur 1 à plusieurs mètres), qui passent plus ou moins graduellement (et/ou abruptement) à des niveaux argileux semblables aux faciès D2a décrits un peu plus loin.

o Interprétation

L'environnement de dépôt attaché à l'association D1 (Figure 4-73, 4-77 et 78) est un environnement de rivière/fleuve sableuse (fossiles continentaux seuls), à histoire complexe et composite où différents corps sédimentaires et épisodes de construction s'amalgament (marquant des variations de la décharge et de l'énergie). La coupe étudiée à Heidwiller montre en fait l'architecture de barres fluviatiles, se superposant et s'amalgamant au sein de larges chenaux (large de plusieurs centaines de mètres au moins). Les unités de cette association reconnaissables en sondages (Figure 4-75) présentent des caractéristiques identiques à celle décrite à Heidwiller. La taille et la profondeur des chenaux sont difficilement appréhendées étant donné la petitesse des affleurements et le maillage trop lâche des puits dans le bassin potassique.

Les lithofaciès Sx-p représentent la migration de grandes barres sableuses 2D, parfois légèrement linguoïdes (avec une base à légère auge plate), dans un chenal (« in-channel bars »), se superposant verticalement. Les litages obliques Sx-p représentent les dépôts sur la face de progradation de barres sableuses, qui migre de façon régulière soulignée par la constance de

l'épaisseur des lamines de foresets (Figure 4-76B et E). Les surfaces de réactivation marquent des changements dans la compétence et/ou l'orientation des courants. Au regard de leur taille les grandes barres sableuses doivent se développer dans les parties les plus profondes des chenaux ou sous une importante tranche d'eau. Leur forte aggradation verticale, nécessite le maintien de la tranche d'eau à un niveau élevé (Jo & Chough, 2001) et ces lithofaciès possèdent à priori un fort potentiel de préservation.

Les faisceaux d'obliques de taille moindre (Sxp de petite taille), représentent l'accrétion et la migration de petites barres plates (ou à faible relief) et de laminations sub-planes de haute énergie (Sh) (Figure 4-76), qui se développent sur des objets de taille plus importante (grandes barres 2D). L'aggradation verticale a lieu sans doute dans le sens ou une nouvelle « bedform » migre sur les précédentes (Figure 4-78). La taille des faisceaux suggère que ces bedforms ont quelques décimètres de haut tout au plus (10 à 20 cm, Sxp) et plusieurs dizaine de mètres de longueur (cf Figure 4-77). De telles « bedforms » sont comparables aux « cross-bedded and plane-bedded simple bars » décrites par Allen (1983). Les faisceaux d'obliques sont en général transitionnel avec les faisceaux à lamines horizontales (Sxp de petite taille passant latéralement à Sh). Des litages obliques « sigmoïdes » (avec une base tangentielles des obliques à la base du banc) sont possibles dans ces transitions, suggérant une variabilité des conditions du flux produisant des dunes et des laminations de haute énergie planes, dans des conditions hautement aggradantes (Chakraborty & Bose, 1992, Jo & Chough, 2001). De tels objets sont également appelés « sand-flat » se construisant sous de faibles profondeurs d'eau, en surimposition à des barres de plus grande taille (ici Sxp).



Figure 4-78 : Modèle schématique de dépôt pour l'ensemble des lithofaciès reconnus dans l'association de chenaux "multi-story", D1/CHm/. Le modèle présente des chenaux et des barres au sein d'une rivière sableuse, évoluant sous l'impulsion de conditions de courants très variables, plus ou moins éphémères.

Les corps plus ou moins discontinus constitués des lithofaciès Sxt (et plus rarement Sr) semblent disséquer quelque peu les dépôts sous-jacents (Sxp), ou remplir un espace libre entre des « bedforms ». Ces dépôts suggèrent des directions de paléocourants légèrement obliques par rapport à la direction du flux dominant (courants mesurés dans grandes barres (Sxp)) (cf. paléocourants dans ces unités, Figure 4-77). Ces éléments faciologiques représentent probablement des dépôts de bas niveau ou de re-descente, ou ces bedforms se développent dans les zones basses, entre les bedforms de haut niveau (Sxp) (Figure 4-78). L'intercalation de trains de rides chevauchantes (lithofaciès Sr) tend à confirmer l'hypothèse d'un développement dans les périodes de décélération des courants en fin de crues par exemple (accrétion de rides sous des « waning flow conditions »).

Les surfaces, extensives, d'origine érosive, à forme lenticulaires, indiquent que la surface supérieure des structures est sujette à des modifications soudaines, comme le développement et le remplissage de chenaux mineurs et/ou de cicatrices de surcreusement (Friend, 1983) (Figure 4-78). Ces lentilles grossières représentent de part leur disposition et leur situation relative aux autres unités, des dépôts massifs (Sm(i)) et/ou dus à la migration de dunes/mégarides sableuses chargées en
intraclastes (Sxt(i), dans des petites dépressions (discontinues) ou base de chenaux (continues). Ces dépressions se situent au sommet des barres de taille supérieure et/ou à leur base. Ces objets, pourraient se créer à la faveur de modifications du régime hydraulique, pendant des crues et/ou à la faveur d'une chute du niveau de base. L'abondance des intraclastes marneux implique un remaniement des niveaux argileux de plaine d'inondation. Les diminutions d'énergie hydraulique, vont entraîner le dépôt, dans des dépressions en fond du chenal surcreusé ou sur les barres sableuses, soit rapidement et en masse (Sm(i)) soit de façon plus lente par la migration et l'aggradation de mégarides graveleuses (Sxt(i)).

Ainsi, dans l'association D1/CHm, les dépôts sont principalement construits par la croissance et la migration et la superposition verticale de grandes barres sableuses (Sxp dominant, « bruit de fond »). L'évolution/construction de ces barres est épisodiquement interrompue et sporadiquement disséquées par des surfaces et des cicatrices d'érosion crées et remplies pendant des périodes de variation des flux (fluctuations de la décharge en lien à des épisodes de crues, et/ou variation du niveau de base). Les périodes de plus basse énergie (étiage ?) entraînent le développement de structures mises en place à la faveur d'énergie moindre, dépôts de « sand-flat » lors de la fin de la redescente (Sxp de petite taille et Sh, surimposés au grandes barres), et surtout, de mégarides 3D (Sxt) disséquant les dépôts préalables (de hautes-eaux, Sxp) ou migrant dans les espaces, « en position basse », entre les plus grandes structures déposées précédemment. Le caractère « multi-story », est donc mis en évidence dans les coupes (Figure 4-73 et 4-75) et tout particulièrement à Heidwiller (Figure 4-73), par la présence de structure d'érosion extensives, remplies par des dépôts grossiers représentant un réarrangement épisodiques des dépôts sableux précédents, à la faveur de variations de la décharge et/ou de variation du niveau de base. Ces variations interrompent le « bruit de fond » (i.e. migration de grandes barres « in-channel »).

La séquence sédimentaire enregistrée par l'empilement vertical des lithofaciès, au sein de ces corps sableux, montrant des tendances légèrement « fining-upward » (surtout au sommet des unités décamétriques). Ce type de tendances dans l'enregistrement est caractéristique du comblement progressif et de l'abandon final de chenaux fluviatiles (par avulsion ou variation du niveau de base (élévation)). La fin du remplissage des chenaux est en général assurée par le développement de faciès à rides de courant chevauchantes (Sr) s'amalgamant, associés à des faciès massifs (dépôts de comblement progressif, Sr,Sm), avant l'abandon complet du chenal et le passage progressif à des lithofaciès argileux (Fmb, D2) de plaine d'inondation.

En conclusion, les dépôts de chenaux fluviatiles « multistory » (D1/CHm) impliquent des épisodes multiples et répétés de creusement et de remplissage de chenaux induits par les fluctuations de la décharge, et leur superposition verticale au cours du temps à un endroit donné. Ces dépôts sont associés à une forte amalgamation, empêchant le développement de faciès de la plaine d'inondation. Ces chenaux amalgamés sont le résultat de faible taux de création d'espace d'accommodation, et de forts taux d'apports sédimentaires caractéristiques de système de relative haute énergie (« high-energy fluvial systems », Van Wagoner, 1995). De tels dépôts sont classiquement reconnus comme caractéristiques de systèmes très faiblement sinueux, associés à des ceintures de chenaux de rivière sableuses anastomosées (« anastomosed river sandy channel belt ») et/ou en tresse (Rust, 1981, Van Wagoner, 1995, Miall, 1996). Ce type de rivières sableuses (en tresse et/ou anastomosées, ou encore faiblement sinueuses), possèdent des décharges hydriques et sédimentaires très variables, liées aux courants éphémères de crue qui régissent grandement la dynamique de la rivière (Miall, 1996).

L'origine des intraclastes demeure discutable, surtout à la vue de la pauvreté en niveaux argileux dans les unités. Néanmoins, dans les systèmes peu sinueux (tresse ou anastomosée), les périodes de fort étiage conduisent au développement rapide de dépôts de plaine d'inondation au sein même des ceintures de chenaux, à la faveur de crues de moindre amplitude. Des crues de plus fortes ampleurs vont alors aisément balayer ces dépôts argileux fins en général déposés à proximité immédiate voire dans le lit principal du cours d'eau, où la dessiccation veille, pour les redéposer dans les chenaux un peu plus loin.



Figure 4-79 : Affleurement de Belprahon, montrant un chenal fluviatile gréseux individuel (CHi/D1), intercalé au sein d'un complexe argilo-carbonaté représentant des faciès de plaine alluviale mature (Fmr) à immature (Fmb), association Of/D2a, et des faciès lacustres carbonatés, de facture peu profonde (E/L),

D1/CHi : petites unités sableuses (2 à 5mètres) Description

Cette sous-association est moins bien appréhendée que la précédente du fait qu'elle n'apparaît que dans les carottes (Figure 4-75) et à Belprahon (mais très peu lisible), correspondant à des chenaux peu profonds (1 à 3 mètres) pour une largeur d'une centaine de mètres tout au plus (visiblement moins, 60 m x 2 m pour le chenal sommital Belprahon, à 10/12 m, Figures 4-74 et 4-79), incisés dans les faciès de plaine d'inondation argileuse (Of/D2a) et/ou associés latéralement et/ou incisés dans des dépôts de débordements (Ochd/D2b).

Cette sous-association consiste en des unités sableuses plurimétriques (au grand maximum 5 mètres d'épaisseur), constituées des lithofaciès Sm(i), Sxp et Sxt de petite taille, associés à des lithofaciès Sr et Fls et Fmr/Fmb. Ces unités sont incluses dans des successions épaisses à dominante argileuses de l'association de plaine d'inondation (D2/O).

Cette sous-association montre invariablement une tendance nette fining-up au sein des faciès, passant de Sm(i) à la base à Sxp/Sxt puis très rapidement à des faciès plus fins caractérisés par des rides de courant chevauchantes et parfois en association hétérolithique avec les lithofaciès Fls. A Belprahon, le chenal à la base montre des lits argileux rouges intercalés dans les sables à rides Sr et/ou massifs Sm, associés à des traces de racines.

o Interprétation

Cette association de lithofaciès correspond au développement de chenaux fluviatiles individuels, de taille moindre par rapport à CHm, se creusant et se comblant progressivement. Le comblement est effectué, suite au creusement du chenal d'abord par des mégarides/dunes 2D à 3D (Sxt et Sxp de petite taille à la base du chenal), puis progressivement par des faciès plus fins à rides de courants chevauchantes (Sr) (impliquant des flux en décélération). Les tendances fining-up et l'évolution verticale des lithofaciès (montrant un passage vers l'association de plaine d'inondation, Fmb/Fmr de l'association D2a/Of), pourraient caractériser un comblement progressif et l'abandon (par avulsion ou variation du niveau de base) de ce type de chenaux fluviatiles de petite taille.

Le comblement semble également intermittent dans certains cas, avec le développement de faciès argileux à racines (Fmr, Belprahon, ~2,5 m, Figure 4-74), qui marquent un arrêt du remplissage du chenal, le dépôt de particules fines, et la colonisation par des végétaux, soulignant le fonctionnement épisodique du chenal. Ces chenaux pourraient être alors considérés plus comme des chenaux secondaires, plus ou moins tributaires des chenaux « multistory , D1/CHm», voire des « chenaux de chute » (« chute channels ») utilisés par les écoulements épisodiques liés à l'activité des crues sur la plaine d'inondation, tout particulièrement pendant la décrue, que comme des chenaux pérennes utilisés également à l'étiage.

Les lithofaciès de cette sous-association, représentent des dépôts de plus faible énergie (lowenergy fluvial systems ») par rapport aux chenaux de l'association D1/CHm. Il pourrait ainsi s'agir de chenaux à plus forte sinuosité par rapport aux chenaux « multistory » (CHm) (voire méandriformes, « meandering river channels ») et à plus fort taux de migration latérale (avulsion). Ce type de chenaux sinueux, est caractérisé par de faibles charges sédimentaires transportées (« low sediment load »), dans des conditions de forts taux de création d'espace d'accommodation. Ces chenaux (CHi) s'associent à de fortes aggradation et conservation conjointes des dépôts de plaine d'inondation (bonne conservation conjointe des faciès Of sous forts taux de création d'espace disponible) dans lesquels ils sont intercalés.

B - D2/O : Marnes bariolées hétérolithiques

Une seconde association principale se distingue dans les logs de la MAC, dominée par des dépôts fins et/ou hétérolithiques. En se basant sur les structures sédimentaires et le caractère plus ou moins hétérolithique des successions on peut définir deux sous-associations, D2a et D2b décrites et interprétées ci-dessous.

• D2a/Of : Marnes massives bariolées

Cette association de faciès est essentiellement constituée de trois lithofaciès fins argileux et/ou marneux parfois légèrement silteux (Fmb, Fmr, et quantité moindre Fsl, cf. Tableau MAC-1), qui représentent une grande part de l'ensemble de la formation de la **MAC**, au moins dans le Bassin Potassique (cf. log DP202, Fig. 4-75), et en général l'encaissant des faciès sableux de chenaux (D1), et/ou leur équivalent latéral (Belprahon, Figure 4-79).

• **Description**

Le premier lithofaciès Fmb (Tableau MAC-I), de loin le plus abondant, est représenté par des unités argileuses/marneuse de taille métriques à pluri-décamétriques (Figure 4-75). Il est essentiellement composé de marnes argileuses massives, compactes et plastiques, de couleur verdâtre à violacée (aspect « bariolé ») (Figure 4-79A,B), et contenant des silts en faible quantité. Ces niveaux peuvent atteindre plusieurs mètres d'épaisseur sans discontinuités majeures. Ces niveaux bariolés peuvent également contenir (observation à Belprahon, Figure 4-79B) de petits nodules carbonatés épars.

Ces marnes bariolées (Fmb) sont parfois interrompues par des niveaux décimétriques d'argiles/marnes hétérolithiques, de teinte verdâtre, finement laminées, avec des intercalations fréquentes de silt/sables, d'épaisseur millimétriques, à laminations planes et parallèles, et à rares petites rides de courants appartenant au lithofaciès Fsl (Tableau MAC-I et Figure 4-82D et E).

Ces deux lithofaciès (Fmb et Fsl) acquièrent parfois un débit à l'aspect brèchique/blocky (Figure 4-79A) formé de morceaux parallélépipédiques (Figure 4-79E), et/ou plus rarement un débit formé de structures en mottes plus ou moins arrondies (Figure 4-79C), associé à d'importantes variations chromatiques, conférant l'aspect bariolé aux sédiments. Il est fréquent de rencontrer des concrétions de pyrite plus ou moins informes au sein de la masse des bancs, ainsi que des structures de glissement de petite amplitude (« slickenslide structure »). (Figure 4-79D). Il n'est pas rare de trouver également au sein de ce lithofaciès des faunes de gastéropodes continentaux (*Helix sp.*, Figure 4-82F) en très bon état de conservation et/ou sous forme de fragments. Des terriers robustes apparaissent également dans les niveaux du lithofaciès Fls (mais difficilement identifiables).



Figure 4-80 : Association de faciès de la plaine d'inondation, Faciès marneux/argileux "bariolés", Fmb de la Molasse Alsacienne Continentale D2a/Of. A et B - Marnes bariolèes verdâtres à violacèes, Fmb, (Belprahon) contenant de sporadiques nodules carbonatés (flèches). C - Marnes bariolées (Fmb) au débit en mottes sur carottes (DP202 (~278 m). D - Structures de glissements ("slicken-slide structure") au sein de marnes bariolées, Fmb (DP202 (~233 m). E -"Bréchification" au sein des marnes bariolées (Fmb), associées à des structures en mottes (DP202 (~262,3 m).

Enfin, un dernier lithofaciès, est assimilé à l'association D2a. Il n'a été rencontré qu'à Belprahon (Figure 4-74), entre les cotes 5 et 8m, est se voit constitué exclusivement par des marnes rouge bioturbées (Fmr, cf. Tableau MAC-1).

Ce lithofaciès forme des niveaux massif, assez épais (jusqu'à 3 ou 4 mètres). Il s'agit de marnes/argiles de couleur rouge pâle à l'aspect massif, parsemées de halos ronds, à ovoïdes et/ou dendritiques/branchus à pigmentation grisâtre à blanchâtre qui contrastent grandement avec la couleur du sédiment (Figure 4-81). Ce faciès est surmonté et passe via une décoloration verdâtre vers des

faciès carbonatés (L) (Figure 4-81B). Ces taches montrent des formes diverses et variées présentant l'aspect de tubulures verticales, avec des ramifications horizontales, l'ensemble présentant un aspect réticulaire rappelant des conduits racinaires. Des concrétions ou plutôt des halos calcitiques centimétriques à l'aspect nodulaire sont également présents en association aux taches grises à blanches. Le débit de ces marnes présente un aspect « blocky » et/ou en mottes, avec le développement d'un fin film argileux (millimétrique) autour des éléments.



Figure 4-81 : Faciès marneux/argileux "rouges" de la Molasse Alsacienne Continentale, faciès Fmr, association D2a/Of. A - Marnes rouges (Fmr) massives au débit polygonal et décolarotions grises à blanchâtres réticulaires, (Belprahon, ~5,5m). B - Marnes rouges massives (Fmr) montrant un passage vertical progressif vers des marnes calcaires et des calcaires marneux nodulaires au sommet représentant des dépots de lac temporaire et peu profond (lithofaciès L, association E/L) (Belprahon, ~8m).

o Interprétation

Les rares fossiles (gastéropodes continentaux type *Helix sp.*) témoignent de conditions plutôt sub-aériennes (gastéropodes pulmonés). Le dépôt des argiles Fmb, se fait sans aucun doute, dans des conditions de faible énergie (faible courants), à la faveur de la décantation des particules en suspension sur les plaines alluviales noyées au loin des chenaux fluviatiles. Les intercalations de lithofaciès Fls, représentent des dépôts alternant suspension (niveaux argileux) et dépôts par courants faibles (silt et sables) dans des conditions à priori sous-aquatiques, représentant des dépôts de débordement discrets et lointains des chenaux en crue. Le lithofaciès Fls est à ce titre très proche, des faciès de « floodpond » reconnus par Smith & Smith (1980), représentant des étendues d'eau (flaques) plus ou moins temporaires restant sur la plaine alluviale après le retrait des crues.

Ces dépôts sont par la suite modifiés par des bioturbations, et des processus pédogénétiques. Les décolorations chromatiques révèlent des conditions réductrices à plus ou moins oxydantes, lors des processus d'altération post-dépôt. Le débit en « mottes », le polychromatisme, « slickenslide »,témoignant du développement plus ou moins ménagé de paléosols au sein des sédiments (Atchley et al., 2004). On notera quand même l'absence de structures racinaires flagrantes. Les conditions réductrices (couleur, pyrite), de sols hygromorphes, sont en effet peu propices à l'installation de végétation supérieure importante. Les phases d'oxydation des dépôts (passage à aspect bariolé et débit en mottes) pourrait correspondre à des périodes d'assèchement des sols et conduirait au développement de végétation plus abondante en surface.

Ces lithofaciès (Fmb et Fsl), se développent donc dans des environnements subaériens (Fmb, et gastéropodes pulmonés aériens) à subaquatiques (Fls), dans des conditions immatures de plaine d'inondation argileuse, hygromorphe.

Les dépôts du lithofaciès Fmr, sont issus à l'instar de Fmb, de la décantation de particules fines, dans des zones de faible énergie loin des courants. L'acquisition de la couleur rouge est liée à une altération post-dépôt (pédogenèse) sous des conditions hautement oxydantes. Il s'agit d' « oxysols », ou encore appelés « red-coloured soils », qui sont bien connus dans les dépôts anciens

et également à l'actuel (Bestland, 1996, Taylor et al., 1992). Leur formation est liée à la désagrégation/altération des oxydes et hydroxydes de Fe, Al, Ti, Mn, et des minéraux argileux sous un climat sub-tropical humide (Bestland, 1996). Ce type de formations est aussi référencé dans des climats froids et humides (Taylor et al., 1992).

Les halos blanchâtres pourraient représenter l'activité racinaire de végétaux (« root halo ») au sein de la plaine alluviale. Ces halos seraient témoins de phénomènes réducteurs autour des conduits racinaires. Les ramifications horizontales de ces halos conduisant à l'aspect polygonal, pourraient s'interpréter comme le résultat de la présence et du battement de la nappe phréatique au sein du sol, qui oblige les racines des végétaux à croître horizontalement plutôt que verticalement pour éviter l'asphyxie (Cojan, 1993 et Cojan et al., 2000).

Le lithofaciès Fmr, s'interprète comme des dépôts de plaine d'inondation hautement pédogénétisée dans des conditions aérobies et oxydantes (plaine d'inondation mature), très certainement sous couvert végétal (et de fait à l'air libre).

En conclusion l'association D2a représente des dépôts de plaine d'inondation argileuse plus ou moins mature, se développant au loin des systèmes de chenaux fluviatiles de l'association D1, et soumise à des conditions variables d'hygromorphisme, et de pédogenèse.

• D2b/Ochd: Les faciès hétérolithiques sablo-argileux

Cette association de lithofaciès hétérolithique est largement présente dans les carottes du DP202, et a pu également être reconnue à priori sur les électrofaciès d'autre puits non carottés. Elle représente ainsi une part importante de l'association de faciès de la plaine d'inondation D2. Elle est constituée d'un assemblage hautement hétérolithique, formant des unités assez épaisses (plusieurs mètres à plusieurs dizaines de mètres). Les principaux lithofaciès constitutifs sont Sm(i), Sr, Fls et Fmb, et en moindre mesure Sxt, Sxp.

• **Description**

Cette association est quasi-exclusivement composée d'une alternance hétérolithique très irrégulière de bancs sablo-silteux à laminations de rides (Sr) et ou massifs (Sm, plus rares) centimétriques à pluri-décimétriques, intercalés avec des marnes verdâtres à bariolées massives (Fmb) en bancs centimétriques à métriques. Les intervalles gréseux et légèrement hétérolithiques peuvent s'amalgamer pour former des bancs voisins de 5 à 6 mètres d'épaisseur. On rencontre également quelques bancs centimétriques à métriques de marnes silteuses verdâtres à fines laminations de sables et de silts (Fsl) (Figure 4-75 et 4-84).

Les intervalles à rides sont centimétriques à plurimétriques, constitués de sables très fins à moyen en bancs individuels atteignant 10 à 15 cm (le plus souvent 3 à 8 cm) et pouvant s'amalgamer pour former des unités métriques. Ces bancs montrent quasi-exclusivement des laminations obliques de rides (inférieures à 5cm), principalement représentées par des rides de courants simple et/ou plus fréquemment des rides de courants chevauchantes (Figure 4-82A et B). Certains niveaux montrent des intervalles argileux millimétriques séparant des trains de rides individuels, et/ou remplissant la dépression au pied de la ride. Des bioturbations, de petite taille qui perturbent parfois intensément le sédiment. Des terriers de diamètre centimétrique et de 10 à 15 cm de profondeur sont également présents.

Les rides montrent diverses morphologies allant de rides de courant simples (2/3D) à des rides chevauchantes à géométrie en « phase » (super-critiques et hautement aggradantes, Figure 4-82A) où les faces d'avalanche des rides sont préservées aussi bien que les dos des rides, et à géométrie en « drift » (sub-critiques à critiques, Figure 4-82B), ou seules les faces d'avalanche des rides sont préservées.

Le lithofaciès Fls (Figure 4-82D et E) intercalé, est fréquemment perturbé par des déformations syn-sédimentaires, causées par des organismes fouisseurs (montrant des terriers robustes, et un sédiment plus ou moins cohésif) ou encore possiblement des échappements de fluides.

Certains niveaux de sables à rides, exhibent des bioturbations innombrables oblitérant les structures primaires dont des bioturbations à sections rondes (2 à 4 mm) en réseaux denses et des bioturbations en forme de ménisques (diamètre 5mm/1cm) (de type « AMB, adhesive miniscate burrow ») (Figure 4-82C).



Figure 4-82 : Association de faciès de complexe hétérolithique de débordement (D2b/Ochd), sur carottes (DP202). A - Sables très fins, légèrement argileux montrant des laminations obliques de rides de courants chevauchantes, supercritiques à la base (en phase), critiques au sommet (en "drift") (DP202, ~245m).B - Rides de courants chevauchantes dans grès fins (DP202, ~250m). C - Grès fins légèrement argileux à rides de courants chevauchantes bioturbation (DP202, ~229m). D - Faciès hétérolithiques très fins, constitués de marnes vertes laminées à fines intercalations sablo/silteuses planaires, et/ou à rides de courants, elle-mêmes légèrement hétérolithiques. Noter la présence d'une bioturbation (terrier très robuste)(DP202, ~230m). E - Faciès hétérolithiques, marnes vertes laminées à fines intercalations sablo/silteuses planaires synsédimentaires (DP202,~229,4m). F - Gastéropodes continentaux (Helix sp.) abondants dans ces niveaux sableux et hétérolithiques de dépots de débordement (D2b/Ochd).

Les intervalles argileux (Fmb) peuvent présenter des traces de décoloration indiquant des pédogenèses peu poussées conférant un aspect voisin de l'association Of-a, de la plaine d'inondation argileuse.

Au sommet des unités les plus épaisses, des niveaux noirâtres enrichis en MO (débris végétaux) et en faunes (gastéropodes) pourraient témoigner d'étales de crues.

Les niveaux hétérolithiques, comprennent des litages tabulaires, à wavy-lenticulaire selon l'abondance et l'épaisseur des niveaux sablo-silteux. Les motifs d'empilement au sein des unités de ce faciès montrent indifféremment des successions verticales à tendance fining- et thinning-up et/ou à tendance coarsening- et thickening-up.

De façon très sporadique, des bancs peu épais (en moyenne 1 m à 2 m) comprenant un succession des lithofaciès Sm(i), Sxt et/ou Sxp, puis Sr. Ces niveaux sont plus ou moins noyés au sein de lithofaciès Fmb qui représentent les faciès de plaine d'inondation argileuse. Ils montrent une base érosive, riche en intraclastes (Sm(i)), puis des sables à laminations de mégarides passant à des rides chevauchantes au sommet. Ces sables montrent une tendance fining-up nette. Le sommet de ces petites unités métriques est systématiquement « coiffé » par un niveau noirâtre de quelques centimètres d'épaisseur, bioturbé (terriers) et riche en gastéropodes (*Helix*) (Figure 4-82F). Ce niveau fin contient également une grande quantité de débris végétaux. Au contact des argiles (Fmb) sus-jacentes un fin liseré centimétrique de pyrite est visible.

• Interprétation

Les lithofaciès Fmb ne sont pas différents de ceux de l'association D2a et sont interprétés comme tels.

Les bancs sableux à rides représente l'aggradation et la migration de rides de courant chevauchantes. Les faisceaux de trains de rides chevauchantes se forment comme le résultat d'un dépôt, issu d'un fluide riche en sédiments (fluide hautement turbide) à la faveur d'une décélération progressive du courant, qui peut être le plus généralement associée à des écoulements à forte charge suspensive, générés essentiellement par des crues de rivières et/ou des courants de turbidité. Ce lithofaciès se développe à la faveur d'un régime d'écoulement appartenant à la partie inférieure du régime de flux inférieur (lower part of lower flow-regime, Miall (1978)), avec un mode de dépôt par « traction et suspension ». Ces dépôts se développent directement sur la plaine alluviale, à la faveur de la décélération des courants dans le système pendant les crues (la forte suspension nécessaire au développement des rides chevauchantes n'est atteinte que pendant les crues sur la plaine noyée).

Les niveaux décimétriques hétérolithiques finement laminés (Fls) intercalés, et pourraient s'interpréter comme un faciès de « floodpond » reconnus par Smith & Smith (1980), représentant des étendues d'eau demeurant au sein du complexe de débordement après le retrait des crues, remplies par des dépôts alternant suspension (niveaux argileux) et dépôts par courants faibles (silt et sables) dans des conditions sous-aquatiques. Dépôts modifiés par la suite par des bioturbations et des altérations dans sub-aériennes à sub-aquatiques.

Le caractère hétérolithique de cette association, la dualité résultante de l'intercalation de niveau à rides chevauchantes à comportement variable, avec des niveaux argileux, témoigne des conditions très variables de sédimentation. Les dépôts de basse énergie, en suspension des particules fines (Fmb), font suite à des évènements énergétiques récurrents mais à énergie décroissante (phase de décélération des crues, conduisant aux dépôts sableux, Sr), permet d'interpréter ces faciès comme des dépôts d'épandages de débordement se réalisant dans une plaine d'inondation temporairement noyée (niveaux laminés argilo-silteux, Fsl) et/ou à l'air libre (niveaux argilo-marneux bariolés, Fmb). Les niveaux sableux, peu épais, à base érosive et grossière (Sm(i), et à mégarides (Sxt et Sxp) au vu de leur composition et répartition (en association étroite aux épandages de débordement), pourrait s'interpréter comme des dépôts de chenaux de crevasse et/ou de chenaux de chute, se développant à proximité des ceintures de chenaux et en relais (en amont) des faciès d'épandages de débordements (« heterolithic crevasses splay, Ohcs/ Ochd »), les alimentant.

Cette association représente ainsi des dépôts de débordement, où les flux sédimentaires des chenaux sableux en crues (D1) vont former des épandages sableux et hétérolithiques en nappe sur une

plaine d'inondation argileuse (possibles « heterolithic sheet-flood » or « heterolithic crevasse splays facies, Ohcs », Miall, 1996) dans un « complexe hétérolithique de débordement » (Ochd). Ces faciès reflètent l'aggradation verticale progressive de la plaine d'inondation, par des dépôts de débordement (« overbank »), liées à des crues, en perte de charge (« waning-flood ») dans des conditions, selon type de perturbation biologique, sous aquatiques à sub-aériennes.

C - E/L: les faciès carbonatés

Cette association n'a été rencontrée qu'à Belprahon (Figure 4-74), où elle se développe au sommet de la coupe et en intercalation quelques mètres plus bas (Figure 4-79). Elle n'a pas été rencontrée dans les carottes du DP202. Son appréhension sera donc des plus succincte compte tenu du peu de données.



Figure 4-83 : Faciès lacustres E/L, Lithofaciès carbonatés (L) de la Molasse Alsacienne Continentale. A - Marnes bariolées massives (Fmb) montrant un passage vertical progressif vers des marnes calcaires et des calcaires marneux pulvérulents mal consolidés (lithofaciès L) (Belprahon, ~8m). B - Calcaires marneux massifs (lithofaciès L), à l'aspect plus ou moins nodulaire, montrant des passées brèchiques chaotiques à matrice crayeuse (flèches) et zones nodulaires "intactes" (pointillés). Ces calcaires s'interprètent comme des carbonates de lacs temporaires, soumis à des émersions et à une pédogénèse précoce conduisant à la brèchification in-situ des carbonates primaires (Belprahon, ~11m).

• **Description**

Cette association de faciès est constituée de l'association des lithofaciès L (Figure 4-83) et d'intercalations mineures (quelques cm à 1 mètre) de lithofaciès Fmb (de type (D2a) (Figures 4-74 et 4-79), et se voit nettement dominée par les intercalations calcaires (L) qui s'intercalent au sein de marnes bariolées.

Les niveaux de carbonates (lithofaciès L, composés de micrite grisâtre) sont selon le cas plus ou moins marneux, et de couleur grise (en cassure fraîche) et de couleur blanche à légèrement ocre à l'altération (Figure 4-83). Ces niveaux apparaissent en bancs relativement épais (décimétrique à métriques, épais de 40 cm à plus de 2 mètres), à l'aspect massif et/ou parfois plus ou moins nodulaire (Figure 4-79). La base et le sommet des bancs sont irréguliers, les épaisseurs varient latéralement assez rapidement (en quelques mètres). Ces bancs calcareux sont intercalés avec des argiles bariolées (Fmb) contenant de fréquents nodules calcaires.

Les bancs carbonatés sont donc le plus souvent massifs et sans structures, mais parfois se développent des laminations planes frustres (rares). De façon caractéristique, les bancs montrent des structures nodulaires plus ou moins coalescentes séparées par des passées bréchiques et chaotiques (Figure 4-83), dont les éléments (identiques aux passées nodulaires) sont alors englobés dans une matrice crayeuse.

On note pour tout fossile, dans ces niveaux la présence d'empreintes de rares gastéropodes (*Planorbis sp., Helix sp.*), l'occurrence d'ostracodes (*Pseudocandona sp.*, Picot, 2002), et d'oogones de charophyte.

• Interprétation

Ces faciès représentent une précipitation primaire de carbonates (micrite) dans un environnement lacustre peu profond (Platt et Wright, 1991) (appuyé par la présence de charophytes et d'ostracodes (Picot, 2002)). L'aspect nodulaire et surtout le caractère brèchique et chaotique des bancs pourraient témoigner de processus de pédogenèse précoces des niveaux carbonatés suite à leur exondation (Platt, 1989, Arenas & Pardo, 1999).

Ainsi, cette association de faciès pourrait représenter le développement de dépressions lacustres peu profondes et/ou de marécages temporaires (« ponded water ») (Platt, 1989), au sein de la plaine alluviale au loin ou à proximité des chenaux fluviatiles. En outre, la présence à Belprahon (Figure 4-74) de l'espèce d'ostracode *Pseudocandona sp.* (Picot, 2002) rend compte de profondeurs d'eau très faible (espèce d'ostracodes rampants (vivant entre 0 et 2m de fond), ce qui tendrait à confirmer le caractère temporaire des zones lacustres (très peu profondes et dès lors rapidement exondées) et possiblement disjointes (forme lenticulaire des carbonates).

Cette association semble assez proche, malgré le peu de données, aux faciès carbonatés des **CEDC**, qui surmontent dans l'ensemble de la zone la **MAC**. Ces faciès seront succinctement appréhendés dans le Chapitre 6, et leurs caractéristiques résumées dans le tableau en Figure 6-2.

4.5.2.3 - Environnement de dépôt relatif à la MAC

A - Les associations de faciès

La Figure 4-83 présente un modèle schématique de dépôt proposé pour la formation de la **MAC**. Ce modèle prend en compte l'ensemble des lithofaciès et associations de faciès entrevues dans la **MAC**, en leur proposant un environnement de dépôt, le plus précis possible en regard des structures reconnues dans les lithofaciès.

L'ensemble du modèle (Figure 4-84) montre un système de plaine alluviale, décomposé simplement en deux associations distinctes (de par la lithologie sables/argiles, l'épaisseur et la constitution des corps sédimentaires), soit une association de chenaux sableux (D1) et une association de plaine d'inondation (D2). Ces associations peuvent se sub-diviser elles-mêmes en plusieurs sous-associations représentant pour D1 des types de chenaux différents (multiple et amalgamés (CHm) ou individuels (CHi), et pour D2, des positions différentes sur une même plaine d'inondation (représentant des milieux de dépôt distincts et plus ou moins intimement associés/juxtaposés dans l'espace : zones sub-aériennes (D2a), complexes de dépôts de débordements (D2b), et dépôts lacustres (E/L)).

Les faciès de chenaux « multi-story » (D1/CHm) correspondent aux chenaux majeurs, voire à des ceintures de chenaux sur la plaine alluviale, et sont construits par phases de surcreusements et de remplissages rapides et répétés des chenaux, par des systèmes de barres, et représentent une ceinture de chenaux, plus ou moins discontinue latéralement, et assez large (plusieurs centaine de mètres de large à plusieurs kilomètres possiblement selon les compilations de données effectuées par Gibling (2006), où ce type de chenaux connaît un ratio W/T (rapport largeur/épaisseur) compris entre 25 et 100 en moyenne, donc pour 30 m d'épaisseur, entre 750 et 3000 m de large en moyenne), formée par l'amalgame et l'anastomose de plusieurs chenaux individuels. Cet ensemble est soumis à une forte dynamique de crue et ces systèmes semblent très aggradants à relativement long terme, afin de former des corps épais (plus de 30 mètres comme rencontrés en sondage (Figure 4-75).

Les systèmes de chenaux « multistory », donc fortement amalgamés, se forment préférentiellement sous de faible taux de création d'espace d'accommodation, et de forts taux d'apports sédimentaires caractéristiques de système de relative haute énergie (« high-energy fluvial systems »), caractéristiques de « systèmes faiblement sinueux » (« low-sinuosity channels »).



Leur aggradation pourraient également correspondre à des phases d'élévation du niveau de base (consécutivement à son abaissement qui a crée la structure chenalisante et de l'espace disponible pour les sédiments (espace d'accommodation relique du bas niveau de base) et/ou à des phases augmentation des apports détritiques suivant une érosion en hausse dans les zones sources. Néanmoins dans le cadre de cette aggradation de systèmes riches en matériaux sableux, suite à l'augmentation des apports ou à une élévation du niveau de base, l'élévation du niveau de base peut se voir amplifiée par une subsidence tectonique du bassin, qui d'après les structures visibles en corrélation en Figure 6-13 (cf. Chapitre 6), reprend au Chattien (Ustaweski et al, 2005) dûment au changement de contraintes régionales (compression NE/SW, Ustaweski et al, 2005)

Par opposition, les chenaux simples/individuels, de taille moindre, correspondent sans doute à des chenaux mineurs/secondaires, indépendants, et/ou tributaires des plus importants (D1/CHm). Ils représentent des dépôts de plus faible énergie (« low-energy fluvial systems ») par rapport aux chenaux de l'association D1/CHm, et correspondraient à des objets à plus forte sinuosité et surtout à plus fort taux de migration latérale (avulsion). Ce type de chenaux sinueux, est caractérisé par de faibles charges, dans des conditions de forts taux de création d'espace d'accommodation.

Les faciès argilo-sableux plus fins de la plaine d'inondation (D2) sont composés d'une mosaïque de faciès assez variés qui représentent des parties distinctes d'une même plaine d'inondation (épandages de débordements, paléosols, mares temporaires, lacs) à dominante argileuse, bordée par des chenaux (D1, « multistory » ou « individuels »). L'ensemble de cette plaine tend à aggrader fortement également, suite aux apports de matériaux apportés par les crues, mais de façon différentielle selon la position par rapport aux chenaux.

Les différentes sous-associations de faciès dans D2 rendent compte d'un relatif éloignement des chenaux depuis les faciès de débordement (D2b) aux faciès de plaine d'inondation sub-aquatique à sub-aérienne (D2a, Fmb) et enfin à des zones non atteintes par les crues ou très peu et qui voient le développement de sols (D2a, Fmr).

B - Interprétation en termes de système fluviatile des associations de la MAC

Les dépôts d'origine fluviatile reconnus dans la **MAC**, posent un problème quant à leur interprétation en terme de système fluviatile (en tresse, anastomosé, ou méandriforme ?), étant donné le peu d'affleurements et le peu de puits recoupant la formation impliquant peu de données géométriques et peu de renseignements sur l'architecture et la disposition relative des différentes associations de faciès (« D2/O/Overbank-floodplain versus D1/CH/channels »).

Les dépôts de chenaux à remplissage multiple (« multistory fill »), caractérisant des systèmes fluviatiles peu sinueux, et formant ici l'essentiel des dépôts de ceintures de chenaux (CHm/D1) et la participation importante/majoritaire dans les dépôts des faciès de plaine d'inondation (O/D2, à plus de 60% sur des sections complètes de la formation, cf. Figure 4-75 (section partielle) et Figure 6-15 sont communément attribués à des systèmes anastomosés (Rust, 1981, Miall, 1996).

Les faciès sableux de chenaux D1/CHm sont caractérisés par des histoires complexes, formant des corps épais constitués pour l'essentiel de la superposition de barres 2D/3D de grande taille se développant dans les chenaux (« in-channel bars »). Ces faciès qui dominent largement l'association de chenaux sont assez communs des rivières sableuses à faible sinuosité et des rivières sableuses anastomosées (Turner et al., 2001).

L'abondance des faciès hétérolithiques (marno-sableux, Ochd/D2b) dominés par les sables à rides de courant qui représentent des dépôts de débordements sur la plaine alluviale argileuse, et/ou encore d'épandages de crevasse, sont assez typiques des systèmes anastomosés (Smith & Smith, 1980, Ulicny, 1999), reflétant une assez forte aggradation de la plaine d'inondation.

De plus les marnes argileuses et silteuses massives et/ou laminées (Fls) comprises dans les faciès de débordements (D2b,Ochd), et présentes également dans l'association D2a/Of, interprétées comme des faciès de « floodpond » (Smith & Smith, 1980), sont très communs dans des rivières anastomosées actuelles, et ainsi interprétés comme un faciès particulier au sein des vastes complexes d'épandages de débordement plus ou moins inféodés à de tels environnements de rivière anastomosées (Smith & Smith, 1980).

Ainsi le système sédimentaire de la MAC dans les grandes lignes peut convenir à une description générale de système à faible sinuosité, caractérisé par de larges chenaux faiblement

sinueux et/ou anastomosés et d'une plaine d'inondation vaste, fréquemment ennoyée et soumise à de larges épandages sableux.

C - Variation temporelle des assemblages de faciès au sein de la MAC ?

La formation de la MAC, est largement diachrone, représentant un intervalle de temps assez large depuis le Rupélien moyen (MP22 /MP23 et *C. major*) et jusqu'au Chattien supérieur (MP29 et *C. notata*) (cf. Chap-2, synthèse stratigraphique).

Elle correspond dans un premier temps (Rupélien moyen) aux faciès proximaux de plaine alluviale, contemporains du système deltaïque situé plus au nord et alimentant les dépôts des CM, MCyr et de la MAM. Plus tard, au début du Chattien cette formation envahi et se développe sur l'ensemble de la zone étudiée (Jura et sud du fossé).

Il m'apparaît important de noter ici, une légère différence, à priori, mais difficilement vérifiable (vue le peu de données), entre les faciès de Belprahon (d'âge Rupélien, zone à charophytes *Microcera*, Picot, 2002) et les faciès entrevus dans le sondage DP202 et à Heidwiller rattachés au Chattien (Théoblad, 1953, Riveline, 1984, Pirkenseer & Berger, 2006).

En effet, les faciès de Belprahon, outre la présence de niveaux de carbonates lacustres, montrent des dépôts de plaine argileuse et de paléosols où sont très bien développés les lithofaciès Fmr, (sous-association D2a/Of), témoignant de conditions d'un couvert végétal abondant et d'une pédogenèse en milieu oxydant (sous climat semi-aride à sub-tropical), alors que les dépôts carottés ne montrent que des faciès de plaine alluviale plus réduite et apparemment plus hygromorphe. Les dépôts de Belprahon montrent en outre, des chenaux de taille moindre à ceux du bassin potassique et/ou de Heidwiller, comprenant des chenaux individuels (D1/CHi) exclusivement, et plus sinueux, plutôt que des faciès CHm attenant aux autres coupes (i.e. DP202 et Heidwiller, Figures 4-75 et 4-73).

Faudrait-il voir ici, un artéfact du peu de données, une position différente sur la plaine alluviale (comme envisagée dans a reconstitution environnementale, Figure 4-84) ou encore une signification climatique au développement préférentiel de l'un ou l'autre des faciès de chenaux et/ou de plaine alluviale argileuse (Fmb/Fmr). Si les chenaux plus sinueux de Belprahon, témoignent sans doute d'une décharge moindre et plus intermittente, ils sont néanmoins similaires faciologiquement à ceux décrits dans les carottes du DP202 (Figure 4-75). Concernant les faciès argileux, le lithofaciès Fmb (plaine hygromorphe à pédogenèse ménagée) est parfaitement identique dans les deux cas, alors que Fmr (plaine oxydante sub-aérienne à pédogenèse plus ou moins poussée) est totalement absent des carottes du bassin potassique.

Concernant les données climatiques (et c'est là juste une piste de réflexion, visant à savoir si un système fluviatile peu rester sensiblement le même à la faveur de changements climatiques) Becker (2003), propose des reconstitutions paléo-climatiques assez fines pour l'Oligocène de la région jurassienne essentiellement basées sur les assemblages de *Rhinocérotidés* et l'étude des minéraux argileux. Cet auteur note un changement drastique, associé à un sévère refroidissement à la limite Rupélien/Chattien. Il décrit des tendances environnementales et climatiques variables entre un pôle sub-tropical à semi-aride pour la fin de l'Oligocène inférieur (Rupélien sup.) associées à une végétation de forêt humide (« swampy forests and open zones »), vers un climat plus tempéré au début du Chattien et une végétation de savane ouverte (« open woodland »). Ces faits avaient déjà été entrevus par Sittler (1965) et Schuler (1990) mais le schéma biostratigraphique était à l'époque bien moins précis et contraint qu'aujourd'hui.

Ainsi l'absence du développement des faciès Fmr, dans une section même partielle de la MAC, rattachée au Chattien, pourrait trouver son origine dans un climat plus humide, empêchant le développement de sols oxydés (Fmr), la tendance au sein de la plaine d'inondation demeurant à l'hygromorphisme.

Concernant la stabilité apparente du système fluviatile dans son ensemble (sur l'intervalle de temps du Rupélien supérieur au Chattien), des données recueillies dans la littérature récente tendent à montrer qu'il est possible (Blum & Törnqvist, 2000) que des dépôts fluviatiles, demeurent sensiblement équivalents, face à des changements climatiques, même drastiques, du fait qu'ils représentent une réponse à un nombre conséquent de variables environnementales (tectonique, climat, apports sédimentaires), dont le climat (aridité/humidité) n'est qu'un paramètres parmi d'autres n'ayant pas forcément le rôle déterminant (facteur x).

<u>4.6 - Conclusions et synthèse sur les environnements de dépôt relatifs aux différentes formations de la Série Grise Supérieure (Groupe des Marnes Sableuses (4.4) et Molasses(4.5)</u>

La synthèse stratigraphique, basée sur les données publiées et les travaux en cours (cf. Chapitre 2 de ce travail), a permis de mettre en évidence une relative simultanéité des différents faciès reconnus, attribués à des formations distinctes non contemporaines et généralement superposées. On aurait ainsi un franc diachronisme au sein des formations. A ce titre, et pour exemple les faciès de plaine alluviale de la coupe de Belprahon (**Molasse Alsacienne Continentale**, Figure 4-74) datés par Picot (2002) au moyen des ostracodes et des charophytes, donnent un âge Rupélien moyen (Zone à charophyte *major*), qui est semblable à l'âge (MP23/MP26) donné par Clément et al, 1999 pour les coupes de la Birse (**Molasse Alsacienne Marine**, à faciès montrant un complexe distributeur d'influence tidale, C1/C2, Figure 4-61) et également à la formation des **Marnes à Cyrènes** du bassin potassique et du bassin de Sierentz (P20/P21, Pirkenseer et al, 2005 et 2006). Il en va de même pour les **Marnes à Cyrènes** de la Coupe de Laufen (Figure 4-32) (datées au sommet NP22/NP23, Picot, 2002) qui sont à priori plus ou moins contemporaines de la base des **Couches à Mélettes** du bassin potassique (DP202, Figure 4-33) (datées à ~NP23/P20, Pirkenseer & Berger, 2006).

Ainsi, les différentes formations reconnues dans les différentes parties du bassin, en succession verticale s'apparentent plus à des associations de faciès distinctes, liées génétiquement et plus ou moins juxtaposées au sein d'un vaste système de dépôt. Ce système de dépôt balaye des environnements allant du domaine continental (plaine alluviale, de la MAC, faciès D) au domaine marin franc offshore (pro-delta, des MCyr (faciès B1), et des CM (faciès A), via les faciès de front de delta des MCyr (B2/B3) et les faciès de transition et d'embouchure et de plaine côtière de la MAM (faciès C).

L'ensemble des associations faciologiques reconnues (A à E, cf. Tableau en Figure 6-2, pour une vue d'ensemble) et la reconstitution qu'elles permettent en terme d'environnements de dépôts, tendent à mettre en évidence l'existence d'un vaste système deltaïque se développant sur la partie sud du bassin rhénan alimenté depuis le domaine du bassin molassique, et partiellement en transit sur la zone qui deviendra plus tard le Jura. Ce système nourrit en matériaux clastiques le bassin (Figure 4-85). Ce système a priori très complexe et aux influences multiples (crues, marée et houle entre autres, à cela pourraient également s'ajouter les problèmes paléogéographiques liés au contexte structural par exemple), et dont la complexité malgré les nombreuses coupes étudiées n'est qu'en de moindres mesures appréhendée, pourrait être envisagé de façon simpliste et fragmentaire comme suit (Figure 4-85) :

- (1) une zone de plaine deltaïque supérieure, qui correspond à une vaste plaine alluviale qui correspond aux dépôts de la **MAC** (faciès D), strictement continentale au loin des influences marines.
- (2) une zone de plaine deltaïque inférieure et/ou de front de delta supérieur, zone tampon aux influences variées, majoritairement fluvio-tidales, représentant une étendue de plaine côtière, comprenant des baies peu profondes (C2b), des replats de marée (C2a), et un complexe distributeur d'embouchure de chenaux et de barres influencés par les crues et les marées (C1), livrant les sédiments en transit dans cette à la partie marine du delta en aval (front de delta inférieur, faciès B), l'ensemble correspondant aux dépôts de la MAM (faciès C).
- (3) une zone de front de delta inférieur se voit dominée par des influences mixtes, de crues, associées à celles des houles et des tempêtes (dépôts des Marnes à Cyrènes, (B2/B3)), et se situant au dessus de la limite d'actions des vagues de tempêtes.



- (4) enfin, une zone de pro-delta et d'offshore qui correspond aux faciès les plus distaux au loin des larges influences détritiques des zones de front de delta, et qui correspond :
 - a) à proximité de limite d'actions des vagues de tempêtes, aux faciès les fins des Marnes à Cyrènes (B1).
 - b) sous la limite d'action des vagues de tempêtes et bien au-delà, à l'ensemble des faciès reconnus dans les Couches à Mélettes, dont le majorité (« bruit de fond ») comprend des faciès de turbidites diluées (A1), subissant l'influence épisodique des crues (via des courants hyperpycnaux, à l'origine des lobes de crues sableux (A3) et des dépôts sablo-marneux des faciès A2. L'influence dominante des crues est possiblement associée à celle de courants de marées sur le fond (« tidal bottom current »).

Chapitre 5 :

Le Groupe des Meeressands du bassin de Mayence (Formation d'Alzey): Sédimentologie, architecture des corps sédimentaires et stratigraphie séquentielle.





Figure 5-1 : A - Situation du Bassin de Mayence par rapport au Fossé Rhénan et ses divers embranchements, et par rapport aux autres bassins tertiaires de la plaque ouest-européenne. B - Carte géologique détaillée du Bassin de Mayence (position en A), les diverses formations sont explicitées plus en détail (âge) dans la Figure 5-2. C - Coupe schématique tranvsersale EW, au travers du Bassin de Mayence et du Fossé Rhénan, position de la coupe en A. Les dépôts du Miocène, très épais se sont déposés sur l'ensemble de la zone, suite aux déformations récentes (uplift du bassin de Mayence), ils se retrouvent fortement érodés sur le bassin de Mayence.

<u>Chapitre 5 :</u> <u>Le Groupe des Meeressands du bassin de Mayence</u> <u>(Formation d'Alzey):</u> <u>Sédimentologie, architecture des corps sédimentaires et</u> <u>stratigraphie séquentielle</u>.

5.1 - Introduction

Même si la transgression du Rupélien, est bien enregistrée dans les **Meeressands** du Jura et de la bordure vosgienne, le peu d'affleurements de qualité rend l'interprétation des faciès difficile. En contre partie, ces dépôts affleurent dans des conditions remarquables dans le Bassin de Mayence, en Allemagne, dans la partie septentrionale du Fossé rhénan.

Grâce à l'aide du professeur Karl Stapf, de l'Université de Mayence, il nous a été possible de travailler sur ces séries exceptionnelles. Ces formations ont été largement étudiées notamment pour leur riche contenu paléontologique (Mordziol, 1911, Sonne et al., 1976, Neuffer et al., 1978, Hartkopff et Stapf, 1983, Grimm, 1991, 1994 et 1998, Grimm et Grimm, 2003, Grimm et al. (1999 et 2000). Ce cortège sédimentaire était encore jusqu'à très récemment dénommé sous l'appellation **Meeressand**. Des travaux récents (Grimm et al, 1999 et 2000) lui ont attribué une nouvelle dénomination : la **Formation de Alzey**. Cette formation est contemporaine de la **Formation de Bodenheim**, et appartiennent toutes les deux au **Groupe de Sultzaltz**, groupe qui représente l'ensemble de la **Série Grise Marine** dans la partie septentrional du fossé rhénan (Grimm et al, 2000).

5.2 - Contexte géologique et stratigraphique

5.2.1 – Situation géologique

Le Bassin de Mayence est le nom donné à l'aire de sédimentation située en bordure Ouest du Fossé Rhénan à la hauteur de Mayence. Ce petit bassin large de 35 km et long de 40 km (~1275 km2) correspond plus ou moins à un « champ de fractures » (Figure 5-1A). Ce bassin est bordé, au Nord par le Massif Schisteux Rhénan, à l'Ouest et au Sud-Ouest par les terrains du socle Permien, et à l'Est par la profonde terminaison nord du fossé (NURG) (Figure 5-1A et B). Sa formation daterait de l'initiation du rifting à L'Eocène (Illies & Greiner, 1978).

Les séries du Rupélien supérieur (NP22/NP23 et MP22/MP23, (Grimm et al, 2000), qui sont les premiers dépôts tertiaires du Bassin de Mayence, représentent également ici, comme dans l'ensemble de l'URG, la première manifestation de conditions de sédimentation franchement marines, qui s'installent suivant la tendance eustatique transgressive généralisée de cette période (Sittler, 1965, Haq et al, 1988, Sissingh, 1998). De part sa position particulière, en domaine marginal par rapport au Fossé Rhénan, le Bassin de Mayence va être de fait, hautement sensible aux changements climatiques, tectoniques et paléogéographiques.

Le substratum paléozoïque (Figure 5-1B) est constitué d'un complexe de roches volcanosédimentaires appartenant à la **Formation du Rotliengendes**, rattachée au Permien. Ce complexe est formé de coulées de rhyolite (**Kreuznach Rhyolith**) et de cinérites, sables/grès et argiles, (**Nahe-Gruppe**). La **Rhyolite de Kreuznach**, représente un épanchement volcanique, qui couvre une surface de près de 200 km2, et atteint une épaisseur maximale de 60 mètres. La dissection de ces terrains durant le soulèvement des épaules du rift, n'a laissé subsister que des patches de rhyolite plus ou moins isolés, (Figure 5-1B) au sein du remplissage tertiaire (Figure 5-1B).

5.2.2 – Succession lithostratigraphique du bassin de Mayence

De rares lambeaux attribuables aux formations continentales de l'Eocène supérieur ou du Rupélien inférieur (antérieures à -31ma), et dénommés par Grimm et al (2000) sous l'appellation **Groupe de Pechelbronn** (Figure 5-2A), sont conservés dans les parties les plus profondes du bassin de Mayence (Figure 5-1C et 5-2A).

Une succession sédimentaire peu épaisse mais quasi-complète, relative au Rupélien et au Chattien est préservée dans la partie sud du bassin, directement au contact du substratum paléozoïque (Figure 5-2A). Cette série sédimentaire, **Groupe de Sultzaltz**, récemment étudiée par Grimm (1991, 1994, 1998), Grimm et Grimm (2003) et Grimm et al. (1999, 2000), a été séparée, en différentes formations aux appellations locales (Figure 5-2A).

Les premiers corps sédimentaires qui surmontent la surface de discontinuité basale du bassin tertiaire dans cette zone, consistent en une série de conglomérats et de sables et appartiennent à la **Formation de Alzey** (ancien **Meeresand**), d'âge Rupélien moyen à supérieur (Niveau à Nannofossiles NP 23, soit environ -31 Ma, Grimm et al., 2000). Cette formation est l'équivalent latéral des formations à dominantes argileuses, **Formations de Bodenheim et de Stadecken et de Sulzheim.**

A la faveur des effets combinés de la subsidence et de la montée du niveau marin, le Bassin de Mayence, appartient, à cette époque, à un bras de Mer mettant en relation la Téthys alpine et le Bassin de Mer du Nord (Grimm,1994, Sissingh, 2003). Les connexions s'établissent via le fossé rhénan et le fossé rhodanien (Sissingh, 2003, Grimm, 1994, Martini, 1982).

Plus au Nord dans le bassin de Mayence, sont conservés des séries d'age Miocène à Pliocène. Les séries Miocène regroupées sous le terme de **Groupe de Mayence** (Grimm et al, 2000) sont essentiellement constituées de carbonates lacustres et laguno-marins, qui atteignent dans le bassin rhénan des épaisseurs monstrueuses (600 à 900 mètres selon les auteurs et la position dans le bassin), mais qui ne conservées que sous formes de lambeaux plus ou moins épais dans le bassin de Mayence.

5.2.3 - Coupe transversale synthétique

On remarque sur la coupe EW de la Figure 5-1C, que les unités stratigraphiques rattachées à l'Oligocène supérieur (**Groupe de Selztal**, Rupélien supérieur et Chattien) sont peu épaisses et présentent une épaisseur relativement constante et ce même au passage des failles. Ceci implique pour la région du Bassin de Mayence un effondrement paroxysmal vraisemblablement plus tardif que dans les zones plus au sud dans l'URG, et rattaché au Miocène.

Dans l'extrémité SE du bassin (Figure 5-1B et Figure 5-3A), le socle permien, est recouvert de façon discordante par une succession marine datant du Rupélien Supérieur (NP23/MP23) appartenant au **Groupe de Selztal** inférieur (Grimm et al, 2000), et comprenant diverses formations dont les principales : la **Formation de Alzey, la Formation de Bodenheim et la Formation de Stadecken**), (Figure 5-2).

La surface de discontinuité basale (i.e. surface de transgression rupélienne), est en fait partiellement héritée, étant donné, l'érosion continentale prolongée des bordures du rift, pendant les premières phases de rifting (du Priabonien au Rupélien inf., cf Sissingh 2000, Hartkopff & Stapf, 1983, Grimm et al, 2000). Ainsi, de rares lambeaux de sédiments continentaux (fluviatiles), appartenant à l'Eocène terminal et/ou au Rupélien basal (**Groupe de Pechelbronn**), sont observables dans le Bassin de Mayence et dans les parties les plus profondes du fossé, semble-t-il, en remplissage de larges paléo-vallées.



(B)

Etages	Lithostratigraphie			Nannoplancton (Martini 1992)	Mammifères (Mödden 1996)	Characées (Riveline 1996)	Foraminifères (Grimm 1994, 1998)		Age en Ma	
ATTIEN		Sulzheim Formation Stadecken - Fm				Stephanochara ungeri - Zone			-28.0	
RUPELIEN	Groupe de Selztal			NP 24		Chara microcera - Zone			_ _29.0	
					MP 24		Bassin	Côte	L	
		denheim- ormation	Alzey-Fm			Rhabdochara major - Zone	ORT			1
							FS B	Milioliden - Zone	-30.0	800 000 ans à 1Ma
				NP 23	MP 23		FS A	Planorbulina - Zone	L)
		Bog -	4				FMB		1000	
<u> </u>			3 ()				FIMA		L 31.0	

Figure 5-2: A - Diagramme lithostratigraphique schématique des différentes formations oligocènes du Bassin de Mayence et plus particulièrement de la région étudiée (modifié d'après Grimm et al, 2000), l'équivalence avec les formations du SURG sont proposées de façon spéculatives (CEDD Couches d'eau douce détritiques = Couches de Niederroerdern Inf.; CEDC=Couches d'eau douce carbonatées = Couches de Niederroerdern Sup.). B - Divisions biostratigraphiques des formations de l'Oligocène supérieur dans le Bassin de Mayence (D'après Grimm et al., 2000). Sont représentés également, les biozones à foraminifères définies par Grimm (1998), à savoir la Zone à Planorbulina (Planorbulina-Zone) et la zone à Miliolidés (Milioliden-Zone), permettant les corrélations temporelles entre les faciès de bassin (FMA et B (Foraminifera-Mergels (-Marls) ou Marnes à Foraminifères), FSA et B (Fisch-Schiefer ou Fish-Shales ou encore Schistes à Poissons) et ORT (Oberes Rupelton, Série Grise supérieure ou Couches à Mélettes)), et les faciès côtiers de la Formation de Alzey. Ces biozones définissent dans la zone étudiée (région de Eckelsheim) un intervalle de temps de 800000 ans à 1 Ma, d'après les travaux de Grimm (1998) et Grimm et al. (2000).

5.2.4 - Evolution tectono-sédimentaire

Cette région (NURG, soit le Bassin de Mayence et le Fossé rhénan) connaît une histoire tectono-sédimentaire contemporaine de celle de l'ensemble du rift rhénan, mais sensiblement différente tant dans l'amplitude des phénomènes (phases de subsidences majeures décalées dans le temps) que dans son évolution paléogéographique (on ne rencontre en effet pas forcément les mêmes environnements de dépôts de façon contemporaine au sud et au nord de l'URG).

Le début du rifting apparaît comme dans l'ensemble du rift dès l'Eocène et se poursuit de façon timide, jusque à la base de l'Oligocène (du Priabonien au Rupélien inf., Sissingh 2003, Grimm et al, 2000). La zone semble en érosion, comme en témoignent les creusements et les remplissages de vallées (par le **Groupe de Pechelbronn**). Cette zone peut être considérée comme une zone en en uplift plutôt qu'une zone subsidente. Elle doit même correspondre, à l'instar du Jura, à la terminaison septentrionale du rift, qui à cette époque évolue en bassin endoréique déconnecté de toutes influences externes (Duringer, 1988).

Comme dans l'ensemble du rift rhénan, une inondation marine se présente à l'aube de l'Oligocène moyen (Rupélien supérieur). Cette inondation marine va s'étendre largement sur les bordures (Bassin de Mayence) et dans le bassin rhénan. La transgression va donc ennoyer via son cortège de sédiments marins (partie inférieure du **Groupe de Selztal**) des reliefs résiduels à proximité du bassin. Le peu de variation d'épaisseur entre les cortèges développés sur la bordure et dans le bassin, tend à montrer que la zone connaît une phase d'effondrement généralisée tant dans le bassin de Mayence que le fossé rhénan nord.

Il en va de même pour la partie supérieure de l'Oligocène (partie supérieure du **Groupe de Selztal**, correspondant à la **Formation de Sulzheim**, elle-même rattachée au Chattien) qui ne montre que peu de variation d'épaisseur entre le bassin et la bordure. Seules les conditions de dépôts évoluent comme dans l'ensemble du bassin (i.e. dans le Sud du fossé) vers des conditions continentales (fluviatiles et lacustres).

La base du Miocène (**Groupe de Mayence**, dont la base est rattachée à l'Aquitanien) voit se développer conjointement l'apparition de conditions de dépôts laguno-lacustres, et une phase d'effondrement importante contemporaine d'une accumulation de plus de 900 mètres (pour l'ensemble du Miocène) en association à une subsidence différentielle notable entre les différentes parties du bassin. Au début du Miocène (Aquitanien), le nord du bassin semble soumis encore à des influences marines majeures (**Formations de Sulzheim supérieure et Couches à Cérithium**, Grimm et al, 2000), alors que de façon tout à fait contemporaine, la partie sud (**Couches d'Eau Douce Carbonatées**, cf. Chapitre 2) est quant à elle soumise à une sédimentation lacustre franche, sans incursions marines notables (Berger et al, 2005a et b).

5.3 - Cartographie de la zone d'étude et aperçu géomorphologique

La disposition particulière des séries silicoclastiques (sables et conglomérats de la **Formation de Alzey**) peut être observée sur la Figure 5-3A (cf. carte en Figure 5-1B pour localisation de la zone d'étude). Les sables et les conglomérats forment en quelque sorte, une étroite ceinture clastique, entourant les noyaux rocheux permiens constitués essentiellement par la **Rhyolithe de Kreuznach**, en position d'inselbergs épars, à l'instar d'un archipel d'îles au sein des formations tertiaires marines (**Formation de Alzey** et **Formation de Bodenheim**). Ces ceintures clastiques sont contemporaines des séries à dominante argileuse de la **Formation de Bodenheim** (anciennement appelée **Rupelton** et équivalent de la **Série Grise Inférieure**, Grimm et al, 2000) (Figure 5-3B).



Figure 5-3 : A - Carte Géologique simplifiée de la région d'Eckelsheim (modifié d'après Hartkopf et Stapf, 1984), localisation donnée sur Figure 5-1B. La position des principaux affleurements est donnée par les étoiles noires et le cartouche associé, ainsi que le tracé schématique (ligne pointillée noire) de la coupe géologique en B. B - Coupe géologique simplifiée de la zone d'étude, montrant la disposition relative des différentes formations.

Il se dessine en somme dans cette partie du bassin de Mayence, un système d'archipel d'îlots à noyau rhyolitique, plus ou moins épars et entourés chacun d'une étroite ceinture détritique.

La carte topographique (Figure 5-4A) montre que certaines collines/inselbergs (Steigerberg, Martinsberg, Hornberg) présentent une morpho-topographie (Figure 5-4B) asymétrique, en forme de « dos de baleine », avec une face raide et abrupte, tournée vers l'Est-Sud-Est et une face plus aplanie tournée vers le N/NW (vers le fossé rhénan) (Figure 5-4).

Cette morphologie pourrait indiquer un impact différentiel des processus d'abrasion liés à l'action de la dynamique marine. Ainsi les faces abruptes et raides des îlots pourraient correspondre à des faces d'impact frontal de la houle (Dickson & Woodroffe, 2002) alors que les faces à topographie

plus molles correspondraient à des zones de houle modérée, de plus faible amplitude et incapables de modeler le substratum (Dickson & Woodroffe, 2002).



Figure 5-4 : Aperçu géomorphologique de la zone d'étude autour des carrières d'Eckelsheim et de Siefersheim. A - Carte topographique (équidistance des courbes de niveau 10m) de la région étudiée. Noter que certaines collines (Steigerberg, Martinsberg, Hornberg) présentent une morpho-topographie tout à fait particulière, asymétrique, en dos de baleine, avec une face raide tournée vers le Sud-Ouest et une face plus aplanie tournée vers le Nord-Est (soit vers le fossé rhénan). Il est important de noter, que sur la face raide du Steigerberg, où est ouverte la Carrière 1, le substratum permien sur lequel repose le cortège des Meeressands présente des morphologie d'érosion induites par les vagues (platiers rocheux et falaises). B - Profil topographiques du Martinsberg et du Steigerberg. La position des terrasses et des falaises visibles dans la carrière 1 du Steigerberg (Cf Figures 5-5 et 5-11) est également représentée. C - Vue depuis le Hornberg (regard ver le S l'Est/Sud-Est) montrant la colline du Martinsberg au premier plan et la colline du Steigerberg et ses carrières au second plan.

5.4 - Les Affleurements des Meeressands de la région d'Alzey :

5.4.1 -Le Steigerberg : Carrière 1

La carrière (Steigerberg « Sandgrube der Fa. RKS »), située le long de la route entre les villages d'Eckelsheim et Wonshein, est ouverte dans le flanc ouest de la colline du Steigerberg (Figure 5-3A et 5-4). L'exploitation de granulats est très ancienne (premières extractions et études début du 20ième siècle, Mordziol, 1911).

Aujourd'hui, la carrière, en partie en cours de réaménagement avant la fermeture définitive, présente deux fronts de taille principaux quasi-perpendiculaires. Le plus court présente un profil orienté NE /SW sur plus de 200 mètres. Le second est orienté NNW/SSE et court le long du flanc de la colline sur plus de 350 mètres (Figure 5-5, plan des carrières 1 et 2 du Steigerberg).



Figure 5-5 : Plan schématique des Carrières 1 et 2 de la colline du Steigerberg et position précises des coupes étudiées.

Différents profils sédimentologiques ont été réalisés le long de ces fronts de taille (position sur Figure 5-5) et sont donnés par les Figures 5-6-1 à 5-6-12. Ils montrent des intercalations de niveaux de conglomérats prismatiques, qui se pincent et disparaissent vers l'W, intercalés dans des corps sableux. L'ensemble du cortège atteint en tout une épaisseur de plus de 40 mètres. Les différents dépôts reposent, à l'extrémité E de la carrière, en direction du sommet de la colline, sur le substratum permien qui a été décapé par l'extraction sur une surface d'environ 300 m² (Figure 5-5).

12 logs détaillés ont été levés et sont présentés dans les Figures 5-6-1 à 5-6-12. Ces logs détaillés ont permis l'analyse des différents faciès sédimentaires, et la reconstitution des conditions de dépôt. Les 11 premiers sériés, sont corrélables grâce à des surfaces stratigraphiques érosives continues et suivies visuellement le long des fronts de taille. Seul le log 12 (Figure 5-6-12), de petite taille qui est distant des autres n'a pu être directement corrélé.

		FA1- 1	Congiomérats à blocs et gros galets, modérément à peu triés, d'aspect parfois chaotique, en bancs frustres et mal définis. Interstices entre les plus gros clastes remplis avec un assemblage polymodal de clastes plus petits, sub-arrondis à bien arrondis. Présence de niveaux subhorizontaux de blocs et/ou gros galets bien triés en taille, arrondis à oblongues, et bien imbriqués (pendage vers le large). Présence d'olistholithes de plusieurs mêtres de diamètre à arêtes sub-anguleuses à la base des unités et/ou noyées dans la masse des bancs. Ces gros éléments présentent parfois des morphologies d'abrasion (encoches) sur certaines faces	Parties les plus chaotiques, représentent des dépôts de backshore ("berme de tempête), subaé représente des dépôts de talus en base de falaise côtière, induits par des chutes de pierres, de remaniés partiellement par des processus énergétiques lors d'événements (tempêtes, sur ben chaotiques correspondent à dépôts de «coarse clastic beachface », se développant sur et/ou l'impulsion du transport induit par le déferiement des vagues (assez semblables au faciés déc	triens à subaquatiques, L'accumulation de gros blocs s avalanches et/ou des débris « largués » par falaise, me de tempête). Parties à blocs imbriquées et moins J à proximité de platiers rocheux et de falaises sous rits par Saunders (2000)).	
FA1		FA1- 2	Congiomérats modérément triés à éléments bien arrondis, à blocs, galets et graviers supportés par assemblage de petits graviers et de sables. Texture clastes-supportée. Assemblages bimodaux communs à plurimodaux, montrant des indices de remplissage de l'espace entre les plus gros clastes par matrice de galets, de graviers et de sables grossiers. Bancs frustres (30 et 50 cm), irréguliers, qui forment en s'amalgamant verticalement des unités à formes prismatiques, à bases plates, délimitées par surface de ravinement, s'étalant vers le paléo-large. Les unités comprennent des surfaces (stratifications, clinoformes) pendant faiblement vers le paléo-large (5 ⁺), convexes vers le haut, soulignées par l'alignement de clastes plus grossiers.	Dépôt dans un environnement de pente en base de plage, sous l'impulsion des processus tra par le roulement des clastes le long du profil de plage dûment aux forces gravitaires. Les strati vers le haut, pourraient marquer des positions successives du profil de base de plage (lower t similtaires aux faciés de « lower beachface, LBF» de Massari et Parea (1988)	nctifs induits par le reflux des vagues (backwash), et fications à grande échelle, peu pentées et convexes peachface profile = plunge step (pied de plage), très	
FA2		FA1- 3	Congiomérats stratifiés, à graviers et petits galets, bien à très bien triés en taille et forme, à texture clastes-supportée très compacte, à assemblage unimodal et caractérisée par une absence complète de matrice sableuse. Bancs frustres sub-parailèles légèrement inclinés vers le paléo-large, définis par des galets alignés plus grossiers que la charpente. Les niveaux présentent parfois des laminations distinctes, associées à une ségrégation de la taille des clastes entre les lamines successives. Clastes allongés montrent imbrications pendant vers le palèo-large. Bancs ont 10 cm d'épaisseur à moins, à tendance fining-up, et présentent souvent un lag grossier à la base.	Les niveaux stratifiés sont le résultat de l'accrétion de sédiments sur la face de la plage par le à excellent, la ségrégation en taille des clastes entre chaque niveau, et la maturité des gravie de crible induit par le reflux des vagues (backwash) et des processus tractifs induit par le crimatrice, et le trie na taille et le forme des étéments militent pour un dépôt dans un environne sommet de face de plage) conformément aux descriptions de la littérature (Bluck, 1967; Massa Plint, 1995).	is processus de flux des vagues (swash). Le tri bon rs sont caractéristiques de processus de processus couple flux/reflux (swash-backwash). L'absence de ment de sommet de plage (« Upper Beachface », ari et Parea, 1988 ; Postma et Nemec, 1991, Hart et	
	FA2- 1		Conglomérats bioclastiques à graviers, modéremment à peu triés, eléments sub-arrondis à arrondis, et à texture clastes-supportée, en alternance avec des sables grossiers à petits graviers ronds dispersés et à stratifications subhorizontales frustres et mal définies, et à petites auges soulignées par niveaux de graviers alignés et discontinus.	Niveaux de conglomérats massifs et épais, représentent des dépôts par courants de haute ét tempêtes dans un environnement de shoreface supérieur très proche des systèmes de plage représentent des dépots alternant haute et plus basse énergie, sous écoulements denses gé galets représentent des évènements individuels de tempêtes, et les sables les conditions de dessus de la limite d'action des vagues de beau temps, dans un environnement de shoreface	nergie (en masse et par vagues) sous l'influence de à galets (FA1). Alternances sablo-conglomératiques inérés par les vagues de tempêtes. Les niveaux de retour à la normale (beau temps). Sédimentation au i/foreshore proximal et peu profond.	
	FA2-2		Sables grossiers à moyens, bioclastiques, massifs, et/ou à stratifications obliques en auges plates, base des auges et surfaces extensives définies par lag de petits graviers alignés, par place bioturbés (Skolithos, Thalassinoides, Ophiomorphia, Arenicolites), courants dominants complexes, dirigés ofshore, onshore et alongshore. Intercalations de sables grossies très bioclastiques, à stratifications obliques ("barres cquilléres"), Litages obliques montrent direction de migration dominante vers le paléo-rivage, mais également offshore (subordoné) et alongshore (rare). Par place, biotrubation importante, Thalassinoides, Ophiomorphia et traces de nutrition de poissons (raies). Contenu bioicastique peut dépasser 80% du volume du sèdiment.	Dépots reflétent accrétion verticale de sables par croissance et migration d'objets 3D, sous l'implusion des courants de houles, de dedérive littorale, et remaniements par courants de tempétes (lags à graviers). Croissance et migration de barres coquilières, 2D à 3D, semblant migrer de façon épisodique et se voyant disséquées à la faveur de conditions de haute énergie (tempétes). Ces dépots alternent avec des conditions plus calmes permettant la bioturbation, dans un environnement au dessus de la limite d'action des vagues, dans environnement de shoreface moyen à supérieur.		
		FA2-3	Sables fins silteux à litages ondulants (HCS?), à rides de courants et de vagues, et calcarénites bioclastiques à HCS. Bioturbés.	Dépôts par courants oscillatoires de beau temps (rides d'oscillations) et de tempêtes (HCS), la transition avec offshore?	dans un environnement de shoreface inférieur, à	
FA4		RS distal	Conglomérats bioclastiques à biocs, galets et graviers arrondis, dans matrice de galets, de graviers, de sables et de bioclastes. Les surfaces sommitales des gros éléments est encroitées par des épibiontes (Ostrea, Ballanus, Balanophyllia), des bio-érosions secondaires sont présentes sur les épibiontes (Pholades, Eponges clinoides, (Entobia), et Bryozoaires membraniformes). Repose sur surface de ravinement (RS) Evolution proximale distale, à tendances srato- et grano-décroissantes, corrélativement à un enrichissement relatif en bioclastes (passage d'un conglomérat sableux à biocs (prox.) à un agglomérat de coquilles (dist.)).	Dépots de lag, associés à un ravinement en domaine d'avant-plage et un remaniement de galets par les vagues (de tempéte)depuis les zones de plages, disséminés au large sur une surface d'érosion préalablement crée par le retrait vers le littoral de la zone de déferiement des vagues. Accumulation d'un fin lag transgressif, et abandon de la surface au profit des organismes, pendant le retrait vers le continent de la ligne de rivage : lag transgressif.		
EAD	Faciès de topsets FA3-3	FA3-1 FA3-1a FA3-1b	Faciès de foresets : Conglomérats à litages obliques géants ; FA3-1a : Conglomérats massifs bipartites en bancs épais, avec une division inférieure (Lbd) massive à conglomérats à galets et graviers, à texture clastes-supportée, montrant parfois un granoclassement, et une division supérieure (Ubd) bimodale, contenant des gros galets (à petits blocs) dans une matrice sablo-graveleuse. FA3-1b : nages et lentilies de conglomérat à graviers et petits galets, sans matrice à texture clastes-supportée compacte Surface de réactivations	Dépôts générés par débris flow avec perte de cohésion (FA3-1a), et parremaniement et roulement des clastes sur la surface libre du spit induits par l'action des vagues (FA3-1b). Les illages obliques à grandes échelles temoignent de la progradation du cordon dans une étendue d'eau stable et relativement profonde et correspondent à des faciés de foresets, développés dans un environnement de shoreface relativement distal.	Croissance et progradation d'un prisme progradant de galets sub-littoral (spit) dans un environnement de foreshore/shoreface relativement distal.	
170	FA3-1 Faciès de FA3-2 foresets Faciès de toesets	FA3-2 FA3-2a FA3-2a	Faciès de transition foresets/toesets Alternances sablo-conglomératiques, niveaux conglomératiques massifs, à galets et graviers arrondis en assemblage compact (clastes-supporté), division sableuses grossière enrichie en graviers et granules, laminations sub-planes frustres et tendance fining-up des divisions sableuses	Dépots générés par des débris flow (conglomérats) et des turbidites sablo-graveleuses (sables), liés à la progradation de la partie distale (transition foresets/toesets) d'un cordon de galets littoral	Les surfaces de réactivation marquent de changements de la dynamique du prisme, avec di possibles phases de progradation entrecoupée d'arrêts et de remaniement.	
		FA3-3 ~ FA1	Faciès de topsets = plages à galets et chenaux			

Tableau-1, Alzey, Tableau récapitulatof des faciès reconnus dans les Meeressands de la région d'Eckelsheim.

275



Figure 5-6-1 : Log sédimentologique du Log 1 de la carrière 1 du Steigreberg. La limite biostratigraphique entre la Zone à *Planorbulina* et la Zone à *Miliolidés*, est positionnée (ligne pointilée) au dessus de la surface de ravinement RS5, d'après Grimm et al. (1999).



Figure 5-6-2 : Log sédimentologique du Log 2 de la carrière 1 du Steigreberg. La limite biostratigraphique entre la Zone à *Planorbulina* et la Zone à *Miliolidés*, est positionnée (ligne pointillée) au dessus de la surface de ravinement RS5, d'après Grimm et al. (1999).



Figure 5-6-5 : Log sédimentologique du Log 5 de la carrière 1 du Steigerberg. La limite biostratigraphique entre la Zone à *Planorbulina* et la Zone à *Miliolidés*, est positionnée (ligne pointillée) au dessus de la surface de ravinement RS5, d'après Grimm et al. (1999).



Figure 5-6-6 : Log sédimentologique du Log 6 de la carrière 1 du Steigerberg. La limite biostratigraphique entre la Zone à *Planorbulina* et la Zone à *Miliolidés*, est positionnée (ligne pointillée) au dessus de la surface de ravinement



Figure 5-6-7 : Log sédimentologique du Log 7 de la carrière 1 du Steigerberg. La limite biostratigraphique entre la Zone à *Planorbulina* et la Zone à *Miliolidés*, est positionnée (ligne pointillée) au dessus de la surface de ravinement RS5, d'après Grimm et al. (1999).



Figure 5-6-8 : Log sédimentologique du Log 8 de la carrière 1 du Steigerberg.



Figure 5-6-9 : Log sédimentologique du Log 9 de la carrière 1 du Steigerberg. La limite biostratigraphique entre la Zone à *Planorbulina* et la Zone à *Miliolidés*, est positionnée au dessus de la surface de ravinement RS5 (ligne pointillée), d'après Grimm et al. (1999).



Figure 5-6-10 : Log sédimentologique du Log 10 de la carrière 1 du Steigerberg.







Figure 5-6-12 : Log sédimentologique du Log 12 de la carrière 1 du Steigerberg.
5.4.2 - Le Steigerberg : Carrière 2

La carrière Eckelsheim 2 (« Rathgeber Sandgrube der Fa. RKS ») est située immédiatement au SE de la première à une dizaine de mètres en surplomb de la route (Figure 5-3A et Figure 5-5, plan des carrières 1 et 2 du Steigerberg). Cette carrière, récente, ouverte en 2000, offre une coupe d'environ 10 mètres d'épaisseur dans des sables/grès très riches en coquilles, rarement interrompus de grès et calcarénites. Deux coupes ont pu être levées et corrélées, données dans les Figures 5-7-1 et 5-7-2.



Figure 5-7 : Log sédimentologique de la carrière 2 du Steigreberg.





tendance fining-up peut souligner le caractérère aggradant et transgressif de cet interval

Conglomérat bioclastique sableux désorganisé à petits galets et graviers, bien-arrondis, peu triés, texture clastes-supportie. Bi-modalité, galets (cobble) dans une matrice de petits galets et de sables (medium pebble sandy matrix).

FA2-1

Ø

Conglomérat à blocs arrondis à sub-arrondis, supportés dans un assemblage peu trié, de graviers et de sables très grossiers à bioclastes. Présence de ciment calclique. Epibiontes abondants sur faces supérieures des blocs et gros galets (ostrea, perna, balanes, pholades) Sables grossiers à très grossiers, à granules et

D

P

- A A

FA4

FA2

SI 15 MS CS VCS G 1P MP CP VCP 1C CC B

0

RSb

Faciès de shoreface supér

Conglomérat très bioclastique (bivalves, gastéropodes....) et sableux désorganisé à petits galets et graviers, bien-arrondis, peu trés, texture clastes-supportée.

Ø

Ø

/Foreshore (FA2-1).

Faciès de shoreface (FA2-2)

Sables bioclastiques grossiers, à granules et petits graviers arrondis épars. Stratifications frustres et peu visibles délimitant de grandes auges plates (0,5 à 1 m de large; 3 à 10 cm de relie).

FA2-2

Faciès de shoreface (FA2-2)

Sables bioclastiques grossiers, à granules et petits graviers arrondis épars. Laminations horizontates mal défines elou la mages obliques en auge de petite taille et peu inclinés (2 à 5 cm de relief, 15 a 40 cm d'extension latérale).

FA2-2

Surface de ravinement

RSc

Faciès de base de plage à galets (FA1-3, LBF)

Conglomérats à graviers, moderemment à bien rests, très amorts (primigalement) entres, les assemblage très compact. Trexuer assemblage et absense vouvelle de matrice. Bancs ateubrense such vorce lag de galets décordes et ou allonges al bass. 4 Om dépasaux, avec lag de galets décordes et ou allonges al bass. 2 Ettages peu définis au sein d'un méne banc. 1, avec suppesées.

FA1-2

n=29 Imbrications des galets V

Faciès de base de plage à galets (FA1-2, LBF)

Conglomérais à graviers, modéremment à bien dist, îns arronds. Tokure classes-supporte et absence virtuelle de marce. Bancs tabulaires sub-horizontaux mai définis, de 10 à 25 cm alforgés la base.

FA1-2

Lag transgressif grossier

Faciès de shoreface (FA2)



5.4.3 - Le Steigerberg : Carrière 3

La Carrière Eckelsheim 3 (« Sandgrube Wachenfeld ») abandonnée depuis une dizaine d'années, est située à environ 1 km au sud des Carrières du Steigerberg 1 et 2 sur le flanc SW de la colline du Steigerberg (sur la commune de Wendelsheim) (Figure 5-3A). Elle présente un front de taille relique de près de 7 mètres, plus ou moins continu, sur près de 200 mètres, le long de l'escarpement. L'ancienne excavation a fait pointer le substratum gréso-argileux du Permien en plusieurs points (**Nahe-Gruppe**). La surface est jonchée de blocs rhyolitiques de plusieurs mètres de diamètres, épars et plus ou moins ennoyés dans d'épais niveaux conglomératiques.

Deux coupes distantes d'une centaine de mètres ont été levées dans cette carrière et sont données par les Figures 5-8-1 et 5-8-2.

5.4.4 - La Carrière de Siefersheim (Hornberg)

La carrière surplombe le village de Siefersheim depuis le flanc de la colline du Hornberg (Figure 5-3A). Cette carrière, la « Sangrube Heder », abandonnée il y a plus d'une dizaine d'années, offre un front de taille résiduel et relativement délabré de 4 à 5 mètres de hauteur. La coupe composite réalisée à partir de différents affleurements partiellement continus est donnée dans la Figure 5-9.



Figure 5-9 : Log sédimentologique de la carrière de Siefersheim (Sandgrube "Faber"). La limite biostratigraphique entre la Zone à *Planorbulina* et la Zone à *Miliolidés*, est positionnée (ligne pointillée), immédiatement au dessus de l'unité de plage d'après Grimm et al. (1999), et ainsi par analogie avec les affleurements de la carrière 1 du Steigerberg, surmonte une surface de ravinement nommée RS5.

5.4.5 - La carrière de Wöllstein (Höllberg)

La carrière de Wöllstein (« Sandgrube Müller et Schmidt ») se situe à la sortie NW du village à une centaine de mètres de la route principale (Figure 5-3A). Cette carrière, autrefois vaste (Hartkopf et Stapf, 1983), n'offre aujourd'hui plus qu'un lambeau de front de taille à son extrémité sud, d'une hauteur de 12 à 13 mètres (Figure 5-10). Les autres fronts de taille essentiellement taillés dans des sables non consolidés sont partiellement effondrés et recouverts de végétation.



Figure 5-10 : Log sédimentologique de la carrière abandonnée de Wöllstein (Höllberg)

5.5 - Sédimentologie

5.5.1 - Nature de la surface de discontinuité basale du cortège sédimentaire des Meeressands

5.5.1.1- Description de la surface de discontinuité basale du cortège A - Dans la zone étudiée

La surface discordante sur laquelle repose le cortège sédimentaire de la **Formation de Alzey** (**Meeressand**), est découpée dans le substratum volcano-sédimentaire Permien, qui consiste principalement en des coulées de laves rhyolitiques associées à brèches, des tufs, des sables et des argiles. Cette surface est présente dans toute la zone étudiée (Figure 5-3), et met en contact direct les roches paléozoïques et les séries rupéliennes.

B - Dans la carrière du Steigerberg 1

La partie de cette surface exposée dans la carrière d'Eckelsheim (Eckelsheim 1) est formée essentiellement d'une lave rhyolitique, appelée la « Rhyolithe de Kreuznach » et datée du Permien, à environ 240 Ma (Stapf, 2003).

Cette surface et sa géométrie (Figure 5-5 et 5-11) est exceptionnellement préservée dans la carrière d'Eckelsheim 1, ouverte dans la Formation de Alzey, d'âge Rupélien moyen à supérieur (Grimm et al, 2000).

• Géométrie de la surface

Cette surface qui entaille le socle permien, consiste en une succession de petits gradins en marche d'escalier (Figure 5-11). Trois niveaux subhorizontaux, semblables à des terrasses se dessinent dans le substratum et se terminent sur des petits escarpements sub-verticaux de 3 à 4 mètres de hauteur. Les escarpements, très rectilignes, sont orientés dans une direction NNW/SSE. Les niveaux sub-horizontaux (notés T1 à T3, Figure 5-11B) ont chacun une trentaine de mètres de largeur, et se poursuivent latéralement sur plus d'une centaine de mètres.

Le premier escarpement (noté F1) atteint une hauteur de 4 mètres dans certaines portions de l'affleurement. Une plateforme (notée T0, aux alentours de 176 m (a.s.l.), inclinée faiblement vers l'W, est observable immédiatement à base de l'escarpement F1 (Figure 5-11), et correspond sans doute à une terrasse creusée dans le substratum permien sédimentaire sous-jacent à la **Kreuznach Rhyolith**, plus tendre (constitué de grès et de pélites peu consolidés du **Nahe-Gruppe**).

La première terrasse T1 est située, immédiatement au dessus de F1, à une altitude entre 179m et 180m (a.s.l.). Elle se termine sur un escarpement (F2) haut de 2 à 3 mètres. La seconde terrasse T2 est située à une altitude comprise entre 183m et 184m (a.s.l.), et se prolonge jusqu'à un escarpement (F3), haut de 3 à 4 mètres. Une dernière terrasse (T3), encore recouverte de sédiments conglomératiques, à 187m-188m (a.s.l.) affleure très sporadiquement dans la partie supérieure de la carrière.

• Morphologies à la surface du substratum

Les plateformes et les escarpements dévoilent des morphologies particulières et typiquement rattachées à des processus d'érosion par l'action des vagues marines (Figure 5-12).

La surface des plateformes est creusées de sillons et de gouttières (Figure 5-12H, I et J), aux arêtes émoussées, étroites et parallèles, allongées perpendiculairement (Figure 5-12H et I), parallèlement (Figure 5-12J) ou obliques à la direction des escarpements. Ces morphologies d'abrasion, s'interprètent comme des gouttières d'érosion résultat des roulements de galets à la surface des terrasses, induits par l'action de swash/backwash flux/reflux des vagues (perpendiculaires aux escarpements, Figure 5-12H et I) ou par l'action des courants de dérive littorale (parallèles aux escarpements, Figure 5-12J). Des gouttières d'érosion similaires tant dans la forme que dans les orientations sont observables aujourd'hui sur la plupart des côtes rocheuses à galets. Par exemple, à la base des célèbres Falaises d'Etretat (Normandie), comme présenté dans la Figure 5-28B, C et G, des morphologies semblables sont découpées dans le substratum crayeux de la terrasse de basse mer. De

nombreuses dépressions en forme de « marmites » abondent à la surface des terrasses (Figure 5-12F et G).



Figure 5-11 : A et B - Vue de la surface du subtratum rhyolithique (i.e. surface de discontinuité basale du cortège des Meeressands, et surface de transgression) à morpho-géométrie en gradins, comprenant une succession de terrasses de 20 à 30 m de large (notées T0 à T3) et d'escarpements (falaises, notées F1 à F3) de 3 à 5 m de hauteur.

Des encoches (wave-cut notches ») sont découpées à la base de chacun des escarpements (au contact plate-forme/falaise), atteignant 60 cm à plus de 1 mètre de hauteur (Figure 5-12A, B et C). Elles sont observables tout au long des escarpements, et témoignent de l'impact frontal des vagues à la base d'un littoral rocheux. Les encoches sont le résultat de la conjonction de l'abrasion par les particules transportée (galets) et de la compression de l'air entre l'eau et la paroi rocheuse, se qui a pour effet d'augmenter la fracturation mécanique de la roche et d'amplifier la désagrégation des matériaux. Elles se forment en général, à une hauteur significative, entre le niveau des hautes mers moyennes et des basses mers moyennes et sont communément appelées « tidal-notches » (Trenhaile, 1987).

En outre, de nombreuses rigoles d'érosion (marmites en forme de petites cavités) et des morphologies en « stacks » sont présentes à la surface des plates-formes (Figure 5-12B)

Les « stacks » sont des pans de roches verticaux, plus ou moins isolés à la surface de la terrasse, et présentant des encoches à leur base. Ces objets sont des reliques possibles, laissées par l'érosion, d'arches et/ou de cavités découpées dans les falaises et partiellement effondrées.

Des petites cavités verticales, aux formes arrondies, en retrait (renfoncement) par rapport au trait des escarpements se développent sur certaines des falaises (notamment F2, Figure 5-12E). Ces morphologies correspondent à des sortes de marmites creusées verticalement.

Des conduits profonds en forme d'entonnoirs découpent et entaillent profondément la surface des plate-formes et l'abrupt des falaises sous-jacentes (Figure 5-12D). Ces conduits représentent sans doute l'érosion induite par le passage répété, à cet endroit, des matériaux évacuant la plate-forme (sous l'impulsion des courants de retour (rip-currents).

• Traces d'activités biologiques

Enfin, de rares faunes encroûtantes (*Ostrea callifera*, *Perna sanderbergi*, *Patela* sp., et *Balanus stellaris*) jalonnent ça et là les parties les plus abritées et encore conservées des plateformes et des falaises (Figure 5-12K). La présence de patelliformes (*Patela* sp.) et de *Perna sp.*, faunes typiques de substrat durs, indique un environnement de dépôt infra à intertidal soumis à des émersions répétées.

Sur le sommet de la falaise F1, le socle a sur quelques mètres carrés un aspect alvéolaire particulier qui ne semble pas être lié à sa nature pétrographique, mais le résultat de perforations par des organismes. Les seuls organismes susceptibles de dissoudre et de s'installer au sein d'une telle roche siliceuse sont les bivalves *Arca sanderbergeri* ainsi que certaines espèces d'oursins.

• Association au cortège de dépôt

Les terrasses sont surmontées par des corps prismatiques de conglomérats qui se disposent et terminent contre les falaises (Figure 5-11 et 5-13), et s'indentent avec des sables au loin des terrasses. Ainsi, chacun des niveaux de plate-forme est surmonté et latéralement associé à un prisme de conglomérats, lui-même délimité à son sommet par une surface qui correspond à un nouveau et plus élevé niveau de terrasse.

C - Dans la carrière du Steigerberg 3

Dans la carrière Eckelsheim 3, la surface de discontinuité basale est également visible, mais taillée dans les séries volcano-sédimentaires du **Groupe de Nahe** sous-jacent à la **Rhyolithe de Kreuznach** (**Nahe-Gruppe**, Stapf (2003)). La surface de discontinuité se présente sous la forme d'une surface relativement plate à ondulante, jonchée de grands blocs métriques à plurimétriques de rhyolithes épars et plus ou moins ennoyés dans des dépôts conglomératiques. Cette surface n'affleure malheureusement que très sporadiquement sur quelques mètres de largeur et s'avère très difficile à suivre.

5.5.1.2 - Interprétation de la surface de discontinuité du cortège

La base du cortège marin (**Formation de Alzey**) peut s'interpréter comme une surface de ravinement se développant en réponse à une transgression marine. Elle représente ainsi une surface composite incluant une limite de séquence et une surface de transgression, formée par une série de surfaces d'érosion marines (surfaces de transgression d'ordre supérieur). Cette surface devient progressivement plus jeune à mesure que l'on est plus haut sur les paléo-reliefs. Le ravinement s'effectue par l'érosion produite par les vagues dans les zones très littorales dans un milieu de plate-forme côtière peu profonde (Swift, 1968, Nummedal & Swift, 1987).

• Formation d'une surface transgressive à géométrie en marche d'escalier

La surface de discontinuité basale du cortège des **Meeressand** (Carrière Steigerberg 1 essentiellement) montre une géométrie « en marches d'escalier » (« stair-case geometry »), constituée par une succession de terrasses (T1 à T3) séparées par des falaises (F1 à F3) successivement de plus en plus haut sur le substratum permien. L'association « terrasse/falaise » est interprétée comme des platiers rocheux littoraux fossilisés, adossées (« backed ») à des escarpements, correspondent à des paléo-falaises, préservées dans différents états de conservation. (Trenhaile, 1987, Sunnamura, 1976 et 1993).



Figure 5-12: Détails des morphologies observables à la surface des plate-formes (terrasses T1 à T4) et des petites falaises (F1 à F3), creusées dans le substratum rhyolitique permien (Kreuznach Rhyolith, Carrière 1 Steigerberg) (Cf. Figure 5-11). A, B et C. Encoches découpées à la base des escarpements sur respectivement F1 à F3. Noter que pour F2 (B) les encoches sont associées à une morphologie de "stacks", correspond à des pans de roches plus ou moins verticaux, reliques possible de tunnel evou d'arche partiellement effondrés. D - Rigole d'érosion en forme d'entonnoir entaillant la plate-forme T2 et la falaise F1, et decapant la base de la coulée de ryolithe (chanal de rip-current). E - Morphologie creusée dans falaise F2, montrant plusieurs petites encoches (notch) étagées et une rigole d'érosion en tunnel (marmite en tunnel). F et G - 'Marmites' (potholes) creusées sur la surface du substratum (T3). H et I - Sillons alignes, plus ou moins anatomoses, creuses à la surface de la terrasse T3, et à l'allongement plus ou moins perpendiculaire à la direction des escarpements. J - Sillons paralleles reusées à la surface de la terrasse T2, suivant une direction parallel à la direction des escarpements.

Ces terrasses et falaises fossiles, s'interprètent comme le résultat des mécanismes d'érosion par les vagues. Les encoches à la base des falaises, fournissent des évidences d'une érosion et d'un recul du trait de côte sous l'action des vagues. Une telle abrasion, par le déferlement des vagues, fragilise la base de la falaise, avant que les pans verticaux ne cèdent et s'effondrent. En conséquence, la falaise recule, et les terrasses subhorizontales se forment. L'alternance d'épisode de surcreusement des falaises, et le remaniement consécutif des produits du démantèlement des pans de la falaise, par les courants locaux (évacuant les matériaux de la terrasse), induisent la récession de la falaise (et du trait de côte) et un élargissement des terrasses.

Ces paléo-rivages ennoyés et préservés, marquent la migration épisodique de la ligne de rivage vers un haut topographique (assimilé au continent bien que nous soyons dans un système d'archipel d'îlots) pendant l'épisode transgressif du Rupélien moyen.

5.5.2 – Lithofaciès et Associations de faciès

Les principales caractéristiques sédimentologiques des lithofaciès observés, ainsi que leur interprétation en terme de processus et d'environnement de dépôts qui vont être discutés ci-après, sont résumées dans le Tableau 1 (ci-avant).

Différentes associations de faciès sont reconnaissables dans la succession sédimentaire, et sont organisées en trois groupes principaux, ayant chacun une signification paléo-environnementale : l'association de faciès de plage sablo-conglomératique (FA1 : « Beachface Facies Association »), l'association de faciès de shoreface (FA2 : « Shoreface Facies Association »), et l'association de faciès conglomératiques à litages obliques géants (FA3) où chacune comprend plusieurs sub-divisions (cf. Tableau 1).

Remarque sur la nature et la provenance des matériaux clastiques

L'ensemble des dépôts est constitué par des conglomérats et des sables à riche contenu bioclastique. Les matériaux proviennent <u>exclusivement</u> de l'érosion du substratum rhyolitique (**Kreuznach Rhyolithe**) et du complexe volcano-sédimentaire permien (**Nahe-Gruppe**) sous-jacents. Les matériaux (clastes et bioclastes) sont donc de source strictement autochtone et sont liés exclusivement à l'érosion d'un système composé de chapelets d'îles (aucun apport des bordures du rift).

5.5.2.1 : FA1 : L'association de faciès de plage à galets

Cette association qui est essentiellement représentée par des dépôts conglomératiques, comprend plusieurs « sous faciès », qui corresponde chacun à un environnement de dépôt distinct, sur un même profil de plage.

Caractéristiques générales

Les faciès de plage (association FA1) sont présents sur une bonne partie des affleurements étudiés, (excepté dans la carrière Eckelsheim 2), et sont interstratifiés avec d'autres types de faciès (Figure 5-13).

Tous ces faciès reposent directement sur les terrasses littorales, ou de façon immédiatement adjacente aux petites falaises (Figure 5-11 et 5-13). L'exploitation des matériaux dans la carrière 1 du Steigerberg, a décapé entièrement les sables et graviers qui couvraient la surface des terrasses sauf pour la terrasse 3 (T3), qui représente le front de taille actuel de la carrière.

Dans des directions d'affleurement perpendiculaires à la paléo-ligne de rivage, les dépôts conglomératiques apparaissent sous forme de prismes à géométrie triangulaire, à base plane et subhorizontale, et à la surface supérieure inclinée légèrement vers le bassin (5 à 10°) (Figure 5-13). Ils s'indentent latéralement dans des sédiments sableux. Les prismes individuels ont une épaisseur comprise entre 2 et 15 mètres, directement disposés contre les petites falaises, et sur les plateformes, et s'affinent jusqu'à disparaître, en direction du bassin, sur une distance comprise entre 50 et 200m des falaises.

Les bancs qui constituent les prismes ont en général, des contacts inférieurs plans, et une épaisseur allant d'une dizaine de centimètres à 3 mètres. Certains niveaux de conglomérats à forte extension latérale, représentent des horizons corrélables d'une coupe à l'autre.

Les prismes conglomératiques sont séparés par des surfaces franches de ravinement. Ces dépôts sont également surmontés, via une surface de ravinement, par des sables correspondant à des faciès de shoreface, qui viennent se déposer sur la surface supérieure des prismes de galets.

Les surfaces inférieures des prismes sont plus ou moins subhorizontales, et semblent correspondre à un ravinement prononcé dans les aires les plus proximales, au plus près des terrasses et des falaises.

Les surfaces supérieures des prismes sont également subhorizontales à l'approche des terrasses lorsque deux prismes successifs de ces faciès de plage se superposent. Dans des positions plus distales, à mesure que l'on s'éloigne des terrasses, la surface sommitale des prismes s'incline légèrement vers le bassin, avec une morphologie convexe vers le haut. Les clastes proches de la surface supérieure des prismes de galets, sont communément encroûtés par des communautés de faunes et les espaces interclastes sont infiltrés par des matériaux plus fins.

Les prismes se terminent en général dans les aires les plus distales par un niveau à blocs et gros galets d'une épaisseur d'un claste unique (20 à 40 cm). Ces niveaux qui correspondent à des lags, sont remarquablement encroûtés par des faunes.

Au sein des prismes, des discontinuités internes, marquées ou non par des érosions, sont identifiables, et séparent des faciès sédimentaires distincts. 4 grands types de faciès sédimentaires ont été discriminés, chacun correspondant à un environnement de dépôt particulier le long d'un même profil de plage.



Figure 5-13 : Panorama (photomontage) de la carrière 1 du Steigerberg, montrant une coupe plus ou moins orientée du paléo-rivage (à IFNE) vers le paléo-large (à I'WSW), et montrant la nature et la disposition différents cons sédimentaires. Noter le pincement abruut vers le basis in des cons conclomératiques. Le substratum bermien, n'est malheureusement plus visible sur cette photo, ensevelli sous des remblais.

A - FA1-1 : Conglomérats à blocs et gros galets : Les faciès de « coarse clastic beach face » en base de falaise :

Description

Ce faciès assez bien représenté, apparaît dans les dépôts des logs 7, 8 et 9 de la Carrière 1 (Figure 5-6-7 à 5-6-9) et dans le log 2 de la carrière 3 (Figure 5-8-2). Ce faciès repose en général au contact plus ou moins direct du substratum (terrasses et falaises) (Figure 5-6-7 et 5-6-8) en corps à formes plus ou moins prismatiques.

FA1-A est constitué de conglomérats à blocs et galets, peu à modérément triés en bancs frustres et mal définis. Les blocs et de gros galets sont pour la plupart très arrondis. Les interstices entre les plus gros clastes sont remplis avec un assemblage de clastes plus petits (galets à granules) sub-arrondis à bien arrondis, et de sables grossiers, (Figure 5-14). Par places, à la base des unités, la matrice peut être constituée d'une argile sableuse rougeâtre. La texture de ces conglomérats est de type

« clastes-supportée », montrant des remplissages de l'espace entre les plus gros clastes par une matrice de galets, graviers modérément triés et de sables grossiers parfois bioclastiques. On note de façon caractéristique la présence de blocs métriques à plurimétriques (« olistolithes ») généralement anguleux, mais plus ou moins arrondis à certaines arêtes, jonchant la surface de repose des bancs (terrasses) et/ou dispersés (à la base) au sein des unités (Figure 5-14E). Ces gros blocs présentent parfois des faces à encoches (« wave-cut notch »).

L'aspect de ces niveaux est le plus souvent chaotique mais on note distinctement la présence de niveaux subhorizontaux de blocs et/ou gros galets bien triés en taille, arrondis à oblongues, souvent imbriqués, emballés dans matrice compacte de galets de graviers et de sables (Figure 5-14D).

Ainsi, malgré une fabrique des clastes le plus souvent désorganisée, des imbrications bien développées entre les clastes les plus allongés se dessinent (les clastes ont une pendage dirigé vers le paléo-large) et indiquent des courants dirigés vers le paléo-rivage (Figure 5-14D).



Figure 5-14 : A - Vue Générale sur les faciès conglomératiques à blocs de l'association FA1-1, Carrière Steigerberg 1, au dessus de la terrasse T3). B - Steigerberg 1. Vue de détail des faciès chaotiques de base de falaise surmontés par des faciès à blocs de "plages à blocs imbriqués" ou "coarse-clastic beach" (sensu Saunders, 2000), déposés au pied de falaises, montrant de façon générale des galets et des blocs à maturité très variable (anguleux à ronds). Noter à la base, reposant directement au contact de la surface assez irrégulière de la terrasse T4, des conglomérats très immatures et chaotiques à matrice argileuse rouge (flèches noires). Plus haut le faciès évolue vers un conglomérat à blocs comparativement plus matures et bien imbriqués , comprenant de grands blocs métriques (olistolithes) arrondis à anguleux (slabs) noyés dans la masse du bancs (flèches blanches). C - Faciès conglomératiques à blocs à maturité variable juxtaposés à la surface lisse et émoussée d'une falaise (F2, Steigerberg 1), interprétés comme des dépots de "coarse-clastic beach" (sensu Saunders, 2000) sur plate-forme rocheuse au pied d'escarpements littoraux. D - Vue de détail des faciès conglomératiques à blocs arrondis et imbriqués (use oblique à la ligne de rivage supposée). E - Vue générale (Carrière Steigerberg 3), montrant à la base des faciès conglomératiques FA1-1 très grossiers à blocs imbriqués et galets comprenant de grands blocs "noyés" (olistolithes) de plusieurs mètres de diamètre.

Parfois, à la partie sommitale des unités, des organismes encroûtants (balanes, coraux et huîtres) apparaissent sur les faces supérieures de certains galets. Parallèlement les bioclastes (coquilles entières et débris) sont localement abondants au sein de la matrice qui englobe les plus gros éléments. Des encroûtements carbonatés construits par des serpulidés du type *Spirorbis*, deviennent également de plus en plus abondants dans les derniers 50 cm de l'unité, disposés sur les clastes ou dans la matrice.

• Interprétation

De part sa position (à même le substratum et contre les petites falaises), et de par l'aspect chaotique du dépôt, la variabilité de maturité des clastes ainsi que la très grande taille de la plupart d'entre eux (les plus gros matériaux appartiennent à ce faciès), on peut naturellement argumenter que ce faciès se met en place sur une platier rocheux possiblement adossés à des falaises. La proximité de côtes rocheuses à falaises pourrait grandement expliquer les variations dans la maturité des clastes, à la suite de chutes de roches et d'effondrement de falaises, plus ou moins remaniés dans les parties sub-aquatiques du platier rocheux ainsi que la présence des olistolithes.

Les parties mieux triées et organisées des bancs (et leur granulométrie) montrent que ces faciès représentent des dépôts de haute énergie. La maturité des éléments, bien que variable est néanmoins assez avancée, pour proposer un séjour de ces clastes assez long et mouvementé dans des conditions marines littorales. Les imbrications montrant un transport des clastes vers le paléo-rivage impliquent des forces induites par le déferlement des vagues qui vont réorienter les clastes à forte surface portante (les plus allongés et/ou les plus plats).

Il est également fort possible qu'une grande partie des matériaux séjournent en zone émergée en sommet de plage (rejetée au plus proche de la falaise (talus, berme de tempête), lors de périodes de forte houle, de grandes tempêtes et/ou de marées exceptionnelles, peu ou pas remaniée par la suite (ou alors que lors d'évènements de même amplitude) induisant le (large éventail de maturité) par iniquité du séjour dans les zones d'abrasion du platier.

Il s'agit en somme, de dépôts subaériens à subaquatiques en environnement très littoral, par l'accumulation en base de falaise côtière (sur un platier), de matériaux, remaniés/réarrangés par les vagues.

Ces faciès sont assez semblables au faciès décrits par Sanders (2000) pour les côtes rocheuses de Crête, et dénommés sous l'appellation de «coarse clastic beachface », se développant sur et/ou à proximité de platiers rocheux et de falaises sous l'impulsion du transport induit par le déferlement des vagues. Ces faciès vont correspondre en terme d'environnement de plages à galets à des environnements de base de plage (« Lower Beachface Facies », LBF, Massari & Parea, 1988, Sanders, 2000) à sommet de plage, berme de tempête (Bluck, 1967).

B - FA1-2 : Conglomérats à galets à stratifications frustres : Les faciès de base de plage : LBF

• **Description**

Ce faciès est l'un des plus fréquent au sein des successions étudiées. Il apparaît dans les logs 4, 5, 6, 7, 10 et 11 de la carrière 1 du Steigerberg (Figures 5-6-4 à 5-6-7 et 5-6-10 et 5-6-11), dans les 2 logs de la carrière 3 (1 et 2, Figure 5-8), ainsi que dans la carrière de Wöllstein (Figure 5-10).

Il concerne des bancs de conglomérats d'une épaisseur pouvant dépasser 3m, montrant des stratifications frustres (« crudely bedded ») assez mal définies et irrégulières, conférant un aspect composite à ces niveaux. Ces bancs s'organisent en unités tabulaires ou prismatiques relativement étendues latéralement (centaine de mètres). Les niveaux les plus épais et les plus grossiers montrent une base érosive bien marquée. Les prismes montrent une évolution granulométrique latérale, où les éléments les plus grossiers sont concentrés en aval de la structure (vers le bassin) (Figure 5-15A).

La surface supérieure des « prismes », est en générale lavée des particules les plus fines, ne laissant subsister que les plus gros éléments (blocs) dont le surface supérieure est fréquemment incrustée de faunes en position de vie (huîtres, balanes,...).

Les stratifications internes des bancs, bien que peu marquées, définissent des surfaces inclinées à faible angle, légèrement convexes vers le haut. Ces stratifications ou « clinoformes », sont obliques, plongeant de 5 à 15° vers le bassin, dans des directions normales à la paléo ligne de rivage

(Figure 5-15), et plus ou moins subhorizontales dans des directions d'affleurement parallèles à la côte (Figure 5-15). Les bancs individuels (strates obliques) sont en général soulignés par l'alignement de clastes isogranulaires, de plus grande taille (gros galets ou petits blocs) que ceux présents dans le matériel encaissant (Figure 5-15). Dans des directions d'affleurement parallèles à la côte supposée, ces niveaux à clastes équants apparaissent entre des bancs sub-planaires, ou, alignés le long de surfaces faiblement pentées, et délimitant les incréments individuels de bancs composites (Figure 5-15A).



Figure 5-15 : A - Carrière Steigerberg 1, Vue générale sur un prisme de conglomérats constitué de faciès FA1-2 (lower-beachface facies, LBF), en vue normale à la ligne de rivage suposée, montrant des conglomérats à litages obliques peu inclinés. Les stratifications sont marquées (outre les lignes pointillées blanches) par l'alignement de galets équants, plus gros que la masse des bancs, alignés selon un plan oblique peu incliné (5 à 10°) dirigé vers le large (définissant des clinoformes peu pentées). Noter que le prisme ainsi défini, repose de façon abrupte, via une nette surface d'érosion (ligne pointillée noire) sur des sables grossiers et bioclastiques (association de faciès FA2-2), et se voit surmonté par des sables identiques. La surface sommitale du prisme correspond à une surface de ravinement et se voit associée à un faciès de lag (FA4) montrant sur les galets, au sommet du niveau de conglomérat, des encroutements intensifs par des épibiontes (Ostrea, Perna, Balanes, Bryozoaires...). - B à E, Détails des faciès de base de plage (lower-beachface facies LBF, FA1-2), B - Vue parallèle à la ligne de côte supposée, montrant des bancs tabulaires de conglomérats modéremment triés, séparés par des niveaux de galets alignés plus gros que ceux des bancs. C - Exemple de bimodalité granulométrique dans les faciès FA1-2, où des gros galets arrondis sont supportés par une matrice compacte de graviers ronds à oblongs et imbriqués. D - Conglomérats à petits graviers et rares galets épars, dont les bancs individuels sont soulignés par une ségrégation en taille des éléments et comprennent à leur base et/ou dans leur masse des galets plus gros que le reste de l'assemblage granulométrique, montrant des directions d'imbrications opposées dans deux bancs superposés. E- Détail du faciès FA1-2, constitué de petits graviers ronds à oblongs, en assemblage compact et présentant des imbrications variables.

Les conglomérats montrent en général une texture de type « clastes-supportée ». Les clastes sont bien arrondis, de tailles allant du gravier au petit bloc supportés par des galets et/ou de petits graviers et du sable grossier mal trié, qui remplissent les interstices entre les clastes de plus grande taille (infill fabric) (Figure 5-15). Le tri est moyen à bon, et les assemblages bimodaux à plurimodaux sont fréquents. Les bimodalités granulométriques, ou deux classes fortement distinctes sont présentes, où par exemple des blocs ronds sont supportés par une « matrice » compacte de graviers par exemple

(Figure 5-15C), et sont le plus souvent associées à un tri excellent et à des proportions très élevées de galets et graviers sphériques et oblongues (Figure 5-15C).

Les imbrications des galets sont assez bien développées (Figure 5-15C,D et E), mais peuvent varier de façon spectaculaire, orientés vers le rivage et vers le bassin, parfois même dans des parties adjacentes d'un même banc (Figure 5-15D et E). Des imbrications à angle fort sont communes, et dans de rares cas l'orientation du plan a-b est normale au litage, ce qui induit une apparente absence d'imbrications. Les grands axes des galets sont communément orientés parallèlement aux directions de pendage des stratifications. Les blocs et gros galets aux formes allongées, montrent des imbrications quasi systématiquement orientées vers le paléo-large.

• Interprétation

Ces faciès caractérisés par les stratifications obliques à plus ou moins grande échelle, progradant vers le domaine marin montrent beaucoup de similitude avec des dépôts de clinoformes conglomératiques de dépôts de plage progradante qui se développent classiquement dans des environnements peu profonds dominés par une dynamique de vagues (Bourgeois & Leithold, 1984, Karabiyikoglu et al., 1999). Ces faciès à clinoformes représentent ainsi des dépôts de système de plage à galets progradante qui se développent sous l'impulsion des processus littoraux dominés par l'action des vagues de beau temps et de tempêtes (Massari & Parea, 1998)

Les dépôts ont lieu dans un environnement de base de plage, qui correspond à la face plongeante sous-marine de la plage (« lower beachface slope »), sous l'impulsion des processus tractifs induits par le backwash et par le roulement des clastes le long du profil dû aux forces gravitaires qui entraînent les plus gros éléments le plus loin.

Les stratifications à grande échelle, convexes, pourraient marquer les positions successives du profil de base de plage (« lower beachface profile »), autrement dit, la progradation du « plunge-step » au pied de la plage. Le « plunge-step » correspond à la partie la plus distale de la plage au contact des dépôts de shoreface, et est représenté par un petit ressaut topographique et un changement granulométrique important (galets v/s sables). C'est une figure commune des plages à galets (Kirk, 1980, Carter, 1988 ; Massari & Parea, 1988, Postma & Nemec, 1990). Cette partie de la plage, semble migrer exclusivement pendant des périodes de hautes eaux (marée importantes ou tempêtes), lorsque la plage est partiellement ou totalement noyée (Hart & Plint, 1995). Les processus de backwash vont pouvoir déloger les clastes de la partie supérieure de la plage et les transporter vers le large. Ces clastes vont descendre le profil de dépôt jusqu'au-delà du « plunge-step » causant ainsi sa progradation.

Les changements spectaculaires dans l'orientation des clastes, qui conduisent à un aspect irrégulier voire « convoluté » de l'arrangement des clastes, souligné par l'orientation aléatoire des plans a-b, pourrait être lié à des déformations post-dépôt, appelées « quick-bed effect ». Ces déformations sont induites par le glissement des niveaux de galets les uns par rapport aux autres, entraînant en quelques sortes des cisaillements au sein des bancs.

Ces dépôts sont très similaires aux « Lower Beachface Facies » (LBF) décrits par Massari & Parea (1988). Cette zone a pu être reconnue dans divers environnements anciens, et se voit bien décrite dans la littérature (Kirk, 1980, Massari & Parea, 1988, Postma & Nemec, 1992, Gupta & Allen, 2000).

C - FA1-3 : Conglomérats stratifiés à graviers : Les faciès de sommet de plage (UBF)

• Caractéristiques générales

Par rapport à la division précédente (association de faciès **FA1-2** (« Lower Beachface » LBF, faciès de base de plage)), ces faciès conglomératiques présentent une taille en claste moindre, un tri meilleur et des stratifications remarquablement plus régulières, plus distinctes et mieux définies, et d'échelle inférieure quant à l'épaisseur des bancs (beaucoup plus fins et réguliers).

De façon caractéristique, on distingue une bonne ségrégation de la taille des clastes entre les bancs successifs se superposant (Figure 5-16). La granulométrie moyenne, est bien moindre que celle

de l'association **FA1-2** (LBF). Elle est comprise, en moyenne, entre des granules et des graviers; des niveaux à éléments plus grossiers, conglomérats à graviers et petits galets apparaissent sporadiquement. Les éléments sont en général, bien triés en taille, en assemblage toujours bien mieux trié que dans l'association LBF, mais des bancs successifs peuvent montrer de fortes variations dans la taille des clastes. Les niveaux à éléments plus grossiers (gros graviers et petits galets) sont toujours moins bien triés que les niveaux à granulométrie plus fine. Les conglomérats de cette association exhibent des textures clastes-supportées avec fréquemment des niveaux sans matrice entre les clastes (« open-work gravel »).



Figure 5-16 : Détails des faciès de sommet de plage (FA1-3), upper-beachface facies, UBF), montrant des conglomérats stratifiés à graviers et petits galets, en assemblage compact et bien trié, caractérisé par une absence fréquente de matrice sableuse. A - Bancs du faciès FA1-3 (Partie inférieure du log 4, carrière Steigerberg 1, Figure 5-6-4) montrant des bancs tabulaires, bien définis, sans matrice et souligné par une ségrégation notable en taille de clastes. B - Détail des mêmes bancs, et présence d'un lag plus grossier (galets) ensevelis par des garnules. C - Bancs du faciès FA1-3 (Partie inférieure du log 5, carrière Steigerberg 1, Figure 5-6-5) surmontés au sommet de la photographie par un banc de faciès FA1-2 (LBF). Les niveaux FA1-3 sont carctérisés par des graviers en assemblage compact sans matrice (excepté le banc médian (plus grossier) et dont l'espace poral est rempli par des sables. Noter la présence de plans sub-horizontaux de stratifications, mal définis et frustres au sein même des bancs individuels. D - Conglo-mérats stratifiés et laminés à graviers, en coupe normale à la ligne de rivage supposée (sommet du log 7 carrière Steigerberg 1, Figure 5-6-7), montrant des bancs de conglomérats à graviers à stratifications pendant légèrement vers le large supposée (2 à 5°) et détail des laminations (formées par une ségragation des clastes) où chaque lamines sont formées par des clastes équants.

\circ **Description**

Il s'agit de bancs de conglomérats à graviers, modérément à très bien triés, organisés en bancs à stratifications planes et parallèles assez mal définies. Les bancs sont le plus souvent sub-planaires (dans des directions d'affleurement parallèles au rivage) ou présentent un léger pendage, excédant rarement 5° , vers le bassin

Les graviers (fine to coarse pebbles), en général très bien arrondis, de formes principalement sphériques et oblongues, sont organisés en couches sub-planaires, de 10 cm d'épaisseur. On peut également remarquer une augmentation de la proportion des éléments discoïdes (bien que rares, mais essentiellement rencontrés dans cette division) respectivement à l'association **FA1-2**. Néanmoins, les clastes discoïdes sont beaucoup moins abondants dans notre cas que les éléments sphériques et oblongs.

L'arrangement architectural des graviers est très compacte (éléments fortement jointifs), à texture de type clastes-supportée, et peut apparaître dans de nombreux cas exsangue de matrice (« open-work gravel ») (Figure 5-17), mais est également infiltrée à priori postérieurement par des éléments de plus petites tailles et du sable grossier. Les couches successives montrent en général une

bonne ségrégation des éléments en taille mais également parfois en forme (ronds versus oblongs) (Figure 5-16B et C). Les imbrications pendent vers le large de façon prépondérante, et ont un angle d'imbrication moyen de 10 à 30 °. Les clastes allongés, montrent des imbrications orientées vers le large.

Ainsi, Les bancs montrent un assemblage de clastes en général unimodal aux éléments fortement jointifs. Mais, il est possible localement de distinguer une bimodalité granulométrique dans l'assemblage de clastes, où une seconde classe granulométrique plus importante (coarse pebble et/ou fine cobble) est dispersée dans une « matrice » d'éléments plus fins (granules to fine pebbles) ou apparaît sous forme de lag à la base des bancs unitaires (Figure 5-16B).

Ainsi, à la base, de certains bancs, un lag discontinu de graviers ou de galets plus grossiers (de un à deux clastes d'épaisseur et généralement équants), repose sur une surface de discontinuité qui peut légèrement intersecter la partie supérieure du banc sous-jacent (troncature) (Figure 5-16B). L'espace entre ces clastes est rempli par un assemblage de sables grossiers, de granules et de petits graviers. Ce lag est rapidement surmonté par une couche, sans matrice à petits graviers semblable aux bancs décrits précédemment.

Certains niveaux (très rares, uniquement observés dans la coupe 8, dans la carrière Steigerberg 1 (Figure 5-6-8), montrent des laminations parallèles assez bien définies, montrant des clastes de taille identique, et sont sporadiquement entrelardées par de fines langues de sables très grossiers ou de granules discontinues (Figure 5-16D et E). Les laminations parallèles à clastes isogranulaires, montrent des variations de taille des clastes ou ségrégation entre chaque lamine. Ces bancs « laminés », le plus souvent à géométrie tabulaire et sub-horizontale (directions d'affleurement parallèles au rivage) et légèrement inclinés (5°) vers le bassin (directions d'affleurement normales au rivage), ont une épaisseur comprise entre 10 et 20 cm, et présentent un léger granoclassement normal.

Dans certains niveaux de ce faciès **FA1-3**, caractérisés par l'absence de matrice, un ciment calcitiques est localement présent (c'est le cas des niveaux du log 4 Steigerberg Carrière 1 (Figure 5-6-5), et des niveaux à la base de l'affleurement de Siefersheim (Figure 5-9), indurant les bancs. Ce ciment présente des petits ménisques déprimés vers le bas, caractéristiques de précipitations vadoses de calcite, et se voit souvent associé à la présence abondantes d'algues encrôutantes comme *Lithothamnium*.

• Interprétation

Les niveaux à stratifications parallèles, le tri excellent, la ségrégation en taille des clastes, leur maturité très élevée (nature essentiellement arrondie des clastes) sont à priori caractéristiques des processus de crible induit par le swash sur les parties les plus élevées de la plage.

L'accrétion de sédiments (stratifications parallèles) a lieu sur la face de la plage (« beachface »), sous l'impulsion du déferlement des vagues. Ces processus de tri sont typiquement le résultat des processus tractifs, induits par le couple swash-backwash, et des processus de transport induits par le backwash.

L'absence de matrice, et le tri en taille et en forme des éléments militent pour un dépôt de ces faciès **FA1-3**, dans un environnement de sommet de plage (« Upper Beachface ») conformément aux descriptions de la littérature (Bluck, 1967, Massari & Parea, 1988, Postma & Nemec, 1991, Hart & Plint, 1995). Cette analogie est argumentée par la présence de niveaux discontinus de sables très grossiers et/ou de granules intercalés qui pourraient correspondre aux « sand-run » induits par les processus de swash (Bluck, 1967, Massari & Parea, 1988, Postma & Nemec, 1991).

Les niveaux à laminations parallèles bien développées, associées à la ségrégation en taille des clastes pourraient représenter le résultat du processus de tri induit par le backwash (« backwash-induced sieving », Massari & Parea, 1988) et les processus tractifs induits par le couple swash-backwash (« swash-backwash-induced traction », Bluck, 1967)



Figure 5-17 : A - Profil de dépôt schématique proposé pour les Meeressands de la région de Alzey (sans échelle particulière), la constitution du matériel (sables vs galets) et les principaux processus incriminés sont également représentés. B - Environnements et faciès d'un système de plage à galets "classique". C - Environnements et faciès d'un système de plage à galets "classique". C - Environnements et faciès d'un système de plage à galets "classique". C - Environnements et faciès d'un système de plage à galets "classique". C - Environnements et faciès d'un système de plage à galets "classique". C - Environnements et faciès d'un système de plage à galets "classique". C - Environnements et faciès d'un système de plage à galets "classique". C - Environnements et faciès d'un système de plage à galets "classique". C - Environnements et faciès d'un système de plage à galets "classique". C - Environnements et faciès d'un système de plage à galets "classique". C - Environnements et faciès d'un système de plage à galets "classique". C - Environnements et faciès d'un système de plage à galets "classique". C - Environnements et faciès d'un système de plage à galets "classique". C - Environnements et faciès d'un système de plage à galets "classique". C - Environnements et faciès d'un système de plage à galets "classique". C - Environnements et faciès d'un système de plage à galets "classique". C - Environnements et faciès d'un système de plage à galets "classique". C - Environnements et faciès d'un système de plage à galets "classique". C - Environnements et faciès d'un système de plage à galets "classique". C - Environnements et faciès d'un système de plage à galets "classique". C - Environnements et faciès d'un système de plage à galets "classique". C - Environnements et faciès d'un système de plage à galets "classique". C - Environnements et faciès d'un système de plage à galets "classique". C - Environnements et faciès d'un système de plage à galets "classique". C - Environnements et faciès d'un système de plage à g

302

De plus, la présence de lags plus grossiers associés à des discontinuités érosives et rapidement surmontés de bancs bien triés, indique une augmentation rapide et temporaire des conditions énergétiques, bien au delà du seuil de transport des particules en équilibre avec cet environnement. Le retour aux conditions « normales » semble donc se faire très rapidement, dès lors que les forces d'entraînement du swash et/ou du backwash reviennent ou s'approchent du seuil critique du transport des petits graviers. Ces lags pourraient correspondre aux dépôts induits par de sévères tempêtes et de conditions énergétiques plus fortes que l'habituel (dépôt des particules grossières) alternant avec des conditions d'énergie modérée (retour aux bancs stratifiés bien triés) sur une partie relativement élevée de la plage (berme). De tels processus sont typiquement associés aux conditions de construction des bermes (Bluck, 1967, Postma & Nemec, 1991).

La présence dans les niveaux conglomératiques sans matrice (« open work gravel »), de ciment calcitiques d'origine vadose, associés à la présence de *Lithothamnium* renforce l'interprétation, où ces dépôts sont en position très proximale du système de plage à galets, dans des zones qui pourront devenir des beach-rocks à la suite des précipitations de calcite. On peut ainsi proposer une bathymétrie inférieure au mètre pour ces dépôts, dans des conditions de marée haute.

Ce faciès pourrait ainsi représenter un ensemble de dépôts formés sur la partie sommitale de la plage allant de la basse berme (« imbricate disc zone », IDZ) à la zone d'infill (upper-beachface infill zone) de Bluck (1967). Ces faciès ressemblent fortement aux faciès décrits tant dans l'ancien (Massari & Parea, 1988, Postma & Nemec, 1991, Hart & Plint, 1995, Gupta & Allen, 2000) que dans l'actuel (Bluck, 1967, Postma & Nemec, 1991, Hart & Plint, 1995, Sanders, 2000), décrits sous différents termes, mais représentant toujours des dépôts ayant lieu en partie sommitale de système de plage à galets sous l'impulsion du couple swash-backwash (flux/reflux des vagues).

D – Environnements de dépôts relatifs à l'association FA1

La Figure 5-17, présente un profil schématique proposé pour les **Meeressands** de la région de Alzey. Les faciès de l'association FA1 représentent le pôle proximal de l'ensemble de la formation étudiée, et se rapportent tous à des environnements de plages et ou d'arrière plage (backshore /pied de falaise). Les Figures 5-17B et 5-17C, correspondent à des ceintures de faciès rencontrées sur des littoraux rocheux de haute énergie (cf. paragraphe 5.6) et entremêlent les différentes associations de faciès rencontrées dans les affleurements.

La Figure 5-18B représente un profil schématique de plage à galets « classique », avec une évolution faciologique, continue depuis les dépôts de berme de tempête/pied de falaise (FA1-1), aux dépôts de sommet de plage (FA1-3) et enfin aux faciès de base de plage (FA1-2). Ce profil de dépôt se développe ou non en association à des platiers rocheux et des falaises, correspondant à des zones relativement abritées (anses, …) mais très énergétiques. Ce schéma fait également intervenir les processus hydrodynamiques (swash, backwash...) responsables du développement de la ceinture de faciès (cf. texte ci-avant pour les détails). Ce profil peut en partie correspondre aux descriptions de la littérature, concernant les plages à galets actuelles (Bluck, 1967, Postma & Nemec, 1991, Haslett & Curr, 2000, Sanders, 2000) et fossiles (Massari & Parea, 1988, Postma & Nemec, 1991, Hart & Plint, 1995, Gupta & Allen, 2000).

La Figure 5-17C représente un profil de dépôt schématique d'un système de plage à blocs, associé cette fois intimement et exclusivement à des platiers rocheux et des falaises. Ce profil représente une association de faciès développée dans des conditions très énergétiques (zones peu abritées de promontoires (cap) par exemple) et reconnue dans la littérature sous l'appellation « coarse clastic beachface, CCBF » (Sanders, 2000). Il pourrait représenter un état transitoire, instable, d'un système de plage conglomératique, qui par la suite à la faveur de changements des conditions énergétiques (amoindrissement) pourrait évoluer vers un profil plus stable et plus classique (cf. Figure 5-17B).

5.5.2.2 : FA2 L'association de faciès de shoreface

Caractéristiques générales

Les faciès de « shoreface » (terme utilisé dans un sens très large ici, par opposition aux faciès de plages, de FA1) sont majoritairement sableux. Ils apparaissent sous forme de grandes langues et/ou d'amandes de 2 à 15 mètres d'épaisseur et s'étirant sur 50 à plus de 200 mètres depuis les falaises aux limites d'affleurements (axe rivage-large). Ces langues, qui sont délimitées par des surfaces d'érosion nettes, se pincent vers le rivage de façon abrupte et recouvre en discordance les faces supérieures des prismes de plages à galets. Certaines disparaissent également en aval, drapant en quelque sorte la surface d'érosion sous-jacente.

Plusieurs sous-associations s'individualisent, essentiellement d'après la granulométrie (sabloconglomératique et/ou exclusivement sableuse), qui conditionne en partie l'interprétation en terme de régime hydrodynamique. Ainsi plusieurs sous-associations se distinguent et sont organisées en 3 divisions :

- FA2-1 Foreshore/Shoreface supérieur : conglomérats bioclastiques et sables grossiers graveleux
- FA2-2 Shoreface sens-large : sables bioclastiques à litages obliques
- FA2-3 Shoreface inférieur/offshore transition : sables silteux à rides et calcarénites

A - FA2-1 : Conglomérats sableux bioclastiques et sables grossiers graveleux o Description

Cette association de lithofaciès (FA2-1) est constituée de bancs de conglomérats sableux et bioclastiques sans structures apparentes et/ou à stratifications sub-planes frustres et très mal définies en bancs de 10 cm à 60cm, interstratifiés avec des bancs de sables graveleux (en bancs de 20 cm à 1 mètre) (Figure 5-19). Elle est relativement rare en comparaison des autres faciès de l'association FA2, et se développe dans les logs 7, 9, 10 et 11 de la carrière 1 du Steigerberg (Figures 5-6-7, 5-6-9 à 5-6-11), dans les logs 1 et 2 de la carrière 3 du Steigerberg (Figures 5-8-1 et 5-8-2) et dans la carrière de Wöllstein (Figure 5-10). Ces faciès se retrouvent soit intercalés au sein de faciès sableux de shoreface (FA2-2, carrière de Wöllstein) soit surmontent des dépôts de plages (FA1, Carrière 3) et/ou des conglomérats transgressifs (FA4, lags carrière 1). Ces faciès passent de façon générale rapidement latéralement et verticalement à des sables massifs et/ou des sables à stratification obliques (FA2-2) (Eckelsheim 1).

La partie sableuse est constituée de sables grossiers à très grossiers peu triés, à graviers et granules épars, bioclastiques, à l'apparence massive dans la plupart des cas (Figure 5-19C et D). Ces sables très grossiers présentent par places des laminations centimétriques sub-planes très frustres, soulignées par des matériaux très grossiers (granules), par des alignements discontinus de petits galets ronds, et par de très rares galets épars le long des surface des laminations (Figure 5-19D). Ces niveaux sableux montrent également dans certains cas des petites auges (30/40 cm de diamètre), remplies de graviers, et reparties de façon aléatoire dans la masse des bancs, et/ou plus ou moins alignées selon un plan de stratification. Dans certains cas, l'empilement de plusieurs bancs de ce faciès montre une tendance moins grossière à mesure que l'on s'élève dans la succession. Des terriers robustes (*Thalassinoides*), parfois remplis de petits graviers se rencontrent dans ces divisions, associés à *Ophiomorpha*.

Les bancs conglomératiques ont un aspect tabulaire ou lenticulaire et parfois plus ou moins prismatique, se pinçant rapidement vers le large et latéralement. Leur base est subhorizontale, irrégulière et nettement érosive sur les sables sus-jacents. Ils sont constitués d'un assemblage désorganisé, de graviers et petits galets à texture de type clastes-supportée, mêlés à des sables et d'abondants débris coquilliers (Figure 5-19B et C). Des assemblages bimodaux à plurimodaux de clastes sont également visibles au sein de ce faciès. Le tri est faible à moyen en général mais les clastes sont très arrondis, et parfois exclusivement sphériques. Un granoclassement normal est parfois perceptible sur les bancs les moins grossiers (petits graviers et sables). Les débris coquilliers sont abondants (coquilles entières (valves désarticulées) et fragments) et en relativement bon état de conservation (peu abrasés). Les bancs fins (autour de 10/15 cm) de conglomérats intercalés avec des sables grossiers sont courants, mais dans certains cas, les bancs de conglomérats peuvent avoir tendance à s'amalgamer. Ils sont alors séparés par des surfaces frustres, mal définies, et deviennent des conglomérats « stratifiés ». Les incréments/bancs individuels de ces amalgames se distinguent par de légères variations de la taille des éléments entre chaque banc.

Les bancs de conglomérats montrent des imbrications bipolaires dans différentes parties d'un même banc, indiquant un transport tantôt vers la paléo-côte supposée, et tantôt vers le paléo-large supposé.



Figure 5-18 : Faciès graveleux et bioclastiques (FA2-1). A - Steigerberg carrière 1 (au niveau du log 9, cf. Figure 5-6-9), vue sur les conglomérats sableux et bioclastiques surmontant ici un lag à galets et blocs arrondis (FA4) et surmontés par des sables à stratifications obliques frustres (FA2-2). B - Détail de l'assemblage clastique des conglomérats (FA2-1) constitués de graviers, de granules et de bioclastes, dans une matrice sableuse grossière. C - Vue des sables grossiers alternant avec de fins niveaux de conglomérats bioclastiques (flèches). D - Détail des stratifications sub-planes frustres des sables grossiers à galets épars alternant avec les conglomérats sableux à bioclastes.

o Interprétation

Ces niveaux enregistrent des dépôts de haute énergie (niveaux de conglomérats), rapidement suivis par des dépôts de relative plus basse énergie (sables grossiers). De telles variations abruptes pourraient représenter des dépôts ayant lieu pendant des tempêtes (conglomérats) et postérieurement à celles-ci (sables graveleux). Les matériaux clastiques proviendraient essentiellement du remaniement des zones plus littorales (système de plages à galets FA1). Ainsi les couples formés par un niveau de conglomérats et un niveau de calcarénite représentent l'enregistrement de conditions de tempêtes sévères puis de retour à la normale dans un environnement de shoreface supérieur à foreshore (Massari & Parea, 1988, Cantalamessa & Di Celma, 2004).

Les faciès à alternances sablo-conglomératiques représentent le pôle proximal de l'association de shoreface. L'existence de périodes calmes de beau temps est indiquée par la rare bioturbation (*Thalassinoïdes, Ophiomorpha*) à priori opportuniste (Pemberton et al., 1992)

Les bancs amalgamés, à stratifications frustres, montrant des variations verticales de texture (granoclassement normal) représentent des dépôts de relative haute énergie, qui montrent une diminution continue et graduelle de la puissance des écoulements (écoulements décélérant pour granoclassement normal, et surfaces d'érosion multiples liées au déferlement des vagues de tempêtes

et la possible ré-accélération), possiblement liés à des phases de tempêtes plus fortes que celles à l'origine des doublets simples. Ces variations de texture sont assez classiques dans les dépôts de « gravelly shoreface » (Hart & Plint, 1995) et/ou de foreshore (Massari & Parea, 1988), et sont simplement liées à la mise en charge des courants de tempêtes, leur paroxysme puis leur amoindrissement progressif au cours d'un même évènement.

Les petites auges remplies de graviers pourraient représenter la migration de mégarides graveleuses pendant les périodes de beau temps La présence de stratifications sub-planes frustres ainsi que les mégarides graveleuses pourraient représenter la préservation des dépôts des périodes de beau temps au sein de ces environnements de « shoreface graveleux », et ce malgré le faible potentiel de préservation des dépôts de périodes de beau temps à proximité d'un système de plage réflective (« reflective beachface », Massari & Parea, 1988).

Les bancs de conglomérats montrent des imbrications bipolaires dans différentes parties d'un même banc. De telles imbrications dirigées tant onshore que offshore sont caractéristiques des dépôts de « coarse-grained shoreface » (Reading & Collinson, 1996) Ces conglomérats à texture de type clastes-supportée se développent sous l'effet de la traction des vagues (Swift et al, 1991). Les tempêtes induisent un mouvement des clastes vers le large depuis les zones littorales (action de « backwash » pendant les phases les plus énergétiques), alors que pendant les périodes de beau temps les vagues déplacent les graviers vers la côte (action de « swash »), en conditions de plus basse énergie (Hart & Plint, 1995).

Des faciès sensiblement équivalents ont été décrits dans des dépôts de « shoreface/foreshore graveleux » tant dans l'ancien que dans l'actuel (« gravelly shoreface », de Hart & Plint, 1995).

B - FA2-2 Sables bioclastiques

Cette association de faciès consiste en une imbrication de plusieurs lithofaciès individuels, majoritairement sableux, qui se juxtaposent latéralement et se superposent verticalement, et apparaissent comme intimement mêlés. Cet assemblage de lithofaciès est très bien représenté (40 à 50% de l'ensemble des faciès) et ce dans la plupart des affleurements.

• **Description**

Dans de nombreux cas la majorité les faciès sableux (jusqu'à plus de 60% des faciès sableux présents) sont représentés par des sables moyens à grossiers, de couleur jaunâtre à rougeâtre, à l'aspect massif sur plusieurs mètres d'épaisseur. La monotonie de ces épais corps sableux n'est interrompue que par la présence relativement abondante de bioclastes (bivalves en fragments et/ou valves complètes, très rarement en connexion anatomique) et de rares graviers et granules épars. Ces niveaux « homogènes » sont surtout caractérisés par des bioturbations, dont les ichnofossiles principaux sont : *Thalassinoïdes, Skolithos, Arenicolites et Ophiomorpha*.

Dès lors que les sables ne sont plus massifs, ils montrent des stratifications, peu préservées et difficiles à lire, formées de dépressions en auges plates, concaves vers le bas, de 10 à 50 cm de profondeur tout au plus, et de 60cm à plusieurs mètres de largeur (1 à 2 m), (Figure 5-19A). Ces stratifications, pourraient s'apparenter à des trough cross stratification, à angle faible ($< à 10^\circ$), en formes d'auges ou « swales », qui se creusent les unes les autres en s'amalgamant. En de rares cas, apparaissent des surfaces de discontinuité « positives » (convexes vers le haut), s'apparentant à des formes de dômes de faible amplitude (5 à 20 cm de haut, longueur d'onde métrique). Les bases des trough, seuls éléments réellement visibles, sont le plus souvent soulignées par des petits alignements de graviers/granules épars ou des lamines centimétriques de sables plus grossier et de granules, drapant la surface d'érosion (Figure 5-19B). Les laminations internes des sables sont rarement présentes/préservées, mais néanmoins observables en quelques points (Figure 5-19C), et sont caractérisées par des lamines subparallèles à légèrement divergentes, suivant la surface d'érosion basale, à angle faible (2 à 7°), et concaves vers le bas. Les laminations s'observent en général par des variations sensibles de la granulométrie entre les lamines.



Figure 5-19 : Faciès sableux et bioclastiques à stratifications frustres obliques en auges plates (FA2-2). A - Steigerberg carrière 1 (au niveau du log 9, cf. Figure 5-6-9), vue sur les sables à litages obliques en auges plates amalgamés, surmontés par des faciès à graviers et galets (FA1-2). B - Détail des stratifications frustres montrant la base des surfaces d'érosion des auges enrichies en matériel plus grossiers (sables très grossiers et granules). C- Détail des laminations internes.

La mauvaise préservation des structures (lamines internes des auges) pourrait être liée à une présence modérée de bioturbations qui sont visibles en certains cas, Il s'agit en général de terriers trapus (*Thalassinoïdes*) remplis par des matériaux légèrement plus grossiers que l'encaissant. Des terriers d'*Ophiomorpha*, apparaissant en réseaux peu denses, sous des formes isolées exclusivement, et associées à des terries verticaux type *Skolithos*, et de rares terriers en U (*Arenicolites*).

Les mesures de paléocourants, peu aisées, mais néanmoins possibles en mesurant l'orientation de l'axe des auges, et/ou les rares laminations obliques préservées indiquent des courants complexes dirigés majoritairement NNE/SSW (perpendiculaires à la ligne de rivage) mais également dirigés NW/SE (parallèles au paléo-rivage, « along-shore »).

Il s'intercale également en quantité moindre, des niveaux métriques de sables graveleux et coquilliers à litages obliques planaires en bancs plus ou moins tabulaires, véritables « barres coquillières ». La quantité de bioclastes dans ces niveaux est variable, mais peut atteindre dans certains cas plus de 70 à 80% du volume du dépôt, dont la taille (coquilles entières et fragments) varie entre 2 mm et 100 mm de diamètre plus généralement entre 2 et 40 mm. Ce lithofaciès assez particulier se développent, au dessus d'une surface d'érosion (Figure 5-20), à profil concave vers le bas, de grande amplitude, incisée dans les faciès sableux massifs et/ou à auges plates. Cette surface de discontinuité est profonde de 1 à 3 mètres, et dépasse en continuité latérale la taille des affleurements (supérieure à 50/100 mètres).



Figure 5-20 : Aperçu (photographie et dessin) des faciès sableux coquilliers à litages obliques composites inclus dans l'association FA2-2. Noter que ces faciès apparaissent toujours au dessus d'une franche surface d'érosion. Les paléocourants mesurés sur les différentes parties de cet ensemble montre des directions d'écoulement dirigées aussi-bien onshore que offshore mais également transverses et sub-parallèle à la côte.

Les niveaux qui constituent ce faciès ont une épaisseur comprise entre 0,6 m et 2 m (Figure 5-20 et 21) constitués de la superposition de plusieurs petits bancs. Les surfaces qui délimitent les plus petits bancs sont subhorizontales dans des directions d'affleurements parallèles au paléo-rivage, et inclinées de 2 à 15° dans des directions perpendiculaires au rivage. Les foresets des barres présentent des laminations obliques planes inclinées en général vers le large avec un angle relativement faible (5 à 10 °) (Figure 5-20 et 21A), mais des faisceaux à foresets dirigés vers le rivage avec des angles de progradation raides (15-30°), sont également courants. Rarement, entre plusieurs niveaux/bancs de sables à obliques tabulaires, s'intercale par endroit des niveaux discontinus constitués de stratifications obliques en auges semblables à celles décrites précédemment (Figure 5-21C). Les paléocourants mesurés dans ces objets sont toujours transverses (voire perpendiculaires) à ceux donnés par les bancs encaissants à litages obliques planes).

La faune de ce faciès singulier est de loin la plus diversifiée au sein des différents affleurements, bien qu'elle ne soit à priori que peu autochtone et grandement remaniée. On rencontre hormis une grande quantité de dents de sélaciens de toutes sortes (*Notorynchus primigenius, Carcharias cuspidata, Carcharias acutissima, Nebrius sp, Carcharocles angustidens, Myliobatis sp.* (*~Myliobatis oligocaena*), de nombreux lamellibranches (*Ostrea, Glycimeris, Pecten, Perna sandbergeri...*), exclusivement sous formes de valves désarticulées (entières à très fragmentées) et remaniées, associées à des restes de scaphopodes, de gastropodes, de balanes (crustacés) et de coraux non-hermatypiques (*Balanophyllia inaequidens*) ainsi que de fragments d'échinodermes et de rares brachiopodes (*Terebratula sp.*). Certains bancs (Carr3, Figure 5-8-1) comprennent une faune monospécifique constituée uniquement de valves désarticulées d'*Ostrea*.

Ces niveaux sont associés à de nombreuses bioturbations : des terriers d'*Ophiomorphia sp.*, (Figure 5-21B) sont aisément reconnaissables, à formes droites à dichotomiques, pouvant par places s'organiser en réseaux très denses ; des terriers robustes (*Thalassinoïdes sp.*) (Figure 5-21D), très certainement attribuables à des arthropodes, aux formes variées (rondes, elliptiques, rectilignes et verticales, branchues) à diamètre de 5 à 10 cm, et profondes de 10 à 50 cm, sont identifiables grâce à un remplissage beaucoup plus grossier que l'encaissant, percolant à priori depuis le haut. Des structures peu profondes (10 à 15 cm) ayant la forme de « pots » de 10 à 15 cm de diamètre se rencontrent à la base des bancs de faciès (Figure 5-21A). Ces structures sont remplies par un matériel

plus grossier. Ces structures pourraient être interprétées comme des traces de nutrition de poissons, comme des raies (« ray feeding excavations », Ricketts et al, 1989). La présence abondante dans ces faciès de dents de *Myliobatis sp.* (Raie) semble appuyer cette hypothèse.



Figure 5-21 : Détails de l'assemblage des faciès FA2-2, à barres coquillières. A- Photographie montrant le détail des stratifications obliques dans le lithofaciès bioclastique et la variation par rapport aux auges plates des faciès sous-jacents. Noter la présence d'une nette surface d'érosion sous les sables coquilliers, et la présence de figures en "pots" sur cette surface. B - Faciès sableux massifs présentant des terriers d'*Ophiomorphia* abondants. C- Détails de stratifications en auges. D - Faciès sableux et coquilliers intensément perturbés par des terriers de type firm-ground, robustes type *Thalassinoïdes*, attribués à des crustacés, remplis ultérieurement (par le haut) par des matériaux grossiers (coquilles et graviers).

Enfin, pour en terminer avec cette longue description de cet assemblage il s'intercale de façon anecdotique, au sein de FA2-2, deux lithofaciès grossiers (conglomératiques) bien différenciables et somme toute bien singuliers.

Ainsi, de façon très sporadique au cours de cette étude (1 unique chenal identifié dans le log 4 de la carrière 1 du Steigerberg (Figure 5-6-5)), mais bien entrevus et décrits par Hartkopf & Stapf (1983), Neuffer et al. (1978) et par Sonne et al. (1976), des petits chenaux conglomératiques, aux murs abrupts, relativement profonds (relief pouvant dépasser le mètre), mais à faible extension latérale (1 à 2 m au plus), sont creusés au sein des faciès sableux décrits par-avant. Ils sont remplis par un matériel hétérogène, fait de galets et de graviers, peu triés mais très bien arrondis, ainsi que de nombreux débris coquilliers.

Enfin, un unique banc prismatique de 1m à 1m50 d'épaisseur, d'une cinquantaine de mètres de longueur, se pinçant rapidement (« seaward »), à une épaisseur de quelques clastes, et se voyant tronqué (« landward »), apparaît dans la coupe 6 de la carrière 1 du Steigerberg. Il est constitué par une brèche à éléments de rhyolite très anguleux à peu arrondis, de la taille du gravier au bloc (45 cm) supportés dans une matrice argilo-sableuse et graveleuse rose à beige (texture matrice-supportée). La base est érosive, et nette dans les sables sous-jacents. Le sommet est irrégulier, et nombre de clastes dépassent en taille la masse du banc et sont noyés dans les sables qui surmontent le banc. Le banc montre très nettement un granoclassement vertical, inverse, avec des clastes de la taille de gros galets (20 à 25 cm) au sommet de l'unité. On note l'absence complète de faune.

o Interprétation

Les stratifications obliques en auges plates, qui dominent l'assemblage de lithofaciès FA2-2, décrites ici ne correspondent pas directement aux descriptions classiques de litages obliques en auges décrits dans les séries marines peu profondes (Clifton et al, 1971) et interprétées comme le résultat de la migration de mégarides en demi-lune (« lunate »). Ces objets s'apparentent également à des « swaley-cross-stratifications » ou SCS (Leckie & Walker, 1982), qui correspondent à des remplissages d'auges plates (« swale-filling»), à formes concaves vers le haut, qui s'amalgament verticalement. Ces objets sont associés à des surface d'érosion ondulantes, rares « hummocks », ces derniers correspondant aux rares structures positives conservées ici. Ces structures se forment par la migration et l'accrétion verticale de structures sableuses tridimensionnelles, sous l'impulsion de courants fortement oscillatoires, dans des profondeurs d'eau relativement faibles (quelques mètres tout au plus, ~5 à 10m), le plus souvent associées à des évènements de tempêtes (Leckie & Walker, 1982).

Les mesures de paléocourants (sur les axes des auges), l'imbrication de courants d'axe off- et on-shore avec des courants along-shore pourrait sous entendre la coalescence des structures. Les objets à courants globalement perpendiculaires à la côte (on et offshore) représentant la part oscillatoire des courants (SCS) et les auges à courants dirigés parallèlement à la côte des structures de mégarides (litages en auges, trough) migrant selon des courants unidirectionnels de dérive littorale (« longshore » barres).

Les niveaux soulignés par des graviers pourraient représenter des surfaces d'amalgamation, qui enregistrent de discrets évènements de tempête à faible potentiel de préservation (lags de tempêtes, Cantalamessa & Di Celma, 2004), impliquant le remodelage du profil de dépôt dans son ensemble.

La composition « bioclastique » des « barres coquillières » et la taille des éléments, tout comme les indices de bioturbations (ichnofaciès *Skolithos*), militent pour un environnement de dépôt proche du littoral et soumis à des conditions de haute énergie, faciès très certainement attribuable à des barres littorales coquillières. L'organisation des litages obliques de ces « barres coquillières » enregistre la migration de grandes barres sous l'impulsion de courants unidirectionnels dirigés vers le large et/ou vers le rivage, ou encore en direction plus ou moins parallèles au rivage. Ces corps sédimentaires vont être disséqués par des structures de plus petites tailles (mégarides à litages en auges semblables au lithofaciès majoritaire) sous l'impulsion de courants unidirectionnels de même direction et/ou légèrement obliques/transverses, voire dans certains cas perpendiculaires aux directions de migration des « barres coquillières ». Ceci, en association à la présence des bioturbations, semble indiquer que ces « barres » migrent plus de façon épisodique que de manière totalement continue.

La surface d'érosion sur laquelle se développe ce lithofaciès n'est pas une surface majeure de l'assemblage lithostratigraphique, étant donné le fait qu'elle ne se propage pas vers le continent et voit limiter son impact à une zone relativement distale, qui voyait auparavant le dépôt de sables de shoreface à litages obliques en auges plates. Elle ne parait donc pas liée directement à une variation du niveau marin relatif, mais plutôt à la modification des conditions hydrodynamiques du système. Elle pourrait s'interpréter comme des variations locales et/ou saisonnières de dynamiques.

Concernant les petites chenaux conglomératiques, conformément aux descriptions de la littérature et en accord avec les caractéristiques observées au cours de cette étude ces objets sont interprétés comme des chenaux de rip-currents (Neuffer et al, 1978, Hartkopf & Stapf, 1983), incisés dans les dépôts sableux du shoreface (ou du foreshore) à la faveur de fortes tempêtes et/ou de forte houle, et dont le remplissage clastique dérive à la fois du remaniement des dépôts de shoreface et de ceux des plages à galets situées en amont (Gruszczynski et al., 1993).

Le banc de brèche, de par le caractère très anguleux des clastes, la présence en quantité importante de matrice argileuse, et le granoclassement inverse tendent à postuler une origine subaérienne des éléments (provenant du démantèlement par exemple des faciès FA1-1). Ce niveau de brèche, pourrait s'interpréter comme un debris-flow, sub-aérien à sous-aquatique. Ce banc semble être en effet le résultat d'un évènement violent et très court qui interrompt le dépôt des sables encaissants (FA2- 2). Ce faciès pourrait représenter un dépôt à la suite effondrement de falaise important qui finit sa course dans l'eau à proximité des falaises et qui court sur quelques centaines de mètres vers le large, et/ou par certaines similitudes avec des dépôts décrits dans la littérature récente, le dépôt du résultat d'un tsunami (Cantalamessa & Di Celma, 2005)

• Environnement de dépôt relatif à l'association FA2-2

Pour cet assemblage de lithofaciès, de loin le plus complexe, les structures sédimentaires, la présence courante de bioturbations (induisant l'homogénéisation par place), l'abondance des bioclastes et l'absence de niveaux à granulométrie fine reflètent une sédimentation dans des environnements de dépôt littoraux sous faible bathymétrie. Ces environnements sont soumis à une dynamique dominée par les vagues et les courants littoraux (construction des mégarides et des barres coquillières migrant dans différentes directions) et influencée sporadiquement par l'effet des courants de tempêtes qui induisent un remodelage des fonds (et le développement consécutif des lags à graviers et des chenaux de rip-currents).

Ces environnements se situent au dessus de la limite d'action des vagues de beau temps et pourraient se qualifier d'une façon générique de « shoreface moyen à supérieur » voire « foreshore » (« foreshore sablo-graveleux à shoreface sableux ») (Leckie & Walker, 1982, Plint, 1988, Plint & Norris, 1991, Olsen et al, 1999). Cet environnement est soumis à des conditions d'agitation et d'énergie plus ou moins continues, où les ichnofossiles (appartenant à l'ichnofaciès *Skolithos*) indiqueraient des colonisations opportunistes par les organismes d'un substrat mobile (Pemberton et al., 1992, Cheel & Leckie, 1993), lors d'épisodes moins énergétiques.

C- FA2-3 : Sables fins et silts à laminations de rides et calcarénites • Description

Ce faciès est un des moins représenté, il n'apparaît qu'en trois endroits, dans la carrière de Siefersheim (Figure 5-9), dans la coupe 12 de la carrière 1 du Steigerberg (Figure 5-6-12), et dans la coupe de la carrière 2 du Steigerberg (Figure 5-7). Il est en général associé à des faciès FA2-2. Ce faciès comprend des sables, fins à très fins, et silteux, associés à des niveaux de calcarénites bioturbées à laminations ondulantes frustres.

Les niveaux de calcarénite (25 à 60 cm) sont représentés par une calcarénite à grains fins très bioclastique, (grains de quartz et grains coquilliers), cimentée par une matrice micritique (Figure 5-22). Les bancs apparaissent soit comme massifs, ou présentent des litages ondulants assez frustres en sommet de banc (longueur d'onde de 60 cm et relief inférieur à 10 cm), qui miment des HCS frustres (Figure 5-20). De nombreuses bioturbations affectent ces niveaux (dont des terriers en U (type *Arenicolites*) (Figure 5-22D) et des bivalves en position de vie (Figure 5-22C), sont présents et perturbent le sédiment.

Les faciès sableux fins ont un aspect massif, ou sont plus communément caractérisés par des laminations HCS et de rides (Figure 5-22A et B) et contiennent des niveaux pluri-centimétriques de silts plus clairs que l'ensemble, latéralement discontinus (Figure 5-22A). Les parties les plus silteuses montrent des sortes de doublets de 1 à 30cm d'épaisseur, constitué d'une division sableuse fine à laminations HCS, et/ou à rides de vagues et de courants combinés (« combined flow ripples ») et d'une division silteuse.

Ce faciès est par places relativement homogène (Figure 5-9) car intensément bioturbé (*Ophiomorpha*). Dans le cas contraire (Figure 5-6-11, Figure 5-7-2), les laminations de rides montrent des rides de courants de petites tailles asymétriques, systématiquement remaniées au sommet en ride d'oscillations à crêtes droites. Une particularité des laminations obliques de rides est de montrer entre les foresets sableux des drapages silteux inframillimétriques, et des remplissages silteux (mud-drapes) des trough entre les crêtes (Figure 5-22B).

Les rides de courant enregistrent néanmoins en majorité des courants dirigés vers le rivage. La construction des rides d'oscillations montrent des constructions avec des lamines en chevrons (Boersma, 1970, De Raaf, 1977).



Figure 5-22 : Association de faciès FA2-3 : A - Sables fins à litages ondulants (à la base, HCS?) et à rides de courants et de vagues combinés, alternant avec niveaux silteux (niveaux plus clairs) plus ou moins discontinus et ananastomosés, développant par place un litage "flaser". B - Sables fins à rides de vagues et drapages silteux (niveaux discontinus plus clairs) dans le creux des rides. C - Calcarénite à laminations frustres à grains fins, contenant des bivalves en position de vie, et montrant des indices de fuite (déformation des lamines vers le haut, flèche). D - Terriers en U, attribuable à *Arenicolites* dans un banc de calcarénite assez grossière.

• Interprétation

Ce faciès s'interprète comme des dépôts essentiellement générés par une dynamique oscillatoire de vagues et de tempêtes, sur la base de la reconnaissance des HCS, des rides de vagues et de courants combinées et pourrait être un indicateur de dépôt au-dessus de la limite d'action des vagues de tempêtes.

Des sables fins, à laminations horizontales et obliques de rides d'oscillations semblables au faciès FA2-3 ont été reconnus dans des environnements modernes de shoreface distal/inférieur (Clifton et al, 1971, Reineck, 1967), et sont attribués à une sédimentation dominées par le déferlement des vagues, courants de fond causés par le passage des vagues, bien au-dessous de la « breaker-line ». Le sable disponible pour le dépôt dérive probablement de la re-suspension d'une partie du substrat du shoreface inférieur, ainsi que de sables introduits par des courants induits par des tempêtes affectant les parties supérieures du shoreface.

Les vagues des périodes de beau temps sont susceptibles de légèrement remanier et « rider » le substrat (oscillation (chevrons), écrêtage des rides, Boersma, 1970, De Raaf, 1977). L'agitation qui règne sur le shoreface, même durant les périodes d'accalmies, est suffisante pour permettre le maintien en suspension des fines particules (silts ici), et leur dépôt par suspension ne prédomine qu'occasionnellement comme mode de dépôt (De Raaf, 1977).

Les laminations ondulantes présentes dans les niveaux calcarénitiques et sableux, mimant des HCS, pourraient indiquer des dépôts induits par une dynamique oscillatoire et de tempête, entrecoupant le dépôt dominé par les rides d'oscillations en période de beau temps (Dott & Bourgeois, 1980, Leckie & Walker, 1982).

Ces faciès représentent donc une sédimentation dominée par des courants oscillatoires plus ou moins continus (sables silteux à rides d'oscillations) et entrecoupés d'évènements de tempêtes (sables et calcarénites à HCS). Cette association de faciès représente le terme le plus distal et certainement les plus profond de l'ensemble de l'association de faciès de shoreface (FA2) reconnus dans cette étude au

sein de la formation. Ils se déposent très certainement dans un domaine de shoreface distal/inférieur, voire à la transition avec les faciès d'offshore, non reconnus ici mais décrits dans la littérature (Grimm & Grimm, 1998), et dont les termes les plus distaux sont connus dans la formation de Bodenheim (Grimm et al, 2000) et déposés à quelques centaines de mètres en aval (Figure 5-3).

D - Environnement de dépôt relatif à l'association FA2

La Figure 5-17A, propose un profil schématique pour les **Meeressands** de la région de Alzey. Les faciès de l'association FA2 représentent un environnement moins énergétique que celui postulé pour FA1 (plages à galets), disposé légèrement en aval de ce dernier, et se rapportent à un environnement de shoreface « générique », à foreshore, soumis à l'influence des houles et des tempêtes, ainsi qu'au courants de dérive littorale.

Cette association de faciès montre clairement l'alternance de conditions de haute énergie (sables et conglomérats) et de conditions plus calmes (sables bioturbés, et dépôts silteux fins) (Figure 5-17A). Les houles et les courants de dérive littorale puissants construisent l'essentiel du cortège, i.e. les mégarides et les barres coquillières (FA2-2). Les tempêtes, qui induisent un remodelage de l'ensemble du littoral (et du profil de dépôt) seront à l'origine des lags à graviers (FA2-2) et des bancs de conglomérats (bancs tabulaires de FA2-1 et chenaux de rip-currents dans FA2-2) (matériaux grossiers fournis par remaniement des matériaux sur les plages à galets (FA1)).

Ce système complexe présente une grande variété de lithofaciès qui se juxtaposent latéralement et s'interstratifient verticalement (Figure 5-17A), représentant des environnements de dépôts balayant depuis le domaine proximal et en direction du large, un environnement de foreshore/shoreface supérieur (FA2-1), immédiatement en aval des systèmes de plages de l'association FA1, un environnement de shoreface médian (FA2-2) sableux complexe, et enfin un environnement de shoreface distal silto-sableux (FA2-3) représentant le domaine le plus distal de l'association de « shoreface » vue ici.

5.5.2.3 : FA3 : Association de faciès Conglomératiques à litages obliques géants

Ces faciès conglomératiques à sablo-conglomératiques particuliers, apparaissent uniquement dans la carrière Eckelsheim 1, sur une épaisseur d'une quinzaine de mètres, à la base de la succession stratigraphique (dans l'Unité A, Figure 5-33). Ils se présentent sous la forme de grands plans de stratifications obliques (foresets, inclinés de 20 et 35°, vers le SW) constitués de bancs de conglomérats à galets et graviers (plus rarement de blocs), s'étirant le long d'une face d'affleurement orientée ENE/WSW (Figure 5-23). Ce faciès est constitué de bancs de conglomérats de différentes textures, qui se superposent et peuvent évoluer latéralement.

On note en effet une évolution latérale depuis la partie plus proximale de cet ensemble, caractérisée par de grands foresets (20 à 35°) dominée par les conglomérats, et une partie plus distale correspondant à la base des foresets (toesets et/ou bottomsets) et caractérisée par une interstratification de sables et de conglomérats et des plans de stratification moins pentés (5 à 10°). Ainsi deux sous-faciès principaux se distinguent au sein cet ensemble : les faciès de foresets (FA3-1) et les faciès de toesets (FA3-2).

La partie la plus proximale des faciès de foresets est elle-même recouverte à son sommet par un assemblage de faciès plage (FA1, c.f. paragraphes ci-avant) qui représentent les faciès de topsets de cette association assez particulière.



FA3-1a avec Ubd (division supérieure à granoclassement inverse, upper bed division) FA3-1b Lbd (division inférieure et massive, lower bed division)



Figure 5-23 : Association de faciès FA3 (FA3-1 et FA3-3). A - Photographie d'ensemble et dessin anoté de l'association de faciès conglomératiques à litages obliques géants (FA3) et position relative des différents sous-faciès (FA3-1a, FA3-1b et FA3-3). Noter que cet ensemble de faciès est tronqué partiellement et surmonté par une surface de ravinement qui marque la fin de la progradation du système et son ennoiement sous des faciès essentiellement sableux de l'association de shoreface (FA2-2). B - Détails des faciès de l'association FA3-1, les foresets de la construction sont constitués de l'empilement vertical de plusieurs sous-faciés (FA3-1a et FA3-1b). Les faciès FA3-1a sont constitués par des conglomérats "biparties", à granoclassement inverse, avec une division massive à la base (Lbd) et une division sommitale (Ubd) plus sableuse mais contenant des gros galets , ces faciès sont interprétés comme le résultat de dépots par des débris-flow avec perte de cohésion. Le faciès FA3-1b est quant à lui représenté par des bancs de conglomérats peu épais à lenticulaires (flèches) à petits galets et graviers sans matrice, qui peuvent s'interpréter comme des niveaux de remaniement de la surface des foresets par les vagues, où les clastes sont délogés de la surface et roulent vers des parties plus profondes en association à un tri conséquent.

A - FA3-1 : Faciès de foresets

Cette association est plus ou moins composite, et est principalement constituée de deux sousensembles FA3-1a et FA3-1b, où FA3-1a est de loin très majoritaire.

• Description des faciès

Le sous-faciès FA3-1a (cf. Tableau 1 et Figure 5-23) est majoritaire au sein du Faciès FA3-1 (Figure 5-23A). Il est représenté par des bancs de conglomérats d'une épaisseur comprise entre 50 cm et 2m, qui montrent deux textures/assemblages clastiques différents (Figure 5-23B). Les bancs sont stratifiés de manière frustre, et typiquement délimités par des surfaces d'érosion franches (à relief de 1m, 30 cm en moyenne).

Les bancs montrent une continuité variable, mais peuvent néanmoins persister sur l'ensemble de l'affleurement, ou disparaître en quelques mètres. En section, les bancs montrent des géométries en nappes (« sheet »), prismatiques (« wedge ») et chenalisées (« chute », base lenticulaire et ventrue, et sommet plat) (Figure 5-23A).

Les clastes des bancs de conglomérats présentent un grand éventail de maturité, de bien arrondis à sub-anguleux, mais les clastes arrondis dominent nettement. Les imbrications mesurées dénotent des directions de courants très uniformes, dirigées du NE au SW.

L'assemblage textural complet constitutif du faciès FA3-1a consiste en l'association de 2 divisons distinctes verticalement superposées et plus ou moins bien représentées verticalement et latéralement.

Une première division est observée à la base des bancs individualisés, et se présente comme un assemblage de type clastes-supporté, peu trié de galets et de graviers, intimement mêlés à du sable grossier et des granules. Ces niveaux ont une épaisseur comprise entre 50cm et 1m en moyenne (Figure 5-23B). Ces niveaux montrent parfois différents types de granoclassement au sein d'une même unité sédimentaire, mais un léger granoclassement inverse est le plus commun. Les contacts inférieurs de ces bancs sont nets sans pour autant être toujours érosifs. Néanmoins, en certains points, les contacts inférieurs délimitent des reliefs d'érosion prononcés, atteignant plusieurs dizaines de centimètres.

La division supérieure qui surmonte la précédente de façon plus ou moins transitionnelle, n'est pas toujours bien développée, voire absente. Elle apparaît en somme, sous forme de niveaux plus ou moins discontinus, coiffant la division inférieure. Néanmoins lorsqu'elle existe elle contraste par l'association de 2 populations granulométriques de matériaux bien distincts. Il s'agit de bancs conglomératiques très sableux à texture matrice-supportée, contenant de gros galets (m to c cobble) relativement bien triés, noyés dans une matrice de sables moyens à grossiers, avec une apparente et/ou virtuelle absence de population granulométrique intermédiaires (Figure 5-23B). Ces niveaux exhibent ainsi une bimodalité texturale très tranchée, et peuvent être affectés d'un granoclassement inverse. Les bancs de cette division, d'une épaisseur comprise entre 20 et 80 cm, sont continus latéralement ou s'affinent graduellement vers le bassin et vers le rivage. Cette division apparaît le plus souvent massive, mais dans certains cas, lorsque la proportion de matrice sableuse est importante, des laminations planes et frustres apparaissent dans les sables.

Des nappes et lentilles conglomératiques discontinues (FA3-1b) se distinguent en quantité moindre dans la masse du faciès FA3-1a. D'épaisseur décimétrique à pluri décimétrique, constitués exclusivement de graviers (m pebbles), plus rarement de galets, bien triés et fortement jointifs (texture clastes-supportée) (Figure 5-23B). Les éléments sont en contact étroit les uns les autres, accompagnés d'une absence totale de matrice sableuse (open-work). Ces bancs semblent fortement érodés par les bancs du faciès FA3-1a. Les imbrications des galets, montrent des directions de courants contraires à la pente, remontant vers le rivage. Des clastes allongés/aplatis sont parfois déposés à plat, parallèlement à la surface stratigraphique.

• Interprétation et processus sédimentaires

Les caractéristiques générales du Faciès FA3-1 (conglomérats à litages obliques géants), ainsi que leur configuration géométrique ressemblent grandement à celles des faciès de foresets d'un Gilbert-delta/fan-delta de petite taille, qui prograde dans une étendue d'eau stable (Gilbert, 1885 et 1890, Krabiyukoglu et al., 1999, Postma, 1990, Blair, 1999).

Pourtant, le concept de delta, sous-entend une alimentation en clastes distribuée par une source alluviale. Dans notre cas, cette source alluviale est peu probable compte tenu du caractère insulaire des reliefs constitués par la **Rhyolite de Kreuznach**, et la très faible surface postulée des terres émergées dans les environs. De plus les faciès de topsets qui doivent nourrir le « pseudo-delta » en progradation sont exclusivement constitués de faciès de plage conglomératiques (FA1).

Les caractéristiques texturales et les reconstructions de paléocourants, indiquent un dépôt sous des conditions de flux unidirectionnel et apparemment gravitaires en masse (mass gravity flow), impliquant des processus comme les coulées de débris sous-aquatiques, cohésives et/ou non-cohésives (Sohn et al, 1997, Blair, 1999) (Figure 5-25).

Les dépôts relatifs au sous-faciès FA3-1a, s'interprètent comme le résultat de coulées de débris (débris flow) sous-aquatiques qui perdent leur cohésion à mesure de leur déplacement. Une coulée de débris, générée dans la pente, à l'apex des foresets, et/ou dans la zone de transition topset/foreset, va pouvoir perdre sa cohésion lors de l'écoulement (Sohn et al, 1997) Ceci se traduira par la ségrégation du sédiment en une division inférieure riche en galets et en graviers, et une division supérieure sableuse enrichie en clastes de plus grande taille (gros galets à petits blocs). Le fluide généré par la perte de cohésion de la coulée de débris, très enrichi en sable, va être assez compétent pour transporter des particules de grandes tailles qui vont, pour ainsi dire, flotter en surface de l'écoulement de part leur importante surface portante (Sohn et al, 1997).

Les faciès sableux pourraient très bien être les dépôts de beau temps. Je pense qu'il faut simplifier...

Les lentilles et nappes conglomératiques peu épaisses du sous-faciès FA3-1b, peuvent s'interpréter comme le résultat des processus de vannage qui peuvent avoir lieu sur la surface libre des foresets, sous l'influence des vagues. Les particules fines sont lessivées, les objets les plus arrondis sont aisément transportables vers la base de la pente. Les imbrications dirigées vers l'apex des foresets témoignent de l'influence des vagues dans ce système. Les clastes déposés à plat, pourraient correspondre à des lags en base de banc.

En conclusion, les conglomérats à litages obliques géants, pourraient s'interpréter comme le résultat de la progradation d'un Gilbert-delta/fan-delta de petite taille, dans une étendue d'eau marine stable. Le caractère insulaire du cortège sédimentaire ne permet pas d'expliquer la formation de ces dépôts par des crues (absence de bassin de drainage et de rivière à décharges efficaces). La genèse des écoulements à la surface de la construction («pseudo-delta ») déchargeant leur matériel sédimentaire en masse (Sohn et al, 1997), peut s'expliquer par des processus remaniement et de déstabilisation des pentes des foresets et des dépôts de topset, sous l'influence des vagues de fortes tempêtes par exemple (Blair, 1999).

En conséquence, ce type d'architecture/géométrie (litages obliques de grande taille), pourrait s'expliquer comme le résultat du dépôt par la croissance d'un cordon/sillon littoral de galets (spitplatform), se développant durant des épisodes de fortes tempêtes (Blair, 1999) ou comme un prisme de talus en rupture de pente du profil ce côte (« prisme infralittoral », Pomar & Tropeano, 2000). De telles masses conglomératiques se forment à proximité de la côte (zones sources de falaises (accolés) et des plages associées (au sommet de la plate-forme, topsets, FA3-3).

La configuration en inselberg, avec des rochers hauts et raides, est susceptible de voir se développer une maigre ceinture détritique périphérique. Si la bathymétrie augmente très vite dûment à l'épisode de transgression et à une topographie plus ou moins héritée/résiduelle des phases d'érosion ante inondation marine, en bordure de graben, un espace disponible peut alors être rapidement rempli par des apports provenant du démantèlement des zones rocheuses alentours. Cette construction, prendrait ainsi son origine au plus près des reliefs battus par les vagues et pourrait se construire et migrer, dans le bassin, perpendiculairement (vers le large) aux reliefs et/ou de façon oblique/transverse. La génération des conglomérats à « clinoformes » trouverait donc son explication dans une construction des foresets à la faveur de tempêtes, où les matériaux sont remaniés des zones de plages et de shoreface (rip-currents par exemple et/ou déstabilisation des pentes) avoisinants et constituant l'ossature des faciès de topset de la structure.



Figure 5-24 : Faciès FA3-2, faciès de transition foresets/toesets, A - Panorama et dessin montrant vers le large (gauche de la photo) le passage transitionnel et l'interstratification des faciès de foresets (FA3-1) avec des faciès sablo-conglomératiques de transition foresets/toesets (FA3-2), B - Photographie et dessin des faciès FA3-2, montrant une interstratification de niveaux conglomératiques et sableux. les niveaux sableux augmentent d'épaisseur vers le large (gauche de la photo) au détriment des niveaux conglomératiques. Noter la présence de niveaux chenalisés partiellement remplis de conglomérats. Noter également la présence d'un banc informe et chaotique en sommet de photo sous la surface RS2. C - Détail des faciès à doublets conglomérats/sables, dont la division supérieure sableuse montre un net granoclassement normal. D - Chenal incisés dans les sables graveleux (cf.C), partiellement rempli de conglomérats, et dont le remplissage et achevé par des faciès similaires à l'encaissant.

Bien que de tels faciès demeurent peu décrits dans la littérature (Blair, 1999, Pomar & Tropeano, 2000, Hiroki, 2002, Hiroki & Asuda, 2003), de tels objets ont été reconnus récemment dans des séries anciennes (Hiroki, 2002, Hiroki & Masuda, 2003), et étaient antérieurement interprétés comme des Gilbert-delta, de par l'analogie des faciès.

B - FA3-2 : Faciès de toesets/bottom set

Associée latéralement, vers le paléo-large, au loin des faciès de foresets se distingue une association de faciès sablo-conglomératique particulière, constituée de l'interstratification de niveaux de sables grossiers à graviers et de niveaux de conglomérats (Figure 5-24A).

Cette association est très peu représentée, elle n'apparaît qu'a la base du log 10 de la carrière 1, sur quelques 5 à 6 mètres d'épaisseur. De façon caractéristique elle est représentée par une interstratification de bancs de conglomérats (FA3-2b) et de bancs de sables (FA3-2a), interrompue par des passées conglomératiques chenalisantes de quelques mètres d'extension latérale (2 à 4mètres) pour des profondeurs excédant rarement les 2 mètres.

• Description des faciès

Les dépôts de toesets/bottomsets (FA3-2) sont représentés par des conglomérats chaotiques et désorganisés (FA3-2a) en bancs assez épais (30 cm à 1m) qui montrent des bases érosives (Figure 5-24 B) et des sommets irréguliers, et qui s'interstratifient avec des sables grossiers riches en graviers arrondis (FA3-2b) (Figure5-24B). Ces faciès se développent immédiatement au pied des faciès de foresets (FA3-1).

Dans des directions perpendiculaires à la direction de progradation des foresets, les bancs de conglomérats (FA3-2a) ont des formes irrégulières montrant des géométries très variables, plus ou moins lenticulaires (« mound-shaped lenses »), à contacts en creux/bosses à base et parfois également au sommet (Figure 5-24B). Dans la direction parallèle à la progradation des foresets, les bancs montrent des géométries variables, plus ou moins prismatiques à tabulaires, mais qui peuvent se pincer rapidement vers le paléo-large. Les bancs de conglomérats sont constitués par un assemblage de clastes sub-anguleux à très arrondis de taille très variable (très peu triés, allant des gros galets aux granules), en assemblage de type clastes-supporté, sans imbrications particulières (fabrique de clastes aléatoire). Les bancs sont dans la plupart des cas massifs mais montrent parfois un granoclassement inverse légèrement perceptible.

Les niveaux sableux graveleux (FA3-2b) intercalés sont constitués de bancs individuels (10cm à 45cm) déposés entre des bancs conglomératiques (10 à 30 cm) et/ou d'un amalgame vertical de plusieurs bancs sableux individuels empilés sur des épaisseurs plurimétriques. Ces bancs montrent un net granoclassement normal avec une base très riche en graviers puis un sommet plus sableux mais montrant des laminations planes frustres soulignées par l'alignement de petits graviers et/ou granules (Figure 5-24C).

Les niveaux sableux s'épaississent en direction du paléo-large au détriment des niveaux conglomératiques qui ont tendance à diminuer de taille (se pinçant). Dans ces parties les plus épaisses des chenaux conglomératiques très peu larges (2 à 4 mètres), et nettement érosifs entaillent les sables sur 1 à 2 m de profondeur. Ces chenaux montrent parfois un remplissage partiel par des conglomérats à graviers arrondis (Figure 5-24D), peu triés mais à granulométrie plus fine que ceux décrits dans les bancs très irréguliers (FA3-2a). Le remplissage du « conduit érosif » est alors parachevé par des sables semblables à ceux décrits plus haut (FA3-2b).

• Interprétation et processus sédimentaires

Les faciès conglomératiques très grossiers massifs à bancs irréguliers (FA3-2a), plus ou moins encaissés dans les faciès sableux graveleux, et localisés à la transition foreset/toeset de la construction (spit-platform) pourraient représenter soit le dépôts d'épais débris-flows cohésifs, qui se déplacent lentement le long de la pente de l'appareil et qui se « gèlent » (« froze ») à mesure que la pente diminue (Ilgar & Nemec, 2005, Sohn et al, 1997, Nemec, 1990, Postma, 1986), soit le résultat de la déstabilisation en masse des matériaux présents et instables sur la pente des foresets (Sohn et al, 1997). Des dépôts similaires ont été reconnus dans des systèmes de fan-delta, en base de pente (Ilgar et Nemec, 2005, Soria et al, 2003, Sohn et al, 1997). Les niveaux moins chaotiques et plus tabulaires, à granoclassement inverse frustres associés, pourraient représenter le dépôt de débris-flows, évoluant le

long de la pente des foresets perdant de l'énergie à mesure que la pente de l'appareil décroît, larguant de leur charge grossière. Ces écoulements de débris, transporteraient le reste du contenu (sables et plus petits clastes) dans des positions plus au large (Ilgar & Nemec, 2005).

Les sables graveleux granoclassés (FA3-2b) et à laminations frustres, pourraient représenter le dépôt par des courants « gravitaires » (type turbidites), dévalant et transitant par la pente des foresets (Sohn et al, 1997), et qui vont finir leur course en épandages sableux vers le bassin. Ces courants « gravitaires » montrent une récurrence et une alternance d'énergie (conglomérats/sables). Les caractéristiques assez bien triées et très arrondies des clastes pourraient rendre compte d'un tri relatif préalable au dépôt, sous l'action des vagues. Leur genèse pourrait correspondre à des courants de débris générés par des tempêtes (courants de retour) qui vont dévaler la pente du prisme et déposer les matériaux au large.

Les chenaux, à murs abrupts, et à remplissage conglomératique, pourraient quant à eux représenter l'érosion localisée générée par des courants de haute énergie, comme des courants de retour (« rip-current ») de tempête, en ce sens que la dynamique interne de l'appareil, bien qu'elle soit conduite par des phénomènes gravitaires (débris-flows et courants de turbidité comme processus majoritairement reconnus ici), est grandement induite par les déstabilisations récurrentes et fréquentes de l'appareil par des tempêtes et/ou de fortes houles. Ainsi, les courants de retour induiraient une érosion rapide, et un remplissage partiel par des conglomérats. A la faveur de l'amenuisement progressif de la dynamique de tempête, le chenal serait abandonné et rempli par la suite par les écoulements plus autochtones de cette partie de l'appareil (sables graveleux, FA1-2b).

C- Faciès de topset

Dans la partie proximale de l'unité à litages obliques géants, le sommet des foresets est tronqué de façon abrupte et se voit surmonté par des faciès conglomératiques stratifiés de l'association FA1. Dans la partie la plus distale (vers le bassin) des affleurements, les foresets sont tronqués au sommet par une structure chenalisante, préservée à la limite de l'apex des foresets. Cette structure est profonde de 1 à 2 mètres, et large d'une dizaine de mètres. Son sommet est plat, tronqué par une surface de ravinement, elle-même surmontée par des dépôts de lag (FA4). Au point de vue textural, le remplissage de ce chenal est fait par un assemblage peu trié de galets et de graviers en assemblage clastes-supporté massif.

La genèse de ce chenal peut s'interpréter comme le résultat d'une incision du sommet des foresets à la faveur d'un écoulement chenalisé de haute énergie. Dans les systèmes deltaïques (fandelta/gilbert-delta) de tels objets sont assez souvent reconnus (Soria et al, 2003, Prior & Bornhold, 1990) et sont interprétés comme le résultat de crues catastrophiques qui nourrissent le bassin par des courants hyperpycnaux, qui transitent par les topsets du delta et délivrent leur charge au bassin à la base de l'appareil. Ici en l'absence de système alluvial conséquent, l'hypothèse la plus plausible serait d'interpréter ce chenal comme le résultat d'un courant de retour de forte énergie (« rip-current channel ») creusé à la faveur d'une grosse tempête et/ou de l'action répétée de la houle à cet endroit particulier (Gruszczynski et al., 1993). Ce type de chenaux devrait alimenter les chenaux en bas de talus.

Les faciès de topsets (faciès de plages et chenaux de rip-currents) vont former par l'érosion induite sur le sommet du cordon par les vagues, une plate-forme qui se développe à mesure que le cordon (foresets) avance (prograde) et se construit. Cette plate-forme voit la construction, de façon perpendiculaire à la direction du front des houles de systèmes de plages à galets (aggradation de faciès de plage). Les profondeurs d'eau, peu importantes à cet endroit (bathymétrie estimée entre 0 et 5 mètres au plus), doivent demeurer plus ou moins constantes pour induire la croissance de la plate-forme à plages. La croissance des systèmes de plages en topsets favorise à son tour la croissance du cordon, dès lors que les produits d'érosion grossiers (dérivant de l'abrasion du substratum rocheux (falaises et platiers proches) sont stockés un temps sur les topsets, avant de se voir entraînés par les remaniements (tempêtes et fortes houles) dans la construction des foresets. La plate-forme de plage se forme donc à priori dans des profondeurs de quelques mètres entre la zone de swash (sommet de plage) et la base de la zone de surf (transition base de plage/foreshore/shoreface, lieu pour rip-currents).

D - Environnements de dépôt pour l'association FA3

L'association faciès FA3 correspond à de progradation d'une plate-forme (i.e. spit platform, cordon) littorale de galets sous-aquatique à sub-émergée. Les grandes obliques (faciès de foresets FA3-1) se construisent essentiellement par des processus gravitaires (« debris-flow ») à la surface du prisme. Ces faciès se voient associés à leur sommet (et en partie proximale, à une centaine de mètres en amont) au développement de prismes de faciès de plage (FA1) qui correspondent à la partie subémergée de la plate-forme (ou « spit platform ») (i.e. faciès de topset, FA3-3). La proximité des prismes de plage, dont la destruction pendant les tempêtes va pouvoir nourrir le prisme progradant, sous-entend pour les dépôts des foresets, un environnement de shoreface très proximal (shoreface supérieur). Les dépôts de vannage sous influence des vagues (FA3-1b) se formeraient alors au dessus de la limite d'action des vagues de beau temps, mais seraient fortement remaniés (plus facilement mobilisables de par l'absence de matrice) dans les premières étapes des processus de tempête. Le vannage de la surface, aurait simplement lieu durant le retour aux conditions post-tempête. La partie distale du prisme/plate-forme de galet (faciès FA3-2, de toesets) est construite de façon intermittente par des dépôts alternant des conditions relatives de haute énergie (conglomérats), et de plus basse (sables graveleux). Ces dépôts FA3-2 sont le fruit de coulées de débris le long d'une pente et terminant leur course en base de pente (FA3-2a) et le fruit d'écoulements sablo graveleux évènementiels (F3-2b).



Figure 5-25 : Modèle schématique de la distribution des faciès reconnus sur le cordon de galets progradant (conglomérats à litages obliques génats, FA3) et processus possiblement incriminés, dont la plupart sont induits par des tempêtes, qui destabilisent profondément la structure.

L'action des tempêtes peut être invoquée ici comme moteur de la construction pour plusieurs raisons, l'absence de système fluviatile distributeur, la présence de faciès de topsets construits uniquement par des faciès de plages à galets qui remobilisés par les tempêtes construiront la structure, la présence de faciès en domaine distal (toesets/bottomstes) de dépôts (FA3-2b) montrant alternativement des conditions de haute (conglomérats à graviers arrondis, syn-tempête) et plus basse énergie (sables graveleux, post-tempête), enfin une progradation (construction des litages obliques) saccadée et séparée des phases de remaniement par les vagues en surface libre du prisme « pseudo-deltaïque », corroborant une dynamique alternative des dépôts associable à une dominance évènementielle récurrente (tempête, haute énergie et progradation, alternant avec vannage en surface en période de beau temps).

La progradation générale de la structure semble être le fruit combiné d'un niveau marin plutôt stable, et de la progradation des faciès de plages, en lien à des apports conséquents de matériaux par dérive littorale et/ou récession rapide des falaises en amont.

Concernant l'environnement de dépôt, outre l'influence des vagues et des tempêtes, les mesures altimétriques (effectuées à l'aide d'un GPS) de la position relative des différents faciès peut

nous renseigner. Les mesures montrent que le sommet tronqué (par la surface de ravinement transgressive qui marque l'abandon du prisme) des foresets à l'apex du spit est à environ 14 mètres (174m a.s.l.) des faciès de toesets/bottomsets (160m a.s.l.). Les faciès de topsets conservés et attenant à l'unité du prisme (Figure 5-33), gisent environ 16 mètres plus haut (176m a.s.l.) que les faciès de toesets. Ainsi d'après ces mesures bien qu'approximatives, les dépôts de foresets se développent dans des profondeurs d'eau avoisinant au moins les 10 mètres de bathymétrie et les faciès de toesets à une quinzaine de mètres soit dans des environnements de shoreface inférieur à offshore (Leckie & Walker, 1982, Blair, 1999, Pomar & Tropeano, 2000).

Il semblerait que de tels objets (i.e. « prisme infralittoral » de Pomar & Tropeano, 2000 et/ou « plate-forme littorale, cordon de galets, spit paltform » de Blair, 1999 et de, Hiroki & Masuda, 2003) apparaissent tous dans des configurations particulières, puisqu'ils montrent majoritairement un développent contemporain de transgression dans des aires paléogéographiques singulières (i.e. « vallées incisées » au sens large) (Blair, 1999, Pomar & Tropeano, 2000, Hiroki & Masuda, 2003). Le développement de ce type de construction (i.e. « cordon littoral ») répond à des conditions environnementales précises (Orford et al., 2002, Hiroki & Masuda, 2003), impliquant le niveau marin, la géomorphologie de la côte, les directions des houles dominantes, le stock de matériaux disponibles, et l'espace (d'accommodation) disponible et nécessaire pour sa croissance. Les conditions de variation du niveau marin, transgressives de l'époque, ont pu favoriser le développement du prisme, en créant et en entretenant un espace disponible conséquent (Orford et al., 2002). Les constructions de « cordons littoraux » seront ainsi et à priori, beaucoup mieux préservées dans les intervalles transgressifs (TST). Cette préservation est le résultat de la croissance préférentielle de ces cordons (ils sont connus pour ça) dans des systèmes de vallées incisées, leur conférant de fait un fort potentiel de préservation. C'est bien le cas ici, puisqu'ils représentent les premiers dépôts sur la surface de discontinuité basale, ellemême héritée des phases d'érosion précédentes et correspondant à un paysage d'inselbergs rhyolitiques séparés par de plus ou moins profondes vallées.

5.5.2.4 - FA4 : Dépôts de lag

Ce faciès particulier est décrit à part, étant donné qu'il se voit associé aux trois associations décrites par avant (FA1 à FA3). Il semble donc beaucoup plus ubiquiste que les autres faciès, et se voit répétés plusieurs fois verticalement dans les successions (cf. Figures 5-26A et 5-33).

Description

Ce faciès est constitué de clastes bien arrondis, exhibant une texture clastes-supportée, étroite de graviers et de galets, et contenant de nombreux débris bioclastiques (coquilles entières et fragments) (Figure 5-26B, C et E). La taille des éléments est comprise entre des petits blocs et des petits graviers (Figure 5-26B, C et E). Il apparaît, sous la forme de bancs fins de quelques clastes d'épaisseur (40 cm à 10 cm), au travers d'une grande partie de la succession stratigraphique (Figure 5-26A).

Une des caractéristiques frappantes est l'abondance d'organismes marins encroûtants (huîtres, balanes, coraux ahermatypiques, serpulidés, bryozoaires pour les principaux) à la surface des clastes et perforants (pholades, éponges...) sur les coquilles disposées à la surface des clastes (Figure 5-26C et Figure 5-27). Des colonies d'huîtres (*Ostrea callifera*, Figure 5-26C et Figure 27A et B), de balanes (*Balanus stellaris*, Figure 5-27D) et de coraux ahermatypiques (*Balanophyllia inaequidens*, Figure 5-27C (1)), et de serpulidés (annélides, type *Spirorbis*) s'implantent sur les surfaces supérieures des clastes, formant parfois de véritables récifs. Ces colonies voient de leur vivant et/ou par la suite, leurs coquilles encroûtées et perforées par d'autres organismes (encroûteurs secondaires) tels des éponges clinoïdes (ichnogenre *Entobia*, Figure 5-27B (2)), des pholades (ichnogenre *Gastrochaenolites sp.*, Figure 5-27B (1)) et des bryozoaires membraniformes (type *Floridina sp.*, Figure 5-27C (2)). On retrouve également autour des clastes encroûtés un faune (sous de forme de valves désarticulées et de fragments) associée abondante mais toutefois peu diversifiée (nombre de genres moindre, dont les principaux sont *Glycimeris sp.*, *Perna sp.*, *Ostrea sp.*, *rares gastéropodes*) mais les individus sont gros (bivalves) et nombreux. Ces formes de vie ne sont pas toutes typiques de substrat rocheux et à biologie d'épibiontes.


Figure 5-26 : A - Carrière Steigerberg 1, disposition des conglomérats du faciès FA4, conglomérat de lag, et leur évolution latérale et verticale. Les faciès sont constitués dans le domaine proximal de blocs arrondis assemblés avec de plus petits éléments ainsi que des coquilles. La taille des éléments diminue rapidement vers le paléo-large, et correlativement la quantité d'élements bioclastiques augmente. B - Détail du faciès de lag (localisation en A). Noter sous la surface inférieure du banc (surface de ravinement) une dépression à remplissage de galets (bioturbation de type firm-ground, attribuable à des arthropodes) soulignée par un remplissage grossier (coquilles et graviers) et une réorientation des clastes parallèlement aux bords de la dépression. C - Faciès de lag à blocs bien arrondis (Steigerberg 3, log 2), dont la surface supérieure et recouverte d'exemplaires d'*Ostrea callifera* en position de vie. D, D' et E - Faciès de lag du domaine distal/médian, exsangue de gros clastes, seuls substitent des petits galets arrondis, enrichis en matériel bioclastique. La base du lag montre des dépressions profondes localisées et remplies par le matériel sus-jacent (avec réorientation des clastes), sans doute des terriers robustes, de type firm-ground, attribuables à l'activité decrustacés (crabes?).

Les principaux bio-érodeurs appartiennent aux ichnogenres *Entobia* (éponges clionides) et *Gastrochaenolithes* (perforations par des bivalves type pholades), appartenant tous deux à l'ichnofaciès *Trypanites*, caractéristiques des substrats rocheux peu profonds.

Les bancs surmontent de façon nette des dépôts sableux des différents faciès de l'association (FA2). La surface inférieure est très nette, semble érosive, et peut apparaître parfois comme ondulante (en forme de vague, de 1 à 2 m de longueur d'onde pour 30 cm de profondeur, Figure 5-15A). Cette surface montre les stigmates d'une intense bioturbation de type firm-ground (terriers d'arthropodes en pots, et traces d'ophiomorphia principalement) (Figure 5-26D et D'). Les bioturbations les plus

importantes sont soulignées par une fabrique typique des clastes, qui descendent du banc sus-jacent, et sont réorientés verticalement le long des parois du terrier.



Figure 5-27 : Organismes encroûtants (hardgrounds) des faciès de lag (FA4), encrouteurs primaires (A et B) et secondaires (C et D), et bioérosions (B). A - Galet aplati à la surface supérieure encroutée par colonie d'*Ostrea callifera* (formes de petite taille, juveniles) épousant la forme du galet. B - Coquille d'*Ostrea callifera* de grande taille, en position de vie à la surface d'un bloc sub-arrondi, montrant d'importants stigmates de bioérosion (effectuées à priori après la mort de l'individu puisque à l'intérieur même de la coquille). (1) - Perforation par pholades, (ichnogenre *Gastrochaenolites sp.*). (2) - Bioérosions en "dentelles", réalisées sous la surface de la coquille, par éponges clinoïdes (*Cliona sp.*), appartenant à l'ichnogenre *Entobia sp.*. C - Valve d'*Ostrea callifera* à la surface supérieure garnie de coraux ahermatypiques *Balanophyllia inaequidens (1)* et de bryozoaires membraniformes (2), D - Valve d'*Ostrea callifera* montrant des encrouteurs secondaires, "embryons" d'*Ostrea (1)* et des balanes (*Balanus stellaris*) (2). L'ensemble de ces bioérosions appartient à l'ichnofaciès *Trypanites*, caractéristique de substrat rocheux littoraux.

Les bancs montrent une évolution latérale significative dès lors qu'ils peuvent être suivis du domaine proximal au domaine distal (Figure 5-26). Cette évolution consiste en une décroissance latérale de la taille et de l'abondance des clastes respectivement à l'augmentation de la proportion de matériel bioclastique. Dans les aires les plus proximales, les bancs sont formés de petits blocs (supérieurs à 40cm de diamètre) et/ou de gros galets, tous très bien arrondis, alignés, souvent jointifs, et ennoyés dans une matrice de graviers modérément triés et de coquilles ((Figure 5-26B et C). En position plus distale, les blocs et les gros galets ont disparus, et les bancs consistent en un assemblage bimodal de galets et de petits graviers bien arrondis, montrant une augmentation de la quantité de matériel d'origine biologique qui apparaît beaucoup plus fragmentés. Dans les parties les plus distales, (à 150/200 m des paléo-terrasses), le faciès consiste en un conglomérat de petits graviers englobés dans un sable bioclastique très grossier. Une stratification fruste, est soulignée par l'alignement discontinu de graviers (Figure 5-26 E).

Interprétation

La surface sous-jacente à chaque niveau FA4, qui se propage au sein des affleurements peut s'interpréter comme une surface de ravinement par les vagues, et reflète la destruction partielle du profil de dépôt des zones de beachface (FA1) et de shoreface (FA2). Les matériaux sont issus du remaniement des dépôts de la zone de plage (FA1, en amont) ainsi que de la partie supérieure du shoreface (FA2).

La nature relativement bien triée et fortement jointive de l'assemblage de clastes, indiquent que ces dépôts sont des dépôts crées par l'érosion des vagues remaniant les fonds, remobilisant des clastes depuis le système de plage, et les concentrant dans une zone proche du littoral. L'évolution proximale distale des bancs (grano-décroissance d'amant en aval, et caractère exclusivement bioclastique en distal) rend compte d'une diminution d'énergie et d'apports d'amont vers aval et dans le temps, où seuls les bioclastes finissent par subsister. Les parties proximales, grossières (blocs et galets) sont à priori laissées un moment dépourvues de sédimentation, ce qui permet la colonisation biologique des surfaces (encroûteurs et fouisseurs). La présence de galets roulés et encroûtés sur plusieurs faces, témoigne de remaniements/ravinements chroniques du substrat dans des conditions d'apports faibles à long terme, coïncidant avec une sédimentation bioclastique dominante en distal. La présence de bryozoaires encroûtants de morphotype « membraniformes » est un bon indicateur de très faible taux de sédimentation dans des conditions marines littorales à sub-littorales (Fürsich & Flessa, 1991). Au fil du temps, l'énergie diminue (les apports aussi), et ainsi les colonies d'épi-biontes primaires sont elles-mêmes à leur tour colonisées par des épi-biontes et encroûteurs secondaires destructeurs de coquilles, ce qui pourrait correspondre à un abandon de la surface de ravinement (RS) et ennoiement définitif sous une tranche d'eau plus importante avant d'être recouverts par les sables de shoreface (FA2).

Ce faciès semble clairement associé et/ou immédiatement postérieur à une érosion (surface inférieure de ravinement nette et ondulante), des apport grossiers (issus du démantèlement des prismes de plages), une diminution rapide des apports et un approfondissement consécutif. Ce faciès peu être considéré comme un « lag transgressif » et possède beaucoup de similitudes avec les faciès de « lag transgressif » décrits dans les environnements très littoraux (Siggerud et al., 1999). Ces faciès présentent donc une valeur plus stratigraphique qu'environnementale où, la surface « stratigraphique » qui porte les faciès et voit leur développement consécutif, notifie un « évènement » et/ou le résultat de changements à l'échelle du littoral. Ces lags ne se déposent pas à priori totalement dans des conditions de foreshore (sauf peut-être pour les parties les plus proximales et grossières qui sont déposés sur et au pied des unités de plage abandonnées et pourraient correspondre à un pavement de galets en base de plage, Eyles, 1994), mais représentent plutôt des galets remaniés par les vagues et disséminés au large sur une surface d'érosion préalablement crée par le retrait vers le littoral de la zone de déferlement des vagues.

5.6 - Comparaison avec des analogues littoraux actuels

Dans le but de mieux comprendre et contraindre les environnements de dépôts des **Meeressand**s du Bassin de Mayence et par extension ceux du sud du fossé rhénan, des comparaisons morpho-faciologiques ont été effectués avec des analogues littoraux actuels. Les quelques analogues proposés se situent en divers points du littoral français breton et normand (Falaises calcaires du Pays de Caux (Etretat) et les côtes du socle breton des Côtes d'Armor (région du cap Fréhel).

5.6.1 - Morphologies d'abrasion sur falaises et platiers rocheux

5.6.1.1 - Les côtes à falaises d'Etretat : encoches et sillons

Les falaises normandes de la région d'Etretat (Figure 5-28A) constituées de craies à silex datant du Crétacé Supérieur (Cenomanien/Turonien/Coniacien, Mortimore, 2001), et le platier rocheux (« beach-rock ») à leur base (Figure 5-28B), ont fournis quelques morphologies en tous points comparables à celles observées à Eckelsheim sur les surfaces des replats rocheux (encoches, sillons et marmites, Figure 5-28). Les plages de galets recouvrant le platier et adjacentes à la falaise sont constituées exclusivement par des galets de silex, formant un prisme de galets d'une épaisseur dépassant les 3-4 mètres et s'étendant sur plus de 10 à 50 mètres selon les endroits (Figure 5-28B).

Les falaises montrent à la leur pied, à la jonction entre le platier rocheux et la falaise, des **encoches** sapées par l'abrasion des galets sur la roche (Figure 5-28C et D), transportés par le ressac.

Les encoches sont le résultat de l'abrasion par les galets et dans une moindre mesure de la compression de l'air entre l'eau et la paroi rocheuse, ce qui a pour effet d'augmenter la fracturation mécanique de la roche et d'amplifier la désagrégation des matériaux à cet endroit particulièrement.

Elles se forment en général à une hauteur significative entre le niveau des hautes mers moyennes et des basses mers moyennes et ont communément appelées « tidal-notches » (Trenhaile, 1987). Ces formes sont totalement analogues à celles entrevues sur les falaises fossiles (Figure 5-28E, pour comparaison).



Figure 5-28 : Observations des morphologies d'abrasion sur les falaises et platiers rocheux de la région d'Etretat, et comparaisons avec les affleurements de l'Oligocène de la région de Alzey (Formation des Meeressands). A - Localisation sommaire du site des Falaises d'Etretat. B - Vue des Arches (arrière plan), et des platiers rocheux au pied des falaises de craie, surmontés par un prisme de plage à galets et détail des morphologies en sillons à crêtes parallèles sur la surface du platier rocheux. C - Platier rocheux et encoches (wavecut notches) à la base des falaises, partiellement recouvert par des galets. D - Encoche (wave-cut notch) sapée par les vagues à la base de la falaise. E - Encoche fossile (wave-cut notch) dans le substratum permien de la carrière du Steigerberg 1 (falaise F3). F - Sillons en cours de formation sur platier. G - Sillons fossiles, creusés dans le substratum permien de la carrière du Steigerberg 1 (plate-forme T2).

En pied du prisme de galets de plage, des sillons à crêtes parallèles plus ou moins émoussées s'observent à la surface du platier (Figure 5-28B et F). Ces sillons, partiellement occupés par des galets (Figure 5-28B et F) sont orientés dans des directions perpendiculaires à ligne de côte. Ces objets

sont formés par le roulement répétitif des galets qui abrasent le substratum crayeux sous l'impulsion du courant de reflux (backwash) en pied de plage (observation directe, figure Figure 5-28F). L'analogie avec les plates-formes de la carrière d'Eckelsheim est flagrante et sans équivoque (Figure 5-28G), malgré le caractère plus tendre de la craie par rapport à la rhyolite. Des marmites, rondes et assez profondes jalonnent également le platier.

5.6.1.2 - L'anse nord de la « Pointe du Jas »

L'affleurement se situe à quelques centaines de mètres au SW du Cap Fréhel (Figure 5-29A et B), et est constitué d'une large zone de platiers rocheux taillés dans le substratum des Grès Armoricains (Grès roses d'Erquy, rattachés au Paléozoïque inférieur (Cambro-ordovicien), Notice Carte Géologique 1/50000^{ème}, Feuille Saint-Cast, 206) (Figure 5-29C). Les morphologies observables sur ces platiers sont de différentes natures et sont présentées ci-après.



Figure 5-29 : Platiers rocheux et faciès de plages à blocs au niveau de l'anse au nord de la Pointe du Jas. A - Situation du site. B - Cartographie schématique des environs du site étudié, montrant les position respectives des différents ensembles morphosédimentaires (platiers rocheux, différents faciès de plages...). C - Vue aérienne du site (vue depuis le nord à regard vers le sud), et position des photographies suivantes (flèches blanche). D et E - Platier rocheux et petite falases, taillés dans les grès ordoviciens d'Erquy, montrant une encoche (gauche) sapée par les vagues. présentant des pillers à une morphologie en "stacks" (D), et analogie avec morphologies (Steigerberg 1, F2 et T1) (E). F et G - Morphologies d'abrasion en forme de grands sillons et de marmites évoluées (F), et analogie avec morphologies fossiles (Steigerberg 1, F2) (G).

Dans les parties découvertes à marée basse, des petites falaises discontinues, avec encoches à leur base (Figure 5-29D), correspondant plus ou moins au niveau des basses mers moyennes, sont observables, et se situent en relais de la grande falaise qui se prolonge jusqu'au Cap Fréhel, et dont la base correspond pour ainsi dire au niveau des hautes mers moyennes.

Le platier rocheux à la base de l'ensemble correspond à une surface sub-plane, faiblement pentée vers le large (2 à 5°) et joignant les petites falaises à la grande (Figure 5-31D). La surface du platier est très émoussée, et lisse, et se voit jonchée de gros galets à blocs isolés et d'amas de galets et de blocs ronds (Figure 5-29D, E et F). Un véritable prisme de cet assemblage de clastes prend naissance immédiatement au dessus des petites falaises et se termine en s'épaississant au pied de la grande falaise en atteignant plusieurs mètres d'épaisseur (Figure 5-29D).

En ce qui concerne les morphologies d'abrasion, outre les encoches à la base d'escarpements, des rigoles et des morphologies en « stacks » sont présentes (Figure 5-29E et H). Les « stacks » sont des pans de roches verticaux, relique d'arche miniature et/ou de rigole en tunnel partiellement effondrées, (Trenhaile et al., 2005). Ces objets s'alignent, de façon perpendiculaire, transverse et/ou parallèle à la direction du trait de côte. Leur position et leur développement sont partiellement dirigés par des directions structurales (diaclases) préexistantes. L'usure par le passage des galets, liée à leur ressac par les vagues, fini par émousser et user la surface formant une sorte de conduit érosif. Ces morphologies sont possiblement des marmites et/ou des tunnels évolués, et sur-creusés selon les directions préférentielles d'écoulement (ressac). La plupart de ces morphologies trouvent leur analogue dans les formations fossiles étudiées par-avant (Figure 5-29I).

5.6.2 - Comparaison avec les plages à galets

5.6.2.1 – Zonation morpho-faciologique des systèmes de plages à galets

Les faciès de plages à galets plus « classiques » sont ici essentiellement développés dans l'Anse « des Loges » (Figure 5-31), ou se construit un prisme de galets, dans une « plage de poche » ou « pocket beach ». Cette zone de crique parait par rapport à la Pointe du Jas, plus abritée en regard de l'impact des houles (Figure 5-31C).

Sur cette plage (Figure 5-31D), on peut suivre la variation des arrangements clastiques et les morphologies associées (ensembles morpho-sédimentaires) depuis la base de la falaise jusqu'à la partie immergée de la plage à marée basse. Ce qui représente plus ou moins un profil de dépôts théorique observable avec ces différents champs de faciès et de processus incriminés (cf. profil sur Figure 5-31D) et correspondant assez bien aux descriptions de la littérature (Bluck, 1967; Orford, 1977; Postma & Nemec, 1990; Massari & Parea, 1988; Gupta & Allen, 1999; Sanders, 2000, Figure 5-30).

Les plages à galets sont généralement considérées comme appartenant au domaine « réflectif » (Figure 5-30), ce qui revient à dire que leur morphologie induit une réflexion des ondes de vagues en approche (Bluck, 1967). Les plages à galets « pures » sont dites « réflectives » par opposition aux plages sableuses dites « dissipative ». Néanmoins ces appellations sont à modérer étant donné l'existence de plages à caractère mixte (sablo-graveleuse) (Jennings & Shulmeister, 2002). Les vagues réfléchies vont induire une mise en mouvement des particules dans des directions perpendiculaires à l'allongement de la côte qui sont les mouvements les plus caractéristiques (vers le haut et le bas de la plage via les processus de swash (vers le haut) et de backwash (vers le bas), induits par les vagues). La répétition régulière de cet aller-retour entraîne un tri en taille et forme des particules sur le profil.

Les galets sont répartis majoritairement sur le profil en fonction de leur taille et en fonction de l'énergie de houles. Par beau temps, les houles déplacent les galets vers le haut de la plage et ce sont les galets les plus petits qui vont le plus haut. Il y a donc un gradient de taille (décroissant) entre la base de la plage (« lower beachface ») et le haut de plage (« upper-beachface »). Lorsque des houles fortes arrivent elles érodent du matériel sur le profil, à l'endroit où elles arrivent et déferlent et elle le déplacent dans deux directions (« swash », haut et « backwash », bas). Logiquement le centre de la plage s'amaigrit tandis que le haut et le bas engraissent : le profil devient plus concave. Ce comportement est très souvent observé sur des profils de plage après tempête. Par tempête l'énergie des houles est plus forte. Tous les galets petits sont évacués et ne peuvent rester en place que ceux qui sont les plus lourds (ou gros) et que les houles, même fortes n'arrivent pas totalement à évacuer. En

général les galets gros sont concentrés là où, après leur déferlement, les houles dispersent leur énergie (à la fin du « swash »). Une tempête évacue donc du matériel fin en bas de plage et accumule du grossier en haut de plage. Cela mène à une répartition théorique qui est le résultat de l'action alternée des tempêtes et du beau temps.

Plusieurs « zones faciologiques » sont reconnues classiquement dans la littérature (Orford et al., 2002 ; Figure 5-30) depuis les falaises et jusqu'à la partie immergée du prisme de galets à marée basse. La discrimination de ces zones est grandement basée sur les caractères morphologiques de ces zones et des assemblages de clastes à la surface du profil de plage, très « évolutifs » et particuliers à chaque zone. Ainsi 4 zones sont classiquement reconnues ((1) « large-disc zone » ou « high-storm berm », (2) « imbricate-disc zone » ou « lower- et medial-storm berm », (3) « infill zone » et enfin (4) « outer frame zone ». Dans des descriptions moins studieuses et surtout applicables aux dépôts anciens, certains auteurs (Massari & Parea, 1988, Sanders, 2000) simplifient ce schème en trois zones (a) la zone de « high-storm berm » (qui se conserve), (B) la « upper beachface zone », et (C) la « lower beachface zone ». La classification en trois zones est retenue pour notre étude comparative (Figure 5-31D), plus ou moins en regard des associations de faciès définies dans les dépôts fossiles (FA1-1, FA1-2 et FA1-3), et se superposent partiellement aux zones théoriques précédemment citées. Cette zonation simplifiée comprend :



Figure 5-30 : Aperçu morpho-dynamique schématique d'une plage à galets "réflective", et zonation faciologique impliquée (D'après Orford et al., 2002, modifié).

(1) (Figure 5-31D et E) la « zone de berme de tempête » et/ou « large-disc zone » et/ou « highstorm berm » sensu Bluck (1967) Postma & Nemec (1990) et Haslett & Curr (2001), ou encore « zone de base de falaise » sensu Sanders (2000), correspondant possiblement à l'association de faciès fossiles FA1-1 (Figure 5-31F). Cette zone correspond en somme à un environnement de backshore (sensu Bluck, 1967) est à la confluence des processus de chutes de pierres et d'éboulements depuis la falaise, et des processus de remaniement et de tri induits uniquement par les vagues de tempêtes seules à atteindre cette zone (Sanders, 2000).

(2) (Figure 5-31D et I) la « zone de sommet de plage » (correspondant à l'amalgame de la zone d'« imbricate-disc zone » sensu Bluck (1967) et/ou de « lower- et medial-storm berm » sensu Postma & Nemec (1990) et Haslett & Curr (2001) et de la « infill zone » sensu Bluck (1967), Postma & Nemec (1990) et Haslett & Curr (2001), correspondant possiblement à l'association de faciès fossiles FA1-3 (Figure 5-31J). Cette zone (« upper beachface zone », sensu Massari & Parea (1988), et Sanders (2000)) est clairement et exclusivement influencée par les deux processus conjoints de swash et backwash.

(3) (Figure 5-31D et K) la « zone de base de plage » (« lower beachface zone » sensu Massari et Parea (1988), et Sanders (2000) ou encore « outer frame zone » sensu Bluck (1967) et Postma et Nemec (1990) ou encore Haslett et Curr (2001), correspondant possiblement à l'association de faciès fossiles FA1-2 (Figure 5-31L). Cette zone correspond à la face plongeante de la plage qui se termine de façon sous-aquatique et qui n'est pas influencée par les processus de swash, mais uniquement sous influence des processus de backwash qui vont entraîner les particules de petites tailles et à roulement aisé vers les parties aval du profil.



Figure 5-31 : Faciès de plages conglomératiques au niveau de l'anse Des Loges. A - Situation du site. B - Cartographie schématique des environs du site étudié, montrant les position respectives des différents ensembles morphosédimentaires (platiers rocheux, différents faciès de plages...). C - Vue aérienne du site (vue depuis l'W à regard vers l'E). D - Profil de plage conglomératique de l'anse Des Loges, avec les différentes zones reconnues et la position des clichés des Figure 5-30E à L. E et F - Faciès de base de falaise (cliff talus) vus en coupe, correspondant à la berme de tempête (storm-berm) (E) et analogie avec les faciès FA1-1 (F). G et H - Faciès de plage à blocs et gros galets (CCBF), vus en surface et olistolithes (lequel montre une encoche à sa base, flèche) (G), et analogie avec les faciès FA1-1 (H). I et J - Faciès de sommet de plage, vus en coupe, sur zone correspondant à la basse-berme (upper beachface) (I), et analogie avec les faciès fA1-3 (J). K et L - Faciès de base de plage (lower beachface) vus en surface (K), et analogie avec les faciès FA1-2 (L) en coupe.

D

Cette zonation simplifiée (en quelques mots backshore (berme de tempête)/sommet de plage (UBF)/base de plage (LBF)) s'apparente pour beaucoup aux zonations décrites dans la littérature pour des systèmes de plages fossiles (Massari & Parea, 1988, Gupta & Allen, 1999, et Sanders, 2000), où certaines zones ne peuvent être clairement identifiées. La zone supérieure (berme de tempête) est clairement identifiable par sa morphologie (ressaut topographique) et la granulométrie (gros galets et blocs). La « zone de sommet de plage » (« upper beachface zone », sensu Massari &Parea (1988), et Sanders (2000) est aisément reconnaissable par la présence des morphologies de bermes, plus petites que la première (tempête) et le tri en taille et forme des clastes. La limite entre la « zone de sommet de plage » et la « zone de base de plage » est marquée par un changement de pente (rupture de pente) parfois associé à un surcreusement au pied de la basse-berme. Ce petit surcreusement pourrait correspondre aux descriptions de Sanders (2000) d'un « plunge-step » de beau temps et en accords avec ses travaux marque bien la limite entre les zones de sommet et de base de plage. La « zone de base de base de plage » (« lower beachface zone » sensu Massari & Parea (1988), et Sanders (2000)) est quant à elle constituée par des assemblages clastiques peu à modérément triés de clastes, pluri- à bimodaux, comprenant des gros galets ronds ensevelis au sein d'une matrice de petits galets et de graviers.

5.6.2.2 - Les différents ensembles morpho-sédimentaires comparés

• Les faciès de base de falaises et/ou de berme de tempête

Les dépôts situés au sommet du profil de plage forment un petit ressaut topographique caractéristique, dénommé « berme de tempête » (« high-storm berm » ou « large-disc zone », Bluck, 1967 ; Figure 5-31D). Ils sont constitués d'un assemblage peu trié de galets, de gros galets et de blocs sub-anguleux à sub-arrondis, dont l'espace entre les clastes est ici partiellement rempli avec des matériaux plus fins (sables et galets) (Figure 5-31E). Ces dépôts de par leur immaturité et leur granulométrie dérivent en partie des chutes de pierres depuis les falaises proches (quelques mètres) et des remaniements du prisme de plage à la faveur de très grandes marées et/ou de tempêtes. L'immaturité est en quelque sorte la conséquence du caractère très épisodique et temporaire des processus dynamiques affectant cette partie du littoral.

L'analogie de par la taille des éléments, l'immaturité générale des clastes est flagrante avec les faciès FA1-1 des affleurements d'Eckelsheim (Figure 5-31F).

• Les faciès de plages à blocs

De façon sporadique et exclusivement à proximité immédiate, dans une zone sur le profil correspondant à une zone de base de plage (LBF) et sur les platiers rocheux, au niveau de la pointe de « L'Evette » (Figure 5-31C et D) et de la partie sud de la Pointe du Jas (au niveau du lieu-dit La Banche (Figure 5-31B et C) se développe des faciès à blocs peu triés, assemblés avec des clastes plus petits de granulométrie variée, qui ont pour caractéristique de contenir des olistolithes (blocs plurimétriques sub-anguleux) plus ou moins englobés dans les sédiment à la surface et ou dans la masse même des dépôts (Figure 5-31D et G). Ces faciès ressemblent au faciès de « Coarse Clastic Beachface » (CCBF, Sanders, 2000) décrits dans l'anse de la « Pointe du Jas » (Figure 5-31J), et s'apparentent encore une fois au faciès fossiles FA1-1 (Figure 5-31H et Figure 5-31K).

• Les faciès de sommet de plage et/ou de berme de beau temps

Cette zone faciologique se développe à une dizaine de mètres en aval de la précédente. Elle correspond à un net ressaut topographique (face raide) dans le profil de la plage (Figure 5-31D) et plus ou moins composite, s'étageant en deux ressauts successifs par endroit, et correspondant aux bermes inférieure (basse-berme, « lower storm berm ») et médiane (« medial storm berm ») (Bluck, 1967).

Les faciès sont représentés par un assemblage très compact de galets et de graviers triés tant en forme qu'en taille (essentiellement de formes discoïdes, oblongues), imbriqués, et dépourvu de remplissage entre les clastes (Figure 5-31I). Des stratifications se développent, associées à des laminations, toutes deux soulignés par une ségrégation nette, en taille, des éléments. Les niveaux de clastes sont tabulaires en directions parallèles à la côte, et légèrement inclinées vers le large dans une

direction normale à la côte. Des lags de plus gros galets équants, recoupent certains bancs. Les imbrications sont très variables et montrent tantôt des imbrications vers le large que vers le continent.

Ces faciès correspondent très bien aux faciès d'«imbricate-disc zone » et d'« infill-zone », présents dans une zone de sommet de plage (« Upper beachface ») décrits dans la littérature pour des plages actuelles (Bluck, 1967, Postma & Nemec, 1990, Sanders, 2000) et/ou des systèmes fossiles (Postma & Nemec, 1990, Haslett & Curr, 2001, Massari & Parea, 1988). Cette zone dont l'arrangement clastique est le plus particulier (matériel très bien trié et imbriqué), est le produit des processus conjoints du « backwash-induced sieving process » et du « swash-backwash-induced traction process », et dont la preuve est les l'imbrications opposées (landward et seaward) (Figure 5-31I).

Les analogies faciologiques sont assez flagrantes avec les dépôts fossiles de l'association de sommet de plage (FA1-3), de part la clarté des stratifications (bancs) définies par la ségrégation en taille et en forme des éléments, la présence de lags isogranulaires plus grossiers que la masse des bancs (Figure 5-32J), à la seule différence près, notable, la rareté des clastes discoïdes dans les dépôts fossiles de la région de Alzey.

• Les faciès de base de plage (« lower beachface facies »)

Cette zone faciologique correspond à la partie moins raide de la plage qui plonge gentiment vers le large (Figure 5-31D), avec une surface légèrement concave vers le bas, mais présentant également par place des zones convexes discontinues. Cette surface irrégulière correspond aux zones d'érosion (concaves) et aux zones d'accumulations et/ou de non-érosion (convexes). Cette morphologie correspond au développement de « beach-cusps » (Figure 5-30).

Les faciès qui composent cette zone ne sont observables partiellement qu'à la faveur de fortes marées. Leur surface se voit caractérisée par un assemblage peu trié de galets et de graviers arrondis (Figure 5-31K). L'assemblage est caractéristiquement bimodal à plurimodal, où des gros galets arrondis à sub-arrondis (voire des blocs) jonchent la surface d'un assemblage de graviers et de galets nettement plus petits. Dans les parties les plus distales de cette zone, l'espace entre les galets peut être par place rempli par des sables grossiers à granules.

La partie la plus distale de cette zone, sous-aquatique, montre sporadiquement un enrichissement notable en galets très arrondis de forte taille, qui se disposent en amas discontinus, formant un ressaut topographique. Cette zone correspond à un ressaut morphologique à l'avant du système de plage. Cette partie aval de la plage et plus grossière peut correspondre au « plunge-step » de tempête du prisme de plage.

Ces faciès sont très similaires aux faciès de la « zone de base de plage » (« lower beachface zone ») de Massari & Parea (1988) et de Sanders (2000), zone qui correspond à la face légèrement pentée de la plage, la plupart du temps sous-aquatique (« submarine gently sloping face of the beach » Massari & Parea (1988), p.898). Les lags de particules grossières laissées sur place lors de phases très énergétiques, dont l'espace inter-granulaire est par la suite rempli par les processus de backwash déplaçant en période moins énergétiques les graviers et galets du reste de l'assemblage.

L'analogie faciologique par rapport aux exemples fossiles (Figure 5-31L) et encore une fois sans équivoque, étant donné la similitude dans la bi - à pluri-modalité des assemblages clastiques, le développement d'amas de gros éléments à la partie tout à fait inférieure du système (« plunge-step »), et les surfaces de discontinuités internes (stratifications) des bancs fossiles à géométries variables (convexes à concaves) qui correspondraient ici aux lags grossiers.

5.6.2.3 - Conclusions

Cette comparaison faciologique montre bien la juxtaposition dans un mouchoir de poche des différents faciès sédimentaires observés, et la complexité possible résultante dans l'enregistrement sédimentaire, d'une telle imbrication de faciès. Les analogies avec les faciès fossiles sont dans la plupart des cas assez flagrantes pour lever certaines incertitudes quant à l'interprétation de certains faciès fossiles.

L'association de faciès, constituée dans l'ancien, d'une succession latérale et/ou verticale des faciès FA1-1 et FA1-2, sera à mettre en relation avec des zones d'impact frontal des houles, zones peu abritées, et exclusivement représentées sur et/ou à proximité de falaises et de platiers rocheux dans un environnement de base de plage principalement.

De la même manière l'association correspondant, analogiquement à la conservation d'un profil de plage à galets classique et évolué, soit une succession faisant, se succéder latéralement et verticalement, des Faciès FA1-1 aux faciès FA1-2 et FA1-3, tendrait à représenter la conservation d'un système de plage développé, dans une zone plus abritée (anses et/ou petites baies) à l'écart immédiat des promontoires rocheux.

5.7 - Modèle de dépôt pour les Meeressands de la région de Alzey (Formation de Alzey) :

Un modèle de dépôt schématique, présentant l'imbrication des différentes associations de faciès sédimentaires observées et les différents environnements de dépôts juxtaposés est présenté dans la Figure 5-32. Ce modèle, qui s'appuie sur les comparaisons tentées dans le paragraphe 5.6 (surtout pour les associations FA1 à FA3), est grandement simplifié par rapport aux profils de dépôts schématiques proposés pour certaines associations de faciès en particulier (Figure 5-18 et Figure 5-25). Ce modèle comprend plusieurs environnements tous caractéristiques d'un environnement marin littoral de haute énergie :

• Un littoral rocheux (« rocky shore ») à platiers et falaises :

Le premier environnement de dépôts est déduit de l'interprétation des morphologies observées dans le substratum rocheux sur lequel reposent et/ou se juxtaposent les différents dépôts. Il s'agit de platiers rocheux littoraux (ou terrasses d'abrasion par les vagues, « wave-cut platforms »), adossés à des falaises (Figures 5-11 et 12, et 5-18A). Cet environnement est soumis à des phénomènes d'abrasion par les vagues comme en témoignent l'aspect poli et émoussé des surfaces des terrasses, et les encoches (« wave-cut notches ») et les « stacks » à la base des petites falaises.

• (FA1) – Un système de plages conglomératique de haute énergie :

Ce second environnement correspond aux prismes conglomératiques déposés sur et à proximité immédiate des falaises et des plates-formes rocheuses décrites ci-avant. Il correspond à un ensemble de faciès déposés sur des plages à galets. Deux nuances légères peuvent être distinguées ici, à savoir, que dans les zones abritées se développe possiblement des « pocket beach » (caractérisées par un système de plage à galets classique et évolué) comprenant les faciès FA1-1, FA1-2 et FA1-3 (Figure 5-18B) et que dans les zones rocheuses non abritées, sur et à proximité immédiate des plateformes et des falaises, se développent des plages à blocs, comprenant les faciès FA1-1 et plus rarement FA1-2 (Figure 5-18C).

• (FA2) – Un système de shoreface (au sens large) :

Cet environnement, caractérisé par des dépôts à dominante sableuse, se voit dominé par des processus variés. Il voit l'alternance des conditions de haute énergie (tempêtes et houles) et de conditions plus calmes (Figure 5-18A). Ce système complexe présente une grande variété de lithofaciès qui représentent des environnements de dépôts correspondant depuis le domaine proximal vers le large, à des environnements de foreshore/shoreface supérieur (FA2-1), des environnements de shoreface « médian » (FA2-2), et enfin des environnements de shoreface inférieur (FA2-3) (cf. paragraphe **5.5.2.2** et Figure 5-18A, pour les détails des faciès de l'association FA2).



Figure 5-32 : Modèle de dépot schématique pour la Formation de Alzey de la région d'Eckelsheim, et particulièrement pour la carrière 1 du Steigerberg



	,		
A2		FA2-1	Faciès de foreshore/Shoreface supérieur sablo-conglomératiques
		FA2-2	Faciès de shoreface sableux et bioclastiques
		Brèche	chenal de "rip-current"
		FA3-1	Faciès de foresets (litages obliques grande échelle), shoreface supérieur à moyen
		FA3-2	Faciès de transition (toesets/foresets), shoreface moyen à inférieur

(FA3) – Un système de cordon de galets littoral (spit-platform) :

Ce système de dépôt est le plus anecdotique, il se développe dans les parties inférieures du cortège sédimentaire et est caractérisé par des dépôts majoritairement conglomératiques comprenant majoritairement des grands litages obliques progradants en direction du domaine marin ouvert.

Cette association de faciès (FA3) comprend des faciès variés (cf. Figure 5-25), avec en domaine proximal et sommital, des prismes de plages à galets identiques à ceux de l'association FA1, en domaine médian des faciès de « foresets », se développant dans des profondeurs d'eau comprises entre 5 m et plus de 10 mètres (soit possiblement un shoreface médian) et enfin dans les parties les plus distales et profondes, des faciès de « foresets/toesets », se développant dans des profondeurs d'eau supérieures à 15 mètres (soit possiblement un shoreface inférieur à offshore).

Cette association représente, dans son ensemble un système de cordon littoral, migrant/progradant, qui est en fait le résultat de la migration et du dépôt de particules sédimentaires mobilisés à la fois par les courants de dérive littorale en surface du cordon, et par les déstabilisation des pentes et de l'ensemble de la construction à la faveur d'épisodes très énergétiques (tempêtes...), « forçant » en quelque sorte la progradation du système.

• Enfin, un environnement d'offshore « général » est proposé pour les formations argileuses contemporaines des dépôts sus-cités (**Formation de Bodenheim** essentiellement), non observées au cours de cette étude, mais bien connue par les descriptions et différents travaux disponibles dans la littérature (Grimm (1991, 1994, 1998), Grimm et Grimm (2003) et Grimm et al. (1999, 2000)).

5.8 - Architecture stratigraphique et analyse séquentielle

5.8.1 - Données biostratigraphiques : datation et découpage temporel de la série

L'âge de la **Formation de Alzey** se situe entre ~-31 Ma pour la base, (mal connue) et ~-29,6 pour le sommet, soit un intervalle de temps de plus de 1,2 Ma. La datation des formations de bassin contemporaines (**MF et SP**, appartenant à la base de la **Formation de Bodenheim**), dont la base constitue le premier dépôt dans le bassin de Mayence est estimée à environ 31 Ma. D'après la littérature, l'âge de ces formations (**Bodenheim et Alzey**) est comprise dans les zones à Foraminifères planctoniques (P19 et P20, Schuler, 1990), dans la zone à Nannoplancton (NP23 et peut-être la base de N24), dans la zone mammalienne MP23, et dans la zone à Charophytes à *Rhabdochara major*, l'ensemble correspondant à la partie sommitale de la séquence eustatique Ru2 (Hardenbol et al., 1998). L'intervalle de temps reconnu dans la **Formation de Alzey**, est donc intégralement compris dans la séquence eustatique Ru2 (de 32/32,3Ma à 29,4/29,9Ma, d'après Haq et al., 1988 ; Hardenbol et al., 1998 et Wornardt, 1999) recalibrée sur l'échelle de temps de Berggren et al. (1995). Cette séquence contient une MFS datée d'après certains auteurs à 30,6Ma (Wornardt, 1999).

D'autre part, Grimm (1998), Grimm et al (1999 et 2000) et enfin Grimm & Grimm (2003) proposent un découpage temporel des formations sus-citées, sur la base des associations de foraminifères benthiques en deux grandes zones (Zone à « *Planulorbina* » (à la base) versus Zone à « *Miliolidés* » (au sommet)). Ce découpage présente ainsi une limite temporelle (« ligne temps ») permettant d'une part de corréler les formations littorales (**Formation de Alzey**) et les formation plus au large dans le bassin (Marnes de la **Série Grise inférieure** (Marnes à Foraminifères et Schistes à **Poissons)**, correspondant ici la **Formation de Bodenheim** (Grimm, 1998 ; Grimm et al, 1999 et 2000) (cf. schéma biostratigraphique en Figure 5-2B). D'autre part, dans une certaine mesure, cette zonation permet de corréler les affleurements de la **Formation de Alzey** entre eux (Grimm, 1998 ; Grimm et al., 1999 et Grimm et al. (2000). L'ensemble des deux zones (Zone à « *Planulorbina* » et Zone à « *Miliolidés* ») qui ne recouvrent malheureusement pas l'ensemble de la formation, représente néanmoins un intervalle de temps compris entre 800.000 ans et 1 million d'années (Figure 5-2B) estimé de façon approximative.

La limite entre les deux zones (Zone à «*Planulorbina*» (à la base) versus Zone à «*Miliolidés*» (au sommet)), se retrouve dans différents affleurements. Elle apparaît (Figure 5-38) dans les affleurements de la carrière 1 du Steigerberg au dessus de la surface de ravinement RS5 (Grimm et al., 1999, Grimm & Grimm, 2003), ainsi que dans la carrière de Siefersheim (Grimm et al., 1999) à la cote 1,2 m (Figure 5-9), au dessus de la surface de ravinement notée ici RS5, par analogie avec la carrière 1 du Steigerberg.

L'affleurement de Wöllstein se situe sous la limite entre les deux zones (Grimm et al., 1999), dans la Zone à « *Planulorbina* » (partie inférieure basale de la formation), et celui de la carrière 3 du Steigerberg dans la Zone à « *Miliolidés* ».

5.8.2 : Corrélations et architecture stratigraphique

Des corrélations sont établies entre les logs des carrières du Steigerberg (essentiellement pour la carrière 1 (Figure 5-33) et carrière 3 (Figure 5-34), à partir du suivi des surfaces de ravinement parcourant le cortège (notées RS, « ravinement surface »). Les corrélations, font apparaître deux grandes unités, A et B. Ces unités montrent la répétition de « séquences » de dépôts (caractérisée par une succession de faciès ordonnée) délimitées par des surfaces de ravinement associées ou non à des lags. Ces surfaces de ravinement, délimitent des assemblages de faciès répétitifs et se confondent avec les terrasses d'abrasion.



Figure 5-34 : Architecture stratigraphique proposée pour la Carrière 3 du Steigerberg qui se situe entièrement dans la Zone à "Miliolidés" (Grimm et al, 1999) et interprétation séquentielle sommaire.

A RS7 RS6 RS6 RS Terrasse 3 (T3) RS4=T3 RS3=T2 1-1 F3 - 1 1 Terrasse 2 (T2) Tetrasse 1 (11) H RS2=11 (F2) 111 Tertasse 1 (T1) lag THITT RS3 VITI THI MITTITI Plages conglomératiques (FA1) PS2 Shoreface sableux (FA2) (B) SSE NNW RS7 PS RSG RS6 RS5 RS5 Terrasse RS5 PS/ - 4m -F3 RS3 ----- Terrasse 2 RS4 -F-2 RS3 Terrasse 1 RS2 RS2 -F1 11:12 12 17 211211 Terrasse 0 RS12

SSE

Figure 5-35: Liens entre surfaces de ravinement, terrasses d'érosion marines et lags à galets. - A - Vue panoramique des terrasses et des falaises creusées dans le substratum permier et cortèges de dépôts associés. B - Dessin interprétatif du groupe de surfaces de ravinement qui vont rejoindre la surface d'une terrasse, et faciès des corps conglomératique.

Ravinement surface

Proximal : wave-cut platform

Distal : lag conglomerate

Upper Beachface facies (FA1-3)

FA1-1 Backshore facies (cliff toe)

Lower Beachface facies (FA1-2 et partie FA1-1)

Shoreface facies

NNW

5.8.2.1 - Reconnaissance des « séquences de faciès élémentaires »

D'une façon générale les motifs sédimentaires élémentaires répétitifs visibles dans les corrélations sont constitués de deux surfaces de ravinements successives (associées en général à un lag, FA4), parcourant les successions depuis les platiers rocheux jusqu'en distal, d'un prisme de faciès de plage galets (FA1) et/ou non, d'une langue sableuse de faciès FA2 (foreshore/shoreface).

A - Surfaces de ravinement et lags à galets

Les surfaces de ravinement (RS) reconnues sur le terrain, outre leur association à une érosion, se distinguent par le fait qu'elles se propagent et se suivent vers les parties amont (« landward ») en surmontant les prismes conglomératiques de faciès de plages à galets et en se conjuguant avec un niveau de terrasse creusée dans le substratum, et par leur association en aval (« seaward ») aux dépôts de lag (FA4) qu'elles supportent. Elles sont nombreuses dans les successions (Figure 5-33). On n'en compte pas moins de 8 dans la Carrière 1 du Steigerberg (RS1 à RS8), pour une succession d'épaisseur totale atteignant 40 mètres. Les dépôts de le Carrière 3 du Steigerberg en comprennent au moins 2 (RSa et RSb) (Figure 5-34). La carrière de Wöllstein présente au moins 4 surfaces de ravinement du même genre, notées RSi à RSiiii (Figure 5-10). La carrière de Siefersheim ne présente q'une seule surface notée RS5 par analogie de la position de la ligne « temps » par rapport à la carrière 1 du Steigerberg (Zones à *Planulorbina* versus Zone à *Miliolidés*) (Figure 5-9 et 5-39).

Certaines de ces surfaces (RS) se raccordent donc dans les zones proximales à la surface d'une terrasse taillée dans le substratum, avec laquelle elles se conjuguent (Figure 5-35), faisant apparaître une correspondance où RS1 se confond avec (=) T0; RS2=T1; RS3=T2 et RS4=T3 (Figure 5-35). Toutes ces autres surfaces délimitent le sommet d'un prisme conglomératique sans association à des terrasses rocheuses, certainement développées vers l'E, en loin du front de taille (dans la colline). Ces RS surmontent de façon abrupte les prismes de plages à galets (FA1) et correspondent de façon générale à une surface d'érosion où de gros objets sont concentrés englobés partiellement par des sables très bioclastiques. Sporadiquement des organismes encroûtants se retrouvent en position de vie sur quelques gros galets. Des terriers de serpulidés (*Spirorbis*) abondent parfois dans les premiers centimètres du conglomérat sous la surface de ravinement). Les surfaces d'érosions successives tendent dans cette zone à diverger les unes des autres, et les plus jeunes se propagent plus haut et plus en amont (« landward ») que les plus veilles.

Dans les zones plus distales (« basinward »), et immédiatement en aval des prismes de plages, ces surfaces de ravinement s'associent et supportent toujours à un lag à galets (FA4, Figure 5-35 et 36).

Dans certains cas, dans les parties les plus distales, les surfaces ont parfois tendances à converger les unes avec les autres, la surface supérieure s'amalgamant avec la précédente (en « down-lap »). C'est le cas par exemple de RS 2 et RS 3, (Figure 5-33), qui tendent à s'amalgamer avec RS1 en distal (Figure 5-33).

Les interprétations du paragraphe **5.5.2.4** concernant les lags à galets (FA4 - Dépôts de lag), couplées aux caractères des dépôts encaissants (faciès FA2 de shoreface) et des surfaces associées à chaque lag (RS), suggèrent que ces surfaces d'érosion se forment par des processus de ravinement et de remaniement par les vagues, et peuvent être qualifiées de « surfaces de ravinement transgressives » (Siggerud et al., 2000). Les arguments clés sont :

- les surfaces d'érosion se forment avant les lags à galets, qui eux-mêmes nécessitent pour leur mise en place (étant donné leur granulométrie forte), une énergie de vagues significative.

- les lags montrent parfois des évidences d'un encroûtement et de perforations multiphasés (apparition d'épi-biontes sur toutes les faces de galets et de perforateurs associés), impliquant des remaniements/ravinements répétés, préalablement à l'enfouissement et l'abandon final. Ceci implique également des évènements de haute énergie récurrents dans l'environnement marin.

- la formation d'un lag à base érosive, immédiatement suivie par un approfondissement du milieu et un abandon de la surface du lag, avec une restriction des apports sédimentaires assez longue pour permettre les encroûtements en surface.

- l'abandon du lag et les encroûtements/perforations sont suivis par un renouvellement des apports clastiques (shoreface FA2 à tendance « coarsening-upward », i.e. régressif) jusqu'à la troncature des dépôts par la prochaine surface de ravinement.

- les surfaces de ravinements peuvent surmonter des zones au préalable émergées (« beachrock ») comme visibles (ciment vadose et présence de *Lithothamnium*) au Steigergber 1 (RS0) et à Siefersheim (RS5).

L'abrupt incrément dans la profondeur au dessus des surfaces de ravinement et du lag associé, suggère une formation pendant l'ennoiement du prisme de plage et du système de shoreface associé. Le passage en transgression du profil de dépôt (plage/shoreface), qui génère la surface de ravinement (RS), va correspondre à une destruction partielle des dépôts de shoreface et surtout des dépôts de plage en amont. Cette destruction va induire des redistributions « pulsatiles » de galets et de sables, vers des domaines plus profonds (shoreface moyen à inférieur). Les encroûtements et perforations se développent alors sur ces débris redistribués dans les parties inférieures du shoreface. La nature érosive de la surface et le lag de gros galets indique néanmoins que l'ennoiement n'est pas passif. La surface de ravinement s'interprète comme une surface d'érosion transgressive créée par le retrait de la zone de déferlement (« surf zone ») vers des zones plus amont, une fois que la progradation du prisme a cessé. Ces surfaces de ravinement sont le fruit de l'érosion liée au mouvement vers le continent du système littoral, pendant des périodes où le NMR s'élève plus vite que la décharge sédimentaire n'augmente. Ces surfaces ont le caractère de « shoreface erosion surfaces » (Heward, 1981) ou de « wave-ravinement surfaces » (Nummedal & Swift, 1987). La trajectoire érosive, varie d'un angle très faible vers le large à des angles plus forts vers le continent (au contact des prismes de plages et des plates-formes rocheuses), ce qui pourrait correspondre à des intervalles de transgression rapide et saccadés. Ces surfaces correspondent également à une submersion des zones littorales (épi-biontes, et serpulidés sur et dans prisme de plage), et un rejet vers une position plus élevée des processus d'érosion.

La trajectoire de la ligne de rivage (« shoreline trajectory », Siggerud et al., 2000 ; Cattaneo & Steel, 2003), peut être mise en évidence et définie en joignant les terminaisons vers le continent (landward) des surfaces de ravinement, successivement plus jeunes à mesure que l'on s'élève dans la succession. Cette trajectoire s'oriente nettement vers le « continent » (et les terrasses marines sur substratum rocheux associées) et correspondent à un « front » transgressif diachrone (Cattaneo & Steel, 2003). La migration du front semble connaître des fluctuations soulignées par la multiplication des surfaces indiquant des épisodes de ravinement répétés pendant la transgression.

Ces surfaces (RS) ne montrent en général qu'un relief érosif faible et se comportent comme des plans de stratifications sub-horizontaux découpant l'ensemble de la succession (essentiellement sableuses et constituée des faciès FA2). Elles délimitent un cortège de faciès (entre deux surfaces). L'ensemble des faciès contenus entre deux surfaces d'érosion forme une famille de faciès (en générale FA1 et FA2) représentant à un moment donné la juxtaposition latérale des faciès dans le milieu de dépôt (image en deux dimensions du paléoenvironnement).

B - Progradation des systèmes de plages

Les prismes de conglomérats reposent directement sur le substratum, sont adossés aux falaises, et se prolongent au-delà des plates-formes rocheuses (sur plus de 200 mètres parfois « seaward », Figure 5-13, Figure 5-35 et 5-36) en s'intercalant avec des sableux/graveleux de shoreface (FA2). Ils sont délimités au niveau des terrasses par les deux surfaces de ravinement correspondant à la terrasse de repos du prisme et la surface de ravinement (base du prochain prisme) immédiatement au dessus. En domaine plus distal le prisme de plage repose sur des sables de shoreface via une surface franche sub-planaire.

Les prismes de conglomérats (Figure 5-36A) présentent des stratifications, clinoformes peu pentées, et présentent une forme générale de prisme, légèrement convexe vers le haut dans sa terminaison «distale ». Tant, les arguments faciologiques au sein des prismes que les arguments

géométriques, indiquent la croissance du prisme sédimentaire par la progradation des systèmes de plages. Ces arguments sont les suivants :

- La transition verticale au sein des prismes depuis des faciès de base de plage LBF (FA1-2) et/ou de CCBF (FA1-1) vers des faciès de sommet de plage UBF (FA1-3) (Figure 5-36B et 5-37B) ce qui indique une migration « seaward » des faciès UBF sur le sommet des LBF, et donc une progradation du prisme vers le large (Massari & Parea, 1988).

- Les stratifications internes (clinoformes) des prismes qui pendent légèrement vers le large (Figure 5-36A), et qui enregistrent l'accrétion progressive de dépôts à la surface du prisme de plage et qui résultent de la croissance (« build-up ») latérale et verticale du profil de plage vers le large.

- La migration du pied des prismes (plunge-step) identifiables, sur des faciès de shoreface sous-jacents (Figures 5-36A), en association à surface d'érosion (ravinement par progradation du pied du prisme).



Figure 5-36 : Progradation des prismes de conglomératiques de faciès de plages à galets (FA1). La progradation est soulignée par les stratifications internes des prismes et par l'évolution verticale et latérale des faciès au sein des prismes. A - Photographie et dessin d'un front de taille de la Carrière 1 du Steigerberg, au niveau du log 5 (détails en B). B- Log sédimentologique détaillé (Log 5, Steigerberg 1) montrant les évolutions faciologiques des différentes unités entre deux surfaces de ravinement successives.

C - Evolution des faciès de shoreface entre 2 RS successives

Dans les parties des profils, en aval des prismes de plages à galets, les dépôts sableux de shoreface (FA2), accumulés « entre » deux lags et surfaces (RS) successifs, indiquent le réétablissement de conditions de sédimentation postérieurement au ravinement transgressif et l'aggradation de sédiments sur ce profil de dépôt. Les dépôts de shoreface (FA2) qui surmontent les prismes, les surfaces, et les lags, présentent différentes tendances faciologiques depuis les zones très proximales et les zones plus distales dans l'intervalle entre deux lags.

Au dessus du lag, on note une diminution granulométrique abrupte, qui semble indicative d'une d'inondation/ennoiement et/ou d'abandon de la surface du lag.. Des tendances granulométriques décroissantes (fining-up) sont présentes, soit sur l'ensemble soit sur la partie inférieure de la séquence (Figure 5-37A). Ces successions sont en général conglomératiques (FA2-1), à la base et passe verticalement à FA2-2 plus sableux (cf. Figure 5-10 et Figure 5-33). Cette succession se retrouve drapant plus ou moins la base du prisme de plage et constitue une succession « transgressive » de shoreface se développant pendant le « shoreface retreat » à la faveur du décalage « en amont» de la zone de surf.

Des successions coarsening-up sont très fréquentes et se développent sur l'ensemble dans les derniers mètres de séquences (FA2-2, avec passage de sables massifs plus fins et bioturbés à des sables à SCS et plus grossiers, et sont plus ou contemporains de la progradation d'un système de plage

(FA1). La tendance s'exprime également dans des faciès alternant sable graveleux et conglomérats (FA2-1) immédiatement suivie plus ou moins en continuité et/ou surmontée de façon abrupte par un prisme de plage (surface d'érosion marine régressive).

Dans les parties plus distales du système, dans les successions présentant des faciès des associations FA2-2 et FA2-3, une nette tendance à l'aggradation puis à la progradation des faciès entre deux couples surfaces de ravinement/lags consécutifs. Ces tendances sont visibles dans les affleurements de la carrière 2 (Figure 5-7), log 12 (Figure 5-6-12) et dans la carrière de Siefersheim (Figure 5-9). L'évolution faciologique, montre un approfondissement rapide dans une transition de FA2-1 à FA2-3, associé à un léger ravinement, (Figure 5-6-12). L'accrétion de sédiments fins, puis très vite une nette tendance coarsening-up marquée vers un passage depuis FA2-3 à FA2-1 voire (FA1).

Les tendances faciologiques à une distalisation et/ou une proximalisation, dans les unités sableuses superposées aux lags, reflètent l'aggradation et/ou/puis la progradation d'un système de shoreface, pendant des périodes d'augmentation de l'apport sédimentaire, et/ou d'élévation réduite du niveau marin relatif. La plupart des observations indiquent grandement une progradation dominante au sein des séquences de shoreface. Ces unités sédimentaires à tendance « coarsening-upward » évoquent des « parasequences » (sensu Van Wagoner, 1991).



Figure 5-37 : Reconnaissance et définition des séquences de faciès élémentaires : A et B - Logs schématiques (logs 5 et 8 de la Carrière 1 du Steigerberg) montrant l'évolution verticale des faciès entre deux surfaces de ravinement successives. C - Définition et représentation schématique de l'architecture des séquences élémentaires, et variations du niveau marin associées, proposées/invoquées pour expliquer la genèse et la disposition des séquences élémentaires.

5.8.2.2 - Définition des « séquences élémentaires de faciès »

D'après les descriptions ci-avant, deux surfaces de ravinement successives délimitent une «séquence élémentaire de faciès » ou sorte de « paraséquence » (sensu Van Wagoner, 1991) (Figure 5-37C), ou encore d'unité génétique (sensu Galloway, 1989) ou de séquences T-R (sensu Embry, 1993) qui se répète en s'empilant maintes fois au sein du cortège. Dans ces séquences élémentaires, les associations de faciès de plages (FA1) enregistrent une séquence de progradation (« tendance régressive », Figure 5-37B) et les faciès de shoreface (FA2) enregistrent une aggradation suivie très rapidement d'une progradation (« tendance transgressive puis régressive », Figure 5-37A). Ces phases sédimentaires constructives sont séparées et délimitées par des surfaces de ravinement par les vagues (RS) et des phases de faibles apports (correspondant à des lags). Le développement récurrent/répétitif de ces motifs/séquences pourraient correspondre à des variations saccadées du niveau marin relatif (Figure 5-37), avec des phases de stabilité (impliquant les phases constructives et la progradation des corps sédimentaires) entrecoupées de phases de galets). Ces « motifs élémentaires » se répètent de nombreuses fois dans les affleurements étudiés, et se développent parfois partiellement où tous les faciès ne sont pas présents (absence du shoreface par exemple).

5.8.2.3 - Description succincte des différentes séquences A - Carrière 1 du Steigerberg

L'architecture stratigraphique proposée par la Figure 5-33, de l'arrangement des faciès et des surfaces de ravinement dans la carrière 1 du Steigerberg se divise en deux grandes unités A et B.

• Unité A :

L'unité A est l'unité conglomératique composite constituée des faciès de l'association FA3 (cf. Tableau 1). Cette unité correspond au développement et à la progradation répétée d'un système « pseudo deltaïque » conglomératique (cordon de galets littoral (spit-platform) ou prisme infralittoral) qui migre vers le bassin. Cette structure se construit (litages obliques progradants constitués des faciès FA3-1 et FA3-2, faciès de foresets et de toesets) sans doute à la faveur des remaniements et déstabilisations par les tempêtes des prismes conglomératiques de plages (faciès de topsets FA3-3).

La morphologie supérieure de ce corps progradant à clinoformes géantes est partiellement préservée et se voit largement tronquée et disséqués par RS1, surface qui se poursuit sur l'ensemble de la coupe. Cette unité se trouve dans la zone se retrouve dans la Zone à « *Planulorbina* ».

L'évolution des faciès de topsets (FA3-3=FA-1) est associée à une tendance progradante des prismes de plages, un ravinement et une superposition latérale et verticale des prismes consécutifs, associés en zone distale à des réactivations des foresets et des toesets. Ces faits tendraient à montrer que le prisme à clinoformes géants évolue également d'une façon séquencée, potentiellement comparable aux autres environnements. Le nombre de séquences potentielles est impossible à déterminer, mais au moins 2 prismes de plage ont été identifiés (P1 et P2, Figure 5-33) séparés par une surface de ravinement RS0, et 3 surfaces de réactivations du cordon sont visibles en distal (Figure 5-33), associées à deux phases de progradation des foresets/toesets (tendance coarsening-up).

Cette unité est surmontée de façon érosive par une surface de ravinement RS-1, qui est associée à un lag grossier (FA4). Le système à clinoformes (spit-platform) semble dès lors abandonné (et cesse d'être actif à cet endroit), et se voit recouvert, via une surface d'érosion notable, surmontée en partie proximale par des faciès sableux de shoreface (FA2-2) immédiatement associés à un prisme de plage appartenant à la séquence suivante (Séquence 1). L'arrêt de la construction de ce prisme peut trouver son origine dans plusieurs phénomènes, tels un déficit en sédiments du à des changements dans les sources ou dans les transports (dérive littorale), de fortes tempêtes répétées, et/ou surtout une montée rapide du niveau marin relatif. Il est très probable qu'à la faveur d'une montée rapide du niveau marin telatif, et peut-être partiellement disséqué par l'action des tempêtes (par exemple en plusieurs unités distinctes, qui n'arriveront plus à se réunir part la suite). Les effets combinés de ces paramètres pourraient impliquer un abandon brutal de la construction à la faveur d'un rapide élévation du niveau marin relatif, et son ensevelissement rapide sous des faciès plus profonds permettant la conservation de la structure ainsi « figée ». Néanmoins la surface RS1 correspond en

amont (faciès de plage) comme en aval (faciès de foresets et toesets) à une surface d'érosion notable qui entaille la surface du sommet du prisme (relief ? vers la bas). Cette surface montre également un amalgame et à priori une réactivation, par la convergence des surfaces RS2 et RS3 avec RS1 dans la partie W (vers le large) des affleurements.

• Unité B

La deuxième et très grande unité B, inter-digitant des prismes de faciès de plages (FA1) et des dépôts sableux de shoreface (FA2), se dessine et constitue la majorité du cortège. Cette unité est constituée des séquences 1 à 8. Elle s'individualise au dessus de RS1, surface très marquée et se poursuivant à l'ensemble de la partie W de la coupe. Cette unité appartient aux Zones à *« Planulorbina »* et à *« Miliolidés »*.

L'arrangement architectural des faciès et des surfaces de ravinement, et surtout le comportement des « séquences élémentaires » au sein de l'unité B, montrent une succession de séquences s'empilant globalement en « backtsepping » vers un haut topographique (la colline du Steigerberg). L'ensemble de ces séquences montre la migration saccadée, vers un haut topographique, des prismes de plages à galets associés au substratum et, l'accrétion conjointe de systèmes de shoreface sableux.

Les séquences S1 (délimitée par RS1 et RS2) et S2 (délimitée par RS2 et RS3) sont assez semblables. Ces séquences montrent uniquement le développement d'un prisme de plage à galets progradant, directement superposé à une plate-forme rocheuse, et adossé à une falaise sans association particulière à un système de shoreface sableux en aval.

Les progradations des prismes sont assumées par le développement de clinoformes pentées vers le large (« clinostratified gravel ») et l'évolution verticale des faciès de plage au sein des prismes (passage FA1-2 à FA1-3 vers le haut, transition LBF à UBF).

Ces deux séquences S1 et S2 sont associées et adossées respectivement aux falaises F1 et F2 et aux plates-formes T0 et T1. Ces deux séquences ne semblent pas associées à des dépôts sableux plus en aval. La progradation des prismes de plage se fait directement sur le précédent (Unité 1 pour S3) et S3 pour S4. Seul, dans la séquence 3, le prisme de plage se retrouve et prograde sur des dépôts sableux à chenaux de « rip-currents » très peu épais (1m) et déposés sur la surface RS1, sur le sommet de l'unité. Ces séquences représentent des variantes tronquées d'une version plus complète (Figure 5-37C).

La séquence S3, délimitée par RS3 et RS4, est assez particulière en ce sens qu'elle associe un prisme de plage progradant couplé à une plate-forme/falaise (T2/F3), à une « amande » sableuse qui se pince « landward » et « seaward » (en drapant très en aval le lag composite (RS1+RS2+RS3) sur la morphologie du cordon unité 1) qui montre une nette tendance coarsening-up et progradante (progradation soulignée par l'évolution verticale des faciès). Le prisme de plage est constitué d'un assemblage de faciès montrant des faciès de backshore conservés au plus près de la F3, des faciès de plage à blocs (FA1-1), surmontés par des faciès de sommet de plage (FA1-3). C'est également la première séquence qui va permettre l'aggradation conséquente des dépôts sableux de shoreface.

La séquence S4, délimitée par les surfaces RS4 (=T3) et RS5, est une des plus imposante, elle associe un prisme de plage à galets de 4 mètres d'épaisseur reposant sur T3 progradant sur des dépôts de shoreface de 3 à 6 mètres. Elle comprend à la base un prisme de conglomérats sableux bioclastiques (FA2-1) qui est coupé « landward » par le prisme de galets en progradation, et disparaît rapidement en « down-lappant » sur RS4 en 50 mètres. Il est surmonté par des sables dans la partie distale, et un niveau de brèche à matrice argileuse (debris-flow) en proximal. Une amande de sables se développe plus en aval, se pinçant « landward », et se voyant surmontée dans sa partie « landward » par le pied du prisme.

Dans son extrémité distale une surface d'érosion entaille les sédiments de shoreface déposés préalablement (surface recouverte de barres coquillières migrant vers la côte. Ces dépôts se développent en progradant rapidement dans l'espace laissé par la morphologie résiduelle du cordon, créant une surface de transit entre le prisme de plage peut-être déjà progradant et le shoreface, à la faveur d'une montée très lente du niveau marin voire d'une très légère chute (possible également) ou

simplement de changement de dynamique, laissant la possibilité au système d'évoluer. L'augmentation du matériel coquiller laisserait à penser qu'un remaniement d'un stock préalable est nécessaire associé à une baisse des apports clastiques.

La séquence S5, entre RS5 et RS6 est représentée par un prisme de plages à blocs progradant (Figure 5-13), surmontant des dépôts de shoreface sableux, dans la partie NW du profil (Figure 5-33). Cette séquence est une des plus partiellement visible.

La séquence 6, entre RS6 et RS7 comprend un prisme de plage à blocs peu épais, qui montre une tendance progradante et qui s'associe latéralement à des faciès graveleux de shoreface massifs.

La séquence 7, entre RS7 et RS8, est assez grande dans son ensemble (entre 4 et 7 mètres), et montre à la base un shoreface graveleux de type fining-up (au dessus de RS7), surmonté par de sables bioturbés et à litages obliques, et un prisme de plage progradant (clinoformes et FA1-3) sur un shoreface supérieur (FA2-1) coarsening-up cette fois. Cette séquence montre une progradation du prisme de plage beaucoup plus poussée que les précédentes, qui va se développer au-delà de la ligne de rivage représentée par les falaises et les plates-formes taillées dans le substratum.

Enfin, une dernière séquence S8, se développe dans l'extrême SE des affleurements, mais n'est que très partiellement visible et très peu épaisse. Elle montre simplement la superposition de faciès de shoreface FA2-1 graveleux et de faciès de plages (FA1-2, LBF).

B - Carrière 3 du Steigerberg

Dans la carrière 3 du Steigerberg, seules 3 ou 4 séquences se distinguent (Figure 5-34).

La première séquence définie Sa, visible uniquement sur le log 1 (Figure 5-8-1 et 5-34), se développe entre le substratum permien à sa base, et la surface de ravinement RSa Cette séquence dont seule la partie sommitale est visible, s'avèrerait sans doute composite, mais les données manquent. Elle est constituée d'une unité massive de faciès FA1-1, contenant des blocs de grande taille (olistolithes) (Figures 5-14E et 5-34). Le sommet de l'unité est raviné par une surface nette RSa, laquelle comprend l'association de serpulidés en abondance dans l'espace entre les galets et les gros blocs du faciès FA1-1, et des galets en sommet supportent des colonies d'organismes encroûtants indiquant une submersion évidente du prisme de plage à blocs.

La seconde séquence Sb est constituée par un niveau de conglomérat sableux très bioclastique (FA2-1) peu épais, et surmonté immédiatement par un chaos de blocs arrondis à sub-anguleux (FA1-1 et/ou FA1-2, LBF/CCBF), formant un épais banc prismatique s'amincissant vers le N. Les surfaces supérieures de blocs en sommet de banc sont intensément colonisées par des *Ostrea callifera, Ballanus stellaris, et Balanophyllia sp.*, et la surface apparaît fortement lavée (RSb) correspondant à une surface de ravinement, laquelle se propage au log 2 plus au Nord (Figure 5-34).

La séquence Sc débute avec des barres coquillières à *Ostrea* (FA2-2) qui surmontent le « chaos » de la séquence Sb et sa surface jonchée de coquilles (RSb). Ces barres qui migrent sous l'impulsion des tempêtes vers le continent, sont associées latéralement (en distal) à des faciès sableux (FA2-2). Les barres comme les sables en distal sont immédiatement recouverts par des faciès (FA1-2) fins (graviers et galets), indiquant la progradation d'un prisme de plages à galets sur le shoreface.

Enfin une dernière séquence Sd s'individualise sur le log 2 (Figure 5-34), comprenant au dessus d'une surface de ravinement (RSc), la superposition de sables à litages obliques (FA2-2) et de faciès de base de plage (FA1-2).

C - Carrière de Siefersheim

Dans la carrière de Siefersheim (Figure 5-9 et Figure 5-39), la corrélation par les foraminifères montrent une possible analogie de la surface surmontant le « beachrock » construit sur les faciès UBF avec la surface RS5 de la carrière1. La succession complète montre un premier cycle de progradation d'un système de plage suivi d'un ennoiement, et d'un ravinement. L'accrétion consécutive de sables de shoreface moyen et enfin la progradation d'un prisme de plage à galets, soit l'équivalent de deux séquences, possiblement (par analogie et contemporanéité) les séquences S6 et S7 du Steigerberg 1.

D - Carrière de Wöllstein

La coupe de la carrière de Wöllstein montre une nette tendance transgressive passant des faciès de plage (FA1-2) à des faciès de shoreface (FA2-1 et FA2-2). Cette tendance s'accompagne de l'identification de 4 séquences élémentaires associées à des lags et des surfaces de ravinement. L'appartenance de cette succession à la partie inférieure de la formation (Zone à « *Planorbulina* », Grimm et al, 1999) permet de rapprocher de par leur comportement ces séquences de la partie basale du Steigerberg1, soit l'unité A et les séquences (rétrogradantes et transgressives) 1 et 2, sans pouvoir plus préciser.



Figure 5-38 : Scénario hypothétique de formation des séquences "élémentaires", en lien avec la formation des platiers rocheux et des falaises littorales. Cf. text pour plus amples informations.

5.8.2.4 - Scénario schématique de formation des « séquences élémentaires »

L'ensemble de ces considérations et les observations détallées présentées ci-avant, permet d'entrevoir la répétition au cours de l'enregistrement sédimentaire d'un même scénario conduisant à la formation des séquences « élémentaires ». Ce scénario très schématique de formation des « séquences élémentaires » est présenté dans la Figure 5-38, valant pour l'ensemble des séquences, même s'il ne prend pas directement en compte la variabilité des séquences, à savoir leur association avec un système de shoreface sableux (Unité B) et/ou un système de cordon littoral (Unité A). En effet, dans un soucis de simplification seule la formation d'une « séquence-type » très simplifiée s'intéressant exclusivement à la formation de terrasses et de falaises, la construction d'un prisme de plage et son shoreface, quel qu'il soit, est représentée (Figure 5-38). Ce scénario peu se résumer comme suit. :

- (Figure 5-38A) le système de plage (prisme) prograde de même que son shoreface, apparemment à la faveur d'une montée lente, et/ou d'une stabilité (stillstand) et/ou encore d'une légère et lente chute du Niveau Marin Relatif (NMR).
- (Figure 5-38B) À la faveur d'une montée rapide du NMR, le prisme de plage est ennoyé et abandonné. Une surface de ravinement (RS1) se développe sur la face du prisme, induite par l'érosion par les vagues pendant le retrait du système littoral en amont, associée à la formation d'un lag à galets. L'approfondissement progressif va conduire à l'abandon de la surface du lag et les clastes à la surface vont subir des encroûtements et des perforations. A ce moment les dépôts de shoreface, connectés à un système plus amont vont pouvoir ou non aggrader et rapidement recouvrir le lag (shoreface aggradant) dépendamment de l'amplitude de la montée. La montée de la mer va ainsi générer un nouvel espace disponible, et projeté le maximum d'énergie (zone de déferlement des vagues) vers un haut topographique (paroi rocheuse). Cette paroi (falaise), débarrassée d'une ceinture protectrice de galet (prisme de plage) est à nouveau soumise à l'érosion des vagues et va commencer à reculer (récession).
- (Figure 5-38C) A la faveur de la stabilisation et/ou de la montée lente du NMR, suivant la
 phase précédente de montée rapide (B), et en association à un transport littoral massif des
 produits de l'érosion (dérive littorale active, déficit sédimentaire), on assiste à la formation de
 la plate-forme littorale (wave-cut platform), et un recul des falaises. Sans ce transport des
 produits de l'érosion, les falaises et les plates-formes ne pourraient être générées, protégées de
 l'érosion récessive par les clastes produits. Ces transports sont stigmatisés sur la surface des
 plates-formes par les sillons d'érosion par les galets dont les directions d'écoulement sont
 parallèles à la ligne de rivage et aux escarpements (Figure 5-12J).
- (Figure 5-38D) Toujours, à la faveur de la stabilité, et/ou de la montée lente et/ou encore d'une légère chute progressive du NMR, et surtout en réponse aux changements dans les courants de dérive littorale, qui cessent d'exporter massivement les produits de l'érosion, et/ou en apportent de nouveaux, le système de plage à galets commence à se construire et prograder depuis le platier rocheux créé en C vers le large, de même que les dépôts de shoreface associés en aval (shoreface progradant).
- (Figure 5-38E) A la faveur d'une nouvelle montée rapide du NMR, le prisme de plage est ennoyé et abandonné et une nouvelle surface de ravinement est crée (R2).

Pour chaque épisode, conduisant à la genèse d'un motif élémentaire (« séquence »), on peut donc déduire des pulsions saccadées de la montée du NMR. On dénote des phases de une montée rapide entrecoupées de phases de stabilité (« stillstand ») et/ou de chutes mineures. L'abandon et la submersion des plages à galets et des falaises, comme le ravinement transgressif induit dans les parties distales du profil de dépôt (plages et shoreface), sont liés à de rapides pulsations de montée du niveau marin. Le développement des falaises et des platiers littoraux, comme la construction/progradation des systèmes de plages, sont générés pendant une phase de stabilité du niveau marin (ralentissement de la montée de la mer)

Le scénario de formation des séquences élémentaires et sa répétition dans la tendance transgressive générale (cf. Figure 5-39), vont induire les objets observés et interprétés au sein des successions (terrasses marines étagées en marche d'escalier se propageant vers un haut topographique, prismes de plages se superposant...). Ces répétitions nécessitent des fluctuations à haute fréquence du Niveau Marin Relatif (NMR), impliquant des variations abruptes et saccadées de la vitesse de montée du NMR. Ces variations (i.e. leur allure, saccadée et asymétrique (sans chute majeure enregistrée à priori) sont possiblement le résultat de la surimposition de fluctuations eustatiques à haute fréquence et d'une subsidence « tectonique » locale (cf. discussions ci-après).

5.8.2.5 - Motifs d'empilement des « séquences élémentaires »

Des cortèges formés par l'empilement (« stacking pattern ») des « séquences élémentaires » se distinguent dans l'architecture (Figure 5-33, 5-34 et 5-39) et montrent l'évolution du système littoral pendant l'épisode sédimentaire étudié. Les positions altimétriques successives du paléo-rivage déduit, ainsi que la migration générale de la ligne de côte, montrent plusieurs phases au sein de cet épisode. Des pulsations s'identifient dans l'association de plusieurs séquences élémentaires, à tendance générale comportement d'une (déduite du succession de séquences) soit « rétrogradante/transgressive » (séquences en « backstepping », i.e. migration de la ligne de rivage vers le continent) soit « progradante/régressive » (« forestepping », i.e. migration de la ligne de rivage vers le bassin). L'association de plusieurs séquences élémentaires correspond ainsi à des séquences à priori transgressive et régressive de plus long terme, avec un TST (succession rétrogradante de séquences) et un RST (succession progradante de séquences). Ces séquences T-R correspondent à des fluctuations internes à plus long terme (de plus basse fréquence par apport aux séquences élémentaires) de la dynamique transgressive de l'époque, et vont correspondre à des phases d'accélération de la transgression (TST) ou de ralentissement et/ou de stagnation, et/ou de chute du NMR (RST), induisant des modifications du comportement des unités élémentaires, et en conséquence de l'architecture résultante.

La dynamique des « séquences élémentaires » montre donc, une possible organisation en assemblage de séquences à tendance rétrogradante/ transgressive (TST, ligne de rivage rejetée plus en haut et en amont) et/ou à tendance progradante/régressive (RST, ligne de rivage rejetée progressivement vers le large) (Figure 5-39). L'association TST/RST formant une séquence T-R plus ou moins complète. Les différents assemblages reconnus, organisés en séquences T-R sont proposés de par leur datation respective (appartenance aux zones à foraminifères de Grimm et al., 1999). Ces séquences T-R sont au nombre de 2 T-R 1 et T-R 2 et s'organisent comme suit :

- La première séquence, T-R1, mal discriminée est représentée par un TST1 reconnu à Wöllstein et un RST1 reconnu au Steigerberg 1 (Unité A). Cette séquence est contenue dans la Zone à *« Planulorbina »*.
 - Le cortège rétrogradant, assemblage transgressif TST1, il est constitué d'au moins 4 séquences est constitué des séquences Si à Siiiii à Wöllstein (Figure 5-4), Il comprend une succession de « séquences élémentaires » à nette tendance « rétrogradante » (séquence Si à Siiiii), associée à priori à la migration progressive de la ligne de rivage en amont (continent) et vers un haut topographique.
 - RST1 est constitué par l'unité A du Steigerberg1, toujours compris dans la zone à « *Planulorbina* ». Cette unité représente la croissance d'un cordon de galets (spit-platform) dans un espace d'accommodation conséquent (généré par la transgression liée au développement de TST1). Cette structure progradante se construit à la faveur d'un ralentissement de la vitesse d'élévation du NMR (correspond à un « haut-niveau marin ») voire la stabilisation du niveau marin consécutivement à l'ennoiement rapide préalable.
- Une deuxième séquence T-R2 se distingue très bien dans les affleurements du Steigerberg 1 et de Siefersheim (5-39) correspondant à la partie supérieure de la Zone à « *Planulorbina* » et la partie inférieure de la Zone à « *Miliolidés* ».
 - o Le cortège rétrogradant, TST2, est constitué des séquences S1 à S6 au Steigerberg 1, qui montrent un franc caractère rétrogradant, souligné par un empilement en « backstepping »

des séquences et des prismes de plages, associés à une morphologie d'abrasion du substratum en marche d'escalier (falaises et platiers, F1 à F3 et T0 à T3), se propageant vers un haut topographique. La séquence S5 comprend à sa base au dessus de RS5 la limite «*Planulorbina* »/«*Miliolidés* », et peut ainsi se reconnaître à Siefersheim (où gisent S4 et S5, Figure 5-39). TST2, repose sur une surface de ravinement transgressive majeure (RS1), comprend au Steigerberg 1, où 4 séquences élémentaires (S1 à S4), comprises dans la partie supérieure de la Zone à «*Planulorbina* », et 2 séquences dans la zone à «*Miliolidés* ». Les séquences s'empilent en franche rétrogradation (« backstepping »), associée à la migration rapide de la ligne de rivage vers un haut topographique, sous l'impulsion d'une vitesse de montée du NMR rapide, mais saccadée (phase de progradation des prismes de plages et façonnement des terrasses), conduisant à l'ennoiement progressif des reliefs côtiers de l'archipel d'Alzey. Une partie de cette séquence T-R2 serait sans plus de certitude reconnue également, d'après le motif d'empilement, au Steigerberg 3 (Figure 5-34) datée uniquement dans la Zone à «*Miliolidés* », où les séquences rétrogradantes Sa et Sb correspondraient à S5 et S6 (i.e. TST2), et Sc et Sd correspondraient à S7 et S8 (RST2).

o Le cortège progradant RST2 n'est que très partiellement visible. Il est constitué d'au moins 2 séquences (S7 et S8), où la progradation de prismes de plages (impliquant au moins 2 séquences élémentaires à tendance progradante/régressive) projette à long terme la ligne de rivage progressivement vers le bassin. Le maximum de transgression, appréciable au sein des affleurements, et/ou encore d'inondation (MFS ?), moment où la ligne de rivage fait occurrence dans des parties les plus internes du continent (maximum de « coastal-onlap »), où ici le continent est assimilé à un haut topographique constitué par les inselbergs de rhyolite), est atteint au sein de la séquence S7, où le trait de côte est rejeté bien au-delà des plates-formes et des falaises qui correspondaient auparavant (S1 à S4) au rivage et bien audelà des prismes de plage des séquences S1 à S6. Ce maximum de transgression pourrait correspondre au maximum d'inondation (MFS, ou surface d'inondation maximale, SIM), impliquant un ralentissement et une stabilisation de la vitesse de montée du niveau marin relatif, permettant ainsi le développement consécutif d'un prisme de haut-niveau régressif (RST2).Il s'en suit une phase de progradation de prismes de plages, associés à des faciès de shoreface à tendance « coarsening-upward » (passage FA2-2 à FA2-1, puis FA1), pour les séquences élémentaires S7 et S8 (Steigerberg 1), impliquant une migration progressive de la ligne de rivage vers le bassin, à la faveur d'un haut-niveau marin, se stabilisant probablement consécutivement à un affaiblissement de la vitesse d'élévation du NMR.

Ces séquences s'organisent à un ordre supérieur de par l'architecture globale du système sédimentaire, en un cycle de plus long terme transgressif (TSTA) puis régressif (RSTA). Cet arrangement comprend une tendance globalement transgressive (TSTA, comprenant TST1, RST1 et TST2)) depuis la base de la série et jusqu'à la séquence S7 (fin du TST2 et début du RST2). Cet hemicycle voit la migration pulsatile de la ligne de rivage vers un haut topographique et vers le continent (« landward »). Puis passé le rejet au loin des affleurements, la ligne de rivage prograde progressivement (RST2 ~RSTA).

5.8.2.6 - Extrapolation et corrélations vers le fossé

Dans les dépôts du large (**Formation de Bodenheim**, **MF** et **SP**) d'après les électrofaciès du log composite (gamma-ray log) proposé pour le NURG par Derer (2003) (sa Fig. 3-5, p. 42 ; partiellement reproduite sur la Figure 5-39B), on peut noter la présence nette d'une séquence T-R (T-R1), correspondant aux **MF** (tendance ~symétrique du GR, avec tendance « fining-upward et coarsening-upward », et d'une deuxième séquence T-R (T-R2) correspondant plus ou moins aux **SP** et à la partie inférieure des **Couches à Mélettes**. Les électrofaciès des **SP** montrent un GR d'abord fining-upward puis rapidement coarsening- et thickenning-upward ». Le pic de GR le plus radioactif (i.e. possible MFS ?) est situé dans la partie inférieure des **SP**.



D'après les datations proposées par Grimm et al. (1999), concernant les formations du bassin de Mayence en regard de celles du NURG, la première séquence T-R1, pourrait correspondre à la base de la zone à « *Planorbulina* », et ainsi se corréler à la séquence T-R1, visible dans le panneau de corrélation pour la zone étudiée (Figures 5-39A) soit TST1 et RST1 de la formation de Alzey, et recouvrant en somme l'intégralité de l'intervalle de temps représenté par les **MF**.

La deuxième séquence (T-R2) notée sur le log du NURG (Figure 5-39B), correspondrait quant à elle à la séquence T-R2, formé par TST2 et HST2 de la **Formation de Alzey**. Ce cycle qui prend en compte l'intégralité des **SP** et la base des **CM**, se trouverait donc en partie dans la zone à *«Planorbulina »* (sommet de la zone susdite, soit la partie inférieure des **SP**, cf. Figure 5-2B), et pour le reste dans la zone à *«Miliolidés »* qui comprend bien d'après les travaux de Grimm et al. (1999), la partie sommitale des **SP** et la base des **CM** (notées **ORT** sur Figure 5-2B).

Le maximum d'inondation, corroboré par le pic le plus radioactif sur les électrofaciès correspond à un point dans la partie basale des **SP** et pourrait correspondre au maximum de transgression enregistré dans les dépôts littoraux dans la séquence S7 (MFS probable, Figure 5-39).

D'après les dates relatives aux différentes formations (soit 31 Ma/30,5Ma pour les **MF**) et 30,5Ma/29,9Ma pour les **SP** (où la dernière date, 29,9Ma, est très approximative) (Grimm et al., 1999). Les deux séquences T-R (T-R1 et T-R2) identifiées, pourraient correspondre à des intervalles de temps sensiblement équivalents et représentant chacune environ un peu plus de 400 ka.

Enfin, on retrouve l'arrangement au grand ordre (long terme, cycle A), vers un approfondissement des faciès passant verticalement et de façon générale, sur le littoral des associations de plages (FA1) à ceux de shoreface moyen à inférieur (FA2-2 voire FA2-3) et ce jusque dans la Séquence S7 (fin TST2 début RST2) qui va comprendre en son sein le maximum d'inondation (période ou le trait de côte est rejeté les plus en amont possible du système de dépôts observables). Ainsi, cet arrangement au grand ordre, comprenant l'assemblage TST1/RST1 et TST2/RST2, montre une organisation au long terme avec, à la base un intervalle transgressif (TST), (TSTA, comprenant TST1, RST1 et TST2), un maximum d'inondation (MFS) compris sur le littoral dans la séquence S7, et dans le bassin au sein des **SP**, (mais dans la Zone à «*Miliolidés*»), et enfin un prisme de haut niveau en partie sommitale des coupes (RSTA, comprenant RST2 sur le littoral, et la partie supérieure des **SP** et la base des **Couches à Mélettes** dans le bassin). Suite au maximum d'inondation reconnu (MFS majeure ?), le trait de côte est progressivement, légèrement et à priori plus ou moins lentement, rejeté vers le bassin (fin S7 et S8).

Cet arrangement à long terme enregistré à l'échelle du bassin (bordures et fossé sensu stricto, NURG) correspond à un cycle T-R de long terme (T-RA, ~SG1 du Chapitre 6, Cf. Figure 6-18), qui démarre à la base des **MF** (inondation marine) et qui se termine dans les **Couches à Mélettes**, et qui d'après les travaux publiés et cette étude pourrait correspondre à la signature de la séquence aux parties médiane et sommitale de la séquence chronostratigraphique/eustatique de 3^{eme} ordre, Ru2, définie par Hardenbol et al. (1998) (cf. Figure 6-18).

5.8.2.7 Signification stratigraphique du développement d'un cordon de galets (« gravelly spitplatform »)

Très « énigmatique », la structure à clinoformes (i.e. le cordon/plate-forme) identifiée dans l'Unité A, de la carrière 1 du Steigerberg, pose un délicat problème d'interprétation stratigraphique. En effet, la plupart des interprétations de constructions similaires comprenant des conglomérats à stratifications obliques de grande taille montrant des foresets et des topsets subhorizontaux, et communément rattachées à des systèmes de Gilbert-delta marins ou non, sont classiquement interprétées comme des stigmates du développement de prismes de haut-niveau (HST) et/ou de bas niveau (LST) (Posamentier et al., 1988). Pourtant, des exemples récents tirés de la littérature, bien que rares, soulignent une croissance de tels objets à la faveur de la montée du niveau marin relatif (Kraft et al., 1978 ; Carter et al., 1990 ; Hiroki & Masuda, 2000). Les systèmes de « gravelly spit » au sein d'un

TST, contrasteraient alors avec les constructions deltaïques qui sont communément reconnues dans des prismes de bas- (LST) et de haut-niveau (HST) (Posamentier et al., 1988).

A la vue des données présentes dans cette étude, le pseudo-delta se construit a lieu à la faveur d'un niveau marin stable assez stable, légèrement ascendant, correspondant à une chute de la vitesse de transgression, à la base de l'intervalle transgressif enregistré (cycle T-RA de long-terme). Le prisme sera abandonné et raviné par RS1 (=TS), et surmonté dans sa partie proximale (topsets (plages)) par la base du prisme transgressif (TST2) formé par l'assemblage des prismes de plages progradants mais s'empilant en « backstepping » (séquences S1 à S6). La croissance du spit a lieu à la fin d'une phase de transgression soutenue, avec un niveau marin s'élevant moins rapidement que précédemment, et correspond au remplissage rapide d'un espace disponible (vallée héritée?) à la base de l'intervalle transgressif (TSTA). Le spit sera par la suite progressivement abandonné à mesure de l'élévation du NMR, et les dernières séquences du TSTA (S1 à S6) se développeront partiellement sur le spit dans sa partie proximale. Dans sa partie médiane et distale, il se voit surmonté et ennoyé par des dépôts sableux de shoreface appartenant à ces mêmes séquences élémentaires, recouvrant de façon immédiate la surface de ravinement composite qui amalgame RS1, RS2 et RS3 en distal. Ces faits suggèrent ainsi un développement préférentiel du cordon pendant la phase initiale de transgression de long terme (TSTA du cycle T-R A, Figure 5-39).

Ainsi, malgré le peu de descriptions dans la littérature de tels objets fossiles, on peut ici émettre l'hypothèse que la rareté des descriptions de tels objets, est le fruit de leur négligence ou de leur possible mauvaise interprétation en tant que deltas. Malheureusement, les dépôts de foresets et de topsets peuvent en grande partie être similaires à ceux des appareils de type Gilbert-delta (Gilbert, 1885 et 1890, Hiroki & Masuda, 2000), il peut s'avérer ainsi très difficile de distinguer les dépôts des deux types de construction. En ce qui concerne la construction observée au Steigerberg (Unité A), les aspects suivants peuvent aider à la différenciation et à l'interprétation générale de la construction observée en temps que cordon littoral au sein d'un TST de long terme (TSTA):

- le contexte paléogéographique local, d'un archipel d'îlots semble peu favorable au développement d'appareils fluviatiles conséquents (surfaces émergées trop faibles).
- la construction de topsets est exclusivement effectuée par des faciès de plage en progradation, se superposant. Les prismes de plages (topsets) successifs progradent dans des directions variables (paleo-seaward ou landward) indiquant l'absence de processus fluviatiles, et la possible déconnexion de la structure du continent.
- le remplissage d'une dépression (vallée) héritée au pied des reliefs du Steigerberg.
- L'abandon, le ravinement (par des surfaces de ravinement transgressives) et le drapage de la construction

5.8.2.8 Architecture dynamique du système littoral :

L'architecture stratigraphique de la carrière 1 du Steigerberg est de loin la plus complète, et présente l'opportunité de décrire l'évolution dans le temps du système littoral conservé à cet endroit (Figure 5-40). Différentes phases de l'évolution du système de dépôt sont considérées, et tendent à synthétiser la dynamique de transgression, ses fluctuations, et les différents changements dans la configuration du littoral conservé ici. Cf. Figure 5-40 pour plus amples détails des phases explicitées.

On reconnaît d'abord une phase de transgression rapide sur l'inselberg du Steigerberg, associée à la création d'une topographie sous-marine importante libre (partiellement héritée), des maigres faciès littoraux s'accrochent aux reliefs (Figure 5- 40A). Cette phase (TST1) est enregistrée à Wöllstein (Figure 5-10), par une succession rétrogradante franche associée à d'épais dépôts sablo-conglomératiques.

A la faveur d'un ralentissement de la transgression, les reliefs vont commencer à être attaqués et délivrer des matériaux (récession de falaise). Selon le stock de matériaux disponibles, et l'action des tempêtes les matériaux vont participés à la construction du cordon (clinoformes). Cette construction par son décalage (croissance vers la mer) va former petit à petit une plate-forme aux pieds des reliefs dans l'espace non comblé précédemment (en domaine de shoreface assez distal), progradant progressivement de façon pulsatile (Figure 5- 40B et C, RST1).



TST1 : Transgression rapide au sein d'un relief hérité (paléo-vallées et collines, temoins des phases d'érosions préalables (Eocène/Oligocène inféreieur) sur les bordures du bassin



Début TST2 : Phase de stabilisation à haute-fréquence (et/ou réponse à changements de courants sur littoral), progradation des systèmes de plages (Séquence S1) depuis platiers et falaises sur surfaces RS1, créés en D.



Fin TST1/Début RST1 : Ralentissement de la transgression, début de la croissance et progradation d'un cordon de galets (spit) alimenté par des plages (démantellement par tempêtes).



TST2 : Transgression, saccadée avec montées rapides et phases de stabilisation du NMR à haute fréquence, permettant successivement, ravinement répété (RS2 à RS4), rejet progressif en amont du trait de côte, recul des falaises (F2 et F3) et progradation systèmes de plages et shoreface (Séquence S2 à S4), Empliement en rétrogradation des cortèges. Remplissage de la dépression laissée par morphologie relique du spit, surface de transit en transition entre shoreface/plages.



RST1 : Stabilisation du NMR, croissance et progradation d'un cordon de galets (spit) alimenté par des plages (démantellement par tempêtes).



Fin TST2/début RST2 : Ralentissement de la transgression, toujours pulsatile, associée à ravinement répété puis progradation successive (S5 et S6) associée à rétrogradation des systèmes littoraux, puis finalement le trait de côte est rejeté au loin des affleurements, maximum d'inondation (~MFS), aggradtion de sables de shoreface.



Figure 5-40 : Représentation schématique de l'évolution complète du cortège sédimentaire pour la carrière Steigerberg 1, montrant les détails des principales phases reconnues (TST1/RST1 et TST2/RST2). Ce schéma montre deux cycles T-R plus ou moins complet, montrant des pulsions à haute-fréquence en leur sein.

Une nouvelle transgression rapide s'amorce (Figure 5-40D), avec la formation d'une intense surface de ravinement (RS1), le cordon est abandonné, partiellement raviné et érodé et le trait de côte rejeté en amont et plus haut (base de TST2).

Il se développe à partir de là, une transgression généralisée, mais saccadée des reliefs (Figure 5- 40E et F). La répétition en tendance rétrogradante d'au moins 6 séquences élémentaires (S1 à S6). Ces séquences impliquent de visu, une histoire répétitive, comprenant des phases successives de formation de plates-formes, de construction des systèmes littoraux (prismes de plages et shoreface) et de ravinement/ennoiement consécutifs. La succession transgressive (TST2) fait migrer petit à petit la ligne de rivage vers un haut topographique qui n'est pas appréhendé ici (et relativement éloigné au maximum de transgression). Ces séquences enregistrent chacune des pulsions au sein d'un intervalle de montée générale du NMR, alternant montées rapides et « stillstand » jusqu'à l'atteinte de la ~MFS postulée (on-lap côtier maximum (de toute la série observée).

Passé le maximum de transgression (~MFS, Figure 5-40G), la ligne de rivage commence à se diriger vers le bassin timidement, les séquences (S7 et S8) s'empilent en mode progradant (Figure 5-40H), à la faveur du ralentissement de la vitesse de montée du NMR, formant le début d'un prisme régressif de haut-niveau marin (RST2). Ce changement de tendance correspond à la fin de l'enregistrement dans la zone étudiée (Steigerberg)

5.8.3 - Discussion

5.8.3.1 - Pulsations au sein de l'intervalle transgressif

Le cortège formé par l'empilement (stacking pattern) des « séquences de faciès » montre l'évolution du système littoral pendant l'épisode de transgression généralisée. La tendance transgressive est démontrée par la propagation généralisée du trait de côte, vers un haut topographique, au cours du temps (plates-formes et falaises et prismes de plages à galets se développant en « backstepping » vers des positions plus élevées (altitude) et plus en amont vers des zones émergées (« landward »)). Cet ensemble stratigraphique en « back-stepping » ascendant sur un relief, pourrait être qualifié de « transgressive sequence set » ou de « front transgressif » (sensu Siggerud et al., 2000) au sein d'un intervalle transgressif de long terme (TSTA). Cette tendance générale est contrariée à partir de la séquence S7 (Steigerberg1, Figure 5-33 et 5-39), à partir de laquelle, le trait de côte semble se propager progressivement vers le bassin, signifiant le développement d'un prisme de haut-niveau marin régressif (RSTA) de grand ordre, voyant le ralentissement de la vitesse de montée du NMR.

Ces systèmes littoraux dont l'architecture se dispose globalement en « backstepping » (séquences et morphologies s'empilant en rétrogradation vers une zone plus en amont et plus haute topographiquement) Ces objets stratigraphiques relèvent d'une histoire répétitive, comprenant des phases successives de formation des plates-formes (« platform cutting »), de progradation des systèmes littoraux et enfin d'ennoiement, enregistrent au final des phases successives de stabilité (ralentissement) à (« stillstand ») et montée lente du niveau marin relatif, ponctuée par des phases rapides et abruptes de montée du niveau marin relatif au sein d'un intervalle générique transgressif (au moins jusqu'à la séquence S7 (Figure 5-39, i.e. ~MFS visible également dans le bassin , MFS des **SP**).

L'évolution intrinsèque (progradation, coarsening-up) de certaines séquences (développement au non du shoreface progradant, progradation plus conséquente des faciès de plages) contrarie parfois à un ordre inférieur cette tendance générale, impliquant des fluctuations à plus court terme. La variation de développement des séquences peut rendre compte de différents phénomènes, le style de variations du niveau marin, la vitesse de transgression, la vitesse de progradation des systèmes, la création de l'espace disponible pour les sédiments.. Le caractère de certaines séquences, impliquant une progradation plus importante, et/ou un transit soutenu, pourrait impliquer de légères chutes du niveau marin, ou des « stillstand » tous deux plus prononcés. Ces pulsations dans le « backstepping » général semblent internes à la dynamique transgressive, et vont correspondent à des phases d'accélération de la transgression et/ou de ralentissement et/ou stagnation de la montée du niveau marin relatif, et induisent des modifications du comportement des unités élémentaires, et en conséquence de l'architecture résultante (progradation, rétrogradation, érosion).

5.8.3.2 - Formation de platiers rocheux successifs combinée à la récession de la falaise

La géométrie et le développement des platiers littoraux dépendent de l'interaction d'un faisceau de facteurs incluant les caractéristiques du substratum, le régime de houle et de marées, les fluctuations du niveau marin et la tectonique (subsidence ou surrection) (Trenhaile, 1987). Sur une ligne de côte subissant les variations eustatiques, l'initiation du creusement des plates-formes littorales (« wave-cut platforms ») apparaît à la faveur de périodes où le niveau marin est stable (« stillstand ») ou monte lentement («slow rise»), et lorsque le taux de montée du niveau marin relatif (« rate of relative sea-level rise ») est inférieur au taux de récession des falaises (taux d'érosion impliquant le recul des falaises) (Bradley & Griggs, 1976).

Pendant de telles périodes, l'action érosive par les vagues déferlantes, se focalise à un niveau particulier, sur le substratum, pour une période assez prolongée pour permettre la récession de la falaise (son recul) et la formation consécutive d'une terrasse au pied des falaises.

Dans le cas où par contre, le taux d'élévation du niveau marin relatif, augmente suffisamment pour finir par dépasser le taux d'érosion récessive des falaises, le point d'impact des vagues et le maximum des forces d'abrasion vont être progressivement rejetés à une position plus élevée, et ce si rapidement que le recul de falaise ne pourra corriger sa trajectoire. En conséquence, le système falaise/terrasse primitif est abandonné et une nouvelle terrasse se forme, à une altitude supérieure, pendant la prochaine phase de stabilisation du niveau marin suivant la montée.

Ce schéma d'évolution de création de plate-forme et de d'ennoiement, fournit ainsi un mécanisme probable pour expliquer les géométries observées (succession de terrasses et de falaises) dans le substratum de la carrière Steigerberg 1.

Le développement des terrasses peut également trouver une explication par la variation des apports sédimentaires pendant une phase prolongée de montée constante du niveau marin relatif. Dans ce cas, la création des terrasses apparaît dans des phases d'apports faibles, et se voit inhibée pendant des périodes d'apports plus conséquents, dès lors que des dépôts de plage apparaissent sur la plateforme et au pied des falaises et protègent ces dernières de l'érosion récessive. Néanmoins la variation d'apport ne peut expliquer à elle seule les géométries en marches d'escalier ascendantes, l'abandon des dépôts de plages développés sur et à proximité des plates-formes et la propagation rapide vers l'amont de l'ensemble du système littoral.

5.8.3.3 - Façonnement des plates-formes et progradation des systèmes de plage

Les liens entre les prismes de plages et les niveaux de plates-formes semblent assez étroits pour être envisagés mais s'avèrent très complexes. Les relations entre le façonnement des terrasses d'abrasion marine et la progradation sont complexes.

Pour que le façonnement ait lieu, les sédiments produits par le recul progressif des falaises doivent être évacués des plates-formes, à défaut le pied de la falaise est protégé de toute abrasion par les vagues. Le remaniement des produits au pied de la falaise, est effectué, par des transports de sédiments le long de la côte sous des courants de dérive littorale (« longshore drift ») (Carter, 1988). Suivant un épisode de façonnement des terrasses la progradation d'un prisme de plage à galets, depuis la terrasse et au-delà peut s'effectuer en réponse à l'importation de sédiments depuis un autre endroit de la côte rocheuse, consécutivement à des modifications des directions dominantes des vents et des houles. Une augmentation du taux de montée du niveau marin relatif, suivant cet épisode de progradation aura pour conséquence l'abandon et l'ennoiement du prisme de plage parle biais du retrait rapide/abrupt de la ligne de côte vers une position plus élevée et plus proche du continent (« landward »).

Après le façonnement des terrasses et des falaises, le système côtier devient accumulatif et se développent les successions « régressives » et progradantes de faciès de plages. La Figure 5-41 présente un modèle schématique d'un prisme de plage à galets en progradation, et succession/séquence

attendue de faciès comme observée dans les affleurements. Ce schéma est une compilation très largement modifiée d'après les travaux de Massari & Parea (1988) et de Sanders (2000), à l'appui des observations et interprétations de ce travail.

Les dépôts de la face de la plage (« beachface facies », comprenant « upper et lower beachface », respectivement FA1-3 et FA1-2), s'arrangent en stratifications obliques peu pentées et frustres, séparés par des surfaces de discontinuité (flèches) en général marquées par des lag de particules plus grossières que le reste des bancs et alignées sur la surface. Ces surfaces érosives qui doivent plus ou moins se tracer de part et d'autre du prisme correspondent à des modifications du profil de plage sous l'impulsion des vagues de tempêtes majeures, et/ou des modifications de la configuration de la ligne de côte (modifications des apports par dérive, effondrement de falaise, changement dans les vents dominants induisant les houles), et conduisant à un réarrangement complet du profil.

Les stratifications sont beaucoup mieux marquées et régulières dans les faciès UBF que dans les faciès LBF, où ces dernières se présentent sous la forme de clinoformes mal définies légèrement convexes vers le haut. Les faciès de LBF sont en général plus grossiers qui se déposent dans les épisodes de plus forte dynamique du système et pourraient ainsi correspondre au profil de plage de tempête (« storm beachface »), qui sera par la suite modifié lors des phases de rétablissement des conditions normales (beau temps). Dans les parties distales de l'appareil, le plunge-step de tempête (et finalement celui de l'ensemble du profil) peut être conservé (Sanders, 2000). Les faciès de shoreface (au sens large, mais ici shoreface supérieur) sur lesquels prograde le prisme, correspondent à des faciès sableux et graveleux, intercalés avec des niveaux conglomératiques (chenaux et/ou en bancs) à base érosive.



Figure 5-41 : Schéma d'un système de plage à galets (FA1) progradant (schéma compilé d'après Massari & Parea, 1988; Sanders, 2000, et ce travail). Les dépôts de plage s'arrangent en corps prismatiques à stratifications obliques peu pentées (clinoformes dirigées vers le bassin), séparées verticalement par des surfaces de discontinuités majeures (plans de stratifications majeurs, flèches noires) induites par le réarrangement du profil de plage par les tempêtes. Les stratifications sont beaucoup mieux marquées et régulières dans les faciès UBF que dans les faciès LBF, où ces dernières se présentent sous la forme de clinoformes mal définies légèrement convexes vers le haut. Les faciès de LBF sont en général plus grossiers qui se déposent dans les épisodes de plus forte dynamique du système et pourraient ainsi correspondre au profil de plage de tempête (« storm beachface »), qui sera par la suite modifié lors des phases de rétablissement des conditions normales (beau temps). Dans les parties distales de l'appareil, le plunge-step de tempête (et finalement celui de l'ensemble du profil) peut être conservé (Sanders, 2000). Les faciès de shoreface (au sens large, ici shoreface supérieur) sur lesquels prograde le prisme, correspondent à des faciès sableux et graveleux, intercalés avec des niveaux conglomératiques (lentilles et/ou en bancs) à base érosive. La progradation d'un tel système engendre une érosion sur le shoreface (surface d'érosion plus ou marquée (flèche grise)), et une succession verticale typique dans les faciès large. Cette succession se développe à la faveur d'un niveau marin stable et/ou très lentement ascendant, ou encore légèrement descendant (lentement).

La progradation d'un tel système engendre une succession verticale typique dans les faciès de plage, avec à la base des dépôts LBF, surmontés par des dépôts UBF, indiquant bien une migration de la ligne de rivage vers le large, accompagnée d'un niveau marin stable et/ou légèrement descendant (lentement). L'association de ces prismes au développement de plates-formes d'abrasion par les vagues (« wave-cut platforms ») sur lesquelles le prisme de galets prend naissance dans les zones amont (on-shore) est le résultat d'un double phénomène.

Premièrement suite à une montée rapide du niveau marin puis à sa stabilisation et/ou à une montée très lente, une plate-forme d'abrasion par les vagues (« wave-cut platform ») associée à des falaises, va se dessiner dans le substratum rocheux. Cet ensemble (plate-forme et falaise) ne peut se

développer de façon nette que si les courants de dérive littorale évacuent de façon pérenne les produits de l'érosion à la surface de la plate-forme. Dans le cas contraire la plate-forme et surtout les falaises, qui se créer par érosion régressive du substratum, sont rapidement protégés par un stock de matériaux et l'abrasion sur le platier et au pied des falaises cesse rapidement, empêchant les falaises (et le trait de côte) de reculer vers les zones plus en amont.

Dans un deuxième temps, la progradation du prisme de plage est intimement liée à une réponse à dans des modifications dans les courants de dérive littorale qui cessent d'évacuer vers d'autres zones (cordon de galets par exemple), les produits d'érosion à la surface des plates-formes rocheuses. A la faveur d'une stabilité et/ou d'une légère et lente chute du niveau marin relatif, le prisme de plage se construit et prograde depuis le platier rocheux préalablement créé.

Cette progradation va également engendrée à la base du prisme progradant une surface d'érosion plus ou moins marquée et intense sur les dépôts sous-jacents, liée à l'érosion des vagues en aval du prisme (au niveau du plunge-step de tempête) et également à l'érodabilité des faciès plus distaux (sables de shoreface FA2) par les houles. En résultera une surface d'érosion, appelée « surface d'érosion régressive marine » (qui s'apparente à la « regressive marine erosion surface », Plint, 1988 et Cantalamessa & Di Celma, 2004). Cette surface peut également correspondre (cas de la séquence 4) dans le domaine plus distal du shoreface à une surface d'érosion fruit de l'érosion des fonds par les vagues déferlantes, sur laquelle le shoreface prograde et/ou transit.

Ainsi le prisme progradant (plage+shoreface) pourrait être qualifié de « falling-stage systemtract, FFST » sensu Cantalamessa & Di Celma (2004), se développant classiquement après le prisme de haut-niveau, à la faveur d'unes stabilité et/ou une lente chute du niveau marin relatif. La genèse de tels objets stratigraphiques (FSST) est grandement favorisée, et sa conservation meilleure lorsque la forme de la courbe de variation du niveau marin relatif est grandement asymétrique, montrant une augmentation rapide du NMR (favorable à l'abandon, l'ennoiement, et l'aggradation consécutive) et sa stabilisation voire sa chute très lente (favorable à la progradation). Néanmoins dans notre cas, cette unité stratigraphique bien que possiblement individualisée au sein des séquences élémentaires, n'est pas retenue pour la discussion de la formation des séquences, mais simplement entrevue comme la partie terminale des « séquences élémentaires ».

De façon assez classique, si, par la suite, le prisme est « transgressé » par une montée rapide du niveau marin, il va être coupé à une certaine altitude par une surface de ravinement induite par le retrait vers une zone amont des zones de déferlement des vagues et de l'ensemble du système littoral (« shoreface retreat »). Cette surface de ravinement qui va se développer pendant la montée rapide du niveau marin relatif, va lorsque le NMR va se stabiliser, rejoindre la surface d'un platier rocheux dans une position plus élevée et un nouveau cycle va commencer (création des plates-formes puis progradation du prisme). Ainsi les faciès les plus préservés seront les parties inférieures et distales du prisme essentiellement constituées de faciès LBF, plus grossiers et donc moins mobilisables. Les parties supérieures du prisme (UBF), de plus petite granulométrie, et surtout plus soumises aux érosions plus intenses par le retrait du système n'auront que peu de chance d'être préservées. Ceci n'est pas vrai par exemple si, à la faveur d'une progradation poussée, ces zones et leur cortège de dépôt (UBF) aient pues être indurées, devenant des « beach-rock », par des algues bio-constructrices (*Lithothamnium sp.*, présents dans notre cas) et/ou par des précipitations vadoses préalablement à la transgression.

D'après les observations recueillies, les prismes de faciès de plages progradantes, doivent néanmoins se développer préférentiellement dans des périodes de lente montée du NMR, ce qui aura pour effet de favoriser le développement à la fois verticale et vers le large (progradation) des systèmes avant d'être transgressé et possiblement érodés lors du retrait de la zone de déferlement (zone de surf) vers une zone plus élevée et située plus en amont « landward ». Ainsi, l'initiation du « pulse » transgressif (montée asymétrique du NMR) conduit à la migration progressive en amont de la zone de surf, impliquant une trajectoire érosive sur les dépôts submergés.

5.8.3.4 - Style des Variations du niveau marin

Les terrasses marines fournissent un excellent indicateur de paléo niveau marin, du fait que leur altitude représente un niveau marin moyen fossilisé (Trenhaile, 1987) qui peut être utilisé pour reconstruire les variations du NMR le long d'une côte. La présence d'une succession de plates-formes d'abrasion marines (« wave-cut platform ») et de plages à galets ennoyées et préservées le long de la surface de discontinuité basale du cortège (SB+TS) indique des variations au sein de la transgression. Ces variations dans la montée du NMR sont de rapides accélérations ponctuées par des phases de lente montée de stabilité et/ou de chute du niveau marin mineure.

La hauteur des falaises (entre 4 et 5 mètres ici au minimum) peut fournir également une estimation de l'amplitude de la montée du NMR pendant un épisode de montée rapide. Les observations présentes montrent des amplitudes minimales estimées autour de 4m.

Le façonnement des terrasses débute à la faveur d'une réduction de la vitesse de montée du NMR, après que le système côtier précédent ne soit noyé à la faveur d'une montée rapide. La plateforme peut encore se développer à la faveur de la stagnation du NMR, mais de façon moins efficace par rapport aux phases de montées lentes (Trenhaile, 1987 ; Gupta & Allen, 1999). Dans des cas de montées lentes de stabilité et/ou de chute mineure du NMR, les variations dans le transport par les courants de dérives littorale, peuvent induire le passage d'un côte en érosion (retrait des falaises et creusement des terrasses) à une côte accumulative, qui permet la progradation du système plage depuis la nouvelle plate-forme.

Différents scénarios possibles peuvent être impliqués, car deux processus indépendants interagissent pour produire la superposition des prismes de plages et la géométrie résultante (« stacked beach geometry ») : la variation de la vitesse de montée du NMR et les fluctuations des transports par courants de dérive littorale. La ligne de côte préservée au Steigerberg 1, a ainsi subi alternativement des périodes à forts apports et des périodes à faibles apports (en fait, exportation de matériaux). Ces faits peuvent être également liés aux formes irrégulières du trait de côte, comprenant probablement des caps (« headlands ») et des anses (« coves »). Sur ce littoral des plages de « poche » à galets et à blocs se développent accumulant les sédiments de l'érosion du substratum. L'érosion sur les caps peut durer plus longtemps pendant une montée lente du NMR, et ainsi les anses vont se remplir et leurs plages vont prograder plus précocement.

5.8.3.5 - Contrôle possible sur les fluctuations épisodiques dans la montée du NMR

Les récurrences d'intervalles d'épisodes de rapide montée du NMR et de « stillstand », voire de chutes mineures, impliquent des variations à une échelle sensiblement équivalente (étant donné l'homogénéité des séquences (épaisseur, mode de développement). Cependant, comment peut on estimer cette temporalité des séquences et leurs intervalles de récurrence ?

A - Estimation de la temporalité des « séquences élémentaires» :

Sunamura (1993) estime les taux moyens d'érosion et de retrait/recul des falaises selon la lithologie du substratum, entre 1-10 mm/an pour des côtes à falaises carbonatées, et 0,1-1 mm/an pour des côtes à falaises siliceuses (notre cas ici). Ainsi pour la formation des terrasses 1 et 2, qui atteignent environ 30 mètres d'extension (i.e. 30 m de recul de falaise) sur une période de 300000 ans à 30000 ans peut être estimée sur cette simple considération. Ces chiffres sont approximatifs mais compte tenu de la cyclicité des fluctuations eustatiques d'ordre élevé pour la période de l'Oligocène, soit préférentiellement des périodes de 40000 ans à 100000 ans, une durée adéquate pour la formation des plates-formes et des plages associées pourrait se situer dans cette dernière fourchette.

Les données biostratigraphiques issues de la littérature (Grimm, 1998 ; Grimm et al., 1999 et Grimm & Grimm, 2003) et présentées dans la Figure 5-2B, montre que la **Formation de Alzey** se développe dans un intervalle de temps compris entre 800000 ans et 1M.a.. La présence dans la carrière 1 du Steigerberg de la limite biostratigraphique entre les zones à foraminifères à *Planulorbina* et à
Miliolidés, s'associe au développement d'une dizaine de séquences (6 séquences sous cette limite de et au moins 5 séquences au dessus de cette limite), pour une section incomplète et partielle au sein de la formation. Dans une approximation empirique les périodes allouées pour la formation de chaque séquence se situent donc entre 100000 ans et 40000 ans.

B - Fluctuations à haute fréquence : eustatisme ou tectonique?

Des topographies de substratum en forme de marches d'escalier, ont été observées sur des exemples de surfaces de transgression modernes et anciennes, et s'interprète en une réponse aux variations de la vitesse de transgression (Carter et al., 1986, Walker & Eyles, 1991). Les architectures sédimentaires particulières associées sont attribuées à des changements épisodiques de la vitesse de montée du NMR. Deux possibles mécanismes peuvent expliquer les variations abruptes de la vitesse de montée du NMR :

• Subsidence tectonique épisodique

Les fluctuations à haute fréquence, de la vitesse transgressive peuvent générées par des épisodes de subsidence tectonique Une soudaine subsidence co-sismique peut causer une submersion rapide des platiers rocheux, et des systèmes de plages environnants. Le point d'attaque majeur des vagues est dès lors repoussé plus haut topographiquement, où une nouvelle terrasse peut se développer. La succession des plates-formes submergées, peut s'expliquer par une subsidence co-sismique induite par des séismes. Divers exemples tirés de la littérature et documentant des évènements sismiques récents et connus (Carver et al, 1994 ; Darienzo & Peterson, 1990), impliquent une fréquence très élevée de ces évènements (de quelques siècles à plusieurs millénaires) dans le temps, et les amplitudes de la submersion sont en moyenne de l'ordre du mètre.

Des évènements tectoniques (subsidence co-sismique par exemple) pourraient être invoquées pour la formation de ces cortèges, avec une amplitude dépassant les 5 mètres. De tels phénomènes sont invoqués par certains auteurs (Meyers et al, 1996) pour expliquer des transgression mineures (~2m) permettant l'enfouissement et la préservation de systèmes plages. Dans ce cas, les sédiments associés sont intensément déformés et partiellement liquéfiés par les séismes impliqués. Dans notre cas, aucune évidence de déformation d'importance (déformation, litages convolutes, échappement de fluides, slumps) indicatives de processus de déformation sismiquement induits, n'a pu être observée, et pourrait rappeler des processus d'enfouissement co-sismiques. Les rares observations de niveaux déformés sont très localisées et de très petite amplitude (à l'échelle d'un banc) et certainement plus dues à un dépôt rapide et/ou le choc des vagues de tempêtes sur la surface du fond marin. Ainsi un modèle impliquant des processus de subsidence co-sismique est difficile à argumenter.

• Couplage Eustatisme/Subsidence

Les vitesses de montée du niveau marin lors de la transgression glacio-eustatique Holocène, sont moyennés à < à 2mm/an (Peltier, 1997, Rodriguez & Meyer, 2006), mais sont variables au cours du temps. On dénote une vitesse de montée rapide d'environ 10 mm/an au départ (après le maximum glaciaire, puis graduellement en quelques milliers d'années, le taux s'amenuise à 2 à 3 mm/an (Peltier, 1997, Rodriguez & Meyer, 2006). Le premier taux rapide (10mm/an) serait suffisant pour augmenter rapidement la bathymétrie au niveau du littoral et ennoyer les systèmes (plages). Les taux consécutifs (2 à 3mm/an) correspondent à un taux suffisamment faible pour que les plages commencent à prograder (Peltier, 1997, Gupta & Allen, 1999, Rodriguez & Meyer, 2006). Ce type de montée rapide puis lente, reconnu dans l'architecture sédimentaire, semble corroborer des variations glacio-eustatiques où les montées sont systématiquement d'abord très rapides puis rapidement beaucoup plus lentes (Peltier, 1997).

De plus, la variation dans la vitesse d'approfondissement (hauteur d'eau) pendant une transgression peut également être généré en surimposant une variation eustatique sinusoïdale symétrique du niveau marin, sur un fond de subsidence tectonique (Van Wagoner, 1990) cette interaction produit une courbe asymétrique de montée du niveau marin.

Les analyses de subsidences sur le remplissage de la partie nord du rift (NURG) présentées dans les travaux récents de Derer (2003) et Derer et al. (2005) évoquent des taux de subsidence tectonique (sur colonne stratigraphique décompactée) de l'ordre de 0,1 à 0,25 mm/an, sur la période de temps considérée (Oligocène moyen et supérieur). Si la courbe de subsidence montre des fluctuations sur les 40 derniers millions d'années, la période qui nous intéresse est caractérisée par une courbe de subsidence d'aspect linéaire impliquant un taux faible et constant de subsidence tectonique.

La submersion des systèmes de plages/falaises/terrasses, nécessite des taux de montée eustatiques à court terme bien supérieurs à quelques millimètres par an. La préservation des systèmes de plages à galets en transgression, est en effet d'après Gupta & Allen (1999), bien plus effective à partir de vitesse de montée de l'ordre de 3 mm/an à plus, ce qui nécessite des taux encore supérieurs pour ennoyer les plages.

Ainsi, l'élévation du niveau marin liée à la subsidence tectonique ne semble pas suffisante pour induire l'ennoiement des systèmes de plates-formes et de plages associées. Les mouvements tectoniques au sein du rift rhénan à l'époque ne semblent pas être un mécanisme capable de générer de telles fluctuations à haute fréquence de la montée du niveau marin relatif comme observées dans ce cas. La subsidence tectonique étant un phénomène continu et comprenant des fluctuations à beaucoup plus basse fréquence (de l'ordre du million d'années) que celle invoquées pour les séquences de dépôts.

On peut dès lors proposer que les variations abruptes du NMR observées trouvent leur explication dans un modèle où des cycles glacio-eustatiques à haute fréquence de variation du niveau marin (< à 100 ka) se surimposent à une montée du niveau marin contrôlée par un fond de subsidence tectonique régionale. Les épisodes de montée rapide sont ponctués par des périodes de lente montée, de stagnation et chute mineure, ces faits dépendants de l'amplitude des oscillations eustatiques et de l'importance de la subsidence tectonique. Par l'augmentation des taux de subsidence, l'amplitude des montées du NMR devient progressivement plus forte que l'amplitude de toute chute.

Ainsi, des fluctuations périodiques dans le signal eustatique lorsqu'il est combiné avec un taux de subsidence constant, pourraient expliquer le développement des architectures observées (succession de terrasses marines et de plages en « backstepping » ennoyées). Ceci conduira à une courbe de montée asymétrique du NMR, caractérisée par des pulses de montée rapide, séparés par des phases de stabilisation (« stillstand ») ou de chutes mineures, où les chutes eustatiques annulent toute montée due à la subsidence tectonique. L'ennoiement abrupt des plages coïncide ainsi avec une montée glacio-eustatique, couplée à une montée liée à la subsidence tectonique. Des mécanismes équivalents ont été proposés pour expliquer des séries de plages et de plates-formes ennoyées dans l'avant-pays alpin (Eo-Oligocène de la région du Champsaur) par Gupta & Allen (1999), dans des configurations géométriques similaires à celles étudiées ici, mais également pour expliquer une série de récifs coralliens ennoyés à Hawaï (Lugwig et al, 1991).

C – Origine des oscillations eustatiques

Ainsi, les fluctuations épisodiques à cyclicité emboitées (« séquences élementaires », séquences T-R et Cycles T-R (~SG1)) du niveau marin, déduites de l'architecture stratigraphique et de son interprétation dans la **Formation de Alzey**, pourraient être possiblement reliées à des montées et des chutes glacio-eustatiques à court terme (< à 100000 ans), s'organisant en cycles à plus basse fréquence (400 ka et 1,2Ma).

Pour l'Oligocène les travaux sur les forçage orbitaux des fluctuations eustaiques mettent en évidence une réponse aux processus complexes de croissance et de fonte (« waxing and waning ») de l'Inlandsis Antarctique, installé de façon pérenne depuis l'aube de l'Oligocène et son monde froid (« icehouse world ») et dont l'influence se traduit à l'échelle planétaire (Zachos et al., 1996 ; Billups, et al, 2002 ; Wade & Pälike, 2004). Ces forçages impliquent de façon générale différents paramètres de Milankovitch ayant une influence sur le climat de l'époque et sur le niveau marin global. Les

forçages climatiques prépondérants sur la période considérée (Rupélien) sont les variations de l'obliquité (période de ~40 ka), et les variations de l'excentricité de l'orbite terrestre, courtes (période de ~100 ka) ou longues (période de ~400 ka) et induisent des variations eustatiques comprises entre 10 et 60 mètres.. Les différentes bandes de fréquence orbitales peuvent se surimposer en cycles de plus long terme variant selon la modulation de l'amplitude de l'obliquité et des cycles longs l'excentricité pour former de cycles à ~1,2 Ma, correspondant à des séquences de 3^{ème} ordre (Hardenbol et al, 2003).

Dans ce cadre, et d'après la temporalité empirique établie pour les différents objets stratigraphiques reconnus (« séquences élémentaires », TST/RST), on peut estimer que les « séquences élémentaires » représentent une cyclicité de haute fréquence attribuée à une cyclicité à 40 ka (variations de l'obliquité) (et plus petit dénominateur commun aux séries de l'Oligocène), ou aux variations courtes de l'excentricité (100000 ans), et que les TST/RST reconnus correspondent à une cyclicité fonction possiblement des variations longues de l'excentricité de l'orbite, soit entre 200 ka environ 400 ka.

L'ensemble de ces objets et leur périodicité respective s'agencent néanmoins en une architecture à plus basse fréquence encore, formant un cycle T/R complet supérieur à 1Ma (puisque formé d'au moins deux à trois cycles à 400 ka), recouvrant l'ensemble de la **Formation de Alzey**, et la partie inférieure de la **Série Grise Marine** du fossé rhénan. Ce cycle à basse fréquence correspondrait d'une part possiblement à une séquence de 3^{eme} ordre (Hardenbol, 2003) qui serait fonction des variations combinées de l'excentricité et de la modulation de l'amplitude de l'obliquité (avec une période de 1,2Ma), et d'autre part correspondrait à la séquence chronostratigraphique Ru2 définie par Hardenbol et ., 1998, recalibrée, et qui comprend l'intervalle de temps ~31Ma à ~29,9/29,4Ma.

L'enregistrement des plus petits cycles, séquences élémentaires à 40 ka ou 100 ka, est effectué préférentiellement sur le littoral. Ceci pourrait tenir au fait que ces milieux sont très sensibles à un faisceau de paramètres, dont le niveau marin est un des principaux. Les dépôts de bassin, compte de tenu de leur nature argileuse, et du peu de contribution détritique des faciès littoraux, sont beaucoup moins sensibles à ces variations, ne les enregistrant que peu ou alors n'étant pas lisibles directement.

5.8.3.6 - Implications paléogéographiques du développement du système littoral observé au sein de l'archipel d'îlots de Alzey

La forme des îlots de l'archipel (inselbergs) aux alentours immédiat des affleurements montre une orientation préférentielle des structures. La morphologie des îlots est asymétrique en forme de « dos de baleine », avec une face raide et abrupte, tournée vers le SW et une face plus aplanie tournée vers le NE (vers le fossé rhénan) (Figure 5-4 et 5-42A et B).

La face raide du Steigerberg (Figure 5-42B) montre la conservation de platiers rocheux et de systèmes de falaises (Figure 5-11). Ainsi, les faces abruptes pourraient correspondre à des faces d'impact frontal de la houle venant de l'W façonnant les morphologies d'abrasion (falaises et platiers) (Dickson & Woodroffe, 2002). Alors que les faces à topographie plus molles correspondraient à des zones de houle modérée, de plus faible amplitude et incapables de modeler le substratum (Dickson & Woodroffe, 2002), zones plus abritées et/ou recevant les houles de façon indirecte.

Le prisme progrdant (« cordon ») reconnu prograde de façon flagrante vers l'ouest (pendage des foresets, Figure 5-42C), et les courants au sein des dépôts de foresets progradants (FA3 indiquent des flux d'ENE en WSW, ainsi que des actions de la houle à la surface du cordon globalement dirigée W/E (Figure 5- 42C). Les faciès de topsets (FA1, plages) montrent des évolutions progradantes verticales, avec des clinoformes de progradation dirigées soit vers le large (W) soit vers le continent (Figure 5-42). L'ensemble de ces observations rendent compte de l'accrétion latérale (foresets progradant) et verticale (séquences de progradation de plages superposées) du prisme, où les différentes phases de croissance représentent un rééquilibrage de la structure en fonction des variations du NMR à haute fréquence, et pourraient correspondre à des barres de croissances épisodiques nourries par des remaniements des littoraux rocheux juxtaposés par les tempêtes (promontoires possiblement au Nord immédiat) (Figure 5- 42C), et se propage vers l'WNW, (ou « crochets de

croissance » dans le cas d'un structure de « vrai cordon », Orford et al., 2002). La structure représente alors possiblement un cordon de galets « drift-alignated » (5-42C, alignées au courant de dérive)).

Les directions des escarpements taillés dans le substratum sont orientés (NNW/SSE) et soulignent un impact de houles dominantes se dirigeant de l'WSW vers l'ENE. Les directions des mesures de sillons sub-parallèles aux escarpements (Figure 5-12J) indiquent des courants de dérive littorale orientés NNW/SSE (soit strictement parallèle au falaises). Les mesures d'imbrications de galets dans les faciès de topsets et sur les plages superposées, implique pour le développement de ces topsets, des houles se propageant EW globalement. Ces faits impliquent une direction dominante des houles du WSW vers l'ENE.

Cette morphologie des îlots ainsi que les dépôts associés pourraient souligner une ouverture de l'archipel d'îlots conjointe à une incursion des houles (et des vents dominants) par le Sud/Ouest, impliquant la création de côtes à falaises en érosion en zone d'impact frontal des houles (face SW) et un ennoyage détritique plus fin principalement en zone abritée (face NE).

Cette incursion des houles depuis le SW pourrait rendre compte de l'ouverture du bassin rhénan vers le W et SW et au-delà du massif vosgien, vers le plateau lorrain par conséquent le Bassin de Paris (Figure 5-1A). Cette donnée, va à l'encontre de l'idée classique d'une fermeture totale vers l'Ouest (Hartkopff & Stapf, 1984, Grimm et al, 2000, Kuhlemann & Kempf, 2002, Sissingh, 2003) au niveau du Massif schisteux Rhénan (Hunsrück/Taunus) et de la terminaison Nord des Vosges.

Cette connexion possible (Figure 5- 42D et E) pourrait être expliquée par l'affaissement d'une partie du socle le long de failles externes au graben, et plus ou moins sub-parallèles à ce dernier (Coulon, 1992) (épaules peu élevées). Ces failles se situent à la terminaison SW du bassin de Mayence et appartiennent à un système de relais entre les accidents N60°, d'origine varisque (zone de transfert, ZT de Hunsrück/Taunus, Figure 5-1B) impliquant le socle du graben, et les accidents du graben (N30°) lui-même.

L'affaissement de cette zone, contemporain de celui du bassin de Mayence, et simultanée à un épisode transgressif majeur, permet d'ouvrir le bassin de Mayence vers le SW sur un domaine marin ouvert rejoignant l'espace de sédimentation du bassin parisien traversant des zones aujourd'hui structuralement surélevées (Nord des Vosges et Massif Schisteux Rhénan, autrement dit sur le du Bouclier rhénan) (Figure 5-42D et E).

Cette hypothèse pourrait trouver échos dans la méconnaissance de la paléogéographie de la partie E du bassin de Paris (Delhaye-Prat et al., 2005) et dans les descriptions de la découverte sporadique de dépôts marins d'âge rupélien sur des zones (Murawski et al, 1983), aujourd'hui surélevées, (cf. carte Figure 5-1B), comme l'extrémité sud du Massif Schisteux rhénan. Ces occurrences semblent indiquer une altitude faible des reliefs bordiers du rift rhénan à cette période, proche du niveau marin. Ces dépôts pourraient indiquer une communication certaine avec le fossé de la Rhur («Lower Rhine Embayment (LRG), Murawski et al., 1983, Ziegler, 1994) mais également une extension probable vers le SW, des incursions marines (Coulon, 1992), ouvrant l'extrémité sud du bassin de Mayence aux vents et aux vagues venant d'un domaine plus occidental. D'après Coulon (1992), il faudrait y voir ici une possible connexion avec les fossés de la Limagne, via l'extrémité SE du bassin de Paris, sur des zones bordières peu élevées (zone de haut-fonds) (Figure 5- 42D).



Figure 5-42 : Implications paléogéographiques de la croissance du cordon de galets au Steigerberg : A et B - Carte topographique simplifiée de la zone d'étude, montrant les morphologies particulières des inselbergs de rhyolite, et les paléocourants mesurés sur les différents affleurements. C - Modèle environnemental et cartographie de la construction du cordon en respect des paléocourants mesurés, et proposition de la courantologie locale (houles dominantes et dérive littorale porposée). D et E - Connexions marines possibles, déduite des observations dans la zone d'étude (Steigerberg) pour la période du Rupélien Supérieur (~30Ma), en Europe occidentale, sur un cadre géographique actuel, en accord avec les données de la littérature.

5.9 - Architecture stratigraphique comparée avec les Meeressands du SURG (Jura, bordure W)

Dans les affleurements des **Meeressands** de la région de Blauen, une tentative de corrélations des différentes coupes à relative proximité, représentant un profil proximal (Sud)/distal (Nord) est présentée dans la Figure 6-3C. Cette corrélation locale est complétée par la corrélation au puits de sondage KOERINGUE 1 situé à une dizaine de kilomètres au N de la zone. L'affleurement d'Eguisheim considéré dans sa totalité (coupe actuelle complétée des observations de Sittler, 1965), est corrélé au puits DP212 du bassin potassique (Figure 6-3C), sur la base de l'âge équivalent des faciès marneux d'Eguisheim (base et milieu de la coupe) et des **Marnes à Foraminifères** du forage (Pirkenseer & Berge, 2006).

Les profils en Figure 6-3B et 6-3C, représentent une évolution plus complète et moins partielle du système de dépôt des **Meeressands**, mettant en exergue les termes plus distaux (M1, offshore) absents des successions de la région de Alzey. Ces coupes, montrent des faciès différents (cf. Figure 6-2) s'étalant entre des zones de plages (M3) à des zones plus distales d'offshore (M1) et possiblement jusqu'aux faciès de bassin (atteints rapidement en quelques centaines de mètres) appartenant possiblement ou du moins très voisins de ceux des **Marnes à Foraminifères** (faciès MF).

5.9.1 - Surfaces de ravinement

Certaines surfaces de ravinement identifiées présentent les mêmes caractéristiques que celles décrites pour les carrières de la région d'Alzey (RS), à savoir une érosion, la présence d'un lag grossier (bien que plus rare), un approfondissement des faciès (shoreface supérieur/plage versus shoreface moyen à inférieur), et surtout la présence sur ces surfaces de galets abondamment perforés par des pholades et des éponges clionides (cf Chapitre 4, Figures 4- 3 à 4-8). Ces surfaces se propagent vers les zones proximales (Figure 6-3C), en passant au dessus et en ravinant les dépôts de plages conglomératiques, dont les clastes sommitaux sont fortement perforés (Figure 4-12D et E). Ces surfaces RS, délimitent des « séquences de faciès élémentaires » tout à fait semblables à celles décrites pour la **Formation de Alzey**, tant en taille que faciologiquement.

Les affleurements isolés, non traités en détais ici (Dornach, Burg) montrent également des surfaces de ravinement associées à des lags et des encroûtements/perforations, impliquant le même type d'empilements séquentiels (cf. Figures 4-3 et 4-4).

5.9.2 - « Séquences élémentaires »

Dans la Figure 6-3C (corrélations pour la zone de Blauen), les séquences élémentaires sont au nombre de 3 (S1 à S3), bien définies, et une quatrième semble s'individualiser dans le log 3 au Sud (S4).

La première séquence élémentaire repose directement au contact du substratum jurassique, sur une surface de ravinement, jonchée de perforation par des pholades, et comprenant l'amalgame de la limite de séquence de grand ordre (SB) et une surface transgressive marine (TS). Les deux premières séquences, montrent une tendance rétrogradante et transgressive depuis un substratum rocheux (platier littoral), vers des faciès distaux (shoreface inférieur/offshore transition (M1b, Log Blauen 1 et 6, Figure 6-3C) marneux.

Une dernière séquence, montre une tendance progradante (régressive) assez prononcée, qui se traduit en proximal, par la succession faciologique (« coarsening-upward et shallowing –upward ») depuis des faciès de shoreface sablo-conglomératiques (M2) à des faciès de plage (M3), et en distal, par la succession (« coarsening-up et thickenning-up ») qui fait se superposés des faciès de shoreface sableux (M2a) sur des faciès de transition shoreface/offshore (M1b).

Ces séquences montrent une amplitude (taille) sensiblement équivalente aux séquences de Alzey à la différence qu'elles représentent une vue moins partielle des faciès, s'étendant des domaines

de plages (M3~FA1) aux domaines d'offshore transition-voire d'offshore (M1~MF). Ces séquences ne sont pas reconnues à Eguisheim (qui correspond à une partie plus distale du profil) soulignant encore la plus grande sensibilité de l'enregistrement dans le domaine très littoral, et n'apparaissent ainsi que corrélables sur de très courte distance, ne n'étant pas exprimées non plus dans les logs du bassin (KNOERINGUE 1 et DP 202, Figure 6-3B et C).

5.9.3 - Motif d'empilement des « séquences élémentaires »

Le motif d'empilement formé par les 4 séquences élémentaires (définies par des RS) de la Figure 6-3C, appelle un arrangement à un ordre supérieur, avec un TST (TST1, rétrogradant) à la base et un RST (RST1, progradant) au sommet. Ces deux cortèges (rétro- et progradants) forment une séquence T-R (T-R1, notée ici S1) représentant l'enregistrement d'un cycle complet du niveau marin, à plus basse fréquence que pour les « séquences élémentaires. Le maximum d'inondation (MFS probable) est atteint par la propagation maximale vers le Sud (domaine continental) des faciès fins d'offshore.

La coupe d'Eguisheim (Figure 6-3C) montre à priori une tendance transgressive rétrogradante (TST1) à la base suivie d'une tendance progradante (régressive) au sommet.

Le cortège rétrogradant (TST1, Figure démarre au contact de la **Formation de Conglomérats Côtiers** sous-jacente, avec une possible surface de ravinement transgressive associée à un lag (présence d'*Ostrea* sp. et de *Balanes* sur les galets à la base, Sittler, 1965).

Les tendances faciologiques montrent d'abord au dessus de la surface de ravinement, une aggradation de marnes silto-sableuses, bioturbées, représentant des faciès d'offshore/shoreface inférieur (M1a, TST1), surmontées au sommet par des dépôts d'offshore/shoreface progradants soulignés par la strato- et la grano-croissance des bancs gréseux de tempestites (M1b, début RST1). L'ensemble à dominante marneuse à tempestites, passe très rapidement à du shoreface sablo-conglomératique (M2). Le shoreface apparaît ainsi même « sharp-based » (Plint, 1988) au sommet de la coupe, reposant sur une surface d'érosion nette et sub-planaire, impliquant bien une franche tendance progradante de la fin du RST1. L'empilement des deux unités définies à Eguisheim, montre ainsi un cycle T/R (T/R1, notée ici S1), plus ou moins complet, et dont l'age est équivalent au **MF** uniquement (Pirkenseer & Berger, 2006, d'après les assemblages d'Ostracodes et de Foraminifères).

5.9.4 - Extrapolation vers le bassin et évolution séquentielle

Il est, ici, intéressant de noter que dans les forages du fossé rhénan (Sondages KOERINGUE 1 et DP212), recoupant les formations contemporaines des **Meeressands** (**SP** et **MF**), l'évolution des signaux de Gamma-ray (électrofaciès), renseignent sur la proximalité et/ou la distalité des faciès (où de façon générale plus le signal est radioactif, plus distal est le faciès représenté), montre une première tendance symétrique dans les **MF** (S1) transgressive puis régressive (TST1/RST1), surmontée par une seconde tendance transgressive (TST2 de S2) à la base des **SP**, jusqu'à un pic GR, puis un TST2 qui démarre dans le sommet des **SP** et finit sa course dans les **CM**..

Les **MF** correspond à un cycle T-R (T/R1 ou S1, représenté par TST1 et HST1). Sur ces mêmes spectres, les **SP** correspondent à la base d'un second cycle T-R (T-R2 ou S2) avec un TST (TST2), se propageant jusqu'au pic de gamma-ray, qui pourrait correspondre à la MFS du cycle T-R2 mais également à la MFS de la séquence d'ordre supérieur (Ru2), et la base d'un RST (RST2), dont le sommet mais se propage dans les **Couches à Mélettes** sus-jacentes.

Ainsi, le cycle T/R1 (TST1 et HST1) observé dans les coupes des **Meeressands**, (Blauen, Burg, et Eguisheim) correspondrait possiblement au cycle observé dans les **MF**, ce qui est confirmé au moins pour la coupe d'Eguisheim qui est exactement de même âge que les **MF** (Pirkenseer et Berger, 2006, d'après les assemblages d'Ostracodes et Foraminifères).

Le cycle T-R1 complet en sondage et également plus ou moins visible dans les corrélations effectuées à Blauen et dans la coupe d'Eguisheim, pourrait se développer sur un intervalle de temps assez court (400 ka par exemple) étant donné les interprétations ci-avant (cf. § 5.8.3.5 sur cyclicité des

fluctuations du niveau marin) et les âges proposés pour les **MF**, soit entre ~31Ma et ~30,5Ma (Grimm et al, 2000, Hardenbol et al., 1998, cf. Figure 6-18).

De façon équivoque, l'analogie de l'organisation de l'architecture stratigraphique des **Meeressands** du SURG, avec les **Meeressands** de la région de Alzey, est assez claire. Les mêmes cycles T-R1 et T-R2 se dessinent et correspondent assez bien en âge, en comparaison des faciès profonds datés (**MF** et **SP**). Ces deux cycles s'inscrivent ainsi dans la partie inférieure et majoritairement transgressive de séquence Ru2 (Hardenbol et al., 1998), qui se poursuit dans les **CM**.

5-10 - Conclusions

La formation des **Meeresands** (Formation de Alzey, Rupélien) représente le développement d'un système marin littoral de haute énergie, peu profond, contemporain de la transgression marine qui envahit le Bassin de Mayence et le Fossé Rhénan Supérieur (SURG) à l'Oligocène moyen (~31Ma, Grimm et al., 2000, Berger et al., 2005a et b). Dans la partie sud du Bassin de Mayence, cette formation repose directement en discordance sur le socle volcano-sédimentaire Permien via une surface de ravinement/transgressive largement diachrone (SB+TS).

Dans cette région, les systèmes de dépôts de la formation des **Meeresands**, représentent un environnement de côte rocheuse (platiers rocheux et falaises) à haute énergie (plages à galets FA1/M3 et shoreface sablo-graveleux FA2/M2), intégré dans un complexe de l'archipel d'îlots (Archipel de Alzey, Figure 5-48). La reconnaissance et la compréhension des mécanismes d'enregistrement de ce type de dépôts apparaissent comme cruciales, pour interpréter l'histoire géologique de littoraux soumis à des conditions de haute énergie, et, pour mieux contraindre la variabilité et leurs conditions de préservation lors de variations du niveau marin (transgression/régression). La préservation de tels paléoenvironnements côtiers est malheureusement rare dans les séries géologiques. La préservation exceptionnelle de ce type d'environnements, présents sporadiquement dans tout le bassin rhénan (Bassin de Mayence, SURG, et Jura), apporte d'importantes informations pour l'étude de l'évolution sédimentaire du fossé pour la période considérée.

L'analyse des systèmes de paléo-littoraux permet l'identification de fluctuations dans le taux de variations du niveau marin relatif, avec plusieurs ordre de fluctuations emboîtés, sur une période estimée entre 0.8 Ma et 1Ma.

La surface transgressive composite basale de repos du cortège, consiste en une succession de terrasses subhorizontales étagées séparées par de petites falaises verticales. Les terrasses montrent des morphologies d'abrasion par les vagues (wave-cut notches, marmites, sillons) et une géométrie générale en marche d'escalier, qui se propage dans la direction de la transgression du trait de côte.

L'analyse détaillée et l'interprétation des faciès recouvrant la surface transgressive composite (SB+TS) et de leur architecture ont conduit à la définition d' « unités génétiques » ou « séquences élémentaires », composées chacune de l'association de faciès de plage progradants et de faciès d'avant-plage. Chaque unité est délimitée par des surfaces de ravinement transgressives, prononcées, d'extension latérale notable, soulignées par un lag de galets encroûtés en domaine distal, et correspondant, en domaine proximal, à la surface d'une plate-forme littorale taillée dans le substratum du cortège. Les terrasses successives et étagées qui modèlent la surface du substratum, sont interprétées comme le résultat de la migration de plates-formes d'érosion littorales, qui enregistrent, le mouvement épisodique de la ligne de rivage sur les reliefs pendant la transgression. La disposition générale des « séquences élémentaires » associées, indique des épisodes successifs de formation des terrasses (recul de falaises), de développement et de progradation des systèmes de plages et de shoreface, d'ennoiement et de ravinement des dépôts précédents, accompagnant le recul progressif de la côte vers les terres émergées.

La formation répétitive des plates-formes et la préservation des prismes de plages, sont interprétées ici comme la réponse à des variations abruptes et pulsatiles, dans la vitesse de montée du niveau marin relatif pendant la transgression. Ces fluctuations « pulsatiles », à haute fréquence du NMR fréquence (postulée comme < a 100 ka), sont associées à une montée saccadée et asymétrique du NMR, avec des phases d'élévation rapide « ponctuées » par des « stillstands ». Les phases de montée rapide (pulses) du niveau marin relatif, entraînent l'ennoiement rapide et le ravinement des plages et des plates-formes et la projection de la ligne de rivage vers les hauts topographiques, au sein d'un front transgressif diachrone. Les périodes de montée lente et/ou de stabilité permettent le façonnement des plates-formes et le développement consécutifs de plages à galets (lié aussi à des changements dans les courants de dérive littorale). L'absence claire de chutes eustatiques notables, implique que la préservation des littoraux et des « séquences élémentaires » constitutives, et le fruit de la combinaison des fluctuations eustatiques à haute-fréquence (< à 100 000 ans) avec un fond (« background ») des subsidence tectonique locale. Dans cette combinaison, les chutes eustatiques sont compensées par la montée du niveau marin relatif induite par la subsidence tectonique. On notera alors, non pas une chute, mais une stabilisation du NMR, pendant les périodes allouées aux chutes eustatiques. Ce couplage « fond de subsidence/variations eustatiques », permet d'explique la genèse des séquences élémentaires et leur conservation.

L'organisation de l'empilement des « séquences élémentaires » en tendance « rétrogradante » et/ou « progradante », souligne, de façon superposée à ces fluctuations à haute-fréquence (< à 100 ka), des variations à plus basse fréquence du NMR. Ces fluctuations correspondent à des cycles T/R à plus basse fréquence en TST/RST de plus long terme, (dont l'estimation de la durée avoisine ~400 ka).

De façon commune au Bassin de Mayence et au SURG, deux cycles T-R (T-R1/S1 et T-R2/S2) sont clairement identifiés comprenant un premier cycle T-R1 (TST1 et RST1) compris dans l'intervalle de temps qui va voir se développer dans les parties profondes du bassin l'intégralité des faciès des **MF**, et un deuxième cycle (entrevu de façon quasi-complète uniquement à Alzey), T-R2 (TST2 et RST2) compris quant à lui, dans l'intervalle de temps qui va voir le développement dans le bassin rhénan des faciès des **SP** et de la base des **CM**.

Enfin, on note de façon générale, une phase de transgression généralisée pendant l'épisode (-31Ma à ~29,8Ma), s'associant à une étreinte transgressive des reliefs en bordure du « rift », au cours d'un hemi-cycle transgressif long (3^{eme} ordre), correspondant à la partie inférieure de la séquence Ru2 (Hardenbol et al., 1998), et conduisant au développement d'un prisme transgressif (TSTA) constitué de TST1/RST1 et TST2. Ce cycle long (3^{eme} ordre) se poursuit par un prisme de haut-niveau « régressif » (RSTA) (comprenant RST2, et au moins un cycle T-R3, consécutif et identifié uniquement en forage dans les parties profondes du bassin, formation de la **Série Grise supérieure**), qui n'est malheureusement pas identifié dans les faciès littoraux étudiés (pas préservés des érosion post-dépôt). On peut ici spéculer que ces fluctuations épisodiques emboîtées dans la montée du niveau marin relatif sont liées aux oscillations glacio-eustatiques à court terme (<100 ka, « séquences élémentaires », soit probablement 40 ka), à moyen terme (100 ka à 400 ka, séquences T-R avec RST/TST) et à long terme (1,2 Ma, 3^{eme} ordre, TST et RST de plus grand ordre).

Pour finir, ce chapitre soulève, pour l'époque considérée, des implications pour la révision de la paléogéographie de cette partie de l'URG et du continent européen. Cette hypothèse impliquerait ainsi des connexions marines, beaucoup moins restreintes et compartimentées, que précédemment entrevues. Les connexions possiblement mises en évidences, ne seraient ainsi non plus limitées strictement à des passes (détroits) étroites entre les bassins en effondrement (systèmes de rift), les zones de bassins flexuraux d'avant-pays (bassin molassique), et les bassins intracratoniques (bassin de Paris), mais pourraient à la faveur d'un haut-niveau marin général, mettre en relation ces différentes aires de sédimentation de façon plus conséquente.

Chapitre 6 :

Architecture stratigraphique des dépôts en subsurface



6.1 - Introduction

6.1.1 - Préambule

L'intégralité des travaux de corrélation sur puits de forages a été réalisée dans le sous-bassin sud du fossé, au sud de Colmar, principalement dans le Bassin Potassique, étant donné la bonne couverture de forages de la Société des M.D.P.A.. L'implantation et l'activité des MDPA a conduit à une importante exploration géologique du sous-sol, donnant le jour à une importante base de données de sub-surface pour cette zone. L'ensemble des puits de forage s'élève à près de 250, pour la plupart réalisés entre 1950 et 1970. Les corrélations sont étendues également jusqu'au Jura où malheureusement le maillage des puits devient moins dense à mesure que l'on se dirige vers le Sud, mais est couvert néanmoins par les données de sondages de la Société SHELL.

6.1.2 - Démarche

La description des faciès à l'affleurement comme sur les carottes résulte de l'étude macroscopique de la roche (couleur, granulométrie, minéralogie, litage, structures sédimentaires) **et de** la composante biologique (fossiles, et traces de fossiles). L'ensemble est donné sous forme d'un log sédimentologique détaillé. Le log sédimentologique est ensuite si possible calé sur les diagraphies. Ceci permet d'associer une signature électrique à un faciès puis par extension à un environnement de dépôts. Cette méthode permet d'étendre l'interprétation aux puits non carottés afin d'établir des corrélations. Les diagraphies les plus usitées sont le Gamma-ray (GR), la Polarisation spontanée (PS), le Sonic (S), la Résistivité (R).

Les diagraphies sont premièrement corrélées entre elles à partir d'une ligne de base commune (datum-line) qui correspond à une surface connue référencée et corrélable à l'échelle du bassin (discordance, niveau repère....).

Une reconnaissance et une description de « séquences à court terme » (cf. §6.3 et §6.5) et de leur empilement vertical (« stacking pattern ») au sein de la réponse diagraphique (et sur les carottes associées) est nécessaire afin d'identifier les plus petits cycles sédimentaires (motifs sédimentologiques élémentaires) possiblement corrélables de proche en proche et jusqu'à l'échelle régionale. Ces motifs élémentaires, et leur mode d'empilement, correspondent à la notion de l'influence des cycles du niveau de base (et/ou du NMR) à différentes échelles de temps, sur l'enregistrement sédimentaire. Ces motifs sont interprétables et corrélables en suivant une méthode de corrélation définie (Homewood et *al.*, 1992) pour les séries marines et extrapolable aux séries continentales. L'application de cette méthode va pouvoir lever le voile sur l'architecture sédimentaire. Elle correspond en somme aux positions relatives au sein de bassin des différents environnements de dépôt et l'évolution dans le temps de ces positions.

Enfin, les corrélations sont établies afin de suivre l'évolution des cortèges de dépôts dans un profil proximal distal et dans des directions normales à cet axe. Ces « coupes » sont présentées sous forme de planches (Figure 6-12 à 6-17), et s'organisent en deux temps.

Dans un premier temps, les corrélations sont effectuées à une échelle « locale » (en l'occurrence celle du Bassin Potassique (pour l'essentiel à l'appui des données des M.D.P.A.), comprenant le meilleur ensemble de données fiables et permettant la construction de trois « profils » AA' (Figure 6-12), BB' (Figure 6-13) (tous deux orientés globalement EW) et CC' (Figure 6-14) (orienté globalement NS). Une ligne, de détail DD' (Figure 6-15) présente les corrélations dévolues aux détails de l'architecture des faciès fluviatiles et lacustres des **Couches de Niederroedern**.

Dans un second temps ces corrélations sont extrapolées vers les zones plus au sud où les données sont beaucoup plus partielles, en appliquant la même démarche qu'aux données du Bassin

Potassique. L'architecture sédimentaire des **Séries Salifères** est pour ces coupes également envisagée afin d'avoir une vue plus globale sur le remplissage du bassin, et les contrastes de son évolution. Deux coupes sont données, l'une EE', orientée globalement EW, s'étendant de la bordure W du fossé (Vosges) à la bordure E (Forêt Noire), sur une trentaine de kilomètres (Figure 6-16), la dernière FF' (Figure 6-17) orientée du S vers le N, et s'étendant sur plus de 50 kilomètres.

6.2 - Base de Données

Un problème s'est posé d'emblée, concernant la recherche de logs assez continus représentatifs de l'intervalle étudié, (i.e. sans accidents tectoniques majeurs, dus aux déformations post-dépôt des séries (effectives depuis le Miocène), comme les réactivations des structures du rift et le diapirisme des masses salifères dans le BP), et comportant si possible l'ensemble des séries étudiées, et/ou au moins une bonne partie de ces dernières. De fait (et dûment à l'abondance et l'intensité des déformations récentes) la plupart des logs sont partiels « découpés », « tronqués » par de multiples accidents en petits « tronçons » difficilement interprétables et corrélables, et ce même à moins de quelques centaines de mètres.

La sélection de puits a suivi comme principale consigne la figuration de la base de la **Série Grise** (**MF** et **SP**). C'est en effet le faciès « gamma-ray, GR » des **SP** (en forme de bec d'oiseau), si caractéristique et reconnu sur tous les puits, qui fera office de « datum » (point de repère nécessaire pour l'établissement des corrélations). Dans un second temps, des puits partiels (« tronqués par des failles ») ont été sélectionnés dès lors qu'ils comportaient au moins une des deux limites stratigraphiques suivantes (relativement bien calées en âge, et considérées comme plus ou moins synchrones sur la zone étudiée), à savoir le passage **Série Grise/Couches d'Eau Douce Détritiques (MAC**) et/ou le passage **CEDD (MAC)/CEDC**.

Ainsi, seuls une vingtaine de puits ont pu être retenus et utilisés, sans trop de doute quant à l'enregistrement « continu » représenté, répartis de façon générale dans des parties (blocs) les moins affectées par les déformations récentes.

6.3 - Méthode de corrélation

6.3.1 - Méthode utilisée dans l'industrie pétrolière : le « stacking pattern »

Cette méthode/démarche, bien décrite et explicitée par les travaux de Homewood et *al.* (1992) et de Posamentier & Allen. (1999), est destinée à l'interprétation des données de puits (i.e. diagraphies et carottes). Elle est principalement valable pour les environnements de dépôts paraliques (proches des côtes) et se doit d'être appliquée aux environnements strictement continentaux avec plusieurs précautions et adaptations. Néanmoins, la conduite demeure sensiblement la même.

Dans un premier temps, les carottes et leur examen, permettent d'accéder aux informations sédimentologiques, visant à la reconstruction et à l'inventaire des différents environnements de dépôts déduits des figures sédimentaires (cf. Chapitre 4). La succession verticale des environnements de dépôt permet de déterminer un paysage d'après la loi de superposition de faciès énoncée par Walther (1894, cf. Homewood et *al.* 1992) ; un paysage étant défini par l'organisation spatiale d'un ensemble d'environnements de dépôt. Une fois le paysage déterminé, chaque élément de celui-ci prend alors une place entre un pôle continental et un pôle marin, le long d'un profil de dépôt en ayant bien conscience que latéralement certains environnements peuvent se substituer à d'autres (cf. Chapitre 4, §4.6).

Dans un deuxième temps, une phase de calage entre diagraphies et carottes, et/ou de levés diagraphiques des principaux affleurements (représentatifs d'un environnement (Dornachbrugg, Guewenheim) ou d'une succession verticale d'environnements (Laufen, Biel-Benken)) sur le terrain

(via un « spectromètre gamma-ray » portatif) est réalisée. Cette phase permettra de propager par la suite les informations déduites des carottes/affleurements aux diagraphies sans carottes associées, en tentant de faire correspondre chaque environnement de dépôt à une réponse log type, appelée « électrofaciès ».

L'analyse des diagraphies est alors réalisée en termes d' « électrofaciès », ce qui permet d'accéder, comme pour les carottes, aux cycles d'évolution des environnements de dépôt.

Une des spécificités de la méthode du « stacking pattern » est de chercher à identifier sur les logs les plus petits cycles, appelés unités génétiques dont les bornes correspondent aux surfaces d'inondation maximales (SIM, MFS), qui sont considérées comme des surfaces isochrones. Cette méthode de découpage peut être également appliquée en reconnaissant des surfaces stratigraphiques autres que la MFS (elle-même pas toujours identifiée de façon pragmatique et scientifique, ou alors avec trop d'incertitude), comme la MRS/FS surface de maximum de régression, (« maximum regressive surface, MRS »), où chaque unité élémentaire est bornée à deux MRS consécutives et l'on parle dès lors de séquences T-R (pour « transgressive-regressive sequence », sensu Embry, 2002), assez proches des « paraséquences » définies sur la base de surface d'inondation (SI/FS) (sensu Van Wagoner, 1995).

Ces « motifs élémentaires » définis (i.e. unités génétiques, paraséquences, séquences T-R), correspondent à l'enregistrement par le milieu de sédimentation d'un cycle complet de variation du niveau de base, et par conséquence du niveau marin relatif (transgression/régression), variations qui résultent du bilan entre variations eustatiques, flux sédimentaire et subsidence. A l'échelle des unités choisies et reconnues, ces variations sont enregistrées sur toute l'étendue du bassin, avec des distorsions en relation avec la position sur le profil de dépôt, et sont donc corrélables de puits à puits.

Selon le rapport entre le taux de création d'espace disponible pour la sédimentation (espace d'accommodation, \sim A) et le flux sédimentaire (« supply, S») (rapport A/S (A pour accommodation et S pour « supply » (apports)), un environnement de dépôt peut-être préservé sous la forme d'un volume de sédiments ou sous la forme d'une surface. Ces deux extrêmes de préservation correspondent à des moments bien précis des cycles de variation du niveau marin relatif et mettent en défaut la loi de Walther puisque l'évolution du paysage n'est pas la même pour les différentes parties d'un cycle. Cet effet correspond à un partitionnement volumétrique particulièrement détaillé par Homewood et *al.*, (1992).

Le mode d'empilement (« stacking-pattern ») des séquences/motifs élémentaires définies ci-dessus se présente suivant trois modes génériques (descriptifs et rendant compte de l'évolution des environnements de dépôts vis-à-vis du bilan des variations du milieu (A, S). Ces modes sont : la migration des cortèges de dépôts vers le bassin (domaine marin) ou progradation, la migration vers la terre (continent) ou rétrogradation et enfin, l'empilement vertical ou aggradation.

La reconnaissance de ces modes d'empilement, théoriquement enregistrés à l'échelle du bassin, et la reconnaissance de leur variation permet alors d'établir des corrélations de puits à puits.

6.3.2 - Les « séquences à court terme », quel type de découpage est le plus approprié, séquences génétiques, paraséquences ou séquences T-R ?

Les dernières avancées des travaux sur la stratigraphie séquentielle (article de synthèse de Cataneanu (2002), et publications de Embry (2002)) tendent à montrer que les différentes terminologies usitées ces dernières décennies (se rapportant pour la plupart à des observations identiques), divergent selon trois « écoles » scientifiques distinctes. Ces écoles présentent chacune un découpage des piles sédimentaires en « séquences élémentaires », à court terme, mais les surfaces qui définissent les séquences sont variables, ainsi, les trois types majeurs sont les suivants (Figure 6-1) :

- les paraséquences délimitées par deux surfaces d'inondation (ou FS/SI), successives
- les séquences génétiques, délimitées par deux surfaces d'inondation maximales (ou SIM/MFS) successives
- les séquences T-R, délimités par deux surfaces de régression maximum (ou MRS) successives.



Figure 6-1 : Séquences, "systems tracts" et surfaces stratigraphiques défines en relation à la courbe de variations du niveau de base (base level curve) et à la courbe T-R (Transgression-Regression), extrait de Catuneanu (2002 ; Figure-18, p.15). Abbréviations : SU - subaerial unconformity; c.c. - correlative conformity; BSFR - basal surface of forced regression; MRS - maximum regressive surface; MFS - maximum flooding surface; R - ravinement surface; IV - incised valley; (A) - positive accomodation (base level rise); NR - normal regression; FR - forced regression; LST - lowstand system tract; TST - transgressive system tract; HST- highstand system tract; FSST : falling stage system tract; RST - regressive system tract; DS - depositional sequence; GS- genetic sequence; TR- transgressive-regressive sequence.

Ce diagramme théorique, "complet et complexe", tend à représenter l'ensemble des concepts et des éléments de la stratigraphie séquentielle. Il a l'avantage de présenter, ensembles, les différents types de découpages possibles (séquences de dépots, séquences génétiques, séquences T-R). Son inconvénient est sa grande complexité et la difficulté dans son application pratique (selon la qualité et la quantité des données requises) de reconnaitre l'ensemble des éléments définis (surfaces, systèms tracts, etc...).

Dans le cadre de cette étude, le découpage basé sur des séquences T-R sera utilisé, à quelques approximations prêt, dans le développement du Chapitre 6. Ce découpage en séquences transgressives-regressives (séquences T-R) est alors considéré comme plus pratique à mettre en oeuvre et plus adapté aux données receuillies. Il permettra ainsi de reconstruire l'architecture stratigraphique des séries étudiées et son évolution dans le bassin au cours du temps. Certains des termes définis ici (SU, MRS, MFS, RSME, R.....) seront plus amplement explicités dans le texte, étant donné l'importance de leur reconaissance et leur application/utilisation aux séries étudiées dans le fossé rhénan.

Dans les travaux de synthèse de Cataneanu (2002) (Figure 6-1), les différents types de découpages séquentiels sont présentés sur un même plan, avec chacun leurs aisances d'applicabilité et leurs écueils. Les principaux écueils sont principalement attenants à la reconnaissance pragmatique et rigoureuse des surfaces permettant de décomposer les cortèges sédimentaires.

Ces différents schémas établis, peu discutables aujourd'hui, ont néanmoins entraîné un foisonnement de termes « techniques » spécifiques à chaque « école » et chaque schéma en particulier, rendant au final peu de lisibilité pour le profane, dans les liens et l'applicabilité d'une ou de l'autre de ces systématiques. Pourtant les objets décrits (des motifs sédimentaires élémentaires (i.e. séquences

élémentaires)) sont les mêmes et leur lecture (selon l'« école ») ne s'attache pourtant qu'à décrire une même réalité c'est-à-dire, le comportement d'un système de dépôt dans l'espace et dans le temps, au cours d'un cycle complet de variation du niveau marin relatif et/ou du niveau de base (les variations de ce dernier étant dans les domaines paraliques inféodées aux variations du premier).

Ainsi pour simplifier, une séquence élémentaire (quelle qu'en soit la dénomination) correspond à un ensemble de lithofaciès génétiquement liés, se succédant dans l'espace et dans le temps pendant un cycle élémentaire complet de variation du niveau marin relatif. Cette séquence est composée en domaine paralique de la superposition d'un cortège progradant et d'un cortège rétrogradant (et vice et versa).

Le cortège progradant est constitué en **un** lieu donné, par l'empilement vertical de lithofaciès caractéristiques d'environnements de dépôts de plus en plus proximaux (tendance « shallowing-upward »). Le cortège progradant se met en place à la faveur d'une période de chute du NMR, et de chute du niveau de base en domaine continental. L'accommodation (A) diminue. La ligne de rivage, et les faciès sédimentaires migrent progressivement vers le bassin. La partie sommitale de la séquence est caractérisé en domaine proximal par des incisions fluviatiles (marquées) plus ou moins contemporaines du maximum de chute du NMR (Posamentier et al., 1988 et 1993).

Le cortège rétrogradant est caractérisé en un lieu donné par l'empilement vertical de lithofaciès caractéristiques d'environnements de dépôts de plus en plus distaux (tendance « deepeningupward »). Le cortège rétrogradant se met en place pendant une période de remontée du NMR et de remontée du niveau de base en domaine continental (Wheeler, 1964, Proust, 1995, Cross, 1993). L'accommodation (A) augmente. La ligne de rivage et les systèmes sédimentaires migrent vers le continent. Les systèmes fluviatiles sont en aggradation. En domaine paralique, les principaux dépôts préservés dans ce cortège sont les systèmes fluviatiles plus fins (argileux, plaine d'inondation, chenaux individuels) en domaine continental, les systèmes tidaux et estuariens dans le domaine côtier (Demarest & Kraft, 1987, Allen & Posamentier, 1994, Ashley et Sheridan, 1994).

Une fois les cortèges (rétrogradant et progradant) identifiés, ne se pose alors plus que le problème de la délimitation (i.e. choix des bornes/limites) de la séquence élémentaire. Cette séquence est délimitée à la base et au sommet par deux surfaces « stratigraphiques » à choisir, de la façon la plus appropriée, selon le cas (i.e. le type de données), et la sensibilité du chercheur :

- soit deux surfaces d'inondation maximale (MFS), délimitant une « séquence génétique »
- soit deux surfaces de régression maximales (MRS), délimitant une « séquence T-R »
- soit deux surfaces d'inondation (FS), délimitant une « paraséquence »

Les principales surfaces définies et observées dans ces « séquences T-R», sont :

(1) - MRS, « maximum regressive surface », surface de maximum de régression

Cette surface de régression maximum (« maximum regressive surface, **MRS** », Helland-Hansen & Martinsen, 1996) est définie grâce à la courbe T-R, marquant le point entre la régression et la transgression consécutive. Cette surface sépare des strates progradantes (au dessous) de strates rétrogradantes (au dessus), et est utilisée comme limite/borne des « séquences T-R » dans le domaine paralique.

Cette surface, qui correspond au maximum de progradation du littoral vers le bassin, se développe rapidement après que le niveau de base commence à s'élever, la ligne de rivage commence à migrer vers le continent. La bathymétrie à chaque point du système (dans le domaine proche du rivage) commence à augmenter.

Ceci résulte en un changement de la succession sédimentaire depuis une tendance progradante et « shallowing–upward », développée pendant la régression précédente, à une tendance rétrogradante et « deepenning-upward » qui reflète la transgression consécutive.

La surface qui marque ce changement significatif et distinctif dans l'évolution des systèmes de dépôts est dénommée comme la surface de régression maximale (« maximum regressive surface, **MRS** »). Cette surface et ce qu'elle représente (passage R to T) a été appelée sous multiples appellations incluant les différents termes « transgressive surface » (TS), « conformable transgressive

surface », « maximum progradation surface » et par le substantif le plus communément employé de « surface d'inondation » (SI, « flooding surface », FS, qui bat ici le rappel des séquences T-R avec les paraséquences de Van Wagoner). Embry (2002) et Catuneanu (2002) proposent, afin d'éviter les confusions associées à ces différents termes, de ne plus utiliser que le terme **MRS**, plus pragmatique et descriptif et finalement moins ambigu, et de proscrire l'utilisation des autres termes.

D'un point de vue pratique, cette surface est confinée au cortège de dépôts marins et se caractérise par le passage depuis des dépôts montrant une tendance progradante, « shallowing-upward » sous la surface à des dépôts montrant une tendance rétrogradante, « deepening-upward » au dessus de la surface, sans que soit associée une érosion notable.

Cette surface **MRS** n'est pas ou alors que très difficilement identifiable dans des dépôts non marins. Là sa reconnaissance est toujours délicate, du fait que sa place soit « prise » dans la plupart des cas par une surface **DS/SU** ou par une surface de ravinement **RS**. Dans quelques cas, il est théoriquement possible que le changement de tendance entre régression et transgression (passage R à T) soit enregistré dans des strates non marines qui surmontent directement une **DS/SU**. Mais l'identification objective demeure délicate. Ainsi, la solution la plus pratique et pragmatique dans la plupart des situations, est d'interpréter toutes les couches non marines au dessus de la **DS/SU** comme s'étant déposées pendant la transgression (Embry, 2002). Dans la large majorité des cas ceci est presque complètement correct et avéré (bien qu'approximatif) (Embry, 2002). Dans ces cas, la **DS/SU** marque alors le changement de tendance et de comportement de la sédimentation, étant régressive sous la **DS/SU** et transgressive au dessus de la **DS/SU**.

Le changement depuis une tendance « shallowing-upward » à une tendance « deepeningupward » ne démarre pourtant pas au même moment dans l'ensemble de l'aire de sédimentation marine, car le taux d'apports sédimentaires et les changements du niveau de base, varient au travers d'un bassin marin (au long du profil proximal/distal). De façon générale, le changement se produit et s'enregistre d'abord dans les positions les plus distales (« basinward ») au début de la remontée du niveau de base, et se termine au début du mouvement « landward » de la ligne de rivage.

Ceci implique que la **MRS** est ainsi légèrement diachrone le long de son extension (plus veille en aval et plus jeune en amont), mais ce diachronisme régional est à priori faible et conséquemment négligeable à l'échelle régionale d'après les travaux de Embry (2002) et de Catuneanu (2002) (les lignes temps coupant la **MRS** avec un angle très faible le cas échéant). Ce léger diachronisme rend ainsi la **MRS** assimilable à une surface «outil » de corrélation puissante, et s'avérant d'une aide précieuse afin d'établir un cadre stratigraphique séquentiel régional, l'un des principaux objectifs de la stratigraphie séquentielle.

Sur diagraphies (GR) cette surface est aisément identifiable, correspondant à un maximum de progradation, souligné par les pics les moins radioactifs du GR (pics les plus sableux en général dans les séquences du domaine marin). Cette surface est par contre beaucoup plus difficile à déterminer dans les séries continentales et/ou de plaine côtière.

(2) MFS, « maximum flooding surface », maxima d'inondation

La surface d'inondation maximale (**SIM**, « maximum flooding surface, **MFS** ») (Posamentier et al, 1988, Van Wagoner et al., 1988, Galloway et al, 1989) se définit également vis-à-vis de la courbe T-R, marquant la fin de la transgression de la ligne de côte. Cette surface sépare des couches à tendance rétrogradantes (au dessous) de strates à tendance progradantes (au-dessus) et est utilisée comme limite/borne des « séquences génétiques » dans le domaine paralique. Le changement de comportement rétrogradant à progradant se développe pendant une montée continue du niveau de base à la côte, lorsque le taux de sédimentation commence à dépasser la vitesse de montée du niveau de base (et l'accommodation A induite).

Cette surface comporte une faible synonymie : « maximum transgressive surface » (Helland-Hansen & Martinsen, 1996) ou « final transgressive surface » (Nummedal et al., 1993).

Dans les successions marines la **MFS** se place au sommet de dépôts « fining-upward » (transgressifs). Dans une direction « offshore » les dépôts transgressifs peuvent être réduits à un intervalle condensé ou peuvent simplement manquer. Dans ce dernier cas la **MFS** peut s'amalgamer avec la **MRS**.

Dans les milieux côtiers la **MFS** se place au sommet des dépôts estuariens les plus jeunes, et/ou par le développement de faciès de baie dans des complexes estuariens.

Les critères pour reconnaître la **MFS** dans les domaines fluviatiles, sont ténus. Cette surface se marque soit par une influence tidale des dépôts fluviatiles (en effet, l'influence tidale dans des dépôts fluviatiles peut se manifester jusqu'à quelques kilomètres de la ligne de côte (« landward »)), soit par un changement abrupt dans l'énergie des systèmes fluviaux, (passage de systèmes sinueux à des systèmes peu sinueux et amalgamés).

En diagraphies (GR), la **MFS** est reconnue par des pics de minima de GR, à forte radioactivité (faciès argileux) dans le domaine marin distal (et argileux). Dans les domaines plus proximaux (plus sableux) elle se marque également par des pics plus radioactifs que l'encaissant sableux (pour peu que le sédiment ne possède par trop de matière organique et/ou de muscovite) et/ou par le développement de faciès argileux.

(3) DS/SU, « sub-aerial unconfirmity », surface de discontinuité subaérienne

Cette surface (surface de discontinuité sub-aérienne, **DS**, « subaerial unconformty, **SU** ») correspond à une surface d'érosion et/ou de non dépôt. Elle se forme lorsque le niveau de base et/ou le NMR chute, et que la surface sommitale des dépôts précédemment déposés est exposée à des processus d'érosion subaériens (dans la plupart des cas par l'action de systèmes fluviatiles ou éoliens). Au cours de l'épisode de chute du niveau de base et/ou du NMR cette surface d'érosion s'étant vers le bassin (« seaward »). Au cours de l'élévation du niveau marin relatif et/ou du niveau de base consécutive à la chute, cette discontinuité « subaérienne » est recouverte par des sédiments qui la surmonte et la protège.

Une **DS/SU** marque en **un** point donné la cessation temporaire de toute sédimentation (émersion, surface de transit de sédiments), et se voit caractérisée par un contact franc, et érosif dans de nombreux cas sur les dépôts sous-jacents.

Elle peut être également dénommé sous la synonymie assez parlante de « regressive surface of fluvial erosion » (Nummedal & Swift,2000).

Les couches sous-jacentes à la **DS/SU** peuvent être hautement variables selon la position sur le profil de dépôt considéré, marines (caractérisées par un « coarsening-upward trend »), saumâtres ou non marines (plaine côtière ou alluviale), alors que les couches sus-jacentes sont de facture typiquement non marine (fluviatile) à saumâtre (plaine côtière).

En conséquence la définition de la **DS/SU** est une surface qui tronque et érode les dépôts sousjacents, possiblement associée à des paléosols (traces de racines...) qui se voit surmontée par des dépôts non marins à saumâtres (appartenant au domaine de plaine côtière).

Cette surface présente une relation importante vis-à-vis des lignes temps. Elle se développe pendant l'intégralité du temps alloué à la chute du NMR, et apparaît ainsi comme hautement diachrone (Embry, 2002). Ce fort diachronisme revêt des nuances, dépendamment de la position par rapport à la ligne de rivage. De plus les lignes temps ne traversent pas cette surface **DS/SU**, comme c'est le cas pour la plupart des surfaces diachrones (Embry 2002), du fait que les strates sous cette surface sont toutes « largement » plus vielles que les strates au dessus de la surface. Cette surface coupe donc les lignes temps des dépôts sous-jacents, et voit on-lapper sur elle les lignes temps des strates sus-jacentes. La **DS/SU**, dont l'importance comme limite délimitant des séquences de dépôts a été premièrement soulignée par Stoss et al. (1949), peut être ainsi utilisée comme limite de base des unités stratigraphiques définies (séquences T-R), dans les domaines les plus internes des profils de dépôts (Embry, 2002).

Sa reconnaissance en diagraphies (GR) n'est pas aisée, en l'absence de données carottées associées. Néanmoins, elle correspond en général quelque soit les couches sous-jacentes à un ressaut du signal vers des valeurs très peu radioactives (sables grossiers ou très peu argileux) et des niveaux sableux aggradants au dessus (chenaux fluviatiles et/ou d'embouchure).

(4) RSME , « regressive surface of marine erosion »

Ce type de surface stratigraphique a été défini par Plint (1988), dans le domaine de shoreface/delta-front. Elle correspond à une surface d'érosion qui se développe dans les parties

internes des plates-formes silicoclastiques peu profondes (« inner shelf settings »), pendant la chute du niveau de base. Lorsque le niveau de base commence à baisser (« base level fall »), la pente du profil de dépôt de la plate-forme sous-marine ne reste pas en équilibre très longtemps avec les nouvelles conditions hydrodynamiques, et cette zone entre rapidement en érosion. Les courants remanient lentement les dépôts précédents afin d'établir un nouveau profil d'équilibre et cette zone d'érosion migre alors vers le bassin pendant tout l'intervalle de chute du niveau de base. Dans le même temps, des dépôts de shoreface se développent au dessus de cette surface à mesure que le prisme sédimentaire du shoreface prograde vers le bassin. Ces dépôts sont alors appelés des « sharp-based shoreface » (Plint, 1988), du fait que leur surface de repos est franche, érosive et quasi-plane en affleurement (exemple dans cette étude de la surface de repos des faciès B3 à Laufen). Ces sédiments de shoreface peuvent être possiblement surmontés (selon leur position et l'amplitude de la variation relative du NMR/ « base level ») par une **DS/SU** (en domaine très proximal) par une **RS/SRT** (en domaine médian) et/ou par une **MRS** (en domaine le plus distal).

Cette surface surmonte ainsi en général des dépôts à tendances « shallowing-upward » et se voit surmontée par des dépôts à tendance aggradante et en générale « shallowing-upward » également.

Se développant pendant toute la durée de la chute du NMR, cette surface est largement diachrone, et ne peut ainsi être utilisée comme ligne de corrélation pour établir un cadre stratigraphique et ne délimite aucune limite de séquence ou unité stratigraphique.

En diagraphies, ces surfaces RSME, sont reconnues par un changement abrupt d'électrofaciès, où en général, des dépôts à tendance progradante (shoreface inférieur/delta-front inférieur, à transition vers offshore) sont surmontés par des dépôts de shoreface/delta-front beaucoup moins profonds et plus sableux, et très aggradants. Ce changement de faciès, traduisant la surface franche et érosive de repos des dépôts de shoreface aggradants, et associé à un GR assez lisse et en forme de boîte («box - shaped»).

(5) RS/SRT, « ravinement surface», surface de ravinement transgressive

Cette surface délicate à définir, correspond également à une surface d'érosion (surface de ravinement) mais formée cette fois pendant un intervalle de montée de niveau de base (transgression).

Cette surface correspond à une érosion générée par l'action des vagues dans la partie supérieure du shoreface/delta-front. Cette érosion peut être assez conséquente dans le substrat (estimée à 10/20m, Demarest & Kraft, 1987) selon le régime local des vents et l'énergie des vagues. Cette surface de ravinement est recouverte, à la suite du décalage rétrogradant vers le continent (« landward ») du profil de dépôt, par des faciès transgressifs de shoreface à caractère « deepenning-upward » (formant un « onlap » sur cette surface). Cette surface se voit familièrement associée à un lag grossier (constitué de bioclastes et/ou de galets selon le cas). Ce « lag transgressif », est le fruit du remaniement et de l'abandon de matériaux grossiers à mesure de l'approfondissement et de la perte d'énergie consécutive au sein de l'environnement.

Sur un même profil vertical préservant l'intégralité de la succession de faciès le ravinement (surface **RS/SRT**) sépare des dépôts « côtiers » sous la surface (sables de plages par exemple dans le cas d'un littoral ouvert, ou de dépôts à facture « estuarienne » dans le cas d'une embouchure fluviatile) de dépôts de shoreface et de plate-forme sous-aquatique au dessus de la surface.

Les synonymies pour l'appellation de ce type de surface sont nombreuses, comprenant « transgressive ravinement surface » (Galloway, 2001), « wave-ravinement surface » (Swift, 1975), « shoreface ravinement » (Embry, 1995) et encore « transgressive surface of erosion » (Posamentier & Vail, 1988).

Cette surface est hautement diachrone étant dépendante de la vitesse de transgression locale (Embry, 2002, Cataneanu, 2002).

Cette surface est délicate à définir en diagraphie, sans carottages associés (figurant le lag caractéristique), mais peut se caractérisé par une excursion du GR vers des valeurs très faible (augmentation de la granulométrie) et un changement abrupt d'électrofaciès depuis des faciès grossiers, lisses et aggradants vers des faciès fins et à tendance rétrogradante.

6.3.3 - Adaptation et application de la méthode aux dépôts étudiés

Implicitement, le concept d'école le plus adapté au bassin rhénan m'a semblé être la « T-R » (Embry, 2002), parce qu'il nécessite la reconnaissance d'une seule surface dans le domaine marin (**MRS**), assez facilement identifiable, qui se propage d'amont en aval, et se voit connectée/amalgamée en amont à la **RS/SRT**, elle-même surmontant les dépôts reposant sur la « sub-aerial unconfirmity » (**DS/SU**). La **DS/SU** et la **MRS** marquent toutes deux la base de séquence T-R (soit la **SB**, limite de séquence T-R) ainsi définie (Embry, 2002) pour respectivement le domaine très côtier (continental) et le domaine marin (proximal à très profond). Cette surface surmonte le maximum de progradation du littoral (assimilé ici à un environnement de front de delta/shoreface, cf. Chapitre 4, et Figure 4-85) qui se marque par la valeur de GR la plus faible (Embry, 2002). Ce point particulier est non seulement facilement repérable mais sa position a peu de chance de changer à cause des variations minéralogiques contrairement aux pics de forte valeur (correspondant aux maxima d'inondation, **MFS**).

Les séquences T-R, détaillées ci-après sont donc limitées par deux surfaces de maximum de régression **MRS** et/ou d'inondations (**FS**, terme non usité ici) successives, dont la reconnaissance (pointé) est guidée par la valeur minimale de GR.

Les maxima d'inondation (noté **MFS**), qui devraient en tout état de cause être marquées par les valeurs GR les plus fortes, reconnus et donnés dans cette étude, ne doivent être considérés que comme des propositions. Ces propositions sont approximatives, tout particulièrement dans les intervalles les plus sableux, où les concentrations en débris végétaux, par exemple dans les niveaux de « rythmites gradées » (présents dans les faciès A3 et B3) sont fortes, conjointement à un enrichissement en micas (muscovite), le tout impliquant une forte radioactivité, et des excursions du signal GR vers des valeurs proche de celles des marnes (mais sans signification particulière et surtout pas celle de maxima d'inondation).

Dans les domaines les plus internes (plaine côtière) du profil de dépôt proposé (cf. Chapitre 4, Figure 4-85) les séquences T-R, reconnues sont délimitées par deux **DS/SU** successives, représentant la base de chenaux fluvio-tidaux (faciès C1) surmontant des faciès estuariens (plaine tidale, replat et baie, C2) via une émersion (racines) et/ou un désapprofondissement notable (passage intertidal à subtidal au travers de la **DS/SU**). Le maxima d'inondation semble atteint dans ces domaines par le développement de faciès de baie et/ou de replat de marée (C2) au dessus du remplissage aggradant des chenaux côtiers (C1).

Les séquences T-R sont chacune divisée en un cortège rétrogradant/transgressif, au dessus de la **MRS** et/ou de la **DS/SU** (selon position), et sous la **MFS**, apparenté à un TST (« transgressive system tract »), et un cortège progradant/régressif au dessus de la **MFS** et sous la prochaine **MRS** et/ou **DS/SU** (selon position) dénommé RST (« regressive system tract ») (Embry, 2002, Cataneanu, 2002).

<u>6.4 - Réponse diagraphiques (G-R, PS, Résistivité), « électrofaciès » des grands ensembles</u>

6.4.1 - Base de la Série : Série Salifère supérieure

La base de la succession étudiée (Série Grise) repose dans la partie sud du bassin sur le complexe sédimentaire de la Série/Zone Salifère Supérieure (SSS ou ZSS) et/ou directement sur le substratum anté-tertiaire. Dans le bassin potassique la succession repose sur la partie sommitale de la Formation Salifère Supérieure : les Marnes sans Sels.

Ces **Marnes sans Sel** sont, peu épaisses, environ une cinquantaine de mètres, très isopaques, et sont caractérisées par un faciès diagraphique (gamma ray et PS) très irrégulier avec des incursions très peu radioactives qui correspondent au niveau plus concentrés en évaporites (absence d'halite, et exclusivement du gypse et de l'anhydrite).

Dans l'extrémité sud du bassin la Série Marine Oligocène (Série Grise) repose sur le toit de la Formation du Haustein (équivalent, pour le sud du bassin de la ZSS) et au niveau du Jura lui-même directement sur le substratum jurassique. Le Haustein est constitué par un ensemble de faciès sédimentaires variés (Duringer, 1988), comprenant des calcarénites, des grès, des calcaires et des marnes. Le faciès diagraphique du Haustein est donc caractérisé par des spectres irréguliers, relativement propres alternant avec des électrofaciès « blocky » peu radioactifs (calcarénites et calcaires) et des électrofaciès faibles assez lisses et assez radioactifs (marnes). Ce dernier électrofaciès est difficile parfois à différencier de celui des MF (base du groupe des Marnes Argileuses susjacentes (cf ci-après).

6.4. 2 - Groupe des Marnes Argileuses ou Argiles Rupéliennes et équivalents latéraux

Les **Argiles Rupéliennes** (**MF et SP**) ont un faciès uniforme qui couvre l'ensemble du bassin rhénan et qui sur la zone d'étude sont relativement isopaques bien que peu épaisses (entre 15 et 25 mètres pour l'ensemble (**MF** et **SP**)). Ces niveaux déposés sur l'ensemble du fossé sont contemporains des connections marines entre le fossé, le bassin de la Mer du Nord et la Paratéthys (Bassin Molassique) (Doebl, 1967, Berger, 1996).

Les MF formées de marnes marines d'offshore comme en attestent la faune, passent verticalement aux argiles bitumineuses des SP. Les deux unités MF et SP se distinguent assez nettement sur les logs diagraphiques. Les MF ont un signal gamma ray faible et relativement lisse assez radioactif (caractéristique de marnes et/ou d'argilites), alors que les SP montrent un gamma ray extrêmement radioactif (en forme de bec d'oiseau) associé à un pic au sommet de la formation, aisément reconnaissable sur l'ensemble des logs gamma-ray, corrélable à l'ensemble de la zone. Le signal de résistivité des deux formations est en général très lisse et très faible (absence de niveaux sablo-gréseux).

La formation du **Meeressand** (faciès latéraux de la **Série Grise**) repose soit sur les formations antérieures (**Conglomérats Côtiers, Haustein, ZSS**) soit dans certains cas sur le substratum antétertiaire. Les **Meeressands** présentent un faciès diagraphique (PS et R) irrégulier, à fortes valeurs de résistivité (R) et/ou de PS (pics correspondant à des grès grossiers et des conglomérats) alternant avec des marnes (cette formation est uniquement visible dans le log sondage Sundgau 201, Figure 6- 3).

6.4.3 - Groupe des Marnes Sableuses et équivalents latéraux (Molasse Alsacienne)

Les **Argiles Rupéliennes** sont surmontées sans discontinuité majeure par le dépôt des **Couches à Mélettes** qui présentent sur la zone des épaisseurs comprises entre 200 et 350 mètres. Cette formation atteint péniblement les 100 mètres au nord du bassin de Pechelbronn.

Les **Couches à Mélettes** consistent majoritairement en des marnes silteuses à fines intercalations silto-sableuses qui montrent des réponses positives de PS et des valeurs gamma-ray assez élevées, caractérisées par un signal « en dent de scie ». Le signal de résistivité est variable. Néanmoins, il y a un contraste diagraphique clair entre les **CM** et les **Argiles Rupéliennes** sous-jacentes. Les passées à intercalations sablo-silteuses (hétérolithiques) subordonnées au bruit de fond marneux, apparaissent sous la forme de succession à tendance « coarsening –upward » et « thickenning-upward », générant des configurations/géométries rappelant des « funnel-shaped » (avec néanmoins peu d'amplitude) des signaux GR et PS sur 5 à 30 mètres d'épaisseurs.

Plus haut dans la succession sédimentaire, et dans un même continuum sédimentaire, se déposent les **Marnes à Cyrènes**. La limite entre les deux formations n'est pas nette. Néanmoins, les signaux diagraphiques, bien que proches de ceux des **Couches à Mélettes** montrent une nette tendance à l'augmentation du contenu silto-sableux vers le haut de la série. L'augmentation du contenu sablo-silteux, résulte en une tendance « thickenning et coarsening-up » et une géométrie « funnel-shaped » cette fois bien marquée des logs diagraphiques (PS et GR), sur des épaisseurs de 15 à 30 mètres, de l'ensemble de la formation, accompagnée par des valeurs des signaux de résistivité assez forts (surtout pour le sommet de la formation). Les **Marnes à Cyrènes** montrent une épaisseur en générale peu variable sur la zone aux alentours de 110 mètres à 125 mètres.

L'incrément en contenu sableux des **Marnes à Cyrènes** par rapport au **CM**, peut être reconnu sur les lignes sismiques par un graduel changement vertical des faciès sismiques. Les configurations

des réflecteurs de MCyr montrent des amplitudes plus importantes que celles des Couches à Mélettes, avec des continuités modérées et des réflecteurs parallèles à sub-parallèles.

Etablir une limite exacte entre les **CM** et **MCyr** n'est pas possible, ni sur les logs diagraphiques, ni sur ligne sismique ; ainsi seule une zone limite transitionnelle est prise en compte.

6.4.4 - Les Couches de Niederroedern Inf. ou CED Détritiques ou MAC

Cette formation montre une épaisseur de 200 à 350 mètres. De façon générale, sa base est marquée par un signal GR très peu radioactif, à forme « carrée », montrant un contraste de radioactivité assez net (moins radioactif) avec les sables sous-jacents des **Marnes à Cyrènes**. Cette formation consiste en des alternances d'argiles/marnes, marnes sableuses/silteuses avec des niveaux gréseux moyens à grossiers.

Les **CEDD** et peuvent être reconnues aisément sur les logs, sur toutes les courbes (PS, GR ; R) caractérisées par un signal très irrégulier et la présence de signaux « carrés », à base nette, atteignant parfois plusieurs dizaines de mètres (grès) peu radioactif alternant avec un signal irrégulier (marnes/marnes sableuses/silteuses). Des tendances « coarsening-upward et/ou fining-upward » sont présentes à moindre échelle (5 à 20 mètres)

6.4.5 - La Formation des Couches d'Eau Douce Carbonatées

Cette dernière formation est étudiée uniquement dans le Bassin Potassique, au moyen de lignes sismiques, des logs diagraphiques, et des quelques données de sondages. La Formation des Couches d'Eau Douce Carbonatées ou Couches de Niederroedern sup., est formée de trois termes (Série Carbonatée Inférieure ; Série Gypseuse ; Série Carbonatée Supérieure) (Blanc-Valleron, 1990).

La base de la série (Série Carbonatée Inférieure) est caractérisée par deux niveaux carbonatés massifs épais chacun d'une dizaine de mètres entrecoupés d'un intervalle marneux d'une dizaine à une vingtaine de mètres. Les deux niveaux carbonatés sont continus et facilement corrélables sur l'ensemble de la zone et présentant des logs diagraphiques en à géométrie en forme de boite (« box-shaped »), à valeurs gamma-ray très peu radioactifs. Ces niveaux représentent de part le contraste d'impédance acoustique entre ces calcaires et les marnes sous-jacentes des CEDDet un très bon marqueur sismique, caractérisé par des réflecteurs multiples fins, à forte amplitude et très parallèles latéralement. Cette série correspond à des dépôts dans des environnements lacustres (carbonates) à terrestres (frange des lacs (marnes)).

La **Série Gypseuse** constituée essentiellement de marnes à sporadiques intercalations de gypse, est caractérisée par des logs diagraphiques irréguliers relativement positifs avec de rares pics très peu radioactifs correspondant aux niveaux gypseux présents. Elle montre une épaisseur atteignant 130 mètres lorsqu'elle est complètement conservée (uniquement sur les logs DP207 et DP 209, Figure 6-13).

La **Série Carbonatée Supérieure**, qui n'est que rarement présente du fait de l'érosion postdépôt (post-miocène), se caractérise par un niveau carbonaté d'une dizaine de mètres d'épaisseur, continu, et à priori isopaque, qui se marque par un gamma-ray en forme de « boite » (« box shaped ») et des valeurs très peu radioactives, surmonté et associé à tout au plus une vingtaine de mètres de marnes (préservées sous la surface d'érosion du plio-quaternaire).

<u>6.5 – Définition des séquences T-R à « court terme »: Reconnaissance de séquences sédimentaires T-R (motif sédimentologique) pour les différents environnements de dépôts des séries étudiées</u>

Les différents degrés d'interprétation atteints (compte tenu des données très disparates sur la zone étudiée) ont conduit à la subdivision de l'ensemble des séries étudiées en plusieurs cortèges quant à l'élaboration d'une architecture stratigraphique cohérente dans le cadre de la stratigraphie séquentielle. Le découpage ou plutôt les regroupements sont les suivants :

- un cortège marin de base (MF, SP et Meeressands) qui bien que comme nous le verrons plus tard (fait déjà entrevu en Chap.5) est partie prenante de la première séquence de long terme (SG1), en association avec les faciès des CM/MCyr/MAM déposés en continuité, est individualisé. Cette individualisation tient au fait que les liens génétiques entre les faciès/dépôts de ce cortège et ceux de la partie supérieure de la Série Grise demeurent obscurs voire inexistants dans l'état actuel des connaissances, alors qu'ils apparaissent assez clairement entre les dépôts de ce cortège (cf. Figure 4-20, et Figure 6-3).
- un second cortège marin concerne l'ensemble de la **Série Grise supérieure** (CM, MCyr) et ses équivalents latéraux (MAM, mais MAC exclue faute de données précises), cortège aux liens génétiques étroits et bien contraints (cf. Figure 4- 85)
- un troisième cortège, continental et exclusivement fluviatile est reconnu dans la MAC/Couches de Niederroedern inférieures (CEDD), reconnaissance essentiellement basée sur les données des lignes du bassin potassique (Figures 6-13 et 6-15).
- enfin un dernier cortège concerne les dépôts des Couches de Niederroedern supérieures (CEDC), comprenant uniquement des faciès lacustres carbonatés (Figures 6-13 et 6-15).

Les différentes réponses diagraphiques, ou « électrofaciès », attribués aux différents environnements de dépôts reconnus dans les séries étudiées sont systématiquement présentés conjointement à la description des séquences T-R (cf. ci-après) pour chaque environnement et sousenvironnement, sous forme de logs schématiques (log sédimentologique et sa correspondance en électrofaciès). Les électrofaciès propres à chaque environnement ne seront donc pas détaillés proprement, mais référencés plus loin dans la description des successions faciologique au sein des motifs sédimentologiques reconnus (en § 6.5).

L'ensemble des faciès sédimentaires reconnus, regroupés en associations de faciès, est présenté dans le tableau en Figure 6-2. Ces associations sont utilisées pour la construction des « séquences élémentaires T-R », et les panneaux de corrélations veillant à décrire l'architecture stratigraphique. Les correspondances sémiologiques des associations avec les panneaux de corrélation sont également exposées dans la Figure 6-2.

		Associations	Sous-a	associations	Constitution	Environnements de dépôt	Figurés pour lignes	Formations concernées
_			M1		Alternances calcarénites marnes	Transition shoreface/offshore dominé par tempêtes		
		м	M2		Calcarénites à graviers bioclastiques	Shoreface sablo-conglomératique sous influence des vagues (tempêtes et beau-temps)		
		Système littoral de haute-énergie	МЗ		Conglomérats stratifiés à faunes marines	Plages à galets		Meeressands (et MF pour M1)
			M4		Conglomérats grossiers azoïques	Dépôts alluviaux (torrents/fan-delta)		
Série Marine Rupélien supérieur		F MF			Marnes massives bioturbées	Marnes d'offshore ouvert (bathymétrie > à ~100m)		Marnes à Foraminifères (MF)
		Fsp			Marnes "schistoïdes", laminées riches en M.O.	Marnes d'offshore anoxiques		Schistes à Poissons et (CM)
		A	A1	E T	Marnes silteuses hétérolithiques (fines intercalations sablo-silteuses liées à courants de turbidité dilués)	Offshore/prodelta (sous limite d'action des vagues de tempêtes)		
			A2		Alternances marno-sableuses à hétérolithes et bancs sableux turbiditiques décimétriques	Offshore/prodelta, dépots turbiditiques pro-deltaïques (crues), interlobes de crues?		CM - Couches à Mélettes (MCvr - Marnes à Cyrènes)
		Système turbidtique de pro-delta	A3		Sables massifs et à laminations gradées, en bancs épais amalgamés	Lobes de crues pro-deltaïques (dépots hyperpycnaux)		
		В	B1	~	Marnes silteuses, hétérolithiques (fines intercalations sablo-silteuses liées à courants de tempêtes et/ou de turbidité dilués)	Offshore/prodelta (proches de la limite d'action des vagues de tempêtes)		MCyr - Marnes à Cyrènes
			B2		Alternances marno-sableuse à HCS, bioclastiques	Transition Offshore/Pro-delta et Shoreface/delta-front inf. (distal) dominé par les tempêtes	X	
		Système de front de delta inférieur	B3		Sables homolithiques à HCS et "graded beds" (influences crues et tempêtes)	Shoreface/delta-front inf. (proximal) dominé par tempêtes et crues		
		С	C1		Sables à litages obliques, hétérolithiques, sigmoïdaux, géométrie de bundle, courants bidirectionnels	Delta-front sup./plaine côtière (embouchure) complexes distributeurs fluvio-tidaux		MCyr - Marnes à Cyrènes
		Système de front de delta supérieur et plaine côtière	C2		C2a - Sables argileux à rides et drapages argileux, (flaser, et courants bidirectionnels) C2b - Marnes silteuses à <i>Ostrea</i>	Delta-front sup./plaine côtière (tidale, interne?) replat de marée sablo-argileux (D2a) et baie peu profonde (D2b)		MAM - Molasse Alsacienne Marine
lattien tanien res))		D Système fluviatile	D1	ETM.	Sables à litages obliques, plans et en auges, courants mono-directionnels	Chenaux fluviatiles (D1 = CHm et Chi, en fonction de la taille et figures sed.)		MAC - Molasse Alsacienne Continentale
			D2	b a	D2a - Marnes argileuses bariolées (vertes à rouges) à structures pédogéntiques (mottes, slicken-slide, et traces de racines) D2b - Hétérolithes (marnes/sables) à rides de courants chevauchantes	Plaine d'inondation Plaine d'inondation argileuse (D2a = Of) Complexe hétérolithiques d'épandages de débordements (D2b = Ochd)		Couches de Niederroedern inférieures
ale Ch Aqui acust			E1		Calcaires à gastéropodes, charophytes et passées nodulaires	Lac "carbonaté" proximal (littoral)		(MAC - Molasse Alsacienne Continentale ?)
menta ment is E la		E	E2		Marnes à intercalations carbonatées	Lac "carbonaté" distal, offshore??		Couches de Niederroedern supérieures
Conti ssible rr faciè		Système lacustre	E3		Marnes et calcaires gypsifères	Dépots lacustres évaporitiques plus ou moins profonds	×	CEDC - Couches d'eau douce Carbonatées
Série (et pc pou	L	Figure 6-2 : Tableau récapitulatif et schématique des principales associations de faciès reconnues dans les dépots de la Série Grise (Série marine du Rupél supérieur) et des Couches de Niederroedern (Série continentale du Chattien et de l'Aquitanien). Ces associations seront utilisées pour construire les séquences						

Figure 6-2 : Tableau récapitulatif et schématique des principales associations de faciès reconnues dans les dépots de la Série Grise (Série marine du Rupélien supérieur) et des Couches de Niederroedern (Série continentale du Chattien et de l'Aquitanien). Ces associations seront utilisées pour construire les séquences de dépôts (faciès opératifs), les corrélations de séquence à l'échelle locale et régionale, et l'architecture qui en découle, pour ce faire et dans un soucis de lisibilité les figuré employés dans les lignes de corrélation sont indiquer pour les principaux regroupements de faciès (sous-associations et/ou associations).

379

6.5.1 - Série Grise Inférieure : Marnes Argileuses et équivalents latéraux (Meeressands) : littoral grossier transgressif

Je renverrai ici le lecteur au Chapitre 5, pour le détail de la définition des séquences élémentaires à très haute fréquence, reconnues dans les dépôts des **Meeressands** du bassin de Mayence, et les similitudes possibles avec les dépôts du sud rhénan. Néanmoins, concernant ces séquences élémentaires, même si elles apparaissent systématiquement dans l'enregistrement, la haute sensibilité des systèmes littoraux (faciès M, Figure 6-2) aux paramètres dynamiques externes et internes, rend impossible leur utilisation pour des corrélations autres que très locales. Ainsi c'est l'assemblage de ces séquences et leur comportement (caractère rétrogradant et/ou progradant des assemblages sur un terme plus long) qui va former des « séquences T-R » de plus long-terme, qui vont s'avérer corrélables régionalement (proches ou équivalentes des séquences T-R sensu Embry, 2002). Ces séquences T-R de plus long terme, reconnues également et définies au sein de la Formation des **Meeressands** du nord du bassin rhénan (**Formation de Alzey** du Bassin de Mayence, Chapitre 5) et du sud du fossé rhénan, montrent des liens « génétiques » avec les **MF** et possiblement avec les **SP** (dépôts plus au large très distaux). La Figure 6-3A présente succinctement la reconstitution possible des séquences T-R, possible pour les **Meeressands** sud-rhénan, et leur évolution latérale au cours d'un cycle de variation du NMR.

Le scénario de formation très simplifié est le suivant : passé le maximum de régression qui a conduit les systèmes de plage (M3) et de shoreface (M2) à prograder (migration vers le bassin), le changement de tendance implique dans ces zones littorales un ravinement sur la surface des dépôts précédents (**RS/SRT**, surface de ravinement transgressive). Cette surface est souvent rapidement associée à un lag (à galets encroûtés et perforés) qui provient du démantèlement de la surface des dépôts précédents. A mesure que la transgression se poursuit le shoreface aggrade et rétrograde en même temps (la ligne de côte est rejetée plus en amont) formant un cortège rétrogradant. Au maximum de la transgression (**MFS**) les dépôts sont possiblement en condensation.

Au début de la régression le système se met à prograder doucement puis de plus en plus vite, pouvant former des surfaces de ravinement régressives (**RSME**), présentant une allure « sharp-based » (Swift, 1988). Les aires géographiques les plus « offshore » vont montrer des faciès M1 uniquement, formant des petites successions « fining- et/ou coarsening-upward ». Dans les parties les plus distales encore (en contexte offshore distal, soit le domaine de dépôt des **MF**) la lisibilité de ces petits cycles est quasi nulle, la lithologie des dépôts ne variant que très peu et/ou étant intensément bioturbés et rendus homogènes (Figure 4-24).

L'architecture de ces corps rend compte dans les cas observés (Figure 6-3 B et C) de la présence possible des deux séquences T-R (S1 et S2), dont S1, est possiblement corrélable, étant donné l'âge des affleurements (Pirkenseer & Berger (2006) pour Eguisheim, et Picot (2002) et Becker (2003) pour la zone de Blauen) avec les **MF** du bassin.

Dans le bassin, la première séquence T-R (S1) correspond donc dans les **MF**, au dessus de la surface d'inondation marine du bassin, à un motif de GR « fining-upward » puis « coarseningupward » bien exprimé et assez symétrique. La S2 comprend les **SP**, à GR fining-up (en bec d'oiseau) jusqu'à un maximum (**MFS** possible de cette séquence et d'un cycle T-R de plus long terme (SG1)) rapidement atteint (en quelques mètres), et la base des **Couches à Mélettes,** associées à GR irrégulier (hétérolithes) montrant une tendance « coarsening et thickenning-upward » jusqu'à un maximum de GR représentant la lère progradation franche du delta (progradation marquée par premiers faciès A2).

La séquence S1, démarre à Blauen (Figure 6-3C) sur le substratum Jurassique via une surface de ravinement transgressive marine (platier rocheux d'abrasion) qui fait office de limite de séquence à un ordre plus grand encore (base de la pile tertiaire à cet endroit, et base de SG1). A Eguisheim (Figure 6-3B), S1 démarre au dessus des **Conglomérats Côtiers** avec à priori (Sittler, 1968 et communication personnelle) la présence d'un ravinement et surtout d'un lag coquillier avec présence de faune sur les galets en sommet des faciès « lacustres » à la base.



Ainsi, la surface de repos du cortège marin basal (surface de transgression et limite de séquence, **TS+SB**) sur les bordures (**Meeressands**) semble se traduire par une surface d'inondation marine en distal (à la base des **MF**).

S1 est composée à Blauen de 2 ou 3 petites séquences élémentaires en assemblage rétrogradant (formant le TST) et d'au moins deux séquences progradantes (formant le RST) (Figure 6-3C).

A Eguisheim (Figure 6-3B), une partie rétrogradante est présente à la base (fining-up) puis une franche tendance progradante (passage des faciès MF (offshore distal), à M1 (faciès de transition shoreface offshore)) avec à priori des petites phases de progradation successives saccadées (stigmates d'une plus haute fréquence), puis via une surface de ravinement (**RSME** ?) extensive se développent les faciès M2 (associés à une RSME et une géométrie de « sharp-based shoreface », Swift (1988)), montrant après une partie basale grossière et aggradante une tendance « fining-upward » relativement nette.

Ces séquences T-R, ont pu être empiriquement datées dans le bassin de Mayence (cf. Chapitre 5, §5-8) grâce principalement aux travaux biostratigraphiques de Grimm et al (2002). Par approximation grossière et « parallèlisation », de ces datations avec celles beaucoup moins bien contraintes de ces mêmes formations dans le sud rhénan (Pirkenseer et Berger, 2006, Becker, 2003), la durée de ces séquences T-R, devrait avoisiner approximativement 400 000 ans. Leur origine, et leur contexte de dépôt (cortège transgressif de plus long terme, à basse fréquence) pourrait s'expliquer par des variations eustatiques, générées par la superposition des cycles de l'obliquité (40ka) et de l'excentricité (cycles longs, 400 ka, et cycles courts 100 ka), des paramètres orbitaux de Milankovitch, générant par la mise en phase de leur modulation des variations/cycles glacio-eustatiques de plus basse fréquence (cycles T-R de plus long terme, d'un terme > à 1Ma, correspondant au contexte transgressif généralisé de cette phase, base du cycle T-R SG1), influant grandement sur le climat et sur les variations eustatiques de cette période (Oligocène, Rupélien) (Wade & Pälike, 2004, Zachos et al, 1996). En effet, les cycles glacio-eustatiques de l'Oligocène sont, d'après les données de la littérature dirigés par la confluence (mise en phase) des cycles de l'excentricité et les cycles à plus long terme des variations (modulation) de l'obliquité (Wade & Pälike, 2004).

6.5.2 - Série Grise Supérieure : Marnes sableuses et équivalents latéraux : les séquences du domaine deltaïque

Les données des affleurements étudiés, et les évolutions verticales des dépôts (succession des associations de faciès, dans la **Série Grise Supérieure** (**Couches à Mélettes** et **Marnes à Cyrènes**) et ses équivalents latéraux (**Molasse Alsacienne**), bien que très partielles, permettent dans certains cas d'entrevoir une répétition de motifs sédimentaires de succession d'environnements (« séquence élémentaire » ?). Ces motifs représentent un schéma répétitif d'empilement d'associations de faciès différentes.

Selon les pôles environnementaux définis précédemment par le modèle de dépôts (Figure 4-85) on distingue trois types principaux de séquences T-R (ST-R 1 à 3) selon la position sur le profil de dépôt, pour le pôle marin distal (ST-R1), domaine de pro-delta distal (système turbiditique des CM, faciès A), pour le pôle marin proximal (ST-R2), domaine de front de delta (MCyr, faciès B) et pour le système de plaine côtière (ST-R3) (MAM, faciès C). On peut également distinguer pour chaque type, quelques variantes importantes et des évolutions latérales notables associées à un partitionnement des faciès variable.

A – Pôle marin très distal : ST-R 1a et b: dépôts turbiditiques (lobes de crues) en domaine de pro-delta

Deux termes extrêmes peuvent être distingués dans les dépôts marins profonds de pro-delta (association A des **CM (Série Grise sup.)**) dominés par les turbidites (lobes de crues, hyperpycnites) avec bien sûr des intermédiaires possibles entre les deux termes. Ces deux motifs sont composés de façon générale d'un terme inférieur argileux et légèrement hétérolithiques (A1) et d'un terme

supérieur plus sableux soit (1) hétérolithique (A2) pour ST-R1a (Figure 6-4A), ou soit (2) exclusivement sableux et homolithique (A3) pour ST-R1b (Figure 6-4B).

• ST-R1a

Ce type de séquence qui se rencontre fréquemment dans les CM, est délimité par deux surfaces MRS, situées au sommet du faciès A2, à la fin d'une nette tendance « coarsening- et thickenning-upward ». Les séquences asymétriques sont constituées d'une succession de faciès A1 (à la base) et de faciès A2 (au sommet) correspondant à des faciès turbiditiques de pro-delta déposés largement sous la limite d'action des vagues de tempêtes exceptionnelles (Figure 6-2 et 6-4A). D'une épaisseur variable, 15 à 30 mètres), ces séquences montrent un passage vertical progressif de A1 (tendance aggradante dominée A1) vers A2 (phase progradante nette dominée par les faciès A2), puis un abandon et un retour à un dépôt de faciès A1. Cette phase progradante se termine sur un maximum de progradation (pic de gamma ray) correspond à une surface de régression maximale (MRS), et/ou encore à une surface d'inondation (FS) assimilable également à une surface transgressive (TS) et coïncidant avec une phase d'absence (abandon) ou d'infime taux de sédimentation.

• ST-R1b :

Il s'agit de séquences asymétriques, d'une épaisseur variable (15 à 30 mètres), constituées de la superposition de faciès A1 et de faciès A3 (eux-mêmes associés rarement à A2) (Figure 6-4B). Ce type de séquence est cantonné à la base de la formation des CM.

Le motif d'empilement est net, à tendance « coarsening-upward et thicknenning upward » (i.e. progradante). Néanmoins, on note un passage abrupt de A1 (dépôts de pro-delta argileux et hétérolithiques) à A3 (dépôts de lobes de crues). La base de la séquence au dessus d'un première MRS, montre une aggradation verticale de faciès A1, puis un changement franc au passage vers les faciès A3, qui eux montrent une tendance « coarsening-upward » assez nette (progradation). Le sommet des faciès A3, correspond à priori à une MRS, via une transition rapide sans intermédiaires vers les faciès A1, au dessus de la MRS. Les MFS dans ces séquences sont délicates à définir étant donné le caractère aggradant de A1 en base des unités. La MFS pourrait ainsi soit s'amalgamer avec la MRS à cet endroit (impliquant un abandon rapide de la surface supérieure des lobes, et sous-entendant un arrêt de leur fonctionnement, soit se situer dans les premiers mètres des faciès A1.

• Liens génétiques et interprétation (formation) des séquences ST-R1

Les deux types de séquences représentent l'enregistrement de l'évolution de systèmes turbiditiques (hyperpycnaux) de lobes de crues (ST-R1b) et des systèmes de dépôts en interlobes et/ou de parties distales de lobes de crues (ST-R1a), déposés dans un environnement général de pro-delta (faciès A) (Figure 6-4C).

La formation de ces séquences s'interprète comme le reflet de la progradation de l'extension distale du domaine pro-deltaïque dans le bassin en position offshore (en bas de pente et/ou sur le fond du bassin (« basin floor »)), en période de chute du NMR (régression).

En période de remontée du NMR, la surface sommitale des dépôts (MRS) est littéralement abandonnée (plus d'arrivées de matériaux) et correspond à priori au développement de la MFS et s'associe à une franche aggradation verticale des faciès A1 (dépôts pro-deltaïques très distaux) (Figure 6-4C).

Ainsi, un contrôle allocyclique (ou allogénétique) (Figure 6-4D) peut être proposé pour ces unités de par leur extension latérale importante (plusieurs dizaines de kilomètres) (Figures 6-12 et 14) (2) leur nature répétitive dans l'enregistrement (motif récurrent, dans la partie inférieure des **CM**) (Figures 6-12, 13 et 14).

Durant un cycle T-R complet du NMR, les systèmes sédimentaires distaux sont plutôt en préservation pendant les phases de progradation (migration de la ligne de rivage vers la mer) et en condensation (faible préservation voire nulle et non dépôt) durant la rétrogradation (migration de la ligne de rivage vers le continent) (Homewood et al, 1999).

La rétrogradation suppose une accommodation positive (A>0) et un flux sédimentaire (S) venant du continent inférieur au taux de création d'espace disponible pour les sédiments (vitesses d'accommodation) (S>A).



Figure 6-4 : A et B - Séquence ST-R 1a (A) et 1b (B) reconnues dans les faciès turbiditiques des CM (association de faciès A). C - Modèle montrant les variations latérales liées des deux types de séquences T-R reconnues dans les environnements turbiditiques pro-deltaïques. D - Contrôle possible (allocyclique) de la formation des unités stratigraphiques élementaires (Séquences T-R1 et 2) du système turbiditique des CM, corrélativement à la migration de la ligne de rivage au niveau du système deltaïque (comportement du système en amont), les variations du NMR, et les rapports A(accomodation)/S(flux sédimentaire).

La progradation quelle qu'en soit la cause (A>0, ou A>0 et S>A), n'est pas constante dans le temps. La vitesse de progradation (vitesse de migration de la ligne de rivage vers la mer) est initialement faible, puis augmente rapidement (A<<0 ou A>0 mais minimum) pour finalement redevenir faible, ceci ayant pour conséquence que le plus fort taux de sédimentation sur le littoral coïncide à la plus forte vitesse de progradation (Homewood et al, 1999).

D'après le modèle de dépôt pour le **Série Grise** supérieure, proposé en § 4.6 (Figure 4- ??), basé sur les arguments sédimentologiques reconnus pour les dépôts de la formation des **CM** (association de faciès A), le système « turbiditique » des **CM** (constitué de lobes de crues prodeltaïques) est nourri directement par le transit de matériaux depuis le front de l'appareil deltaïque (i.e. les associations de faciès B (**MCyr**) et C (**MCyr**, **MAM**)). Ces matériaux en transit au niveau de l'embouchure, voient leur accrétion plus ou moins « épisodique » dans un domaine plus distal (prodelta). Ainsi, les variations du flux sédimentaire enregistrées au niveau du système turbiditique doivent/devraient plus ou moins traduire celles enregistrées au niveau du front de delta en amont (sur le « shelf » au sens large) (Figures 6-4D).

• La première phase d'évolution des séquences élémentaires du système turbiditique reconnues (Figures 6-4D, dessin du haut) correspond à une progradation faible (progradation/aggradation) développant l'intervalle basal de la séquence (faciès A1 à A2 en aggradoprogradation) qui coïncide avec la progradation « lente » (progradation/aggradation) de la ligne de rivage au niveau du front de delta, contemporaine d'une montée lente ou d'une chute lente du NMR.

• Un second stade d'évolution (Figures 6-4D, dessin du milieu) correspond soit à la progradation pure (progradation enregistrée par les faciès A2 dans la séquence ST-R1a) soit une phase de transit (by-pass) et d'aggradation des faciès A3 dans les unités ST-R1b, phase correspondant à la vitesse maximale de progradation du front de delta (chute rapide et prononcée du NMR, associée à une augmentation du flux sédimentaire).

• Enfin, la période de rétrogradation du delta (i.e. transgression, à la faveur d'une montée du NMR) (Figures 6-4D, dessin du bas) correspond au niveau du système turbiditique à une période de non dépôt (condensation) et/ou d'aggradation pure et restreinte des faciès fins prodeltaïques au dessus des dépôts A3 sous-jacents.

Les unités stratigraphiques élémentaires définies ici montrent ainsi une organisation proche des séquences T-R (unités génétiques et/ou paraséquences) définies dans le domaine paralique des systèmes sédimentaires (i.e. sur le « shelf »), reconnaissables dans les dépôts plus proximaux de l'appareil deltaïque (et discutées ci-après), et sont de fait possiblement corrélables régionalement à des séquences des domaines plus proximaux et moins profonds.

B - Pôle marin distal à proximal : ST-R2a à ST-R2c, domaine de front de delta à prodelta

Dans les dépôts du domaine marin franc, relatifs à un domaine de front de delta à pro-delta (Figure 6-2), proche et/ou au dessus de la limite d'action des vagues, et hors dépôts de turbidites) trois types de séquences « élémentaires » (séquences T-R), ST-R2a à ST-R2c, ont été identifiées dans la **Série Grise Marine supérieure** (Formation des **Marnes à Cyrènes** essentiellement) et sont constituées des associations de faciès B1 à 3 et C1 (Figure 6-2).

• ST-R2a : pôle distal

Ce type de séquence (Figure 6-5C), constituée exclusivement des faciès B1 et B2, est délimité à la base et au sommet par des surfaces de régression maximale, **MRS**. Les maxima d'inondation (MFS) se marquent par des argiles marines (faciès B1) montrant un gamma-ray à pic le plus radioactif. Les surfaces MRS se marquent par le pic de gamma ray le moins radioactif (pic de maximum de progradation du système, reconnue au sommet des faciès B2. D'une épaisseur variable (entre 10 à 40 mètres) ce type de séquence est composé d'un cortège progradant (passage à tendance « coarseningupward » de B1 à B2, soit de l'offshore/pro-delta ou front de delta inférieur distal) et d'un cortège rétrogradant généralement peu développé (et aggradant) comprenant essentiellement des argiles silteuses marines (faciès B1) (Figure 6-5C).



Figure 6-5 : Expression des séquences génétiques ou séquences T-R2a à 2c, attribuées au domaine du front de delta (inférieur (B2/B3) à supérieur (C1), reconnues d'après (A) l'amalgame des données des logs de Hagenbach, Laufen et Biel-Benken, (B) et (C) des données du sondage (DP202, carottes et diagraphie) et représentation de la succession des environnements de dépots et des surfaces remarquables. Noter que les séquences montrent dans le cas général, le passage vertical d'un environnement de prodelta/offshore (proche de la limite d'action des vagues, faciès B1), à un environnement de front de delta inférieur distal (faciès B2) et proximal (faciès B3), puis pour les séquences (ST-R2c), plus amont (en A), via une surface de discontinuité (sub-aérienne, DS ?, ou une surface de ravinement tidale, TRS?) à un environnement d'embouchure fluvio-tidale (chenaux et de barres, faciès C1).

Sa mise en place est liée à la progradation des systèmes de front de delta inférieur distal, à la transition avec le domaine d'offshore/pro-delta, corrélativement à une chute du NMR (Figure 6-8). Les systèmes de front de delta distaux construisent des systèmes dominés par les courants de tempêtes exceptionnelles et par les crues (turbidites/hyperpycnites rares). Ces systèmes de front de delta progradants (B2) sont surmontés au maximum de régression et au point de « turnaround » (au moment du changement de tendance de la régression vers la transgression) par une surface d'inondation (FS, flooding surface), assimilée à une MRS (« maximum regressive surface », et par ailleurs pas forcément associée à une érosion) et/ou encore une surface de transgression (ST), correspondant à un abandon des dépôts lors de la remontée du niveau marin relatif consécutive (Figure 6-8). Cette surface **MRS** se voit surmontée immédiatement par des dépôts argileux d'offshore/pro-delta (B1, constituant le cortège rétrogradant et aggradant. Au maximum de transgression, les dépôts d'offshore/pro-delta (B1) se développent en aggradation verticale jusqu'au maximum d'inondation (MFS).

• ST-R2b : pôle médian

Ce type de séquence, (Figure 6-5B) dont l'épaisseur est de 20 à 30 mètres, est formé pour l'essentiel d'un cortège progradant constitué par un passage vertical progressif des faciès B1, B2 à B3 au sommet, correspondant à une transition du domaine de pro-delta/offshore (B1) au domaine de front de delta inférieur distal (B2) à proximal (B3). Ce cortège progradant se termine sur une **MRS** (marquant le maximum de progradation dans B3) du système de dépôt et ainsi le maximum de chute du NMR (avant la remontée consécutive). Un cortège rétrogradant, en général peu épais (5 mètres maximum) et plus ou moins discontinu, se développe au dessus de la MRS (Figure 6-5B), caractérisé par une succession de faciès à tendance fining-upward et deepenning-upward (passage de B2/B3 à B1, soit du front de delta au pro-delta).

La mise en place de ce type de séquence s'interprète comme le résultat de la progradation généralisée du système de front de delta, à la faveur d'une chute du NMR (Figure 6-8B(1) à (3)), construisant un système en sorte de « rampe » sous aquatique d'influences mixtes (crues et tempêtes) pouvant se propager et s'avérer continu sur des dizaines de kilomètres latéralement est dans l'axe du profil de dépôt (cf. Figures 6-12, 14 et 17). Une fois le maximum de régression atteint (maximum de chute du NMR) et au dessus de la MRS, le système de dépôt est progressivement rejeté en amont (« landward ») et les dépôts du cortège rétrogradants (formé de faciès de fronts de delta distaux passant progressivement à des argiles marines offshore/pro-delta) se développent durant le début de la phase de transgression (Figure 6-7). Au moment du maximum de transgression (~MFS), les dépôts fins (B1) argileux se développent en aggradation verticale (Figure 6-8B(5)).

• ST-R2c : pôle proximal

L'épaisseur de ce type de séquence (Figure 6-5A) est de 20 à 30 mètres formée par un cortège progradant constitué par un passage vertical progressif des faciès B1, B2 à B3, puis B4 au sommet, soit une transition du domaine de pro-delta/offshore (B1) au domaine de front de delta inférieur distal (B2) à proximal (B3), puis au domaine de front de delta supérieur (B4), et par un cortège rétrogradant formé par les faciès B4, puis B3/B2 et enfin B1 au sommet.

Au sein du cortège progradant (Figure 6-5A et 6-7), le passage vertical des faciès B2 aux faciès B3 s'effectue parfois via une surface de ravinement plane et continue (dans la carrière de Laufen, Figure 6-5A), surface interprétée comme une RSME (« regressive surface of marine erosion ») impliquant un ressaut « régressif » dans la succession, et assimilable à un « sharp-based shoreface » (Swift, 1988).

Le passage des faciès B3 (front de delta sous-marin) aux faciès C1 (complexe distributeur fluvio-tidal) s'effectue via une surface d'érosion franche, à relief variable mais largement étendue (Figure 6-5A). Cette surface dont l'interprétation est délicate (peu d'observations) pourrait s'interpréter soit comme une discontinuité sub-aérienne (DS/SU, associée à un passage de dépôts marins à fluviatiles) soit comme une surface de ravinement tidale (troncature des dépôts du front de delta par les courants de marée à l'embouchure du système de dépôts), soit comme un simple contact de faciès en transition (interprétations 1 et 2 de la Figure 6-5A).

Le cortège rétrogradant (Figure 6-7) comprend des faciès C1 à la base surmontés par des dépôts de front de delta sous-marins (shoreface front de delta inférieur, B3/B2) (Figure 6-5A et 6-7).

La superposition des faciès C1 et B3/B2 s'effectue par l'intermédiaire d'une surface de ravinement transgressive, ondulée et comprenant un lag coquillier grossier (lag transgressif) (Figure 6-5A). Cette surface s'interprète comme une surface de ravinement transgressive (RS/SRT), générée par le retrait vers le continent de la ligne de rivage à mesure que la transgression s'opère (Figure 6-8B(4)).

La mise en place de ce type de séquence s'interprète, comme le résultat de la progradation généralisée du système de front de delta, à la faveur d'une chute du NMR (Figure 6-8B(1) à (3)), construisant un système de « rampe » sous aquatique d'influences mixtes (crues et tempêtes) continue sur des dizaines de kilomètres (Figure 6-14). Ces systèmes présentent à leur sommet des incisions (par des chenaux du complexe d'embouchure sous influences fluvio-tidales, C1, Figure 6-7) qui tendraient à se développer au moment du maximum de progradation (Figure 6-8B(3)).

Pendant la remontée du NMR, la surface de ravinement creusée par les systèmes tidaux distributeurs, et tronquant les systèmes de front de delta inférieur commence à se remplir (aggradation des faciès C1) (Figure 6-8B(4)). Cette incision et son remplissage (faciès C1, complexe fluvio-tidal d'embouchure) vont être eux-mêmes à mesure que la transgression se poursuit, surmontés par une surface de ravinement transgressive (RS/SRT). Cette surface (et son lag associé) correspond au remaniement d'une partie du substrat (dépôts antérieurs) par l'action des vagues (Figure 6-8B(4)). Cette surface, va être recouverte par des dépôts de front de delta/shoreface rétrogradants (faciès B2 à B3, à tendance fining-up et deepenning-upward) plus tard recouverts par des argiles marines (faciès B1) (Figure 6-7). Au maximum de transgression (~MFS) des argiles marines (faciès B1) se développent en aggradation verticale (Figure 6-8B(5)).

C - Pôle de la plaine côtière : ST-R3

Ce type de séquence n'a été reconnu que dans la formation de la **MAM** (association de faciès C), et exclusivement à l'affleurement (à Delémont et Dornachbrugg, Figure 6-6). Il est représenté par un motif répétitif alternant avec des dépôts de chenaux fluvio-tidaux (faciès C1) d'une dizaine de mètres d'épaisseur, voire plus) et des dépôts « estuariens » (faciès C2, de replat de marée et de baie peu profonde atteignant également sans doute la dizaine de mètres.

Les faciès de chenaux fluvio-tidaux (C1) surmontent les faciès estuariens (C2) par l'intermédiaire d'une surface érosive qui entaille de façon variable les dépôts C2. Cette surface d'érosion peut s'interpréter comme une surface de discontinuité sub-aérienne (DS, « subaerial unconformity, DS/SU ») dans le sens où les dépôts C2 montrent au sommet des indices d'émersion flagrants (dessiccation et/ou traces de racines en place). On pourrait également dans le cas d'absence d'indices d'émersion apparenter cette surface à une surface de ravinement tidale (« tidal ravinement surface, TRS »), en ce sens où les courants de marée peuvent entailler les faciès estuariens de façon conséquente lors de la remontée du NMR (Allen & Posamentier, 1993). Cette surface de ravinement tidale (TRS) pourrait alors également correspondre dans ces cas à une surface de transgression (TS) et à une limite de séquence T-R (SB).

L'évolution verticale des faciès montre que les faciès de chenaux fluvio-tidaux (C1) sont surmontés par des les faciès C2. Ces derniers montrent de façon générale un passage vertical depuis des dépôts de baie peu profonde argileuse (C2b), vers des dépôts de replat de marée subtidaux à intertidaux (C2a) au sommet des faciès estuariens (C2), sous la surface de discontinuité (et de repos des faciès de chenaux). On a en somme, un passage de faciès marquant des environnements subtidaux (C1 et C2b) à des faciès marquant des environnements intertidaux (replat argileux, dessiccation et traces de racines).



Le domaine de plaine côtière

Figure 6-6 : Expression des séquences génétiques ou séquences T-R (ST-R3) dans le domaine de la plaine côtière (formation de la MAM), reconnues d'après les logs composites des affleurements de Dornachbrugg (A) et de Delémont (B), et représentation de la succession des environnements de dépots et des surfaces remarquables. Noter que les séquences montrent le passage vertical d'un environnement de baie peu profonde (C2b) à un environnement de replat de marée (C2a), puis via une surface de discontinuité sub-aérienne (DS) (interprétée par la présence de racines en B, et la franche érosion dans les deux cas) à un environnement de chenaux et de barres fluvio-tidaux (C1). La reconnaissance de ce type de séquence dans le log diagraphique du sondage Sundgau 201 est proposée en sus (C), sur les similitudes d'échelle et de configuration du signal (zone cerclée mais sans plus de certitudes). D - Diagramme schématique du partitionnement possible au sein des séquences T-R 3, reconnues pour le domaine de la plaine côtière. Le cortège transgressif (rétrogradant, T) est constitué au dessus d'une surface d'érosion (et parfois d'émersion, DS/SU) d'un ensemble de faciès de chenaux et barres d'influence fluvio-tidale (en domaine subtidal) en aggradation, surmonté par des faciès fins, de baie (C2b) et/ou de replat de marée (C2a). Le cortège régressif ("progradant", R) est signifié par le passage de faciès de baie abritée (C2b) à des faciès de replatde marée montrant de plus en plus vers le haut des indices d'émersion (intertidal à supratidal). Le maximum d'inondation (MFS) pourait être atteint dans les faciès de baie sans certitude.

La formation des ces séquences peut s'expliquer comme suit. En période de haut-niveau marin, les faciès de plaine côtière, et/ou de plaine tidale se développent, et aggradent sur la partie frontale et continentale de l'appareil deltaïque. Le système de dépôt est en progradation, (le NMR en chute), et les faciès de plaine tidale vont progressivement enregistrer des conditions de moins en moins profondes et ce jusqu'à une possible émersion et/ou érosion (dessiccation et colonisation par les végétaux) pendant le maximum de régression. Lors de la remontée consécutive du niveau de base et/ou du NMR, une fois la plaine tidale ennoyée, les courants de marée vont pouvoir développer des dépressions sur le parcours des chenaux et des complexes distributeurs, créant ainsi une surface de ravinement tidale, assimilable à une surface de transgression qui s'amalgame avec la surface de chenaux fluvio-tidaux (distributeurs) aggradent dans les dépressions créées. Au maximum de transgression, les systèmes estuariens se développent, les plaines tidales aggradent rapidement (passage chenaux subtidaux à baie subtidale (marquant le maximum de transgression, et d'incursion marine).

D – Evolution latérale des séquences T-R de la Série Grise Supérieure : relations et évolutions latérales des séquences ST-R 1 à 3, partitionnement des faciès et modèle de séquence

Les liens génétiques possibles entre les différents types de séquences élémentaires ST-R1 à ST-R3, dans l'approximation où ces motifs se développent sur une échelle de temps comparable, sont assez bien contraints. Reste simplement à mieux cerner l'évolution générale de ces unités les unes par rapport aux autres, i.e. leur comportement respectif mais conjoint dans un même cycle (T-R) de variation du niveau de base et/ou du NMR, et le partitionnement des faciès. Pour ce faire les séquences type définies ci-avant (ST-R1 à ST-R3) sont latéralisées sur un même profil proximal-distal et les cortèges (rétrogradants et progradants) et les faciès associés (i.e. conservés) sont identifiés (Figure 6-7).

Les trois types de séquence T-R élémentaires, rendent tous compte de l'enregistrement de tendances rétrogradante suivies de tendance progradantes.

Nous avons vu ci-avant que le fonctionnement des parties les plus distales (ST-R1, système turbiditique) répondent positivement à des variations allocycliques (Figure 6-4D), comme les autres types de séquences (ST-R2 et 3). L'évolution latérale des unités élémentaires pourrait donc être basé sur la corrélation des MRS, d'amont vers l'aval (ce qui fonctionne pour ST-R1 et ST-R2a et b) mais s'avère délicat pour ST-R2c et ST-R3. En effet, l'interprétation/valeur attribuée à la surface de contact dans les séquences ST-R2c, entre les faciès B3 (shoreface/delta-front inférieur proximal) et les faciès C1 (chenaux fluvio-tidaux d'embouchure) revêt une importance capitale, afin de construire un modèle complet des unités stratigraphiques élémentaires, pour l'ensemble des environnements représentés.

La présence de faciès tidaux (C1) dans la série, associés et surmontant des faciès de delta-front dominés par les vagues et/ou les crues (B2/B3), revêt certaines analogies avec des exemples anciens reconnus dans des successions silicoclastiques peu profondes (Bhattacharya & Willis, 2001, Willis & Gabel, 2001, Seidler & Steel, 2001). Ces faciès tidaux, se développent en général, dans des baies côtières où le prisme tidal va croître pendant les épisodes d'inondation qui marquent le « turnaround » (changement de tendance entre R et T) de conditions régressives à transgressives (Seidler & Steel, 2001). Comme déjà souligné auparavant, cette surface pourrait s'interpréter de différentes manières, selon la valeur que l'on donne aux dépôts sus-jacents.

Les faciès C1 représentent en somme l'enregistrement des conditions d'érosion/aggradation des complexes distributeurs (front de delta supérieur, complexes chenaux distributeurs (C1)) lors de la phase de changement de comportement du niveau de base (turnaround, « fall to rise ») et les surfaces qui les délimitent peuvent apparaître comme délicates dans leur interprétation.

Si la majorité des dépôts de plaine côtière (C) montre une tendance aggradante (ST-R3, Figure 6-6) mais associée à de l'érosion, il est possible qu'au moins une partie basale de ces dépôts, reposant sur une surface représentant une érosion, puisse être contemporaine du maximum de régression, cette

ensemble (qui devrait à priori être dominé par le fluvial) serait donc partie prenante du cortège progradant.

Les dépôts « dominés tidal » se forment en général dans des périodes assez aggradantes (transgressives, Seidler & Steel, 2001) et pourraient représenter le développement de ces systèmes sableux conjointement à l'aggradation de faciès baie et de replat de marées dans des domaines plus protégés.

L'exondation progressive (désapprofondissement) entrevue dans les environnements de replats de marée et/ou de baies (Figure 6-6A) et au final leur colonisation par des végétaux (Figure 6-6B) pourrait impliquer et correspondre à un maximum de progradation du delta (maximum de régression), ainsi la surface au dessus de ces dépôts permettrait d'interpréter la surface de repos des complexes de chenaux (C1) comme un DS/SU mais également comme une surface de transgression (ceci, renforcé par la passage apparent d'un domaine exondé (racines) à sub-aquatique (chenaux)).

Si l'on considère que ces dépôts sont plus ou moins juxtaposés avec les faciès B3 (faciès de front de delta sous-marin dominés par les vagues et les crues) alors on peut considérer la surface de repos des dépôts C1 comme une surface de passage de faciès (« within trend faciès contact » sensu Embry (2002) et Cataneanu (2002)). Ces dépôts participent alors à la progradation généralisée du système (dans une tendance régressive, nourrissant le delta plus an aval) sans qu'il y ait forcément trace d'érosion. Si érosion il y a, elle correspond alors à un mécanisme auto-cyclique de surcreusement des chenaux fluvio-tidaux distributeurs au sommet du prisme deltaïque (surface de transit ?, générée par le ravinement par des courants de marée, TRS ?), et un remplissage consécutif par l'avulsion des distributeurs.

Dans un autre sens, la surface pourrait correspondre à une surface de transit de sédiments dans la partie supérieure du delta. Le « saut » environnemental et de bathymétrie entre les faciès B3 et les faciès C1 pourrait impliquer un ressaut du NMR (chute) puis une aggradation consécutive, à la faveur d'une remontée du NMR. La surface de repos de C1 devient alors une DS/SU (considérant dans les grandes lignes que B3 se dépose sous l'eau à quelques mètres de profondeur et que C1 se dépose ~ au niveau du « 0 » marin), puis cette surface d'érosion est réutilisée, remplie par des dépôts transgressif (puisque les faciès C1 sont aggradants (sous-entendant une montée du niveau de base (NMR)) lorsque le niveau marin remonte doucement (lentement). Lors de l'accélération de la remontée du NMR, les dépôts C1 vont être alors ravinés par les dépôts de shoreface/delta-front rétrogradants (formant une surface de ravinement transgressive (SRT).

Difficile ici de trancher entre l'une ou l'autre des propositions ci-dessus vu le peu de données fiables et l'absence de « continuités corrélatives » permettant la discrimination (pas de puits proches et pas d'affleurements suffisamment grands). L'interprétation stratigraphique est donc délicate. Cette surface est, en résumé soit le fait des incisions fluviales au maximum de régression (« lowstand »), soit le fait du développement, dans un baie peu profonde, d'un espace, amplifié et développé par un processus de ravinement pendant l'inondation marine. Le processus de ravinement est alors effectué soit par l'action des courants de marée (Bhattacharya & Willis, 2001).

Pour son intégration et l'établissement d'un modèle séquentiel cohérent de l'ensemble des associations de faciès, « liées génétiquement », deux découpages séquentiels des séquences ST-R2c peuvent être proposés : le découpage (1) et le (2) (Figure 6-5A, les découpages différents découlent des deux interprétations légèrement distinctes). Le problème demeure l'aggradation relativement importante de sédiments (C1) alors que le système prograde, ce qui nécessite tout de même soit un espace (« érosif ») conséquent permettant l'aggradation (créé par exemple par un ravinement tidal, surface TRS) de ces faciès soit une légère et lente montée du NMR contemporaine de l'aggradation (début de la transgression).



Figure 6-7 : Diagramme possible d'évolution latérale des séquences T-R1 à 3 (seules les séquences fluviatiles ST-RF ne sont pas prises en compte ici), montrant le partitonnement des environnements de dépots (faciès) et les surfaces reconnues et utilisées pour corrélations au sein des cortèges (rétrogradant et progradant). Les seuls liens qui paraissent encore obscurs sont les passages entre les faciès B2/B1 et les faciès A3,).
Le modèle de séquence T-R le plus satisfaisant et surtout le plus simple est à mon sens s'avère être le découpage (1) (Figure 6-5A) malgré le peu de données, pris en compte dans le modèle en Figure 6-7, dont la genèse est explicitée en Figure 6-8B. La répartition des faciès dans cette « séquence modèle », s'agencent en un cortège progradant et un cortège rétrogradant), où la limite en progradation et rétrogradation est marquée par la MRS en distal et par la DS/SU en proximal. La genèse de cette séquence est résumée ci-après (cf. Figure 6-8B).

Pour la partie progradante de la séquence (succession de faciès B1/B2/B3, i.e. désapprofondissement), on peut invoquer une tendance régressive (ralentissement de la montée et début de la chute du NMR, A/S diminue), qui entraîne la progradation du delta (i.e. la migration de la ligne de rivage vers le bassin). L'accélération plus ou moins pulsatile possible de la « régression » implique localement la genèse de surfaces de ravinements par les vagues liée à la progradation du shoreface/delta-front, changeant la géométrie du fond et ainsi la dynamique de vagues, finissant par créer des érosions au point maximum d'action des vagues, « regressive surface of erosion », RSME (Plint, 1988), induisant la formation des « sharp-based shoreface/delta-front » (Figure 6-5A et 6-7). Ces surfaces sont variablement exprimées latéralement en lien à la possible « avulsion » des distributeurs.

Au maximum de régression les faciès de chenaux distributeurs (C1) se développent sur les faciès plus profonds précédents ((B3) shoreface médian, delta-front inf dominé par les tempêtes et les crues) en les incisant, les ravinant, créant une surface d'érosion (de transit?, SE) (Figure 6-5A et Figure 6-8B(3)). Ce développement pourrait entraîner le déplacement soudain du cortège de dépôts vers le bassin et parallèlement augmenter la puissance des crues à l'embouchure et la genèse consécutive de lobes turbiditiques en aval, sur et au sein du prisme de pro-delta (progradation des lobes de crues A1 vers A3 des CM, Figure 6-8B(3)).

On peut noter sans doute au maximum de régression l'émersion partielle de la plaine côtière (traces de racines sous un chenal subtidal, Figure 6-6B) et/ou son caractère/comportement au désapprofondissement vers le haut (passage d'un environnement subtidal (baie) à intertidal (replat de marée) (Figure 6-6A).

Passé le maximum de régression (correspondant à la MRS en distal), le début de la remontée du niveau marin, implique un changement de la dynamique du delta. La transgression de la partie sommitale de l'appareil, induit l'immersion d'une vaste plate-forme peu profonde où pourraient alors se développer les complexes d'embouchures influencés par la marée (distributeurs, baie...) en aggradation, la plaine côtière va aggrader assez rapidement, (chenaux et baie), le domaine distal va se trouver sous-alimenté (le remaniement s'effectuant localement et avec peu de transit vers le pro-delta) (Figure 6-8B(4)).

Dans les parties non abritées, soumises à l'action des houles, la dynamique des systèmes de shoreface/delta-front (association de faciès B) va induire une érosion sévère à mesure de leur migration vers le continent formant une surface de ravinement transgressive (SRT), créée au niveau/point du maximum d'action des vagues, migrant progressivement en amont sur les dépôts de chenaux distributeurs et d'embouchure (association C1, Figure 6-8B(4)) à mesure que la transgression opère. Cette surface de ravinement, associée parfois à un lag grossier et coquillier (Figure 6-5A), supporte des dépôts à tendance « fining-upward et deepenning-upward », avec un passage graduel des faciès B3 à B2 puis finalement B1, dépôts formant le cortège rétrogradant dans ces zones (cf. Biel-Benken et Hagenbach, Figure 6-5A).

Le cortège rétrogradant se construit lors de cette phase (aggradation verticale des faciès de plaine côtière et des faciès de delta-front/shoreface) et le système atteint assez rapidement son maxima d'inondation (MFS), correspondant à priori, et possiblement à (Figure 6-7 et 6-8B(5) selon les zones :

- des faciès de baie dans le domaine côtier (Figure 6-6C)
- des faciès de pro-delta dans le domaine du delta-front shoreface déposés en aggradation puis rapidement en progradation/aggradation (Figure 6-7)
- des faciès d'offshore A1à turbidites diluées aggradants (Figure 6-7)

Enfin, à la faveur d'une nouvelle chute du NMR (régression, après le turnaround du niveau de base), la progradation du système deltaïque recommence. La plaine côtière fini de se combler, et les systèmes tidaux sont en transit, et un nouveau cortège progradant se construit (Figure 6-8B(1) à (3)).





Figure 6-8 : A - Modèle stratihgraphique et séquentiel simplifié par rapport à Figure 6-7, en regard des varitions du niveau de base (NMR) pour le delta de la Série Grise Marine Supérieure (CM, MCyr) et ces équivalents latéraux (MAM). B - Scénario schématique de formation des séquences T-R observés dans le delta de la Série Grise, au cours d'un cycle complet du niveau de base (NMR).

6.5.3 - Domaine de la plaine alluviale : ST-RF (fluvial)

Dans les domaines continentaux (environnements fluviatiles) il apparaît toujours peu aisé et délicat de distinguer les évènements allocycliques liés aux cycles de variation du niveau de base (conduisant à la formation de séquences génétiques, ou T-R) qui peuvent/pourraient se corréler régionalement (Bourquin et al, 1998, Derer et al, 2005), des évènements autocycliques qui reflètent le fonctionnement intrinsèque du système sédimentaire. Ces « séquences » autocycliques ne peuvent pas se corréler, et sont des traits locaux du système témoignant par exemple de l'avulsion des chenaux, de leur remplissage, de dépôts de crues....etc.

Dans la formation de la **MAC** étudiée en carottes (DP202, Figure 4-75, et Figure 6-9A et B) on observe des variations verticales (1D) des environnements de dépôts successifs, avec de manière générale, une transition verticale depuis les dépôts de chenaux (individuels et/ou multiples et amalgamés) vers les dépôts de plaine d'inondation (dépôts de plaine argileuse et de débordement crues (épandages)) parfois pédogenétisés (légèrement) puis à nouveau un retour vers les faciès de chenaux et/ou de crues (Figure 6-9B). Ces tendances (motifs sédimentologiques de base) s'observent à différentes échelles (quelques mètres à plusieurs dizaines de mètres), et suggèrent l'impact d'évènements autocycliques (avulsion des chenaux), s'observant localement uniquement (et concernant les plus petits motifs), superposés à l'impact des variations du niveau de base (évènements allocycliques), s'observant à une échelle plus large et dès lors possiblement corrélables de log en log (puits à puits, de proche en proche) au travers du bassin.

Les seules séquences utilisées (ST-RF) pour les corrélations et reconnues comme potentiellement représentatives des fluctuations du niveau de base, sont des séquences de 20 à 100 mètres, comprenant l'amalgame de petits motifs répétitifs. De façon générique, ces objets (ST-RF) comprennent à la base, au dessus d'une surface de discontinuité (DS/SU/SB), des faciès de chenaux à histoires multiples (CHm/D1) (relativement épais de 10 à plus de 30 mètres) passant verticalement à des successions épaisses de faciès dominés par les faciès argileux de plaine alluviale (D2a) et comprenant également des chenaux individuels (CHi/D1) peu épais (5 mètres au maximum) s'intercalant (Figure 6-9A et C).

Dans le cas général, la construction des séquences définies dans les systèmes fluviatiles s'opère comme suit :

- l'élévation du niveau de base (« base level rise ») se caractérise par une bonne préservation des faciès, avec le développement vertical de plusieurs séquences (séquences autocycliques) de chenaux fluviatiles (aggradation et migration de barres « in-channel »), de dépôts de crues (débordement, chenaux et épandages sableux) et des faciès de plaine d'inondation.
- La chute du niveau de base (« base level fall »), se caractérise par une faible préservation des faciès, où les faciès de plaine d'inondation distale (plus argileuse, au loin des chenaux) passent graduellement à des faciès de crues (épandages, coarsening-up trend) et/ou alternent avec des périodes d'émersion (paléosols) ou d'érosion et de transit (absence de tout dépôt, ou lag en base de chenal).

De façon communément admise (Shanley & McCabe, 1994, Van Wagoner, 1995, Bourquin et al., 1998,), l'épisode de « turnaround », i.e. de changement de tendance (i.e. passage de l'élévation à la chute du niveau de base) entre des épisodes de forte préservation et des épisodes de faible préservation (ce qui équivaut en d'autre termes au maxima d'inondation, soit un « équivalent MFS ») se marque en général par le maximum de développement des faciès argileux de plaine d'inondation, et/ou la participation intense de bioturbation pour les dépôts « marécageux » (« flood-pond »), et/ou encore d'épandages sablo-silteux sur la plaine argileuse.



250-

300.

Figure 6-9 :

A - Log sédimentologique du DP202, et interprétation environnementale des faciès (colonne de droite et courbe). Noter la répétition de motifs récurrents à différentes échelles (détails en B des motifs), difficilement interprétables autocycliques?, allocycliques??.

C - Diagramme conceptuel montrant un modèle stratigraphique possible pour les dépots de la MAC, en terme de séquence T-R, corrélable à l'échelle du bassin.

D - Diagramme de reconstruction des environnements de dépots successifs au cours d'un cycle de long-terme du niveau de base, pour la MAC du BP (Couches de Niederroedern Inf.). Noter les changements en abondance, en taille (et faciès) des types de chenaux (CHm versus CHi) dans une succession stratigraphique verticale, en relation à la variation du niveau de base. les CHm correspondent aux phases de bas niveau de base (début de montée et/ou chute du niveau de base), les CHi correspondent plus aux phases de montée du niveau de base et d'"équivalent MFS".







L'évolution verticale au sein des ces grands ensembles (séquences hectométriques ST-RF) est délicate à généraliser. Néanmoins, les modèles conceptuels de stratigraphie séquentielle pour les environnements sédimentaires non marins (Van Wagoner, 1995), et plus particulièrement pour les systèmes alluviaux (Shanley & McCabe, 1994, Olsen et al, 1995), suggèrent que les séquences alluviales pluri-décamétriques à hectométriques (cas de celles observés, atteignant 50 à 100 mètres) enregistrent en général l'ajustement systématique des systèmes fluviatiles aux chutes ou aux élévations du niveau de base. De plus, il apparaît d'après ces modèles (Van Wagoner, 1995, Shanley & McCabe, 1994) que les différents types de chenaux fluviatiles (i.e. CHm versus CHi) n'apparaissent pas aléatoirement dans la nature, et prédisent des relations spatio-temporelles entre les différents types de systèmes fluviatiles en rapport aux variations du niveau de base.

Ainsi, la construction de ces séquences (Figure 6-9C) peut être résumée comme suit.

Après une chute conséquente du niveau de base et pendant le début de sa remontée, des systèmes de chenaux amalgamés à histoire multiple (D1/CHm) se forment et se comblent progressivement. L'élévation continue du niveau de base, induit une augmentation de l'espace d'accommodation, et un dépôt plus fréquent et plus épais des faciès de crues associés à des paléosols peu développés au travers d'une plaine d'inondation argileuse potentiellement mal drainée. Dans des conditions très humides, les dépôts de plaine peuvent comprendre des dépôts lacustres (Plint et al., 2001) alors que dans des conditions moins humides, les dépôts de plaine sont caractérisés par des argiles de plaine d'inondation, incluant des paléosols hygromorphes peu développés (Atchley et al, 2004) (cas des faciès observés dans les carottes de la MAC du sondage DP202, cf. Figures 4-75, 4-80 et 4-82). L'évidence de conditions de saturation en eau dans les deux cas, reflètent sans doute un niveau de nappe phréatique (« water table ») s'élevant et possiblement un décalage climatique vers des conditions plus humides, en réponse à l'approche de la ligne de côte en transgression.

Dès lors que le taux/vitesse d'élévation du niveau de base diminue, à la fin de l'épisode transgressif (« late transgression ») et pendant le haut-niveau marin équivalent, la diminution associée de l'accommodation induit la diminution en fréquence et en épaisseur des dépôts événementiels de crues (épandages sur plaine) et le développement conjoint de paléosols mieux développés et plus matures. Dépendamment du style fluvial et de la granulométrie des dépôts d'« overbank » (de plaine d'inondation, D2), les dépôts résultants peuvent inclure des chenaux isolés anastomosés et/ou méandriformes (chenaux individuels, CHi reconnus ici) inclus/noyés dans les dépôts fins de la plaine (« overbank »)

Lorsque le niveau de base atteint doucement son maximum et dès lors commence à chuter, pendant la fin d'équivalent du « haut niveau marin » et l'équivalent du « falling stage » consécutif, la création d'espace d'accommodation est négligeable, et éventuellement négative (destruction), les paléosols les plus matures vont alors se développer sur la plaine, possiblement remaniés par des chenaux migrant latéralement. L'incision de chenaux, et leur confinement pendant les phases de « lowstand » maximales, causent une chute (en élévation) des nappes d'eau (« water table ») et une décroissance conjointe le la fréquence et de l'amplitude des épisodes de crues.

Les systèmes peu sinueux (en tresse, anastomosés, et/ou à chenaux à histoires multiples et amalgamés, i.e. D1/CHm de cette étude) apparaissent préférentiellement en période de bas niveau (« lowstand ») et/ou associés à la chute ou le début de la remontée du niveau de base, et vont reposer sur la limite de séquence (SB) correspondant à une discontinuité sub-aérienne (DS/SU) (Van Wagoner, 1995). Les systèmes plus sinueux apparaissent quant à eux dans les périodes de fin de « lowstand » ou de fin de phase transgressives (remontée rapide du niveau de base) (Van Wagoner, 1995). En conséquence les périodes de bas niveaux (i.e. ~« LST ») sont associées à des dépôts plus sableux (chenaux) avec peu de préservation des faciès de plaine (fort ratio sables/marnes) et plus continu latéralement. Le « TST » est plus argileux (plus de préservation des faciès de plaine) (ratio S/M plus faible) peu continu latéralement. Le « HST » se caractérise également par un faible ratio S/M avec des chenaux individuels (CHi, sinueux) plus développés.

En période, équivalente à un haut-niveau marin et/ou au début de la chute du niveau de base, les systèmes fluviatiles sont caractérisés par des vallées fluviales étroites dominées par des chenaux plus sinueux et/ou méandriformes (D1, chenaux type CHi, chenaux individuels), occupant finalement peu d'espace dans le bassin et permettant le développement relatif de larges plaines d'inondation (Figure 6-9D).

Pendant les phases de chute du niveau de base (équivalent au début de la chute du niveau marin relatif) les dépôts précédents de haut-niveau, se voient érodés verticalement et latéralement. Les interfluves (plaine d'inondation) sont remaniés, impliquant la coalescence progressive des vallées individuelles préalablement séparées (pendant le haut-niveau, en des vallées plus larges (« lowstand incised valleys ») pouvant atteindre la dizaine de kilomètres de large voire plus (Figure 6-9D). Les écoulements fluviatiles peuvent occuper une large portion de ces vallées incisées, au même moment donnant naissance aux dépôts épais de chenaux « multistory » (D1/CHm) (Van Wagoner, 1995).

La préservation des dépôts alluviaux est contrôlée par l'accommodation, mais les processus de création d'espace d'accommodation sont différents selon les phases sur le cycle du niveau de base (i.e. pendant le « lowstand » ou pendant le « highstand »). Pendant le « lowstand », les systèmes sableux fluviatiles remplissent en quelques sorte la dépression crée (vallée ?), sous le niveau de la surface de dépôt, pendant la chute relative du niveau de base, et présentent dès lors un fort potentiel de préservation. Pendant le « highstand » les dépôts fluviatiles, se développent sur la plaine (ne sont alors plus confinés aux dépressions) et ce en réponse à l'élévation du niveau de base. Ces dépôts sont dès lors, sensibles aux érosions par les limites de séquence suivantes (SB) lors de la chute consécutive du niveau de base.

6.5.4 – Domaine lacustre : ST-RL

Ce paragraphe à pour but de décrire succinctement les faciès et les motifs sédimentologiques reconnus dans la formation des CEDC (Couches de Niederroedern supérieures) entrevues uniquement en diagraphies dans les parties les plus profondes du BP.

Les motifs sédimentologiques (unités stratigraphiques élémentaires, i.e. des séquences T-R) sont rapportés en se basant sur les « électrofaciès » et sur les descriptions des cuttings attenant aux logs diagraphiques considérés.

Deux motifs principaux se distinguent L1 et L2 (L pour lacustre), où le motif L1 est largement majoritaire alors que le motif L2 n'est que peu entrevu (et se rapporte exclusivement à la partie supérieure de la formation).

• Descriptions/interprétations des faciès

Les faciès de cette formation (**CEDC**) de par leur mode d'approche vont être explicités ciaprès très succinctement. Ils comprennent exclusivement des carbonates (micrite), à faunes de gastéropodes et parfois des charophytes. Les descriptions (données M.D.P.A. inédites) des cuttings de sondages (descriptions visées des DP208, 209 et 210) rendent compte de carbonates micritiques grisâtres à blanchâtres, à bioclastes, et passées vacuolaires (E1), de marnes calcaires couleur rose à verdâtre (E2), et enfin d'intervalles constitués de marnes et de calcaires gypsifères à cristaux de gypse massifs (E3).

Les carbonates (E1) (à micrite, gastéropodes et charophytes) s'interprètent comme des dépôts lacustres littoraux dans des zones ou des périodes préférentiellement dépourvues d'apports (eaux oligotrophes pour carbonates), et soumis fréquemment à des exondations (caractère vacuolaire/nodulaire, pédogenèse précoce ?) (Platt, 1989, Platt & Wright, 1991, Arenas & Pardo, 1999).

Les faciès de marnes à contenu calcaire variable (E2) sont interprétés comme des dépôts de lacs plus profonds, montrant une sédimentation clastique plus importante (argiles), (Platt, 1989, Platt & Wright, 1991, Arenas & Pardo, 1999).

Les intervalles gypsifères (E3) représentent des phases d'assèchement poussées des lacs (et leur relation à des carbonates pourrait également refléter le caractère littoral de ces dépôts) (Arenas & Pardo, 1999).

• Séquences L1 : séquences carbonatées

Le motif L1 est le mieux représenté. Il correspond à des successions épaisses de 20 à 50 mètres environ, constituées de niveaux/strates de calcaires lacustres et de niveaux de marnes à intercalations de calcaires.

Ce motif présente à la base une succession fining-up constituée de carbonates passant à des marnes lacustres à fines intercalations de calcaires.

Puis le motif d'empilement des strates s'inverse et l'on voit se développer une tendance « thickenning-upward », où les bancs de carbonates s'épaississent au détriment des interbancs marneux (reflétant une ainsi une tendance « shallowing-upward » des faciès sédimentaires).

Ce motif peut présenter à la base un contact avec des argiles de la plaine d'inondation (faciès D2, (O) de la MAC, uniquement valable pour le motif inférieur de la formation), le motif est alors séparé des argiles alluviales sous-jacentes par une surface d'inondation lacustre (une sorte de « flooding surface, FS », pouvant représenter possiblement une limite de séquence ?? et/ou un maximum d'inondation d'une séquence fluviatile, cf. ST-RF ci-avant).

La genèse de cette séquence pourrait s'expliquer simplement par la variation du niveau de base. Lors de la montée du niveau de base se développe le terme fining-up (rétrogradant) qui induit le passage vertical des faciès carbonatés littoraux aux faciès marneux (interprétés comme plus distaux). Au moment de l'équivalent du maximum d'inondation (MFS équivalent), au point de « turnaround » entre montée et chute du niveau de base, les faciès lacustres marneux profonds sont en aggradation et/ou se condensent (absence de dépôt, apports détritiques (argiles) trop lointains).

A la faveur de la chute consécutive du niveau de base, les faciès littoraux progradent (ligne de rivage lacustre rejetée vers le bassin) induisant la succession de plus en plus carbonatée et « shallowing-upward », jusqu'à atteindre un maximum de régression lacustre caractérisé par le pic de gamma ray le moins radioactif (MRS, maximum de progradation). Dès lors le point de « turnaround » entre chute et montée est atteint et une nouvelle séquence se forme lors de la remontée consécutive du niveau de base.

Ces séquences très simplifiées dans les termes de leur genèse reflètent pourtant des processus complexes d'approfondissement du lac puis son désapprofondissement

Les dépôts de marnes représentent l'évènement initial d'approfondissement, correspondant à une montée du niveau du lac et son expansion (augmentation de sa surface) consécutivement à une importante recharge hydrique du bassin. Cette recharge se lie à des apports détritiques importants (argiles). Après cette phase d'approfondissement, un désapprofondissement progressif du lac se produit conjointement à une baisse des apports en particules, qui permettent l'amplification drastique de la précipitation de carbonates (eaux plus oligotrophes) permettant la progradation des faciès littoraux carbonatés (Arenas & Pardo, 1999).

• Séquences L2 : Séquences « shallowing-upward » à sulfates

Ce type de séquence est très rare. Il n'en existe que 2 dans la partie supérieure de la formation lacustre. Ce motif reflète des processus complexes de désapprofondissement progressifs du lac qui débutent après un approfondissement souligné par une sédimentation marneuse (en aggradation) dans les domaines profonds du lac, consécutive avec une recharge hydrique du bassin (montée du niveau de base). Néanmoins la présence de gypse et d'anhydrite dans les marnes pourrait témoigner de plus faibles profondeurs et surtout de conditions évaporitiques. La présence conjointe dans ces termes « shallowing-up » d'intercalations de carbonates et de marnes dans les niveaux riches en gypse, témoigne de remise en eau temporaire du lac.



Profil de dépôt schématique des faciès lacustres des CEDC du Bassin Potassique



Figure 6-10 : A et B : Expression des séquences génétiques ou séquences T-R à court-terme dans le domaine lacustre (Formation des Couches d'eau douce Carbonatées, CEDC), reconnues uniquement en diagraphies et d'après les descriptions des cuttings accompagnant les forages (données MDPA inédites). C - Profil de dépôt schématique dans un environnement de lac carbonaté, proposé pour les dépots de la froamtion des CEDC. D - (1), (2) et (3) dessins schématiques de l'évolution du niveau du lac (niveau de base) conduidant à la formation des séquences observées (L1 (en A) et L2 (en B)).

Les séquences à dominante carbonatée (L1, A), les plus fréquemment rencontrées, montrent un motif assez symétrique avec une base carbonatée et rétrogrante (T, passant de carbonates E1 à des marnes lacustres E2) et un sommet progradant (R, passage progressif des marnes (E2) vers les carbonates de rivage(E1). Ces "séquences" représentent la migration plus ou moins complexe (épisodique, en fonction des variations à haute fréquence du niveau de base) de la ligne de rivage lacustre (E1, carbonates (littoral) et E2, marnes calcaires (lac offshore?) au cours d'un cycle de variation complet du niveau de base à relativement court-terme (dessins (1 et 2, en D).

Les séquences (L2, B) (très rares) à dominante marneuses comprenant des carbonates et marnes gypsifères enregistrent la variation du niveau de base (chute et asséchement du lac, dessin (3) en D) dans des conditions plus évaporitiques, où la phase progradante (régressive, R) est brutale (assèchement du lac conduisant à la genèse des minéraux sulfatés, "lac salé" dessin (3) en D). La bordure devrait subir lors de ces épisodes de "réduction/assèchement" du lac, une période d'exondation (érosion + pédogènese) conduisant à une altération précoce des carbonates (fait non-observé vu conditions d'observations en "électrofaciès", mais néanmoins fortement probable).

6.5.5 - Les séquences T-R du Cortège Salifère : ST-RZ

La Figure 6-12 présente une interprétation possible des séquences de dépôts schématiques reconnues dans les Séries Salifères (Eocène/Oligocène inférieur (Rupélien Inf.) basée essentiellement sur les travaux de Duringer (1988). Les séquences « salifères » comprennent sur le littoral, des dépôts conglomératiques de fan-delta/cônes alluviaux, passant latéralement à des grès en zone littorale puis à des carbonates et /ou à des marnes lacustres dans le domaine sous aquatique. Les faciès lacustres plus distaux se chargent progressivement en sels (avec ou sans potasse). Le modèle possible de mise en place des séquences reconnues, se voit être en lien avec les variations plus ou moins complexes du niveau du lac (variations climatiques, phases arides et phases humides) et/ou encore de la tectonique (très active pour cette période).

Les séquences sont de façon générale "positives". Les séquences se construisent pendant les phases de transgression lacustres. Les fans deltas se mettent en rétrogradation pour construire une séquence positive qui va des conglomérats des fan-deltas proximaux aux marnes lacustres distales. Pendant le confinement du lac en fin de cycle transgressif se mettent en place les séries salines. Les cônes cessent d'être alimentés, la ligne de rivage est progressivement rejetée vers le centre du bassin où se déposent halite et potasse (le gypse reste cantonné le long des bordures. La nouvelle séquence qui se met en place à la faveur d'une remise en eau du bassin provoque une rapide progradation très érosive des fan-deltas (remise en fonctionnement des cônes sur les bordures) vers le bassin qui tronque en partie les parties supérieures de la séquence positive. En fait, la séquence n'est complète que vers le centre du bassin. Vers les bordures, les parties salifères (somment de la séquence positive) n'existent jamais.

Les faciès évaporitiques et les faciès lacustres *sensu stricto* ne sont donc jamais totalement contemporains comme le laisse supposer les coupes transversales où les marnes salifères sont placées en continuité latérales des faciès lacustres.. Au contraire, les sels ne se développent que lorsque le lac est réduit à sa plus simple expression au centre du bassin (i.e. bassin potassique dépocentre principal de l'ensemble de la zone S). Les bordures sont à ce moment asséchées et les cônes conglomératiques ne fonctionnent plus (Duringer et al., 1995).

Ces séquences T-R complexes, ne sont bien entendu pas le propos de ce travail, mais elles seront simplement utilisées dans la caractérisation de l'architecture stratigraphique complète du S du fossé rhénan, et dans la reconnaissance des grands cycles de variation du niveau de base local et régional. Ces résultats ne seront pas discutés en détails et ainsi présentés simplement dans le panneau de corrélation NS (FF') complet du bassin (Figure 6-17).



A - Paneau de corrélations simplifiées et schématiques (horizottalisation sur la surface d'inondation marine (base des MF de la Série Grise Marine) concernant la Zone Salifère Supérieur (au dessus de la Zone Fossilifère et ces faciès lacustres francs et profonds (lac offshore (varves et calcaires et marnes sans évaporites) dans une direction approximative W-E (à travers le bassin, de la bordure W, caractérisée par des dépots conglomératiques de fan-delta/cônes alluviaux, passant latéralement à des carbnates lacustres, au centre du bassin, caractérisée par des marnes lacustres et des niveaux de sels (halite et potasse). B - Modèle possible de mise en place des séquences reconnues en lien aux variations du niveau du la (niveau de base) et du climat (phases arides et phases humides) (ce modèle est compilé, simplifié et légèrement modifié et étendu aux formations salines (Sels IV et V) d'après les traveux de Duringer (1988, 1991 et 1997). Les séquences sont de façon générale "positives", à tendance asymétrique et transgressive et rétrogradante. Plus rarement le sommet de la séquence est caractérisé par des faciès lacustres littoraux (carbonates et/ou conglomérats de fan-delta) progradants impliquant une chute lente du niveau de base et un rééquilbrage progressif du profil de dépôt qui en général (cas des séquences présentées ici) n'a pas le temps de se réajuster lors de la phase aride (dessins 1 et 3, formation d'une surface surface émersive, SU en domaine littoral, et dépôts massifs d'évaporites (halite/sylvite) dans le centre du bassin.).

6.6 - Motif d'empilement à long-terme des séquences T-R

Dans les séries du Rupélien et du Chattien, du bassin sud du fossé rhénan, trois ordres principaux de séquences emboîtées peuvent être distingués (sans tenir compte des séquences élémentaires reconnues dans la **Formation des Meeressands**, s'assemblant en séquences T-R, et se formant à trop haute fréquence (> à 100ka), pour être corrélées autrement que très localement cf. Chapitre 5, §5.8 et Chapitre 6, § 6.3).

On peut ainsi reconnaître (1) des séquences T-R à court-terme (définies au §6-5) qui traduisent des variations complètes du NMR (progradation/rétrogradation) à une relative haute fréquence, (2) des « séquences à long terme » qui représentent l'emboîtement de séquences de court-terme (séquences SG et N) et enfin (3) l'esquisse de « cycles » qui correspondent à l'emboîtement des séquences de long terme.

Pour la **Série Grise Marine** dans son ensemble, en général deux séquences de long-terme se distinguent sur les coupes complètes du Basin Potassique notées SG1 et SG2 (SG pour **Série Grise**) mais également dans le sud (Figures 6-12 à 6-17).

La première séquence SG1, est constituée des séquences T-R à court terme S1 à S4 et constitue la base de la série marine (TST1 et RST1).

Le cortège rétrogradant observé au centre du bassin (bassin potassique) montre une bonne correspondance de S1 (**MF**) et S2 (**SP** et base des **Couches à Mélettes**) avec les séquences reconnues dans les **Meeressands**, ST-R 1 et 2 du Jura (Figure 6-3) et surtout du bassin de Mayence (cf. Figure 5-49). S1 et la partie inférieure de S2 (i.e. \sim **SP**) constituent donc en général le cortège rétrogradant de SG2, associé à un on-lap vers le sud (cf. Chapitres 2 et 3). Les faciès des **Meeressands** compris dans ce cortège représentent des systèmes littoraux rétrogradants et envahissant progressivement le relief jurassien et les bordures (E/W).

Le cortège progradant est constitué de la partie sup de S2 et de S3 et S4, qui s'expriment dans les **CM** du bassin Potassique (faciès A, turbiditiques) et dans des équivalents **MCyr/MAM** (B2/B3/C1 front de delta) plus au sud (à Dornach et Laufen, Figures 6-5 et 6-7).

La seconde séquence SG2 est constituée des ST-R S5 à S9, et son sommet se voit tronqué par la discontinuité érosive du passage Chattien/Rupélien correspondant à la continentalisation définitive du bassin et l'établissement des faciès fluviatiles des CEDD (association de faciès D).

Le cortège rétrogradant de SG2 est assez mal défini. Dans le bassin Potassique, il s'épaissit à priori assez grandement vers le S (en direction on-shore). Il pourrait en outre correspondre à des équivalents « **Meeressands** » en âge (Becker, 2003) sur le S du Jura (bassin de Delémont).

Le cortège progradant est épais, plus de 250 mètres d'épaisseur et s'affine au S depuis le bassin Potassique. Il est majoritairement constitué par des faciès de delta-front et de pro-delta qui montre la progradation généralisée de l'appareil vers le N. Ces faciès s'associent vers le S à des complexes distributeurs et de plaine côtière en sommet d'appareil, contemporains développés sur le Jura et au sud du bassin (Figure Delémont, Sundgau 201, Figure 6-7)

Pour le cortège continental (**Couches de Niederroedern**) au moins 5 séquences T-R (de long terme ?), comme définies au §6.5.3 (ST-RF) et §6.5.4 (ST-RL) sont reconnaissables dans la **MAC** et les **CEDC** du bassin potassique (l'ensemble formant les **Couches de Niederroedern**).

Les trois premières séquences T-R, N1 à N3 sont surmontées par la formation des **CEDC** caractérisée par des faciès lacustres francs, carbonatés (E1) alternant avec des marnes (lacustres et/ou de plaine d'inondation E2).

N1 et N2 sont constituées dans la zone étudiée exclusivement de faciès fluviatiles (faciès D), qui montrent à priori des changements de taille (préservation) et de comportement selon un axe EW (i.e. variations d'épaisseur et de style de dépôt).

N3 est une séquence hydride, comprenant l'amalgame d'une séquence de type ST-RF à la base (avec des chenaux fluviatiles (D1) à la base puis des faciès de plaine d'inondation (D2) au sommet) et d'une séquence de type ST-RL(1) (avec des faciès marno-carbonatés lacustres (E) surmontant les faciès de plaine alluviale sous-jacents (D2)). La caractéristique de cette séquence N3 est de montrer à un point donné, une incursion de faciès lacustres, corrélable à l'échelle du bassin potassique, qui pourrait correspondre plus ou moins à une surface d'inondation lacustre, et/ou à un équivalent-MFS. Le sommet de la séquence N3 est caractérisé uniquement par des faciès lacustres qui montrent une tendance progradante (régressive) jusqu'à une MRS lacustre qui est utilisée ici comme limite de séquence (SB de N4).

La séquence N4 tout comme la séquence N5 ne contient dès lors plus que des faciès lacustres francs marno-calcaires (E1 et E2).

N4 montre d'abord un cortège rétrogradant bien identifiable d'abord constitué de faciès calcaires (E1) puis passant verticalement à des faciès marneux (E2), jusqu'à un maximum d'inondation lacustre (~MFS lacustre) correspondant vraisemblablement à un pic de GR (le plus radioactif). Le cortège progradant de N4 est discutable en ce sens que si une barre calcaire progradant est bien discernable dans un premier temps, elle comprend juste à son sommet le développement d'une petite séquence de type L2, qui voit l'avènement de faciès sulfatés au sommet. Ainsi cette petite séquence à minéraux sulfatés pourrait être entrevue comme la véritable fin de la tendance progradante de N4, soit son maximum de régression, avec consécutivement une nouvelle transgression voyant le développement de N5.

Enfin, la séquence N5 se développe avec à la base un net cortège rétrogradant et très aggradant constitué de marnes lacustres (E2) jusqu'à un maximum d'inondation, puis voit le développement d'un cortège progradant conduisant progressivement à une nouvelle barre calcaire qui marque la fin de l'ensemble de la série étudiée et également l'un des derniers dépôts de cette période avant les graviers rhénans du Plio-quaternaire.

L'empilement à un ordre supérieur (de plus long terme encore) des séquences à long terme (SG et N), compose deux grands cycles entrevus seulement partiellement ici.

Le premier cycle (Cycle I) correspond à un « cycle trangressif-régressif », démarrant soit au niveau des premiers strates marines (i.e. **MF** et équivalents latéraux) soit au dessous et dont seule la partie marine sommitale de l'hemi-cycle transgressif est représentée ici mais dont la quasi-intégralité de l'hemi-cycle régressif est conservée. L'hémi-cycle transgressif du Cycle I, démarre en effet très certainement dans les dépôts des Séries Salifères (passage transgressif entre lac évaporitique (**Sel V**) et lac sans évaporites (Marnes sans sel)), et se termine au niveau de la MFS majeure reconnue et possiblement attribuée aux **SP**. Cet hemi-cycle comprend ainsi la base de la séquence SG1 (jusqu'à son maximum d'inondation (~dans les **SP**). Cet hemi-cycle transgressif se voit surmonté par un hemi-cycle régressif constitué de la partie supérieure de SG1 et de l'intégralité de SG2.

Le second « cycle trangressif-régressif », Cycle II, est reconnu dans les dépôts de la MAC et des CEDC (~Chattien et base Aquitanien), mais seule sa partie inférieure transgressive est appréhendée avec certitude, représentée par l'aggradation des faciès fluviatiles de la **MAC** passant verticalement à des faciès lacustres (**CEDC**), marquant bien la montée générale du niveau de base locale.

6.7 - Corrélations à l'échelle locale (bassin potassique)

Dans un premier temps, les corrélations des séquences T-R, à relativement court terme, définies ci-avant, ont été entreprises pour les puits de sondages du bassin potassique, là où les formations sont le mieux conservées, cf. Figure 3-18). Les lignes de corrélations établies, sont au nombre de 4 sur cette zone. Elles présentent des coupes transversales et/ou longitudinales au fossé rhénan. La description des panneaux de corrélation va être effectuée par le biais de la description des séquences de long terme/unités, motif de combinaison des séquences ST-R reconnues ci-avant (§6-6) (i.e. SG1 SG2 N1 à N5) (cf. Figure 6-2), et qui témoignent très bien l'architecture du remplissage du bassin. Tous les panneaux de corrélation présentés ici, sont horizontalisés par rapport au datum (pic GR des **SP**) reconnaissable sur l'ensemble des puits. Seule la coupe DD', qui représente un agrandissement focalisé sur les dépôts du cortège continental est horizontalisée par rapport au premier banc de carbonates (base des CEDC) présents également sur tous les logs assez complets de la zone. Ce banc semble marquer une surface d'inondation lacustre, à valeur stratigraphique régionale plus ou moins synchrone (qui pourrait correspondre plus ou moins à un équivalent-MFS d'une séquence de long terme au sein des **Couches de Niederroedern** (équivalent-MFS de N3, donc ~synchrone à l'échelle du bassin potassique)).

6.7.1 - Corrélations transversales (normales à l'axe du graben)

Il est important de noter ici, que les coupes transversales présentées ne figurent malheureusement qu'une vue fragmentaire de l'enregistrement sédimentaire pour les périodes considérées. On a en somme qu'une vue de la partie centrale du bassin rhénan, protégée par les mouvements récents, sans que les évènements enregistrés sur les bordures puissent être discriminés faute de préservation. Ceci est important à souligner, car il ne faudra voir dans les conclusions apportées par ces diagrammes que des hypothèses quant à la dynamique tectono-sédimentaire dans des directions normales à l'axe du graben.

A- Ligne AA' (Figure 6-12)

Cette ligne recoupe le bassin potassique en son centre, et s'étend jusqu'aux rives du Rhin (sondage CHALAMPE, à l'E). La base des séries étudiées est bien conservée, le sommet (MAC, Couches de Niederroedern) est très fortement érodé par l'érosion récente (mio-plio-quaternaire), en lien aux réactivations récentes et au diapirisme dans cette partie du bassin. Les CEDC font défaut dans cette zone.

On note, le caractère assez isopaque de l'ensemble de la **Série Grise** Marine, avec un léger sur-épaississement à l'E au niveau du log CHALAMPE (série passant de ~350m à l'W à 400 m à l'E). A contrario, la base de la série, les **SP** et les **MF**, s'épaississent légèrement vers l'extrémité W du profil, aux abords de la faille rhénane (située à moins de 3km à l'W du log BOLL-2, fait cohérent avec les données des cartes isopaques (Figure 3-9 et 4-22). Ces observations impliquent ainsi des zones de subsidences différentielles entre la base de la série marine et sa partie supérieure, où le dépocentre semble rejeté à l'E.

Dans ce panneau de corrélation (Figure 6-12), les faciès des formations sont très bien exprimés de même que les séquences T-R (au nombre de 9)

On reconnaît dans la **Série Grise Marine**, les deux séquences de long-terme SG1 et SG2, qui sont notablement différentes, et qui constituent ici, et comme dans l'ensemble des lignes les deux grandes phases de l'évolution de la **Série Marine**.

SG1 est constituée des séquences T-R S1 à S4. S1 représente le dépôt des **MF**. S2 démarre dans les **SP** et se termine dans les CM. S3 et S4 sont dans les **CM**.

La base de cette séquence, qui correspond à la base des **MF**, correspond à une surface d'inondation marine (on passe sans transition de faciès lacustres francs (**Marnes sans sel**, Cortège salifère) à des faciès marins profonds (**MF**)).



Figure 6-12 : Panneau de corrélations stratigraphiques (ligne AA', ~EW) dans la zone centrale du bassin potassique.

Ainsi, le cortège rétrogradant de SG1 (TST1) est constitué de S1 et de la partie inférieure de S2, jusqu'au pic de GR des SP, suggéré comme étant la MFS de cette séquence (MFSm1). Ce cortège est représenté par des marnes argileuses déposées dans des environnements offshore profonds (~150m). L'intervalle des SP voit le développement de faciès anoxiques. Ce cortège s'épaissit vers l'W. Ce cortège correspond sur la bordure W, à quelques encablures plus au N (Eguisheim), au développement des faciès littoraux du Meeressand. La surface d'inondation marine du bassin, passe alors à une surface de ravinement transgressive, surmontée par au moins une séquence T-R (S1 cf. Figure 6-3B) équivalent temps aux **MF** du bassin (Pirkenseer et Berger, 2006).

Le cortège progradant (régressif, RST1) de SG1, est constitué du sommet de S2 et des séquences T-R S3 et S4. Ce cortège est relativement isopaque dans cette direction de coupe (normale à l'axe du graben et au profil de dépôt proposé pour la **Série Grise**, et normale aux paléocourants).

Les dépôts sont constitués de faciès fins de pro-delta (A1), hétérolithiques où s'intercalent des passées sableuses des faciès de lobes de crues (A3) et d'interlobes/lobes distaux (A2), déposés dans un environnement de pro-delta. Les lobes (A3/A2) se répartissent dans l'espace se surmontant, et/ou divergeant, s'imbriquant latéralement. Ces lobes, stigmates de la progradation de l'appareil deltaïque progradent de façon générale vers le N, en divaguant quelque peu dans cette zone du bassin.

On note en effet des complications dans l'extrémité W du profil (Log BOLL-2), où au dessus du cortège rétrogradant, un imposant lobe de crues est identifiable se corrélant possiblement la séquence S4 vers l'E. On perd ici la signature de plusieurs ST-R, impliquant sans doute l'activité d'une faille syn-sédimentaire sur cette bordure du bassin, qui induit la création soit d'une zone haute sur laquelle se développe le lobe, soit d'une zone basse où les écoulements turbiditiques sont « canalisés ». Ce lobe de crues se dispose à priori dans un compartiment abaissé du bloc à l'aplomb de la zone de faille bordière (faille rhénane) toute proche.

Au dessus de ce lobe, la sédimentation reprend son cours, comme à l'E, avec le développement de la séquence SG2, et les surfaces corrélées (MRS mineures) (re-)deviennent sensiblement parallèles.

La séquence SG2 démarre donc au dessus de cette progradation de la partie distale prodeltaïque du delta, avec la reprise d'une sédimentation fine en domaine de pro-delta.

Le cortège rétrogradant de SG2 (TST2) est relativement peu épais (~30m) base de la séquence S5), constitué essentiellement de faciès pro-deltaïques aggradants, jusque-là l'atteinte d'un pic GR correspondant sans doute à la MFS de SG2 (MFSm2). Ce cortège est épaissit au centre et à l'E du profil alors qu'il est particulièrement réduit à l'W.

. Le cortège progradant de SG2 (RST2), développé au dessus de la MFSm2, très épais (plus de 200 m), est constitué de nombreuses séquences T-R (sommet S5 et S6 à S9). Il comprend une base épaisse constituée de faciès de pro-delta (A1/B1) qui passent progressivement à des faciès de front de delta influencés par les crues et les tempêtes (B2/B3). A la base, dans les faciès pro-deltaïques fins, s'intercalent de petits intervalles plus sableux (faciès A2), concentrés à l'W du profil et disparaissant en s'affinant grandement vers l'E. Ces dépôts pourraient représenter la signature de petits lobes de crues distaux développés au début de la progradation généralisée du système.

La partie supérieure de SG2, voit donc le développement et la progradation saccadée (construite par les séquences T-R à plus haute fréquence) dans cette zone d'un appareil deltaïque imposant, accumulant une forte épaisseur de faciès de pro-delta (A1/B1, aggradants) et de front de delta (aggrado-progradants, B2/B3).

Les faciès de delta-front (B2/B3) sont de façon générale plus épais sur les logs centraux de la figure, où ils s'amalgament quelque peu (disparition des faciès de pro-delta). On note, le passage latéral vers des faciès de pro-delta mieux développés à l'E, sous-entendant que l'apex du système se situe au niveau des logs centraux (DP202 par exemple). Ces faits renvoient possiblement à une géométrie « lobée » et très large à grande échelle du delta.

L'appareil deltaïque semble ainsi situé plus ou moins au centre du bassin (où les plus fortes épaisseurs de dépôts sableux de front de delta sont reconnus), mais pourrait avoir légèrement migré au cours du temps. En effet, l'apparition d'abord à l'W puis progressivement de plus en plus à l'E des faciès sableux pourrait rendre comte de la migration conjointe du delta et du dépocentre vers l'E (soit vers le centre du rift) au cours du dépôt de SG2 (en direction du log CHALAMPE).

Le sommet de SG2 voit le développement des faciès fluviatiles de la **MAC/Couches de Niederroedern**, associé sans doute à une légère discontinuité, à peu d'érosion notable, malgré le saut environnemental (passage front de delta marin/ chenaux fluviatiles continentaux). Cet épisode de continentalisation est peu contraint ici, se retrouvant uniquement sur 2 logs. Cette surface de discontinuité correspond à une surface d'érosion, qui correspond à la base de la séquence N1 de longterme. Des faciès de chenaux fluviatiles (D1, CHm) surmontent cette surface sans qu'on puisse les associés latéralement (faute de conservation) à la création d'une vallée incisée dans le sommet de la **Série Grise**. Plus haut se développe l'ossature de la MAC, faite de faciès de chenaux (D1) et de faciès de plaine d'inondation argileuse (D2).

En conclusion, dans cette zone, le rapport A/S au cours de l'épisode voyant le dépôt de la **Série Grise marine**, ne varie que très peu à priori perpendiculairement à l'axe du graben. Seule de sensibles différences de comportement du système de dépôt sont notables d'W en E, et tendraient simplement à conclure à une influence très modérée de l'activité des failles externes (faille rhénane W) impliquant une légère augmentation du rapport A/S vers l'E (associée à la migration du système de dépôt (delta) et du « dépocentre »).

B- Ligne BB' (Figure 6-13)

Cette ligne recoupe le bassin potassique en son extrémité N, et s'étend également jusqu'aux rives du Rhin (sondage DP210, à l'E). L'ensemble des séries étudiées est conservé, de façon presque intégrale (**Série Grise, MAC** et **CEDC**). Seul, le sommet des **CEDC** est plus ou moins fortement tronqué par l'érosion récente (mio-plio-quaternaire). Les séries sont conservées ici, dans les parties du bassin abaissées et protégées de l'érosion par les failles de diapir (cf. carte et petit cartouche sur Figure 6-13).

Le découpage lithostratigraphique grossier, effectué d'après des niveaux repères (datum des **SP**, sommet de la **MAC**, surface d'inondation lacustre (i.e. 1^{er} banc de carbonates)) montre, selon une coupe plus ou moins EW, le caractère globalement isopaque de la **Série Grise marine** et des **CEDC**, et les variations d'épaisseurs de la **MAC** (grandement réduite à l'W).

Concernant la série marine, le découpage séquentiel n'est pas aisé dans cette partie du bassin étant donné la nature essentiellement argileuse des dépôts (faciès de pro-delta A1/B1 à plus de 80%). Les séquences élémentaires ne sont pas identifiables partout avec certitude mais, on reconnaît pourtant les deux séquences de long terme de la **Série Grise** SG1 et SG2.

On ne note que très peu de variation dans les épaisseurs des **MF** et **SP** (étant donné que l'on est déjà loin des failles bordières, plus de 5km). Seuls les SP s'épaississent un peu à l'W. On note par ailleurs des variations d'épaisseur infimes dans les **CM** et les **MCyr** (\leq à 30 m) d'W en E.

On reconnaît très bien SG1 (formée de l'assemblage des séquences T-R à court terme S1 à S4). Son cortège rétrogradant au dessus de la surface d'inondation marine des **MF**, est peu épais (réduit par rapport à AA') étant donné la position distale de cette coupe (loin de la bordure jurassienne au S). La MFS de SG1 est toujours approximativement caractérisée par le pic (datum) des **SP**. Le cortège progradant de SG1 est bien développé, montrant des faciès de pro-delta (A1) d'abord (au dessus des SP) en aggrado-progradation, puis des faciès de lobes de crues se rencontrent (A2 et A3) au caractère (coarsening-upward) progradant. Dans ce cortège on voit très bien les passages latéraux des faciès sableux massifs (A3) de lobes de crues aux faciès plus hétérolithiques (A2) de lobes distaux et/ou d'interlobes. Les lobes sont à priori centrés à l'W du profil.

La séquence SG2, est très épaisse et sa base est très monotone, constituée d'une succession interminable de marnes silteuses (A1) pro-deltaïques sans le moindre banc sableux sur plus de 200m. Difficile dans ce cas d'identifier des quelconques séquences T-R avec certitude et surtout difficile d'identifier les surfaces stratigraphiques d'importance (MRS et MFS). Ainsi la MFS de SG2 est placée approximativement d'après les pics GR à forte valeur, qui varient néanmoins sensiblement de position d'un log à l'autre, juste au dessus de la MRS de SG1 (MRSm1). SG2 démarre donc au dessus de MRSm1 par une très courte aggradation (quelques mètres de dépôts A1 possiblement condensés), jusqu'à une MFS (MFSm2), puis sans suit une longue aggradation de faciès A1 monotone. Enfin, au sommet de SG2, s'illustrent deux nettes séquences T-R possiblement (S 7 et S 8, sans véritable

certitude) qui montrent chacune le développement de faciès progradants (B2, delta-front inférieur distal). Une dernière aggradation de faciès A1/B1 se développe au dessus de ces deux séquences à court-terme. Cette dernière de dépôts marins, est interrompue au début de la progradation (progradation discernable sur le log DP210 à l'E) de cette dernière ST-R (S9?), par le développement de la surface d'érosion fluviale, et le début des dépôts du cortège continental (MAC).

Cette surface d'érosion (DS/SU et SB) qui marque la base de la séquence N1, est associée d'après les données faciologique à un changement d'environnement impliquant un abaissement conséquent du niveau de base (i.e. niveau marin) de plusieurs dizaines de mètres estimable à 50 au minimum (passage de faciès de pro-delta (B1, déposés proches de la limite d'action des vagues de tempêtes (soit ~50m à plus) à des faciès de chenaux fluviatiles (D1)). Ce fait, semble ici associé à une légère discordance et une incision du cortège marin, sur plusieurs dizaines de mètres, qui fait disparaître une partie de la séquence S9 sommitale, de façon variable d'W en E.

Au dessus de cette surface (SB de N1, limite stratigraphique à valeur régionale voire plus (passage continental/marin), signant par la même la continentalisation définitive de cette partie du bassin), on peut distinguer 5 séquences T-R (N1 à N5) pour l'ensemble des **Couches de Niederroedern**. On est frappé d'emblée par la réduction d'épaisseur de la **MAC**, où la formation est réduite de plus de moitié à l'W du profil, alors que les dépôts de la formation des **CEDC** semblent plus ou moins isopaques dans une direction équivalente, scellant les dépôts fluviatiles.

Les trois premières séquences (N1 à N3) impliquent essentiellement (N1, N2) et/ou partiellement (N3) des faciès fluviatiles (D1 et D2). Elles sont de taille sensiblement équivalente (70 à 150 mètres), excepté au niveau du puits DP 207 (partie W du panneau de corrélation) où leur épaisseur se réduit assez nettement et où l'on note surtout la disparition des faciès de D1 dans l'extrême W de la zone.

N1 repose sur la SB, limite régionale du passage marin à continental, et datée plus ou moins précisément à la limite Chattien/Rupélien. N1, qui correspond très bien à la définition des ST-RF, montre une variation d'épaisseur notable d'W en E. elle est en effet réduite à l'W du profil, à une cinquantaine de mètres tout au plus, alors qu'elle correspond à l'E à une épaisseur de ~150 mètres. Cette séquence comprend à la base des faciès de chenaux, épais (D1, CHm) qui aggradent, très certainement dans des dépressions préalablement creusées lors de la cute du niveau de base, conduisant à la formation de la DS/SU/SB. Ces faciès sont rapidement surmontés par des faciès argileux de plaine d'inondation (D2a) contenant par place des dépôts d'épandages de débordements (hétérolithes (D2b)). L'ensemble est très aggradant (GR à tendance fining-upward) quasiment jusqu'au contact avec la SB de N2 sus-jacente.

N2 démarre avec des faciès de chenaux épais, amalgamés (D1, CHm), plus épais/mieux développés au centre du profil (log DP208 et 209), qui pourrait correspondre au centre d'une vallée fluviatile creusée lors de la chute du niveau de base. Cette séquence est relativement épaisse et constituée essentiellement de dépôts de plaine d'inondation (D2) aggradants.

N3 qui surmonte N2 via une surface DS/SU/SB correspondant au développement de faciès de chenaux amalgamés (D1, CHm) est une séquence hybride, comprenant rapidement des faciès fins de plaine d'inondation (D2) qui passent verticalement à des faciès carbonatés lacustres. N3 est relativement isopaque d'après les corrélations. Le premier banc de carbonates, est « traçable » à l'échelle du bassin, et correspond à une surface d'inondation lacustre valable pour l'ensemble du rift (passage d'une plaine alluviale à un lac). On remarque au dessus de cette surface un cortège carbonaté progradant (Séquence T-R type L1), jusqu'à un maximum de régression lacustre (MRS) qui doit marquer la limite de séquence entre N3 et N4 (au dessus). On note distinctement au sommet de N3, la disparition en position centrale des faciès fins lacustres (E2) postulant ici pour une condensation des dépôts au centre du lac, et la diminution d'épaisseur des faciès carbonatés vers le centre (DP209), impliquant que les bordures du lac sont disposées à l'E et à l'W et limitées à priori par les structures du rift.



Figure 6-13 : Panneau de corrélations stratigraphiques (ligne BB', ~EW) dans la zone septentrional et profonde du bassin potassique.

409

Les variations d'épaisseur comme les changements conjoints de style des dépôts fluviatiles de l'W à l'E de la coupe sont assez bien marqués dans la MAC. Au niveau du log DP207 (W) passé les chenaux à la base correspondant possiblement aux séquences N1 et à la base de N2, on ne note plus que la présence de faciès de plaine alluviale (D2). Ceci pourrait s'expliquer par la reprise d'une activité tectonique sur les failles bordières (ici le faille rhénane W), impliquant la surrection progressive de cette zone W, et induisant la formation préférentielle de dépôts fins, et/ou de paléosols (émersion et non-dépôt), bien que les paléosols ne soient pas discriminés du fait de l'absence de carottes, mais soient fortement plausibles. Cette surélévation du compartiment W du profil, outre le développement de paléosols sur un haut topographique (partie haute de la plaine alluviale, interfluve), impliquerait le rejet conjoint des faciès de chenaux (et/ou des vallées) dans les points bas (i.e. vers les parties corrélativement abaissées par le jeu de la faille). Ces faits sont classiquement reconnus dans des bassins alluviaux caractérisés par une tectonique active (Arche & Lopez-Gomez, 1999). Ceci rendrait donc compte d'une nouvelle phase tectonique pour le Chattien inférieur à moyen. La partie supérieure du Chattien (séquence N3) apparaît comme plus ou moins préservée de ces phénomènes, en lien à l'arrêt ou l'atténuation des mouvements.

La séquence N4 débute avec le développement d'un cortège rétrogradant constitué d'abord de carbonates lacustres (E1) passant graduellement et sur les bordures à des marnes lacustres, jusqu'à un maximum d'inondation lacustre, rejetant à l'E et à l'W les faciès carbonatés bien au-delà de la zone d'observation (profil). De façon remarquable, le cortège rétrogradant est nettement réduit au centre du profil (DP209), et dénué de carbonates (faciès E1). Une fois le maximum d'inondation atteint (pic de forte valeur sur gamma-ray) voyant le développement en aggradation de faciès marneux (lac offshore, E2), un cortège progradant se forme. Ce cortège est complexe, montrant d'abord une première progradation de carbonates (E1) vers le centre du lac, puis une nouvelle et rapide inondation lacustre qui se termine rapidement sur une petite séquence de type L2 (à minéraux sulfatés) bien développée au centre du bassin lacustre (DP209, zone plus profonde depuis l'inondation lacustre) qui marquerait le maximum de régression du lac, et la fin de la séquence N4.

N5 se développe au dessus de ces faciès sulfatés, avec un large cortège rétrogradant et très aggradant, jusqu'à un maximum d'inondation marqué par un fort pic de GR, puis un cortège progradant marno-calcaire (E2) puis calcaire (E1) se forme. Seul le log DP209, montre ce qui se passerait possiblement au dessus de ce cortège (foin de N5), où l'on peut entrevoir une nouvelle transgression lacustre. Néanmoins c'est de façon générale, N5 qui représente la fin de l'enregistrement sédimentaire dans la zone, avant une à priori longue phase d'érosion et le dépôt des graviers rhénans au plio-quaternaire.

En conclusion, dans cette zone septentrionale, où les séries sont remarquablement conservées, le rapport A/S, au cours du temps varie de façon notable selon la position géographique (bordure vs centre du bassin) dans un axe EW. Sa variation est très faible pour le cortège marin, étant donné le peu de variations d'épaisseur et de faciès. Seul l'épaississement des **SP** est notable vers l'W, en lien avec une activité des failles bordière, permettant à priori l'augmentation de A/S vers l'W). Le reste de la **Série Grise** est donc caractérisé par un A/S constant et/ou très peu variant d'E en W, à la faveur d'une activité tectonique quiescente et d'une subsidence généralisée (thermique, Sissingh, 1998, Laubscher, 2001, Rotstein et al, 2005).

A contrario la variation de A/S est conséquente pendant le dépôt de la base du cortège continental. En effet, le rapport A/S diminue fortement vers l'W pendant le dépôt de la MAC et de ses faciès fluviatiles, impliquant un changement de style de dépôt (faciès différents D1 vs D2 et paléosols ?) et surtout une variation d'épaisseur (liée à un différentiel de préservation). Le rapport est faible à l'W et augmente graduellement vers l'E. Ce phénomène est très certainement lié à la reprise d'activité des failles externes du rift (faille rhénane et vosgienne) pendant l'intervalle de temps enregistré dans ces dépôts (i.e. ~Chattien), et d'une subsidence tectonique différentielle entre le centre du basin et les bordures (Sissingh, 1998, Lutz & Cleinthuar, 1999, Ustaweski et al, 2005).

Le rapport A/S redevient à priori constant d'E en W à partir de l'épisode lacustre, en lien à une nouvelle phase de quiescence tectonique (subsidence généralisée, Lutz & Cleinthuar, 1999).

6.7.2 - Corrélations longitudinales

A - Ligne CC' (Figure 6-14)

La ligne CC', orientée Nord/Sud (N/S), montre l'architecture proximale/distale du système sédimentaire sur plus d'une trente kilomètres de distance au travers du bassin potassique (cf. carte Figure 6-14). Elle est construite sur 10 puits globalement alignés dans l'axe du bassin (près de la bordure W), où seul le puits CHALAMPE est projeté depuis le centre du bassin sur la ligne.

De par le découpage stratigraphique grossier, on note principalement, le caractère subisopaque de la **Série Grise**, qui s'épaissit néanmoins au Nord de plus d'un centaine de mètres.

Le cortège continental (**MAC/CEDC**) bien que peu contraint semble également isopaque, excepté au Nord, où sa réduction d'épaisseur est simplement liée à la corrélation avec le DP207 qui se situe proche de la bordure W (et comme expliqué plus, correspond à une zone en surrection) induisant un léger artéfact. Ce puits a été choisi, malgré tout, parce qu'il contient l'enregistrement complet des séries étudiées (par rapport au DP209 qui est très fragmentaire, cf, Figure 6-13).

On retrouve grandement la même organisation des cortèges (i.e. le même découpage en séquences de long terme, SG1 et 2 et N1 à N5).

La **Série Grise Marine** surmonte les **Marnes sans sel** (Cortège Salifère), via une surface d'inondation marine (base des **MF**). Elle se décompose en 6 à 9 séquences T-R représentant des séquences de type ST-R1 et ST-R2. Ces séquences s'organisent en deux motifs SG1 et SG2 comme dans les autres lignes.

L'unité SG1 comprend toujours son cortège rétrogradant, S1 (**MF**) et partie de S2 jusqu'au pic (datum) des **SP** (MFSm1). Le cortège progradant montre le passage progressif en progradation vers le N d'un système de lobes de crues (A2/A3) surmontant des faciès de pro-delta à la base (A1). On remarque le passage latéral (i.e. ici proximal distal) dans les diverses séquences T-R (de type 1), des faciès A3 de lobes de crues aux faciès A2 de lobes distaux (et/ou d'interlobes), puis aux faciès A1 de pro-delta distal. Cette transition de faciès s'effectue au cours du temps de plus en plus vers le Nord, sous-entendant bien la progradation du système « turbiditique » en lien à la progradation de l'ensemble du delta, à la faveur de la chute du NMR. Globalement, les faciès sableux (A3/A2) s'affinent grandement vers le Nord, corrélativement à l'épaississement des faciès argileux pro-deltaïques (A1). En distal, au Nord, on remarque le quasi amalgame de la MRS de SG1 (MRSm1) avec la MFS de SG2 (MFSm2, si les pics de GR sont valables pour la discrimination des MFS).

Ainsi, l'unité SG2, débute par un cortège rétrogradant, très peu épais au N (intervalle condensé), s'épaississant quelque peu vers le Sud, sous la MFS reconnues (MFSm2). Ce cortège est constitué exclusivement de marnes pro-deltaïques (A1), en accrétion verticale jusqu'à la MFS (MFSm2). Débute ensuite, à la faveur d'une indéniable tendance « coarsening-upward », le cortège progradant de SG2. Ce cortège est graduellement construit par des dépôts de turbidites de fins lobes de crues et/ou de pro-delta proximal, déposés sous la limite d'action des vagues (A2). Puis, à mesure que l'on s'élève, le cortège est construit par des dépôts de delta-front inférieur B2 et B3, alternant avec des dépôts pro-deltaïques (B1). Les faciès de front de delta (B2/B3) ont pour certains, des allures de « sharp-based » shoreface/delta-front, au contact des argiles marines (B1), montrant un passage des faciès B1 à B3 sans transition (par B2). Ces « sharp-based shoreface/delta-front » s'associent à des RSME, qui impliquent des à-coups dans la progradation du système, liées à des amplifications de la régression (se faisant plus rapide).

Ce vaste cortège progradant présente ainsi une architecture de large prisme deltaïque progradant (constitué de pseudo-clinoformes), avec un « quasi-downlap » de la MFS sur la MRS (MRSm1) de l'unité précédente (SG1), et un « pinch-out » des faciès de delta-front rejetés progressivement de plus en plus vers le Nord, au cours du temps. On voit nettement que le delta-front inférieur (B2 et B3) prograde, par saccades (définies par la reconnaissance des séquences élémentaires ST-R2, bien visibles ici). Les séquences T-R élémentaires se superposent avec des degrés de préservation (amalgame possible) divers. On reconnaît dans certaines, la conservation des cortèges rétrogradants constitués de faciès B2/B3, peu épais et discontinus. D'une manière générale, le front de



Figure 6-14 : Panneau de corrélations stratigraphiques (ligne CC', ~NS) dans la zone centrale du bassin potassique.

delta passe latéralement, vers le Nord, à des faciès de transition avec l'offshore/pro-delta (B2) et finalement dans les parties les plus distales à de l'offshore/pro-delta (B1).

On note en outre, un sur-épaississement conséquent de SG2 vers le Nord, estimable à une centaine de mètres entre les puits DP207 et DP202 (soit en 20km), souligné également par la trajectoire originale des têtes de prisme de delta-front inférieur (B2/B3) qui ont tendance (artéfact de la construction géométrique sur le datum des **SP**) à s'élever en altitude. Ceci implique un enfoncement préférentiel de la zone Nord, par rapport à la zone Sud, pendant la progradation du delta de SG2.

Le sommet de SG2 est tronqué par la surface d'érosion fluviatile au passage **Série Grise/MAC**, en association à la disparition partielle d'une ou plusieurs séquences T-R de court terme au sommet de la formation.

La première séquence du cortège continental, N1, se développe au dessus de la surface d'érosion (passage marin/continental), avec des faciès de chenaux fluviatiles (D1/CHm) épais d'une quinzaine de mètres, et d'épaisseur constante sur tous les logs. On peut se poser ici la question de l'existence d'une vallée réelle et/ou d'une sorte de plaine, envahie de multiples chenaux fluviatiles en tresse et/ou anastomosés, formant un corps sableux plus ou moins continu (érosion basale d'une ceinture de chenaux). La poursuite de N1 s'effectue avec l'aggradation des faciès de plaine (D2) associés à des paléosols (données du DP202), puis, par l'amalgamation de faciès de débordements et de chenaux individuels avant la DS/SU/SB à la base de N2. N1 est d'épaisseur peu variable (excepté pour le log DP207 qui ne sera plus pris en compte dans la description des séquences jusqu'à N4).

N2 démarre avec des chenaux fluviatiles épais (D1/CHm) dont l'épaisseur est plus importante dans la partie centrale (~au niveau du DP202), puis voit l'aggradation de faciès fins (D2) avant la DS/SU/SB à la base de N3. N2 est peu épaisse au Sud, mais semble s'épaissir au niveau du DP98, impliquant des variations du rapport A/S vers le Nord (subsidence différentielle), augmentant A, S considéré comme constant).

N3, qui apparaît très épaisse dans les logs au Sud (DP95 et DP202) débute sur des chenaux (D1/CHm) sur-épaissis au niveau du DP202, et voit ensuite une forte et à priori longue aggradation de faciès fins de plaine d'inondation (D2). La base de N3, avant le passage aux faciès lacustres (CEDC), est réduite au Nord (DP98, fait déjà entrevu dans la ligne DD'). Le sommet de N3 comme partout est relié à l'inondation lacustre du bassin, et la progradation du système lacustre jusqu'à la base de N4. La partie lacustre de N3, montre un sur-épaississement au S (DP95) lié à l'apparition d'un épais cortège rétrogradant au dessus de la surface d'inondation lacustre, qui se réduit drastiquement vers le Nord. On peut alors proposer que la bordure Sud du lac rhénan de l'époque soit située plus au Sud du profil pendant cette phase (quelque part entre le Sundgau et Delémont). Les faciès fins (E2) de lac profond, sont ainsi apparemment condensés au Nord.

N4 et N5, peu contraintes sont également discernables sur les logs les plus au Nord.

En conclusion, les variations dans l'architecture du Sud (proximal) vers le Nord (distal) du bassin potassique, montrent globalement un A/S, augmentant légèrement vers le Nord, et variant en fonction de paramètres à priori non tectoniques (i.e. eustatiques, surtout pour le cortège marin). C'est en effet à priori le niveau de base (et le niveau marin pour la série marine), qui va contrôler le rapport A/S selon cet axe, les variations de l'architecture représentant assez bien des fluctuations périodiques du niveau de base induisant progradation et/ou rétrogradation successivement.

Les variations d'architecture au sein de la série marine, sont donc plus à relier à la variation de A inféodée aux variations du niveau marin relatif (A diminuant avec la chute du niveau de base), et à la variation de S (où S pourrait augmenter vers le Sud, étant donné sa position plus proximale (plus proche des zones d'apport)), qu'à une variation de l'accommodation (A) liée à une influence tectonique détruisant ou créant un espace disponible pour les sédiments. Seule la partie sommitale de SG2 semble être affectée par une variance de ce rapport, où à priori l'accommodation (A) augmente plus rapidement au Nord, en lien à une possible timide subsidence tectonique syn-sédimentaire (activité probable de la ZT de Colmar), étant donné que la variance de S ne peut influer dans de telles proportions sur l'organisation des corps sédimentaires selon cet axe (S étant plus fort au Sud qu'au Nord). Cette augmentation de l'espace au Nord, disponible pour la sédimentation, va être rempli par des faciès de pro-delta, aggradants de façon rapide dans cette zone plus subsidente, et dès lors maintenue à plus grande profondeur, conjointement à la progradation progressive du delta plus au Sud.

B- Ligne DD' (Figure 6-15)

Cette ligne est un agrandissement focalisé sur les dépôts du cortège continental. Elle est globalement orientée SSW à NNE, transverse à l'axe du rift. Elle montre avec un peu plus de détail que les autres coupes l'organisation des dépôts dans la **MAC** et dans les **CEDC**. Cette ligne est construite par l'horizontalisation de la surface d'inondation lacustre à la base des **CEDC**, corrélable à l'ensemble des puits du bassin potassique.

On reconnaît les séquences N1 à N4, déposées au dessus de la surface d'érosion au passage marin /continental à la base de la MAC (i.e. limite ~Chattien /Rupélien).

N1 et N2, apparaissent comme deux séquences « types », comme définies pour le système fluviatiles (ST-RF).

N1 repose sur la surface de contact fluviatile sur le marin (DS/SU/SB), liée à la continentalisation indéniable de l'ensemble du bassin, et au développement de chenaux fluviatiles. Le relief de cette DS/SU/SB est difficile à estimer étant donné les variations faciologique mais pourrait atteindre une cinquantaine de mètres. Le développement de chenaux amalgamés à histoire multiple (D1/CHm) à la base, et présents sur tous les logs, mais avec des épaisseurs variables, pourrait renvoyer à l'existence d'une vaste vallée fluviale unique correspondant à la surface érosion basale d'un vaste ceinture de chenaux fluviatiles.

Cette large « vallée », vaste surface d'érosion régionale, supporterait et contiendrait alors des rivières en tresse et/ou anastomosées à l'origine des dépôts D1/CHm. Cette idée trouve un écho dans le sens où sur aucun des logs étudiés (ni dans cette ligne ni ailleurs, et ce malgré le peu de puits disponibles) on ne reconnaît clairement d'interfluves (argileux et/ou à paléosols) à la limite entre les cortèges marin et continental.

N1, se poursuit avec l'aggradation de faciès argileux et hétérolithiques, jusqu'à un équivalent MFS voyant l'aggradation de faciès argileux (D2a) et le développement de paléosols peu matures (hygromorphes) avant une reprise de dépôts plus sableux (débordement et chenaux individuels) qui s'amalgament quelque peu sous la DS/SU/SB de N2. N1 est assez isopaque, n'augmentant d'épaisseur qu'au N du profil (log DP210).

N2 débute comme N1 sur des faciès sableux épais de chenaux multiples (D1/CHm), également possiblement corrélables à une large vallée fluviale envahissant plus ou moins toute cette partie du bassin, à la faveur de la chute du niveau de base. N2 se poursuit avec une franche aggradation de faciès fins (D2) jusqu'à un équivalent-MFS (pic de GR à forte valeur ?), après quoi les données GR montre une légère tendance « coarsening-up » sous la surface DS/SU/SB de N3. N2 montre une grande variabilité d'épaisseur s'épaississant grandement vers le N à l'instar de N1.

N3, séquence hybride (ST-RF à la base et ST-RL1 au sommet) démarre au dessus de sa DS/SU/SB, sur des CHm (D1) épais, constituant également possiblement une large vallée. Les dépôts aggradent nettement par la suite, avec des faciès fins de plaine d'inondation argileuse (D2a, Of), des dépôts de débordements (D2b/Ochd), et le développement de petits chenaux individuels (CHi) et des paléosols. Au sommet des faciès fluviatiles fins (D2) une inondation lacustre est visible partout, et les dépôts passent et se terminent dans des faciès lacustres marno-calcaires (E1 et E2). L'inondation lacustre se poursuit au dessus de la surface de base (premier carbonate), et voit le développement d'un cortège lacustre rétrogradant s'épaississant notablement vers le Sud. Plus haut un cortège lacustre carbonaté progradant se développe, pour se terminer sur une MRS lacustre au maximum de régression du lac rhénan, utilisée comme limite de séquence avec N4. Contrairement à N1 et N2 qui s'épaississaient grandement vers le N, la séquence N3 est plus épaisse au S, surtout dans sa partie alluviale. La partie lacustre est quant à elle plus ou moins isopaque excepté le développement du cortège rétrogradant au S (DP 95). La position de ce dernier cortège semble impliquer une ligne de rivage lacustre distribuée quelque part plus au Sud de la zone observée par le profil DD'.



Figure 6-15 : Panneau de corrélations stratigraphiques (ligne DD', ~NS) dans la zone centrale du bassin potassique, dévolu à la présentation des détails de l'architrecture des formations du cortège continental

414

N4 n'est visible que sur les deux logs les plus au Nord (DP98 et 210) et correspond à une séquence composite et/ou complexe faite de plusieurs très petites séquences T-R, ST-RL1. Elle montre un premier cortège rétrogradant, carbonaté au Nord (DP210) qui correspond sur le DP98 à l'amalgame de la MRS de N3 et d'une MFS secondaire (niveau condensé) signifiant approximativement le centre du bassin lacustre de l'époque. Une deuxième petite séquence termine le cortège rétrogradant de N4, surmonté par la MFS majeure de cette séquence, elle-même surmontée par un cortège marno-calcaire progradant jusqu'à une MRS mineure.

En conclusion, ce profil (Figure 6-14) souligne plusieurs points quant à l'évolution de l'architecture du cortège continentale.

En premier lieu, il amène à se poser des questions quant à la connectivité latérale des faciès de chenaux multiples (D1/CHm) sur l'ensemble du bassin. Cette connectivité pourrait ainsi rendre compte de la coalescence, lors de la chute du niveau de base, des différentes petites vallées à la surface du bassin, en une seule méga-vallée, qui va balayer la plaine du bassin. Ainsi, le type de système fluviatile pour ces phases (chute et bas niveau du niveau de base) serait proche de systèmes en tresse, peu sinueux, ce qui n'est pas incompatible avec les données sédimentologiques (cf. Chapitre 4). Néanmoins, ces interprétations sont à modérer étant donné le peu de puits disponibles et leur grand éloignement général (plusieurs Km à une dizaine de Km de puits à puits).

Dans un second temps, l'évolution du rapport A/S est possiblement contrainte dans cette zone pour l'intervalle observé (essentiellement variable pour le **MAC**). Pendant le dépôt de N1 et N2, la partie Nord du bassin potassique semble plus subsidente, le rapport A/S augmente donc vers le Nord plus ou moins graduellement pour ces périodes. A contrario, pendant le dépôt de N3, c'est la zone Nord qui reçoit le moins de dépôts, et qui se voit caractériser par l'A/S le plus faible. Pour N4, l'A/S semble partiellement constant sur la zone (peu fiable).

Bien que le profil DD' soit partiellement oblique à l'axe Nord-Sud du bassin (proximal/distal), cette variation dans l'A/S au cours du temps, pourrait trouver son origine dans de subtils mouvements tectoniques au cours du dépôt de la **MAC**. Il est important de souligner que le puits DP210 (au N) est situé à quelques Km au Sud de la zone de transfert de Colmar (cf. carte Figure 3-1, Figure 6-21). Cette zone de transfert serait largement capable d'induire ce genre de modifications du régime local de subsidence. Elle semblerait alors tout d'abord fonctionner comme un pôle de subsidence différentielle accrue (dépôt de N1 et N2) par rapport à la zone Sud. Puis va fonctionner comme une zone en surrection intra-graben au cours de N3, soulevant légèrement le **Nord** par rapport au **Sud** (impliquant en sus la proximité de la bordure du lac rhénan à partir de la fin de N3). De tels mécanismes sont liables à la nature même de ces failles (« wrench fault », cf. Chapitre 3), et vont ainsi influer sur le rapport A/S local qui contrôle l'architecture sédimentaire locale.

6.8 - Corrélations à l'échelle régionale

Les corrélations suivant le même mode opératoire sont étendues à la partie Sud du bassin (Sundgau et zone pré-jurassienne) où les données sont de qualité moindre et surtout de nature plus disparates (des logs graphiques pallient souvent à l'absence de log diagraphiques), mais permettent néanmoins des observations et des interprétations d'intérêt sur l'architecture stratigraphique des séries cibles (essentiellement la **Série Grise** marine, la série continentale n'étant que rarement préservée). En sus, un élargissement du champ des perspectives est entrepris, en ajoutant à ces lignes de corrélations stratigraphiques l'architecture simplifiée (voire simpliste) des dépôts du cortège salifère (Séries Salifères). Cet élargissement revêt un double objectif : montrer d'une part les contrastes de conditions tectono-sédimentaires prévalant à la mise en place des différents cortèges, et d'autre part d'entrevoir succinctement l'architecture stratigraphique de l'ensemble du rift rhénan, qui voit une sédimentation plus ou moins continue entre l'Eocène moyen et le Miocène Inférieur.

A - La ligne EE' (Figure 6-16)

Cette ligne présente une coupe architecturale EW du remplissage du rift sur la zone Sud des Vosges à la Forêt Noire entre les puits de FELON (prox. Belfort) et de BALE (et plus à l'E). Les puits utilisés forment un profil en dent de scie dans le bassin sud jusqu'au devant du Jura. Il traverse la faille rhénane W, les failles d'Illfurth de Ferrette, et d'Allschwil, et la faille rhénane E. En outre, il est recoupé par la ZT de Mulhouse entre les puits de Michelbach (MICHEL.) et de Bréchaumont (BRECH.), et il s'approche dangereusement de la ZT de Ferrette (puits SUND201 et LEYMEN1). Les puits sont horizontalisés sur le datum des **SP** dans la mesure où il est reconnaissable.

Cette ligne est strictement perpendiculaire à l'axe du graben, et en conséquence perpendiculaire à la direction des flux sédimentaires lors de l'épisode marin et continental étudié (Rupélien Marin et Chattien), donnés par les paléocourants mesurés un peu partout dans la **Série Grise** et la **MAC** (Figures 4-39 et 4-77).

Elle montre dans les grandes lignes, un **rift structuré** en plusieurs blocs tectoniques basculés, délimités par des failles. On note un caractère asymétrique des bassins délimités par des failles majeures actives pendant les dépôts.

On note également le caractère « miroir » de l'agencement du rift, soit deux larges hemigrabens, composés de blocs, disposés en regard l'un de l'autre. Les épaisseurs des dépôts varient ainsi grandement d'un bloc à l'autre. Le dépocentre de l'hémi-graben W est situé sur le bloc de Dannemarie le dépocentre de l'hémi-graben E est situé sur le bloc de Sierentz/Bale.

L'effet « miroir » (Figure 6-17) est lié au passage de la « zone transformante ZT, de Mulhouse » qui passe sous le fossé, au Nord immédiat de Mulhouse pour rejoindre la faille bordière W (qui par ailleurs change de direction à cet endroit de N20 à N50). Cette zone de transfert tectonique se situe approximativement entre les logs de la bordure W, (MICHEL., GUEW., FELON) (Figure 6-16) et les logs plus au centre du bassin (BELL.) La bordure W ici représentée est caractérisée par d'épais dépôts conglomératiques (**Conglomérats Côtiers**) constitués de dépôts de fan-delta (Duringer, 1988), et montrant deux amples séquences positives, fining-up à grande échelle. L'amplitude de ces faciès à cet endroit (plus de 600 mètres, alors qu'en général la formation compte en moyenne 200 mètres ou au plus) témoigne d'une importante source de sédiments à cet endroit. Cette zone semble ainsi être le lieu d'une importante création de relief « syn-extension » et une zone préférentielle d'influx de sédiments au bassin. Les ZT sont en général connues pour modifier le relief intra-graben sur leur tracé (Gawthorpe & Hurst, 1993, Gawthorpe & Leeder, 2000).

Au sein des hémi-grabens, l'agencement relatif des différents faciès, est très particulier et de fait également en « miroir ». Les bordures faillées et associées à de la création de relief à priori subaérien, voient le développent systématique des faciès des **Conglomérats Côtiers**, signifiant des environnements de fan-delta. Sur les hauts de blocs situés au centre du bassin, sont placés **les** faciès lacustres carbonatés et gréseux (**Calcaires à Mélanies, Haustein**), à priori au loin des apports détritiques. Ces zones semblent situées dans une zone de haut-fonds, fréquemment émergées, très certainement maintenue en relief (« globalement sous-aquatique ») par l'activité conjointe des failles de Ferrette et d'Illfurth, zone par ailleurs caractérisés par des signes d'émersion et de discordances reconnaissables sur le terrain, et en sub-surface. Ces cortèges centraux sont également régis et organisés en deux séquences fining-up, avant l'inondation marine des **MF** et/ou la transgression des **Meeressands**.

Ces variations de comportement sédimentaire entre les différents sous-bassins (blocs tectoniques), ne sont plus visibles pour les dépôts de la **Série Grise**, du moins pas dans les mêmes proportions. On ne voit guère comme modifications que les dépôts de chenaux d'embouchure fluviotidaux (C1) (dans SG2) **qui** sont uniquement reconnu avec certitudes à proximité et/ou sur la zone de faille de Ferrette, sur la zone centrale (Sondage SUND201). Les faciès à priori plus profonds gisent dans les sous-bassins (blocs de Sierentz et Dannemarie) avec des variations d'épaisseur (à priori les dépocentres des sous-bassins subsistent et subsident de façon légèrement plus prononcée (en lien à une activité tectonique faible résiduelle sur le failles de cette zone). Néanmoins les faciès d'embouchure (front de delta supérieur, plaine côtière, C1) sont également connus à Retzwiller et à Hagenbach ce qui pousse à les développer également dans les zones de bassins, mais restant proches des zones de failles et de cette zone « haute » centrale.

Par contre on voit nettement en plusieurs endroits se développer les **Meeressands** dans des zones plus ou moins « hautes » et parfois surmontés par les **MF** et les **SP** ou seulement les **SP** (cette dernière configuration correspondant à l'on-lap côtier progressif des **MF/Meeressands** contemporains), signifiant bien le caractère transgressif de la base des **SP**. Ces faciès se rencontrent en effet largement plus au Sud que les précédents, et correspondent à priori à une période de maximum de transgression vers le Sud. On note dans le bassin de Mayence, au niveau de la base des **SP** (qui sont là bas de même âge ou presque) un maximum de transgression (équivalent ~à la MFS) pour cette partie du Rupélien, discernable aussi bien dans les dépôts de bordures (**Meeressands**) que dans les dépôts du bassin (NURG) (cf. Figure 5-40)

Malgré tout, l'organisation de l'architecture interne de la **Série Grise** demeure sensiblement identique. On reconnaît les deux séquences SG1 et 2, bien que différemment développées selon leur position en EW.

On reconnaît SG1, qui comprend un cortège rétrogradant inférieur (TST1) constitué des **MF**, des **Meeressands** et d'une partie des **SP**. Ce cortège « transgressif » se développe au dessus de la surface d'inondation marine des **MF** dans les zones de bassins (partie abaissée basses des blocs) et/ou au dessus d'une surface de ravinement transgressive (SRT, TS et SB) dans les zones de bordures, surface développée soit sur les dépôts antérieurs soit sur le substratum Jurassique même (marqué de bio-érosions marines par pholades et éponges). De fait, ce cortège est développé avec les **Meeressands** sur la bordure Est (zone proche de Bâle, LEYMEN1 et RIEHEN) signifiant la bordure du bassin à cet endroit durant l'épisode transgressif, légèrement au delà de la faille rhénane E. Les **Meeressands** font défaut sur la zone W, impliquant une bordure rejetée encore plus à l' W sur les Vosges, au-delà de la faille rhénane W, hors du champ de perspective de ce profil (EE').

SG1 se poursuit avec un cortège progradant clairement identifiable constitué à priori (d'après les électrofaciès, absence de carottages) de dépôts de front de delta inférieur (B2/B3) surmontant des dépôts argileux de pro-delta (A1/B1). Plus au sud, dans le bassin de Laufen, a pu être observé, au dessus du substratum jurassique, une succession progradante se terminant sur des faciès de complexe distributeur fluvio-tidal (C1) (Figure 4-32). Ce complexe, d'âge correspondant à la partie inférieure de la **Série Grise** pourrait nourrir le bassin à cette époque. De même, à Dornachbrugg (Figure 5-62), des faciès de plaine côtière, datés de la base de la **Série Grise**, sont présents. Il est important de distinguer, ici qu'aucun dépôt ne correspondant de façon flagrante à SG1 n'est entrevu au niveau du log SUND201, laissant la possibilité à une zone centrale émergée d'exister pendant le dépôt de SG1. Faute de datation sur ce sondage il est impossible de savoir si les **Meeressands** présents font partie du cortège transgressif (TS1) de SG1 ou appartiennent au cortège transgressif de SG2, ou encore représentent le développement de l'ensemble de SG1 et de la base de SG2 sur cette zone élevée. Une dernière possibilité et la passage d'un accident syn- et/ou post-dépôt réduisant la **Série Grise** à cet endroit, tronquant la partie régressive de SG1 (RST1).

De façon générale, les zones de failles n'ont, à priori, que peu ou plus d'impact sur la sédimentation. A l'exception de la zone de faille de Ferrette qui ne montre aucune corrélation possible avec SG1. Seul le **Meeressand**, est présent sans que la succession à son sommet ne corresponde à SG1. SG2 se développe sur l'ensemble du bassin et sur les zones de faille, sans que cette séquence ne soit notablement affectée.

Les zones de failles externes (failles rhénanes) sont largement transgressées et surmontées par les dépôts marins. Les dépôts sont épais (autant que dans le bassin) et les faciès paraissent même plus profonds à l'E (bassin de Dannemarie, puits GUEWENHEIM) et à l'W (bassin d'Allschwil).Cette architecture de SG1 implique un rejet conséquent des limites « extérieurs » (E et W) du bassin contemporain, bien au-delà des limites actuelles et antérieures (cortège salifère) du fossé.

SG2, se développe au dessus de la MRSm1, correspondant au maximum du progradation du delta de SG1. SG2, implique également le rejet des bordures du bassin et leur limite externe demeure inconnue à ce jour. Mais on voit surtout l'esquisse d'une adéquation possible entre les **Meeressands** de SUND201 et le cortége rétrogradant de SG2 (TST2). Des dépôts du **Meeressand** datés par Becker

Ε



Figure 6-16 : Panneau de corrélations stratigraphiques (ligne EE', ~EW) dans la zone sud du fossé, présentant l'architecture stratigraphique de l'ensemble des dépôts rattachés à l'Eocène et l'Oligocène

E'

en 2003 sur certaines parties au Sud du Jura (bassin de Delémont) sont beaucoup plus jeunes que les Meeressands de Blauen et/ou d'Eguisheim (Figure 6-3), et prennent un age équivalent à la partie supérieure de la Série Grise. Le cortège rétrogradant est dans les autres parties du bassin, relativement peu épais (50 mètres tout au plus), et constitué essentiellement de marnes sablo-silteuses des faciès de pro-delta A1/B1 en aggradation verticale. Ce cortège atteint un maximum de transgression (MFSm2), puis le cortège progradant (régressif, RST2) de SG2 se met rapidement en place. Ce cortège voit progressivement dans une franche tendance « coarsening-upward » et « shallowing-upward », se développer des faciès de moins en moins profonds. On passe des faciès de pro-delta A1/B1, à des faciès de front de delta dominés par les vagues et les crues, puis au moins dans la zone du SUND201, on passe à des faciès d'embouchure (chenaux fluvio-tidaux distributeurs et plaine tidale associée). Cette progradation se fait par saccades, enregistrant par des ST-R, des variations à haute fréquence du niveau marin dans une tendance régressive généralisée. Latéralement les faciès d'embouchure (C1) passant à des faciès de front de delta (à l'E et à l'W). De façon générale les données à l'E (sondages Riehen et Reinach sont insuffisantes pour conclure à quoi que ce soit. Néanmoins, on note un léger sur-épaississement de SG2 au niveau du bassin de Sierentz, à l'aplomb du log ALLSCHWIL-II, zone témoin d'une légère subsidence différentielle pendant le dépôt de SG2.

Comme partout dans le bassin (cf Figures 6-12 à 6-17), SG2 est surmontée, et visiblement partiellement entaillée par les faciès fluviatiles de la **MAC** (chenaux et plaine d'inondation) observés de façon certaine uniquement au SUND201, et indique la continentalisation du bassin, et le développement de la séquence N1 à la base du Chattien, à la faveur d'une chute conséquente du niveau marin (niveau de base).

En conclusion, l'évolution de cette partie sud du rift, dans une direction EW (normale à l'allongement du bassin, et à l'axe du profil de dépôt pour la **Série Grise**) montre plusieurs étapes et surtout l'implication de plusieurs phénomènes semblant régir l'architecture sédimentaire.

Pendant le dépôt du cortège salifère la répartition des faciès et des corps sédimentaires montrent des rapports A/S variant grandement d'E en W. Les zones de bordures E et W sont caractérisées de façon générale par des A/S faibles, associés au développement de faciès grossiers de fan-delta (**Conglomérats Côtiers**), stigmates du démantèlement des reliefs crées par la tectonique extensive (érosion des têtes de blocs basculés). Ces zones sont caractérisées par des érosions, un transit de matériaux vers les zones basses. La partie W du bassin, est caractérisée par une importante épaisseur de ces dépôts grossiers, sous-entendant une forte création de relief et une entrée massive de matériaux dans le bassin à cet endroit. La coïncidence de cette zone à fort taux de création de relief et paradoxalement à forte préservation des dépôts et le résultat de la présence sous cette zone de la ZT de Mulhouse, qui induit des complications locales du régime de subsidence. Ces zones de transfert sont en effet connues dans les systèmes de rift (Gawthorpe & Hurst, 1993, Gawthorpe & Leeder, 2000) pour servir d'une part de zone source depuis les bordures (zones de relief maintenues actives) et corrélativement en contre bas de voir le développement de cortèges de dépôt peu profonds et de nature énergétique en relais du bassin.

Le rapport A/S augmente très rapidement vers les dépocentres des hémi-grabens identifiés. La zone centrale du bassin est caractérisée par un A/S moyen à petit, qui implique le développement de faciès carbonatés lacustres peu profonds et également soumis à des érosions (visibles à l'échelle sismique (Cf. Chapitre 3). C'est ainsi l'effet conjoint des variations tectoniques locales et du climat (qui ensemble contrôlent les variations du niveau de base) qui vont régir la répartition et l'architecture stratigraphique du bassin.

Les deux séquences identifiées de variations du niveau de base (i.e. deux montées successives à long terme, plus ou moins saccadées) subissent sensiblement le même scénario de formation (i.e. les mêmes contrôles). La première séquence Z1, la plus épaisse globalement positive (transgressive) conduit via une élévation graduelle et saccadée du niveau de base au cours du temps, à l'inondation lacustre maximale enregistrée dans la **Zone Fossilifère** (dépôts lacustres francs d'offshore) à l'aube de l'Oligocène (Schuler, 1990, Berger et al., 2005a). La seconde Z2, moins épaisse que Z1, démarre au dessus de la Zone Fossilifère, suite un abaissement conséquent du niveau de base (trait de côte rejeté vers l'intérieur du bassin) associé à de l'érosion. Cette séquence également transgressive (positive), montre le passage de faciès peu profonds (fan-delta et/ou carbonates lacustres selon situation géographique) à des faciès lacustres d'offshore relativement profonds (Marnes sans sel, et sommet

marneux du Haustein) développé avant l'inondation marine des **MF/Meeressands**, à la faveur d'une montée continue et plus ou moins saccadée du niveau de base régional (niveau du lac rhénan).

L'activité tectonique est le moteur, qui conditionne la création des bassins, leur géométrie et leur entretien. Elle semble ainsi contraindre indirectement la répartition faciologique au sein des cortèges (i.e. zones de bordures en érosion et dépôts de démantèlement (fan-delta), haut-fonds centraux sur les têtes de blocs où se forment les faciès carbonatés) et la répartition épaisseurs (dépendante de l'intensité de la subsidence locale). Le climat semble influer lui sur l'architecture interne au sein des cortèges de faciès (i.e. les positions respectives des différents faciès au sein des grandes unités et cortèges de dépôts) et l'enregistrement sédimentaire résultant. La tectonique ne module schématiquement le signal climatique qu'en amplitude.

A l'aube de l'inondation marine, au début de la **Série Grise**, les reliefs résiduels sont ennoyés et le bassin en effondrement est en quelque sorte scellé par le cortège marin. Néanmoins, pendant le dépôt de la **Série Grise Marine**, le rapport A/S semble varier, très peu selon une direction EW, contrastant grandement avec la variance préalable (invoquée pour le cortège salifère). Le seul impact de cette légère variation tendrait à voir un A/S diminuer sur la zone centrale du profil (à proximité et/ou à l'aplomb des zones de failles de Ferrette et d'Illfurth), et impliquant la disparition (non-dépôt ?) de SG1, et la réduction d'épaisseur conjointement à la présence de faciès plus proximaux et moins profonds (dépôts de front de delta supérieur/embouchure//plaine côtière, C) de SG2 sur cette zone.

Le contraste d'évolution tectono-sédimentaire est saisissant entre les dépôts du cortège salifère et les dépôts du cortège marin impliquant vraisemblablement un régime de tectonique locale à régionale radicalement différent (passage d'une subsidence tectonique intimée à l'activité des failles du graben, à une subsidence « thermique » impliquant l'ensemble de la région, et liée à une activité très restreinte des failles du « feu »graben rhénan) et ainsi un contrôle cette fois exclusivement climatique sur l'architecture des dépôts en lien aux variations du niveau marin (eustatisme). Le bassin marin rhénan est à priori largement plus vaste qu'auparavant (cortège salifère), les bordures transgressées, voient comme le centre du bassin des dépôts de nature relativement profonde (pro-delta, A1/B1), sans pouvoir malheureusement contraindre en EW son extension.

Enfin, on ne peut guère entrevoir sur cette coupe, pour la base du cortège continental (**MAC**, N1), qu'un abaissement du niveau de base, drastique, conduisant à la continentalisation définitive de cette partie du rift, à la limite Rupélien/Chattien préalablement à l'aggradation des faciès fluviatiles (D) de la **MAC**.

B - La Ligne FF' (Figure 6-17)

Cette ligne présente succinctement l'architecture complète du rift dans la partie sud, selon une coupe axiale, en position centrale, parallèle à l'allongement du bassin, s'étendant sur plus de 60 km du Sud vers le Nord. Cette ligne, s'étend entre l'extrême bordure méridionale (terminaison) du rift (Jura), et le centre du bassin (bassin potassique) jusqu'à la latitude de Colmar. Cette ligne recoupe latitudinalement du Nord vers le Sud les zone de transfert de Colmar (sur laquelle la ligne se termine au Nord) la zone de transfert de Mulhouse (entre les puits DP205 et le Puits SPE1 approximativement), et enfin la ligne se termine au sud aux alentours de la zone de transfert de Ferrette (sur le Jura).

Le **Cortège Salifère** ne sera ici que succinctement détaillé. On remarque d'emblée la diminution drastique de l'épaisseur du cortège salifère du Nord vers le Sud, passant de près de 2km au **Nord** à quelques centaines de mètres au Sud (150 m à KNOE1) puis finissant par disparaître complètement au niveau du Jura (SUND201). Comme dans EE', 2 grandes séquences de grand ordre, à l'agencement général « fining-upward » avant la transgression/inondation marine des **MF/Meeressands**, se dessinent.

Ces séquences sont ici légèrement différentes en nature, de celles entrevues dans la coupe EW (Figure 6-16, EE'), en ce sens que dans les zones basses (bassin potassique) les faciès lacustres fins (~ profonds) sont beaucoup moins abondant et se substituent à de grandes masses salines (sel gemme (halite), potasse et sulfates). Ces dépôts se développent en somme pendant des périodes arides, où le lac rhénan est réduit à une flaque d'eau temporaire circonscrite aux zones le plus profondes du bassin

(dépocentre régional du bassin potassique), et que l'ensemble des zones avoisinantes sont (bordures E, W et Sud) émergées et soumises à l'érosion. Par ailleurs ces masses salines ne se propagent pas au Sud de la ZT de Mulhouse, soulignant l'influence des structures transverses intra-graben sur la possible compartimentation du bassin lors d'épisodes de très bas niveau lacustre.

La première séquence de long terme Z1, montre un enregistrement sédimentaire lié à une élévation graduelle du niveau de base jusqu'au maximum d'inondation lacustre de la **Zone Fossilifère**. Cette élévation du niveau, est saccadée à une plus haute fréquence puisqu'elle voit le développement d'au moins trois grandes phases arides enregistrées au cœur du bassin potassique ((**Sel I à III**). La seconde séquence Z2, démarre donc au dessus de la **Zone Fossilifère**, avec une surface de régression importante, cette régression apparaît vraisemblablement ici comme le maximum de régression lacustre (phase aride) jamais enregistré dans le bassin, voyant la genèse de dépôts potassiques (couches de potasse exploitées par les M.D.P.A.) au Nord du bassin (signes d'une évaporation quasi-totale des eaux du lac). Suite à cet assèchement quasi-total, le niveau de base remonte graduellement avant l'inondation marine des **MF/Meeressands**, par à coups (développement des **Sel IV et V**), jusqu'à l'établissement de conditions lacustres non évaporitiques au sommet de la séquence Z2, et le dépôt des **Marnes sans Sel**, marnes lacustres dépourvues d'évaporites, marquant un nouveau maximum d'inondation lacustre.

Concernant le **Série Grise** marine, on remarque une légère diminution d'épaisseur du Nord vers le Sud. On reconnaît SG1 et SG2 sur l'ensemble de la zone, excepté aux abords du Jura, où pour le puits SUND201 SG1 fait à priori défaut. Néanmoins SG1 est connue (faciès transgressifs du **Meeressands** à Blauen, et dépôts deltaïques progradants à Laufen) dans la partie du Jura plus à l'E du profil (cf. cartouche sur Figure 6-17 et rappel de la Figure 6-3C).

Le cortège rétrogradant de SG1 est bien développé sur le Jura au sud du log KNOE1 (cf. cartouche en agrandissement sur Figure 6-17, et Figure 6-3C), comprenant l'intégralité des **MF**, les **Meeressands** et la partie inférieure des **SP**, jusqu'à un maximum d'inondation possible (pic datum de GR des **SP**). Ce caractère transgressif se souligne par la disparition progressive vers le Sud des **MF** et des **Meeressands** associés (au Nord du bassin de Laufen ; Koch, 1923) et l'atteinte du maximum d'inondation est soulignée par la présence discrète des **SP** au Sud du bassin de Laufen (on-lap maximum des **SP**, Koch, 1923 et Figure 4-22) où les lambeaux de **SP** possibles surmontent le Jurassique et se voient rapidement surmontés par un cortège progradant de dépôts pro-deltaïques à front de delta (B1 à B3/C1).

La partie supérieure de SG1, i.e. son cortège progradant, exprime assez bien le modèle génétique proposés pour la **Série Grise Supérieure** (Figure 6-7). Ce cortège est constitué de corps sableux globalement progradants, caractérisés un empilement «coarsening-upward et shallowing-upward » vertical et une extension de faciès les moins profonds de plus en plus importante vers le N (migration de la ligne de rivage vers le centre du bassin en direction du bassin potassique). L'ensemble du prisme sédimentaire constitutif de ce cortège s'affine légèrement vers le Nord. La partie distale de cet appareil est constituée dans le bassin potassique par la superposition de faciès de lobes turbiditiques de crues (A3/A2), passant latéralement à des faciès de pro-delta (A1) et formant en s'amalgamant un corps globalement progradant. Plus au Sud (en domaine plus proximal) des faciès de front de delta inférieur (B2/B3) sont reconnus (à partir du log de BELL1). Les liens entre les deux domaines (lobes de crues et front de delta demeurent assez flous ?). Ces faciès de front de delta s'épaississent au Sud, et sont associés et surmontés encore plus au Sud par des dépôts d'embouchure (chenaux distributeurs et plaine côtière, non représentés ici mais) connus pour la région de Dornachbrugg et de Laufen et d'âge corrélable (Figure 4-32 et 4-62).

A la fin de la progradation de SG1, maximum de régression (MRSm1), le système de dépôt subit une nouvelle transgression, impliquant l'abandon des corps sableux, leur possible remaniement dans les zones proximales, et surtout le développement consécutif de faciès fins de pro-delta (B1/A1) sur ces corps. Ainsi débute la séquence SG2, avec son cortège rétrogradant qui s'affine notablement vers le Nord, où la MRS (au dessus de SG1) s'amalgame avec la MFS de SG2. Ce cortège est grandement constitué de faciès A1/B1 aggradants, jusqu'à un maximum d'inondation. Parallèlement dans les rares zones de relief persistantes au niveau du Jura, des lambeaux transgressifs de faciès littoraux type **Meeressands** pourraient se développer. De tels objets (lambeaux de **Meeressands**)

pourraient se rencontrer sur le Jura au niveau du log SUND201, et sont connus plus au Sud au niveau de Delémont (Becker, 2003).

Le cortège progradant de SG2 est bien représenté et correspond à une large géométrie en clinoformes peu pentées allant plus moins se perdre à l'extrémité Nord du profil. La partie proximale (au Sud) de ce cortège est caractérisée par des faciès de delta-front progradants (B2/B3), rapidement surmontés par des faciès de chenaux d'embouchure et de plaine côtière associée (aggradants). La partie distale détaillée dans la ligne CC' (Figure 6-14) correspond à des faciès de front de delta inférieur à des dépôts de transition avec l'offshore/pro-delta, dominés par les tempêtes et les crues, progradants, et passant plus au Nord encore, à des faciès majoritairement de pro-delta (B1). Pour les détails de l'organisation/architecture de cette zone, cf ligne CC' Figure 6-14. Le développement au sommet du delta-front des faciès d'embouchure souligne une tendance globalement progradante du système au long terme malgré le fait que ces dépôts « tidaux » soient majoritairement déposés pendant les phases de montée à haute fréquence du niveau marin.

Enfin, SG2 quelque soit sa position est surmontée de façon abrupte par la surface DS/SU/SB d'érosion fluviatile voyant la continentalisation définitive et à priori rapide à cette échelle du bassin par les faciès alluviaux de la MAC (D, plaine d'inondation et chenaux fluviatiles). L'évolution de l'architecture interne de la MAC est mal entrevue à cette échelle (cf. Figures 6-13, 6-14 et 6-15).

Seule la zone à l'extrême Nord a conservé les dépôts des **CEDC**. Néanmoins leur existence est bien connue dans ces latitudes voisines de la partie Sud du profil (Fisher et al.,1971, Picot et al, 1999) dans les bassins de Tüllingen et de Delémont principalement mais également sporadiquement sur le Sundgau (Derville & Théobald, 1934). Ces faits corroborent plus ou moins l'inondation lacustre quasi-synchrone du bassin après l'épisode fluviatile de la **MAC**.

En conclusion, ce profil montre une fois encore un saisissant contraste d'architecture dynamique entre les deux épisodes du cortège salifère et du cortège marin (seuls cortèges véritablement discriminés ici). La variation du rapport A/S n'est donc pas constante au cours du temps dans cette zone, même si un gradient Nord/Sud, où A/S augmente vers le Nord est perceptible pour les deux cortèges.

Le premier épisode (cortège salifère) montre d'impressionnantes variations d'épaisseur selon l'axe Nord/Sud du dessin, dont l'architecture (répartition des faciès) est dépendante de la tectonique et climat. Premièrement la géométrie de la structure du graben dans cette direction correspond (d'après le modèle structural en Figure 3-19B et reporté sur le Figure 6-21), à une large géométrie en gradins s'élevant vers le sud, où chaque « marche d'escalier » correspond à la présence d'une zone de transfert tectonique (ZT héritage du socle varisque). C'est globalement cette géométrie et les modifications qu'elle peut subir (variations locales de A/S à l'aplomb des ZT), qui vont être remplies/comblées par les dépôts salifères. De plus, les zones les plus épaisses au Nord du dessin (bassin potassique) sont surépaissies pour deux raisons essentielles. La première étant que la sédimentation y est continue au cours du temps, et ce même lors des crises climatiques arides que connaît la région (zone déprimée structuralement aux pieds des gradins), alors que sur la zone Sud (Sundgau et Jura) connaît de fréquentes émersions (zone plus haute étagée dans les gradins). La seconde raison, qui découle en somme de la première, est que la surcharge sédimentaire induite dans ces zones centrales par le dépôt continu, risque d'avoir une influence sur les amplitudes de subsidence locale, la favorisant (subsidence de charge accroît la subsidence générale (i.e. tectonique)) au cours de la période considérée.

Pour le cortège marin, qui correspond en somme, suite à une inondation marine (transgression), à la progradation d'un appareil deltaïque depuis la zone Sud, en deux phases majeures (SG1 et SG2), le rapport A/S évolue en augmentant quelque peu vers le Nord, de façon légèrement variable au cours du temps. La zone Sud transgressée est rapidement conduite sous les flots marins, sous l'effet combiné d'une subsidence continue régionale (Rotsein et al, 2005) et d'un haut niveau marin eustatique. Ainsi, la variation du niveau marin va contrôler le rapport A/S selon cet axe, les variations de l'architecture, à une échelle plus fine, représentant assez bien des fluctuations périodiques du niveau de base induisant successivement la progradation et/ou la rétrogradation du système de dépôt. Ainsi A/S est en premier lieu régionalement contrôlé par les apports détritiques nourriciers (S) issus du Sud (i.e. du Bassin Molassique), et par l'espace d'accommodation (A) crée par



le tectono-eustatisme. A une échelle plus locale, par contre les variations de A/S enregistrées par l'architecture du système marin, essentiellement sur la zone Sud du profil (Jura) où A/S diminue grandement pendant SG1 et SG2, et/ou à l'extrême Nord où A/S augmente à la fin de SG2, pourraient être le fruit de l'activité des zones de transfert intra-graben respectivement la ZT de Ferrette et la ZT de Colmar. L'activité de ces zones de failles (« wrench fault »), en générale associée à des mouvements verticaux (Gawthorpe & Hurst, 1993), pourrait impliquer des surrections et/ou des subsidences locales et différentielles des blocs tectoniques (compartiments), conduisant à des modifications de l'architecture en surimposition au contrôle tectono-eustatique primordial.

6.9 - Discussion

6.9.1 - Origine des motifs à long-terme

Concernant l'origine des motifs à long terme (séquences SG et N, d'une part et cycles partiels I et II, d'autre part), observés dans l'architecture stratigraphique du **Sud** du fossé rhénan, on peut tenter d'approcher à une corrélation avec des variations plus ou moins globales du signal géologique, sur la base des données chrono- et biostratigraphiques plus ou partielles attenantes aux formations étudiées.

A- Séquences de long terme

On peut rappeler dans un premier temps, que la base de l'Oligocène dans la région coïncide avec les dépôts lacustres transgressifs de la **Zone Fossilifère (Série Salifère Moyenne**, Duringer 1988, Schuler, 1990). Cette formation est bien datée, l'inondation lacustre généralisée à la région, est ainsi rattachées aux zones à nannoplancton NP21/NP22, (Schuler, 1990, Berger et al, 2005a), à la zone mammalienne MP21 (Martini, 1973, Störni, 2002, Derer, 2003) et à la zone à charophytes à *Chara tuberculata* (Reichenbacher, 2000). D'après ces dates, les dépôts transgressifs de la **Zone Fossilifère**, pourraient correspondre à une élévation du niveau de base générale du Lac Rhénan, suite à la montée globale du niveau marin qui correspond temporellement au développement de la séquence Ru1 à partir de 33Ma (Hardenbol et al., 1998). Ainsi, ces dépôts correspondraient à la partie basale (transgressive) de la séquence Ru1 (transgression Ru1, Hardenbol et al, 1998, Figure 6-18) et jusqu'à l'atteinte du maximum de transgression (atteinte de la MFS de la séquence Ru1) avant la surface de régression lacustre régionale sus-jacente qui conduira au développement des faciès potassiques au maximum de régression lacustre (fin de Ru1 et ~base de la séquence Ru2) formant la **Zone/Série Salifère Supérieure**.

L'inondation marine du bassin, attestée par les premiers dépôts de facture marine franche et indiscutable dans la région, correspond au dépôt des **Marnes à Foraminifères** dans le bassin et aux **Meeressands** sur les bordures Est (Forêt-Noire), Ouest (Vosges) et Sud (Jura). Ces formations tout à fait contemporaines, forment la base de la **Série Grise Marine**. Cette inondation et le développement consécutif de conditions de sédimentation maritimes et peu profondes en générale, vont permettre la construction des deux séquences sédimentaires SG1 et SG2, reconnues dans l'architecture stratigraphique pour l'épisode de la **Série Grise**.

Les formations de base de la **Série Grise** (**MF** et **Meeressands**) sont par ailleurs bien contraintes temporellement, appartenant selon les auteurs au sommet de NP22 et/ou à la base de NP23 (Grimm, 1998, Grimm et al., 2000, Picot, 2002, Pirkenseer, et al., 2005, Berger et al., 2005a, Pirkenseer & Berger, 2006), et à la zone mammalienne MP22 (Becker, 2003). Ainsi la base des **MF** (et de la **Série Grise Marine**) pourrait présenter un âge voisin de 31 Ma. L'inondation marine de SG1 (surface d'inondation marine et sa correspondance à une surface de transgression diachrone sur les bordures) correspondrait alors en âge et de par sa signification eustatique à la partie médiane transgressive (proche mais avant le maximum d'inondation, MFS) de la séquence chronostratigraphique Ru2 (Hardenbol et al., 1998, Figure 6-18). Les **SP**, qui font suite aux **MF** dans le bassin, représentent à priori le maximum d'inondation de la série marine locale (soit MFSm1) voyant l'extension des faciès profonds la plus lointaine vers le sud, corrélativement à l'absence de détritisme. Ces dépôts (**SP**) et leur signification eustatique (~MFS) se rapporteraient donc au maxima d'inondation de Ru2 (donné à un âge voisin de ~30,6Ma, ce qui correspond assez bien avec les données connues pour l'âge des **SP** (NP23 et P19, Grimm, 1998, Grimm et al., 2000).

La partie supérieure de la séquence marine de long-terme (SG1, dépôt des **CM** dans le bassin potassique et des ses équivalents latéraux au S) correspondrait alors à la partie régressive de Ru2, jusqu'au maximum de régression (atteint à ~29,4Ma, Hardenbol et al., 1998). Les dates sur les dépôts de cette partie de la séquence SG1 (régressive), soit P20, sommet NP22 ?/NP23, MP22/M23, et zones à charophytes *Rhabdochara major* (Picot, 2002, Pirkenseer et al., 2005) sont cohérentes avec cette hypothèse, incluses dans le bon intervalle de temps, bien qu'imprécis. Le maximum de régression qui marque la fin de SG1 dans notre architecture, s'associant avec la MRSm1 séparant SG1 de SG2, représenterait la limite de séquence entre Ru2 (~SG1) et Ru3 (~SG2, au dessus) (Figure 6-18).

Pour SG2, l'âge des dépôts participants à sa construction (~**MCyr** dans la bassin potassique et les équivalents latéraux proximaux (**Molasses Alsaciennes marine et continentale**) au S), soit approximativement P21a, NP23/NP24, MP23/MP24/MP25, et zones à charophytes *Rhabdochara major* à *Chara microcera* (Riveline, 1984, Clément & Berger, 1999, Picot, 2002, Gebhardt, 2003, Berger et al., 2005a, Pirkenseer et al., 2005, Pirkenseer & Berger, 2006), les place bien dans l'intervalle de temps correspondant à Ru3 (entre ~29Ma et 28,5Ma, Hardenbol et al., 1998, Figure 6-18).

Les deux séquences marines (SG1 et SG2) sont surmontées (et possiblement partiellement tronquées, au sommet de SG2) par la surface d'érosion fluviatile à la base de la MAC (Couches de Niederroedern inférieures). Les dates relatives à la MAC bien que rares, surtout dans le Nord du SURG (bassin potassique), attribuent un âge Chattien indiscutable à la formation, soit les zones à Charophytes *Chara microcera* (pour la base, Riveline, 1984) et surtout *Stephanochara ungeri* (pour le reste, Berger et al, 2005a).

Le passage fluvial/marin semble s'effectuer sans transition et correspond à un ressaut abrupt du niveau de base régional contrôlant le dépôt (niveau marin ?). Cette chute du niveau de base pourrait correspondre au saut du niveau marin (régression), enregistré à la base du Chattien (cf. Hardenbol et al, 1998) et reconnu à l'échelle continentale voire mondiale. Ainsi cette limite stratigraphique (surface d'érosion fluviatile, qui correspond dans l'architecture à une DS/SU/SB à la base de la séquence N1), représenterait tant en âge que vis-à-vis du contexte de variation du niveau de base enregistré, la base de la séquence Ch1 (Hardenbol et al, 1998) à l'aube du Chattien. La mer se retire très rapidement du fossé en direction du Nord (vers la Mer du Nord et le fossé rhénan septentrional (LRG, dépression de Rhénanie), Schäfer, 1996, Sissingh, 2003). S'installent dès lors, dans la partie Sud du rift, des conditions de sédimentation fluvio-lacustres dont témoigne le dépôt de l'ensemble des **Couches de Niederroedern** (inf. et sup.) sur l'intégralité du Chattien

Dans le même ordre d'idées, mais sans l'attribution d'un âge précis, la séquence N2 qui se développe au dessus de N1 (soit ~Ch1), pourrait correspondre à la deuxième séquence chronostratigraphique du Chattien (Ch2, Hardenbol et al., 1998). N3 pourrait dès lors se rattacher à la séquence Ch3 de Hardenbol et al. (1998) toujours avec le même degré d'imprécision. Néanmoins, la partie supérieure lacustre de N3 (base des **CEDC**), contemporaine d'une inondation lacustre (montée du niveau de base régional), interprétée, par analogie avec les dépôts des **Calcaires Delémontiens** du Jura (Engesser, 1990, Picot et al., 1999, Becker et al., 2002), comme plus ou moins synchrone dans la région est bien datée, au sommet du Chattien. Cette partie de l'enregistrement sédimentaire (sommet de N3, base des **CEDC**) correspond ainsi à la zone à *Chara notata* (Berger, 1992, Picot et al., 1999, Becker et al., 2002), et à la zone mammalienne MP29 (Engesser, 1990). Par correspondance d'age ces dépôts lacustres correspondent au sommet de la séquence Ch3 de Hardenbol et al.(1998).



Figure 6-18 : Colonne stratigraphique complète des séries étudiées (extension vers cortège salifère (Zone S. Sup., Zone S. Moy. (avec Z. Fossilifère et sommet du Sel III), environnements de dépôt, différents ordres (court-terme, moyen et lon-terme) de séquences reconnus, et corrélations possibles à la chronostratigraphie séquentielle d'autres bassins européens pour le cénozoïque (Hardenbol et al., 1998, où les lignes portant les noms des séquences de plus court terme correspondent aux MFS, et où T-R F, transgressive regressive faciès cycles, et M T-R major transgressive regressive cycles) et aux variations du niveau marin (Courbe de Haq et al. (1987) recalibrée sur l'échelle de temps de Berggren et al.,(1995)).

Il est important de noter ici, qu'au sommet du Chattien et/ou à la base de l'Aquitanien (Berger et al., 2005a), plus au N dans le fossé (NURG) se développent à un age encore trop imprécis, des dépôts fluvio-lacustres à saumâtres (**Couches à** *Cérithium* inf) qui surmontent les **Couches de Niederroedern**. Ces dépôts (**Couches à** *Cérithium*) sous influences marines, seraient donc à relier à une montée du niveau marin, possiblement au maximum d'inondation de la séquence Ch3, et/ou à la transgression de la base de l'Aquitanien (début séquence Aq1), où la zone d'influence marine (persistante dans le LRG (Rhénanie), Schäfer, 1996, Sissingh, 2003) tendrait à envahir l'extrémité
Nord du fossé (NURG). Cette « lèche » marine, se répercuterait alors dans les domaines plus septentrionaux par l'inondation lacustre généralisée des **CEDC**.

Concernant les dernières séquences N4 et N5 reconnues dans la partie supérieure des **CEDC**, il est dès lors très délicat et imprudent de les corréler à des variations reconnues à une échelle plus globale. Néanmoins, et toujours par analogie/latéralisation avec les formations plus au Sud, ces séquences devraient appartenir de façon quasi-certaine à l'Aquitanien sans plus de précision, avec des âges MP30 à MN1 (Engesser, 1990, Picot et al., 1999).

B-Cycles

En ce qui concerne les Cycles (I et II) de plus grand ordre observés, dans l'agencement des séquences SG et des séquences N et à la vue des corrélations établies ci-dessus on peut établir une correspondance partielle de ces cycles avec les cycles T-R-F (« Transgressive-Regressive faciès cycles ») des séquences chronostratigraphique de Hardenbol et al.(1998).

On a une bonne correspondance tant en **âge** qu'en comportement du Cycle I (SG1 et SG2) observé avec la partie sommitale du cycle **T-R-F4.** L'hemi-cycle transgressif du Cycle I, (**T-R-F, T4**, Hardenbol et al, 1998) est très réduit et devrait comprendre d'après les âges les dépôts des Séries Salifères. Ce demi-cycle transgressif se termine au niveau de la MFS majeure reconnue et possiblement attribuée aux **SP** (~MFS de Ru2), comprenant ainsi la base de la séquence SG1 (jusqu'à son maximum d'inondation, et datant par voie analogique ce maximum d'inondation à environ 30,5Ma (soit ~ dans l'intervalle du dépôt des **SP**, Grimm et al., 2000). Cet hemi-cycle transgressif se voit surmonté par l'hemi-cycle régressif du Cycle I (**T-R-F, R4**, Hardenbol et al, 1998) constitué ici de la partie supérieure de SG1 et de l'intégralité de SG2. **T-R-F, R4** se termine d'après la littérature (Hardenbol et, 1998) aux alentours de 28,5Ma à la limite Chattien/Rupélien. Cette analogie de comportement, entre des signaux globaux (cycles **T-R-F**) et l'enregistrement sédimentaire local, rend compte d'un phénomène très important, pour l'histoire tectono-sédimentaire du fossé rhénan **Sud**. Cette observation implique le lien direct entre l'architecture des dépôts et les variations du niveau marin global, sans qu'un signal tectonique bien qu'existant certainement puisse être déconvolué.

Dans le souci d'une compréhension plus globale de l'enregistrement sédimentaire complet du rift S rhénan, on peut ajouter que la partie inférieure du cycle T-R-F4 (i.e. T4) débute dès l'Eocène inférieur (Hardenbol et al., 1998). Ainsi l'évolution du remplissage du rift depuis son origine (taphrogenèse débutant au Lutétien, Eocène Inf.) montre en somme d'après les panneaux architecturaux en Figures 6-17 et 6-18, un enregistrement certes saccadé, mais globalement transgressif sur le très long terme (plus de 10 Ma) depuis des dépôts lacustres vers les dépôts marins francs et profonds de la base de la Série Grise Marine (MF/SP). Cette vaste tendance pourrait représenter l'hemi-cycle T-R-F, T4 dans son ensemble (ayant démontrer ci-avant que la partie terminal de cet hemi-cycle transgressif se rattache aux premières formations marines). Bien sur, l'évolution du niveau de base local au cours de cet épisode (et surtout de sa partie inférieure, Cortège salifère) serait sous le joug conjoint de la tectonique locale et du climat. L'évolution en phase vis-à-vis d'un enregistrement global (niveau marin) à une échelle de temps inférieure (séquences chronostratigraphiques) ne pourrait alors avoir lieu que lorsque le contrôle tectonique local sur le niveau de base s'amoindri (i.e. postulat d'une tectonique quiescente pour le dépôt du cortège marin, Série Grise, Sissingh, 1998, Rotstein et al, 2005).

Le Cycle II, hemi-cycle transgressif, contemporain d'un aggradation des dépôts fluviatiles passant progressivement à des dépôts lacustres, et impliquant implicitement une montée généralisée du niveau de base régional, ne correspond pas au comportement cycle **T-R-F** qui aurait du lui correspondre, et prédit par la charte séquentielle de Hardenbol et al. (1998) (i.e. **T-R-F5**). Si les séquences Ch1 à 3 montrent une correspondance possible avec les séquences N1 à N3 reconnues, il n'en va pas de même du cycle **T-R-F5** qui recouvre l'intervalle de temps de ces séquences. En effet ce cycle d'après la charte doit comprendre une base transgressive réduite puis un sommet régressif bien développé. Ces tendances ne sont pas corrélables aux dépôts du fossé rhénan S. ceci tient très certainement au fait que dans le sud du fossé, le niveau de base qui contrôle les dépôts et leur agencement pendant cette période est influencé grandement par la tectonique locale qui reprend notablement. Cette reprise d'activité tectonique et la subsidence qu'elle implique pourraient rendre compte du comportement du Cycle II (transgressif à priori), en générant un espace disponible pour les

dépôts s'accroissant graduellement au cours du temps, impliquant en quelque sorte une « transgression/montée forcée » du niveau de base régional. On aurait dès lors un découplage entre la signature globale du niveau marin et son influence sur le niveau de base, ce dernier étant apparemment grandement « manipulé » lors du Cycle II par la tectonique.

Enfin, même si les données concernant les **CEDC** sont maigres, passé l'inondation lacustre dans la partie supérieure du Cycle II, généralisée à l'échelle du fossé, d'âge incertain (à priori à cheval sur le Chattien et l'Aquitanien), les dépôts lacustres montrent une tendance globalement « fining-upward et deepenning-upward » résultat d'un souffle transgressif lié à une montée généralisée du niveau de base. Cette montée du niveau de base, pourrait étant donné son âge se rattacher à la partie basale du cycle **T-R-F6** de Hardenbol et al . (1998), i.e. devenant partie prenante de la large transgression enregistrée à la base de l'Aquitanien (**T-R-F, T6**, Figure 6-18)

C- Conclusion

Au Rupélien moyen, la plus importante transgression (la seconde transgression du Rupélien entre les séquences Ru2 et Ru3 (cf., Hardenbol et al.,1998) venant de la Mer du Nord (Sissingh, 1998, Berger et al, 2005b) va ennoyer l'intégralité du bassin rhénan, ainsi que le plateau du Jura non plissé, et permettre le développement sur cette zone de dépôts marins, pour la première fois depuis le Jurassique supérieur. Ces séries majoritairement marines, forment un cycle sédimentaire de long terme (Cycle I, Figure 6-18), formée par la succession de la Série Grise Marine aux Couches de Niederroedern, comprend un hemi-cycle transgressif fini-rupélien (MF/SP et Meeressands) et un hemi-cycle régressif fini-rupélien/début Chattien (CM/MCyr./MAM/MAC).

La comparaison possible de l'âge des différentes formations avec les donnés globales de l'enregistrement sédimentaire à l'échelle continentale (Hardenbol, et 1998) suggère que la transgression « rapide », avec une importante variation de bathymétrie enregistrée dans l'ensemble du fossé au début de ce cycle est liée aux effets combinés et continus de l'eustatisme et la subsidence tectonique résiduelle et à une incursion correspondant quasiment au maximum d'inondation (~maximum de transgression , ou juste avant) de Ru2. L'arrivée, puis l'augmentation des apports sédimentaires essentiellement sableux venant du drainage des Alpes, au Rupélien moyen, construisant l'architecture sédimentaire du cortège marin, coïncident assez bien avec l'initiation du soulèvement général de la région Alpine (Sissingh, 1998).

Ce cycle se conclu, à l'aube du Chattien par l'isolation progressive du bassin jusqu'à la complète interruption des communications avec le domaine marin. D'après les dates, la continentalisation au début du Chattien du fossé rhénan, peut être reliée à la combinaison d'un bas niveau marin et d'une reprise de tectonique régionale. Au début du Chattien et jusqu'à l'Aquitanien le bassin rhénan est occupé par un vaste système fluviatile puis lacustre, constitué de la succession de la **MAC** puis des **CEDC**. Cette succession forme un large hemi-cycle « transgressif » (Cycle II) caractérisé par une montée générale du niveau de base local. Cette montée généralisée, qui n'est par enregistrée pour le Chattien, à l'échelle continentale (Hardenbol et al., 1998) serait le fruit de la combinaison de la variation du niveau de base sur une subsidence tectonique accrue inféodée au système de rift. Le passage à la fin du Chattien d'un système fluviatile (**MAC**) à un système purement lacustre (**CEDC**) correspondrait d'une part à la diminution des apports clastiques venus des Alpes, jusqu'ici nourriciers, et d'autre part à une montée du niveau de base local. liée à une montée eustatique (base de l'Aquitanien) surimposée ou non à une subsidence locale.

6.9.2 - Origine de l'enregistrement eustatique

A - Temporalité des différents motifs stratigraphiques

Les dates sur la **Série Grise** et ses équivalents latéraux, ainsi que l'architecture stratigraphique du cortège marin, impliquent des corrélations possibles avec les séquences chronostratigraphiques de Hardenbol et al. (1998) (cf §6.9.1), i.e. SG1/Ru2 (en partie) et SG2/Ru3 (Figure 6-18). L'analyse stratigraphique fine réalisée dans ce travail à montré que ces séquences de long terme (SG) sont ellesmêmes constituées de la superposition de « séquences T-R de court-terme» définies sur des liens génétiques en les différents dépôts les constituant. La base de la séquence SG1 (partie transgressive, rétrogradante), dans son étude à échelle encore plus fine (Chapitre 5) a montré une organisation séquentielle à un ordre encore inférieur (plus petit), comprenant sur le littoral l'enregistrement de séquences élémentaires à très haute fréquence (cf. Chapitre 5).

En regard des âges des formations et de l'âge communément admis pour les séquences chronostratigraphiques ont peut décomposer l'enregistrement en différentes bandes de temps. SG1, corroborée à la partie supérieure de Ru2, s'étend alors entre \sim -31Ma (base de la série marine locale) et -29,7Ma (limite de séquence avec SG2/Ru3, i.e. MRS1m), soit une durée approximative de \sim 1,3Ma. SG2, corroborée à la séquence Ru3, s'étend quant à elle, de \sim 29,7Ma (base de séquence) à \sim -28,5Ma (sommet de SG2 et début de N1/Ch1, au passage marin/continental, à la limite Chattien/Rupélien), soit une durée approximative de \sim 1,2Ma.

D'après cette durée grossièrement estimée, les séquences T-R composants les SG, pourraient avoir une cyclicité inférieure à \sim 400Ka (SG composées chacune de 4 à 5 séquences T-R) dans la mesure où ces séquences T-R reconnues ont toutes la même amplitude temporelle.

A une échelle moindre, les séquence élémentaires à haute fréquence reconnues, dans SG1, et s'agençant au sein de séquence T-R, corrélées depuis les **Meeressands** du bassin de Mayence aux formations contemporaines de la **Série Grise** du bassin, correspondent, dans une approximation empirique, à des fréquences de récurrence comprises entre < à 100ka et 40ka.

Une fois la cyclicité apparente et emboîtée empiriquement résolue en terme de temps, l'origine de ces fréquences enregistrées à l'échelle géologique n'en demeure pas moins énigmatique quant son origine.

B - Paramètres régissant l'enregistrement eustatique à l'Oligocène

Les différents travaux sur la période Oligocène, examinant en détail, par le biais des isotopes stables de l'oxygène et du carbone (Wade & Pälike, 2004, Zachos et al, 1996) couplées aux études du paléomagnétisme, la paléo-océanographie, l'évolution de la cryosphère et l'influences des forçages orbitaux sur les variations glacio-eustatiques s'accordent. La transition de climat entre l'Eocène de type chaud « greenhouse » («greenhouse world »), avec un monde plus froid à l'Oligocène (« icehouse world ») (Zachos et al, 1992), coïncide avec l'installation pérenne d'un inlandsis en Antarctique.

De nombreuses études intégrées reconnaissent plusieurs caractéristiques de forçages orbitaux dans l'enregistrement climatique de l'Oligocène, par le biais des mesures des isotopes stables (δO^{18} et δC^{13}) et ce aussi bien pour les hautes que basses latitudes. Les analyses des spectres isotopiques (δO^{18} et δC^{13}) croisées, soulignent préférentiellement les puissances cohérentes d'enregistrement des bandes de fréquence orbitales de l'excentricité (cycles longs, 400 ka, et cycles courts 100 ka) et de l'obliquité (40ka). Impliquant ainsi, une cohérence entre les enregistrements isotopiques et les forçages orbitaux, et indiquent que le climat de l'Oligocène est sensible aux modifications orbitales dans les variations d'insolation.

On note en particulier un fort impact des cycles longs de l'excentricité (400 ka) associé conformément à des variations dominantes des enregistrements isotopiques du δC^{13} . L'enregistrement à haute résolution des isotopes du δC^{13} (Wade & Pälike, 2004) présente également une forte réponse pour des périodes de variation de l'obliquité (40ka), également lisibles sur les spectres du δO^{18} . Mais ces cycles à très haute fréquence (cycles de 40ka) s'organisent en une variation à beaucoup plus basse fréquence, résultat de la modulation du signal de l'obliquité, sur une période de 1,2Ma (Wade & Pälike, 2004). Les cyclicités d'ordres supérieurs (20000 ans, précession de équinoxes) ne sont à priori pas enregistrés et/ou sont imperceptible de par la résolution des travaux. Wade & Palike (2004) suggèrent une superposition des deux paramètres (excentricité et obliquité) pour l'enregistrement climatique. La conjonction entre les minima (1,2Ma) de l'amplitude de l'obliquité se confond à des minima des cycles de l'excentricité à 100ka et à 400ka, correspond aux phases glaciaires majeures enregistrées en Antarctique. Ainsi des cycles à 1,2 Ma se dessinent et correspondent à la sensibilité de la cryosphère à de faible variations de saisonnalité (induites par les variations de l'obliquité). Zachos et al (1996), suggèrent que l'absence prolongée d'étés chauds (faible amplitude de l'obliquité) permettant la fonte de la calotte, favoriserait son expansion. Ces auteurs suggèrent ainsi que la dynamique des glaciations de l'Oligocène est sensible aux variations orbitales de l'insolation,

principalement conduites par les cycles de l'excentricité, et probablement accentuées durant les intervalles de faibles variations de l'amplitude de l'obliquité.

La signature des forçages orbitaux sur la période Oligocène comprendra donc la surimposition d'une cyclicité à très haute fréquence (40ka, cycles de l'obliquité), d'une cyclicité à plus basse fréquence (100ka à 400ka, selon les cycles de l'excentricité) et enfin une cyclicité à plus long terme (cycles glaciaires) caractérisés par une fréquence estimée à environ de 1,2 Ma environ. A ce titre, des épisodes de glaciation majeure sont reconnus dans les données des isotopes de l'oxygène ($\delta 0^{18}$) pour la période Oligocène et vont impliquer une variation du niveau marin avoisinant les 50-60 mètres en moyennes (Pekar et al, 2002 ,Wade & Pälike, 2004). Ces épisodes glaciaires (évènements isotopiques (Oi-x)) qui se corroborent à des épisodes glaciaires identifiés, apparaissent à des dates plus ou moins calibrées à 33,5 Ma (Oi-1) ; 32,8 Ma (Oi-1a) ; 31,7 Ma (Oi-1b) ; 30,2 Ma (Oi-2) ; 29,16Ma (Oi-2*) ; 28,3 Ma (Oi-2a), 27,1 Ma (Oi-2b) et enfin à 25,8 (Oi-2c), dans l'échelle de temps de Berggren et al. (1995). On peut souligner ici (et cela aura son importance dans quelques lignes) que l'évènement isotopique à plus forte amplitude, et de fait l'épisode glaciaire associé le plus important pour l'Oligocène apparaît pour le Oi-2a (~28,3Ma), qui se corrobore sur l'échelle de Berggren et al. (1995) à la limite entre le Chattien et le Rupélien (Pekar et al, 2002, Wade & Pälike, 2004) en lien à une chute eustatique de plus de 100 mètres.

Durant l'Oligocène les cycles longs de l'excentricité, enregistrés par les isotopes stables, apparaissent comme synchronisés et en phase indépendamment de la latitude et sans gradient entre les différents océans (Billups, et al, 2002, Wade & Pälike, 2004). De plus, les cycles longs de l'excentricité 400ka, sont considérés, comme ayant les fréquences les plus stables des variations astronomiques à long terme (Laskar, 1999). Ainsi, ces cycles seront à priori préférentiellement enregistrés. Leur impact est rendu particulièrement intéressant par la suggestion que l'enregistrement géologique sur cette échelle de temps pourrait potentiellement montrer une relation avec les variations eustatiques du niveau marin et les limites de séquences de troisième ordre (Hardenbol, 2003). Pour beaucoup d'auteurs, les variations eustatiques de 3eme ordre, identifiées en sismique, sont positivement liées aux influences orbitales sur la variation de climat, particulièrement les cycles longs de l'excentricité à 400ka (Hardenbol, 2003) mais également les cycles de modulation de l'amplitude de l'obliquité à plus long terme (1,2Ma) (Wade & Pälike, 2004). Les cycles majeurs de glaciation seraient ainsi dirigés par la mise en phase des cycles de l'excentricité et les cycles à plus long terme des variations (modulation) de l'obliquité.

Toutes ces fluctuations se développent en réponse aux processus complexes de croissance et de fonte (« waxing and waning ») de l'Inlandsis Antarctique, installé de façon pérenne depuis l'aube de l'Oligocène et son monde froid (« icehouse world ») et dont l'influence se traduit à l'échelle planétaire (Zachos et al., 1996, Billups, et al, 2002, Wade & Pälike, 2004). Les volumes de glace et les température des océans sont dirigées par des cycles orbitaux à 400 ka et à 1,2Ma, qui eux-mêmes exercent une influence sur le climat, les productivité équatoriale, et les changements du niveau marin global.

C - Conclusions sur l'enregistrement dans le Fossé Rhénan

Les fluctuations épisodiques à très haute fréquence du niveau marin relatif, déduites de l'architecture stratigraphique et de son interprétation dans la **Formation des Meeressands** (**Formation de Alzey**) (cf. Chapitre 5), pourraient être possiblement reliées à des montées et des chutes glacio-eustatiques à très court terme (< à 100ka). La cyclicité à une fréquence supérieure à 100ka (période inférieure à) pourrait être à relier avec une cyclicité à 40ka. Cette fréquence correspondrait à l'enregistrement de l'impact des variations de l'obliquité de l'axe de rotation de la planète sur les variations du climat terrestre.

Ces séquences élémentaires à très haute fréquence (< à 100ka) sont enregistrées préférentiellement sur le littoral (absentes et/ou illisibles dans les dépôts du bassin) du fait de la haute sensibilité des systèmes littoraux (plages et shoreface) aux moindres variations des paramètres régissant leur comportement, et tout particulièrement les variations eustatiques, même de faible amplitude.

Le cortège marin dans son ensemble montre une architecture, résultat de variations épisodiques du niveau marin relatif, qui pourraient être possiblement reliées à des montées et des chutes glacio-eustatiques à court et moyen terme. Dans ce cadre, et d'après la temporalité établie pour les différents objets stratigraphiques reconnus (« séquences T-R » à court terme, séquences de long-terme SG), on peut estimer dans un premier temps que les « séquences élémentaires T-R » représentent une cyclicité fonction possiblement des variations des paramètres de l'obliquité et l'excentricité de l'orbite, i.e. entre 100 ka et 400 ka. Dans un second temps, on peut craindre que ces objets et leur périodicité respective s'agencent en une architecture à plus basse fréquence encore, formant des cycles T/R complet supérieur à 1Ma (puisque formé d'au moins trois à quatre cycles à \sim 400 ka), i.e. les séquences de long-terme SG.

Ces derniers cycles (séquences de long-terme SG) à basse fréquence (> à 1Ma) correspondrait d'une part possiblement à des séquences de 3^{eme} ordre (sensu Hardenbol, 2003) et d'autre part correspondrait plus ou moins partiellement aux séquences chronostratigraphiques Ru2 et Ru3 (pour l'intervalle ~31Ma à ~28,5), définies par Hardenbol et al. (1998), et recalibrées sur l'échelle de Berrgren et al. (1995). Ces séquences majeures dans l'enregistrement géologique, seraient ainsi fonction des variations combinées de l'excentricité et de la modulation de l'obliquité (avec une période de ~1,2Ma),

Enfin, au sommet du cortège marin, l'enregistrement de la transition Chattien/Rupélien, à la transition SG2/N1 (ou Ru3/Ch1), associée dans l'architecture stratigraphique du S rhénan à une surface d'érosion notable et à un saut environnemental conséquent (passage pro-delta/chenaux fluviatiles) apparaît comme fonction d'une variation glacio-eustatique majeure de plus forte amplitude. Cet évènement représente le maximum glaciaire de l'Oligocène (évènement isotopique Oi-2a (~28,3Ma)), se traduit par une chute eustatique conséquente (> à 100m), et s'enregistre de façon globale.

6.9.3 - Problèmes paléogéographiques

L'architecture stratigraphique révèlée lors de cette étude, pose certains problèmes d'interprétation quant à mise en place des cortèges sédimentaires et leur signification géodynamique. En effet pendant la fin du Rupélien et le Chattien, le rift n'est plus seulement (voire plus du tout) un bassin en effondrement qui reçoit des matériaux depuis ces bordures faillées (i.e. un rift classique), mais apparaît comme un bassin recevant une alimentation, non plus latérale, mais exclusivement axiale provenant de la zone méridionale alpine.

Afin de discuter de cette problématique, divers points sont abordés illustrant les difficultés d'interprétation, et les quelques résolutions possibles à diverses interrogations attenantes à la paléogéographie de la zone.

A - Incursions marines dans le rift ?

La première interrogation paléogéographique qui fait front est le problème des incursions marines dans le graben. En effet, à quelles périodes recense-t-on des incursions marines et par quelles zones géographiques ces communications s'établissent-elles ?

Les dépôts du **Cortège Salifère** ont longtemps posé un problème quant à la reconstitution de l'environnement sédimentaire propice à la genèse des couches évaporitiques. Nombre d'auteurs (Van Werveke, 1904 et 1918, Baumberger, 1927, Wagner, 1929, Maïkovski, 1947, Weiler, 1952, entre autres) proposent ainsi des conditions marines, et/ou des incursions maritimes temporaires, permettant la recharge saline nécessaire à la précipitation des minéraux des séries évaporitiques. Les débats, bien que jamais vraiment clos, ont pourtant été largement discutés et éclairés, voire plombés, par les travaux de Duringer (1988) qui à l'appui d'une synthèse des données disponibles (sédimentologie, paléontologie, géochimie) à l'époque montre clairement que le fossé rhénan est occupé par un « simple lac ». Ce « simple lac », occupe la quasi-totalité du fossé, et voit, lors de d'épisodes

climatiques arides (chute drastique du niveau de base local), par concentration des eaux, le développement de saumures et de faunes euryhalines associées (Duringer, 1988) dans les parties les plus profondes et résiduelles du lac (i.e. bassin potassique).

Pourtant concernant l'épisode d'inondation de la **Zone Fossilifère** (fin de la première séquence de variation du niveau de base enregistrée, Z1), formation rattachée à la base de l'Oligocène, le débat s'ouvre récemment sur une possible connexion marine du fossé à cette période avec le bassin de la Mer du Nord (Sissingh, 1998, Derer, 2003, Derer et al, 2005, Berger et al., 2005b). Néanmoins, sur le terrain, peu d'arguments sédimentologiques le concède finalement (clôture conglomératique au sud de Bâle à Belfort, varves lacustres au centre du bassin, Duringer, 1988) et les arguments paléontologiques avancés sont parfois contradictoires (Hinsken et al, 2005, Berger et al, 2005b). Pendant la **Zone Fossilifère**, le remplissage lacustre atteint des marges externes jamais atteintes jusque là. Il est donc tentant de relier cet épisode à une incursion marine mais malheureusement, c'est aussi la phase la plus dulçaquicole de son histoire ce qui exclut totalement l'idée d'une incursion marine (Duringer, 1988 ; Fontes et al., 1991).



Figure 6-19 : Reconstitution paléogéographique simplifiée pour le fossé rhénan et le Bassin Molassique suisse, présentant les aires de sédimentation marine pour le Rupélien terminal, et les possibles connexions s'établissant avec d'autres bassins (modifié d'après Berger et al., 2005b).

A contrario, les connexions marines pour le Rupélien supérieur (Série Grise) ont été envisagées depuis longtemps (Baumberger, 1927, Buxtorf & Fröhlicher, 1934, Théobald, 1934, Weiler, 1952, Fischer, 1965a, Sittler, 1965, Doebl et al., 1976, Büchi, 1983) et sont largement avérées aujourd'hui (Kuhlemann, 1999, Kuhlemann & Kempf, 2002, Berger et al, 2005b), bien que toujours discutées (Figure 6-19). Les arguments avancés sont basés essentiellement sur les faunes comme les assemblages de faunes de bivalves, l'ichtyofaune (présence d'*Aeoliscus (Amphisile) heinreichi*; la

microfaune. Si les connections sont admises, les discussions entre les différents auteurs sont attenantes à la localisation des points de communication à différents endroits le long (E et W) et/ou en terminaison (Nord et Sud) du graben (Figure 6-19).

Les communications avec l'extrémité septentrionale du bassin (NURG) sont très probables et pour la plupart avérées (Sissingh, 1998, Grimm et al., 200, Berger et al., 2005b) mais, pourraient apparaître plus largement que précédemment envisagées (cf. Chapitre 5). Elles ne seraient pas seulement intimées aux limites faillées du fossé. La transgression marine va en effet dans cette zone dépasser de loin les bordures morpho-tectoniques actuelles du bassin, et vraisemblablement mettre en communication cette zone avec l'extrémité NE du bassin de Paris. L'incursion marine (inondation marine à l'aube des **MF**), vient logiquement du Nord, à priori à la fois de la dépression de la Hesse et du LRG (Rhénanie) (Figure 6-19).

Le gradient transgressif exprimé dans l'architecture au Sud (Figure 6-17) semble clairement dirigé du Nord vers le Sud. Il montre une diminution d'épaisseur du Nord vers le Sud du cortège transgressif, ainsi qu'une ouverture progressive du bassin en direction de l'avant-pays alpin, par son extrémité SE (i.e. sud du fossé était un cul-de-sac auparavant). La disparition des **MF** sur le Jura, l'on-lap côtier des **Meeressands** (Figure 6-3C et 6-17) et enfin la lèche marine des **SP** de plus en plus loin vers le sud (Figures 4-22 et 6-21) à la confluence entre l'avant-pays alpin et le Jura, représentent les divers stigmates de l'inondation marine, et annoncerait l'établissement d'une communication marine possible et dès lors plus ou moins pérenne entre les deux domaines (Alpes et rift) au moment du maximum de transgression (**SP**) (Figure 6-19).

Ainsi les connections avec le bassin d'avant-pays alpin sont assez claires (Figure 6-19), à la vue des arguments sédimentologiques. De plus, le fait dans ce travail de démontrer la continuité des formations depuis le bassin rhénan jusqu'aux confins du Jura (au Sud), à la limite de confluence très proche avec le bassin molassique (plus précisément sa partie NE), se révèle un argument de poids dans cette discussion, et clos pour ainsi dire les débats pour cette zone.

Enfin, d'autres zones de communications proposées par la littérature demeurent du domaine du possible mais ne connaissent que peu de justifications dans l'état actuel des connaissances (Figure 6-19).

La connexion marine avec la Bresse (Figure 6-19) demeure peu probable du fait de l'existence (très rares lambeaux, Sittler, 1965, Contini, 1974) dans la Zone Transformante Rhin/Saône de faciès continentaux et lacustres rattachés au Rupélien Supérieur (ancien Stampien) et d'un drainage évident des matériaux depuis cette zone vers le SSW et le fossé bressan (Contini, 1974).

Une dernière zone de communication est également à envisager avec prudence, vers le bassin parisien par la « dépression de Phalsbourg » (Weiler, 1952, Fischer, 1965a, Figure 6-19), bien qu'aucun dépôt de ces âges ne soit plus conservé ni dans la région rhénane ni même en Lorraine.

Enfin, il me parait important de signaler que la région connaîtra une dernière incursion marine franche au Miocène moyen. Cette incursion est rattachée au Burdigalien (**OMM** du bassin Molassique et **Couches à Corbicules** du NURG), mais n'affectera alors que les extrémités Nord (NURG) et Sud (le sud Jura). L'ensemble de la partie centrale du fossé (de Bâle à Strasbourg), qui voit de façon contemporaine la construction de l'édifice volcanique du Kaiserstuhl, est apparemment soumise à une franche érosion à cette époque (Jörg, 1951), les formations fraîchement déposées (**Couches de Niederroedern**) se voyant d'hors et déjà remaniées dans les maigres dépôts de cet age sur la zone considérée (et préservés à proximité de l'édifice volcanique, Jörg, 1951).

B - Données biologiques et sources des matériaux détritiques

• Correspondance des faunes d'un bassin à l'autre

Les assemblages d'espèces ostracodes étudiés, dans la **Série Grise**, par Pirkenseer & Berger (2006) dans le SURG, montrent une analogie de représentation des espèces pour l'ensemble du Fossé (URG) allant d'une correspondance de 90 à 60%, selon l'endroit (SURG, bassin de Mayence, NURG). La comparaison de ces assemblages avec les données attenantes à d'autres bassins adjacents (bassins

jurassiens, bassin parisien, bassin molassique (E et W), bassin de Bresse) permet également de renseigner sur la véracité ou l'innocuité des connexions marines proposées.

Les assemblages des dépôts des Molasses du Jura correspondent à plus de 95% aux dépôts du SURG, permettant d'inclure cette zone comme partie prenante de l'aire de sédimentation du SURG à l'époque.

Les assemblages dans le Bassin Molassique correspondent, selon la zone E et/ou W, respectivement à environ 50% et 10%, avec ceux du SURG. La connexion semble donc plus probable avec/depuis la partie E du Bassin Molassique confirmant ainsi les suggestions émises grâce à l'ébauche structurale (Figure 3-19B).

La correspondance avec le Bassin Parisien est assez bonne (~50%), impliquant une possible communication entre les deux domaines mais sans pour autant entrevoir ailleurs qu'au N (bassin de Mayence) les stigmates physiques de cette entremise.

La correspondance avec les systèmes bressans et ceux plus au S (fossé rhodanien et finalement par voie maritime le bassin Aquitain), demeure ténue et peu discriminante quant à une communication certaine, mais l'hypothèse demeure.

• Les cortèges minéralogiques

De nombreuses études des dernières décennies ne s'accordent pas quant à la source des matériaux clastiques pour les dépôts de la **Série Grise** et des **Molasses jurassiennes**. L'étude par Kulhemann et al. (1999) des minéraux lourds, et des spectres de fission, entreprise sur les dépôts de Burnhaupt (**CM**, A1/A3), implique une source des cortèges minéralogiques fortement compatible avec les zones alpines et peu compatible avec le socle Vosges/Forêt-Noire. Picot (2002) confirme cette tendance par l'étude des cortèges minéralogiques lourds des Molasses jurassiennes, cortèges impliquant une source alpine. L'étude des minéraux lourds dans la **Série Grise** du sondage de LEYMEN1 (Brianza et al, 1983) semblent indiquer que le matériel détritique ne proviendrait pas du domaine alpin, par transport de masse, à travers le bassin molassique mais plutôt de sources situées à l'W (Massif central ?) et/ou au Nord (Vosges) car le cortège épidote/aegyrine/augite reconnu par Brianza et al. (1983) serait absent des sédiments de la molasse sub-alpine.

Cette dernière hypothèse (courants venant des Vosges, et donc du Nord) peut être réfutée assez facilement tant par l'architecture stratigraphique qui implique la progradation d'un complexe deltaïque dans le bassin depuis une zone vraisemblablement immédiatement au SE ou au SW vers le Nord, que par les paléocourants mesurés qui impliquent de façon générale des courants dirigés du Sud vers le Nord et principalement distribués dans l'axe du graben (Figure 4-39). Certains paléocourants mesurés à proximité direct du massif vosgien (Figure 4-39) sont même orientés vers le NW ce qui rend totalement caduque une provenance vosgienne.

• Les remaniements de faunes

L'inventaire des faunes remaniées (Doebl et al., 1976 Picot, 2002, Pirkenseer, 2005 et 2006), appuient sur l'importance des formes dérivant des dépôts subalpins de l'Eocène et du Crétacé. Ces faits impliquent sur la nécessité de faire venir les courants des Alpes et sur l'innocuité des apports latéraux vosgiens et « schwarzwaldiens ».

A contrario les foraminifères planctoniques d'age crétacé et éocène que l'on retrouve remaniés et associés dans tous les sédiments (SG et MA) pourraient difficilement avoirs une autre provenance (pas de séries crétacé sur l'intégralité des massifs des Vosges et de la forêt Noire).

Plus récemment, dans le sondage d'ALLSCHWIL-II, Pirkenseer et al (2005) indique que les premiers remaniements sont perceptibles dès la base des **CM**. Sur l'ensemble des foraminifères planctoniques remaniés (comme *Acarinina sp.*, *Globotruncana sp.*), l'essentiel provient de l'Eocène et plus rarement du Crétacé. L'origine de la source du remaniement n'est pas claire, étant donné l'absence de dépôts marins de ces âges dans le pourtour immédiat du fossé rhénan. Ces auteurs excluent une origine directe depuis le bassin molassique suisse immédiatement au sud de la zone, ainsi que les **Marnes à Globigérines** du domaine Helvétique (**Helvitikum**) en raison cette fois d'un problème temporel. Ils proposent une alimentation depuis une connexion discutable vers le bassin de la Bresse, et évoquent une hypothèse peu plausible aujourd'hui, et en total désaccord avec les paléocourants (dirigés depuis le Sud vers le Nord) d'une source située dans le NURG.

Conclusions

En conclusion, la source des matériaux dans l'épisode de sédimentation étudié (**Série Grise**, et **Molasse Alsacienne**) sont indubitablement fournis par le domaine alpin (bassin d'avant-pays), et des communications entre ce domaine principalement (et quelques autres, bassin de Paris, Bresse), sont notables. Néanmoins ces transports ne sont suffisamment contraints en âge.



Figure 6-20 : Reconstitutions paléogéographiques schématiques proposées pour le Sud du fossé et le Bassin Molassique suisse pour (A) le Rupélien terminal (dépôt de la Série Grise Supérieure (système deltaïque) dans le fossé et transition UMM/USM dans le bassin molassique, i.e. ~30 Ma) et pour (B) le Chattien Inférieur (dépôt de la Molasse Alsacienne dans le fossé et de l'USM dans le bassin molassique, ~27/28 Ma). Ces 2 blocs diagrammes illustrent la situation relative des deux domaines pendant l'intervalle de temps considéré et le drainage d'une partie du système fluviatile de l'USM ("Lac Léman System, L.L. System" orienté SW-NE , cf. Schlunegger, 1999) depuis le bassin d'avant-pays "overfilled" vers la zone de sédimentation du fossé rhénan. (abrév. : UMM : Molasse Marine Inférieure; USM : Molasse D'eau douce Inférieure).

En (A), au Rupélien Supérieur, suivant la régression marine vers l'Est (Berger et al., 2005a), les faciès marins de l'UMM sont contraints uniquement dans la partie orientale (Est) du bassin d'avant-pays. Les faciès fluviatiles de l'USM commencent à se développer à l'Ouest du bassin molassique "overfilled" (à partir de ~30 Ma), construits par le système fluviatile du "Lac Léman System" de Schlunegger (1999) appélé également "Genferseeschüttung" (Berger et al., 1996, Cf. Figure 2-14). Ce système ("L.L. System") draine le bassin d'avant-pays longitudinalement depuis le SW vers le NE. Au niveau du futur Jura, une partie de ce système fluviatile est en quelque sorte capturée, s'engouffrant vers le Nord dans l'extrémité Sud du rift rhénan (Jura et Sud du fossé) elle-même encore occupée par un bras de mer. Cette configuration va conduire à la construction du système fluvio-deltaïque de la Série Grise Supérieure (A).

En (B), au début du Chattien, la chute graduelle du niveau de base et la continuité de la déformation au front alpin, entraine le développement à l'échelle du bassin molassique des faciès continentaux de l'USM. Le système de drainage mis en place au préalable continu de parcourir l'avant-pays "overfilled" (Schlunegger, 1999) du SW vers le NE, avec une fois encore le détournement d'une partie des écoulements vers le Nord immédiat du bassin molassique et en conséquence vers le fossé rhénan et le Jura, conduisant aux dépôts de la Molasse Alsacienne.

Pendant le Chattien Inférieur, suivant la fin de la régression de la de l'UMM (Molasse Marine Inférieure) vers l'Est (Berger, 1996), un vaste système fluviatile à l'échelle du Bassin Molassique (USM), se développe, orienté SW-NE et référent au « Genferseeschüttung » (Berger, 1996) et/ou au « Lac Léman System » de Schlunegger (1999) (Figure 6-20 et cf Figure 2-14), drainant les cônes alluviaux conglomératiques au pied de la Chaîne Alpine (au Sud immédiat de la région). C'est donc très certainement une partie de ce large système fluvial (fait déjà envisagé par Schlunegger, 1999), capturée en direction du Nord, qui va envahir le Sud du Fossé rhénan en passant au travers du Jura

(Figure 6-20B), et construire le système sédimentaire de la **Molasse Alsacienne Continentale** (jusque dans le bassin potassique et sûrement plus au Nord encore).

Pour l'épisode de transport du Rupélien Supérieur (**Série Grise**), ce système (i.e. « Lac Léman System » et/ou « Genferseeschüttung », Schlunegger et al., 1997 ; Schlunegger, 1999 ; Berger, 1996) n'est pourtant, pas supposé être déjà actif (Berger, 1996 et Berger et al., 2005a). Il faudrait dès lors envisagé soit une autre source d'apports, toujours depuis le Bassin Molassique mais plus à Est (peu probable), soit entrevoir simplement une formation beaucoup plus précoce de ce système de drainage depuis les Alpes (Figure 6-20A), capable d'apporter les matériaux détritiques au fossé.

D'après les données récentes (Kempf et al., 1999; Schlunegger et al., 1997 et Schlunegger, 1999), au Rupélien Supérieur (dès ~30 Ma), suivant les prémisses de la régression marine vers l'Est (Schlunegger, 1999 ; Kempf et al., 1999 ; Berger et al., 2005a), les faciès marins de l'**UMM (Molasse Marine Inférieure)** sont contraints uniquement dans la partie orientale (Est) du bassin d'avant-pays (Figure 6-20A). Les faciès fluviatiles de l'**USM (Molasse D'eau douce Inférieure)** commencent, parallèlement, à se développer à l'Ouest du bassin molassique "overfilled" (à partir de ~30 Ma, Kempf et al., 1999 ; Schlunegger, 1999 et Schlunegger et al., 1997). Les dépôts de l'**USM** sont construits par le système fluviatile du "Lac Léman System" (Schlunegger et al., 1997 ; Schlunegger, 1999) draînant le bassin d'avant-pays longitudinalement depuis le SW et vers le NE (Figure 6-20A). Au niveau du futur Jura, une partie de ce système fluviatile est en quelque sorte capturée, s'engouffrant vers le Nord dans l'extrémité Sud du rift rhénan (Jura et Sud du fossé) elle-même encore occupée par un bras de Mer, et participant ainsi à la construction de l'appareil deltaïque de la **Série Grise** (Figure 6-20A).

C - Le contrôle tectono-eustatique des communications entre les bassins

La reconstitution schématique de la structure du Sud du rift (Chapitre 3, Figure 3-19B) a permis de montrer que la configuration structurale se dispose en une géométrie en forme de larges « gradins », s'étageant et s'élevant vers le sud, fonctionnant au cours du temps avec un comportement de « touches de piano » à rejeu vertical fluctuant. A mesure de l'élévation progressive du niveau marin relatif (inondation marine au début de la période étudiée), en association au rejeu possible des blocs (activité des ZT), des possibilités de connexions entre l'ensemble des différents petits bassins (fossé rhénan, Laufen, Delémont) jusque là plus ou moins déconnectés, sont envisageables.

En résumé il faudra donc attendre la mise en phase des deux signaux (tectonique et eustatisme), i.e. une subsidence accrue et/ou une ample montée du niveau marin, pour que les connexions soient opérantes sur cette zone.

La terminaison SE de la structure, montrant des blocs basculés vers le NNE, montrent une partie plus abaissée, proche de la bordure Est du rift. Cette zone surbaissée permet d'envisager une connexion dès l'épisode des **SP** avec le bassin molassique. Dès lors à mesure des fluctuations du niveau marin relatif enregistrées dans l'architecture des cortèges, et de par la paléogéographie sommaire tirée de cette architecture, on peut proposer une arrivée certaine de matériaux depuis l'extrême SE de la zone durant la première phase de construction deltaïque, puis, une arrivée à extension plus large depuis l'ensemble de la zone Sud.

Si l'on connaît approximativement grâce à l'architecture du remplissage des séries de la fin de l'Oligocène, la paléogéographie sommaire de la zone Sud du rift (Jura), dans la mesure où durant l'essentiel de l'intervalle de temps représentés par les dépôt des cortèges étudiés, les matériaux sont fournis par le Bassin Molassique Suisse (Figure 6-20), et que l'on ne note plus d'apports ni des Vosges ni de la Forêt-Noire (ou seulement de façon très locale et sporadique) se pose le problème des limites externes orientale et occidentale du bassin.

De par la connaissance de l'architecture de la base de la série marine (MF, SP et Meeressands), et des âges relatifs des diverses formations, on sait qu'au moins la base des Couches à Mélettes est latéralement associée à l'épisode de construction des Meeressands sur les bordures longitudinales du bassin (bassin de Mayence et bordure W). Ainsi, des faciès littoraux (type Meeressands) devaient être encore accrochés à des rares zones de reliefs sur les bordures. Le bassin (centre) est pendant ce temps maintenu à une relative grande profondeur à la vue des faciès reconnus

dans les **CM** (dépôts de pro-delta sous limite d'action des vagues), en lien à une subsidence tectonique résiduelle.

Néanmoins, la persistance de faciès **Meeressands** sur des zones de reliefs résiduels est plus ou moins corroborée, bien qu'entrevue dans une autre zone, par la présence à Laufen (Figure 4-32 à 17m), d'un unique galet calcaire perforés par des pholades, retrouvé dans dépôts de shoreface/front de delta, appartenant à la partie supérieure de SG1 (RST1). Ce claste est possiblement issu d'un remaniement depuis une île ou une côte proche au sein du Jura, à la faveur d'une tempête conséquente.

Ainsi, même si la transgression marine va rapidement atteindre les bordures émergées et les reliefs peu escarpés/atténués de la fin du cortège salifère (tectonique créée en effet à ce moment moins de relief, Duringer, 1988), des zones de reliefs « émergés » semblent à priori persister.

Il est possible par analogie avec le bassin de Mayence qui s'avère bien présenter des reliefs résiduels ennoyés par un cortège marin, d'imaginer que les bordures vosgienne et schwarzwaldienne aient pu fonctionner de la même façon. Les matériaux démantelés sont alors stockés sur place au plus près des reliefs (déjà à plusieurs kilomètres de l'ancienne position de la ligne de rivage du salifère) et n'entrent plus en communication avec le bassin (comme à Mayence ou les systèmes sont déconnectés du bassin et même déconnectés des dépressions (vallées résiduelles) alentours des reliefs (inselbergs)).

Demeure néanmoins, le problème de la limitation du bassin à l'E et à l'W. Si l'on invoque une subsidence généralisée à l'ensemble de la zone portant le rift, et conjointement aux fluctuations eustatiques, on peut proposer l'extension de l'aire de sédimentation marine bien au-delà des bordures morpho-tectoniques de la période salifère (qui correspondent par ailleurs plus ou moins aux actuelles), voire au-delà des Vosges et la Forêt-Noire. Cette hypothèse trouverait un écho, pour la partie vosgienne dans les travaux de Pirkenseer et Berger (2006) qui montrent que les faunes du SURG sont finalement assez proches de celles du bassin parisien, enfin tout aussi proches que celles du NURG pour la même période.

Il demeure malheureusement impossible de savoir à ce jour quelles étaient les limites extérieures du bassin rhénan à l'époque étant donné l'absence d'affleurements de l'Oligocène sur la bordure W du bassin parisien. Mais il y a finalement un faisceau d'indices permettant de penser que les massifs des Vosges et de la Forêt-Noire aient pu être recouvert en partie ou entièrement par la mer rupélienne, sous l'effet combiné des variations eustatiques (période de haut-niveau marin) et de la subsidence généralisée de la région (rift/bassin et ses reliefs bordiers).

<u>6.10 - Evolution de l'architecture stratigraphique et paléogéographie</u> <u>sommaire</u>

En conclusion sur l'architecture stratigraphique du Sud du fossé rhénan (SURG) on peut résumer la situation en plusieurs grandes phases évolutives caractérisées chacune par un contexte tectono-sédimentaire propre.

6.10.1 – Phase majeure de rifting : dépôt du Cortège Salifère

Le dépôt du cortège salifère (**Séries salifères** et **Conglomérats Côtiers**), entre l'Eocène moyen et l'Oligocène inférieur (Rupélien Inférieur), coïncide avec la phase majeure/paroxysmale de rifting qu'a connue le fossé rhénan Sud. Cette phase est qualifiée de phase « syn-rift » vraie, sensu Rotstein et al. (2005), et voit se développer un bassin en effondrement à remplissages syn-tectonques différentiels (tant faciologiquement qu'en épaisseur) selon la position intra-graben.

Figure 6-21 - Diagramme schématique de l'évolution de l'architecture du remplissage sédimentaire au niveau du bassin potassique et de sa dynamique, au cours de la fin du Rupélien (~-31Ma), et jusqu'au sommet du Chattien (~-24Ma), Chaque phase, est construite en référence aux séquences de long terme (SG1 et 2 et N1 à N4), et leurs conditions de mise place qui sont plus ou moins détaillées par les dessins.



N1 à N4

W

....

Ε



Pendant cette phase, la région étudiée, montre un graben clos au Sud (terminaison devant le Jura actuel) et se voit organisé comme suit (cf. Figures 6-16, 6-17 et 6-24) :

- A l'Ouest, une zone de bordure à très fort relief, qui comprendra une zone de sédimentation grossière (**Conglomérats côtiers**) majeure, passant rapidement à des formations lacustres et/ou évaporitiques (**Séries Salifères**) au niveau des dépocentres constitué par le bassin potassique au N et le bassin de Dannemarie plus au Sud.
- Au centre du rift sur les blocs d'Altkirch, et de Sierentz, qui correspondent à des zones hautes mais pas forcément atteintes par les matériaux clastiques (trop loin des zones sources), se développent des faciès lacustres calcaires (les **Calcaires à Mélanies** et plus tard la formation carbonatée du **Haustein**) peuvent s'individualiser pour former des bassins séparés
- Sur la bordure Est et Sud, de petits blocs basculés délimitant des bassins peu profonds recevant une sédimentation variée, comprenant des calcaires lacustres (hauts niveaux lacustres) et des formations détritiques grossières (**Conglomérats Côtiers**) dérivées des bordures en érosion, pendant les bas niveaux lacustres et les phases intenses de surrection.

6.10.2 – Fin de la phase majeure de rifting, inondation marine : dépôt du cortège marin

Le cortège marin (**Série Grise** et ses équivalents latéraux), représente la première véritable incursion marine (~31Ma), et semble se mettre en place à la faveur d'un activité tectonique contrastant largement avec la phase précédente (i.e. phase majeure de rifting et cortège salifère). Cette période est avant tout caractérisée par de faibles rejeux syn-sédimentaires de la structure interne du graben, s'associant de très faibles voire imperceptibles subsidences différentielles, et à des remplissage variant peu faciologiquement et en épaisseur, selon la position intra-graben. Cette phase pourrait être qualifiée de phase « post-rift » sensu Rotstein et al. (2005) (par rapport au contraste flagrant avec la précédente).

Pour la **Série Grise Marine**, la distribution des corps sédimentaires, ainsi que les faciès internes de ces corps, ont été documentés à partir des données d'affleurement complétées par les données de subsurface régionales, et les corrélations établies. Ces données ont permis dans un premier temps permettent de développer un modèle génétique de faciès pour ces dépôts à l'échelle régionale, représentant le développement d'un vaste appareil deltaïque depuis le Jura vers le N (fossé rhénan), remplissant le bassin dans une direction axiale, sans contribution des bordures du rift. Dans un second temps l'identification de motifs sédimentologiques répétitif (séquences T-R élémentaires reconnues dans chaque environnement juxtaposé) a permis de développer pour ces dépôts un modèle stratigraphique séquentiel proposé pour la genèse de ces corps sédimentaires.

L'agencement et le motif de répétition des séquences élémentaires, ont conduit à l'identification de deux épisodes successifs majeurs de progradation deltaïque, associés chacun à un épisode transgressif (rétrogradation) préalable (SG1 et SG2) (Figures 6-21, 6-22 et 6-24), et liés favorablement à des variations glacio-eustatiques (Figure 6-18).

Le cortège rétrogradant (transgressif) de la base de la **Série Grise** est très dissemblable par sa nature du reste de la série marine. Le cortège transgressif de SG1, est en effet constitué de faciès littoraux grossiers de haute énergie (plages/shoreface sablo-conglomératiques, **Meeressands**) passant latéralement à des faciès fins argileux vers le bassin (**Marnes à Foraminifères** et ~ **Schistes à Poissons**) (Figure 6-21, 6-22 et 6-24). Cette différence vis-à-vis du reste du cortège marin, est très certainement le résultat de la non communication (ou alors très ténue) entre le fossé et le bassin d'avant-pays, n'impliquant alors pas encore d'apports depuis le Sud (apports encore locaux depuis le substratum local) (Figure 6-22). A la fin de l'épisode transgressif (dépôts des **SP**) on note conjointement à une mise en communication du fossé avec l'avant-pays (Figure 6-23), une anoxie poussée des eaux du fossé. Cette anoxie, liée à des restrictions temporaires, semble souligner, la fragilité des connexions s'établissant au maximum de transgression (MFS possible de SG1) et leur

possible contrôle tectonique (passage au Sud se rompent via activité des blocs tectoniques sur des zones de transfert, ZT). **Erreur !**

Le reste du cortège marin (sommet de SG1 et SG2) est exclusivement construit par l'évolution de l'appareil deltaïque qui prend naissance au Sud de la zone (Sud du Jura, Figure 6-20A). Les corps deltaïques sableux ont des géométries plus ou moins lobées (en direction EW, Figure 6-21) et très allongées et continues (sur des dizaines de km en Nord/Sud, Figure 6-22), montrant des sortes de « clinoformes » (Figures 6-14 et 6-17) pendant faiblement vers le Nord du bassin (i.e. domaine distal). Les paléocourants mesurés dans ces corps sont dirigés vers le Nord, peu variants, et les dépôts montrent des influences variées liées à l'action des vagues et des tempêtes, des crues et/ou encore des marées (Figure 6-23). Les parties les plus internes (proximales au Sud) de l'appareil deltaïque montrent des faciès indubitablement influencés par la marée (en position d'embouchure, complexe distributeurs fluvio-tidaux) incisant le sommet des corps sableux progradants construits par les faciès de front de delta (Figure 6-22). On peut noter, pour la partie basale et rétrogradante de SG2 (TST2), la participation probable, en association à la rétrogradation des faciès deltaïques, de faciès de type **Meeressands** dans la zone jurassienne (Figure 6-22), résultat de la position relative de zones de relief reliques (possibles îlots au sein de la zone deltaïque, Figure 6-23).

6.10.3 - Phase de Continentalisation : dépôt du cortège continental

La transition abrupte entre le cortège marin et continental (Figures 6-21, 6-22 et 6-24) implique un abaissement du niveau de base (niveau marin) conséquent coïncidant à une chute glacioeustatique majeure (reconnue à l'échelle mondiale et d'âge voisin, limite Chattien/Rupélien). Cette « régression » majeure, implique la possible « péné-plénation » de la région suite à son exondation.

La base du cortège continental, est constituée par une sédimentation de type fluviatile (MAC), qui envahit le fossé depuis le sud (depuis le basin d'avant-pays, Figure 6-20B), toujours dans une direction axiale (drainage du Sud vers le Nord), sans contribution détritique du rift lui-même. Ce cortège fluviatile se décompose entre trois séquences de long terme N1 à N3 (Figures 6-21 et 6-22), marquant trois cycles de variation du niveau de base régional. La répartition et l'architecture interne des ces séquences semblent grandement influencées par une activité tectonique impliquant des variations d'épaisseur rapides associées en général à un changement de style de dépôt (Figure 6-21). Cette activité coïncide avec une réactivation des structures du graben, impliquant des mouvements locaux, en rapport à un jeu postulé comme décrochant suite à la réorientation progressive des contraintes (Ustaweski et al., 2005).

Le cortège continental se termine par une inondation lacustre généralisée à l'échelle du fossé, voyant le dépôt des **CEDC** (Figures 6-21 et 6-22). Ces dépôts comprennent la partie supérieure de la séquence N3 et deux séquences purement lacustres N4 et N5. Ces séquences ne semblent d'après les données partielles peu ou pas influencées par des phénomènes autres que les variations de niveau de base (niveau lacustre) ne notant aucune implication notable d'activité tectonique (Figure 6-21).

6.10.4 - Contrôles tectono-eustatiques

Au cours des différentes périodes, le rapport A/S qui conditionne la présence de dépôt, semble assez variable dans l'ensemble de la zone, entretenu et contrôlé par la relation entre tectonique et climat/eustatisme.

L'architecture de la série marine dans des directions de coupe E/W (Figure 6-21), renvoie à voir timidement augmenter le rapport A/S vers le centre du bassin, en lien à de très faibles activités des anciennes failles bordières transgressées. Pour le cortège continental, par contre dans ces mêmes directions, le rapport A/S diminue de façon notable vers la bordure faillée (même si elle ne représente à priori pas la bordure du bassin), en liaison à une reprise d'activité conséquente des failles du rift (Figure 6-21).

Dans des sections Nord/Sud, l'architecture des séries marines et continentales de l'Oligocène supérieur renvoie à voir augmenter le rapport A/S de façon générale vers le Nord (dépôts plus épais et plus distaux/profonds, Figure 6-22). Cette variance de rapport A/S selon l'axe du graben, et sa diminution dans la zone Sud du bassin, sont très certainement liées à deux phénomènes principaux tous soumis aux influences de l'avant-pays alpin. Une influence directe réside en la

proximité des sources clastiques s'évadant du bassin molassique (augmentation des apports (S) au Sud). Une influence plus indirecte (liée au système orogénique alpin en général) réside dans l'exercice de contraintes (plus ou moins changeantes au cours du temps) qui vont induire au Paléogène (Bergerat, 1997, Laubscher, 1971 et 2001) l'extension généralisée du rift (WNW/ESE), et surtout des mouvements transformants/décrochants sénestres au niveau des structures varisques (zones de transfert tectonique entre différents sous-bassins, ZT). Ainsi les variations du taux de création d'espace d'accommodation (A) ne sont peut être pas seulement contrôlées par l'eustatisme seul, mais également par l'activité des zones de transfert tectonique (ZT) intra-graben, impliquant des surrections localisés dans la zone jurassienne et réduisant A de façon notable sur les zones à l'aplomb des accidents de socle (Figure 6-22). Ces mouvements vont possiblement, influer sur le maintien dans ces zones, de faciès plus proximaux et caractérisés de façon générale par un transit plus conséquent de matériaux (systèmes distributeurs fluvio-tidaux d'embouchure (C) et faciès fluviatiles (D)).

L'influence de ces zones (ZT), sur le développement du fossé en effondrement, a guidé en quelque sorte l'acquisition de sa géométrie. Cette influence fut également, apparemment indirectement responsable des premières connexions marines établies avec le domaine molassique. Les blocs basculés vers le NNE, ouvrant leur partie abaissée et déprimée à l'assaut des incursions marines ont pu aisément favoriser l'inondation marine (bloc diagramme et carte sur Figure 6-21, d'après la Figure 3-19B et Figure 4-22) au niveau de l'extrémité sud de la Forêt-Noire et l'extrême Nord du Bassin Molassique (cf. Figure 6-22, région de la fosse de Constance, Laubscher, 1971).

6.10.5 - Architecture stratigraphique des séries étudiées, paléogéographie sommaire

L'architecture stratigraphique (Figures 6-21 et 6-22) et la paléogéographie schématique (Figure 6-23) qui en découle peuvent être résumées comme suit :

- Une transgression rapide à la base de SG1 (~31 Ma, i.e. ~avant MFS de Ru2, Hardenbol et al., 1998, Figure 6-18), qui induit une inondation quasi-instantanée du bassin et une bathymétrie rapidement importante. Se développe consécutivement un cortège (TST1) rétrogradant (Meeressands, Marnes à Foraminifères et Schistes à Poissons), construit de petits prismes clastiques côtiers (Meeressands, en bordure du rift et en alimentation locale, et de faciès argileux fins au centre du bassin (MF).
- Au maximum de transgression (i.e. ~30,5Ma, ~MFS de Ru2, Hardenbol et al., 1998, Figure 6-18) se développent des dépôts argileux fins, anoxiques (dépôt des **Schistes à Poissons**), représentant en outre les premières mises en communication, de façon instable (tectonique résiduelle qui ouvre ou ferme les connexions), du rift et de l'avant-pays alpin (Figure 6-23).
- Une régression consécutive, au sommet de SG1, cortège progradant (RST1, régressif, dépôt des faciès des Couches à Mélettes, Marnes à Cyrènes et Molasse Alsacienne Marine, fin de Ru2, Hardenbol et al., 1998, Figure 6-18). On note la progradation d'un système deltaïque nourri depuis le Sud (Bassin Molassique) dans une vaste étendue marine occupant le fossé. La progradation s'opère dans l'axe du graben (courants du Sud vers le Nord, et faciès proximaux (Marnes à Cyrènes et Molasse) cantonnés au Sud). Les faciès vont d'un système de pro-delta (à lobes ce crues, Couches à Mélettes) en distal à un système de delta-front dominé par les crues et les tempêtes en proximal (Marnes à Cyrènes). Des faciès de plaine côtière fluvio-tidale (Molasse Alsacienne Marine) se développent au sommet des faciès de delta-front dans l'extrême Sud du bassin (Figure 6-23).



Figure 6-23 : Paléogéographie sommaire établie d'après l'architecture stratigraphique, pour les séquences de long-terme (SG et N). Les paléo-courants mesurés pour certains épisodes sont également représentés.

- Une nouvelle transgression, début de la séquence SG2 (équivalent possible au début de Ru3, Hardenbol et al., 1998, Figure 6-18), participe à la rapide rétrogradation de l'appareil deltaïque. Un prisme pro-deltaïque rétrogradant (TST2) se développe sur la zone, associé à de possibles lambeaux de faciès **Meeressands** sur les reliefs résiduels du Jura (Figure 6-22 et 6-23). Au centre du bassin on note la faible accrétion de marnes pro-deltaïque (A1, faciès des **Couches à Mélettes**), aggradation précédant la MFSm2.
- Une nouvelle régression consécutive, induit la progradation de l'appareil deltaïque de plus en plus vers le Nord (RST2, SG2, Figure 6-23, fin de Ru3, Hardenbol et al., 1998, Figure 6-18). Les faciès sont sensiblement les mêmes que pour SG1, les dépôts de lobes turbiditiques de crues font défaut dans la zone (sans doute rejetés plus au Nord). L'extension des faciès de plaine côtière (embouchure fluvio-tidale) se répartit au Nord jusqu'à la latitude de Mulhouse (Figure 6-23), au dessus et en amont d'un vaste corps sableux de delta-front dominé par les tempêtes et les crues. Des faciès fluviatiles (**Molasse Alsacienne Continentale**) sont connus au Sud du Jura et pleinement contemporains.
- Au sommet de SG2, une érosion fluviatile (base du Chattien), s'opère, liée à la continentalisation définitive du bassin (Figure 6-22) à la faveur de l'abaissement du niveau marin à la limite Chattien/Rupélien (~28,5 Ma, correspondant possiblement à la base de Ch1, Hardenbol et al., 1998, Figure 6-18). Cette érosion est associée à une faible discordance, et voit rapidement l'aggradation de faciès fluviatiles (chenaux et plaine, faciès de la Molasse Alsacienne Continentale) à la base de N1 (chenaux en tresses/anastomosés) au sein d'une vaste plaine fluviatile occupant l'ensemble de la zone (Figure 6-23).
- S'en suit le développement d'un vaste système fluviatile à l'échelle du bassin (Figure 6-23) montrant des faciès de plaine d'inondation et de chenaux (Molasse Alsacienne Continentale). L'aggradation a lieu au cours de la quasi-intégralité du Chattien et s'organise en 3 séquences de long-terme (3eme ordre), N1, N2, N3 (en correspondance possible à Ch1, Ch2 et Ch3, Hardenbol et al., 1998, Figure 6-18). Cette aggradation, sous le joug des fluctuations de niveau de base local, s'opère parallèlement à une récurrence de mouvements tectoniques impliquant des subsidences différentielles (en E/W) accommodées par les failles du rift (Figure 6-21).
- Enfin, à l'équivalent possible du maximum d'inondation de N3 (fin du Chattien, début de l'Aquitanien), on note une inondation lacustre généralisée, correspondant aux dépôts des **Couches d'eau douce Carbonatées (CEDC)**. La plaine alluviale est transformée quasi-instantanément en lac, et ce lac occupe la quasi-totalité du bassin (Figure 6-23), et perdure jusque dans l'Aquitanien (N4 et N5), clôturant la sédimentation continue dans cette zone depuis l'Eocène inférieur.



























Phase humide



Transgression marine



Régression marine (Progradation deltaïque)



Continentalisation (Fluviatile)



Innondation lacustre

Plaine alluviale argileuse et chenaux fluviatiles sse Als ntale/CEDD) Dépots lacustres carbonaté (Calcaires t marnes) (Couches de Niederroedern/CEDC)

Série Continentale



Figure 6-24 : Histoire tectono-sédimentaire et paléogéagraphie sommaire de la zone étudiée (Sud du fossé rhénan) de l'Eocène Moyen (Lutétien, ~50 Ma) à l'Oligocène terminal (~24 Ma). Pour les détails des reconstitutions et discussions cf. texte § 6.9 et 6.10 et Figures 6-20 à 6-23 et Figure 3-15.



Eocene Moyen (~50 Ma)

Début rifting, lacs et alluvions en petits bassins peu profonds plus ou moins isolés Eocène basal, Calcaires lacustres de Buxwiller



Eocène Supérieur Oligocène Inférieur

(~40 à 32Ma)

Rifting paroxysmal, ceintures conglomératiques sur bordures, lac franc et/ou salé au centre du bassin Série Salifères (centre du bassin) et Conglomérats Côtiers (bordure)

Rupélien Moyen (~31 Ma)

Tectonique quisciente, inondation marine bordures peu élevées transgressées peu ou pas d'apports au bassin depuis bordures Matériaux dérivent du bassin molassique "overfilled" Série Grise (au centre du bassin), Meeressands sur bordures (pour la base uniquement)



Cadre de l'étude

Le Fossé rhénan est un bassin sédimentaire de type « rift » formé principalement pendant l'ère tertiaire même si les premiers mouvements verticaux datent du Crétacé et si une importante réactivation des structures associée à une surrection généralisée (principalement dans la partie la plus méridionale du rift) se met en place depuis le Miocène. Il se produit de plus, au cours du Plio-Quaternaire, un important rehaussement des bordures qui conduit au rajeunissement des Vosges et de la Forêt Noire. Le fonctionnement en bassin de rift *sensu stricto* (effondrement du bassin avec formation des bordures, i.e. phase « syn-rift » vraie, sensu Rotstein et al, 2005) a eu lieu principalement de l'Eocène moyen à l'Oligocène inférieur.

Le travail a porté principalement sur les séries sédimentaires de l'Oligocène moyen et supérieur (soit les séries marines à continentales du Rupélien et du Chattien). En quelques mots, il s'agit de l'histoire de la naissance, de la vie et de la mort de la seule incursion marine généralisée dans le fossé rhénan méridional.

Situé en bordure septentrionale du bassin d'avant-pays alpin (Bassin Molassique Suisse) le fossé rhénan méridional (Southern Upper Rhine Graben) présente la particularité d'être dans une zone tectono-sédimentaire tout à fait particulière située entre un domaine en extension (rifts ouesteuropéens) et un domaine en compression (avant-pays des Alpes). Ce travail tente de conter l'histoire mouvementée de ce relais extension/compression au cours du temps et d'en dessiner les interactions (entre rift et avant-pays) à la faveur des effets combinés des variations eustatiques et du régime tectonique régional.

Séries étudiées

L'ensemble des séries étudiées (« séries supra-salifères ») se regroupe en deux grands ensembles successifs : un *cortège* « marin » à la base (**Série Grise Marine** et équivalents latéraux contemporains) et un *cortège* « *continental* » au sommet (**Couches d'eau douce, ou Couches de Niederroedern**), représentant les deux phases majeures de l'évolution sédimentaire pour la période considérée : la « phase marine rupélienne » et la « phase continentale chattienne »

🖛 Le cortège marin

Le premier *cortège « marin »* concerne la **Série Grise Marine** et ses équivalents latéraux le long des bordures du rift (groupe des **Meeressand** principalement et groupe de la **Molasse Alsacienne** au sens large pour les formations de la partie supérieure de la **Série Grise**). Le *cortège marin* se divise en deux ensembles distincts.

Un premier ensemble à la base, relativement peu épais (50 mètres au maximum), est constitué du groupe des **Meeressands** surmonté par le groupe des **Marnes Argileuses**, lui-même constitué par la superposition des **Marnes à Foraminifères** et des **Schistes à Poissons.** Cet ensemble est assez bien daté. Il débuterait vers ~-31Ma (base des **Marnes à Foraminifères**) pour se terminer vers ~-30Ma (sommet des **Schistes à Poissons**).

Le second ensemble, le plus épais (200 à 400 mètres), apparaît avec le développement de la partie supérieure de la série marine : Les Marnes Sableuses (Série Grise Supérieure). La Série Grise supérieure est constituée des Couches à Mélettes à la base et des Marnes à Cyrènes au sommet. Leurs équivalents latéraux sont respectivement la Molasse alsacienne Marine et la Molasse Alsacienne Continentale. Ces dernières formations sont toutes plus ou moins contemporaines les unes avec les autres et des liens génétiques sont à envisager. Les formations individualisées faciologiquement apparaissent ainsi comme largement diachrones sur toute la zone.

📥 Le cortège continental

Le *cortège « continental »* (second cortège) est le témoin du développement à l'échelle du bassin des faciès continentaux des **Couches de Niederroedern** (300 à 500m). Cet épisode de continentalisation est daté à la base du Chattien (~28,5Ma). Les **Couches de Niederroedern** sont divisées en **Couches d'Eau Douce Détritiques** ou **Molasse Alsacienne Continentale** (150 à 300 m) à la base et en **Couches d'Eau Douce Carbonatées** (jusqu'à 200 m) au sommet.

Environnements de dépôt

🖛 Le cortège marin

Les Meeressands sont contraints en périphérie du graben et reposent souvent directement sur le substratum pré-tertiaire (i.e. surface de transgression). Au sein de la formation des Meeressands, plusieurs milieux de dépôt se distinguent : un milieu de plage conglomératique de haute énergie (M3), associée à des terrasses d'abrasion marines et un milieu d'avant-plage sablo-conglomératique relativement complexe (M2). Ces « formations de bordures » passent latéralement, et rapidement vers le bassin, à des faciès fins de basse énergie (milieu d'offshore, M1 et MF), liés génétiquement et corrélés en âge.

Ces dépôts constituent, le long des bordures du rift, les équivalents latéraux des **Marnes à Foraminifères** et des **Schistes à Poissons** (groupe des **Marnes Argileuses**), formations connues au centre du bassin et sur l'ensemble de la zone étudiée. Les **Marnes à Foraminifères** sont les premiers dépôts marins au centre du fossé et sont constituées par des faciès argileux d'offshore parfois bioturbés mais très monotones. Les **Schistes à Poissons** tirent leur dénomination « schistes » de leur apparence d'aspect « cartonné » et très finement clivés. Ils constituent des dépôts vraiment uniques dans la série rhénane et sont attribués à un milieu d'offshore très calme, en association à une anoxie poussée de la colonne d'eau, elle-même (i.e. anoxie) en relation très probable avec un confinement temporaire du bassin.

Pour les dépôts de la **Série Grise Supérieure** (et ses équivalents latéraux de la **Molasse Alsacienne**) un modèle génétique de faciès à l'échelle régionale a pu être établi. Ce modèle montre le développement d'un vaste appareil deltaïque qui prograde vers le Nord depuis la région du Jura (partie la plus méridionale du bassin rhénan). Ce vaste appareil deltaïque remplit l'espace rhénan dans une direction axiale, sans contribution des bordures du rift. L'absence totale de contribution du rift dans cette partie méridionale pourrait suggérer des bordures de rift à reliefs très faibles, voire inexistantes.

Les premiers dépôts de cet ensemble appartiennent à la formation des **Couches à Mélettes.** Les faciès identifiés représentent des environnements de dépôts marins ouverts en milieu offshore et pro-deltaïque (A1), recevant des épandages sableux (A2/A3) dont les courants sont dirigés du Sud vers le Nord. Le matériel a une origine quasi-exclusivement alpine. Ces dépôts sont de caractère turbiditique (« hyperpycnites »). Les courants de turbidité sont mis en relation avec des épandages sableux intermittents attribués à des crues.

La formation des **Marnes à Cyrènes**, est représentée par des dépôts attribuables à des environnements marins ouverts, où deux milieux de dépôt se distinguent : un milieu de shoreface/front de delta (B2/B3) et un milieu d'offshore/pro-delta (B1). Les milieux de shoreface/front de delta sont soumis à une dynamique complexe, d'influence mixte houle/crues dans la partie supérieure du shoreface/front de delta, et d'influences mixte crues/tempête dans la partie inférieure. Ces faciès sont tronqués en position proximale (et de manière générale seulement au sud du bassin) et à leur sommet, par des systèmes fluvio-tidaux d'embouchure (C1). Les systèmes de shoreface /front de delta (B2/B3) montrent des passages verticaux graduels ou abrupts sur les dépôts d'offshore (B1).

La formation de la **Molasse Alsacienne Marine** traduit l'enregistrement d'environnements de plaine côtière où deux milieux ont été distingués : des milieux de plaine tidale et ou estuarienne (replat de marée et baie, C2) et des chenaux fluvio-tidaux (C1). Ils ne sont présents qu'au sud du bassin (Sundgau et Jura).

Enfin, dans le domaine méridional du bassin (bassin de Delémont, et plus au sud) se développent de façon contemporaine des dépôts de facture continentale, représentés par la partie inférieure de la **Molasse Alsacienne Continentale.** Dans ce système strictement continental, un réseau de chenaux fluviatiles (D1) incise un milieu de plaine alluviale (D2).

🛃 Le cortège continental

Les premiers dépôts de ce cortège sont fluviatiles. Ils dénotent, à l'échelle du bassin, une installation brutale de conditions sub-aériennes de sédimentation. L'analyse des faciès sédimentaires des **Couches d'Eau Douce Détritiques** ou **Molasse Alsacienne Continentale**, atteste de différents milieux de sédimentation : des chenaux fluviatiles de différentes tailles et de différente nature (D1) ; des faciès de plaine alluviale dans lesquels abondent les paléosols, (D2a) ; des lacs temporaires, (E).

Enfin l'ensemble du bassin est envahi par des faciès carbonatés lacustres (E) de la formation des **Couches d'Eau Douce Carbonatées**, de façon quasi-synchrone, au sommet du Chattien, tout proche de la limite de l'Aquitanien.

Architecture sédimentaire

L'identification de motifs sédimentaires répétitifs sous la forme de séquences élémentaires « **Transgression-Régression** » (**T-R**) reconnues dans chaque environnement, a permis de développer pour ces dépôts un modèle stratigraphique séquentiel à long terme de leur motif d'empilement.

🖛 Le cortège marin

Au sein du *cortège marin*, un cycle marin « transgression puis régression », cycle I (**T-R**), de long terme se reconnaît aisément dans l'architecture, par la distinction d'un cortège transgressif particulier, lié à une sédimentation locale dans un bassin clos à son extrême Sud, et d'un cortège régressif montrant une ouverture au Sud et des apports depuis le bassin d'avant-pays.

- Le cortège transgressif est constitué par la mise en place des **Marnes à Foraminifères** et des **Schistes à Poissons**, génétiquement liés aux **Meeressands** (sur les bordures). Le prisme transgressif est construit par des systèmes littoraux de haute énergie (plages à galets associées à des terrasses d'abrasion et des faciès d'avant-plage sablo-conglomératique, faciès M1 à M3) circonscrits à la périphérie du graben, et passant latéralement vers le bassin à des dépôts de basse énergie (offshore, M1, FMF et FSP). Cet intervalle montre en somme le développement de systèmes de plages à galets associées à des terrasses marines qui rétrogradent, en direction des domaines émergés à mesure que la transgression se poursuit. Cette transgression correspond en âge à la partie médiane de la séquence Ru2 (Hardenbol et al., 1998).
- Le cortège régressif est constitué par la mise en place des **Couches à Mélettes** et des **Marnes à Cyrènes** et de leurs équivalents latéraux de la **Molasse Alsacienne** (incluant possiblement les **Meeressands**). Le cortège régressif est construit dans sa quasi-totalité, par les faciès du système deltaïques, alimentés intégralement par le Sud. Ces dépôts sont le résultat de deux progradations saccadées, successives de l'appareil deltaïque reconnu, ponctuées d'une transgression, suivant à priori les variations tectono-eustatiques régionales (fin Ru2 et Ru3, Hardenbol et al., 1998). La progradation du « delta de la **Série Grise** » construit en somme des corps gréseux progradants, formant des clinoformes peu pentées de plusieurs dizaines de kilomètres d'extension latérale. Les dépôts montrent des influences variées liées à l'action des vagues et des tempêtes, des crues (faciès turbiditiques) et/ou encore des marées. Les parties les plus internes (proximales, au Sud) de l'appareil deltaïque montrent des faciès indubitablement influencés par la marée (en position d'embouchure) incisant le sommet des corps sableux progradants construits par les faciès de front de delta.

Pendant le dépôt du *cortège marin*, la répartition, les variations de faciès et d'épaisseur ne semblent plus inféodées à la géométrie du rift (dépassant les anciennes bordures du *cortège salifère*) et sont par ailleurs limitées à l'extrémité sud du bassin (Jura). On ne note pas, à priori, de réelle implication syn-sédimentaire de l'activité des failles du rift, ni dans les variations d'épaisseur, ni dans les variations de faciès dans des directions perpendiculaire à l'axe du graben (E/W). Le dépôt de ces formations se fait clairement selon un axe Nord/Sud préférentiel, avec une zonalité latitudinale des faciès, montrant un pôle proximal (continental D et C) au Sud et un pôle distal au Nord (A et B, marin ouvert). L'évolution des épaisseurs parallèlement à l'axe du bassin semble néanmoins montrer un déplacement graduel du « dépôt-centre » vers le nord et surtout une subsidence généralisée de la région (impliquant le rift (bassin) et ses bordures (E/W/S)), permettant en lien aux variations eustatiques, le maintien d'un espace d'accommodation suffisant pour l'accumulation de séries sédimentaires relativement épaisses (400 mètres).

A Le cortège continental

L'architecture du *cortège continental* révèle également une attitude dépendante à des cycles plus ou moins longs de variations du niveau de base local.

L'architecture sédimentaire établie a l'appui des données de sub-surface, montre un passage abrupt des faciès marins peu profonds du sommet de la **Série Grise Marine**, aux faciès fluviatiles des **Couches d'eau douce (Molasse Alsacienne Continentale)**, via une surface d'érosion, datée aux environs de la limite Rupélien/Chattien (~28.5 Ma). Ce fait est à relier à un abaissement brutal du niveau marin à la base du Chattien enregistré au niveau mondial (Ch1, Hardenbol et al., 1998). Cet abaissement du niveau de base, conduit au développement à l'échelle régionale d'un système fluviatile nourri par le bassin molassique suisse et s'engouffrant dans le fossé depuis la plate-forme jurassienne.

L'aggradation des dépôts au cours du Chattien, a lieu à la faveur des variations du niveau de base couplées à une reprise timide de l'activité des failles bordières du rift.

La plaine alluviale est finalement transformée très rapidement en lac, au sommet du Chattien et ce de façon quasi-synchrone à l'échelle du bassin. Ce lac et ses faciès carbonatés (E), perdure jusqu'à l'Aquitanien, clôturant ainsi une sédimentation plus ou moins continue dans cette zone depuis l'Eocène inférieur (Lutétien).

Structuration tectonique du bassin méridional

Au point de vue structural, le bassin méridional rhénan appartient en somme à un point triple marqué par la confluence d'une structure de bassin en effondrement stricte (rift), de l'extrémité orientale de la Zone Transformante Rhin/Saône, et de l'extrémité septentrionale du bassin d'avantpays alpin. Le bâti structural complexe résultant va jouer un rôle positif, voire majeur dans l'évolution tectono-sédimentaire de cette zone. Cette structuration va induire en fonction des accidents du rift et des accidents transverses, une compartimentation intra-graben en sous-bassins constitués de blocs tectoniques à basculement variable. La juxtaposition des compartiments délimités par les accidents transformants (ZT) forme un bassin « en gradins » étagés vers le Sud. Cette structure complexe va induire au cours du temps un effet variable sur l'évolution tectono-sédimentaire, influant sur l'épaisseur des formations et la répartition faciologique en leur sein.

Ces effets ne sont réellement perceptibles que pour le *Cortège salifère*, où l'architecture sédimentaire répond positivement à cette compartimentation, en proportion et dynamique variable, en parallèle à la phase « syn-rift » paroxysmale (sensu Rotstein et al., 2005).

Le *cortège* marin lui ne semble que peu perturbé dans son architecture, mais la structuration pourrait néanmoins influer sur le tectono-eustatisme local (i.e. sur le niveau de base et les entremises avec le bassin molassique suisse et/ou avec le fossé de Bresse), et la migration apparente progressive du dépocentre vers le Nord au cours du temps.

Le *cortège continental* montre des stigmates d'une participation syn-sédimentaire de déformations liées à la réactivation des structures du graben au cours du Chattien.

Brève histoire de l'Oligocène

Après un premier épisode (vraie phase « syn-rift », sensu Rotstein et al. (2005)) de dépôts continentaux (*Cortège salifère* de l'Eocène et de l'Oligocène inférieur) qui a vu la mise en place de formations conglomératiques le long des bordures (**Conglomérats Côtiers**) et d'importantes séries lacustres et salifères dans le bassin (**Séries Salifères**), la transgression marine du Rupélien à l'Oligocène moyen (~-31Ma) représente la première invasion marine dans le domaine méridionale du fossé rhénan (**Série Grise**). L'inondation maximale du bassin semble être atteinte dès le milieu de la formation des **Schistes à Poissons** (~30,5Ma). Toutes les analyses suggèrent l'existence d'un bassin marin relativement profond, au-delà de la centaine de mètres. Excepté la zone du Bassin de Mayence et la partie jurassienne, les faciès de bordures apparaissent peu développés et en tous cas, associés à des bordures plutôt abruptes (passage latéraux rapides).

Dès le début de la période voyant se développer la partie supérieure de la **Série Grise**, se dessine une alimentation détritique issue de la zone jurassienne et alpine. Il se développe un appareil deltaïque qui prograde vers le Nord depuis la zone jurassienne. Cette dynamique provoque une continentalisation progressive du bassin marin, qui trouve son apogée dans la continentalisation définitive qu'enregistrent les **Couches d'eau Douce** à l'aube du Chattien (~28,5Ma). Les derniers dépôts rattachés au Chattien et à la base de l'Aquitanien, dans la zone, sont successivement fluviatiles puis lacustres.

Pendant tout l'épisode marin (Rupélien terminal), l'absence notable de faciès de bordures (à l'instar de l'importante ceinture clastique syn-tectonique des **Conglomérats Côtiers** de l'Oligocène inférieur), sur les massifs anciens méridionaux (Vosges et Forêt-Noire), la présence de dépôts relativement profonds (**Série Grise**) atteignant les zones d'anciennes bordures, ainsi que l'existence de paléocourants clairement dirigés, en partie, vers les Vosges, suggèrent que les reliefs étaient, sinon absents, très atténués, et réduits, à l'image du bassin de Mayence, à un paysage d'îlots au milieu d'un bras de mer plus ou moins large, bien plus étendu que les contours actuels du fossé.

Enfin, l'ensemble des données recueillies, tend à montrer que la nature et la distribution des sédiments dans le bassin rhénan au Rupélien et au Chattien semblent avoir été contrôlées par des paramètres environnementaux extérieurs à la seule dynamique tectono-sédimentaire du rift lui-même, à savoir : (1) les variations du niveau marin relatif et (2) les flux sédimentaires dérivés du bassin d'avant-pays alpin.

Tu dois savoir que nombre de nos actes sont vains, et pourtant, tout en le sachant nous devons continuer à agir comme si nous ne le savions pas.....et c'est là, la folie de l'« Homme de connaissance ». Carlos Castaneda, *Le Voyage à Ixtlan* (1972).

LEXIQUE des ABREVIATIONS

L'emploi de termes abrégés a été nécessaire dans ce travail, afin de ne pas alourdir de terminologies interminables (tant au niveau des aires géographiques que des termes stratigraphiques) le texte.

Conscient que cela rend la lecture difficile, le petit lexique ci-dessous veille à éclaircir la plupart des abréviations usitées.

A/S = Rapport Accommodation (A) / Supply (S, Flux sédimentaire)

CCBF = Coarse Clastic Beachface Facies, faciès de plage à blocs CEDC = Couches d'eau douce carbonatées = Couches de Niederroedern inf. CEDD = Couches d'eau douce détritiques = Couches de Niederroedern sup. CM = Couches à Mélettes CN = Couches de Niederroedern

DS/SU= Discontinuité Subaérienne/ Subaerial Unconformity

FS = Flooding Surface, Surfaced'inondation FSST = Falling Stage System Tract

GR = Gamma-Ray

Ma = millions d'années

HCS = Hummocki Cross - Stratification HST = Highstand System Tract, Prisme de haut niveau

ka = millier d'années, 1 ka = 1000 ans

LBF = Lower Beachface facies, faciès de base de plage LRG = Lower Rhine Graben, Dépression de la Rhénanie LST = Lowstand System Tract, Prisme de Bas niveau

MA =Molasse Alsacienne MAC = Molasse Alsacienne Continentale MAM = Molasse Alsacienne Marine MCvr = Marnes à Cvrènes MF = Marnes à Foraminifères MFS = Maximum Flooding Surface = surface d'inondation maximale MRS = Maximum Regressive Surface = surface de régression maximale NMR = Niveau Marin Relatif NURG = Northern Upper Rhine Graben (bassin circonscrit ~ entre Strasbourg et Mannheim) **OMM = Ober Marine Molasse, Molasse Marine Supérieure** OSM = Ober Süsswasser Molasse, Molasse d'eau douce Supérieure **UBF** = Upper Beacface Facies, faciès de sommet de plage UMM = Unter Marine Molasse, Molasse Marine Inférieure USM = Unter Süsswasser Molasse, Molasse d'eau douce Inférieure **RS** = **Ravinement** Surface RSME = Regressive Surface of Marine Erosion, surface d'érosion régressive marine **RST = Regressive System Tract SB** = Sequence Boundary = limite de séquence Séquence/cycle T-R = Séquence cycle Transgressive / Regressive SCS = Swaley Cross Stratification SG = Série Grise SP = Schistes à Poissons **SRT** = Surface de Ravinement transgressive ST-R = Séquence Transgressive / Regressive SURG = Southern Upper Rhine Graben (Bassin Potassique, Bassin de Dannemarie, Bassin de Bâle/Sierentz) T-R = Transgressif / Régressif **TST = Transgressive System Tract** TRS = Tidal Ravinement Surface, surface de ravinement tidale ZF = Zone Fossilifère ZSI = Zone Salifère Inférieure ZSM = Zone Salifère Moyenne **ZSS = Zone Salifère Supérieure** ZT = Zone de Transfert tectonique, Zone transformante

AIGNIER, T., (1985) - Storm depositional systems; dynamic stratigraphy in modern and ancient shallow-marine sequences. *Lecture notes in earth sciences*. 1985.

AIGNIER, T & REINECK, H.E. (1982) - Proximality trends in modern storm sands from the Helgoland Bight (North Sea) and their implications for bassin analysis. *Senckenbergiane*, 14, p 183-215

ALFARO, P., DELGADO, J., ESTEVEZ, A., MOLINA, J.M., MORETTI M., SORIA, J.M. (2002) - Liquefaction and fluidization structures in Messinian storm deposits (Bajo Segura Basin, Betic Cordillera, southern Spain) - *International Journal of +Earth Sciences*, **91**, 3, p.505-513

ALLEN, J.R.L., (1983) - Studies in fluviatile sedimentation: bars, bar-complexes and sandstone sheets (low-sinuosity braided streams) in the Brownstones (L. Devonian), Welsh border. - *Sedimentary Geology* **33**, p.237-293.

ALLEN, P.A. & HOMEWOOD, P. (1984) - Evolution and mechanics of a Miocene tidal sand wave. Sedimentology, **31**, p.63-81.

ALLENBACH, R.P. & WETZEL, A., (2006) - Spatial patterns of Mesozoic facies relationships and the age of the Rhenish Lineament : a compilation. - *Int. J. Earth. Sci.*, in press.

ANDERTON, R., (1976) - Tidal-shelf sedimentation; an example from the Scottish Dalradian - *Sedimentology*, **23**, 4, p. 429-458

ANDREAE, A. (1883) - Beitrag zur Kenntnis des Elsasser Tertiürs. Die ülteren Tertiürschichten. 1. der BuchsweilerKalk und gleichaltrige Bildungen am Oberrhein. Inaug. *Diss. Math. Nat. Fak. Kaiser-Wilhelnzs Univ Strasbourg*.

ARCHE, A & LOPEZ-GOMEZ, J. (1999) - Tectonic and geomorphic control on the fluvial styles of the Eslida Formation, Middle Triassic, Eastern Spain. *Tectonophysics*, **315**, p.187-207

ARENAS, C. & PARDO, G. (1999) - Latest Oligocene–Late Miocene lacustrine systems of the north-central part of the Ebro Basin (Spain): sedimentary facies model and palaeogeographic synthesis, **151**, p.127-148

ARNOTT, P. & SOUTHARD, J.B. (1990) - Exploratory flow-duct experiments on combined-flow bed configurations, and some implications for interpreting storm-event stratification. - *Journal of Sedimentary Petrology*, **60**; **2**, p.211-219.

ASHLEY, G.M., & SHERIDAN, R.E. (1994) - Depositional model for valley-fills on a passive continental margin, in R.W. Dalrymple, R.J. Boyd, B.A. Zaitlin, eds., Incised valley systems: Origin and sedimentary sequences: *SEPM Special Publication*. **51**, p. 285-301.

ASHLEY, G. M. (1990) - Classification of large-scale sub-aqueous bedforms: A new look at an old problem, *Journal of Sedimentary Petrology*, **60**, p.160–172.

ATCHLEY, S.C., NORDT L.C., & DWORKIN, S.L. (2004) - Eustatic control on alluvial sequence stratigraphy : a possible example from the Cretaceous-Tertiary transition of the Tornillo Basin, Big Bend National Park, West Texas, U.S.A. – *Journal of Sedimentary Research*, 74, p.391-404

BAUMBERGER, E. (1927) - Die stampischen Bildungen der Nordwestschweiz und ihrer Nachbargebiete mit besonderer Berücksichtigung der Molluskenfaunen.- *Eclogae geol. Helv.*, Basel, **20**, 4, p. 533-578.

BAUMBERGER, E. (1928) - Die Tongruben von Allswil. Eclogae geol. Helv., 21, 1, p.96-101

BARTZ, J. (1974) - Die Mâchtigkeit des Quartârs im Oberrheingraben. In: *Approaches to Taphrogenesis* (Ed. by J. H. Tllies & K. Fuchs), p. 78-87, Stuttgart.

BECKER, D. (2003) - «Paléoécologie et paléoclimats de la Molasse du Jura (Oligo-Miocène): apport des Rhinocerotoidea (Mammalia) et des minéraux argileux». Thèse Université Fribourg., *Geofocus* 9, 327p.

BECKER, D., PICOT L., BERGER J.P (2002) - Stable isotopes (δ^{13} C and δ^{18} O) of charophyte gyrogonites: example from the Brochene Fluh section (Late Oligocene–Early Miocene, Switzerland) - *Geobios*, **35**, p.89-97

BECKER, D., RÖSSNER G.E., PICOT L., BERGER J.P., (2001) - Early Miocene ruminants of Wallenried (USM, Aquitanian/Switzerland) : Sedimentology, biostratigraphy and paleoecology. *Eclogae geol. Helv., Basel*, **94**, 3, p.547-564

BEHRMANN, J.H., ZIEGLER, P.A., SCHMID, S.M., HECK, B., & GRANET, M. (2005) - The EUCOR-URGENT Project. Upper Rhine Graben : evolution and neotectonics - *Int. Journal of Earth Sciences*, **94**, 4, p.505-506

BERGER, J.P., (1992) - Correlative chart of the Europea Oligocene and Miocene: applications to the Swiss Molasse Basin. *Eclogae Geol. Helv.* **85**, 3, p. 573–610.

BERGER, J.P. (1995) - Des nannofossiles calcaires aux rhinocéros : déplacés ou remaniés ? - *Eclogae geol. Helv.*, Basel, **88**, 3, p.657-680.

BERGER, J.P. (1996) - Cartes paléogéographiques-palinspatiques du bassin molassique suisse (Oligocène inférieur-Miocène moyen).- *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **202**, 1, p.1-44.

BERGER, J.P., REICHENBACHER, B., BECKER, D., GRIMM, M., GRIMM, K., PICOT, L., STORNI, A., PIRKENSEER, C., DERER, C., SCHAEFER A., (2005a) - Paleogeography of the Upper Rhine Graben (URG) and the Swiss Molasse Basin (SMB) from Eocene to Pliocene. - *International Journal of Earth Science*, **94**, 4, p. 697-710

BERGER, J.P., REICHENBACHER, B., BECKER, D., GRIMM, M., GRIMM, K., PICOT, L., STORNI, A., PIRKENSEER, C., DERER, C., SCHAEFER A., (2005b) - Eocene-Pliocene time scale and stratigraphy of the Upper Rhine Graben (URG) and the Swiss Molasse Basin (SMB). - *International Journal of Earth Science*, **94**, 4, p. 711-731

BERGERA,T F. (1977) - La fracturation de l'avant-pays jurassien entre les fossé de la Saône et du Rhin. Analyse et essai d'interprétation dynamique. - *Rev. Geogr. Phys. Geol. Dynam.*, **19**, 4, p.325-338

BERGERAT, F. (1983) - Paléo-contraintes et évolutions tectoniques paléogènes du Fossé Rhénan. - *C.R. Acad. Sci.*, Paris I, **297**, 77-80.

BERGERAT, F. (1987) - Stress fields in the European platform at the time of Africa-Euroasia collision. *Tectonics*, **6**, p.99-132.

BERGERAT, F, CHOROWICZ, J (1981) Etudes des images Landsat de la zone transformante Rhin-Saône (France). *Geol. Rundsch.*, **70**, p.354-367

BESTLAND, E.A., RETALLACK, G.J., & SWISHER, C.C., III, (1997) - Stepwise climate change recorded in Eocene-Oligocenepaleosol sequences from central Oregon - *Journal of Geology*, **105**, p.153-172.

BERGGREN, W. A., KENT, D. V., SWISHER, C. C. & AUBRY, M.-P. (1995) - A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. *SEPM (Society for Sedimentary Geology) Special Publication, 54* (Geochronology, tune scales and global stratigraphie corrélation), 129-212. Best, G. (1975) Feinstratigraphie der Hydrobien-Schichten (Untermiozân, Mainzer Becken). *Mainzer geowissenschaftliche Mitteilungen, 4*, p.75-138.

BERNE, S., CASTAING, P., LE DREZEN, E. & LERICOLAIS, G. (1993) - Morphology, internal structures, and reversal of asymetry of large subtidal dunes in the entrance to Gironde estuary (France). *Journal of Sedimentary Petrology*, **63**, p.780-793.

BEUKES, N.J. (1996) - Sole marks and combined-flow storm event becd, in the briston formation of the silicate archean – Witwatersrand supergroup, south Africa. *Journal of Sedimentary research*, **66**, 3, p 567-576.

BHATTACHARYA, J & WALKER, RG, (1991) - Facies and facies successions in river- and wave-dominated depositional systems of the Upper Cretaceous, Dunvegan Formation, northwestern Alberta. *Bull. Can. Petrol. Geol.*, **39**, p.165-191.

BHATTACHARYA, J.P., & WILLIS B.J., (2001) - Lowstand deltas in the Frontier Formation, Powder River basin, Wyoming: Implications for seuqnece stratigraphic models.- *AAPG Bull.*, **85**, 2, p.261-294

BILLUPS, K., CHANNELL, J., ZACHOS, J.C. (2002) - Late Oligocene to eraly Miocenen geochronology and paleoceanography from the subantarctic South Atlantic. – *Paleoceanography*, **17**, p.1004-1029

BITTERLI-BRUNNER P., FISHER H, (1988) - Geologische Atlas der Schweiz, Carte géologique de la Suisse, 1/25000^{ème}, 1067 Arlesheim, Atlas Blatt 80.

BLAIR, T.C. & McPHERSON, J.G. (1999) - Grain-size and textural classification of coarse sedimentary particles .- *Journal of Sedimentary Research*, **69**, 1, p.6-19.

BLAIR, T.C. (1999) - Sedimentology of gravely Lake Lahontan highstand shoreline deposits, Churchill Butte, Nevada, USA. – *Sedimentary Geology*, **123**, p. 199-218.

BLANC-VALLERON, M.-M. (1990) - Les formations paléogènes évaporitiques du bassin potassique de Mulhouse et des bassins plus septentrionaux d'Alsace. *Thèse Université de Strasbourg*, Strasbourg, 350 p.

BLANC-VALLERON, M.M. & GANNAT, E. (1985) - Cartographie de subsurface du Salifère supérieur du bassin Potassique de Mulhouse (Oligocène, Alsace). *Bull. Soc. géol. Fr.* (8), I p.823-836.

BLANC-VALLERON, M.-M., GELY, J.-P., SCHULER, M., DANY, F., ANSART, M., (1991) - La matière organique associée aux évaporites de la base du Sel IV (Oligocène inférieur) du bassin de Mulhouse (Alsace, France) - *Bull. Soc. geol. France*, **162**, 1, p.113-122.

BLEICHER, G. (1885) - Etudes de stratigraphie et de paléontologie animale. In : FLICHE et BLEICHER (1885) : recherches sur le terrain tertiaire d'Alsace et du Territoire de Belfort. *Bull. Soc. Hist. Nat. Colmar*, **24**-**26**, p1-44

BLUCK, B.J., (1967). - Sedimentation of beach gravel : examples from South Wales.- *Journal of Sedimentary Petrology*, **37**, p.128-156.

BLUM, M.D. & TÖRNQVIST, T.E. (2000) - Fluvial responsesto climate and sea level change : a review and look forward. *Sedimentology*, **47**, S.1, p.2-48

BOERSMA, J.R. & TERWINDT, J.H.J. (1981b) - Nipe-Spring Tide sequences of intertidal shoal deposits in a mesotidal estuary. *Sedimentology*, **28**, p.151-170

BOIGK, H. & SCHOENEICH, H. (1970) Die Tiefenlage der Permbasis im ndrdlichen Teil des Oberrheingrabens. In: *Graben Problems* (Ed. by H. Illies & S. Mueller), p.45-55. Schweizerbart, Stuttgart.

BOUMA, A.H., (1962) - Sedimentology of some flysch deposits :a graphic approach of facies interpretation.-*Amsterdam, Elsevier*, 168 p.

BOURCART, J. (1964) - Les sables profonds de la Méditérranée occidentale. In : BOUMA A.H., BROUWER, A. (eds), *Developments in sedimentology*, N°3. *Turbidites. Elsevier, Amsterdam*, p.148-155.

BOURGEOIS, J. (1980) - A transgressive shelf sequence exhibiting hummocki stratification : the Cap Sebastian sandstone (Upper Cretaceous) Southwestern Oregon. *Journal of Sedimentary Petrology.*, **50**, p 681-702.

BOURGEOIS,, O., LE CARLIER DE VESLUD, C., FORD, M., DIRAISON, M., (2001) - Synthèse structurale stratigraphique du bassin de Dannemarie (Graben du Rhin Supérieur). - *Rapport Scientifique final. Convention de recherche BRGM GEOFR3D*, **99/14**.

BOURQUIN, S., RIGOLLET, C., & BOURGES, P. (1998) - High-resolution sequence stratigraphy of an alluvial fan-fan delta environment : stratigraphic and geodynamic implications – An example from the Keuper Chaunoy Sandstones, Paris Basin. – *Sedimentary Geology*, **121**, p.207-237.

BRADLEY, W.C., GRIGGS, G.B., (1976) - Form, genesis and deformation of central California wavecut platfroms. - G.S.A. Bull., 87, p.443-449

BRENCHLEY, P.J. (1985) - Storm influenced sandstone blench. Modern Geology, 9, p 369-396.

BRENCHLEY, P.J., PICKERILL, R.K. & STROMBERG, S.G. (1993) - The role of wave reworking on the architecture of storm sandstone facies, Bell Island Group (Lower Ordovician), eastern Newfoundland.-*Sedimentology*, **40**, p.359-382.

BRENCHLEY, P.J., ROMANO, M. & GUTIÉRREZ-MARCO, J.C., (1986) - Proximal and distal hummocky cross-stratified facies on a wide Ordovician shelf in Iberia. In: R.J. Knight and McLean, J.R. (eds.) Shelf Sands and Sandstones. *Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir*, **2**: 241-255.

BRIANZA, M., HAUBER, L, HOTTINGER, L., MAURER, H. (1983) - die geologishen Resultate der Thermlbohrung von Leymen (Haut-Rhin), Frankreich) südlich von Basel, unter besonderer Berücksichtigung der Schwerminerale – *Eclogae geol. Helv*, **76**, 1, p. 253-279.

BRUN, J-P, WENZEL, F., ECORS-DEKORP team (1991) - Crustal-scale structure of the southern Rhinegraben from ECORS-DEKORP seismic reflection data. *Geology*, **19**, p.758-762

BRUN J-P, GUTSCHER M-A, ECORS-DEKORP teams (1992) - Deep crustal structure of the Rhine Graben from DEKRP-ECORS seismic reflection data: a summary. In: Ziegler PA (ed). Geodynamics of rifting, Vol. I, Case history Studies on Rifts: Europe and Asia. *Tectonophysics*, **208**, p.139-147

BRUNET, M. & SUDRE, J. (1987) - Evolution et systématique du genre Lophiomeiyx Pomel 1853 (Mammalia, Artiodactyla) In ScxMIDT-KITTLER N. (Ed.) : International Symposium on Mammalian biostratigraphy and Paleoecology of the European Paleogene, Mainz. February, 18'h-215' 1987. Münchn. Geowiss Abh., A, vol. 10. p.225-243

BÜCHI, U.P. (1983) - Zur Frage der Meeresverbindung zwischen der alpinene Vorlandsenke und dem Rheintalgraben zur Zeit des Rupelian.- *Jber. Mitt. oberrhein. Geol. Ver.*, N.F., **65**, p.213-222.

BUXTORF, A., CHRIST, P., ELBER, R. (1936) - Geologische Atlas der Schweiz, Carte géologique de la Suisse, 1/25000^{ème}, **1087**, *Passwang*, Atlas Blatt 3.

BUXTORF, A. & FRÔHLICHER, H. (1934) - Zur Frage des Zusammenhanges des subalpinen Unter-Stanpienmeeres mit dem Rheintalgraben. *Eclogae geol. Helv*, 26, 21 p.208

CANTALAMESSA, G., DI CELMA, C., (2004) - Sequence response to syndepositional regional uplift : insight from high-resolution sequence stratigraphy of late Early Pleistocene strat, Periadriatic Basin, central Italy. - *Sedimentary Geology*, **164**, p.283-309.

CANTALAMESSA, G., DI CELMA, C., (2005) - Sedimentary features of tsunami backwash deposits in a shallow marine Miocene setting, Mejillones Peninsula, northern Chile-Sedimentary Geology, **178**, p.259-273.

CARTER, R.M., CARTER L., JONSHON D.P. (1986) - Submergent shoreline in SW Pacific : evidence for an episodic post-glacial transgression. –*Sedimentology*, **33**, p.629-649.G.,

CARTER, R.W.G., (1988) - Coastal environments, London, Academic press, 617 p.

CARTER, R.W.G., ORFORD, J.D., FORBES, D.L., TAYLOR, R.B., (1990) - Morphosedimentary development of drumlin–flank barriers with rapidly rising sea level, Story Head, Nova Scotia. - *SedimentaryGeology*,**69**,p.117-138.

CARVER, G.A., JAYKO, A.S., VALENTINE, D.W., LI, W.H., (1994) - Coastal uplift associated with teh 1992 Cape Mendocino earthquake, northern California. *Geology*, **22**, p.-195-198.

CATTANEO, A., STEEL, R.J., (2003) - Transgressive deposits : a review of their variability. - *Earth-Sciences Reviews*, **62**, p.187-228.

CATUNEANU, O. (2002) - Sequence stratigraphy of clastics systems : concepts, merits, and pitfalls. - Geological Society of Africa Presidential Review N°1, *Journal of African Earth Sciences*, **35**, p.1-43.

CAVELIER, C, MEGNIEN, C., POMEROL, C. & RAT, P. (1979) - Le Bassin de Paris. – Bull. Inf. Géol. Bassin de Paris, 14, 2, p 26-30

CHAKRABORTY, C. & BOSE, P.K. (1992) - Ripple/dune to upper stage palne bed transition : some observation from the ancient record. *Geol. J.*, **27**, p.249-259.

CHAUVE, P., MARTIN, J., BAILLY, C.,(1985) - BRGM, Carte Géologique de la France, 1/50000^{ème}, Feuille 3622 Delle, *BRGM, SGN*, Orléans.

CHEEL, R.J., LECKIE, D.A., (1992) - Coarse-grained storm beds of the Upper Cretaceous Chgungo Member (Wapiabi Formation), Southern Alberta, Canada.- *Journal of Sedimentary Petrology*, **62**, 6, p.933-945.

CHEEL, R.J & LECKIE, D.A., (1993) - Hummockycross-stratification. In: Wright, V.P. (Eds.), *Sedimentology Review*, **1**. Blackwell Scientific Publishers, London, p. 103-122

CHOROWICZ, J. & DEFFONTAINES, B. (1993) - Transfer fault and pull-apart model in the Rhinegraben from analysis of multisource data. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 98, pp. 14,339-14,351.

CHOUGH, S.K. & HWANG, I.G. (1997) - The Duksung fan deta, SE Korea : growth of delta lobes on a Gilberttype topset in response to relative sea-level rise. - *Journal of Sedimentary Research*, **67**, 4, p.725-739.

CLAVELEAU, D., BALTZER A., LAIGNEL, B., TESSIER, B., LE BOT, S., LAFITE, R., (2004). - Tectonic and climatic controls on the inner shelf morphology (offshore Dieppe, English Channel). - *Réunion des Sciences de la Terre., Strasbourg, 20/25 Septembre 2004, RSTGV-A-00226*

CLÉMENT, L (1998) - Géologie de la Région de Delémont (Jura) avec étude particulière de la Molasse et du synclinal molassique de Foradrai. Dipl. Uni. Fribourg (unpublished), 129 p.

CLEMENT, I. & BERGER, J.P. (1999) - Nouvelles données stratigraphiques sur la Molasse du Bassin de Delémont et du synclinal de Foradrai (Oligo-miocène, Jura suisse).- *N. Jb. Geol. Paläont. Abh., Stuttgart,* **214**, 3, p. 463-485.

CLEOTINGH, S., CORNU, T., ZIEGLER, P.A., BECKMAN, F., & collaborateurs, Environmental Tectonics (ENTEC) Working Group. (2006) - Neotectonics and intraplate topography of the Northern Alpine Foreland. – *Earth-Science Review*, **74**, p.127-196

CLIFTON, H.E., HUNTER, R.E., PHILLIPS, R.L., (1971) - Depositional structures and processes in the nonbarred high-energy nearshore. - *Journal of Sedimentary Petrology* **41**, p. 651–670.

CLIFTON, H.E. (1973) - Pebble segrgation and bed lenticurality in wave-worked versus alluvial gravel.-Sedimentology, **20**, p.173–187.

CLOOS, H. (1910) - Tafel- und Kettenland im Basler Jura und ihre tektonischen Beziehungen nebst Beiträgen zut- Kenntnis des Tertiärs. Neues Jb. Mineral., *Geol. & Palâont.*, **BB**, **30**, 97 p.

CLOOS, H., (1922) - Uber Ausbauund Anwendung der Granit-tektonischen Methode, *Abh. Preuss. Geol. Landesans.*, **89**, p.1–18,

CLOOS,,H., (1939) - Hebung-Spaltung-Vulkanismus, Geol. Rundsch., 30, p.401-527,

COJAN, I. (1993) - Alternating fluvial and lacustrine sedimentation : tectonic and cmlimate controls (Provence Basin, S. France, Upper Cretaceous/Paleocene). *In* : Marzo, M.& PUIGDEFABREGAR, C. (eds), *Alluvial Sedimentation. International Association of Sedimentologist, Special Publications*, **17**, p.425-438.

COJAN, I., RENARD, M.-G. & STOTT, L.E. (2000) - Paleo-envionmental reconstruction of dinosaur nesting sites based on a geochemical approach to eggshells and associated paleosols (Maasstrichtian, Provence Basin, France). *Pal. Pal. Pal. Pal*, **191**, p.111-138.

CONTINI, D. & THEOBALD, N. (1974) - Relations entre le fossé rhénan et le Saône. Tectoniques des régions sous vosgiennes et pré-jurassiennes. In: Illies JH, Fuchs K (eds). Approaches to Taphrogenesis, *Sci. Rep.* 8 *Stuttgart*, p 309-321.

COULON, M., (1992) - La Distension oligocène dans le nord-est du bassin de Paris (perturbation des directions d'extension et distribution des stylolithes). - *Bull. Soc. Geol. France, 163,* 5, p.531-540.

COURTOT, G., GANAT, E., & WENDLING, E. (1972) - Le bassin potassique de Mulhouse et ses environs. Etude du tertiare. *Sci. Géol. Bull. Strasbourg.*, 25, 2-3, p 69-91.

CROSS,T.A.,BAKER,M.R.,CHAPIN,M.A.,CLARK,M.S.,GARDNER,M.H.,HANSON,M.S.,LESSENGER,M. A.,LITTLE,L.D.,MCDONOUGH,K.J.,SONNENFELD,M.D.,VALAZEK,D.W.,WILLIAMS,M.R.,WITTER,D. N.,(1993) - Applications of high resolution sequence stratigraphy tor eservoir analysis. In:Eschard,R.,Doligez,B.(Eds.),Subsurface Reservoir Characterization from Outcrop Observations. *IFP Explorationand Production Research Conference, EditionTechnip,Paris*, p.11-33

DALRYMPLE, R.W. (1984) - Morphology and internal structure of sandwaves in the bay of Fundy. *Sedimentology*, *31*, *p* 365-382

DALRYMPHE, R.W. (1992) - Tidal depositional systems. In : Facies Models- Response to Sea Level Changes (Eds. R.G. WALKER and N.P. JAMES) *Geological Association of Canada, ., St John'sn NF, Canada*, p.195-218

DALRYMPLE, R.W., ZAITLIN, B.A., ANDBOYDR., (1992) - Estuarine facies models : Conceptual basis and Stratigraphic implications- *Journal of Sedimentary Petrology*, **62**, p.1130-1147.

DARIENZO, M.E., PETERSON C.D. (1990) - Episodic tectonic subsidence of late Holocene salt marshes, northern Oregon central Cascadia margin. – *Tectonics*, **9**, p.1-22.

DE GRACIANSKY, P.-C., HARDENBOL, J., JACQUIN, T., VAIL, P.R. (Eds.), (1998) - Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins, vol. **60** (Special Publication). *SEPM (Society for Sedimentary Geology)*.

DELBOS, J. (1867) - Description géologique et minéralogique du département du Haut-Rhin. – 2 vol. – Perrin Ed. , Mulhouse, 484 et 545 p

DELHAYE-PRAT, V., CASSAGNE, B., GUILLOCHEAU, F.& RUBINO, J.L.(2005) - Sédimentologie des Sables de Fontainebleau et architecture des dépôts oligocènes du bassin de Paris. – *Livret Guide excursion ASF*, 123 p.

DEMAREST II, J.M., KRAFT, C. (1987) - Stratigraphic record of Quaternary sea levels : implication for more ancient strata. – In : NUMMEDAL D., PILKEY O.H., HOWARD J.D., edit., Sea-level fluctuation and coastal evolution : *SEPM Special Publication*, **41**, p.223-239.

DE RAAF, J.F.M., BOERSMA, J.R., VAN GELDER, A. (1977) - Wave-gernerated structures and sequences from a shallow marine succession, Lower Carboniferous, County Cork, Ireland.- *Sedimentology*, **24**, p.451–483.

DE VRIES KLEIN, G. (1975) - Resedimented pelagic carbonate and volcanic sediment ans sedimentary structures in log 30 DSDP Cores from western equatorial pacific. *Geology*, p 39-42.

DERER, C.E., (2003) - Tectono-sedimentary evolution of the northern Upper Rhine Graben (Germany), with special regard to the early syn-rift stage. *Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universitt Bonn*, 99p.

DERER, C., KOSINOWSKI, M., LUTERBACHER, H.-P., SCHÄFER, A. & SÜß, M. P. (2003) - Sedimentary response to tectonics in extensional basins: thé Pechelbronn Beds (late Eocene to early Oligocene) in thé northern Upper Rhine Graben, Germany. In: *Tracing Tectonic Déformation Using thé Sedimentary Record, Geological Society Spécial Publications* Vol. 208 (Ed. by T. McCann & A. Saintot), p. 55-69.

DERER, C. E., SCHUMACHER M. E. & SCHÄFER A. (2005) - The northern Upper Rhine Graben: basin geometry and early syn-rift tectono-sedimentary evolution – *International Journal of Earth Sciences*, **94**, 4, p 640-656.

DERVILLE, H. & THEOBAL, N. (1934) - Observations sur les acleaires lacustres chattiens de Roppentzwiller (H.R.) et leurs produits d'altération. – *extrait du CRS de la société géologique de France*, N°**3**, p 37-39

DEYNOUX M., DURINGER P., KHATIB, R. & VILLENEUVE M., (1993) - Laterally and vertically accreted tidal deposits in the Upper Proterozoic Madina-Kouta Basin, southesatern Senegal, West Africa. – *Sedimentary Geology*, **84**, p179-188.

DICKSON M.E, WOODROFFE, C.D., (2002) - Rocky Coastline around Lord Howwe Island and Potential Changes in the Dynamics of Coastal Erosion with Global Climate Change. – *Coast to Coast*, **4**, p-515-518.

DIEBOLD P., LAUBSCHER A., SCHNEIDER A., TSCHOPP R., (1963) - Geologische Atlas der Schweiz, *Carte géologique de la Suisse*, 1/25000^{ème}, Rodersdorf, SE- Teil mit Anhängsel von Blatt 1085 St-Ursanne, Atlas Blatt **40**.

DOEBL, F., (1970) - Die tertiären und quartären Sedimente des südlichen Rheingrabens. In: *International Upper Mantle Project Scientific Report*, **27** p. 55–66.

DOEBL, F. & MALZ, H. (1962) - Tertiâr des Rheintal-Grabens. In: *Leitfossilien der Mikropalaeontologie*. *Ein Abriss, Vol.* 1(Ed. by A. d. Mikropalâontologen), p. 379-398.

DOEBL, F, OLBRECHT W (1974) - An isobath map of the Tertiary base in the Rhinegraben. In: ILLIES JH. ILLIES, FUCHS K (eds). *Approaches to taphrogenesis. Schweizerbart*. Stuttgart, p.71-72.

DOEBL F., MÜLLER C., SCHULER, M., SITTLER, C., WEILER, H., (1976) - Les Marnes à Foraminifères et les Schistes à Poissons de Bremmelbach (Bas-Rhin). Etudes sédimentologiques et micropaléontologiques. Reconstitution du milieu au début du Rupélien dans le fossé rhénan. – *Sci. Géol. Bull.*, **29**, **4**, p.285-320.

DOMENECH, R, De GIBERT, J., MARTINELL, J., (2001) - Ichnological features of a marine transgression : Middle Miocene Rocky Shores of Tarragona, Spain.- *Geobios*, **34**, **1**, p.99-107.

DOTT, R.H., BOURGEOIS, J., (1982) - Hummocky stratification: Significance of its variable bedding sequences.- G.S.A. Bull., 93, p.663-680.

DURINGER P (1988) Les conglomérats des bordures du rift Cénozoïque Rhénan. Dynamique sédimentaire et contrôle climatique. *Thèse d'Etat, Université de Strasbourg,* Strasbourg, 278p.

DURINGER, P. (1995) - Dynamik der detritischen Ablagerungen am Rande des Oberrheingrabens (Obereozân-Unteroligozân) (Exkursion G am 21 April 1995).- *Jber.Mitt. Oberrhein.geol.Ver.* N.F. 77, p.167-200.

DURINGER, P. (1997) - Dynamics of graben shoulder fan-deltas and rift lakes. The example of the upper Rhine Graben (Louver Tertiary, eastern France, southwestern Germany). - *18th IAS Regional European Meeting of Sedimentology*, Heidelberg. Excursion B 7, September 2-4, Gaea heidelbergensis 4, p.159-168.

DURINGER, P (2001) - Fosse Rhenan. Excursion guide for the EUCOR-URGENT workshop, Mt. St. Odile, Alsace, France. p. 1-52

DURINGER, P., PAICHELER, J.C. & SCHNEIDER J.L. (1991) - Un courant d'eau continu peut-il générer des turbidites? Résultats d'expérimentations analogiques.- *Marine Geology*, **99**, p.231-246.

EDEL, J.B., DURINGER, P., AIS, M., CHAHI, A. (1995) - Contexte géodynamique et milieu de dépôt du gisement de stévensite (rhassoul) miocène du Maroc : environnement lacustre ou évaporitique ? – *Bull. Soc. géol. Fr.*, **166**, **2**, p.169-179.

EDEL, J–B, LUTZ, H, ELSASS, P, (2002) - Le socle Varisque et les tectoniques Rhénanes dans le Fosse Rhénan méridional; traitement et interprétation de la carte gravimétrique du fossé a partir du lever densité des MDPA. *Geol. France* **3**, p.43-49

EMBRY, A.F., (1993) -Transgressive-regressive (T-R) sequence analysis of the Jurassic succession of the Sverdrup basin, Canadian Arctic Archipelago. – *Canadian Journal of Earth Sciences*, **30**, p.301–320.

EMBRY, A.F., (1995) - Sequence boundaries and sequence hierarchies: problems and proposais. In: Steel, R.J., Felt, V.L., Johannessen, E.P., Mathieu, C. (Eds.), Sequence Stratigraphy on the Northwest European Margin, vol. **5** (Special Publication). *Norwegian Petroleum Society (NPF)*, p. 1-11.

EMBRY, A.F., (2002) - Transgressive-Regressive (T-R) sequence stratigraphy. – 22nd Annual Gulf Coast Section SEPM Foundation Bob F. Perkins *research conference*, p. 151-172.

ENGESSER, B. & MAYO, A. (1987) - A Biozonation of the Lower freshwater Molasse (Oligocene and Agenian) of Switzerland and savoy on the basis of fossils Mammals In SCHMIDT-KITTLER N. (Ed.) : International Symposium on Mammalian biostratigraphy and Paleoecology of the European Paleogene, Mainz, February, 18'h-2151 1987. Wünchn. *Geoiriss Abh.*, A, vol. **10**, p.67-84

ENGESSER B. (1990) - Die Eomyidae (Rodentia, Mammatia) der Molasse der Schweitz und savoyens. Systematik und biostratigraphie. *Mem. Suisses Paléont.*, 112, 144 p.

ENGESSER, B., MÖDDEN C., (1997) - A new version of the Lower Freshwater Molasse (Oligocene and Agenian) of Switzerland and Savoy on the basis of fossil mammals. In : *Actes du Congrès Biochron'97* (Ed. By AGUILAR, J.-P., LEGENDRE, S., MICHAUX, J.). *Mém. Trav. EPHE, Inst. Montpellier*, **21**, p.475-499.

EYLES, C.H., (1994) - Intertidal boulder pavements in the northeastern Gulf of Alaska and their geological significance. *Sedimentary Geology*, **88**, p. 161–173.

FAVRE, L(1998) - Géologie de la région de Tavannes (Jui bernois) avec reconstitution paléogéographique de l'USM. *Dipl. Uni. Fribourg* (unpublished), 94 p.

FELTON, E.A. (2002) - Sedimentology of rocky shorelines : 1. A review of problem, with analytical methods, and insights from the Hulopoe Gravel and the modern rocky shoreline of Lanai, Hawaii. - *Sedimentary Geology*, **152**, p. 221-245.

FISCHER, H. (1965) - Geologie des Gebietes swischen Blauen und Pfirter Jura (SW Basel) mit einem mikropalâontologischen Beitrag. - Beitr. geol. Karte der Schweitz, Bern NF **122**, 1106.

FISHER, H, (1965a) - *Geologische Atlas der Schweiz*, Carte géologique de la Suisse, 1/25000^{ème}, Rodersdorf, SE- Teil mit Anhängsel von Blatt 1086 Delemont, Atlas Blatt 49.

FISCHER, H. (1965b) - Geologie des Gebietes zwischen Blauen und Pfirter Jura (SW Basel) mit einem mikropaläontologischen und einem paläogeographischen Beitrag. - *Beitr. geol. Karte Schweiz.*, N.F. **122**, p. 1-109.

FISCHER, H., LAUBER, L. & WITTMANN, O. (1971) - Notic explicative de la feuille de Base]. Atlas géologique de Suisse, feuille 59, 1047 Basel, 55 p.

FLUCK, P., (1989) - The Upper Rhenish shield basement (Vosges, UpperRhinegraben, Schwarzwald) main structural features deduced from magmatic, gravimetric and geological data. - *Tectonophysics*, **169**, p.303–316.

FONTES, J.Ch., FILLY, A. GAUDANT, J. & DURINGER, Ph. (1991) - Origine continentale des évaporites paléogènes de Haute-Alsace : arguments paléoécologiques, sédimentologiques et isotopiques. - *Bull. Soc. géol. France*, **162**, 4, p.725-737.

FÖRSTER, B., (1897) - Exkursionen in der Umgegend von Mulhausen am 22 bis 24 april mittags. – Ber. Versamml. Oberrhein. geol. Fer. 30, p 7-10.

FREY,R.W.,PEMBERTON,S.G., (1984) - Trace fossil facies models. In:Walker,R.G.(Ed.),Facies Models, *Geoscience Canada Reprint Series*,vol.1.Geological Association of Canada, p.189–207.

FRIEND, P.F., (1983) - Towards the field classification of alluvial architecture or sequence. Modem and Ancient Fluvial Systems, Collinson, J.Il., Lewin, J. (Eds.). *International Association of Scdimentologists, Special Publication* **6**, 345-354.

FÜRSICH, F.T., FLESSA, K.W., (1991) - Ecology, taphonomy, and paleoecology of Recent and Pleistocene molluscan faunas of Bahia la Choya, northern Gulf of California.- *Zitteliana*, **18**, 180p.

FUTTERER, E.K. (1978) - Untersuchungen über di Sink-und Transport-Grschwindigkeit biogener Hartteile. *Neues Jahrb. Geol. Paläont. Abhandlungen*, **155**, 3, p.318-359.

GALLOWAY, W.E., (1989) - Genetic stratigraphic sequences in basin analysis : I. Architectures and genesis of flooding-surface bounded depositional units. *A.A.P.G. Bull.*, p.125–142.

GALLOWAY, W. E., (2001) - The many faces of submarine erosion: theory meets reality in selection of sequence boundaries. A.A.P.G. Hedberg Research Conférence on Sequence Stratigraphie and Allostratigraphic Principles and Concepts, Dallas, August 26-29, *Program and Abstracts Volume*, pp. 28-29.

GAUPP, R. & NICKEL, B. (2001) - Die Pechelbronn-Schichten im Raum Eich-Stockstadt (Ndrdlicher Oberrheingraben; Blatt 6216 Gernsheim). *Geologisches Jahrbuch Hessen*, **128**, 19-27.

GAWTHORPE, R.L. & HURST, J.M. (1993) - Transfer zone in extensional basin s : their structural style and influence on drainage development and stratigraphy. *Journal of the Geological Society*, **150**, 1137-1152.

GAWTHORPE, R.L., & LEEDER, M.R., (2000) - Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins-Basin Research, 12, p.195-218.

GEBHARDT, H., (2003) - Palaeobiogeography of Late Oligocene to Early Miocene Central European Ostracoda and Foraminifera: progressive isolation of the Mainz Basin, northern Upper Rhine Graben and Hanau Basin/Wetterau. - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology,* **201**, 3-4, p.343-354

GELUK, M.C., DURIN, E.J.Th, DUSAR, M., RIJKERS, R.H.B, VAN DEN BERG, M.W., VAN ROOIJEN, P. (1994) - Stratigraphy and tectonics of the Roer Valley Graben. *Geologie en Mijnbouw* **73**, p.129-141

GIAMBONI, M., USTASZEWSKI, K., SCHMID S. M., SCHUMACHER, M. E., WETZEL A., (2004) - Plio-Pleistocene transpressional reactivation of Paleozoic and Paleogene structures in the Rhine-Bresse transform zone (northern Switzerland and eastern France). - *International Journal of Earth Sciences*, **93**, 2, p.207-223

GIBLING, M.R. (2006) - Width and thickness of fluvial channel bodies and valley fills in the geological record: A literature compilation and classification. *Journal of Sedimentary Research, in press.*

GILBERT, G.K., (1885) - The topographic features of lake shore. - Ann. Rep. U.S. Geol. Surv., 5, p.75-123

GILBERT, G.K., (1890) - Lake Bonneville. - U.S. Geol. Surv. Mono., 1, p.23-65

GILLET, S. (1949) - Les invertébrés marins de l'Oligocène de Basse-Alsace. - Bull. Soc. Géologique de France., Paris, 5^{ème} série, XIX, p.51-76.

GILLET, S. (1951) - Les marnes à Cyrènes des environs de Strasbourg. - C.R. Soc. géol. Fr., 11, p 187-188.

GILLET, S. (1953) - Les marnes à Cyrènes de l'Oligocène d'Alsace - *Revue de l'Institut Français du Pétrole et Annales des Combustibles liquides*, vol.**VIII**, p 384-422.

GILLET, S. (1954) - Flore de l'Oligocène d'Alsace, d'après les sondages, Bull. Serv. Carte géol. Alsace-Lorraine VII, p. 69-81

GILLET, S. & THEOBALD, N. (1936) - Les sables marins de l'Oligocène du Haut-Rhin. - Bull. Serv. Carte géologique Als.Lorr., Strasbourg, III, p.37-76.

GREENWOOD, B & SHERMANN, D.J. (1986) - Hummocky cross-stratification in surfzone : Flow parameters and bedding genesis. *Sedimentology*, **33**, p 33-46.

GREPPIN, J. B. (1855) - Notes géologiques sur les terrains modernes, quaternaires et tertiaires du Jura bernois et en particulier du Val de Delémont. Compléments aux notes géologiques. Neue Denksclzrrften d. *Schweiz. Nat. Ges.*, **14**. 52 p.

GUTZWILLER, A. (1890) - Beitrag zur Kenntnis der Tertiârbildungen der Umgebung von Base. Verh.naturforsch. Ges. Basel, 9, ,p 182-242.

GUTZWILLER, A. (1915) - Das Oligocàn in der Umgebung von Basel. Vellz nat. Ges. Basel, 26, 96 p.

GRIMM, K. I., (1991) - Biostratigraphie, Paläogeographie und Paläoökologie des Fishshiefers (Mittelerer Rupelton / Mitteloligozän) im Mainzer Becken. – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **20**, p. 249- 278.

GRIMM, K. I., (1994) - Paläoökologie, Paläogeographie und Stratigraphie im Mainzer Becken, im Oberrheingraben, in der Hessischen Senke und in der LEIPZIGER Bucht während des Mitteleren Rupeltons (Fishshiefer/Rupelium/Unteroligozän). – *Mitt. Pollichia*, **81**, p.7-193.

GRIMM, K. I., (1998) - Correlation of Rupelian coastal and basin facies in the Mainz Basin (Oligocen, Germany). - N. Jb. Geol. Paläont. Mh., Stuttgart, 1998, p.146-156.

GRIMM, K. I., GRIMM, M. C. & SCHINDLER, T (1999) - Der Meeressand (Rupelium/Oligozän) der Sandgruber "Faber" bei Siefersheim in Rheinhessen, (Mainzer becken). – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **28**, p.7-32.

GRIMM, M. C. & SCHINDLER, T (1998) - Ein Grünsandvorkommen im Verzahnungsbereich Meeressand/Rupelton anm Südost-Rand des Kreuznacher Rhyolithmassivs bei Fürfeld (Rupelium, Unteroligozän, Mainzer Becken). – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **27**, p.67-78.

GRIMM, K. I., GRIMM, M. C. & SCHINDLER, T (2000) - Lithostratigraphie Gliederung im Rupelium/Chattium des Mainzer Beckens, Deutschland. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh., Stuttgart*, **218**, 3, p. 343-397.

GRIMM, K. I., GRIMM, M. C. (2003) - Teil 1-1, Geologisher Führer durch das Mainzer Tertiärbecken, in GRIMM, K. I., GRIMM, M. C., NEUFFER, O. Fr., LUTZ, H. : Die fossilen Wirbellosen des Mainzer Tertiärbeckens, *Mainzer Naturwissenschaftliches Archiv*, Beiheft **26**, 155p.

GRUSZCZYNSKI M., RUDOWSKI S., SEMIL J, SLOMINSKI J., ZROBEK J., (1993) - Rip currents as a geological tool.- *Sedimentology*, **40**, p.217-236.

GUPTA, S., ALLEN P.A. (1999) - Fossil shore platformand drowned gravel beaches : evidence for high-frequency sea-level fluctuations in the distal Alpine Foreland Basin.- *Journal of Sedimentary Research*, **69**, 2, p.394-413.

HABICHT J.K.A. (1987) - Lexique stratigraphique international. Plateau suisse, Molasse 1 i76-Comm.géal. Suisse. 528 p.

HAIMBERGER, R., DERER, C.E., SCHÄFER, A. (2004) - Rifting of the Upper Rhine Graben and the development of its cenozoic depositional systems – Focus on its northern part. - *Réunion des Sciences de la Terre., Strasbourg, 20/25, RSTGV-A*-

HAQ, B.U., HARDENBOL, J. & VAIL, P.R. (1988) - Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. – *Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ.*, **42**, p. 71-108.

HARMS, R.E., SOUTHARD, J.B. & WALKE, R R. G. (1982) - Structures and sequences in clastic *rocks*. *Soc. Econ. Paleont. Minerai. Short Course*, **n**° **9**, 249 p.

HARDENBOLD, J., THIERRY, J., FARLEY, M.B., JACQUIN, T., DE GRACIANSKI, P.-C. & VAIL, P. (1998) - mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European basins. *SEPM (Society for Sedimentary Geology), Special Publication*, **60**, 786 p.

HARDENBOL, J. (2003) - Paleogene Sequence Stratigraphy. - in *ISPS Symposium on the Paleogene for Modern life and Climate, Proceedingsq with Abstracts*, p.S5-S6, Leuven, Belgium.

HART, B.S.& PLINT, A.G., (1989) - Gravelly shoreface deposits : a comparison of modern and ancient facies sequences. – *Sedimentology*, **36**, p. 551–557.

HART, B.S., PLINT, A.G.,(1995) - Gravelly shoreface and beachface deposits. In: PLINT A.G., Editor, *Sedimentary Facies Analysis International Association of Sedimentologists, Special Publication* vol. 22, Blackwell, Oxford, p. 75–99.

HARTKOPF, C & STAPF, K.R.G.(1983) - Sedimentologie des Unterren Meeressands (Rupelium, Tertiär) an Inselstränden in W-Teil des Mainzer Beckens (SW-Deutschland). – *Mitt. Pollichia*, **71**, p. 5-106.

HARTLEY, A.J. & HOLLEY, E.J. (1999) - Unusual coarse, clastic, wave-dominated shoreface deposits, Pliocene to Middle Pleistocene, Northern Chile : Implications for coastal facies analysis. - *Journal of Sedimentary Research*, **69**, 1, p.105-114.

HASLETT, S.K. & CURR, R.H.F. (2001) - Stratigraphy and palaeoenvironmental development of Quaternary coarse clastic beach deposits at Plage de Mezpeurlach, Brittany (France). – *Geol. J.*, **36**, p. 177-182.

HELLAND-HANSEN, W., MARTINSEN, O.J., (1996) - Shoreline trajectories and sequences: description of variable depositional-dip scenarios. *Journal of Sedimentary Research* **66** (4), 670-688.

HESS, H. & WEILER, W. (1955) - UntersuchLmgen an Fischen aus dem Alttertiâr der Umgebung von Basel. *Eclogae Geol. Helv.*, **48**, 2, p. 427-447

HERZOG, P. (1956) - Geologische und petrographische Exkursion in die Umrandung des Rheingrabens und der Umgebung von Basel – Rheintalgraben südlich von Basel (Dorneck) und Adlerhofgewölbe bei Egglisgraben (SW Pratteln). - *Eclogae geol. Helv.*, Basel, **49**, 2, p.524-527.

HETTINGER, R D, McCABE P J, SHANLEY, K W, (1993) - Detailed facies anatomy of transgressive and highstand systems tracts from the Upper Cretaceous of southern Utah, U.S.A., in Siliciclastic sequence stratigraphy: recent developments and applications -*AAPG MEM* **58**, PP 235-257

HEUSSER, H. (1926) - Beitrüge zur Geologie des Rheintales zwischen Waldshut und Basel (mit besonderer Berücksichtigung der Rheinrinne). *Beitr. Geol. Karte Schweiz*, **57**.

HUBER, B. (1994) - Rupelian foraminifera in the southern Rhine Graben and their paleoecological significance. *These Univ. Basel.*, 92 p.

HIROKI, Y., MASUDA, F. (2000) - Gravelly spit deposits in a transgressive systems tract : the Pleistocene Higashikanbe Gravel, central Japan. – *Sedimentology*, **47**, p.135-149.

HIROKI, Y., (2002) - Large-scale gravelly foreset beds; a gravelly spit-offshore gravel bar model. - *Chigaku Zasshi, Journal of Geography*, Japan, **111**, 5, p.609-625.

HIROKI Y., TERASAKA T., (2004) - Wavy lamination in a mixed sand and gravel foreshore facies of the Pleistocene Hosoya Sandstone, Aichi, central Japan. - *Sedimentology*, **52**, p.65-75.

HOFMANN A. (1991) - Geologie, Stratigraphie und Paläogeographie des Gebietes Langimatthollen-Tal zwischen Blauen und Nenzlingen (SW Basel). – *Dipomarbeit, Freiburg Universität*, 95 p.
HOMEWOOD, P. (1986) - Geodynamics and palaeogeography of the western Molasse Basin; a review. - Giornale di Geologia., 48, 1-2, p. 275-284

HOMEWOOD, P. & ALLEN G.P., (1981) - Wave-, Tide- and Current-controlled Sandbodies of Miocene Molasse, Western Switzerland. A.A.P.G Bull., 65, 12, p.-2534-2545

HOYANAGI, K., NISHIMURA M., (1994). - Slope-shelf-nearshore depositional sequences with transgressive conglomerate in a Miocene backarc and arc-junction setting, central Japan. - *Sedimentary Geology*, **93**, p.247-260.

HUNT, D., & TUCKER, M.E., (1992) - Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract : deposition during base-level fall. *Sedimentary Geology*, **81**, p.1-9.

ILLIES, J. H. (1965) - Bauplan und Baugeschichte des Oberrheingrabens. Ein Beitrag zum "Upper Mantle Project". *Oberrheinische geologische Abhandlungen*, **14**,1-54.

ILLIES J.H. (1972) - The Rhine Graben rift system-plate tectonics and transform faults. Geophys. Surv. 1:1-24

ILLIES, J.H. (1974) - Intra-plattentektonik in Mitteleuropa und der Rheingraben. Oberrheinische Geol. Abh. 23:1-24

ILLIES, J.H. (1975) - Recent and paleo-intraplate tectonics in stable Europe and the Rhinfgraben rift system. *Tectonophysics* **29**, 251-264

ILLIES, J. H. (1975) - Intraplate tectonics in stable Europe as related to plate tectonics in the Alpine system. *Geologische Rundschau*, **64**, 677-699.

ILLIES, J.H. (1977) - Ancient and recent rifting in the Rhinegraben. Geol. Mijnb. 56, 329-350

ILLIES, J. H. & MUELLER, S. (1970) - Graben Problems. pp. 316. E. Schweizerbart' sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.

ILLIES, J. H. & FUCHS, K. (1974) - Approaches to Taphrogenesis. pp. 460. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.

ILLIES, J.H & GREINER, G. (1978) - Rhinegraben and the Alpine system. - Geol. Soc. Am. Bull., 89, p.770-782.

JACKSON, MD, YOSHIDA, S, MUGGERIDGE, AH (2005) - Three-dimensional reservoir characterization and flow simulation of heterolithic tidal sandstones, *AAPG Bulletin*, **Vol: 89**, Pages: 507 - 528, ISSN: 0149-1423

JENNINGS, R. & SHULMEISTER, J. (2002) - A field classification scheme for gravel beaches. – *Marine Geology*, **186**, p.211-228.

JEFFREY, D. & AIGNER, T., (1982) - Storm sedimentationon the Carboniferous Limestones near Wes-ton-Super-Mare (Dinantian, SW. England) in: "Cyclic and Event Stratification". Einsele,G. And Seilacher, W. (Eds.), *Springer Verlag*, 240-247.

JO, H.R., & CHOUGH, S.K. (2001) - Architectural analysis of fluvial sequences in the northwestern part of Kyongsang Basin (Early Cretaceous), SE Korea. – *Sedimentary Geology*, **144**, p.307-334.

JÖRG, E. (1951) - Die tertiären Sedimente des Limberges bei Sasbach am Kaiserstuhl, N. Jahrbuch f. Geologie u. Palâontologie.p 289-303

JUNG, J & SCHNEEGANS, D (1930) - Résultats d'un sondage à Guewenheim (Haut-Rhin). C.R. somm. Soc. Geol. Fr., Paris 4:38-39

KARABIYIKOGLU, M., KUZUCUOGLU, C., FONTUGNE, M., KAISER, B. & MOURALIS, D. (1999) - Facies and depositional sequences of the Late Pleistocene Göçü shoreline system, Konya Basin, Central Anatolia : Implications for reconstructing lake-level changes. – *Quaternary Science Review*, **18**, p.593-609.

KELLER, W. T., LINIGER, H., (1930) - Geologische Atlas der Schweiz, *Carte géologique de la Suisse*, *1/25000^{ème}*, **1086**, **Delemont** Atlas Blatt 49.

KEMPF, O., MATTER, A., BURBANK, D.W., MANGE, M., (1999) – Depositional and structural evolution of a foreland basin margin in a magnetostratigraphic framework : the eastern Swiss Molasse Basin. - *International Journal of Earth Science*, **88**, p. 253-275.

KERR, D., Ye, L., BAHAR, A., KELKAR, B.G., MONTGOMERY, S., (1999) - Glenn Pool 6eld, Oklahoma: a case of improved prediction from a mature reservoir. *A.A.P.G. Bulletin* **83** (I), I-18.

KIM, J.W. & CHOUGH, S.K. (2000) - A gravel lobe deposit in the prodelta of the Doumsan fan delta (Miocene), SE Korea. - *Sedimentary Geology*, **130**, p. 183-203.

KLÄHN, H. (1915) - Die Geologie der Umbebung von Colmar. – Bull. Soc. Hist. nat. Colmar, 13, p 1-291 et p 593-601

KLETT, M., EICHHORST, F. & SCHÄFER, A. (2002) - Facies interpretation from well-logs applied to the Tertiary Lower Rhine Basin fill.- In: Schäfer, A. & Siehl, A. (eds.): Rift Tectonics and Syngenetic Sedimentation -- the Cenozoic Lower Rhine Graben and Related Structures.- Netherlands *Journal of Geosciences / Geologie en Mijnbouw*, **81**, 2, 167 - 176, Utrecht.

KNELLER, B., & BUCKEE, C., (2000) - The structure and fluidmechanics of turbidity currents: a review of some recent studies andtheir geological implications: *Sedimentology*, v. 47, p. 62-94.

KOCH, R. (1923) - Geologische Beschreibung des Beckens von Laufen im Berner Jura. Beitr. Geol. Karte Schweiz, **48** p. 2 Abt.

KRAFT, J.C., ALLEN, E.A., MAURMEYER, E.M. (1978) - The geological and paleogeomorphological evolution of a spit system and its associated coastal environments: Cape Henlopen Spit, Delaware. - *J. Sedim. Petrol.*, **48**, p.211-226.

KREISA, R.D. & MOIOLA R.J. (1986) - Sigmoidal tidal bundles and other tide generated sedimentary structures of the Curtis Formation, Utah. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **97**, p.381-387.

KROHE, A. (1992) - Structural evolution of intermediate-crustal rocks in a strike-slip and extensional setting (Variscan Odenwald, SW Germany): differential upward transport of metamorphic complexes changing deformation mechanisms. *Tectonophysics*, 205, 357-386.

KROHE, A. & EISBACHER, G. H. (1988) - Oblique crustal detachment in the Variscan Schwarzwald, southwestern Germany. *Geologische Rundschau*, 77/1, 25-43.

KUHLEMANN, J., SPIEGEL, C., DUNKL, I., FRISCH, W., (1999a) - A contribution to the middle Oligocene paleogeography of central Europe : New evidence from zircon fission-track ages of the southern Rhine-Graben.-*N. Jb. Geol. Paläont. Abh., Stuttgart*, **214**, 3, p. 415-432.

KUHLEMANN, J., SPIEGEL, C., DUNKL, I., FRISCH, W. (1999b) - The Mid-Oligocene marine N-S connection across Central Europe, zircon fission-track evidence for transport of Alpine sand into the Rhine Graben.- *In E.U.G. conference abstracts, EUG X, Journal of Conference Abstracts, Cambridge*, **4**, 1, p. 310-311.

KUHLEMANN, J. & KEMPF, O. (2002) - Post-Eocene evolution of North Alpine Foreland Basin and its response to Alpine tectonics. - *Sedimentary Geology*, **152**, p.45-78.

LASKAR, J. (1999) - The limits of Earth orbital calculations for geological time-scale use. – *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A*, **357**, p-1735-1759

LAUBSCHER, H. P. (1971) - Das Problem von Rheintalflexur un Tafeljura. - *Eclogae geol. Helv.*, Basel, **64**, 1, p.157-162.

LAUBSCHER, H. P. (1982) - Die Südostecke des Rheingrabens – ein kinematisches und dynamisches Problem. - *Eclogae geol. Helv.*, Basel, **75**, 1, p. 101-116.

LAUBSCHER, H. (1992) - Jura kinematics and the Molasse Basin. Eclogae Geol. Helv., 67, p.21-133

LAUBSCHER, H., (1998) - Der Ostrand des Laufenbeckens und der Knoten von Grellingen. Die verwickelte Begegnung von Rheingraben und Jura. *Eclogae Geol. Helv.* 91, 275-291.

LAUBSCHER, H., (2001) - Plate interactions at the southern end of the Rhine graben - *Tectonophysics*, 343, 1-2, p.1-19

LECKIE, D.A. & WALKER, R.G. (1982) – Storm and Tide –Dominated Shorelines in Cretaceous Moosbar – lower

LEITHOLD, E.L., BOURGEOIS, J., (1984) - Characteristics of coarse-grained sequences deposited in nearshore, wave-dominated environments – examples from the Miocene of south-west Oregon. - *Sedimentology*, **31**, p.749–775.

LE METAYER, P., (2003) - Analyse et idebtification de marqueurs moléculaires d'environnements sédimentaires du bassin rhénan. *Rapport de D.E.A.*, ECPM/ULP Strasbourg.

LE METAYER, P, SCHAEFFER, P, DURINGER, P, ROUSSE, S & ALBRECHT, P (2005). – 4,4'-Dimethyldinaphto[a,d]cycloheptane, a Naturally Ocurring Polyaromatic Derivative Related to Triterpenoids of the Serratane Series – *Organic Letters*, **7**, 14, p.3041-3044

LINIGER, H. (1925) -Geologie des Delsberger Beckens un der Umgebung von Movelier. *Beitr. Geol. Karte Schweitz*, **9**, 71 p.

LINIGER, H., (1969) - Geologische Atlas der Schweiz, Carte géologique de la Suisse, 1/25000^{ème}, 1066 Bonfol, Atlas Blatt 55.

LOPES-CARDOZO, G.O.& GRANET, M. (2005) - A multi-scale approach to study the lithospheric structure of the Upper Rhine Graben : from seismic tomography trough rflection seismics to surfacesurface geology. – *Int. Journal of Earth Sciences*, **94**, 4, p.615-620.

LOWE, D.R., (1982) - Sediment gravity flows : II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. J.Sediment.Petrol.52, p.279-297.

LUDWIG, K.R., SZABO, B.J., MOORE, J.G., SIMMONS, K.R., (1991) - Crustal subsidence rate off Hawaï determined from $^{235}U/^{238}U$ ages of drowned coral reefs. – *Geology*, **19**, p.171-174.

LUTZ M., CLEINTHUAR M. (1999) - Geological results of a hydrocarbon exploration campaign in the southern Upper Rhine Graben (Alsace Centrale, France). *Bull. Appl. Geol.* 4:3-80

MAÏKOVSKY, V. (1941) - Contribution à l'étude paléontologique du bassin potassique d'Alsace. - *Thèse de l'Université de Strasbourg*, Strasbourg, 193 p.

MÄKINEN, J., RÄSÄNEN, M. (2003) - Early Holocene regresive spit-platform and nearshore sedimentation on a glaciofluvial complex during the Yoldia Sea and theAncylus Lake phases of the Baltic Basin, SW Finland.-Sedimentary Geology, **158**, p.25-56.

MASSARI, F., (1997) - High-frequency cycles within Pleistocene forced-regressive conglomerates wedges (Bradanic area, Southern Italy) filling collapse scars. - *Sedimentology*, **44**, p.939–958.

MASSARI, F. & PAREA, G.C. (1988) - Progradational gravel beach sequences in a moderate- to high-energy microtidal marine environment.- *Sedimentology*, **35**, 881–913.

MAYR, G. (2000) - A new mousebird (Cliiformes : Collidae) from the Oligocene of Germany. – J. Ornithol., 141, p. 85-92

MAYR, G. (2004) - A partial skeleton of a new fossil loon (Aves, Gaviiformes) from the early Oligocene of Germany with preserved stomach content – *J. Ornithol.*, **145**, p. 281-286

McEACHERN, J.A. & PEMBERTON, S.G., (1992) - Ichnological aspects of Cretaceous shoreface successions and shoreface variability in the Western Interior seaway o North America. *In:* Pemberton, S.G. (Ed.), *Applications of Ichnology to Petroleum Exploration*, **17**. *SEPM Core Workshop*, p.57-84

McPHERSON, J., SHANMUGAM, G., MOIOLA, J. R. (1987) - Fan-deltas and braid deltas : Varietes of coarsegrained deltas. - *Geol. Soc. America. Bull.*, **99**, 3, p. 331-340.

MELLERE, D., PLINK-BJÖRKLUND, P. & STEEL, R.J. (2002) - Anatomy of shelf deltas at the edge of a prograding Eocene shelf margin, Spitsbergen. - *Sedimentology*, **49**, p.1181-1206.

MILLER, P.R., & ORR, W.N., (1988) - Mid-Tertiary transgressive rocky coast sedimentation : Central Western Cascade Range, Oregon. – *Journal of Sedimentary Petrology*, **58**, p.959-968

MEIER, L. & EISBACHER, H. G. (1991) - Crustal kinematics and deep structure of the northern Rhine Graben, Germany. *Tectonics*, **10/3**, 621-630.

MENILLET, F., COULON, M., FOURQUIN, C., PAICHELER, J.-C., LOUGNON, J.-M., LETTERMANN, M., (1989) - BRGM, Carte Géologique de la France, 1/50000^{ème}, Feuille 3620 **Thann**, *BRGM*, *SGN*, Orléans.

MEYER, L. (1928) - Etude stratigraphique du terrair oligocène de la Haute-Alsace et du Territoire de Belfort. *Bull. Serv. Carte géol. Als.-Lorr.*, t. 1, Fasc. 3, p. 153-262.

MEYERS, R.A., SMITH, D.G., JOL, H..M., PETERSON, C.D., (1996) - Evidence for eight great earthquakesubsidence events detected with ground-penetrating radar, Willapa barrier, Washington. – *Geology*, 24, p.99-102.

MIALL, A.D., (1978) - Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits ; A summary. Fluvial sedimentology, Miall AD, (Ed). *Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir* **5**, 597-604

MIALL, A.D., (1983) - Basin Analysis of Fluvial Sediments. Modern and Ancient Fluvial Systems, Collinson, J.D., Lewin, J (Eds). *International Associaton of Sedimentologists*, special Publication **6**, 279.286.

MIALL, A.D., (1988) - Reservoir heterogeneities in fluvial sandstones : lessons from outcrop studies. *Am.Assoc.Petrol.Geol.Bull.* **72**, p.682-697.

MIALL, A.D., (1992) - Exxon global cycle chart: an event for every occasion? Geology 20, 787-790.

MIALL,A.D.,(1993) - The architecture of fluvial-deltaic sequences in the Upper Mesaverde Group (Upper Cretaceous), BookCliffs, Utah. In : Best, J.L., Bristow,C.S.(Eds.), Braided Rivers - *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, vol.75, pp.305-332.

MIALL, A.D., (1996) - The Geology of Fluvial Deposits. Springer-Verlag, Berlin, 582 pp.

MIALL, A.D., (1997) - The Geology of Stratigraphic Sequences. Springer, Berlin, 43p.

MOLINA, J.M., ALFARO, P., MORETTI, M., SORIA, J.M. (1998) - Soft sediments deformation structures induced by cyclic stress of storm waves in tempestites (Miocene, Guadalquivir Basin, Spain), *Terra Nova*, **10**, 145-150

MORDZIOL, C. (1911) - Geologischer Führer durch das Mainzer Tertiärbecken. – Sammlung geologischer Führer XVI, Berlin, 167 p.

MORTIMORE, R.N., (2001) - ROCC project, Report on mapping of the Chalk Channel coast of France from Port du Havre-Antifer to Ault, June-September 2001, *unpublished report for BRGM*. 20p.

MULDER T., & ALEXANDER J., (2001) - The physical character of subaquaeous sedimentarry density flows and their deposits. - *Sedimentology*, **48**, p.269-299

MULDER T., & SYVITSKI J.P.M. (1995) - Turbidity currents generated at river mouths during exceptional discharges to the world oceans. - *J. Geol.*, **103**, p.285-299.

MULDER, T.,SYVITSKI, J.P.M., MIGEON, S., FAUGÈRES, J-C. & SAVOYE, B., (2003) - Marinehyperpycnal flows : initiation, behavior and related deposits. A review - *Marine and Petroleum Geology*, 20, p.861-882.

MURAWSKI, H., ALBERS, H.J., BENDER, P., BERNERS, H.P., DURR, S., HUCKRIEDE, R., KAUFFMANN, G., KOWALCZYK, G., MEIBURG, P., MULLER, R., RITZKOWSKI, S., SCHWAB, K., SEMMEL, A., STAPF, K., WALTER, R., WINTER, K.P., ZANKL, H. (1983) - Regional tectonic setting and geological structure of the Rhenish Massif. *In* : FUCHS, K., VON GELHEN, H., MALZER H., MURAWSKI, H., SEMMEL, A. (Eds). Plateau uplift. The Rhenish Shield – A case History. *Spinger-Verlag, Berlin*, p-9-38.

MUTTI, E. (1977) - Distinctive thin-bedded turbidite facies and related depositional environments in the Eocene Hecho Grou (South-central Pyrenees, Spain) - *Sedimentolgy*, **24**, p.107-131.

MUTTI, E., DAVOLI, G., TINTERRI, R., & ZAVALA, C. (1996) - The importance of ancient fluvio-deltaic systems dominated by catastrophic flooding in tectonally active basins. - *Soc. Geol. Ital. Mem.*, **48**, p.233-291.

MUTTI, E., TINTERRI, R., BENEVELLI, G., di BIASE, D., CAVANNA, G. (2003) - Deltaic, mixed and turbidite sedimentation of ancient foreland basins. – *Marine and Petroleum Geology*, **20**, p.733-755.

MYROW, P.M., (1992) - Bypass-zone tempestite facies model and proximality trends for ancient muddy shoreline and shelf.- *Journal of Sedimentary Petrology*, **62**, 1, p.99-115.

MYROW P.M., SOUTHARD J.B., (1996).- Tempestite deposition.- Journal of Sedimentary Research, 66, 5, p.875-887.

MYROW, P.M., FISCHER, W., ANDGOODGE, J.W. (2002) - Wave-modified turbidites : Combined flow shoreline and shelf deposits, Cambrian, Antarctica - *Journal of Sedimentary Research*, v. 72, p.641-656.

NEMEC, W. (1990) - Aspects of sediment movement on steep delta slopes. In: Coarse-Grained Deltas (Eds A. COLELLA AND D.B. PRIOR), *Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ.*, **10**, p. 29–73.

NEMEC, W., STEEL, R.S., GJEBERG, J., COLEMAN, J.D., PRESTHOLM, E. & OXNEVAD, I.E. (1988) - Anatomy of collapsed and re-etablished Delta front in lower cretaceous of eastern spitsbergen : Gravitational Sliding & Sédimentation processes. *AAPG Bull.*, **72**, 4, p.454-476.

NEUFFER, O. Fr., ROTHAUSEN, K., SONNE, V. (1978) - Fossilführende Rinnenfüllung im Unteren Meeressand an einer Insel-Steilküste des Mitteloligozän (Steigerberg bei Eckelsheim, Mainzer Becken) – 1. Aufschluss, Makro- und Mikrofauna.- *Mainzer geowiss. Mitt.*, **6**, p.99- 120.

NISHIKAWA, T. & ITO, M. (2000) - Late Pleistocene barrier-island development reconstructed from genetic classification and timing of erosional surfaces, paleo-Tokyo Bay, Japan. - *Sedimentary Geology*, **137**, p. 25-42.

NIVIÈRE, B, & WINTER, T (2001) - Pleistocene northwards fold propagation of the Jura within the southern Upper Rhine Graben: seismotectonic implications. *Glob. Planet. Change*, **27**, p.263-288

NUMMEDAL, D., (1991) - Shallow marine storm sedimentation-the oceanographic perspective. In : G-Einsele, W. Ricken, and A Seilacher (eds), Cycles and Events in Stratigraphy. *New-York, Springer-Verlag*, p.227-248

NUMMEDAL, D., RILEY, G.W. & TEMPLET, P.L. (1993) - High-resolution sequence architecture a chronostratigraphic model based on equilibrium profile studies. – *In*: , POSAMENTIER, H.W., SUMMERHAYES C.P., HAQ, B.U & ALLEN G.P., *Sequence stratigraphy and Facies Associations, Spec. Publs. Int. Ass. Sediment.*, **18**, p.55-68

NUMMEDAL, D.& SWIFT, D.J.P., (1987) - Transgressive stratigraphy at sequence bounding unconformities : some principles derived from Holocene and Cretaceous examples. In: Nummedal, D., Pilkey, O.H.,Howard, J.D.(Eds.), Sea-Level Fluctuation and Coastal Evolution. *Society of Economic Paleontolo-gists and Mineralogists Special Publication* No.**41**, pp.241–260.

ODIN, G.S. & LUTERBACHER, H.P. (1992) - The age of the Paleogene stage boundary. N. Jb. Geol. Pal Šont.Abh., vol. 186/1-2, 21-48

OLSEN, T, STEEL, R.J., HOGSETH, K, SKAR, T & ROE, S.L. (1995) - Sequential architecture in a fluvial succession : sequence stratigraphy in the Upper Cretaceous Mesaverde Group, Price Canyon, Utah. - *Journal of Sedimentary Research*, 65, p.265-280

OLSEN, T.R., MELLERE, D., OLSEN, T. (1999) - Facies architecture and geometry of landward – stepping shoreface tongues : the Upper cretaceous Cliff-house sandstone. (Mancos Canyon , south west Colorado). *Sedimentology.*, **46**, p 603-625.

ORFORD, J.D., (1977) - A proposed mechanism for beach sedimentation. – *Earth Surf. Proc. Landforms*, **2**, p.381-400.

ORFORD, J.D., FORBES, D.L., JENNINGS, S.C., (2002) - Organisational controls, typologies and time scale of paraglacial gravel-dominated coastal systems. – *Geomoprhology*, **48**, p.51-85.

OWEN, G. (1995) - Soft-sediment deformation in upper ProterozoicTorridonian sandstones (Applecross Formation) at Torridon, northwest Scotland. – *Journal of Sedimentary Research*, 65, p.495-504.

PATTISSON, S.A.J (2005) - Isolated highstand shelf sandsone body of turbiditic origin, Lower Kenilworth Member, Cretaceous Westren Interior, Book Cliffs, Utah, U.S.A. – *Sedimentary Geology*, **177**, 1-2, p.131-144

PEKAR, S.F., CHRISTIE-BLICK N., KOMINZ, M.A., MILLER, K.G., (2002) - Calibration between eustatic estimates from backstripping and oxygen isotopic records for the Oligocene. – *Geology*, **30**, p.903-906

PELTIER, W.R. (1997) - Postglacial variations in the level of the sea : Implications for climate dynamics & solid-earth geophysics. - *Review of Geophysics*, **36**, p.603-689

PEMBERTON, S.G., MacEACHERN, J.A., FREY, R.W., (1992) - Trace fossil facies models : environumental and allostratigraphic significance. In : *Facies Models : Response to Sea Level Change* (Ed. by WALKER R.G. et JAMES N.P.), p.47-72. *Geological Association of Canada*, St. Johns, Newfoundland.

PFIRTER, U., ANTENEN, M., HECKENDORN, W., BURKHALTER, R.M., BÜRLER, B., KREBS, D. (1996) - Geologische Atlas der Schweiz, *Carte géologique de la Suisse*, 1/25000^{ème}, 1106, Moutier, Atlas Blatt 96.

PFIRTER,, U. (1997) - Notice explicative de la feuille de Moutier, *Atlas géologique de la Suisse* feuille 96, 1106 Moutier, 71 p.

PFLUG, R (1982) - Bau und Entwicklung des Oberrheingrabens. Wissenschaftliche Buchgesellschaft, Darmstadt, 145 pp.

PHARISAT, A. (1991) - La Paléoichtyofaune du Rupélien de Froidefontaine (Territoire de Belfort) ; taxinomie et populations, genèse du gisement, implications paléobiogéographiques.- *Annales Scientifiques de l'Université de Franche-Comté (Besançon), Géologie*, **4èmesérie**, **11**, p.13-98

PHARISAT, A. (1992) - Nouvelles données sur l'ichthyofaune du Rupélien marin de Froidefontaine (Territoire de Belfort). – *C.R. Acad. Sci. Paris*, **315, Série II**, p.387-392.

PICOT, L. BECKER, D. & BERGER, J.-P. (1999) - Nouvelles données paléoécologiques et biostratigraphiques sur la formation des Calcaires delémontiens (« Delsberger Kalke »; Oligocène terminal, Jura Suisse). A-: *Jb. Geol. Palüont. Abh.*, **214**, 3, p. 433-462

PICOT, L. (2002) - Le Paléogène des synclinaux du Jura et de la bordure sud-rhénane : paléontologie (Ostracodes), paléoécologie, biostratigraphie et paléogéographie. – *GeoFocus*, **5**, 240 p.

PIRKENSEER, C., SPEZZAFERRI, S., BERGER, J.P., ROUSSÉ, S., FISCHER, H., (2005) - Paleogene microfaunas and stratigraphy of the Allschwill-2 and DP-202 boreholes from the Southern Upper Rhinegraben and faunal reworking problems. - *Geophysical Research Abstract, Vol.7, 07806, EGU, 2005.*

PIRKENSEER, C., BERGER, J.P. (2006) - Marine and brackish Oligocene Ostracoda from the Southern Upper Rhine Graben (Central Europe) : Palaeoecological, palaeogeographical and taxonomic implications - *Geophysical Research Abstract, Vol8, 08336, EGU, 2006.*

PLATT, N.H., (1989) - Lacustrine carbonates and pedogenesis : sedimentology and origin of palustrine deposits from the Raly Cretaceous Rupelo Formation, W Cameros Basin, N Spain. Sedimentology, **36**, p 665-684.

PLATT, N.H., & WRIGHT, V.P. (1991) - Lacustrine carbonates : facès models, facies distributions and hydrocarbon aspects. In : ANADON, P., CABRERA, L., KELTS, K. (Eds.), Lacustrine Facies Analysis, *Int. Ass. Sedimentol.* Spec. Publ., **13**, p.57-74.

PLATT, N.H., KELLER B., (1992) - Distal alluvial deposits in a foreland basin setting - the Lower Freshwater Molasse (Lower Miocene), Switzerland : sedimentology, architecture and paleosoils. - *Sedimentology*, **39**, p. 545–565.

PLENEFISCH, T, BONJER, K-P (1997) - The stress field in the Rhine Graben area inferred from earthquake focal mechanisms and estimation of frictional parameters. *Tectonophysics*, **275**, p.71-97

PLINK-BJÖRKLUND, P., STEEL, R. J. (2004) - Initiation of turbidity currents: outcrop evidence for Eocene hyperpycnal flow turbidites. - *Sedimentary Geology*, **165**, p.29-52

PLINK-BJÖRKLUND, P. (2005) - Stacked fluvial and tide –dominated estuarine deposits in high frequency (fourth-order) sequences of the Eocene Central Basin, Spitsbergen. - *Sedimentolgy*, **52**, p.391-428

PLINT, A.G., (1988) - Sharp-based shoreface sequences and offshore bars in the Cardium Formation of Alberta: their relationship to relative changes in sea level. - In: WILGUS, C.K., HASTINGS, B.S., KENDALL, C.G.St.C., POSAMENTIER, H.W., ROSS, C.A., VAN WAGONER, J.C. (Eds.), Sea-Level Changes - *An Integrated Approach. SEPM Special Publication*, vol.42, p. 357-370.

PLINT, A.G., McCARTHY, P.J. & FACCINI, U.F. (2001) - Non-marine sequence stratigraphy : Updip expression of sequence boundaries and systems tracts in a high resolution framework, Cenomanian Dunvegan Formation, Canada, *AAPG Bull.*, **85**, -1967-2001

POMAR, L., TROPEANO M., (2001) - The Calcarenite di Gravina Formation in Matera (southern Italy) : New insights for coarse-grained, large-scale, cross-bedded bodies encased in offshore deposits. – *A.A.P.G. Bull.*, 85, 4, p.661-689.

POMAR, L., OBRADOR, A., WESTPHAL, H. (2002) - Sub-wavebase cross-bedded grainstones on a distally steepened carbonate ramp, Upper Miocene, Menorca, Spain. – *Sedimentology*, **49**, p.139-169.

POSAMENTIER, H.W., JERVEY, M.T., VAIL, P.R., (1988) - Eustatic controls on clastic deposition I - Conceptual framework. - *In: Sea-Level Changes: An Integrated Approach* (Eds C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G. St C. Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Ross and J.C. Van Wagoner), *Spec. Publ. Soc. Econ. Paleontol. Mineral.*, **42**, p.109–124.

POSAMENTIER, H.W., & VAIL, P.R. (1988) - Eustatic controls on clastic deposition : sequence and systems tract models, In: WILGUS, C.K., HASTINGS, B.S., KENDALL, C.G.St.C., POSAMENTIER, H.W., ROSS, C.A., VAN WAGONER, J.C. (Eds.), Sea-Level Changes - An Integrated Approach. *SEPM Special Publication*, vol.42, p. 125-154.

POSAMENTIER, H.W., & ALLEN, G.P. (1993a) - Siliciclastic sequence stratigraphic patterns in foreland ramp-type basins. - *Geology*, **21**, p. 455-458.

POSAMENTIER, H.W. & ALLEN, G.P. (1993b) - Variability of the sequence stratigraphic model : effects of local basin factors. - *Sedimentary Geology*, **86**, p.91-109.

POSTMA, G., NEMEC, W. (1990) - Regressive and transgressive sequences in a raised Holocene gravelly beach, southwestern Crete.- *Sedimentology*, **37**, p. 907–920.

PROUST J.N. (1995) - Nature, géométrie et préservation des sédiments silicoclastiques dans les systèmes de bas niveau des bassins de marge cratonique (Protérozoïque terminal, Mali, Afrique de l'Ouest). *Bull. Soc. Geol. France*, **166**, 6, 649-661.

READING, H.G. & COLLINSON, J.D. (1996) - Clastic coasts. – In: READING, H.G. (ed.): Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy. 3rd ed., *Blackwell Science, Oxford*, 154–231.

REICHENBACHER B., BERGER J.P., WEIDMANN M. (1996) - Charophytes et otolithes de la Molasse d'eau douce inférieure oligocène de Moutier (Jura suisse).- N. Jb. Geol. Paläont. Abh., Stuttgart, **202**, 1, p.63-93.

REICHENBACHER, B. (2000) -Das brackisch-lakustrine Oligozän und Unter-Miozän im Mainzer Becken und Hanauer Becken: Fischfaunen, Paleoökologie, Biostratigraphie, Paläogeographie. *Courier Forschungsinsi*. Senckenberg, 222, 143 p.

REINECK, H.E. & WUNDERLICH, F. (1968) - Classification and Origin of flasser and lenticular bedding. Sedimentology, **11**, p 99-104

REINECK, H.E., & SINGH I.B. (1972) - Genesis of laminated sand and graded rhythmites in strom-sand layers of shelf mud.- *Sedimentology*, **18**, p.123-128.

REINECK, H.E. & SINGH, J.B. (1980) - Depositional Sedimentary Environments. - Springer-Verlag, New-York, 549 p.

REINFELDS, I., NANSON, G. (1993) - Formation of braided river floodplains, Waimakariri River, New Zealand.- Sedimentology, 40, p.1113-1127.

RICKETTS, B.D., BALLANCE, P.F., HAYWARD, B.W., MAYER, W., (1989) - Basal Waitemata Group lithofacies : rapid subsidence in an early Miocene interarc basin, New zealand. - *Sedimentology*, **36**, p. 559–580.

RIVELINE, J. (1984) - Les Charophytes du Cénozoïque (Danien à Burdigalien) d'Europe Occidentale. Implications stratigraphiques. *Thèse de doctorat ès Sciences, Université P. et M. Curie*. Vol. I, 417 p., Vol II (Annexes), 513 p.

RODRIGUEZ A.B. & MEYER C.T. (2006) - Sea-Level Variation During the Holocene Deduced from the Morphologic and Stratigraphic Evolution of Morgan Peninsula, Alabama, U.S.A. - *Journal of Sedimentary Research*, **76**, **2**, p. 257-269

RÖGL, F.,(1996) - Stratigraphic correlation of the Paratethys Oligocene and Miocene. *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.Österr.*,**41**, p.65-73.

ROLLIER, L. (1893) -Structure et histoire géologiques de la partie du Jura central comprise entre le Doubs (Chauxde-Fonds), le val de Delémont, le lac de Neuchâtel et le Weissenstein. *Mat. Carte géol. Suisse*, 8.

ROLLIER, L (1893b) - Etude stratigraphique sur les terrains tertiaires du Jura bernois (partie septentrionale). *Eclogae Geol. Helv.*, **4**, 1.

ROTHE J.P. & SAUER K. (1967) - The Rhingraben progress report 1967. *AbtL geoL Landesamt Baden Wùrtt.*, 6, p. 1-146.

ROTHAUSEN, K. (1988) - Das Kalktertiär des Mainzer Beckens, Oberoligozän Untermiozän.- *Geologisches Jahrbuch*, A 110, p.398 S.

ROTHAUSEN, K., SONNE, V. (1984): Mainzer Becken.- Sammlung geologischer Führer, **79**: 203p., 47 Tafeln; Stuttgart (Borntraeger).

ROTSTEIN, Y., SCHAMMING, M., ROUSSE, S., (2004) - The Vosges Mountains: Are they the result of a restraining bend in the Upper Rhine Graben fault system? - *Réunion des Sciences de la Terre, Strasbourg, 20/25 Septembre 2004,* RSTGV-A-00196.

ROTSTEIN, Y., BEHRMANN, J.-H., LUTZ, M., WIRSING, G., LUZ, A. (2005) - Tectonic implication of transpression and transtension; Upper Rhine Graben. – *Tectonics*, **24**, 6, p.1-12.

ROTSTEIN, Y., SCHAMMING, M., ROUSSE, S., (2005a) - Structure and Tertiary tectonic history of the Mulhouse High, Upper Rhine Graben: Block faulting modified by changes in the Alpine stress regime. – *Tectonics*, **24**, p.1-15

ROTSTEIN, Y., SCHAMMING, M., ROUSSÉ, S., (2005b) - Tertiary tectonics of the Dannemarie Basin, upper Rhine graben, and regional implications. - *International Journal of Earth Science*. **94**, 4, p. 669 - 679

ROUSSE, S., DURINGER, P., STAPF, K., (2003) - Plages de galets fossiles dans le Rupélien du Fosse Rhénan (Bassin de MAYENCE, ALLEMAGNE): morphologie, faciès et dynamique.- 9^{éme} Congrès de l'A.S.F., Bordeaux, 13/15 Octobre 2003. – Livre des résumés, 2003, ASF Publ., **38**, p.440-441.

ROUSSÉ, S., DURINGER, P., STAPF, K., (2004) -Fossil wave-cut platforms preserved in marginal northern extremity of Upper Rhinegraben (Mainz Basin, Germany) : Evidences dor episodic sea-level changes in an active tectonic setting.- *Réunion des Sciences de la Terre., Strasbourg, 20/25 Septembre 2004, RSTGV-A-00203.*

RUBIN, D.M.,(1987) - Cross-bedding, bedforms and paleocurrents. – *In* : Concepts in Sedimentology and Paleontology, **Vol. 1**, *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, 187p.

RUHLAND, M. - Le Jura Alsacien ou Jura de Ferrette. - Sci. Géol. Bull., Strasbourg, 25, 2-3, p.119-125.

RUHLAND, M. (1974) - Le rôle des décrochements dans le socle vosgien et en bordure du fossé rhénan. In: Approach ro taphrogenesis, *J.H. Illies and K. Fucks editors*, p.167 - 171.

RUHLAND, M., BLANALT, J.G., BOMONT, M., (1973) - BRGM, Carte Géologique de la France, 1/50000^{ème}, Feuille 3722 Ferrette, *BRGM*, *SGN*, Orléans.

RUST, B.R., (1981) - Sedimentation in an arid-zone anastomosing fluvial system: Cooper's Creek, Central Australia. *Journal of Sedimentary Petrology* **51**, p.745-755.

SAITOH, Y., TAMURA, T.& MASUDA F. (2005) - Charactersitic of Hyperpychal Flow and its Deposits Innovative Factor for the Turbidite Paradigm - *Journal of Geography*, **114**, 5, p.687-704

SANDERS, D. (2000) - Rocky Shore-gravelly Beach Transition and Storm/Post-storm Changes of a Holocene Gravelly Beach (Kos Island, Aegean Sea) : Stratigraphic significance. – *Facies*, **42**, p.227-244.

SARKAR, S., BENARJEE, S., CHAKRABORTY, S., BOSE, P.K., (2002) - Shelf storm flow dynamics : insite for the Mesoproterozoic Rampur Shale, central India. In : BOSE, P.K., SARKAR, S., ERIKSSON, P.G. (Eds), Rift basins sedimentology and paleontology, Chanda memorial issue. *Sedimentary Geology*, **147**, p 89-104.

SCHÄFER, A., HILGER, D., GROSS, G. & VON DER HOCHT, F. (1996) - Cyclic sedimentation in Tertiary Lower Rhine Basin (Germany) -- the "Liegendrücken" of brown coal open-cast Fortuna mine.- *Sedimenary Geolology*, **103**, 3-4, p.229 - 247,

SCHLUNEGGER, F., BURBANK, D.W., MATTER, A., ENGESSER, B., & MODDEN, C (1996) - Magnetostratigraphic calibration of the Oligocene to Middle Miocene (30-15 MA) mammal biozones and depositional sequences of the Swiss Molasse basin. *Eclogae geol. Helv.* vol. 89/2, p.753-788.

SCHLUNEGGER, F., JORDAN, T.E., KLAPER, E.M., (1997) - Controls of erosional denudation in the orogen on foreland basin evolution : The Oligocene central Swiss Molasse Basin as an example. - *Tectonics*, **16**, 5, p. 823-840.

SCHLUNEGGER, F., (1999) – Controls of surface erosion on the evolution of the Alps : constraints from the stratigraphies of the adjacent foreland basins - *International Journal of Earth Science*, **88**, p. 285-305.

SCHMIDT, C., BRAUN, L., PALTZER, G., MÜHLBERG, M., CHRIST, P., & JACOB, F. (1924) - Die Bohrungen von Buix bei Pruntrut und Allschwil bei Basel. *Beitr. Geol. Schweiz. Geotechn. Ser.*, **10**, p.1-74

SCHNAEBELE, R., HAAS, J.-O., HOFFMANN, C.-R., (1948) - Monographie géologique du champ pétrolifère de Pechelbronn. - *Mém. Serv. Carte géol. Alsace-Lorraine*, N[•]7, 251 p.

SCHNEEGANS, D., (1933) - Notes sur la tectonique du Jura Alsacien. Bull. Senv. Carte GéoL Als.-Lorr., 2, p. 51-74.

SCHNEIDER, A. (1960) - Geologie des Gebietes von Siegfriedblatt Porrentury (Berner Jura). - *Beitr.geol. KarteSchweiz*, Berne, NF **109**, **p.**1-72.

SCHREIBER, U. & ROTSCH, S. (1998) - Cenozoic block rotation according to a conjugate shear system in Central Europe - Indications from paleomagnetic measurements. - *Tectonophysics*, **299**,1-3 p.111-142.

SCHULER, M. (1990). Environnements et paléoclimats paléogènes. Palynologie et biostratigraphie de l'Eocène et de l'Oligocène inférieur dans les fossés rhénan, rhodanien et de Hesse. *Documents B.R.G.M.* n°**190**, 503 p.

SCHULER, M., BLANC-VALLERON, M.M., GELY, J.P., ANSART, M. (1990) - Matière organique et palynofaciès de l'Oligocène inférieur évaporitique du bassin potassique de Mulhouse (France).- *Palynosciences*, **1**.

SCHUMACHER, M.E. (2002) - Upper Rhine Graben : Role of preexisting structures during rift evolution. *Tectonics*, **21**, (1), p. 1006-1029

SCHWAB, K. (1987) - Compression and right-lateral strike-slip movements at the South Hunsrück borderfault (southwest Germany). *Tectonophysics*, **137**, p.115-126.

SCHWARZ, J. (1997) - Charophyten aus dem Tertiaer des Oberrheingrabens (Mitteleozaen-Untermiozaen). - *Paleontographica,Stuttgart, Abt. B*, **243**,1-3, 84 p.

SEIDLER, L. & STEEL, R., (2001) - Pinch-out style and position of tidally influenced strata in a regressive transgressive wave-dominated deltaic sandbody, Twentymile Sandstone, Mesaverde Group, NW Colorado. *Sedimentology*, **48**, p.399-414

SEILACHER, A. (1982) - Distinctive features of sandy tempestite – *In: Cyclic and Event Stratification* (D. EINSELE, and A. SEILACHER, Eds.). - *Springer-Verlag, Berlin*, 1982, p.333–349.

SEMENIUK, V., JOHNSON, D.P., (1985) - Modern and Pleistocene rocky shore sequences along carbonate coastlines, Southwestern Australia. - *Sedimentary Geology*, **44**, p.225-261.

SHANLEY, K.W., MCCABE, P.J.,(1994) - Perspectives on the sequence stratigraphy of continental strata. *Am.Assoc.Pet.Geol.***78**, p.544-568

SHANNUGAM, G.,(1997) - The Bouma Sequence and the turbidite mind set - *Review Article, in Earth-Science Reviews*, Volume **42**, Issue 4, Pages 201-229

SHANNUGAM, G.,(2000) - 50 years of the turbidite paradigm (1950s—1990s): deep-water processes and facies models—a critical perspective, *Marine and Petroleum Geology*, **17**,2, p.285-342

SHANNUGAM, G.,(2002) Ten turbidite myths - Earth-Science Reviews, Volume 58, 3-4, p. 311-341

SHANNUGAM, G.,(2003) - Deep-marine tidal bottom currents and their reworked sands in modern and ancient submarine canyons - *Marine and Petroleum Geology*, **20**, 5, p. 471-491

SIGGERUD, E.I.H, STEEL, R.J. (1999) - Architecture and trace-fosil characteristics of a 10,000-20,000 year, fluvial-to-marine sequence, SE Ebro Basin, Spain.- *Journal of Sedimentary Research*, **69**, 2, p.365-393.

SIGGERUD, E.I.H, STEEL, R.J., POLLARD, J.E. (2000) - Bored pebbles and ravinement surface clusters in a trasngressive systems tarct, Sant Llorenç del Munt fan-delta complex, SE Ebro Basin, Spain.- *Sedimentary Geology*, **138**, p. 161-177.

SIMPSON, E.L., DILLIARD, K.A., ROWELL, B.F., HIGGINS, D., (2002) - The fluvial-to-marine transition within the post-rift Lower Cambrian Hardyston Formation, Eastern Pennsylvania, USA. - *Sedimentary Geology*, **127**, p.127-142.

SISSINGH, W., (1998) - Comperative Tertiary stratigraphy of the Rhine Graben, Bresse Graben and Molasse Basin: correlation of Alpine Foreland events. *Tectonophysics*, **300**, p-249-284

SISSINGH, W., (2003) - Tertiary paleogeographic and tectonostratigraphic evolution of the Rhenish Triple Junction. *Palaeogeogr., Palaeoclim., palaeoecol,*. **309**, 1, p.1-35

SITTLER, C. (1965) -Le paléogène des fossés rhénan et rhodanien. Etudes sédimentologiques et paléoclimatiques.- *Mém. Serv. Carte géologique Als.Lorr., Strasbourg*, **24**, 392 p.

SITTLER, C (1969a) - Le fosse rhénan en Alsace: aspect structural et histoire géologique. *Rev. Geogr. Phys. Geol. Dynam.*, **11**, p.465-494

SITTLER, C (1969b) - The sedimentary trough of the Rhine Graben. -Tectonophysics, 8, p.543-560.

SITTLER, C. (1972) - Le Sundgau, aspect géologique et structural.- Sci. Géol. Bull., Strasbourg, 25, 2-3, p. 93-118.

SITTLER, C. (1983) - Le fossé rhénan. - Encyclopédie de l'Alsace, Strasbourg, 5, 3, p.122-137.

SITTLER C. (1992) - Illustration de l'histoire géologique du fossé rhénan et de l'Alsace.- *N. Jb. Geol. Paläont. Abh., Stuttgart*, **186**, 3, p. 255-282.

SITTLER, C., SONNE, V., SCHULER, M., DURINGER, P. & GEISSERT, P., (1985) - Le tertiaire du fossé rhénan. - *Excursion du groupe d'étude du Paléogène et du groupe français d'étude du Néogène* 14-18 octobre 1985, Strasbourg.

SITTLER, C. & SCHULER, M. (1988) - Lithostratigraphy: France. The Federal Republic of Germany; the Rhine Graben. *Geol. Jahrb.*, **100**, p.41-47.

SITTLER, C. & OLLIVIER-PIERRE, M-F. (1994) - Palynologie et palynofaciès : éléments clés pour l'identification et l'évaluation d'environnements sédimentaires tertiaires ouest-européens en termes de haut et bas niveaux. Application à trois coupes de l'Eocène et de l'Oligocène français. *Bull Centres Recherche Exploration-Production Elf-Aquitaine*, **18**, 2, p.475-488

SKOOG, S. Y., VENN C., & SIMPSON E. L., (1994) - Distribution of Diopatra cuprea across modern tidal flats – implications for Skolithos: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. **22**, p. 129.

SMITH, D.G. (1983) - Anastomosed fluvial deposits: modern examples from Western Canada. In: COLLINSON, J.D. & LEWIN, J. (eds) Modern and Ancient Fluvial Systems. International Association of Sedimentologists special publication **6**, 155-168.

SMITH, D.G. & SMITH, N.D. (1980) - Sedimentation in anastomosed river systems: examples from alluvial valleys near Banff, Alberta. *Journal of Sedimentary Petrology*, **50**, p.157-164.

SOHN Y.K., KIM S.B., HWANG I.G., BAHK J.J., CHOE M.Y. and CHOUGH S.K. (1997) - Characteristics and depositional processes of large-scale gravely Gilbert-type foresets in the Miocene Doumsan fan delta, Pohang Basin, SE Korea. - *Journal of Sedimentary Research*, **67**, 1, p.130-141.

SORIA J.M., FERNANDEZ J., GARCIA F., VISERAS C. (2003) - Correlative lowstand deltaic and shelf systems in the Guadix Basin (Late Miocene, Betic Cordillera, Spain) : the stratigraphic record of forced and normal regressions. - *Journal of Sedimentary Research*, **73**, 6, p.912-925.

STEAR, W.M., (1983) - Morphological characteristics of ephemeral stream channel and overbank splay sandstone bodies in the Permian Lower Beaufort Group, Karoo Basin, South Africa, *in* Collinson, J.D., and Lewin, J., eds., Modern and Ancient Fluvial Systems: *International Association of Sedimentologists Special Publication* **6**, p. 405-420.

STOW, D.A.V., & SHANMUGAM, G., (1980) - Sequence of structures in fine-grained turbidites: comparison of recent deep-sea and ancientflysch sediments - *Sedimentary Geology*, **25**, p. 23-42.

SUNAMURA, T. (1975) - A laboratory study of wave-cut platfrom formation.- *Journal of Geology*, **83**, p.389-397.

SUNNAMURA, T., (1993) - The Geomorphology of Rock Coast – New York, Wiley, 314p.

SUTTER M. (1978) - Geologische Interpretation reflexionsseismischen W-E Profils durch das Delsberger Becken (Faltenjura).- *Eclogae geol. Helv.,Basel*, **71**, 2, p. 267-275

SWIFT, D.J.P. (1975) - Barrien-Island genesis evidence from the central Atlantic shelf, eastern U.S.A. *Sedimentary Geology*, **14**, p. 1-43.

SWIFT, D. J. P., & THORNE, J. A., (1991) - Sedimentation on continental margins, I: a general model for shelf sedimentation. In: Shelf Sand and Sanstone Bodies: Geometry, Facies and Sequence Stratigraphy (Ed. by D. J. P. Swift, G. F. Oertel, R. W, Tillman and J. A. Thorne). *International Association of Sedimentologists Special Publication* 14, 3-31.

SWIFT, D. J. P., TILLMAN R. W, OERTEL G f, & THORNE J. A., (1991) - Shelf sand and sandstone bodies: Geometry, facies and Sequence stratigraphy. *Int. Assoc. Sedimentologists Special Publication* **14**., 532 pp.

TAPE, C.H., COWAN, C. A., & RUNKEL, A.C. (2003) - Tidal-bundle sequences in the Jordan Sandstones (Upper Cambrian), southeastern Minnesota, U.S.A. : Evidence for tides along inboard shorelineof the Sauk Epicontinental Sea. – *Journal of Sedimentary Research*, **73**, **2**, p. 354-366.

TAPPONNIER, P. (1977) – Evolution tectonique du systeme alpin en Méditérranée : Poinçonnement écrasement rigide plastique. – *Bull. Soc. Geol. Fr*, **7 (19)**, p437-460.

TAYLOR, E.L., TAYLOR, T.N., & CUNEO, N.R., (1992) - The present is not the key to the past : A polar forest from the Permian of Antarctica. - *Science*, **257**, p.1675-1677.

TERWINDT, J.H.J., (1988) - Paleo-tidal reconstructions of inshore tidal depositional environments, in de Boer, P.L., van Gelder, A., and Nio ,S.D., *eds., Tide-Infuenced Sedimentary Environments and Facies : Boston, D. Reidel*, p.233-263.

THEOBALD, N. (1934a) - Contribution à la paléontologie du bassin oligocène du Haut-Rhin et du territoire de Belfort. Les poissons oligocènes. - *Bull. Serv. Carte géologique Als.Lorr., Strasbourg*, **II**, p.117-162.

THEOBALD, N. (1934b) - La flore des grès Oligocènes de Spechbach-le-Bas (Haut-Rhin). *Bull. Soc. Industr*. *Mulhouse*, **100**, p 51-68.

THEOBALD, N. (1935)- Sur l'extension des faciès de la Base du Stampien dans le Haut-Rhin. - C. R. S. Soc. Geol. Fr., Paris, 13, p. 209-211.

THEOBALD N. (1950) - Etude tectonique du Horst de Mulhouse. - Bull. Soc. Geol. Fr., Paris, 5, 20, p. 407-419.

THEOBALD, N. (1953) - Structure du champ de fracture de Guebwiller. *Bull. Serv. Carte géologique Fr.*, **50**, 237, p 23-53

THEOBALD, N. (1967) - Les sondages profonds de la partie méridionale du fossé rhénan. Renseignements généraux sur l'évolution du fossé rhénan. - Annales Scientifiques de l'Université de Franche-Comté (Besançon), Géologie, **3^{ème} série**, **3**, p.3-24

THEOBALD, N., DEVANTOY, J., GOGUEL, J., (1922) - BRGM, *Carte Géologique de la France*, 1/50000^{ème}, Feuille **3621**, Belfort, *BRGM*, *SGN*, Orléans.

THEOBALD, N., DUBOIS, G., GOGUEL, J., (1927) - BRGM, *Carte Géologique de la France*, 1/50000^{ème}, Feuille **3721** Altkirch-Huningue, *BRGM*, *SGN*, Orléans.

THEOBALD, N., SCHWEITZER M, HUDELEY H., (1976) - BRGM, *Carte Géologique de la France*, 1/50000^{ème}, Feuille **3720** Mulhouse-Mulheim, *BRGM*, *SGN*, Orléans

THEOBALD, N., MENILLET, F., LOUGNON, J., BONNET, C., (1978) - BRGM, *Carte Géologique de la France*, 1/50000^{ème}, Feuille **3719 Neuf-Brisach/Obersaasheim**, *BRGM*, *SGN*, Orléans.

TRENHAILE, A.S., (1987) - The Geomorphology of Rock Coast - Oxford Research Studies in Geography, Oxford, United Kingdom, Clarendon Press, 384p.

TERWINDT, J.H.J. (1981) - Origin and sequences of sedimentary structures in inshore mesotidal deposits of the North Sea. *In* : S.D. Nio, R.T.E Schuttenheim and T.C.E. Van Weering (Editors), Holocene MarineSedimentation in the North Sea Basin. *Int Assoc. Sedimentol. Spec. Publ.*, 5, p.4-26.

TESSIER, B. & GIGOT, P. (1989) - A vertical reord of different tidal cyclicities : an example from the Miocene marine molasse of Digne (Haute-Provence, France). *Sedimentology*, 36, p.767-776.

TOBLER, A. (1897) - Der Jura im Südosten der oberrheinischen Tiefebene. Verhandl. Naturf. Ges. Basel, 11, p 284-369.

TRENHAILE ,A.S., (1989).- Sea-level oscillations and the development of rock coasts. In: LAKHAN V.C. et TRENHAILE A.S., Editors, *Applications in Coastal Modeling*, Elsevier, Amsterdam, p. 271–295

TRENHAILE, A.S., PEPPER, D.A., TRENHAILE, R.W., DALIMONTE, M., (1998) - Stacks and notches at Hopewell Rocks, New Brunswick, Canada – Earth Surf. Process. Landforms, 23, p.975-988 ULICNY, D., 1999. Sequence stratigraphy of the Dakota Formation (Cenomanian), southern Utah: interplay of eustasy and tectonics in a forcland basin. *Sedimentology* **46**, 807-836.

USTASZEWSKI, K, SCHUMACHER, M.E & SCHMIDT, S.E. (2005) - Simultaneous normal faulting and extensional flexuring during rifting: an example from the southernmost Upper Rhine Graben. - *International Journal of Earth Sciences*, **94**, 4, p. 680-696

VAN WAGONER, J.C., (1991) - High-frequency sequence stratigraphy and facies architecture of the Sego Sandstone in the Book Cliffs of Western Colorado and eastern Utah. - In: VAN WAGONER, J.C., JONES, C.R., TAYLOR, D.R., NUMMEDAL, D., JENNETTE, D.C. AND RILEY, G.W., Editors, 1991. Sequence Stratigraphy-Applications to Shelf-Sandstone Reservoirs: Outcrop to Subsurface Examples, p. 1–10.

VAN WAGONER, J.C., POSAMENTIER, H.W., MITCHUM, R.M., VAIL, P.R., SARG, J.F., LOUTIT, T.S., HARDENBOL, J., (1988) - An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. - In: WILGUS, C.K., HASTINGS, B.S., KENDALL, C.G.St.C., POSAMENTIER, H.W., ROSS, C.A., VAN WAGONER, J.C. (Eds.), Sea-Level Changes - An Integrated Approach. *SEPM Special Publication*, vol.42, p.39–45.

VAN WAGONER, J.C., MITCHUM, R.M., CAMPION, K.M., RAHMANIAN, V.D., (1990) - Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores, and outcrops. – *A.A.P.G.* Methods in Exploration Series **7**, 55 p.

VAN WERVEKE, L. (1904)- Elsass. In: *Das Erdijl, Vol.* 2 (Ed. by K. Engler & H. von Hôfer), Hirzel, Leipzig, p.209-234

VAN WERVEKE, L (1918) - Wissenshaftlische Anhaltspunkte and Ratschläge bei dem Bohrungen auf Erdöl im Unter-Elsass. – *Mitt. geol. Landesanst. Els.- Lothr.*, **11**, p 13-56.

VILLEMIN, T. (1986) - Tectonique en extension, fracturation et subsidence : le fossé rhénan et le fossé de Sarre-Nahe. - Thèse de Doctorat de l'Université Paris IV, 270 p.

VILLEMIN, T., ALVAREZ, F., ANGELIER, J. (1986) - The Rhinegraben :extension, subsidence and shoulder uplift. *Tectonophysics*, **128**, p.47-59

VILLEMIN, T, BERGERAT, F (1987) - L'évolution structurale du fosse rhénan au cours du Cénozoïque: un bilan de la déformation et des effets thermiques de l'extension, *Bull. Geol. France* **8**, p.245-255

VISSER, M.J., (1980) - Neap-spring cycles reflected in Holocene subtidal large-scale bedform deposits : a preliminary note. -*Geology*, **8**, p.543-546.

VONDERSCHMITT, L. (1942) - Die geologischen Ergebnisse der Bohrungen von Hirtzbach bei Altkirch (Ober-Elsass). - Eclogae Geol. Helv, **35**, 1, p.67-99

VON SUTER, M., (1978) - Geologische Interpretation eines reflexionsseismischen W-E Profils durch das Delsberger Becken (Faltenjura). - *Eclogae. Geol. Helv.*, **71**, **2**, p. 267-275.

WADE, B.S., PÄLIKE, H., (2004) - Oligocene climate dynamics. - Paleoceanography, 19, p.

WAGNER, W. (1929) – La géologie des puits de mines de potasse de la Haute-Alsace - Mém. Serv. Carte géologique Als.Lorr, 1, 447 p.

WALKER, R.G., EYLES, C.H., (1991) – Topography and significance of a basinwide sequence-bounding erosion surface in the Cretaceous Cardium Formation, Alberta, Canada, *Journal of Sedimentary Petrology*, **61**, p.473-496.

WALKER, R.G. (1967) - Turbidites sedimentary structures and their relationship to proximal and distal depositional environments. - *Journal of Sedimentary Petrology*, **37**, 1, p.25-43.

WALKER, R.G.& PLINT, A.G., (1992) - Wave-andstorm-dominatedshal -low marine systems. In:Walker, R.G., James, N.P. (Eds.), Facies Models: Response to Sea Level Change. *Geological Association of Canada, New Foundland*, p.219–238.

WATKINS, R. (1992) - Sedimentology and paleoecology of Pliocene shallow marine conglomerates, Salton Trough region, California. - *Palaeogeogr., Palaeoclim., palaeoecol.*, **95**, 1, p.319-333

WEILER W. (1952): - Die Verbindung des mitteloligozünen Rheintalgrabens mit dem Mittelmeer. .Iber.u.Mitt.Oberrh.Geol. Ver, **34**, p. 21-29

WEILER, W. (1963) - Die Fischfauna des Tertiürs im oberrheinischen Graben, des Mainzer Beckens, des unteren Maintales und der Wetterau, unter besonderer Berücksichtigung des Untermiozäns. - *Abh. Senckenberg. Naturforsch. Ges.*, 504, 75 p.

WHEELER, H. E. (1964) - Baselevel, lithosphere surface, and time-stratigraphy. *Geological Society qf America Bulletin*, **75**, p.599-610.

WICKERT, F., ALTHERR, R. & DEUTSCH, M. (1990) - Polyphase Variscan tectonics and metamorphism along a segment of the Saxothuringian-Moldanubian boundary: The Baden-Baden Zone, northern Schwarzwald. *Geologische Rundschau*, **79**, **3**, p.627-647.

WIRTH, E., FAHRION & STRAUB, E. W. (1952) - Schichtenverzeichnis der Bohrung Stockstadt 1, p. 1-20.

WILLIS, B.J., & GABEL, S., (2001) - Sharp-based, tide-dominated deltas of the Sego Sandstone, Book Cliffs, Utah, U.S.A. - Sedimentology, **48**, p.479-506.

WILLIS, B.J., BHATTACHARYA, J.P., GABEL, S.L., & WHITE, C.D., (1999) - Architecture of a tide influenced river delta in the Frontier Formation of central Wyoming, U.S.A. - *Sedimentology*, **46**, p.667-688.

WITTMANN, O. (1953) - Zur Stratigraphie und Bildungsgeschichte des Meeressandbildungen entlang der Rheintalflexur bei Lörrach. - *Jber. Mitt. oberrhein. Geol. Ver.*, N.F. **33**, p.44-77.

WITTMANN, O. (1967) - Die fazielle Ausbildung des basalen Meeressandes (Stampien) bei Lörrach und die stampische Morphologie. - *Jber. Mitt. oberrhein. Geol. Ver.*, N.F. **49**, p.35-45.

WITTMANN, O., HAUBER, L., FISCHER, H., RIESER, A., STAEHELIN, P., (1970) - Geologische Atlas der Schweiz, *Carte géologique de la Suisse*, 1/25000^{ème}, 1047 Basel, *Atlas Blatt* 59.

WITTMANN, O., (1987) - Geologische Karte, 1/25000^{ème}, von Baden-Württemberg, Blatt 8311 Lörrach, , *Geol. Landesamt Baden-Württemberg*.

WRIGHT, L. D. (1977) - Sediment transport and deposition at rivermouth : A synthesis – GSA Bull. 88, p.857-868.

YOKOKAWA, M., KISHI, M., MASUDA, F.& YAMANAKA, M. (1995) - Climbing ripples recording the change of tidal current condition in the middle Pleiostocene Shimosa Group, Japan. In : Tidal signatures in Modern and Ancient Sediments (Eds B.W. Flemming and A Bartholomä), Int. *Assoc. Geol Spec. Publ.* **24**, p 301-312.

ZACHOS, J.C., BREZA, J., WISE S.W., (1992) - Early Oligocene ice-sheet expansion on Antarctica: Sedimentological evidence from Kerguelen Plateau. – *Geology*, **20**, p.569-573.

ZACHOS, J.C., QUINN, T.M., SALAMY, K.A, (1996) - High-resolution (104 yeras) deep-sea foraminiferal stable isotope records of the Eocene-Oligocene climate transition. - *Paleoceanography*, **11**, 3, p.251-266

ZIEGLER, PA (1992) - European Cenozoic rift system - Tectonophysics, 208, p.91-111

ZIEGLER, P. A. (1990) - Geological Allas of Western and Central Europe. *Geological Society Publishing House, Bath*, 239 pp.

ZIEGLER, PA (1994) - Cenozoic rift of Western and Central Europe: an overview. Geol. Mijnbouw 73:99-127