MONTPELLIER, 17-19 novembre 1997

6ème CONGRÈS FRANÇAIS DE SÉDIMENTOLOGIE

LIVRE DES RESUMES

ASSOCIATION SEDIMENTOLOGISTES FRANÇAIS

6ème Congrès Français de Sédimentologie

Montpellier, Université de Montpellier II

17 - 18 - 19 Novembre 1997

Remerciements

L'organisation de ce 6ème Congrès Français de Sédimentologie
a été rendue possible grâce au soutien

au plan régional

de l'Université Montpellier II Sciences et Techniques du Languedoc

du Conseil Régional de la région Languedoc-Roussillon

du Conseil Général du département de l'Hérault

au plan national

d'Elf-Aquitaine Production

de l'I.F.P.

de Total

Le Comité d'organisation remercie ici tous ces organismes et sociétés ainsi que tous ceux qui ont contribué au succès de cette manifestation.

UNIVERSITÉ MONTPELLIER II

REGION LANGUEDOC ROUSSILLON

Département Hérault Conseil Général

INSTITUT FRANCAIS DU PETROLE

TOTAL

elf Exploration Production

PROGRAMME

Les résumés des communications orales et des posters sont classés suivant l'ordre alphabétique du nom du premier auteur.

Un index alphabétique des auteurs figure page 289

LUNDI 17 NOVEMBRE - MATIN

ACCUEIL : **à partir de 8h30**

10h00 - 10h20 : CÉRÉMONIE D'OUVERTURE - Salle A

SESSION : INSTABILITÉS DE PENTES - TURBIDITES - CONTOURITES — Salle A

10h20 : KLAUCKE I. - Instabilité des sédiments superficiels en Baie des Anges : relations entre morphologie du fond, état de consolidation et nature des dépôts. p. 161

10h40 : MULDER T., SAVOYE B., PIPER D.J.W. et SYVITSKI J.P.M. - Discussion à propos de l'importance relative des différents processus gravitaires holocènes sur le haut de pente à l'embouchure du Var (Nice). p. 209

11h00 : MIGEON S. et SAVOYE B. - Les dunes sédimentaires géantes de la levée turbiditique du Var (Mer Ligure, France) : géométrie et processus de mise en place. p. 197

11h20 : MOUGAMBA R. et LOPEZ M. - Organisation stratigraphique des séries cénozoiques de la marge Centre-Gabon et dynamique de fonctionnement des canyons du Miocène inférieur (Mandorove supérieur). p. 203

11h40 : TEMPLE F., CLAUDE D. et BOTTERO C. - Le système turbiditique Batanga : une étude sédimentaire intégrée d'un système pétrolier sénonien, Offshore Gabon. p. 259

12h00 : SÉRANNE M. et NZÉ ABEIGNE C.R. - Mise en évidence par sismique réflexion de contourites (Oligocène à Actuel) sur la pente de la marge passive du Sud Gabon. p. 253

SESSION : CONTRÔLE TECTONIQUE DE LA SÉDIMENTATION — Salle B

10h20 : DELFAUD J., REVERT J. et SABRIER R. - Structuration synsédimentaire du Seuil cévenol durant le Jurassique. p. 77

10h40 : DAVID J., ROUX M. et BARRIER P. - Tectonique syn-sédimentaire, érosion régressive et paraséquences de dépôt dans le Kimméridgien inférieur de la Pointe du Chay (Charente-maritime, France. p. 73

11h00 : REVERT J., DELFAUD J. et SABRIER R. - Séquences sédimentaires associées aux deux phases de rifting dans les Grands Causses. p. 229

11h20 : SABRIER R., DELFAUD J. et REVERT J. - Un transect à travers le Bassin des Causses : tectonique, milieux de dépôt et faciès géochimiques. p. 241

11h40 : MASSE J.-P., BORGOMANO J. et AL MASKIRY S. - Evolution tectono-sédimentaire d'une marge carbonatée apto-albienne : N.E. du Jebel Akhdar (Sultanat d'Oman). p. 187

12h00 : HAMOUMI N. - Le Biostrome à Bryozoaires de l'Ordovicien supérieur du Tafilalt, Anti-Atlas oriental, Maroc : un exemple de sédimentation carbonatée tempérée contrôlée par la tectonique et le glacio-eustatisme. p. 133

12h20 - 14h10 : PAUSE DÉJEUNER

LUNDI 17 NOVEMBRE - APRÈS-MIDI

SESSION : **SÉDIMENTATION OCÉANIQUE - CHANGEMENTS GLOBAUX DE L'ENVIRONNEMENT** **Salle A**

14h10 : EL ALBANI A., HOLBOURN A., KUHNT W, LY A. et HERBIN J.-P. - Influence du flux terrigène et biogène sur la sédimentation crétacé supérieur de Casamance (Sénégal). Comparaison faciès/foraminifères benthiques. p. 107

14h30 : DAUPHIN L., BEAUDOIN B. et FRIES G. - Les foraminifères planctoniques en tant que marqueurs des fluctuations de l'environnement à l'Aptien dans le Bassin du Sud-Est de la France. p. 69

14h50 : COTILLON P. - Cyclicité à haute-fréquence des dépôts pélagiques : un outil pour une reconstitution des milieux et de leur dynamique. Exemple du Crétacé terminal et du Cénozoique caraïbes. p. 63

15h10 : BEAUDOIN B., FRIES G., DAUPHIN L. et MOSTEFAI S. - Le niveau Cézanne, bentonite corrélée dans l'Aptien supérieur du SE de la France. p. 19

15h30 - 16h30 : SESSION POSTERS

16h30 : BAUD A. - Production de carbonate et de silice : changements globaux au passage Permien/Trias. p. 13

16h50 : MONTAGGIONI L., CABIOCH G., CAMOIN G., BARD E. et RIBAUD-LAURENTI A. - La croissance récifale postglaciaire à Tahiti (Pacifique Central). Implications glacio-eustatiques. p. 199

17h10 : CASTELLARO C., RIBAUD-LAURENTI A., CLAVERIE K., CABIOCH G., HAMELIN B., BARD E., MONTAGGIONI L. et RECY J. - Variabilité du climat tropical à l'Holocène : enregistrements Sr/Ca et U/Ca dans les coraux de Nouvelle-Calédonie, de Tahiti et des Seychelles (Indo-pacifique). p. 47

17h30 : BADEROT-MARCHANT S., KARPOFF A.-M. et SCHAAF A. - Deux enregistrements sédimentaires de basses latitudes: comparaison de la paléocéanographie intertropicale des océans atlantiques et pacifique au Pléistocène supérieur et au Miocène supérieur. p. 9

17h50 : DESMET M., HOVAN S. et CAULET J.-P. - Environnement sédimentaire et signal terrigène d'un upwelling côtier : exemple du Quaternaire de la marge californienne (Leg 167 - Sites 1014 et 1020. p. 85

18h10 : VANDERAVEROET P., AVERBUCH O. et DECONINCK J.-F. - Variations des flux terrigènes au cours des cycles glaciaires et interglaciaires : exemple du Pléistocène de la marge passive du New Jersey (NW Atlantique). p. 273

SESSION : **HYDRODYNAMIQUE DES SYSTÈMES CÔTIERS ET ESTUARIENS** **Salle B**

14h10 : EHRHOLD A., AUFFRET J.P., GARLAN T. et GUYOMARD P. - Une approche différente de la recherche des directions de transport sédimentaire en baie du Mont St Michel. p. 103

14h30 : EHRHOLD A., GUILLOU S., AUFFRET J.-P. et NGUYEN K.D. - Modélisation des flux sédimentaires potentiels charriés en Baie du Mont Saint Michel. p. 105

14h50 : LESUEUR P., LESOURD S., AVOINE J. et AUFFRET J.-P. - L'envasement de l'estuaire de la Seine, résultat d'un comblement accéléré par un siècle d'aménagements. p. 173

15h10 : IRZI Z., KADIRI H. et HAMOUMI N. - Hydrologie et morphodynamique de l'île barrière de la lagune de Nador, littoral méditerranéen oriental, Maroc. p. 149

15h30 - 16h30 : SESSION POSTERS

16h30 : LESUEUR P, JOUANNEAU J.M., WEBER O. et TASTET J.-P. - Flux continentaux sédimentés dans les vasières de la plate-forme atlantique française. p. 171

16h50 : ROBERT S., GERMANEAU J. et SAURIAU P.-G. - Caractérisation morphosédimentaire de la vasière de Monportail-Brouage (Bassin de Marennes-Oléron). p. 235

17h10 : TRENTESAUX A., BERNÉ S. et Scientifiques de la Mission Dong Haï. - Stratigraphie sismique du quaternaire supérieur d'une zone de bancs sableux de Mer de Chine de l'Est (Dong Haï). p. 267

17h30 : IRZI Z. et HAMOUMI N. - Les environnements sédimentaires du littoral méditerranéen oriental entre Saaidia et le Cap des Trois Fourches, Maroc. p. 151

17h50 : TOUZANI A et GIRESSE P. - L'édification prodeltaïque du Rhône, évoluton spatio-temporelle récente. p. 265

18h10 : LERICOLAIS G., AUFFRET J.-P. et BOURILLET J.-F. - Evolution plio-quaternaire du Fleuve Manche: Stratigraphie et géomorphologie de la confluence de la paléo-somme et de la paléo-seine. p. 167

MARDI 18 NOVEMBRE - MATIN

SESSION : **RÉSERVOIRS : ARCHITECTURE, SÉDIMENTOLOGIE ET DIAGENÈSE**

Salle A

08h30 : JOSEPH P., BEZ M., RABINEAU M., GRANJEON D., ESCHARD R. et NAVARRE J. C. - Modélisation stratigraphique 3D bilithologique d'un champ pétrolier du delta du Niger. p. 155

08h50 : ESCHARD R., LERAT O., DESAUBLIAUX G., DOLIGEZ B., GRANJEON D. et LAFONT F. - Préservation différentielle de sédiments fluviatiles et éoliens dans les séries du Permien de l'Utah (Formations de Cutler et de Cedar Mesa). p. 113

09h10 : GHIENNE J.-F. et DEYNOUX M. - Structures chenalisantes à grande échelle dans les dépôts glaciaires fini-ordoviciens de Mauritanie, Afrique de l'Ouest. p. 127

09h30 : LERAT O., DOLIGEZ B., ESCHARD R., KNIGHT J., CLEMENTS A., SLEVINSKY B. et SULLIVAN G. - Quantification des hétérogénéités de réservoir à partir de l'étude sédimentologique d'un affleurement analogue. Exemple des Grès du Castlegate (campanien-maastrichtien, USA. p. 165

09h50 : BELIN S., ANGUY Y, FERM J.B., BERNARD D. et FRITZ B. - Influence of diagenetic illite on the permeability of a North Sea sandstones reservoir. p. 21

10h10 - 11h10 : SESSION POSTERS

11h10 : IMBERT P. et SUITER J. - La sismique 3D : un outil pour la sédimentologie. p. 147

11h30 : IMBERT P., ROUDIL A. et SULLIVAN M. - Les sables paléocènes du Graben du Viking (Mer du Nord) : mise en évidence d'injections sableuses d'échelle plurikilométrique par sismique 3D. p. 145

11h50 : PARIZE O., IMBERT P. et RUBINO J.-L. - Les sables massifs profonds (1) un modèle à l'affleurement : l'Apto-Albien du bassin vocontien (SE France). p. 213

12h10 : IMBERT P., PARIZE O., RUBINO J.-L. et SULLIVAN M. - Les sables massifs profonds (2) pourquoi massifs? une histoire de vannage et de liquéfaction. p. 143

12h20 - 14h10 : PAUSE DÉJEUNER

SESSION : **SÉDIMENTOLOGIE ET GÉOCHIMIE DE LA MATIÈRE ORGANIQUE - ANOXIE** **Salle B**

08h30 : CASIER J.G., LETHIERS F. et BAUDIN F. - L'extinction en masse du Dévonien supérieur : ostracodes, matière organique, anoxie. p. 45

08h50 : BAUDIN F., HANTZPERGUE P. et JAN DU CHENE R. - Variations des faciès organiques le long d'un transect plate-forme carbonatée-bassin siliciclastique. Exemple du Kimméridgien français. p. 15

09h10 : DISNAR J.-R., BAUDIN F., LAGGOUN-DEFARGE F. et MONOD O. - Géochimie des hopanes et accumulation de la matière organique en contexte carbonaté (Fm d'Akkuyu, Taurus, Turquie). p. 91

09h30 : FIET N., MASURE E., PONS D. et BEAUDOIN B. - Genèse des black-shales albiens du bassin de Marche-Ombrie. Implications paléoclimatiques et paléocéanographiques pour la région W-téthysienne. p. 121

09h50 : SALMON V., BEAUDOIN B., DERENNE S., LARGEAU C. et LALLIER-VERGÈS E. - Rôle majeur des argiles dans la formation de niveaux riches en matière organique à haut potentiel pétroligène. p. 243

10h10 - 11h10 : SESSION POSTERS

SESSION : **CONTRÔLE TECTONIQUE DE LA SÉDIMENTATION**

11h10 : CLAUZON G. et RUBINO J.-L. - Sédimentologie et géodynamique des rias pliocènes de la marge ligure (Italie). p. 55

11h30 : COJAN I., CLAUZON G. et Groupe Géoprospective. - Quantification des vitesses de déformation dans le N.E. de la France au Quaternaire. Apports des terrasses fluviatiles étagées. p. 57

11h50 : BUSSON G. et CORNEE A. - La tectonique albo-aptienne et le comportement du Trias salifère depuis le Nord des confins algéro-Tunisiens jusqu'au Gassi-Touil (Sahara algérien). p. 41

12h10 : ROUSSET C. - Contribution à l'étude des bassins oligocènes de Sud-Est de la France; réflexions sur l'hydrodynamisme à leur limite méridionale et tentative de typologie. p. 237

12h30 - 14h20 : PAUSE DÉJEUNER

MARDI 18 NOVEMBRE - APRÈS-MIDI

SESSION : **CONTRÔLE TECTONIQUE DE LA SÉDIMENTATION** **Salle A**

14h20 : FERRY S., LARDEAUX J.M., VARREL E. et BECQ-GIRAUDON J.-F. - Le bassin houiller de St Etienne dans son contexte tectonique, analyse par la sédimentologie de faciès. p. 119

14h40 : BUROLLET P.-F. - Bilan sédimentaire du Miocène moyen et supérieur en Tunisie. p. 39

15h00 : CALLEC Y., WERNLI R., HADJ- MOKHNECHE, COJAN I., MERCIER D. - Modalités et âge de la déformation dans la gouttière Clumanc-Senez. p. 43

15h20 : RUBINO J.-L., PARIZE O., JAVAUX C., LAPORTE-GALAA C., DELHAYE-PRAT V., CLAUZON G et FONTA O. - Modalités de la transgression miocène à la périphérie du Bassin de Carpentras. Influence de la tectonique. p. 239

15h40 - 16h40 : SESSION POSTERS

16h40 : PROUST J.-N., VENNIN E., BOISSEAU T. et CHUVASHOV B. - Plongement et ennoiement des rampes carbonatées et croissance des Reef-Mounds géants sur les pentes des bassins d'avant-Pays : Le Paléozoïque supérieur de l'Oural, Russie. p. 219

17h00 : MARTIN-MARTIN M. et MARTIN-ALGARRA A. - Etude sédimentologique de la Formation Rio Pliego. Implications dans l'évolution oligo-aquitanienne des Malaguides (Zones internes bétiques, SE Espagne). p. 183

17h20 : BENEDICTO A., SEGURET M., SÉRANNE M. et SANCHIS E. - Validation du modèle tectonique " bassin synclinal sur rampe " par la sédimentation : bassins des Matelles et d'Alès (SE France). p. 25

17h40 : ALCALA-GARCIA F.J., LOPEZ-GALINDO A. et MARTIN-MARTIN M. - Minéralogie des argiles du Tertiaire de la Haute chaîne (Zones externes bétiques, Espagne) Application aux études sédimentologiques. p. 1

18h30 : ASSEMBLÉE GÉNÉRALE DE L'A.S.F. - SALLE A

20h00 : SOIRÉE DE L'A.S.F.

SESSION : **GÉOCHIMIE ET DIAGENÈSE DES CARBONATES** **Salle B**

14h20 : HERBOSCH A., PREAT A. et DEVLEESCHOUWER X. - Géochimie et sédimentologie de la limite Frasnien-Famennien dans le stratotype de Coumiac (Montagne Noire, France). p. 137

14h40 : BAUSCH W.M. et BODEUR Y. - Aperçu sur la chimie des calcaires lithographiques du Jurassique supérieur de Montdardier (Languedoc). Relation avec leur paléo-environnement. p. 17

15h00 : BRIOT D. et POIDEVIN J.-L.- Stratigraphie des isotopes du Sr dans les carbonates oligocènes de Limagne : Influences marines dans le rift du Massif Central Français? p. 37

15h20 : AZIZI KADMIRI R., BEN ISMAIL M.H., SOUSSI M. et CHELLAI E.H. - Différenciation géochimique des milieux de dépôt de la plate-forme carbonatée du Bassin d'Imilchil au Lias supérieur-Dogger (Haut-Atlas central, Maroc). p. 7

15h40 - 16h40 : SESSION POSTERS

16h40 : DECONINCK J.-F., GILLOT P.Y., STEINBERG M. et STRASSER A. - Mise en évidence d'un troisième type d'illite par datation K/Ar et isotopes de l'oxygène: une nouvelle possibilité de datation des séries de plate-forme carbonatée. p. 75

17h00 : FRONTEAU G., BARBIN V. et PASCAL A. - Importance du faciès sédimentaire et diagénétique dans le comportement en oeuvre d'un géomatériau: le cas des calcaires de l'Est et du Nord-Est du Bassin de Paris. p. 123

17h20 : JALLET L., LOREAU J.-P. et EMMANUEL L. - Changement diagénétique contre changement initial de minéralogie et de nanostructures sur la plate-forme des Bahamas au cours du Pliocène. p. 153

17h40 : VAZ PARENTE C. et GUILLOU J.-J. - Schistes alumineux, évaporites et magnésites spathiques : les relations climat-sédimentation dans le Protérozoïque moyen du complexe Oros (Ceara, Brésil). p. 275

18h00 : HILLY J. et MARCHAL C. - Rôles de la climatologie, de la tectonique et de l'eustatisme dans la sédimentation des séries évaporitiques du Carnien germanique. p. 139

18h30 : ASSEMBLÉE GÉNÉRALE DE L'A.S.F. - SALLE A

20h00 : SOIRÉE DE L'A.S.F.

MERCREDI 19 NOVEMBRE - MATIN

SESSION : **DYNAMIQUE DES APPAREILS CARBONATÉS** **Salle A**

09h00 : SEGURET M., MOUSSINE-POUCHKINE A., RAJA GABAGLIA G., BOUCHETTE F.et BODEUR Y. - Le Tithonien du Bassin du Sud-Est : une rampe carbonatée à zone externe dedégénérescense des houles de tempête? 1) Paléogéographie et modèle. p. 251

09h20 : SEGURET M., BOUCHETTE F., MOUSSINE-POUCHKINE A. et PEDERNEIRA RAJA GABAGLIA G. - Le Tithonien du Bassin du Sud-Est : une rampe carbonatée à zone externe de dégénérescense des houles de tempête 2) Brèches et processus de bréchification. p. 247

09h40 : BOUCHETTE F., SEGURET M. et MOUSSINE-POUCHKINE A. - Le Tithonien du Bassin du Sud-Est : une rampe carbonatée à zone externe de dégénérescence des houles de tempête 3) approche mécanique de la bréchification par la houle. p. 31

10h00 : CONESA G. - Géométrie, biosédimentologie et paléoenvironnements d'une plate-forme carbonatée messinienne (Bassin de Sorbas, Sud-Est de l'Espagne). p. 61

10h20 - 11h10 : SESSION POSTERS

11h10 : COLLIN P.-Y., COURVILLE P., LOREAU J.-P., MARCHAND D., et THIERRY J. - Paléoenvironnements des séries condensées : Contrôle de la répartition et de la préservation des dépôts sur la plate-forme bourguignonne au Callovo-Oxfordien. p. 59

11h30 : DALMASSO H., MONTAGGIONI L., BOSENCE D. et WALTHAM D. - Simulation de la croissance d'un système récifal holocène : applications et limites du logiciel Carbonate. p. 67

11h50 : MASSE J.-P. et MONTAGGIONI L. - Production carbonatée et organique et changements de l'espace disponible : l'enregistrement des milieux néritiques récents. p. 189

12h10 : TROUDI H. et BEN ISMAIL M.H. - Environnements de dépôt et évolution paléogéographique de la plate-forme carbonatée du Turonien p.p. (Membre Bireno) en Tunisie centrale. p. 271

12h30 - 14h10 : PAUSE DÉJEUNER

SESSION : **SÉDIMENTATION LACUSTRE** **Salle B**

09h00 : GAY I., BRIOT D., MACAIRE J.-J. et PIN C.- Apports des isotopes du Néodyme à l'identification des zones sources de sédiments depuis 12600 ans dans le bassin du Lac Chambon (Puy de Dôme, France). p. 125

09h20 : CHAPRON E., BECK C., DECONINCK J.-F., DE BATIST M., WILDI W. et DESMET M. - Homogénites du Lac du Bourget : indices de paléoseismicité pour le Quaternaire récent des Alpes. p. 49

09h40 : LIGNIER V., BECK C., DE BATIST M., KLERKX J., KALUGIN Y. et SHERBOV B. - Indices sédimentologiques lacustres de paléoseismicité dans les Alpes, l'Altaï et le Tien-Shan. p. 175

10h00 : NOËL H., LALLIER-VERGES E., DEARING J., GARBOLINO E., DE BEAULIEU J.-L., DISNAR J.-R. et BRAUER A. - Calibration du signal sédimentaire organique avec la palynologie et les minéraux magnétiques. Reconstitution paléoenvironnementale sur les 5000 dernières années - Annecy, le Petit Lac. p. 211

10h20 - 11h10 : SESSION POSTERS

SESSION : **SÉDIMENTATION CONTINENTALE**

11h10 : BAIZE S, WALTER A.V. et DUGUE O. - Origine des particules fines dans le NW de l'Europe: contrôle tectoniques et climatiques des apports dans les grabens plio-quaternaires du Centre Cotentin (Normandie, France). p. 11

11h30 : LAIGNEL B., QUESNEL F. et MEYER R. - Origine des formations résiduelles à silex de l'Ouest du Bassin de Paris. p. 163

11h50 : GROSBOIS C., NEGREL P. et BREHERET J. - Origines des matières en suspension de la Loire. p. 129

12h10 : BELLEMLIH S., DI GIOVANNI C. et MACAIRE J.-J. - Quantification et répartition des stocks sédimentaires de surface dans le bassin fluviatile du Négron (SW du bassin de Paris, France). p. 23

12h30 - 14h10 : PAUSE DÉJEUNER

MERCREDI 19 NOVEMBRE - APRÈS-MIDI

SESSION : **STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE - FACIÈS** **Salle A**

14h10 : RIGOLLET C., BOURQUIN S. et BOURGES P. - Stratigraphie séquentielle haute-résolution d'un cône alluvial en Tresse à exutoire lacustre (Grès de Chaunoy, Keuper du Bassin de Paris) : Implications stratigraphiques et géodynamiques. p. 231

14h30 : BOURQUIN S., GAULIER J.-M. et GUILLOCHEAU F. - Mesure 3D de l'accomodation et nature du contrôle des cycles stratigraphiques du Keuper du Bassin de Paris. p. 35

14h50 : MAHIEUX G., PROUST J.-N., TESSIER B. et DE BATIST M. - Comparaison entre la stratigraphie sismique haute résolution et la stratigraphie séquentielle avec comme exemple les formations mixtes du Boulonnais (Jurassique supérieur, Nord de la France). p. 177

15h10 : FERRY S. et BRULHET J. - Synthèse séquentielle et paléogéographique du Crétacé du Gard rhodanien après les travaux exploratoires de l'ANDRA sur le site de Marcoule. p. 115

15h30 - 16h00 : SESSION POSTERS

16h00 : MARTIN-MARTIN M., ALCALA-GARCIA F.J. et REY J. - Etude de la minéralogie des argiles de l'Ilerdien de Montlaur (Corbières, S. France). Applications aux études sédimentologiques. p. 185

16h20 : DEYNOUX M. BLUM M., KOCUREK G., LANCASTER N. et SWEZEY C. - Réponse des systèmes éolien, fluviatile et lacustre aux fonctions forçantes externes - Exemple du Chott Rharsa dans le Sud-Tunisien. p. 89

16h40 : DURINGER P. et VECSEI A. - Signification des bancs calcaires micritiques monolithiques du Muschelkalk supérieur de l'Est de la France. p. 97

17h00 : SERRANO O., GUILLOCHEAU F. et WICQUART E. - Modèle de faciès et de préservation des environnements de barres d'embouchures et de baies : application à l'Hauterivien du bassin de Paris. p. 255

17h20 : MERZERAUD G., GEILLER M., HOFFERT M., VERDIER F. et WICQUART E. - Modalités de répartition des volumes sédimentaires au sein d'un empilement de séquences génétiques en milieu continental : Exemple de l'Hettangien de Céré-la-Ronde (d'après les données de forages GDF de Sologne). p. 195

SESSION POSTERS

AUFFRET G. et équipe Scientifique SEDIFAN. - L'éventail profond celtique, résultats préliminaires: architecture, développement et activité récente. p. 3

AVERBUCH O., DECONINCK J.-F., PROUST J.-N. et MAMMOUDIA M. - Enregistrement magnétique et minéralogique à haute-résolution des variations tectoniques et eustatiques au sein des formations du Kimméridgien-Tithonien du Boulonnais. p. 5

BERNÉ S., ALOISI J.-C., BOURILLET J.-F., CARRE D., GORINI C., NORMAND A. et RABINEAU M. - Morphologie et structures sédimentaires de la plate-forme continentale du Golfe du Lion : hydrodynamique, niveaux de la mer et tectonique. p. 27

BIONDI P., WALGENWITZ F., BAGLINIERE C., GREDER H. et BALVAY B. - Approche déterministe intégrée pour modélisation de réservoirs déposés en domaine de plate-forme carbonatée mixte - Exemple du réservoir albien de Nkossa - Offshore Congo. p. 29

BOURGES P. et HENRIQUEL P. - Corrélations stratigraphiques haute-résolution en environnement fluvio-lacustre : application à l'échelle d'un gisement à hydrocarbures (Trias, Bassin parisien, France). p. 33

CHAPRON E., VAN RENSBERGEN P., BECK C., DE BATIST M., WILDI W., PUGIN A., GIRARDCLOS S. et DECONINCK J.-F. - Enregistrement sédimentaire lacustre tardi-glaciaire au contact Alpes-Jura (Le Bourget, Léman): contrôle climatique et perturbations sismo-tectoniques. p. 51

CHARCOSSET P., COMBES P.-J., PEYBERNES B., CISZAK R. et LOPEZ M. - Pédogenèse et karstifications dans le Bathonien des Grands Causses (France), Implications stratigraphiques. p. 53

CRUMEYROLLE P., RAZIN P., ROGER J., PLATEL J.-P. et BROUTIN J. - Le complexe transgressif Permien supérieur du Huqf (Oman): sédimentologie, stratigraphie et géométrie des réservoirs. p. 65

DAVID J., MESSING C.G. et ROUX M. - Modélisation de la production de sables crinoidiques à partir d'expérience *in-situ* sur le talus bathyal des Bahamas. Conséquences sur l'interprétation des calcaires à entroques jurassiques. p. 71

DELHAYE-PRAT V. et RUBINO J.-L. - Stratigraphie séquentielle et sédimentologie des Sables de Fontainebleau (Oligocène) dans la région d'Étampes, France. p. 79

DE RAFELIS M., EMMANUEL L., CORBIN J.-C., RENARD M., JAN DU CHENE R., GORIN G., BOMBARDIERE L. et ATROPS F. - Approche géochimique du contrôle des séquences eustatiques de troisième ordre. Exemple du Jurassique supérieur du domaine vocontien (Chateauneuf d'Oze, France). p. 81

DE RAFELIS M., ROBIN C. et RENARD M. - Les alternances marne-calcaire du Kimméridgien inférieur du Bassin du SE : stratigraphie haute-résolution et cycles de Milankovitch. p. 83

DEVLEESCHOUWER X., PREAT A. et HERBOSCH A. - Comparaison sédimentologique entre les coupes de Coumiac (France) et Schmidt (Allemagne) à la limite Frasnien-Famennien. p. 87

DOLIGEZ B., ESCHARD R., LERAT O. et LEBLANC O. - Modélisation 3D de corps sédimentaires de géométries complexes et simulation de la distribution interne de leurs hétérogénéités en faciès. p. 93

DROZ L. et AUFFRET G. - Le glacis de la marge celtique (Europe occidentale): stratigraphie sismique et âge des sédiments. Résultats préliminaires des campagnes SEDIFAN (Programme ENAM). p. 95

DURLET C. et LOREAU J.-P. - Influence des fonds durcis sur la croissance des ciments sparitiques pendant la diagenèse d'enfouissement. p. 99

DURLET C. et LOREAU J.-P. - Caractérisation des surfaces durcies par leurs séquences diagénétiques intrinsèques et interprétation des paléoenvironnements pendant les lacunes sédimentaires. p. 101

EL ALBANI A., KUHNT W., CARON M., DECONINCK J.-F., ROBASZYNSKI F., LUDERER F. et HERBIN J.-P. - Evolution des environnements et de la productivité de la séquence Crétacé supérieur du Bassin de Tarfaya (Sud-Ouest du Maroc). p. 109

EMMANUEL L., THIERRY J., VINCENT B. et LOREAU J.-P. - Caractérisation et interprétation de cycles géochimiques sur la plate-forme bourguignonne (France) au Bajocien-Bathonien. p. 111

FERRY S., BRULHET J. et MONIER P. - Le remplissage complexe de la ria pliocène du Rhône et ses implications. p. 117

HAMEG A. et GUELLATI N.E. - Diagenetic evolution of Lower Devonian sandstones, West HassiR'Mel area, Algeria. p. 131

HAN G.M., CHAMLEY H., DECONINCK J.-F., MANSY J.-L. et PREAT A. - Burial diagenesis of French-Belgian devonian series from Dinant synclinorium and Philippeville massif: preliminary results from clay mineralogy analysis. p. 135

HILLY J. et MONTY C. - Paléogeysérites biogènes dans les formations siliceuses du permo-carbonifère du Massif Central. Gisements de Meillers (Allier) et de Saint Priest en Jarez (Loire). p. 141

KHAI T., BEAUCHAMP J. et PETIT C. - Caractérisation de l'écoulement fluvial dans le bassin versant de l'Oued Martil (Rif, Maroc). p. 157

KLAUCKE I. - Distribution des sédiments superficiels dans la Baie des Anges (Alpes maritimes), mise en évidence par sonar latéral et carottages. p. 159

LESOURD S., LESUEUR P. et BRUN-COTTAN J.-C. - Intérêt des études rhéologiques de sédiments vaseux littoraux, le cas de l'embouchure de la Seine. p. 169

MALARTRE F., AMEDRO F., FERRY S. et RAZIN P. - Environnements de dépôts des " Sables Bigarrés " turoniens de la vallée du Rhône (Sud-Est de la France). p. 179

MALARTRE F., COURTINAT B. et GIRAUD F. - Première description sédimentologique et caractérisation stratigraphique du Rhétien de la région lyonnaise (Sud-Est, France). p. 181

MERCIER D. - L'évolution tectono-sédimentaire du bassin houiller de St-Étienne. p. 191

MERZERAUD G. et COLOMBIE C. - Sédimentologie de faciès et évolution des profils de dépôt dans le Sinémurien de la marge cévenole (Bassin du Sud-Est). p. 193

MORA S. - Seismic modelling of complex reservoir geometries, methodologies and pitfalls : the exemple of the Aren Sandstone in the Tremp Basin, Southern Pyrenees. p. 201

MOUSSINE-POUCHKINE A., AMARD B., ATROPS F. et SÉGURET M. - Les alternances marne-calcaire du Kimméridgien inférieur du Bassin du SE (France) : stratigraphie haute résolution et cycles de Milankovitch. 1) Géologie. p. 205

MOUSSINE-POUCHKINE A., SÉGURET M., BOUCHETTE F. et ATROPS F. - Le Tithonien du Bassin du Sud-Est : une rampe carbonatée à zone externe de dégénérescense des houles de tempête. 4) Les corps progradants de Ceüse, géométrie d'ensemble. p. 207

PARIZE O., RUBINO J.-L. et JAVAUX C.- Architecture et géométrie des corps tidaux bioclastiques comblant les paléovallées miocènes au Sud-Est du bassin de Carpentras. p. 215

PETIT C., BUONCRISTIANI J.-F., BICHET V., CAMPY M., GAY I. et RICHARD H. - Dynamique sédimentaire du remplissage lacustre historique du Claps de Luc-en-Diois (Drôme, France). p. 217

QUESNE D., AUDEBERT N., GUIRAUD M. et EMMANUEL L. - Structuration extensive syn-sédimentaire d'âge jurassique dans le Mâconnais (Bourgogne, France). p. 221

QUESNE D. et FERRY S. - Tectonique syn-sédimentaire dans le Barrémien inférieur du Vercors méridional, mise en évidence grâce à l'architecture des formations calcarénitiques. p. 223

RABINEAU M., BERNE S., GUILLOCHEAU F. et JOSEPH P. - Architecture 3D des corps sédimentaires quaternaires sur la plate-forme externe du Golfe du Lion. p. 225

REISER C., LEJAY A., DROMART G., RABILLER P. et BEZ M. - Identification automatique des corps sédimentaires par l'analyse des formes diagraphiques. p. 227

RIGOLLET C., GUILLOCHEAU F. et BOURQUIN S. - Série aptienne-albienne du bassin de Paris (France) : Milieu de dépôt, stratigraphie séquentielle haute-résolution et contexte géodynamique. p. 233

SAVOYE B., AUFFRET G. et équipe de la mission SEDIFAN 2. - Architecture sismique détaillée du fan celtique : premiers résultats des levés sismiques réalisés près du fond avec Pasisar (4500-4700 m de profondeur d'eau, Marge Ouest Européenne). p. 245

SÉGURET M., MOUSSINE-POUCHKINE A. et BOUCHETTE F. - Le Tithonien du Bassin du Sud-Est : une rampe carbonatée à zone externe de dégénérescense des houles de tempête 5) Corps progradant de Céüse : géométrie de détail et faciès. p. 249

TCHOUMATCHENKO P., THIERRY J., SAPUNOV I., DURLET C. et EMMANUEL L. - Mégaséquences de dépôts dans le Jurassique moesien. Analyse multidisciplinaire de la coupe de Komstitsa (Bulgarie occidentale). p. 257

TESSIER B. et TRENTESAUX A. - Les bancs tidaux et leur évolution au cours de la transgression holocène. Exemples en Manche orientale et en Mer du Nord. p. 261

THEODHORI P., ONUZI K. et HEBA G. - Sedimentary cover (Jurassic radiolarite, Tithonian-Valanginian Mirdita Melange and flysch and Barremian-senonian deposits) of ophiolitic sequences in the Voskopoja district, Mirdita region (Southeastern Albania). p. 263

TRIBOVILLARD N. - Des peloids d'origine bactérienne dans des calcaires laminés riches en matière organique : une présence trop discrète. p. 269

VENNIN E., VAN BUCHEM F., SONNENFELD M., BALVAY B., DUBOIS A., FAKHFAKH BEN JEMIA H., PABIAN-GOYHENECHE C., HASLER C.A., JOSEPH P., LAARIF N., LERAT O., MEFTAHI R., REBELLE M. et ZIGLSTRA H. - Modèle de stratigraphie séquentielle haute-résolution du système à Nummulites de l'Yprésien de Djebel Ousselat (Tunisie). p. 277

WALTER A.V., SIMONNET J.-P. et PONT D. - Evolution et modélisation de la charge solide du Rhône (France) - Impacts de l'hétérogénéité du bassin, des aménagements hydroélectriques et du climat. p. 279

WEBER N., GUYOMARD P. et GARLAN T. - Utilisation de l'imagerie numérique pour l'étude des carottes sédimentaires. p. 281

WIBBERLEY C.A.J. et PETIT J.-P. - Fonctionnement des failles en banc sur banc dans les couches incomplétement lithifiées, Haut-Atlas, Maroc. p. 283

ZARAGOSI S. et AUFFRET G. - Le deep sea fan celtique : mise en évidence de différents types d'apports durant les stades isotopiques 1 et 2. p. 285

RÉSUMÉS
DES COMMUNICATIONS ORALES
ET DES POSTERS

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n° 27, 293 p.

MINERALOGIE DES ARGILES DU TERTIAIRE DE LA HAUTE CHAINE (ZONES EXTERNES BETIQUES, S ESPAGNE). APPLICATIONS AUX ETUDES SEDIMENTOLOGIQUES.

Francisco Javier ALCALA-GARCIA *, Alberto LOPEZ-GALINDO + et Manuel MARTIN-MARTIN #

* Departamento de Estratigrafía y Paleontología. Univ. Granada. Facultad de Ciencias, 18071 Granada (Espagne).

+ Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra. CSIC-Univ. de Granada. Facultad de Ciencias, 18071 Granada (Espagne).

Laboratoire de Géologie Sédimentaire et Paléongologie. Univ. Paul-Sabatier. 39 allées Jules Guesde, 31062 Toulouse (France) et Departamento de Estratigrafía y Paleontología. Univ. Granada. Facultad de Ciencias, 18071 Granada (Espagne).

INTRODUCTION

La série étudiée appartient à la Haute Chaîne (ensemble d'écailles Subbétiques des Zones Externes, Cordillère Bétique, S. Espagne); et présente les formations du Paléocène au Burdigalien inférieur (Peyre, 1974). Ces formations reposent en discordance sur les terrains mésozoïques sous-jacents et sont chevauchées par des unités subbétiques (Martín-Algarra, 1987), puisque cette Cordillère a été soumises à des déformations compressives depuis le Crétacé terminal au Miocène moyen. Ce travail expose les nouvelles données sédimentologiques, fondées sur une étude minéralogique permettant de connaître quelques traits de l'aire nourricière, la paléogéographie et la paléoclimatologie de ces secteurs, les plus internes du bassin Subbétique pendant la période Paléocène - Miocène inférieur.

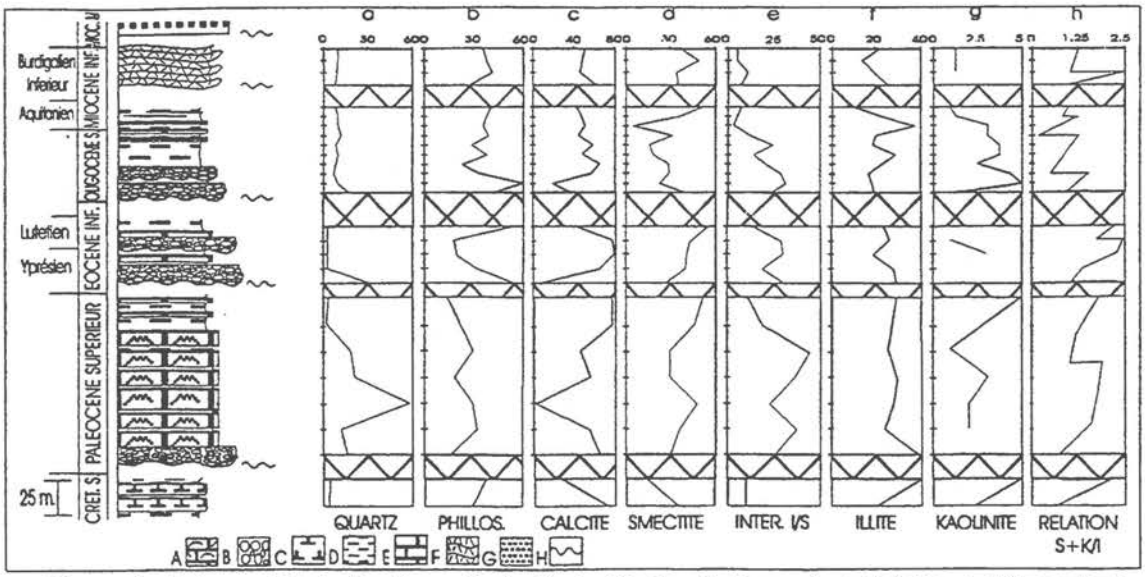


Figure 1. Colomne Litostratigrafique de la Haute Chaîne (S Spagne). A-Calcaire á Microcodium; B-Conglomérats Calcaires; C-Calcaires Marneux; D-Marnes; E-Calcaires Organogènes; F-Silexites et Vulcanoclastites; G-Grés Calcaires; H-Discordance.La colomne a á g représente les pourcentages mineralogiques. La colomne h représente le Corbe Eustatique obtenu de la ralation Smectite+Kaolinite/Illite.

DESCRIPTION ET MINERALOGIE DE LA SERIE DE LA HAUTE CHAINE

La série synthétique de la Haute Chaîne présente des surfaces de discontinuité à caractère local qui ont permis d'identifier des séquences de dépôts. De bas en haut, elles comprennent le Paléocène, l'Eocène, l'Oligo-Aquitanien et le Burdigalien inférieur.

a) La Séquence de dépôt du Paléocène est constituée par des alternances de calcaires à microcodium et de marnes,

b) La Séquence de dépôt de l'Eocène est constituée par des marnes pélagiques avec des intercalations de conglomérats et calcaires à Nummulites.

c) La Séquence de dépôt de l'Oligo-Aquitanien est constituée par des calcaires et conglomérats avec intercalations marneuses.

d) La Séquence de dépôt du Burdigalien inférieur est constituée par des faciès pélagiques profonds: marnes, silexites et volcanoclastites.

L'association minéralogique de ces séquences est composée de: Smectite+Illite+I/S-Kaolinie-Chlorite avec présence occasionnelle de Palygorskite typique de milieux marins saumâtres (Fig. 1). Les minéraux sont mal cristallisés, principalement dans les trois premières séquences, ce qui suppose un transport important et long des sédiments érodés jusqu'à leur dépôt dans le bassin. On a élaboré, en plus, la courbe eustatique (Fig. 1) selon le rapport: Smectite + Kaolinite / Illite, la moins conditionnée par la tectonique (Daoudi *et al.*, 1995).

CONCLUSIONS

L'information obtenue expose les caractéristiques sédimentologiques dans ces aires nourricières durant le Tertiaire. Le Paléocène, avec climat stable, provient des terrains crétacés, l'Eocène, avec un climat semi-aride, provient de terrains jurassiques marno-calcaires, l'Oligo-Aquitanien, tectoniquement influencé et avec un climat aride, provient de l'érosion de terrains triassiques. Dans le Burdigalien inférieur, l'influence continentale décroît et la sédimentation chimique domine en raison d'un confinement important et des épisodes de volcanisme sous-marin avec conditions climatiques similaires à l'Oligo-Aquitanien.

La courbe de variation du niveau marin obtenue montre que chaque séquences de dépôts débutent avec une transgression marine, après de préalables lacunes stratigraphiques liées à l'érosion que provoquent la transgression de ces séquences de dépôts. Ces séquences de dépôt, à notre avis, coïncident avec des épisodes tectoniques dans cette zone.

REMERCIEMENTS

Support économique: Projets de Recherche n° PB93-1150 (DGICYT), PB95-1271-C02-01 (DGES), les Groupes de Recherches n° 4089, 0179 (Junta de Andalucía"), et "Ministerio español de Educación y Cultura" par la concession de une bourse postdoctoral ref. EX96 24223730.

REFERENCES

Alcala-Garcia, F. J., Martin-Rojas, I., Yesares-Garcia, J., Lopez-Galindo, A., Martin-Martin, M. (1997): Mineralogía del Terciario de la Unidad de Argüelles. Complejo del Campo de Gibraltar, Cordillera Bética (S España). Dans: Avances en el conocimiento del Terciario Ibérico, J. P. Calvo y J. Morales (Eds.), 13-16.

Daoudi, L.; Deconinck, J. F.; Witam, O. et Rey, J. (1995): Impact des variations du niveau marin sur les argiles: exemple du Crétacé inférieur du bassin d'Essaouira (Maroc). C. R. Acad. Sci. Paris, t 320, série II a, 707-711.

Martin-Algarra, A. (1987): Evolución Geológica Alpina del contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas de la Cordillera Bética. Tesis, Universidad de granada, 1171pp.

Peyre, Y. (1974): Géologie d'Antequera et de sa région (Cordillères Bétiques, Espagne), *Tesis Univ. Paris, Inst. Nat. Agronomique*, 528 p.

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n°27, 293 p.

L'EVENTAIL PROFOND CELTIQUE RESULTATS PRELIMINAIRES : ARCHITECTURE, DEVELOPPEMENT ET ACTIVITE RECENTE.

POSTER

Gérard AUFFRET et l'équipe scientifique SEDIFAN*

Laboratoire Environnements Sédimentaires, IFREMER DRO/GM, BP 70, 29 Plouzané

* A Baltzer, J.F. Bourillet, S. Bourquin, F. Cayocca, A. Coutelle, B. Dennielou, L. Droz, G. Floch, F. Grousset, L. Guillon, M. Guiomar, G. Jouet, B. Loubrieu, P. Pelleau, B. Savoye, S. Unterseh, M. Voisset, N. Weber. S. Zaragosi.

THE CELTIC DEEP SEA FAN, PRELIMINARY RESULTS ON ARCHITECTURAL ORGANISATION, HISTORICAL DEVELOPMENT AND RECENT ACTIVITY

Fan studies are presently a field of growing interest for several reasons. In addition to the potential application for oil and gas exploration and exploitation, one realises that the mainly gravity driven processes acting during their development, are under the control of a number of factors including tectonic activity, sea level fluctuations and climatic changes (Reading and Richards, 1994). Thus there should be bridges between fan studies (which are essentially concerned by geometrical and lithological parameters) and the rapidly developping field of knowledge presently acquired in paleoceanography. It is upon this basic assumption that the objectives of the ENAM2 programme, under which this work has been undertaken, have been defined. The overall objective of the program is to quantify and model large scale sedimentary processes and fluxes at the scale of the Quaternary from the nw european continent to the ocean and to assess their relation to the variability of oceanic and cryospheric processes. The Celtic margin is the southernmost site of the program and constituted the "non glaciated" end member of the studied margins.

The investigation of the fan took place during two cruises SEDIFAN 1 (June 1997) on RV l'Atalante and SEDIFAN2 on RV Nadir (September 1997). During the first cruise a bathymetric survey of the fan has been undertaken with the EM12 dual SIMRAD system, along with seimic profiling with two GI guns (45 and 75 ci). During the second cruise SAR and PASISAR profiles were run along selected transects.

The area of the fan is about 17,000 km^2, on the bathymetric map one can distinguish four main regions :

A ne-sw trending sedimentary ridge in the prolongation of the Austell Spur, a depressed basin between Meriadzek and Trevelyan, a fan shaped area and the western termination of the Trevelyan marginal plateau. The Austell ridge presents large ne sw trending ondulations at its surface. Close to

11° 00 W the flank of the ridge presents a large erosive feature. The southern flank of the Trevelyan escarpment is also affected by erosive scarps.

The main channel follows the north eastern flank of the Austell ridge. Before bending to the south it receives from the ne the contribution of an other channel originating from the Shamrock canyon. The main valley is clearly express in the topography, an other valley directed to the se looses its surface expression close to the western tip of Trevelyan.The average slope of the fan between 46°00N and 46°30 is about 0,2% . The transition to the abyssal plain is very gentle. The zonation of a typical fan is well illustrated, the upper fan is characterized by the main channels, bounded by high levees. The middle fan is characterized by less deep channels. Finally, in the lower fan they loose their surface expression.

The EM12 acoustic imagery displays contrasted characters, related to change in lithology and roughness in the uppermost deposits (2m). Particularly remarkable is the lobated low back-scattering area to the west of the middle fan.

Indications of channelization appear in the upper Oligocene, but we postulate that the modern fan reaching up to 500 m in thickness is mainly a Plio-Quaternary construction. Evidence of activity during the deglaciation and in the Holocene are recorded in the cores (Zaragosi, 1997) and the 3.5 kHz acoustic facies map points to the extension of echo characters suggestive of sand layers. Fan activity during period of rising sea level, or even high stand is likely (Reading and Richards,1996) when the head of feeding canyons intercept the shelf in areas of relict or palimpsest sand accumulations. The Celtic Banks, recently recognized as possible remnents of a deltaic system (Reynaud, 1997, Lericolais, 1997) and submitted to a high energy hydrodynamic regime are a likely sources for the present day fan sands.

Refeering to the fan classification of Reading and Richards (1994) the Celtic Fan appears as an original case, sharing the characteristic of single source fan ("one gate" feeding the fan ss) and ramp system (fed by a number of canyon merging before the oceanic gate). Also noteworthy is the dual control on input , with a fluvial dominated feeding system at the se and possible glaciogenic sources to the ne.

Bibiography :

H.G. Reading and M. Richards, 1994. Turbidite systems in deep-water basin margins classified by graain size and feeder system. AAPG Bulletin, V. 78, No 5, p.792-822.

G., Lericolais, 1997.Thèse Université de Bordeaux

J.Y., Reynaud, 1997. Thèse Université de Sciences et Technologie de Lille, 185 p.

S. Zaragosi, 1997. DEA Université de Bordeaux, 30 p.

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n° 27, 293 p.

ENREGISTREMENT MAGNETIQUE ET MINERALOGIQUE À HAUTE RESOLUTION DES VARIATIONS TECTONIQUES ET EUSTATIQUES AU SEIN DES FORMATIONS DU KIMMERIDGIEN-TITHONIEN DU BOULONNAIS (NORD DE LA FRANCE).

POSTER

HIGH RESOLUTION MAGNETIC AND MINERALOGICAL RECORD OF TECTONIC AND EUSTATIC CHANGES WITHIN THE KIMMERIDGIAN-TITHONIAN FORMATIONS OF THE BOULONNAIS (NORTHERN FRANCE).

Olivier AVERBUCH, Jean-François DECONINCK, Jean-Noël PROUST et Merzak MAMMOUDIA.

Sédimentologie et Géodynamique, URA CNRS 719, Université de Lille I,
59 655 Villeneuve d'Ascq Cedex, France

Comme leurs équivalentes anglaises, les formations du Kimméridgien-Tithonien du Boulonnais présentent un intérêt particulier en regard de leur important potentiel en matière organique et de leur contexte de dépôt au sein du système N-atlantique en cours d'individualisation. Au cours de ces dernières années, ces dépôts mixtes silicoclastiques et carbonatés ont fait l'objet d'études pluridisciplinaires associant l'analyse de la matière organique (Herbin *et al*, 1995), de la minéralogie des argiles (El Albani *et al*,1993), des populations d'ammonites (Geyssant *et al*, 1993) et des faciès sédimentaires (Proust *et al*, 1995). Ces études ont permis de fixer le contexte stratigraphique et le découpage séquentiel qui ont servi de base à une analyse à haute résolution des propriétés magnétiques et minéralogiques des roches dans les intervalles argileux. Celle-ci intégre sur une épaisseur d'environ 110 m avec un pas inférieur au mètre des mesures de la susceptibilité magnétique, de l'aimantation rémanente isotherme ainsi qu'un paramètre de coercivité (destiné à caractériser la nature et la taille des grains magnétiques). Elle a été couplée sur les mêmes échantillons à des analyses granulométriques et minéralogiques (argiles, roche totale).

Ce type d'étude, menée fréquemment dans les carottes de sédiments récents, a été peu envisagée dans les séries sédimentaires plus anciennes principalement en raison d'une possible altération du signal magnétique par la diagenèse. Dans le cas des formations du Jurassique supérieur du Boulonnais, on note un bon accord entre les variations de la susceptibilité magnétique et les oscillations du niveau marin relatif déduit de l'analyse séquentielle. La susceptibilité magnétique peut donc être aussi utilisée dans les séries sédimentaires anciennes où les influences diagénétiques sont modérées en tant que marqueur des paléoenvironnements.

Au sein des argiles du Kimméridgien-Tithonien, la susceptibilité magnétique enregistre des variations à la fois à long et court terme. Elle présente de la base au sommet de la série, soit sur environ 6 Ma, une tendance générale à la diminution traduisant le caractère globalement régressif de la série étudiée. A cette lente évolution se superposent des oscillations à caractère cyclique à plus court terme (cycles de l'ordre de 500 000 ans et moins). Au sein de ces variations, les pics de susceptibilité magnétique caractérisent les milieux les plus profonds; les surfaces d'inondation maximale déduites de l'analyse des faciès sont soulignées par de fortes valeurs de susceptibilité magnétique.

La confrontation du signal de susceptibilité magnétique (qui prend en compte la contribution à la fois de la matrice paramagnétique et des oxydes ou sulfures de fer ferromagnétiques) avec l'intensité du signal rémanent à saturation et le paramètre de coercivité rémanente (qui ne prennent en compte que les minéraux ferromagnétiques) permet de distinguer dans ces variations à court terme des cycles contrôlés par la quantité en matériel argileux paramagnétique (par exemple dans les Argiles de Châtillon) et des cycles gouvernés par des apports de magnétite détritique relativement grossière (Argiles de Wimereux). La nature des apports argileux est relativement constante dans le cas des premiers (mélange illite-kaolinite-smectite) alors que pour les seconds, elle évolue parallèlement à la susceptibilité magnétique et se marque par une augmentation forte de l'illite. Ces apports importants en matériel détritique peu évolué sont le signe d'une reprise intense de l'érosion mécanique probablement associée au rajeunissement morphologique du socle du Boulonnais. Il est à noter par ailleurs qu'elle atteint son maximum au moment où la bathymétrie est la plus importante. Ces différentes données nous conduisent à interpréter ces cycles comme le résultat d'une activité tectonique locale induisant des blocs subsidents alimentés par un ensemble subissant une intense érosion. Ces événements se superposent à des oscillations faibles du niveau de la mer à caractère plus global (cycles 1) qui contrôlent la quantité totale de minéraux argileux déposé en un point du bassin mais sans induire de variations fortes dans la nature des apports détritiques. Les événements

régressifs majeurs s'accompagnent, pour leur part, d'une augmentation de smectite traduisant probablement le développement d'une pédogénèse intense.

Cette étude permet ainsi de séparer dans le signal sédimentaire des intervalles contrôlés par une tectonique locale et d'autres sous influence d'événements plus globaux. La tectonique constitue ainsi dans le bassin épicratonique du Boulonnais un facteur paléoenvironnemental déterminant intervenant à la fois sur le long et le court terme. Sur la marge boulonnaise en cours d'individualisation (rift N-atlantique), on peut mettre en évidence sur l'ensemble de l'intervalle Kimméridgien-Tithonien une tendance au long terme à la surrection lente interrompue par des épisodes brefs de subsidence tectonique en relation avec le jeu de failles normales. Une estimation indicative du taux de surrection basé sur l'évolution à long terme de la susceptibilité magnétique suggère un soulèvement de l'ordre de 3 cm/1000 ans. Ce soulèvement lent de la marge, qui conduira à son émersion au cours du Crétacé inférieur, peut probablement être relié à des phénomènes thermiques ainsi qu'il a été proposé pour d'autres secteurs du domaine N-Atlantique et de Mer du Nord.

Références

A. El Albani, J-F. Deconinck, J-P. Herbin & J-N. Proust, 1993. Caractérisation géochimique de la matière organique et minéralogie des argiles du Kimméridgien du Boulonnais. *Annales Société Géologique du Nord*, 2, 113-120.

J.R. Geyssant , J-P. Vidier, J-P. Herbin, J-N. Proust & J-F. Deconinck, 1993. Biostratigraphie et paléoenvironnement des couches de passage Kimméridgien-Tithonien du Boulonnais (Pas de Calais) : nouvelles données paléontologiques (ammonites), organisation séquentielle et contenu en matière organique. *Géologie de la France*, 4, 11-24.

J-P. Herbin, J-L. Fernandez-Martinez, J.R. Geyssant, A. El Albani, J-F. Deconinck, J-N. Proust, J-P. Colbeaux & J-P. Vidier, 1995. Sequence stratigraphy of source rocks applied to the study of the Kimmeridgian/Tithonian in the north-west European shelf (Dorset/UK, Yorkshire/UK and Boulonnais/France). *Marine and Petroleum Geology*, 12, 177-194.

J-N. Proust, J-F. Deconinck, J.R. Geyssant, J-P. Herbin & J-P. Vidier, 1995. Sequence analytical approach to the Upper Kimmeridgian-Lower Tithonian storm dominated ramp deposits of the Boulonnais (Northern France). A landward time-equivalent to offshore marine source rocks. *Geol. Rundsch.* 84, 255-271.

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n° 27, 293 p.

DIFFERENCIATION GEOCHIMIQUE DES MILIEUX DE DEPOT DE LA PLATE-FORME CARBONATEE DU BASSIN D'IMILCHIL AU LIAS SUPERIEUR-DOGGER (HAUT-ATLAS CENTRAL, MAROC)

GEOCHIMICAL DIFFERENCIATION OF IMILCHIL SEDIMENTARY BASIN DURING UPPER LIAS-DOGGER (CENTRAL HIGH-ATLAS, MOROCCO)

R. AZIZI KADMIRI*, M.H. BEN ISMAIL*, M. SOUSSI** et E.H. CHELLAI***
* Faculté des Sciences de Tunis, Belvédère - 1060 - Tunis, TUNISIE
** Faculté des Sciences de Sfax, BP. 3000W, TUNISIE
*** Faculté des Sciences Semlalia, BP. S/15 - Marrakech, MAROC

Abstract

The aim of this work was to delineate the relationship between the behaviours of chemical elements and sedimentary environments. The contents of some major and trace elements (Ca, Mg, Na, K, Fa, Mn, Sr and Zn) analyzed in the micritic matrix of carbonate rocks show some variations. Moreover, continental, marine and lagoonal paleo-environments in the Imilchil sedimentary basin appear to be well differenciated by its chemical composition which is controled by the paleosalinity

Statistic analysis (AFC) allow us to distinguish chemicaly this divers sedimentary environments and confirm the previous suggestions. These observations show that geochemical study and statistic analysis are a good tool to characterise the sedimentary environments of the Imilchil basin.

Le traitement global de l'ensemble des données géochimiques des calcaires du Lias supérieur-Dogger du bassin d'Imilchil, situé à 150 km au Sud-Est de la ville de Beni-Mellal (Haut-Atlas, Maroc), par une analyse statistique multivariée (analyse factorielle des correspondances - AFC), a permis de différencier assez nettement les divers environnements sédimentaires en distinguant les milieux soumis préférentiellement aux influences marines ou continentales, ainsi que leur degré de paléosalinité respectif.

L'AFC de ces données géochimiques a montré que les axes factoriels où le couple Na-K apporte une contribution importante à l'inertie totale, expliquent un gradient de salinité croissant d'une salinité normale vers une salinité relativement plus élevée. La salinité normale correspond à l'environnement de bassin et la salinité plus élevée au milieu lagunaire. Par contre, les milieux de plate-forme externe et de barrière, paléogéographiquement en position intermédiaire, présentent également une salinité comprise entre les deux "pôles" que sont le bassin et la lagune (fig. 1).

En supprimant tous les éléments chimiques dosés, et en ne gardant que Sr, Fe, Mn et Zn lors de l'analyse statistique multivariée, nous nous sommes aperçu que la différenciation des milieux sédimentaires s'effectuait tout aussi bien, sinon encore mieux. Ainsi, nous sommes arrivés à mettre en évidence les différences liées non seulement à l'influence marine franche ou à l'influence continentale, mais également à la proximité ou à l'éloignement des sources pourvoyeuses en détritiques terrigènes (fig.2).

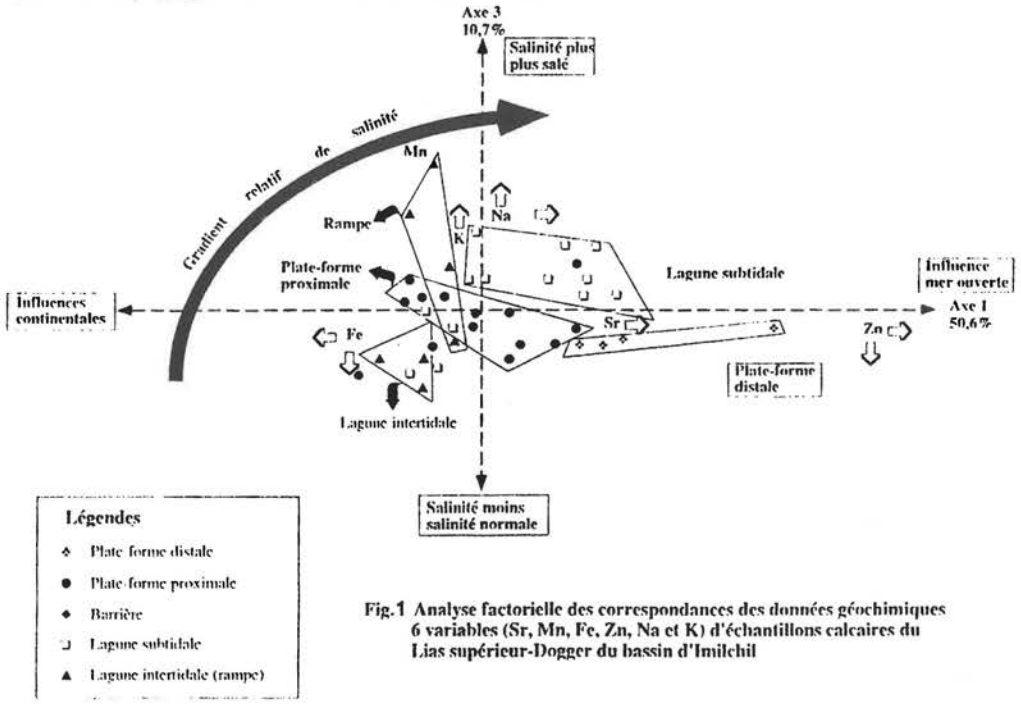


Fig.1 Analyse factorielle des correspondances des données géochimiques 6 variables (Sr, Mn, Fe, Zn, Na et K) d'échantillons calcaires du Lias supérieur-Dogger du bassin d'Imilchil

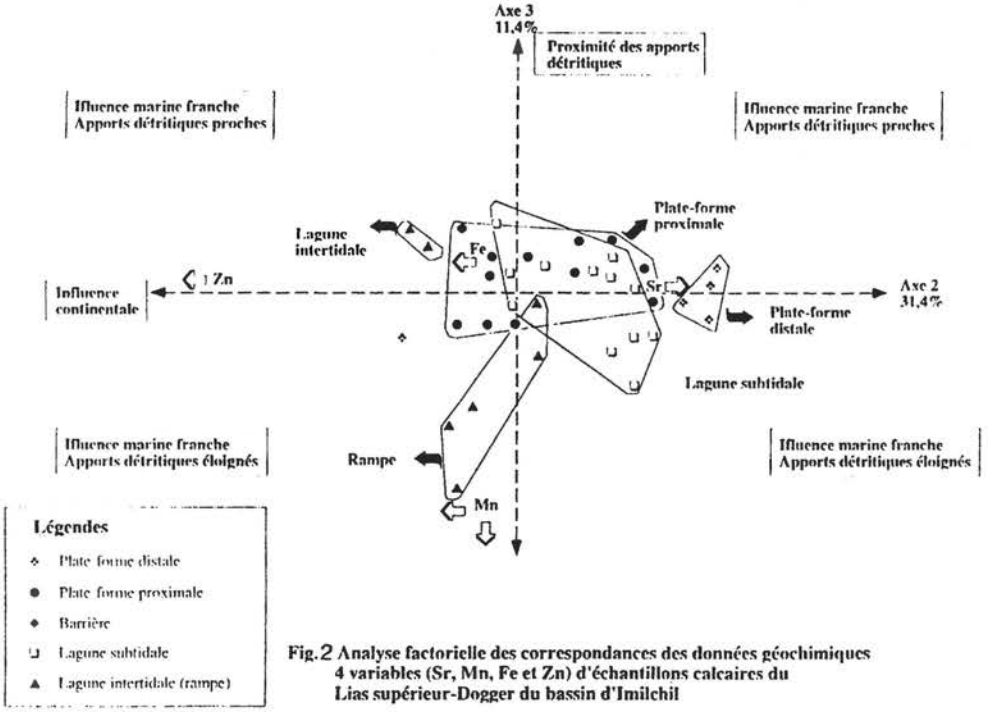


Fig.2 Analyse factorielle des correspondances des données géochimiques 4 variables (Sr, Mn, Fe et Zn) d'échantillons calcaires du Lias supérieur-Dogger du bassin d'Imilchil

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n° 27, 293 p.

DEUX ENREGISTREMENTS SEDIMENTAIRES DE BASSES LATITUDES : COMPARAISON DE LA PALEOCEANOGRAPHIE INTERTROPICALE DES OCEANS ATLANTIQUE ET PACIFIQUE AU PLEISTOCENE SUPERIEUR ET AU MIOCENE SUPERIEUR.

BADEROT-MARCHANT Stéphanie, KARPOFF Anne-Marie, SCHAAF André
EOST - Centre de Géochimie de la Surface - CNRS
1 rue Blessig, F - 67084 Strasbourg - sbaderot@illite.u-strasbg.fr

Afin de comparer la paléocéanographie intertropicale de part et d'autre de l'isthme de Panama, avant et après sa fermeture, des analyses géochimiques et minéralogiques haute résolution ont été effectuées sur deux séquences sédimentaires ODP localisées dans la Zone de Convergence Intertropicale (Eastern Equatorial Pacific, ODP Leg 138, Site 852, profondeur d'eau 3 680 m, et Ceara Rise, ODP Leg 154, Site 928, profondeur d'eau 4 010 m). Deux intervalles de temps ont fait l'objet de cette étude : le Miocène supérieur (7-6,6 Ma) et le Pléistocène supérieur (270-70 ka).

Les variations de composition du sédiment sont contrôlées par différents facteurs :

- la productivité biogène siliceuse et carbonatée, tracée par la teneur en Ba, le rapport Sr/Ca et l'abondance relative de différents microfossiles,
- les apports détritiques (fluviatiles ou éoliens), tracés par la susceptibilité magnétique du sédiment, les paragénèses argileuses et les abondances relatives de quartz, argiles et feldspaths,
- les marques de diagénèse liées à la chimie des eaux profondes (oxydes, sulfures, recristallisations de calcite).

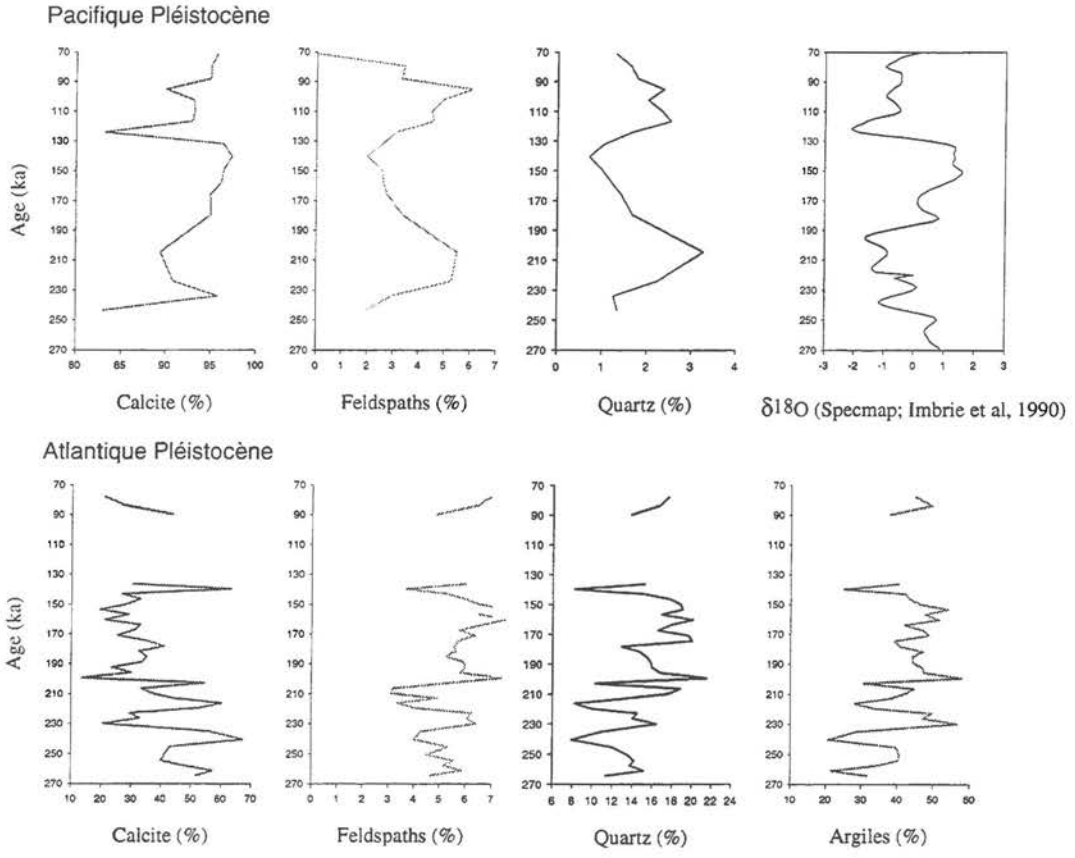


Figure 1 : Minéralogie RX du sédiment total et courbe de variation de $\delta^{18}O$ marin pour la période étudiée.

La calcite constitue plus de 80 % des sédiments de l'océan Pacifique (Fig. 1), reflétant le rôle prédominant de la productivité carbonatée dans la sédimentation pacifique est-équatoriale. Cette composante biogène est bien préservée et l'enregistrement sédimentaire qui en découle reflète les cyclicités climatiques. Les apports terrigènes sont essentiellement constitués de particules de feldspaths et de quartz éoliens, et sont plus abondants durant les périodes de transition glaciaire-interglaciaire.

Provenant principalement du delta de l'Amazone, d'importants apports détritiques (Fig. 1, argiles, quartz, feldspaths,...) caractérisent la sédimentation de Ceara Rise et se surimposent aux apports biogènes. Des niveaux riches en pyrite soulignent des changements de circulation océanique profonde provoquant des confinements périodiques du flanc ouest de Ceara Rise.

Les caractéristiques paléocéanographiques de chaque site (Atlantique équatorial et Pacifique équatorial) semblent être contrôlées à la fois par les conditions physiographiques locales et l'évolution structurale de l'isthme de Panama. Les apports détritiques, soit fluviatiles soit éoliens, pilotés par les fluctuations climatiques discriminent les sédiments océaniques profonds de l'Atlantique et du Pacifique : les paragénèses argileuses de l'Atlantique enregistrent les variations climatiques continentales tandis que les cycles climatiques océaniques sont enregistrés par les sédiments biogènes du Pacifique.

Imbrie J. et al, 1990, SPECMAP Archive #1. IGBP PAGES/World
Data Center-A for Paleoclimatology Data Contribution Series # 90-001
NOAA/NGDC Paleoclimatology Program, Boulder Co, USA.

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n°27, 293 p.

ORIGINE DES PARTICULES FINES DANS LE NW DE L'EUROPE : CONTRÔLES TECTONIQUES ET CLIMATIQUES DES APPORTS DANS LES GRABENS PLIO-QUATERNAIRE DU CENTRE COTENTIN (NORMANDIE, FRANCE)

ORIGIN OF FINE PARTICLES IN NW EUROPE : CLIMATIC AND TECTONIC CONTROLS OF DRIFTS INTO PLIO-PLEISTOCENE GRABENS (CENTRE COTENTIN, NORMANDIE, FRANCE)

Stéphane BAIZE, Anne-Véronique WALTER & Olivier DUGUÉ.
E.R.109 CNRS Université de Caen 14 000 CAEN

En Normandie, des sédiments détritiques plio-quaternaires sont conservés au sein de petits grabens pluri-kilométriques. La rareté des affleurements et des faunes conservées dans ces séries rendent difficiles la synthèse des bassins (géométrie des corps sédimentaires et origine des apports). Dans les grabens du Centre Cotentin, sont conservés des sédiments marneux, sableux ou conglomératiques. Malgré de nombreuses campagnes de forages, la reconstitution de la série sédimentaire reste encore délicate à cause de la tectonique, des variations latérales de faciès et de la rareté des faunes. Toutefois, la sablière de Millières (Manche) offre la coupe la plus épaisse (30 mètres) du remplissage plio-pléistocène de ces grabens (1).

Quelles sont les contributions des bordures des grabens au remplissage ? L'objectif est de comprendre et distinguer le rôle des marqueurs climatiques et tectoniques dans la nature, l'environnement de dépôt et l'architecture des sédiments. Un des moyens de l'aborder est l'étude minéralogique des argiles et la géochimie.

L'étude pluridisciplinaire (tectonique, géomorphologie, sédimentologie, biostratigraphie) de cette région présente le passage au Pléistocène inférieur d'une sédimentation marine sablo-argileuse (Sables de Saint-Vigor) à une sédimentation fluviatile (Sables de le Lande de Millières) sablo-graveleuse (système en tresses) avec intercalation conglomératique (cône alluvial) puis argilo-tourbeuse (système anastomosé) (2).

A la base, la série estuarienne (7 mètres) repose sur un substrat paléozoïque. La base, reconnue en sondage, contient une microfaune d'une période tempérée du Pléistocène inférieur. Elle est affectée d'une déformation syn-sédimentaire en extension le long de failles NW-SE. Au sommet, cette série enregistre une tendance au refroidissement (blocs glaciels).

Ces sables et argiles sont érodés par des sables graveleux fluviatiles (5 m) qui enregistrent également une déformation syn-sédimentaire. Les faciès indiquent un climat périglaciaire.
Les conglomérats (1 m) sus-jacents sont discordants: ils marquent un ralentissement net de la subsidence, avec absence de failles syn-sédimentaires dans les dépôts supérieurs. Ces dépôts grossiers révèlent une augmentation brutale de la charge et du débit d'origine climatique. Les sables graveleux supérieurs (5 m) sont concordants avec les conglomérats et confirment la tendance au comblement du bassin.

La pile sédimentaire pléistocène de Millières s'achève par les argiles et tourbes d'une plaine d'inondation qui comblent le bassin. Les associations polliniques témoignent de conditions climatiques tempérées d'un interglaciaire de la fin du Pléistocène inférieur.

Les cortèges minéralogiques des fines de chaque unité sédimentaire sont complétés par des données chimiques concernant 8 éléments majeurs et 15 éléments en trace. En raison de la faible profondeur d'enfouissement, les cortèges argileux ne sont pas d'origine diagénétique.

L'unité estuarienne a un cortège constant à smectites et/ou vermiculites dominantes (50 à 70%), avec des proportions constantes de kaolinite (10 à 20%) et d'illite (25%).

Dans l'unité fluviatile sablo-graveleuse, la kaolinite domine (40 à 60%) à côté des Interstratifiés irréguliers (20 à 40%) et de l'illite (20 à 30%). Les conglomérats interstratifiés sont plus riches en illite, en raison de leur nature plus détritique. Les sables graveleux surmontant ces conglomérats montrent des cortèges plus riches en kaolinite que les sables graveleux inférieurs. Ils portent ainsi un caractère plus mature que les sables inférieurs.

Enfin, les argiles et tourbes sont dominées par les interstratifiés irréguliers (50 à 60%), kaolinite et vermiculite.

Les indications climatiques fournies par les cortèges minéralogiques s'accordent avec les autres données pour les unités estuarienne et de l'unité fluviatile argileuse. En revanche, il y a un décalage entre le signal climatique des argiles et le signal climatique des faciès sédimentaires.

Les résultats chimiques, traités en analyse en composantes principales, apportent des précisions quant à l'origine des fines. Les sables marins ont des compositions très homogènes qui traduisent une source unique. En revanche, dans les sables fluviatiles, le comportement différent de deux familles d'éléments chimiques peut s'expliquer par l'existence de plusieurs zones sources. Enfin, dans les argiles de la plaine d'inondation, chaque élément analysé montre un comportement distinct. Plutôt qu'une multiplicité des sources, il s'agirait de l'intervention de processus postérieurs au dépôt, tels que pédogenèse, migration d'oxydes...

L'évolution verticale des cortèges argileux et chimiques apparait parallèle au découpage sédimentaire.

Le changement minéralogique majeur observé à Millières, entre les unités estuarienne et fluviatile graveleuse, est reconnu dans l'ensemble des bassins du Centre Cotentin. Pour expliquer la continentalisation en contexte distensif, la discontinuité sédimentaire associée est interprétée comme une chute du niveau de base d'origine glacio-eustatique.

Les échantillons marneux et sableux plus anciens (Pliocène supérieur), prélevés dans les sondages, ont des cortèges comparables aux sables estuariens, avec prépondérance des smectites. La source unique pourrait par conséquent être le remaniement des séries marines plus anciennes. En revanche, le fleuve en tresses du Pléistocène inférieur a visiblement érodé une ou plusieurs sources continentales, de type sols et altérites mis en place sous un climat plutôt chaud (abondance de kaolinite). La hiérarchisation du réseau s'améliorant, la sédimentation prend un caractère plus mature, moins détritique.

Les données palynologiques confirment les résultats minéralogiques: les argiles sommitales sont associées à un climat tempéré propice au développement de sols. La discontinuité sédimentaire entre les unités fluviatiles sablo-graveleuse et argileuse correspondrait, en l'absence de tectonique syn-sédimentaire, à une remontée du niveau de base d'origine glacio-eustatique.

Dans la mesure où les grandes unités sédimentaires, caractérisées par des cortèges chimiques et minéralogiques propres, sont séparées par des discontinuités d'origine glacio-eustatique, la qualité des apports sédimentaires du graben du Centre Cotentin est essentiellement contrôlée par le climat. La discontinuité d'origine tectonique (discordance des conglomérats sur les sables inférieurs) se parallélise avec une évolution peu sensible des cortèges minéralogiques. Dans les domaines éloignés des zones de convergence, la tectonique semble essentiellement contrôler, d'une part, la localisation et l'épaisseur des dépôts dans des bassins subsidents et, d'autre part, leur géométrie près des bordures.

(1) **DUGUÉ O., CLET-PELLERIN M., WALTER A.-V., BAIZE S. & COUTARD J.-P. (1997).** - Enregistrement d'un interglaciaire du Pléistocène inférieur dans des tourbes du Centre Cotentin (Normandie, France). - *C. R. Acad. Sci.*, **324**, 583-590.

(2) **BAIZE S., DUGUÉ O., WALTER A.-V. & COUTARD J.-P. (1996).** - Formations superficielles pléistocènes du Cotentin, géométrie 3D et caractérisation des environnements sédimentaires. *Colloque " Formations superficielles et géomorphologie "*, Rouen, p. 19. Edit. BRGM.

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n° 27, 293 p.

PRODUCTION DE CARBONATE ET DE SILICE: CHANGEMENTS GLOBAUX AU PASSAGE PERMIEN - TRIAS

Carbonate and Silice Factories: Global Change at the Permian - Triassic Boundary

Aymon BAUD
Musée de Géologie, UNIL, BFSH2, CH-1015 Lausanne, Suisse

Au cours du Permien supérieur, la sédimentation téthysienne est caractérisée par la croissance et la progradation de plates-formes carbonatées géantes. Elles sont situées le long de la marge gondwanienne, à l'extrémité occidentale de la Téthys et sur les Blocs de transit (cimmériens). Une faune et une flore très diversifiées y prolifèrent. Les organismes squelettiques, avec les algues calcaires, les foraminifères, les crinoïdes, les brachiopodes, bryozoaires et bivalves caractérisent une usine à carbonates très productive, et les constructions récifales y sont également bien présentes.

La limite naturelle entre le Permien et le Trias correspond à un maximum de régression, c'est à dire à une migration très au large des onlap côtiers qui a pour résultats la disparition de la plus grande partie des habitats marins de la plate-forme continentale. C'est une des causes, avec le volcanisme des gigantesques épanchements sibériens et ses extrusions gazeuses, de l'affaiblissement dramatique des écosystèmes et de l'extinction fini-permienne qui est la plus importante de tout le Phanérozoïque.

Les changements globaux qui font suite se marquent durablement dans la productivité des carbonates, les biofaciès et la stratonomie. Ils sont enregistrés par une chute considérable (4-6 $^{0}/_{00}$) de la quantité de carbone lourd (^{13}C) piégé dans le carbonate marin et dans la matière organique. La réponse intrinsèque à l'extinction en masse est la prolifération phénoménale d'espèces primitives et opportunistes, tels que les champignons, les cyanobactéries et algues filamenteuses.
Avec la transgression du Trias basal, phénomène rapide et de très grande ampleur, ces espèces vont être à la source de la sédimentation carbonatée qui reprend, sédimentation caractérisée par la progradation de vastes tapis algaires, la croissance de thrombolites et de constructions stromatolitiques en dômes vers le large.
D'une usine de haute productivité à carbonates squelettiques, nous sommes passés à une usine de faible productivité à carbonate non squelettique. Les communautés récifales ont complètement disparu et sont remplacées par des constructions algo-bactériennes.

Sur les marges paléo-pacifiques, en particulier au Japon, des publications récentes nous montrent qu'à la même époque, la sédimentation biogénique siliceuse (boue à radiolaire) cesse brutalement peu avant la fin du Permien. Elle est remplacée par une sédimentation détritique terrigène fine riche en matière organique, matière d'origine algo-bactérienne probable, qui perdurera durant le Trias inférieur.

Dans les régions arctiques (bassin de Sverdrup), la sédimentation marine au Permien supérieur se partage entre un domaine côtier à carbonates et détritiques terrigènes et un domaine au large à silice biogénique (boue à spicules de spongiaires). Des éponges prolifiques y donnent des épaisseurs spectaculaires de cherts rubanés. La grande extinction se situe durant une courte période de régression et localement de vacuité sédimentaire. L'agencement carbonate - silice biogénique est alors interrompu et drapé par les sédiments détritiques terrigènes fins de la transgression de la Formation de Blind Fiord. Comme dans la Téthys, cette transgression intervient durant le passage du Permien au Trias. La production de silice squelettique cesse complètement alors que l'usine à carbonates ne donne plus que quelques niveaux de concrétions. Il faut attendre la fin du Dienerien pour que celle-ci soit capable de produire des bancs décimétriques et continus de calcaires à bryozoaires.
Là encore, les changements globaux de la fin du Permien affectent durablement le mode et la productivité du carbonate et de la silice biogénique

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n° 27, 293 p.

VARIATIONS DES FACIES ORGANIQUES LE LONG D'UN TRANSECT PLATE-FORME CARBONATEE BASSIN SILICICLASTIQUE. EXEMPLE DU KIMMERIDGIEN FRANÇAIS.

ORGANIC FACIES VARIATIONS ALONG A CARBONATE SHELF-SILICICLASTIC BASIN TRANSECT. EXAMPLE FROM THE KIMMERIDGIAN OF FRANCE

François BAUDIN*, Pierre HANTZPERGUE** et Roger JAN DU CHENE*

* Université Pierre et Marie Curie - Département de Géologie Sédimentaire & CNRS-URA 1761.
case 117 - 4 place Jussieu 75252 Paris Cedex 05
** Université Claude Bernard - Sciences de la Terre & CNRS-UMR 5565
23-47 bd du 11 novembre 69622 Villeurbanne Cedex

An organic facies is defined as a body of sediment that contains a distinctive assemblage of organic particles recognizable with both microscopy and geochemistry. Although sequence stratigraphy is an almost universally approach to basin analysis, relatively few paper have so far discussed the relationships between sequence stratigraphy and variations in organic facies.

The present study try to precise these relationships taking the Kimmeridgian as example, because this interval was prone to the deposition of organic carbon rich strata in many areas of Northwestern Europe.

The Kimmeridgian outcrops in western France (Boulonnais, Normandy, Charentes and Quercy) allow to follow the facies from the intra-shelf carbonate environment from Quercy to the patch-reef middle-shelf environment from Charentes up to the proximal mixed siliciclastic-carbonate environment from Boulonnais.

Within a precise biostratigraphic framework based on ammonites (dating precision: <200 000 years), the studied sections are interpreted in term of sequence stratigraphy. Within this framework followed throughout the different studied areas, trends in the distribution of organic facies are analyzed using both bulk geochemical (Rock-Eval) and palynofacies data.

The studied transect is completed towards the basin by the well-known succession of the basal part of the Kimmeridgian Fm. from Dorset and Yorkshire (Great Britain). Therefore, the temporal and spatial distribution of organic facies is underlined.

Models for an idealized organic matter distribution are proposed within each depositional sequence and systems tract and their implication to the prediction of marine petroleum source rock is discussed.

A l'instar du bio- ou du lithofaciès, le faciès organique est un assemblage de constituants organiques qui peut être aisément caractérisé et distingué par l'analyse microscopique et géochimique. Bien que la stratigraphie séquentielle soit devenue une approche classique pour l'étude des bassins sédimentaires, relativement peu de travaux ont été publiés sur les relations entre cortèges sédimentaires et variations du faciès organique.

Nous tentons ici de préciser ces relations sur l'exemple du Kimméridgien, intervalle qui fut favorable au dépôt de couches riches en matière organique dans une bonne partie de l'Europe du Nord-Ouest. Les affleurements kimméridgiens de l'Ouest de la France (Boulonnais, Normandie, Charentes et Quercy) permettent d'illustrer les environnements depuis une plate-forme carbonatée au Sud jusqu'à une plate-forme mixte (siliciclastique-carbonate) au Nord.

Dans un cadre biostratigraphique très précis (< 200 000 ans) fourni par les ammonites, une analyse séquentielle des différentes coupes est proposée. La distribution spatiale et temporelle des faciès organiques est ainsi replacée dans les différents cortèges sédimentaires.

En complétant le transect étudié par les coupes de la base de la Formation de Kimmeridge Clay du Dorset et du Yorkshire (Grande-Bretagne), la distribution des faciès organiques peut être suivie jusque dans le bassin.

Des modèles de distribution de la matière organique sont ainsi proposés pour chaque cortège sédimentaire le long d'un profil-type et les implications pour la prédiction des roches mères pétrolières sont discutées.

*
* *

	Distal deep basin (if remains anoxic)	**Outer shelf / Slope**	**Proximal margin**
Development of Corg.-rich Facies	Maximal (all systems tracts) peak around mfs	Moderate (TST-eHST)	Minimal to none
Duration of Corg.-rich deposits	Maximal	Moderate	Minimal
Shape of Corg-rich bands	Symmetrical around mfs	Asymmetrical Sharp base	Sharp base Truncated top ?
Amplitude of TOC	Very high	Moderate	Moderate to Minimal ?

Idealized distribution of organic carbon-rich facies according to location on the depositional profile.
Distribution idéalisée des faciès riches en carbone organique en fonction de la position sur le profil de dépôt.

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n° 27, 293 p.

APERCU SUR LA GÉOCHIMIE DES CALCAIRES LITHOGRAPHIQUES DU JURASSIQUE SUPÉRIEUR DE MONTDARDIER (LANGUEDOC). RELATION AVEC LEUR PALÉO-ENVIRONNEMENT

GEOCHEMICAL DATA ON THE UPPER JURASSIC LITHOGRAPHIC LIMESTONES OF MONTDARDIER (LANGUEDOC, FRANCE). RELATION WITH THEIR PALEO-ENVIRONMENT

W.M. BAUSCH*, Y. BODEUR**
* Institut für Mineralogie, Erlangen, Allemagne
** Laboratoire de Géologie, Nantes, France

Les calcaires lithographiques de Montdardier (Causse de Blandas, Gard) furent activement exploités au 19ème et au début du 20ème siècle pour les besoins de la lithographie. Cette formation attribuée à l'extrême sommet de l'Oxfordien, épaisse d'une dizaine de mètres, se révèle presque azoïque à toutes les échelles d'observation. C'est une alternance rythmique de bancs décimétriques ou pluri-décimétriques de calcaires marrons séparés par de minces inter-bancs plus marneux.

Des analyses géochimiques ont montré que ces calcaires sont remarquables par les valeurs positives très fortes des rapports entre isotopes du carbone et de l'oxygène, alors que la composition géochimique et minéralogique des insolubles est banale.

Les analyses géochimiques ont également mis en évidence la présence de deux types de marnes, clairement différents par leur contenu en Mg, mais aussi des corrélations inverses de $\delta^{18}O$ vis à vis des insolubles : positive pour les marnes, négative pour les calcaires. Bien que cela puisse être expliqué par une altération diagénétique pour les marnes, le cas des calcaires reste inexpliqué.

Ces anomalies géochimiques sont peut-être à mettre en relation avec le cadre sédimentologique peu commun de cette formation : petit bassin faiblement subsident durant tout la période considérée, isolé du large (à l'Est) par un haut-fond d'origine tectonique ("horst de St Bresson"), ce qui pourrait être à l'origine d'un confinement exceptionnel, en milieu marin infratidal.

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n° 27, 293 p.

LE NIVEAU CÉZANNE, BENTONITE CORRÉLÉE DANS L'APTIEN SUPÉRIEUR DU SE DE LA FRANCE

"CEZANNE LEVEL", CORRELATED BENTONITE IN THE UPPER APTIAN OF THE SUBALPINE BASIN, S.E. FRANCE

Bernard BEAUDOIN*, Gérard FRIÈS**, Léna DAUPHIN*, Sabah MOSTEFAÏ*
* Ecole des Mines de Paris, CGES-Sédimentologie, 35 rue Saint-Honoré, 77305 Fontainebleau
** Elf Exploration Production, Délégation Gabon, Cedex 45, 92078 Paris La Défense cedex

The yellow-orange centimetric Uppermost Aptian CÉZANNE level is correlated between several sections of the french Subalpine Basin. Mineralogic analyses show more abundant smectites than in its vicinity, when geochemical analyses display enrichments (Th, Nb, R.E., ...) and reductions (V, Cr) which testify of a volcanic ash origin. At the Uppermost Aptian time, such bentonite levels are known and correlated in Germany and Great Britain, suggesting a common origin (Central Graben) and potential correlations on about thousand km.

Des travaux de synthèse récents (Friès, 1987 ; Rubino, 1988 ; Bréheret, 1995) montrent qu'il est possible d'identifier, au sein des"marnes bleues" crétacées du Bassin subalpin, des faisceaux et des bancs corrélables : il en est ainsi du "faisceau clansayésien" (Aptien supérieur) au sein duquel nous avons noté la présence d'un niveau centimétrique singulier, jaune-ocre, rappelant les bentonites du Crétacé du Western Interior (cendres volcaniques altérées). Si tel est le cas, on dispose avec ce niveau nommé "CÉZANNE" d'un outil temporel à très haute résolution (Beaudoin *et al.*, 1997).

Ce niveau a d'abord été identifié à Bevons (à quelques km à l'O. de Sisteron) et à Chavailles (à 20 km au N.E. de Digne) qui en constituent la référence. La coupe de Bevons montre une vingtaine de bancs calcaires décimétriques, identifiés pour la plupart dans tout le bassin, notamment le banc 7. Le niveau Cézanne, épais de 2 cm, apparaît 50 cm sous ce banc. Il a été retrouvé dans la même position à Chavailles, puis dans toutes les coupes revues depuis. Si bien que l'on corrèle actuellement ce niveau centimétrique singulier sur plus de 2000 km^2 dans le Bassin subalpin.

Le niveau Cézanne et les niveaux encaissants très proches ont été analysés à Bevons, Chavailles et Serre-Chaitieu. Il ne se distingue pas en termes de teneur en carbonate, par contre le spectre argileux présente des valeurs contrastées : à Bevons le niveau Cézanne tranche sur son substrat avec 100 % de smectite (contre 50 % dessous), avant une décroissance sans doute liée à un mélange par l'omniprésente bioturbation. Cette teneur singulière suggère une origine volcanique de ce niveau, même si les teneurs en Mg n'y sont pas particulièrement élevées.

L'analyse géochimique a été menée sur les deux coupes de Bevons et Chavailles, et elle concerne la fraction non-carbonatée. Dans les deux coupes, le niveau Cézanne se distingue clairement de son substrat : pour toute une série d'éléments (Th, Nb, Co, Ni, Zn, Sr, Y ainsi que les terres rares analysées), on note un enrichissement dans un facteur 3 à 14 ! Par contre les valeurs mesurées de V, K et Cr montrent un appauvrissement de l'ordre du tiers. Au-dessus du niveau Cézanne on observe un retour rapide à des valeurs proches du substrat. Cette signature rejoint celles enregistrées par Pacey (1984) dans ses bentonites turoniennes d'Angleterre et par Wray (1995) et Wray *et al.* (1996) dans des niveaux analogues d'Allemagne du Nord. Elle authentifie la nature originelle du niveau Cézanne, cendres volcaniques dont l'altération n'a pas fait disparaître le cachet géochimique. La

comparaison précise de ces signatures montre une grande similitude entre les deux coupes, les enrichissements (appauvrissements) étant du même ordre.

La position du niveau Cézanne autorise une attribution biostratigraphique précise : du point de vue des foraminifères planctoniques, dans la zone à *bejaouensis* , du point de vue des ammonites, dans la zone à *jacobi,* soit dans l'Aptien terminal. On est alors conduit à rechercher des manifestations volcaniques synchrones. D'assez nombreuses mentions de productions volcaniques aptiennes sont relevées en Europe dont au passage Aptien-Albien en Allemagne et Grande Bretagne (Lott *et al.*, 1985, Kemper, 1995) ; les niveaux y sont plus épais que le niveau Cézanne, suggérant une source, si elle est commune, plus proche. Les auteurs s'accordent en fait à imaginer une telle source associée au Graben Central de Mer du Nord. Dans ce cas on aurait la possibilité de corréler ces niveaux de cendres volcaniques sur près de mille kilomètres ; une telle distance n'a rien d'extravagant au regard des bentonites crétacées du W. Interior ou des émissions méditerranéennes récentes (Keller *et al.*, 1978 ; Guichard *et al.*, 1993).

Un niveau de cendres volcaniques altérées, Cézanne, vient d'être mis en évidence pour la première fois dans le Crétacé du SE de la France, précisément à l'Aptien terminal. Actuellement identifié sur une centaine de kilomètres, il fournit un outil de corrélation à très haute résolution utilisable dans tout le bassin, et sans doute au-delà s'il s'avère qu'il s'agit bien d'un niveau strictement équivalent de ses homologues d'Europe du Nord, à un millier de kilomètres. Dans ce contexte géodynamique européen, la reconnaissance d'un tel niveau de cendres a suggéré que d'autres pouvaient être mis en évidence (Beaudoin *et al.*, 1997), fournissant alors un cadre temporel à très haute résolution, et autorisant éventuellement un calibrage absolu des échelles stratigraphiques au cours de cette partie du Crétacé.

Bibliographie

BEAUDOIN B., FRIÈS G., MOSTEFAÏ S., MOUTTE J. et THIRY M. (1997). - Le niveau Cézanne, bentonite d'âge aptien supérieur (cendres volcaniques), corrélé dans le S.E. de la France. Soumis.

BEAUDOIN B., DAUPHIN L., FRIÈS G. (1997). - Aptian bentonite key-beds (volcanic ashes) in the Subalpine Basin (SE France). - 18th IAS Reg. Eur. Meet. Sedimentology, Heidelberg, Abstracts, p. 68-69.

BRÉHÉRET J.G. (1995). - L'Aptien et l'Albien de la fosse vocontienne (des bordures au bassin). Evolution de la sédimentation et enseignements sur les évènements anoxiques. - Thèse Doct. ès Sci., Univ. Tours, 2 vol.

FRIÈS G. (1987). - Dynamique du bassin subalpin méridional de l'Aptien au Cénomanien. - Thèse Doct. ès Sci., Univ. Paris VI. - Mém. Sc. de la Terre, n° 4, E.N.S.M.P., Paris, 370 p.

GUICHARD F. *et al.* (1993). - Tephra from the Minoan eruption of Santorini in sediments of the Black Sea. - Nature, vol. 363, p. 610-612.

KELLER J., RYAN W., NINKOVICH D., ALTHERR R. (1978). - Explosive volcanic activity in the Mediterranean over the past 200 000 years as recorded in deep sea sediments. Geol. Soc. Am. Bull., vol. 89, p. 591-604.

KEMPER E. (1995). - Abfolge und Verbreitung der Foraminiferen im Barrême und Apt Nordwest-Deutschlands. - Geol. Jb., vol. A141, p. 63-111.

LOTT G.K., BALL K.C. et WILKINSON I.P. (1985). - Mid-Cretaceous stratigraphy of a cored borehole in the Western part of the Central North Sea basin. - Proc. York Geol. Soc., vol. 45, n° 4, p. 235-248.

PACEY N.R. (1984). - Bentonites in the Chalk of central eastern England and their relation to the opening of the northeast Atlantic. - Earth Planet. Sci. Lett., vol. 67, p. 48-60.

RUBINO J.-L. (1988). - Organisation des séquences de dépôt de la plate-forme au bassin dans l'Aptien et l'Albien du bassin vocontien (S-E de la France). - *In* "Eustatisme et séquences de dépôt dans le Crétacé du Sud-Est de la France", Ferry S., Rubino J.-L. *et al.* Ed., Livret-guide de l'excursion du Groupe Français du Crétacé en fosse vocontienne. Géotrope, Lyon, n° 1, p. 56-82.

WRAY D.S. (1995). - Origin of clay-rich beds in Turonian chalks from Lower Saxony, Germany - a rare-earth element study. - Chem. Geol., vol. 119, p. 161-173.

WRAY D.S., WOOD C.J., ERSNT G. & KAPLAN U. (1996). - Geochemical subdivision and correlation of clay-rich beds in Turonian sediments of northern Germany. - Terra Nova, vol. 8, p. 603-610.

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n°27, 293 p.

INFLUENCE OF DIAGENETIC ILLITE ON THE PERMEABILITY OF A NORTH SEA SANDSTONES RESERVOIR

AN IMAGE ANALYSIS-BASED APPROACH.

INFLUENCE DE L'ILLITE DIAGENETIQUE SUR LA PERMEABILITE D'UN RESERVOIR GRESEUX DE MER DU NORD

APPORTS DE L'ANALYSE D'IMAGES

S. BELIN[1], Y. ANGUY[2], J.B. FERM[3], D. BERNARD[2] and B. FRITZ[1]

[1] Centre de Géochimie de la Surface, UPR CNRS 6251, 1, rue Blessig, 67084 Strasbourg cedex, FRANCE.
[2] Laboratoire Energétique et Phénomènes de Transfert, L.E.P.T.-ENSAM, URA CNRS 873, Esplanade des Arts et Métiers, 33405 Talence cedex, FRANCE.
[3] Perception and Decision Systems, Inc., P.O. Box 12152, Columbia, S.C. 29211-2152, U.S.A..

The evolution of rock reservoirs transport properties due to mineral diagenesis is a process of major importance which remains poorly understood. The modifications of the micro-geometry constraining mostly the evolution of macroscopic transport properties occur at pore-scale -- the reactive fluid may interact with the solid matrix, yielding geometrical variations by dissolution and/or precipitation of minerals. For example, previous studies related to North Sea have shown that a strong relation exists between permeability and diagenetic illite. Herein, one addresses the relationship between the permeability and the micro-geometry of a set of samples from a North Sea sandstones reservoir showing different degrees of illite diagenesis

The approach is based on image analysis. Using a scanning microscope, back-scattered electrons images are digitized in gray level images. Images consist of 5x5 elementary overlapping views (512x512 pixels ; pixel edge: 5.208 µm) binarized and merged into a mosaic.

Porosity exposed in sections appears as many closed loops of porosity -- PORosity ELementS (porels). Ehrlich's work [Ehrlich et al., 1991a] suggests that for most sedimentary granular rocks the 2-D complexity is the signature in the plane of a much simpler 3-D reality. That is, porels are produced by a few, say N, types of 3-D objects or *Pore-Types* (P.T.) interpreted as the consequence of the initial depositional fabric and/or post depositional diagenetic events. Each P.T. is characterized morphologically by the representative collection of porels it yields in 2-D. Pore-types derivation requires availability of a set of m binary images expressed by m distributions of sizes and shapes. This set of m distributions of sizes and shapes is used by a pattern recognition algorithm [Miesch, 1976 ; Full et al., 1986] yielding N $P.T.^{i}_{i=1,N}$ expressed as N distributions of sizes and shapes. Such pore-typing procedure provides also the size, shape and relative abundance $Np^{i,j}_{i=1,N,\,j=1,m}$ within each images for all N pore-types.

This geometrical characterization expresses the porosity of m images as a mixture, or linear combination of N $P.T.^{i}_{i=1,N}$. Assumptions of linearity (additivity of the $P.T.^{i}_{i=1,N}$) and applicability of the conceptual model of mixture (existence, in the series of images, of a number of invariable geometrical features, the sought $P.T.^{i}_{i=1,N}$) is confirmed or invalidated by placing the $P.T.^{i}_{i=1,N}$ in a depositional/diagenetic framework [Ferm et al., 1993]. This is achieved by identifying the petrographic

appearance of the $P.T._{i=1,N}^{i}$ by picking up sub-domains in samples with high proportions of a particular pore-type.

The set of parameters ($P.T._{i=1,N}^{i}$; $Np_{i=1,N\ ,\ j=1,m}^{i,j}$) held to characterize the geometry relates to the sole geometry of individual porels. Neither information about 3-D connectivity, nor information about the spatial organization of the porels at larger scales is contained in that set of parameters.

The missing structural information is obtained by combining 2-D image analysis data (P.T.s) with 3-D petrophysical data (mercury drainage curves): multiple regression analysis procedures applied to P.T.s data combined with capillary pressure (P_c) curves allows for a series of discrete P_c intervals to quantify the relative amount of pores of the k^{th} type connected by a throat size representative of a i^{th} P_c interval. Numerous case studies have revealed that the *pore-type/throat sizes* relationship is not random. The structured nature of the *pore-type/throat sizes* relation is a strong argument to interpret P.T.s as the fundamental elements of a hierarchy of structures and is interpreted, for most sedimentary rocks, as the consequence of a general structural model e.g. as the consequence of '*... the ongoing influence of a well-sorted depositional fabric coupled with the presence of clasts resistant to dissolution or recrystallization*' [McCreesh et al., 1991].

Such observed relation is used to express much of the flow variability as an indirect function of the variations in the relative abundance of the P.T.s associated to the largest throat sizes [Ehrlich et al., 1991b].

The target of this contribution is an illustration of this general approach in the case of a North Sea Sandstones Reservoir (deltaic-, channel infilling- and deposit-facies) for a set of 29 samples representative of the different stages of illite diagenesis -- the objective being to develop an interpretative model for the description of that particular North Sea sandstones reservoir (quantification of illite influence on permeability, argumentation of illite emplacement ....)

References

Ehrlich R., Crabtree S.J., Horkowitz K.O. and Horkowitz J.P., 1991a, 'Petrography and reservoir physics I: objective classification of reservoir porosity', *A.A.P.G. Bulletin* **75**, No 10, 1547-1562.

Ehrlich R., Etris E.L., Brumfield D., Yan L.P. and Crabtree S.J., 1991b, 'Petrography and reservoir physics III: physical models for permeability and formation factor', *A.A.P.G. Bulletin* **75**, No 10, 1579-1592.

Ferm J.B., Ehrlich R. and Crawford G.A., 1993, 'Petrographic image analysis and petrophysics: analysis of crystalline carbonates from the Permian basin, West Texas.', *Carbonates and Evaporites*, **8**(1), 90-108.

Full W.E., Ehrlich R. and Klovan J.E., 1981, 'EXTENDED QMODEL--objective definition of external end members in the analysis of mixtures, *J. of Mathematical Geol.*, **13**(4), 331-344.

McCreesh C.A., Ehrlich R. and Crabtree S.J.: 1991, 'Petrography and reservoir physics II: relating thin section porosity to capillary pressure, the association between pore types and throat sizes', *A.A.P.G. Bulletin* **75**, No 10, 1563-1578.

Miesch A.T.: 1976, 'Q-Mode factor analysis of geochemical and petrologic data matrices with constant row sums', *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 574-G, 47 pp.

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n°27, 293 p.

QUANTIFICATION ET REPARTITION DES STOCKS SEDIMENTAIRES DE SURFACE DANS LE BASSIN FLUVIATILE DU NEGRON (SW DU BASSIN DE PARIS, FRANCE)

QUANTIFICATION AND DISTRIBUTION OF SURFACE SEDIMENT STORAGES IN THE NEGRON CATCHMENT (SW PARIS BASIN, FRANCE)

Saïda BELLEMLIH, Christian DI GIOVANNI et Jean-Jacques MACAIRE

EA 2100, Laboratoire de Géologie des Systèmes Sédimentaires, UFR Sciences etTechniques,
Parc de Grandmont, 37200 - TOURS

Ce travail, réalisé dans le cadre du GDR 1064 "Agriculture et Environnement", vise à déterminer la part des flux de particules induits par l'anthropisme (agriculture principalement) à l'Holocène récent par rapport aux flux naturels du Pleistocène final et de l'Holocène et de localiser les zones de production sédimentaire. Ces flux particulaires ont été déterminés à partir des volumes des matériaux stockés dans le bassin fluviatile, la perte en aval étant évaluée à 10% de la production d'après les flux actuels.

Le bassin versant du Négron, d'une superficie de 162km^2, s'étend sur les départements de la Vienne en amont et de l'Indre et Loire en aval. Le Négron est un affluent de rive gauche de la Vienne qu'il rejoint 10km en aval de Chinon dans la partie sud ouest du bassin de Paris. La lithologie du bassin est constituée de calcaires oxfordiens (j4-6), sables et marnes cénomaniens (c1-2) et de craies et formations siliceuses turoniennes, sénoniennes et éocènes (C3-6 et e) formant respectivement 34,5, 30 et 35,5% de la surface du bassin.

Les stocks particulaires superficiels représentent au total 26760.10^{3}m^3. Ils se répartissent en (Fig. 1) :

• stocks mis en place en domaine périglaciaire :

- limons de plateau d'origine éolienne : 10518.10^3 ± 350.10^3 m^3, soit 39,3 % des stocks. Ils couvrent essentiellement les substrats j4-6, c3-6 et e, et sont considérés comme exogènes par rapport aux limites du bassin versant.

- grèzes issues de la solifluxion : 2510.10^3 ± 1035.10^3 m^3 (9,4 % des stocks). Elles ont été exclusivement produites par les calcaires j4-6 (érosion moyenne : 0,05 m) et ont été stockées dans les vallons façonnés dans ce substrat.

• stock indifférencié probablement mis en place en contexte périglaciaire et à l'Holocène : colluvions issues de la solifluxion et du ruissellement (5304.10^3 ± 1849.10^{3}m, soit 19,8% des stocks), produites par les formations j4-6, c1-2 et surtout par c3-6 et e (érosion mécanique moyenne : 0,09m). Ces colluvions sont stockées essentiellement dans les vallons façonnés dans les craies turoniennes.

• stocks mis en place à l'Holocène :

- colluvions anthropiques mises en place par ruissellement sur les versants : 967. 10^3 ± 322.10^3 m^3 soit 3,6 % des stocks. Elles forment des *accumulations associées à des banquettes ("rideaux") d'origine agricole* situées exclusivement sur les versants de craie turonienne (pente et érosion mécanique moyenne de ces versants : respectivement 2,6° et 0,016m).

- alluvions fluviatiles stockées dans la vallée du Négron et de ses petits affluents : 7461.10^3 ± 2489.10^3 m^3 au total, soit 27,9% des stocks. Les sédiments sont constitués de graviers calcaires, sables, silts et argiles d'origines diverses et tourbes autochtones. Ils ont été mis en place depuis au moins 5555 ± 70 ans BP (4 datations ^{14}C).

L'anthropisme est marqué par la reprise de la sédimentation détritique au dessus des comblements

de tourbe (après 1870 ± 40 ans BP).

Le volume d'alluvions marquées par l'anthropisme est de 896.10³ ± 289.10³ m³, soit 12% du total des alluvions.

Le volume des stocks particulaires issus de l'érosion mécanique induite par l'anthropisme est de 1863.10³ ± 611.10³ m³, soit 7 % des stocks de formations superficielles.

Au total 46% des particules produites ont été reprises par les écoulements longitudinaux (alluvions), 54% étant restées connectées aux versants.

Le bassin versant du Négron peut être divisé en 5 sous bassins (Négron *s.s*, Merdelon, Quincampoix, Chaveney et Comprigny). Les volumes de matériaux stokés (grèzes, colluvions et alluvions) et les épaisseurs érodées correspondantes varient selon les sous bassins (Fig. 2) :

- les alluvions dominent dans les sous bassins Comprigny et Chaveney (dépression sablo-argileuse c1-2) et Négron *s.s* qui collecte toutes les eaux ruisselées,
- les grèzes dominent dans le sous bassin Merdelon à substrat calcaire j4-6 qui a été sensible à la solifluxion périglaciaire,
- les colluvions, notamment celles d'origine anthropique, sont surtout bien représentées dans le sous bassin Quincampoix à substrat crayeux produisant de l'argile et du sable par décarbonatation.

L'étude pétrologique en cours permettra de préciser la contribution de chaque roche-source aux flux particulaires et la part des flux dissous largement dominants dans le bassin.

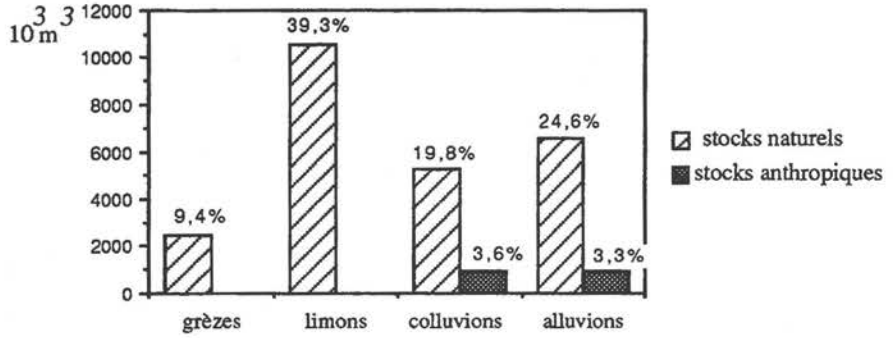


Fig. 1 - volumes et proportions des stocks sédimentaires superficiels dans le bassin du Négron

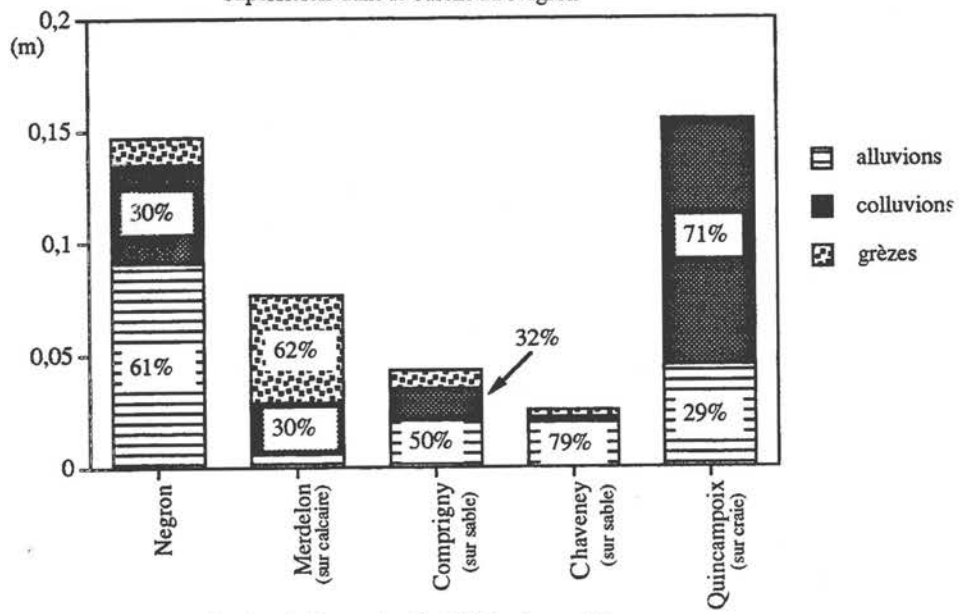


Fig.2 - épaisseur érodée déduite des matériaux stockés par sous bassin

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n°27, 293 p.

VALIDATION DU MODÈLE TECTONIQUE "BASSIN SYNCLINAL SUR RAMPE" PAR LA SÉDIMENTATION : BASSINS DES MATELLES ET D'ALÈS (SE FRANCE)

VALIDATION OF THE HANGINGWALL RAMP SYNCLINE MODEL BY THE SEDIMENTATION PATTERN: LES MATELLES AND ALÈS BASINS (SE FRANCE)

Antonio BENEDICTO, Michel SÉGURET, Michel SÉRANNE & Eric SANCHIS
GBE (CNRS/Univ.Montpellier 2/ORSTOM) cc.57, 34095 Montpellier

• **Le modèle**. - Une faille normale à profil complexe formée par deux couples rampe/palier, génère un demi-graben contre la rampe émergente et un synclinal sur rampe associé à la rampe majeure (Fig. 1). Cependant, aucun exemple naturel de ce modèle de bassin en extension n'a été décrit. D'autre part, des travaux récents [Leeder & Jackson, 1993] établissent les interactions entre tectonique, drainage et sédimentation dans les bassins continentaux actifs associés à des failles planes. Ces travaux montrent que les apports des cônes alluviaux proviennent principalement du bloc inférieur (surélevé par rapport au bloc supérieur), et que, logiquement, la composition des clastes dans les brèches des cônes alluviaux reflète la stratigraphie du bloc inférieur érodé lors de la formation du bassin.

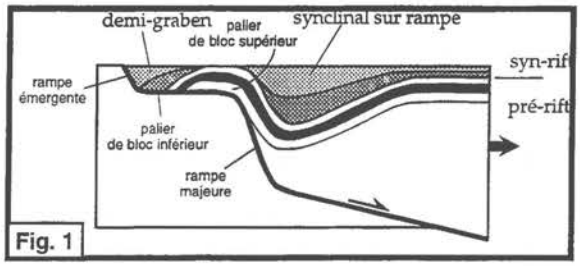


Fig. 1

Dans le cas de bassins anciens, le remplissage sédimentaire devient donc une source d'information fondamentale pour comprendre l'évolution tectonique. Ainsi, la géométrie du remplissage du bassin (discordances) fournit des informations sur la géométrie et la cinématique du système de failles, et les clastes des dépôts syntectoniques donnent des indications sur l'évolution du système drainage/sédimentation au cours du développement du bassin.

• **Les bassins des Matelles et d'Alès.** - Ces deux bassins tertiaires liés à l'ouverture du Golfe du Lion ont été récemment réinterprétés comme des bassins du type synclinal sur rampe [Benedicto et al., 1997], [Sanchis, 1997], formés sur une faille à double rampe-palier. Dans les deux cas, par suite de l'érosion post-oligocène atteignant la base du palier de bloc supérieur ou la rampe majeure, seul le synclinal sur rampe est conservé.

Trois aspects caractérisent le remplissage de ces bassins : (A) la géométrie de la discordance progressive, (B) la composition des clastes dans les dépôts de cônes alluviaux, et (C) la présence d'olistolithes dans le remplissage.

• (A) **Géométrie de la discordance.** - Elle est caractérisée par (Fig. 2) : (1) une succession de synclinaux asymétriques dont les axes migrent vers la rampe majeure, (2) des synclinaux syntectoniques discordants sur la série pré-rift monoclinale du palier de bloc supérieur, et (3) le repos des termes les plus récents directement sur les couches pré-rift les plus anciennes. Cette géométrie résulte de l'érosion et de l'amincissement progressif du palier de bloc supérieur au cours de son glissement (Fig. 3). En conséquence les dépôt-centres successifs se rapprochent de la faille (rampe), et les couches syn-rift les plus récentes finissent par reposer horizontalement sur les couches pré-rift à fort pendage du flanc redressé du synclinal, contre la rampe majeure.

• (B) **Composition du remplissage.** - Dans le bassin d'Alès, les clastes des cônes alluviaux sont exclusivement composés de lithologies du palier de bloc supérieur (Hauterivien sup.-Barrémien). Des clastes correspondant aux lithologies du bloc inférieur (Jurassique) sont trouvés dans les chenaux du système fluviatile axial, reflétant des apports plus lointains. On déduit que les apports des cônes alluviaux proviennent de l'érosion du palier de bloc supérieur, aujourd'hui totalement érodé. Dans le bassin des Matelles, les clastes des cônes alluviaux sont essentiellement composés de lithologies du bloc supérieur (Valanginien-Eocène). La variation de lithologie des clastes, parallèlement à la faille, reflète les variations de lithologies du palier de bloc supérieur. Toutefois, au cours du développement du bassin, on observe des clastes issus du bloc inférieur (Jurassique), montrant que l'érosion a localement atteint le palier de bloc inférieur.

• (C) **Olistolithes.** - Dans les deux bassins il existe des olistolithes de plusieurs centaines de mètres (Fig. 2a) dont la lithologie et les directions de mise en place jusque sur les faciès distaux, indiquent qu'ils proviennent du palier de bloc supérieur. Ces olistolithes se sont mis en place à la faveur de décollements situés au sein de la série stratigraphique du palier de bloc supérieur.

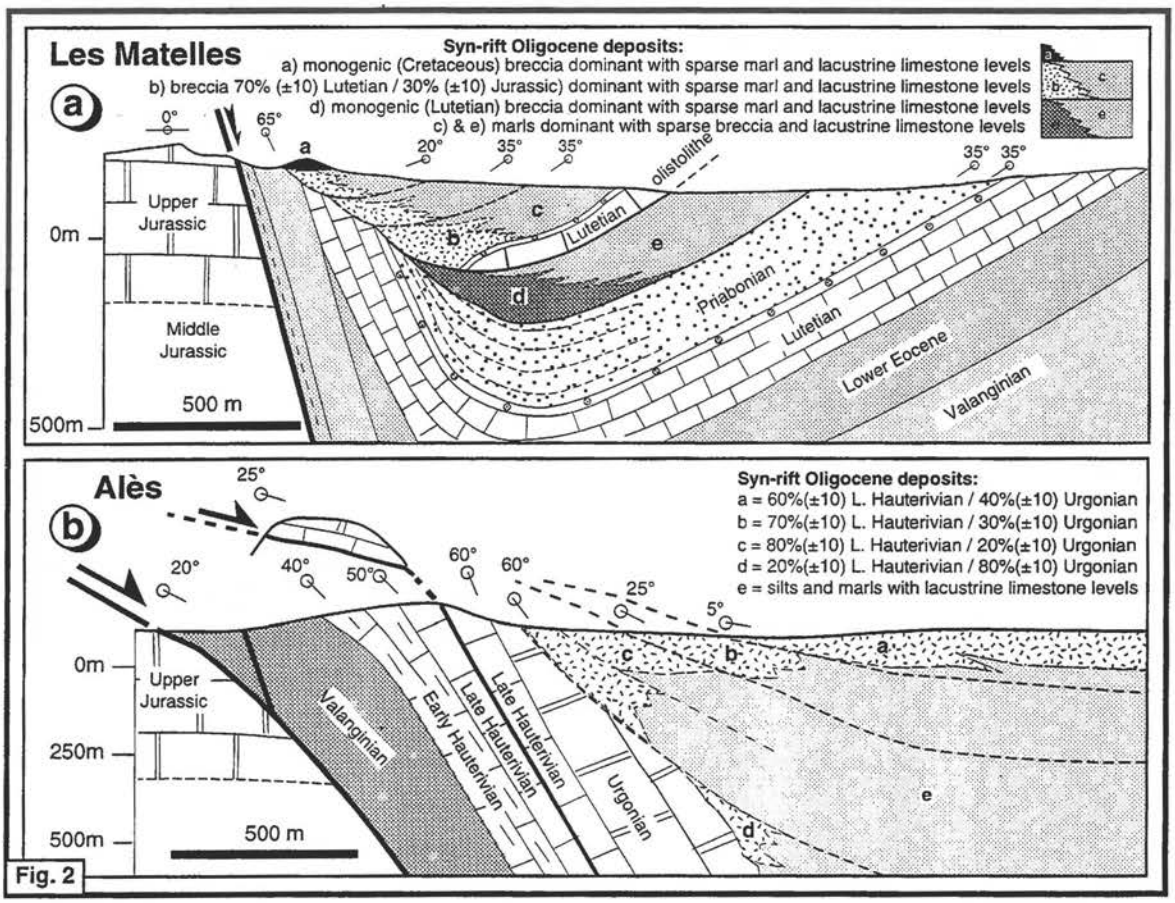


Fig. 2

• **Des clastes aux aires de drainage. -** Les observations indiquent donc que la sédimentation proximale des bassins synclinaux sur rampe se fait par érosion du palier de bloc supérieur. On distingue (Fig 3) un bassin en demi-graben formé contre la rampe émergente, érodé ensuite, et le bassin synclinal sur rampe dont le remplissage proximal provient d'aires de drainage situées sur palier de bloc supérieur. Les bassins de drainage sur palier de bloc supérieur ont la particularité de rester fixes au cours du temps, par rapport à la rampe majeure. Par contre le matériel du bloc supérieur, en cours de glissement sur la faille, passe à travers ces aires de drainage fixes; si l'entrée de matériel dans le bassin de drainage compense l'ablation par érosion, un état d'équilibre est atteint et le bassin sédimentaire est alimenté sans que les bassins de drainage s'étendent ou s'approfondissent (Bassin d'Alès); si l'ablation par érosion devient supérieure, les bassins de drainage s'approfondissent et atteignent des niveaux stratigraphiques de plus en plus profonds, et éventuellement le bloc inférieur (Bassin des Matelles).

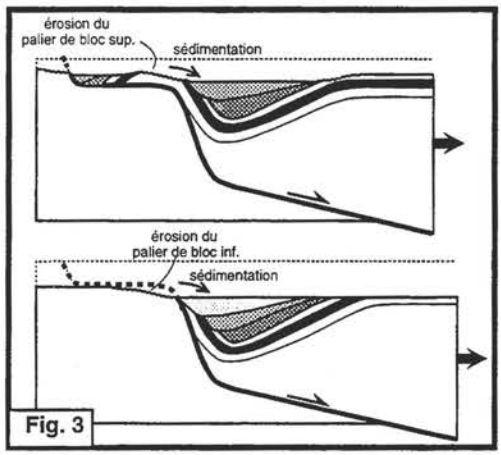


Fig. 3

L'analyse verticale et spatiale de la distribution des différentes compositions des brèches permet donc d'établir l'évolution du système au fur et à mesure de l'extension et donc la reconstruction des paléo-aires de drainage.

Références.

-- Leeder, M. R.& Jackson, J. A. (1993).- Basin research. 5, 79-102 ;
--Benedicto, A., Séguret, M. & Labaume, P. (1997 sous presse). Geol. Soc. London. Special Publication IBS ;
--Sanchis, E. (1997). D.E.A., Univ. Montpellier II. 36pp.

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n° 27, 293 p.

MORPHOLOGIE ET STRUCTURES SÉDIMENTAIRES DE LA PLATE-FORME CONTINENTALE DU GOLFE DU LION: HYDRODYNAMIQUE, NIVEAUX DE LA MER ET TECTONIQUE

POSTER

MORPHOLOGY AND SEDIMENTARY STRUCTURES OF THE GULF OF LIONS CONTINENTAL SHELF (NW MEDITERRANEAN): HYDRODYNAMICS, SEA-LEVEL, TECTONICS.

Serge BERNÉ[1], Jean-Claude ALOÏSI[2], Jean-François BOURILLET[1], Daniel CARRÉ[1], Christian GORINI[3], Alain NORMAND[1] et Marina RABINEAU[1]

[1]IFREMER, Géosciences Marines, BP 70, 29280 Plouzané

[2]Université Perpignan, Lab. Sédimentologie et Géochimie Marines, 66025 Perpignan

[3]Université de Lille 1, Lab. Sédimentologie et Géodynamique, 59655 Villeneuve d'Ascq

La morphologie de la plate-forme continentale du Golfe du Lion, comme celles de beaucoup de plates-formes dominées par les houles, n'avait pas suscité beaucoup d'intérêt jusqu'à présent. En effet, autant les plates-formes dominées par les marées présentent des morphologies variées, résultat des processus actifs d'érosion et d'accumulation qui les ont affectées depuis la remontée marine post-glaciaire, autant celles dominées par les houles sont en général caractérisées par des faibles reliefs résultant principalement du dépôt en suspension des sédiments apportés par les fleuves ou remaniés à partir du prisme littoral.

La compilation de données bathymétriques du Service Hydrographique de la Marine et l'acquisition de nouvelles données de sondeurs multi-faisceaux (SIMRAD EM 950) et de sonar latéral permettent d'obtenir une vision très détaillée de la plate-forme externe du Golfe du Lion, pour des profondeurs comprises entre 50 et -150m, entre la latitude de la frontière espagnole et le méridien de Marseille. Les données numérisées ont permis la réalisation d'un modèle numérique de terrain, de cartes contourées, de blocs diagrammes et de cartes de pente permettant une analyse morphologique détaillée. Il est ainsi possible de mettre en évidence :

- des dunes fossiles, particulièrement abondantes à proximité des têtes de canyons,
- des terrasses d'érosion liées à différents niveaux de stationnement marin,
- les tracés méandriformes de plusieurs fleuves,
- d'anciens niveaux de plage grésifiés.

Couplée à des résultats sédimentologiques, cette base de données permet de reconstituer l'histoire post-glaciaire de la plate-forme ouest-méditerranéenne. La confrontation aux résultats de l'interprétation de données sismiques permet enfin d'apprécier la part de l'héritage structural dans la morphologie actuelle.

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n° 27, 293 p.

Approche déterministe intégrée pour modélisation de réservoirs déposés en domaine de plate-forme carbonatée mixte - Exemple du réservoir albien de Nkossa - Offshore Congo

POSTER

Integrated deterministic approach in reservoir simulation of mixed carbonate-siliciclastic platform : example from the Albian Nkossa reservoir - Offshore Congo

P. Biondi, F. Walgenwitz, C. Bagliniere, H. Greder et B. Balvay

Elf Exploration Production, Avenue Larribau, Pau, France

Le gisement d'âge albien inférieur à moyen de Nkossa a été découvert en 1984 et mis en production en 1996. Il correspond à une structure en radeau mise en place durant la période albo-cénomanienne. Le réservoir, imprégné sur plus de 400 mètres, est constitué par des lithologies très variées, liées au caractère mixte (carbonates-siliciclastiques) de la sédimentation. De par cette grande variété faciologique et l'aspect très haute fréquence de l'architecture stratigraphique induisant de fortes hétérogénéités à l'intérieur du réservoir, une démarche méthodologique déterministe intégrant la sédimentologie, la géochimie minérale et la pétrophysique a été mise en oeuvre.

Ces trois axes ont été menés en parallèle avec un constant souci de coordination et d'intégration. Ils comportaient chacun cinq étapes :

1. acquisition analytique sur carottes des données sédimentologiques, diagénétiques et pétrophysiques.

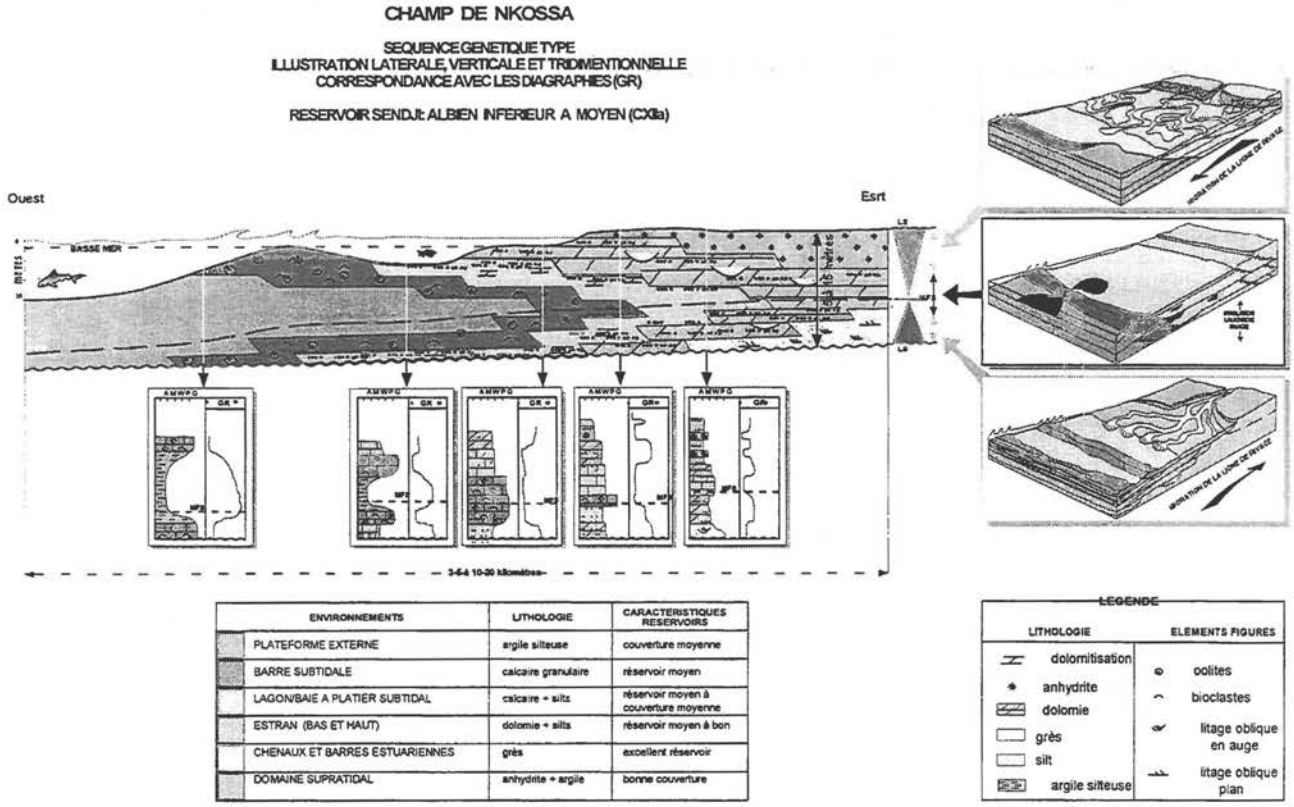
2. identification des environnements sédimentaires, du modèle sédimentaire (Fig.1) et de l'architecture stratigraphique sur les 4 puits carottés ; identification du type de diagenèse et des liens qui existent avec le modèle sédimentologique (modèle diagénétique) et enfin identification des groupes pétrophysiques et de leurs liens avec la sédimentation et la diagénèse.

3. extension des interprétations aux puits non carottés (15 puits) grâce à l'établissement de 13 classes d'électrofaciès établies à partir de l'interprétation quantitative des diagraphies en relation avec le modèle sédimento-diagénétique ; cette phase permettant déjà une meilleure caractérisation et une identification des barrières potentielles de perméabilité.

4. organisation 2D des modèles sédimento-diagénétique et pétrophysique le long de coupes verticales intégrant au mieux les variations observées à l'échelle du gisement ; cartographies des environnements sédimentaires (55 cartes) avec report de la logique diagénétique et des groupes pétrophysiques à l'échelle d'investigation verticale la plus petite possible, corrélable à l'échelle du champ et susceptible de décrire les hétérogénéités internes du réservoir.

5. organisation 3D déterministe du réservoir (environnements sédimentaires, diagenèse et caractéristiques pétrophysiques) en intégrant les données de géologie structurale.

Le modèle sédimentologique correspond à une rampe carbonatée en période de forte accommodation et à une rampe mixte carbonatée-siliciclastique en période de baisse d'accommodation.



Le modèle diagénétique correspond à une dolomitisation massive de type évaporation-reflux des saumures connectée au système de dépôt. Elle affecte essentiellement la partie amont du profil de dépôt.

Les réservoirs sont constitués pour l'essentiel par des dolomies qui développent une porosité intercristalline. Les sables tidaux et/ou estuariens beaucoup moins développés ont une porosité inter-élémentaire. Les calcaires de lagon M/W constituent des barrières potentielles de perméabilité. Les calcaires grainstone de « shoal » développent une porosité inter-élémentaire en fonction de l'intensité de la cimentation marine précoce.

L'analyse séquentielle haute résolution a permis de définir l'architecture stratigraphique : plus de120 séquences élémentaires de dépôt difficilement corrélables (2 à 5 m d'épaisseur), 55 séquences mineures (5 à 15 m) regroupant 1 à 3 séquences élémentaires, 20 séquence moyennes (20 à 40 m), 6 séquences majeures de dépôt (100 à 250 m d'épaisseur). Les corrélations stratigraphiques et les cartographies ont été réalisées sur les séquences mineures (55) qui sont parfaitement corrélables à l'échelle de la structure.

La méthodologie déterministe employée, multidisciplinaire, a permis de décrire le réservoir dans le détail et d'en définir précisément les hétérogénéités internes. Un nouveau découpage réservoir a pu être réalisé qui permet au modèle géologique réalisé en aval de mieux coller aux évolutions des déplétions/surplétions observées.

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n°27, 293 p.

LE TITHONIEN DU BASSIN DU SUD-EST: UNE RAMPE CARBONATEE A ZONE EXTERNE DE DEGENERESCENCE DES HOULES DE TEMPETE 3) APPROCHE MECANIQUE DE LA BRECHIFICATION PAR LA HOULE

THE TITHONIAN OF THE SOUTH-EAST BASSIN (FRANCE): A CARBONATE RAMP WITH OUTER ZONE OF WAVE DEGENERATION 3) MECHANICAL APPROACH OF WAVE INDUCED BRECCIATION

Frédéric BOUCHETTE, Michel SEGURET, Alexis MOUSSINE-POUCHKINE
Géofluides Bassins Eau (CNRS-Univ. Montpellier 2-ORSTOM) cc 57, 34095 MONTPELLIER

En complément de l'approche sédimentologique (n°2 Séguret et al. ce volume), on envisage l'aspect mécanique de la bréchification in-situ d'un sédiment partiellement cohésif. En effet, l'approche sédimentologique échoue au moins sur deux aspects du problème: d'une part sur la quantification de l'effet d'une tempête sur la pile sédimentaire, d'autre part sur la quantification des caractéristiques du sédiment subissant la bréchification (matériau primaire).
Il n'existe pas de modèle de bréchification par la houle d'un sédiment partiellement ou entièrement cohésif. Par contre, il existe des travaux de mécanique des sols sur la liquéfaction au sens classique du terme, c'est à dire la mise en suspension dans un fluide de particules initialement jointives, de matériaux granulaires non-cohésifs comme les sables. Ces travaux sont le résultat de campagnes nationales menées aux Etats-Unis à la suite de l'endommagement de plusieurs plates-formes pétrolières par le cyclone Camille (1969) au large du Mississippi. Ces travaux ont débouché sur la mise au point de plusieurs modèles mécaniques avec leur équivalent numérique dont le modèle Ocean1 de Seed et Rahman (1977). En partant de ce modèle, on en a modifié le principe pour prendre en compte la bréchification et on a re-écrit la partie numérique.

Le principe de la liquéfaction par la houle est le suivant:
la houle a, jusqu'à une certaine profondeur dans la pile sédimentaire, un effet cisaillant cyclique (Madsen, 1978). Pour chaque cycle de houle, la sollicitation induit dans le matériau (non-cohésif) des déformations volumiques irréversibles du squelette de grains par rotations de grains et micro-glissements grains sur grains (Kagawa et Kraft, 1981). De telles déformations entraînent des diminutions locales du volume inter-granulaire, donc une augmentation de pression interstitielle (Martin et al., 1975).
La houle étant un phénomène cyclique, et les déformations étant irréversibles, elles s'accumulent et on a localement dans la pile sédimentaire une augmentation incrémentale et cumulative de la pression interstitielle (Martin et al., 1975). Si cette pression dépasse, à une profondeur donnée, la contrainte effective normale appliquée sur le squelette, les contacts inter-granulaires sont rompus; c'est la liquéfaction.

Le modèle repose sur la compétition entre un phénomène de génération de pression interstitielle par diminution incrémentale de l'espace intergranulaire, et un phénomène de dissipation de pression interstitielle par évacuation d'eau (drainage). La dissipation est calculée par une équation de Darcy, qui met en jeu la perméabilité du milieu.
La génération de pression interstitielle quant à elle est calculée par une équation intégrée à partir de courbes expérimentales sur de nombreux matériaux reliant le nombre de cycles de houle à la vitesse de génération de surpression interstitielle (Anakai et Lee, 1977).
La loi d'évolution du modèle est établie en considérant que la déformation volumique est proportionnelle à la contrainte cisaillante selon un facteur égal à la compressibilité volumique (comportement élastique). La compressibilité volumique change au cours du temps en fonction de l'évolution de la pression interstitielle. On a donc un écrouissage du matériau qui explique la non-linéarité de la déformation à partir d'une sollicitation linéaire cyclique.

Par opposition au matériau granulaire au large du Mississippi, les boues carbonatées jurassiques avaient une cohésion démontrée par la possibilité de former des galets. Notre modèle prend en compte le caractère partiellement cohésif du matériau primaire par une modification des courbes expérimentales de vitesse de génération de pression interstitielle fournies par Seed et Rahman. Le retard du début de la liquéfaction et la diminution de la vitesse de croissance de la surpression sont expliqués par l'équation:

$$\tau / \sigma'_0 = A.e^{(-\ln(N_L)/\omega)}$$

où τ / σ'_0 est le rapport de la contrainte cisaillante appliquée sur la contrainte normale effective et N_L le nombre de cycles de houle. Cette équation rend compte du comportement de sols non-cohésifs et permet de retrouver les courbes de Seed et Rahman(1978) pour A=0.3 et w=5.75. On a fait varier

ces paramètres afin de tester l'effet de modifications des caractéristiques du matériau primaire sur la liquéfaction/bréchification.
Les différentes séries de calculs effectuées ont confirmé le fait que, lorsque la bathymétrie dépasse 100m, les plus fortes houles actuelles n'ont pas d'effet sur le sol quelles que soient ses caractéristiques. De plus, pour une bathymétrie variant de 35m à 100m, la profondeur de bréchification passe de 40m à 0m. Par contre, pour une résistance au cisaillement initiale variant d'un facteur 10000, on observe une variation de la profondeur de bréchification d'un facteur 2. Donc, les propriétés du milieu soumis à bréchification ont un rôle secondaire, mais non négligeable, par rapport à la bathymétrie. Ainsi, l'approche mécanique menée selon le principe d'une compétition entre génération et dissipation de pression interstitielle à l'échelle de la pile sédimentaire permet de contraindre la profondeur de bréchification, et laisse un large spectre de rhéologies possibles pour le matériau primaire.
Par ailleurs, les résultats confirment le fait que la bréchification d'une pile sédimentaire est pluri-événementielle, donc que les niveaux de brèche d'épaisseur pluri-décamétrique du Tithonien sont formées suite à l'action de plusieurs périodes de tempêtes.

Le processus même de bréchification (création de fentes, propagation, effondrement, liquéfaction d'une zone périphérique) ne rentre pas dans le cadre du modèle réalisé, qui traite le problème à l'échelle de la pile sédimentaire.
Notre but est de trouver un type de modélisation susceptible de rendre compte du processus de bréchification à l'échelle du banc. Pour cela, nous pouvons 1) chercher à caractériser par une loi de comportement adaptée, donc par l'expérimentation, le comportement d'une boue carbonatée cohésive soumise à la houle et utiliser un cadre mécanique établi, 2) soit utiliser une loi de comportement établie comme dans le modèle de Seed et Rahman, mais se placer dans un cadre mécanique singulier, celui de la mécanique des milieux granulaires cohésifs.
Le système étudié serait dans les deux cas non plus une pile sédimentaire, mais un volume réduit de matériau contraint aux limites. Le type de modèle utilisé jusqu'alors reste donc essentiel pour caractériser la sollicitation aux limites du volume; plus précisément, il faudrait améliorer la modélisation de la propagation des efforts induits par la houle dans une pile sédimentaire, notamment dans le cas d'une pile présentant des bancs à rhéologie variable.

Anakai M. et Lee K. L., 1977. *Equivalent uniform cycles concept for soil dynamics.* Journal of the Geotechnical Engineering Division, American Society of Civil Engineers(ASCE), vol 103, num GT6, pp. 517-534.
Kagawa T. et Kraft L. M., 1981. *Modeling the liquefaction process.* Journal geotechnical engineering division, American Society of Civil Engineers(ASCE), vol. 112, Num 3.
Madsen O.S., 1978. *Wave-induced pore pressures and effective stresses in a porous bed.* Geotechnique 28, num. 28,pp. 377-393.
Martin P. P., 1975. *Non-linear methods for dynamic analysis of ground respons.* Ph D / thesis, University of California, Berkeley, pp. 307-310.
Seed H. B. et Rahman M. S., 1978. *Wave-induced pore pressure in relation to ocean floor stability of cohesionless soils.* Marine geotechnology, vol 3, Number 2, pp. 123-150.

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n° 27, 293 p.

Corrélations stratigraphiques haute résolution en environnement fluvio-lacustre : application à l'échelle d'un gisement à hydrocarbures (TRIAS, Bassin Parisien, France).

POSTER

Philippe BOURGES , Elf Aquitaine Exploration Production France, 31360 Boussens

Patrick HENRIQUEL, Elf Exploration Production, 64018 Pau cedex

Le thème Keuper est un des deux objectifs pétroliers principaux du Bassin de Paris. Des travaux de synthèse à l'échelle du bassin, avait permis de distinguer plusieurs unités lithostratigraphiques parmi lesquelles la Formation de Châlain située dans le Keuper supérieur au dessus de la Formation de Chaunoy. Les grès de Boissy appartiennent à la séquence sommitale de la formation de Châlain et constituent les réservoirs du champ étudié.

L'ensemble des dépôts s'est effectué dans un environnement de type **fluvio-lacustre**, essentiellement contrôlé par les phases d'expansion et de rétraction du système lacustre. Les variations du niveau du lac fournissent une indication sur le niveau de base et par conséquent sur l'accommodation.

Les minima d'accommodation se traduisent par des surfaces d'érosion, des paléosols, des intervalles présentant un taux d'amalgame maximum des faciès de remplissage de chenaux (préservation minimum). Les maxima d'accommodation correspondent aux faciès les plus distaux (faciès lacustres).

A l'échelle de l'unité génétique, l'augmentation d'accommodation se traduit par le comblement des chenaux accompagnant l'expansion du lac (mise en place des principaux réservoirs). La diminution d'accommodation se traduit par des érosions au niveaux des chenaux, le développement de phénomènes de pédogenèse (dégradation importante des qualités pétrophysiques des réservoirs), la progradation des argiles de plaine d'inondation sur les faciès lacustres (création de barrières de perméabilité et d'hétérogénéités au sein des réservoirs).

L'analyse séquentielle est basée sur la reconnaissance des variations d'accommodation et des surfaces ou volumes liés aux inversion de tendance ("augmentation - diminution" ou "diminution - augmentation").

Dans un tel contexte, les corps réservoirs présentent des épaisseurs inframétriques et des extensions infrakilométriques qui ont conduit à des difficultés d'appréciation puis de développement du champ. L'accumulation des données de carottes a permis de construire un modèle sédimentologique haute - résolution ayant servi de base au modèle gisement.

Le découpage séquentiel déduit des carottes est calé sur les logs permettant ainsi:

- des corrélations stratigraphiques fines (échelle métrique) sur l'ensemble du champ,

- l'établissement de coupes montrant la répartition des faciès liée aux phases d'expansion et de rétraction du lac ,

- la réalisation de cartes paléogéographiques par intervalle stratigraphique.

Ces corrélations, cartes et coupes ont ensuite servi de base au modèle gisement. Les limites séquentielles principales correspondent aussi aux discontinuités dynamiques majeures limitant les unités fluides ceci constituant un test positif pour l'interprétation sédimentologique.

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n° 27, 293 p.

MESURE 3D DE L'ACCOMMODATION ET NATURE DU CONTROLE DES CYCLES STRATIGRAPHIQUES DU KEUPER DU BASSIN DE PARIS

3D MEASUREMENT OF ACCOMMODATION SPACE AND ORIGIN OF STRATIGRAPHIC CYCLES OF THE KEUPER OF THE PARIS BASIN

Sylvie BOURQUIN*, Jean-Michel GAULIER **, François GUILLOCHEAU*

* Géosciences Rennes, UPR 4661 du CNRS, Université de Rennes I, 35042 Rennes cedex

** Institut Français du Pétrole, BP 311, 92506 Rueil-Malmaison cedex

Notre propos est de discuter l'importance des rôles respectifs de la tectonique et de l'eustatisme sur les cycles stratigraphiques du Keuper du Bassin de Paris à partir de cartes 3D en isopaques et en accommodation.

Le Keuper du Bassin de Paris a fait l'objet de corrélations en termes de stratigraphie séquentielle haute résolution. La sédimentation du Keuper est caractérisée principalement par des environnements de dépôts continentaux : évaporites de sebkha côtière et grès fluviatiles.

Les dépôts du Keuper s'intègrent dans cinq cycles mineurs de montée et chute du niveau de base (Bourquin et Guillocheau, 1996). Les deux premiers cycles (Ladinien terminal-Carnien (Lettenkohle) et Carnien inférieur (Marnes irisées inférieures)) appartiennent au demi-cycle majeur de chute du niveau de base Scythien-Carnien et les trois autres (Carnien moyen (Grès à roseaux-Dolomie de Beaumont-base des Marnes irisées supérieures), Norien? (Marnes irisées supérieures) et Norien?-Rhétien (Marnes irisées supérieures-Rhétien)) appartiennent au demi-cycle majeur de montée du niveau de base Carnien-Lias.

L'analyse détaillée des cartes isopaques permet de mettre en évidence l'évolution 3D cycle par cycle du bassin et d'en déduire l'influence de la tectonique sur la sédimentation (Bourquin *et al.*, à paraître). Les aires de subsidence sont maximales à l'Est du Bassin durant le cycle majeur Scythien-Carnien avec un maximum de subsidence atteint durant le cycle Carnien inférieur. Un basculement des aires de sédimentation vers le Nord-Ouest est observé durant le cycle majeur Carnien-Lias.

Deux phases d'activité tectonique influencent la distribution des dépôt-centres. La première, durant le dépôt des Marnes irisées inférieures, influence fortement la sédimentation évaporitique et les géométries du cycle stratigraphique en créant des espaces propices à la sédimentation salifère. Des failles E-W, héritées de l'Hercynien, limitent l'extension des dépôts salifères vers le Nord et le Sud, formant ainsi un « couloir » où la subsidence est maximale. La migration des aires de subsidence vers l'Ouest, limité par la faille de Saint-Martin-de-Bossenay, est induite par la migration de l'activité tectonique se traduisant au niveau sédimentaire par la migration des séries halitiques vers l'Ouest. La fin de l'activité tectonique marque la fin de la sédimentation salifère. La seconde est enregistrée à partir du Carnien moyen (Grès à roseaux), où le basculement vers le nord-ouest du bassin induit la migration des dépôt-centres. A partir de cette période les aires de subsidence maximale sont localisées vers le Nord-Ouest, au Nord de la faille du Bray, qui est alors le site majeur de l'activité tectonique du bassin influençant la sédimentation fluviatile (Grès de Chaunoy).

Pour chacun des demi-cycles mineurs de montée et chute du niveau de base, de durée comprise entre 1 et 4 Ma, des cartes de vitesses de variations d'accommodation, corrigées des effets de la subsidence gravitaire ont été réalisées. Les cartes de variations d'accommodation sont établies par la sommes des cartes isopaques décompactées et des cartes de variations des paléoaltitudes correspondantes. La décompaction s'effectue en utilisant des lois de porosité-profondeur du type exponentiel pour chaque lithologie. L'estimation des paléoaltitudes se fait à partir de l'analyse des milieux de dépôt, déterminés sur carottes ou affleurements et calibrés par diagraphies.

Les cartes de variations d'accommodation ainsi obtenues permettent de mettre en évidence pour le cycle Carnien inférieur des vitesses de variations d'accommodation positives pour le demi-cycle de montée, montrant de fortes créations d'espace d'accommodation, suivant un axe E-W, limité au Sud par la faille de Vittel et à l'Ouest par la faille de Saint-Martin-de-Bossenay. Durant la phase de chute du niveau de base, les créations d'espace d'accommodation sont faibles à nulles à l'Est du bassin alors qu'elles sont relativement importantes à l'Ouest suivant une orientation NNE-SSW. Pour le cycle Carnien moyen, le demi-cycle de montée présente également des vitesses de variations d'accommodation fortement positives suivant une orientation E-W et faiblement positive pour la période de chute, d'orientation NNE-SSW, à l'Ouest du bassin. Durant le cycle Norien, les créations d'espace d'accommodation sont toujours positives en période de montée et de chute, avec des vitesses identiques au niveau de l'Ouest du bassin (Grès de Chaunoy). Deux directions apparaissent durant la phase de remontée E-W et N-S, et une direction uniquement N-S est visible durant la phase de chute. Durant le cycle Norien-Rhétien, on observe une augmentation des vitesses de variation d'accommodation à la base du Rhétien avec homogénéisation sur l'ensemble du bassin.

Durant le Keuper, les phases de montée du niveau de base sont caractérisées par une tendance à la création d'espace d'accommodation suivant une direction préférentielle E-W. Les phases de chute du niveau de base ne correspondent pas à des vitesses de variations d'accommodation négatives (suppression d'espace d'accommodation) mais à des valeurs nulles ou légèrement positives, à l'Est du bassin, et positives suivant des directions NNE-SSW, à l'Ouest du bassin, traduisant ainsi des variations de régime de contraintes au sein des demi-cycles stratigraphiques durant le Trias. Pour le cycle Norien, les vitesses de variations d'accommodation sont identiques en phase de montée et de chute traduisant ainsi l'importance de la composante « apports sédimentaires » dans le contrôle stratigraphique.

Pour chacun des demi-cycles mineurs, un filtre 2D large bande de longueur d'onde de 150 km a été appliqué de manière a rendre compte des domaines structuraux du socle du Bassin de Paris dont la longueur moyenne est de l'ordre de 100 à 200 km (Robin *et al.*, 1996). On obtient ainsi une carte de variation d'accommodation « grandes longueurs d'onde » et par soustraction une carte « courtes longueurs d'onde ». Les maxima et minima de ces cartes sont reportés sur un graphe en fonction du temps. Pour les « courtes longueurs d'onde », les maxima et minima évoluent dans le temps de façon opposés traduisant ainsi des mouvements locaux du substratum à l'échelle du domaine structural ou des failles de socle. Les maxima et minima du signal d'accommodation « grandes longueurs d'onde » évoluent soit en parallèle soit en opposés, traduisant ainsi soit les variations tectono-eustatiques soit des crises tectoniques majeures. Ainsi, la courbe des « grandes longueurs d'onde » comporte un signal de nature eustatique et/ou tectonique très grande longueur d'onde. Une comparaison de ce signal avec d'autres bassins permettra d'évaluer quantitativement la composante eustatique.

Bourquin S., Guillocheau F. (1996) - Keuper stratigraphic cycles in the Paris Basin and comparison with cycles in other Peritethyan basins (German Basin and Bresse-Jura Basin). Sediment. Geol. 105: 159-182.

Bourquin S., Vairon J. and Le Strat P. (1997) - Three-dimensional evolution of the Keuper of the Paris Basin based on detailed isopach maps of the stratigraphic cycles: tectonic influences. Geol. Rundsch., à paraître.

Robin C., Guillocheau F. and Gaulier J. M. (1996) - Mesure des signaux eustatiques et tectoniques au sein de l'enregistrement sédimentaire d'un bassin intracratonique. Application au Lias du Bassin de Parisd. C. R. Acad. Sci. Paris, IIa, 322: 1079-1086.

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n° 27, 293 p.

STRATIGRAPHIE DES ISOTOPES DU SR DANS LES CARBONATES OLIGOCENES DE LIMAGNE : INFLUENCES MARINES DANS LE RIFT DU MASSIF CENTRAL FRANCAIS ?

SR ISOTOPE STRATIGRAPHY OF OLIGOCENE CARBONATES FROM THE LIMAGNE BASIN : INFLUENCE OF SEAWATER IN THE RIFT (FRENCH MASSIF CENTRAL)

Danielle BRIOT, Jean-Louis POIDEVIN
UMR 6524 - Observatoire de Physique du Globe de Clermont - Université Blaise Pascal
5 rue Kessler - 63038 Clermont-Ferrand Cedex

En Limagne, les formations sédimentaires du Rupélien/Stampien supérieur sont classiquement qualifiées de fluvio-lacustres et laguno-lacustres. Ces sédiments affleurent en particulier au niveau de quelques coupes le long de la vallée de l'Allier (falaises de Sainte Marguerite, de Corent) A Ste-Marguerite, sur une coupe naturelle de 145 mètres, la sédimentation très cyclique s'organise en séquences élémentaires métriques : des calcaires bioturbés ocres en base de cycle sont surmontés par des calcaires beiges finement lités, riches en ostracodes et en débris de plantes, puis viennent des laminites marneuses ou argileuses également riches en ostracodes. Ces faciès laminés présentent des intercalations de craies à coccolithophoridés et suggèrent un milieu confiné et méromictique. Dans cette série, viennent localement s'intercaler des grès fluviatiles et des marnes palustres. Les causes de cette cyclicité pourraientt être des variations d'épaisseur de la tranche d'eau en relation avec des variations climatiques ou eustatiques et/ou avec l'activité tectonique locale (sismites). A Corent, le même type de sédiments laminés à intercalation de craies à Coccolithes affleure sur une coupe de 30m environ. Les grès font défaut et la sédimentation est globalement plus argileuse.

Les craies à coccolithophoridés intercalées avec les fines lamines argileuses sont constitués de nombreuses coccosphères intactes et vides sans recristallisation ni dissolution diagénétique. Ces niveaux carbonatés biogéniques constituent donc un matériau de choix pour une étude isotopique du Sr du milieu de dépôt. En effet, l'analyse de ces carbonates biogéniques nous donne directement le rapport isotopique $^{87}Sr/^{86}Sr$ de l'eau à partir de laquelle ils ont cristallisé.

A Ste-Marguerite, les rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ mesurés sur ces niveaux coccolithiques repérés par leur altitude présentent des variations dessinant une courbe enveloppe affectée d'indentations correspondant à des chutes du rapport isotopique. La courbe enveloppe est définie par les niveaux coccolithiques les plus radiogéniques en Sr et les carbonates abiotiques des niveaux calcaro-gréseux fluviatiles de base de coupe. Elle est caractérisée par une diminution régulière des rapports isotopiques (0,7147 à 0,7133) de la base vers le sommet. Ces rapports isotopiques doivent refléter ceux des eaux de ruissellement locales durant l'Oligocène. L'interprétation la plus simple de cette évolution de la composition isotopique du Sr des eaux douces locales est une lente modification de la géologie du bassin versant au cours du temps. Les indentations (valeurs nettement moins radiogéniques jusqu'à $^{87}Sr/^{86}Sr$=0,7124) visualisent une diminution significative du rapport

isotopique du milieu aquatique de dépôt. Ceci nécessite l'intervention d'un pôle moins radiogénique que les eaux de ruissellement locales telles que définies par la courbe enveloppe. L'interprétation de ces pics n'est pas univoque et nous retiendrons trois possibilités : (1) l'influence du volcanisme syn-sédimentaire peu radiogénique (pôle à $^{87}Sr/^{86}Sr=0,7035$) mais peu abondant, (2) l'influence d'incursions marines répétées (pôle à $^{87}Sr/^{86}Sr=0,7082$) parfaitement corrélées avec la présence de plancton laguno-marin, le rôle de remobilisations d'évaporites antérieures (pôle isotopiquement encore inconnu).

A Corent, le nombre de niveaux analysés est moindre mais permet cependant de visualiser les mêmes types de variations des rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$. Les niveaux coccolithiques les plus radiogéniques (0,7135-0,7134) pourraient dessiner une courbe enveloppe de pente moins forte qu'à Ste-Marguerite. Cette courbe est perturbée par des pics négatifs ($^{87}Sr/^{86}Sr=0,7127$) irrégulièrement répartis le long de la coupe et dont l'interprétation devrait être la même qu'à Ste-Marguerite. La monotonie lithologique et l'absence de repères biologiques (palynologie, micromammifères...) ne permettent cependant pas encore de corrélation précise avec le falaise de Ste-Marguerite.

Outre le simple intérêt de la caractérisation des paléo-environnements oligocènes, la question des incursions marines et donc de la présence de la mer en Limagne au Rupélien a des conséquences notables sur l'interprétation géodynamique que l'on peut proposer pour le rift de Limagne et plus généralement pour l'ensemble des rifts paléogènes de la plateforme européenne.

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n° 27, 293 p.

BILAN SÉDIMENTAIRE DU MIOCENE MOYEN ET SUPÉRIEUR EN TUNISIE

SEDIMENTARY BALANCE OF MID AND LATE MIOCENE IN TUNISIA

P. F. BUROLLET
CIFEG - 1 place vieille - 04300 FORCALQUIER

À partir de la transgression langhienne, le Miocène est caractérisé par une épaisse sédimentation clastique en Tunisie orientale et dans les aires négatives de Tunisie centrale (synclinaux ou fossés d'extension).

Souvent la transgression est soulignée par un calcaire bioclastique et des conglomérats dits Formation Ain Grab, suivie des Argiles marines de Mahmoud à riche microfaune, souvent planctonique à l'Est, du Langhien Supérieur.

Le Serravallien et le Tortonien correspondent à une épaisse série clastique, souvent paralique ; elle est nommée Formation Saouaf en Tunisie orientale, mais ce terme est ambigu car il ne comprend pas partout des termes identiques. Il vaudrait mieux garder le nom d'Oum Douil (sensu Burollet 1956) pour ce qui est compris entre la Formation Ain Grab et les couches continentales mio-pliocènes.

D'importants corps sableux sont intercalés dans la série miocène. Certains, situés juste au dessus des Argiles de Mahmoud ont été nommés Beglia, Byrsa ou Kef er Rend. D'autres situés vers le haut de l'Oum Douil et correspondant à un Tortonien plutôt élevé ont été nommés Somaa ou Zeramedine, parfois Beglia supérieur.

Au dessus de ces sables des niveaux plus marins, à Bryozoaires, Pélécypodes, Ostracodes et Foraminifères benthiques appartiennent au Tortonien supérieur : ce sont les couches Beni Khiar au Cap Bon ou de Melqart en off-shore. Au dessus viennent des niveaux à évaporites dits d'Oued el Bir à Nabeul ou d'Oued Bel Khedim ailleurs. Les couches continentales détritiques ravinantes marquent la fin du Miocène et parfois une partie du Pliocène : Chaabet et Tebbala et Segui.

Ces niveaux ou parfois directement l'Oued Bel Khedim sont surmontés par le Pliocène marin transgressif et discordant le long des régions côtières.

Dans le Nord-Ouest du pays, des bassins frontaux présentent des séries molassiques épaisses d'âge Serravallien moyen à Pliocène. Les termes inférieurs (Formation Hakima) contenant des galets de flysch numidien, on sait qu'ils sont postérieurs à la mise en place des nappes.

La subsidence est due en Tunisie orientale à un effondrement général faisant suite à l'inversion tectonique de l'Éocène Supérieur. Pendant le Miocène moyen et supérieur, elle est en moyenne de l'ordre de 100 à 200 mm par 1 000 ans ; localement, dans les dépôts-centres, elle peut dépasser 500 mm par 1 000 ans.

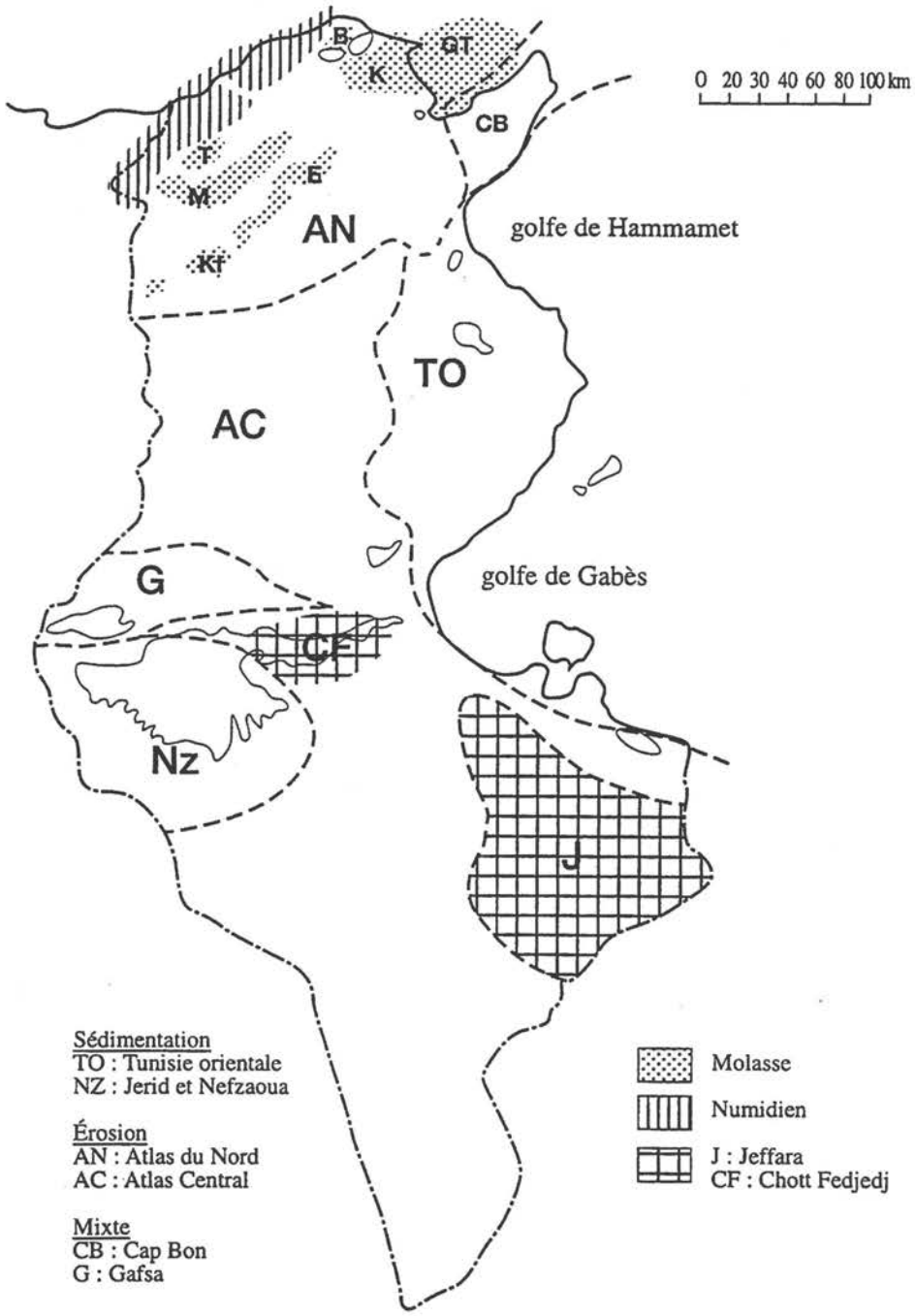
Les volumes de sédiments accumulés sont considérables : 65.10^{12} m^3 dont $\pm$ 20.10^{12} m^3 de sables massifs. Ceci est de très loin supérieur aux 20.10^{12} m^3 enlevés de l'Atlas par l'érosion dont $4{,}5.10^{12}$ m^3 de grès oligocènes.

Dans le Sud-Ouest : Gafsa, Jerid et Nefzaoua, ce sont plus de 20.10^{12} m^3 de Néogène qui ont été sédimentés dans les dépressions, en grande partie sableux. L'origine doit donc être méridionale comme l'a suggéré Sghari (1991 et 1993).

Dans le Nord de la Tunisie, les bassins molassiques se sont enfoncés rapidement : 300 à 400 mm par 1 000 ans.

Les sédiments accumulés au front des nappes représentent un volume de 3.10^{12} m^3. Si l'érosion de près d'1.10^{12} m^3 de Flysch Numidien pourrait représenter une partie des apports gréseux, elle ne suffirait pas pour alimenter les bassins molassiques du Kref et de Teboursouk ($1{,}5.10^{12}$ m^3) et du Golfe de Tunis ($1{,}8.10^{12}$ m^3). Là aussi une partie des grès fins doit avoir une origine méridionale.

Le bilan sédimentaire du Néogène en Tunisie s'ajoute donc au mystère de l'origine des grès oligocènes. L'érosion des grands dômes Crétacés et même Jurassiques du Chott Fedjedj et de la Jeffara n'a pu fournir que 8.10^{12} m^3 de sédiments dont près de la moitié de sables. Nous restons très en dessous des quantités nécessaires et une origine Saharienne lointaine devrait être envisagée.



6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n°27, 293 p.

LA TECTONIQUE ALBO-APTIENNE ET LE COMPORTEMENT DU TRIAS SALIFERE DEPUIS LE NORD DES CONFINS ALGÉRO-TUNISIENS JUSQU'AU GASSI -TOUIL (SAHARA ALGÉRIEN).

ALBO-APTIAN TECTONICS AND TRIASSIC SALT MOVEMENTS IN EASTERN ALGERIA AND N.W. TUNISIA.

Georges BUSSON et Annie CORNÉE.
Paléontologie et Stratigraphie (CNRS). Laboratoire de Géologie du Muséum
43 rue de Buffon 75005 PARIS

Trois domaines géographiques - les deux premiers au Nord et au Sud de la Berbérie, sur les confins algéro-tunisiens, le troisième sur la plate-forme saharienne dans le Gassi-Touil - sont comparés.

1) Les confins algéro-tunisiens septentrionaux : les glaciers de sel sous-marins intra-albiens. D'après Vila (1996, fig. 1), cette zone s'étend de part et d'autre de la frontière algéro-tunisienne dans une vaste bande longitudinale limitée au Nord par le front des nappes telliennes et au Sud par une ligne orientée WSW - ENE et passant quelques kilomètres au Nord de Tébessa. Dans cette zone, de très vastes affleurements du Trias avaient été interprétés comme résultant d'extrusions diapiriques.

Les travaux récents de Vila et coll. (1993 à 1996) en Algérie (région du Djebel Bou Jaber et structure Ouenza-Ladjebel-Méridef) et en Tunisie (région du Kef et du diapir de Ben Gasseur) établissent que le matériel triasique apparaît en fait interstratifié entre l'Albien inférieur dessous et un Albien moyen-supérieur dessus. Le caractère sédimentaire et interstratifié de ces dépôts triasiques couvrant des centaines de km^2 est attesté par la présence, à la base et au sommet, de conglomérats, constitués en particulier d'insolubles triasiques. En outre, ce matériel triasique laisse apparaître une certaine stratification et la présence de slumps.

Le matériel triasique s'est accumulé à la faveur d'un système de rides primaires en rapport avec une tectonique distensive. A l'Albien moyen, cette distension s'étant accentuée, s'est produit un brutal écoulement de salifère triasique interprété comme un glacier de sel sous-marin où la halite a été soumise à une dissolution intense. Avec la cessation de la distension, il y a reprise de la sédimentation marine argilo-marneuse de l'Albien moyen et supérieur.

2) La zone des diapirs : Sud de la Berbérie orientale. Cette zone s'étend au Sud de la ligne évoquée ci-dessus et jusqu'au prolongement, en Algérie, de la faille de Gafsa. Elle comprend de grands anticlinaux diapiriques classiques. Les renflements halocinétiques imputables au mouvement de la masse salifère triasique sont responsables de grandes hétérogénéïtés d'épaisseur dans la série crétacée. En quelques kilomètres, l'épaisseur des carbonates aptiens peut passer de quelques dizaines de mètres (sur des apex diapiriques) à plusieurs centaines de mètres (dans les synclinaux voisins). Les grands anticlinaux des Nementcha (tels qu'Hamimat Guibeur) en constituent de bons exemples. Ici, la tectonique salifère (halocinèse) du Crétacé moyen n'est pas allée jusqu'à l'épanchement de glaciers de sel sous-marins.

3) Les anticlinaux scalpés par l'Albien discordant (Gassi-Touil, Sahara algérien). Dans l'ensemble, la plate-forme saharienne s'est révélée d'une remarquable stabilité tout au long des temps mésozoïques

et depuis, n'étant affectée en général que par des déformations à très grand rayon de courbure. Des successions très homogènes ont eu une très vaste extension sur une grande partie de cette plate-forme. Les repères diagraphiques identifiables dans les coupes de sondages qui permettent de diviser très finement cette succession mésozoïque montrent que la concordance générale est de règle du Trias aux assises inférieures du Cénozoïque, sauf sur les bordures du bassin où des biseautages plus ou moins rapides apparaissent. Le Gassi-Touil fait exception et présente des lacunes importantes et une transgression discordante remarquable.

A partir de 1960, l'exploration pétrolière a mis en évidence une série d'anticlinaux allongés le long d'accidents Nord-Sud où la série mésozoïque s'est avérée très incomplète. Les plus caractéristiques sont les anticlinaux d'Hassi-Touareg, Gassi-Touil, Hassi-Chergui, qui recèlent d'ailleurs d'importants gisements d'hydrocarbures (Boudjema, 1987). Ces anticlinaux ont en commun d'avoir été scalpés plus ou moins profondément, puis ensevelis par les sédiments détritiques attribués à l'Albien : c'est la discordance autrichienne des pétroliers (Claret et Tempère, 1967). Cette aire du Gassi-Touil, caractérisée par cette structuration exceptionnelle, se trouve dans le prolongement septentrional du môle Amguid-El Biod, lui-même marqué par de profonds accidents subméridiens, qui se poursuivent vers le Sud jusque dans le socle antécambrien du Hoggar. Un fait remarquable est mis en évidence par l'anticlinal du Gassi-Touil (Busson 1969, fig. 19). Même quand la structuration anticlinale a été assez intense pour éroder et faire apparaître une bonne partie de la très épaisse série salifère triasico-liasique généralisée au Sahara septentrional, les différentes unités de ce salifère sont restées remarquablement en place sans halocinèse notable. Les unités découpées dans cette très épaisse série salifère grâce aux diagraphies s'ordonnent de façon continue et régulière tout autour de l'ellipse anticlinale.

Conclusion. Les trois domaines comparés, distants au total de 650 km, se situent dans trois zones géodynamiques très différentes qui s'organisent du Nord au Sud, depuis la Méditerranée jusqu'au Sahara central, des plus mobiles aux plus plus stables. Il est remarquable que dans ces trois domaines des mouvements d'âge "aptien"-albien ont revêtu une importance primordiale. L'examen du comportement du salifère triasique met toutefois en lumière des différences considérables dans l'expression de ces mouvements crétacés. Dans le domaine le plus septentrional, des rifts chauds ont permis par les fractures ouvertes la montée et l'épanchement de sel (glaciers de sel) en milieu marin. Le matériel triasique débarrassé de la halite, rapidement dissoute, s'est interstratifié entre l'Albien inférieur et l'Albien moyen. Dans un second domaine, atlasique mais plus méridional, soumis également à une tectonique distensive, se sont formés des diapirs classiques en champignons ou en bulbes. Ceux-ci n'ont pas, semble-t-il, percé leur couverture, mais ont été responsables d'amincissements drastiques locaux de la série carbonatée aptienne. Enfin dans le Gassi-Touil, une des rares zones mobiles de la plate-forme saharienne crétacée, les structures anticlinales faillées ont été scalpées avant le dépôt de grès albiens discordants. Même quand ces anticlinaux ont été érodés jusqu'à une partie relativement profonde de l'énorme masse salifère, cette série est restée remarquablement calme et stratifiée, ainsi que permet de le constater un réseau de forages dense. Seul ce dernier domaine a ouvert des perspectives à l'exploration pétrolière. Les grès triasiques, réhaussés plus ou moins précocement au cours du Mésozoïque, ont pu drainer les produits migrant depuis les argiles siluriennes que ce Trias très perméable recouvrait sur de grandes superficies ; la persistance d'une série salifère sur ces structures hautes ayant assuré une couverture d'une étanchéité parfaite.

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n° 27, 293 p.

MODALITES ET AGE DE LA DEFORMATION DANS LA "GOUTTIERE CLUMANC-SENEZ"

MODALITIES AND AGE OF THE DEFORMATON IN "CLUMANC-SENEZ GROOVE"

Yannick CALLEC *, Roland WERNLI **, Tarik HADJ-MOKHNECHE *
Isabelle COJAN *, Daniel MERCIER *

* ENSMP, CGES-Sédimentologie, 35 rue Saint-Honoré, F77305 Fontainebleau Cedex
** UNIV. GENEVE, Départ. Géol. et Paléont., 13 rue des Maraîchers, CH-1211 Genève 4

Une étude tectonique, sédimentologique et stratigraphique a été entreprise sur les formations nummulitiques et plus particulièrement sur le synclinal de Barrême. Il se situe dans la zone frontale de la nappe de Digne, où il constitue la branche nord occidentale de l'Arc de Castellane. La "gouttière Clumanc-Senez" (Bodelle, 1971), d'une vingtaine de kilomètres de long, présente une géométrie complexe issue de l'existence de plis anténummulitiques et d'accidents orientaux subméridiens.

La série nummulitique de Barrême est la plus occidentale de la *mer priabonienne s.l.*. Elle est représentée dans l'ensemble de la gouttière Clumanc-Senez par une séquence d'ennoiement caractérisée par la trilogie classique (calcaire, marnes, grès) d'âge Eocène supérieur-Oligocène inférieur. Au toit de celle-ci se développent différentes entités détritiques montrant de nombreux marqueurs de déformation synsédimentaire et des sens d'écoulements différents : au nord les *Conglomérats de Clumanc* progradent vers l'W, dans la région médiane le *Gilbert-delta de St-Lions* s'écoulent vers le S et au sud le complexe des *Grès de Senez* prograde vers le NW. Cependant peu d'informations stratigraphiques étaient disponibles pour établir des corrélations fiables (absence de passages latéraux nets de l'un à l'autre, peu ou pas de contrôle biostratigraphique).

Une discontinuité a été identifiée, dans la région de Clumanc, au toit des *Grès de Ville* déformés, dont les derniers dépôts sont datés de la Zone P19. Elle est scellée par une succession de coulées gravitaires à dominance marneuse voir gréseuse, annonciatrices des conglomérats superposés. Elle traduit une phase de paroxysme de la déformation et une modification profonde de la morphologie et de la dynamique du bassin (Callec et Mercier, 1996). La série se poursuit par une sédimentation alluviale deltaïque avec une diminution progressive de l'influence marine. L'unité sommitale correspond à la mise en place du delta de St-Lions.

Récemment, nous avons observé à Senez une discontinuité analogue, marquée par un changement brutal dans la nature des dépôts, quelques mètres au-dessus des grès à plaquettes déformés, datés de la Zone P19, voire limite P19-P20. La série franchement marneuse laisse place à une succession de bancs décimétriques gréso-calcaires ocre à nombreux terriers entre lesquels s'intercalent des niveaux silto-argileux fortement oxydés. Les dépôts évoluent progressivement vers le complexe des *Grès de Senez*. Les données sédimentologiques et paléontologiques traduisent un milieu tidal soumis à des émersions temporaires et des salinités variables, annonçant la série continentale des molasses rouges.

Les datations par les foraminifères planctoniques indiquent que les discontinuités, analogues, se situent dans la même tranche de temps (au plus tôt dans la zone P19). Celles-ci sont accompagnées d'une modification brutale et profonde de la paléogéographie dans l'ensemble du bassin. Il s'en suit un comblement rapide de la gouttière, alors soumise à une déformation continue. Elle développe des plis, éventails synsédimentaires et discordances, qui affectent les différents environnements deltaïques. Il semble à présent intéressant de rechercher l'enregistrement de ce paroxysme dans la dynamique des bassins nummulitiques voisins, contemporains de celui de Barrême.

- Bodelle (1971). *Les formations nummulitiques de l'Arc de Castellane*. Thèse d'état. Nice.
- Callec et Mercier (1996). Réunion spéc. ASF-SGF, Rennes, oct. 96, p. 13.

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n°27, 293 p.

L'EXTINCTION EN MASSE DU DEVONIEN SUPERIEUR: OSTRACODES, MATIERE ORGANIQUE ET ANOXIE

THE LATE DEVONIAN MASS EXTINCTION: OSTRACODS, ORGANIC MATTER AND ANOXIA

Jean-Georges CASIER, Françis LETHIERS & François BAUDIN

J.-G. C.: Département de Paléontologie, Institut royal des Sciences naturelles de Belgique, rue Vautier, 29, B-1000 Bruxelles, Belgique. E-mail: casier.pal@kbinirsnb.be. FRFC 2.4511.94 du FNRS.

F. L.: Université Paris 6, Département de Géologie Sédimentaire, Laboratoire de Micropaléontologie, T25-15, 4E, case 104, 4, place Jussieu, 75252 Paris Cedex 05. URA 1761 et GDR 88 du CNRS.

F.B.: Université Paris 6, Département de Géologie Sédimentaire, Laboratoire de Stratigraphie, case 117, 4, place Jussieu, 75252 Paris Cedex 05. URA 1761 du CNRS.

Abstract: *Sixty-eight ostracod species have been recognized (the benthonic one for the first time) close to the Frasnian/Famennian boundary in the Schmidt quarry (Kellerwald, Germany). The study of these ostracods shows that the oxygen content of the bottom waters during the deposition of the Upper Kellwasser horizon was highly unstable whereas this horizon is known to be anoxic. The last 5 cm of the Upper Kellwasser horizon solely has been deposited under anoxic conditions. The total organic carbon (TOC) content is related to the anoxia in the Schmidt quarry. However low TOC values are not obligatory the evidence of well oxygenated water conditions. The study of ostracods and of the TOC content close to the Frasnian/Famennian boundary in the La Serre trench C (Montagne Noire, France) confirm these results.*

L'extinction en masse du Dévonien Supérieur est l'une des cinq plus importantes du Phanérozoïque. L'étude du limitotype de Coumiac, en Montagne Noire, de la carrière Schmidt, dans le Kellerwald, et de la coupe du col de Devils Gate, au Nevada indique que plus de 75% des espèces d'Ostracodes ont disparu aux basses latitudes au cours de cette extinction.

L'extinction en masse du Dévonien Supérieur est souvent liée à l'événement Kellwasser (House, 1985) correspondant au dépôt de l'horizon Kellwasser Supérieur en Europe et en Afrique du Nord. Il s'agit d'une alternance de niveaux calcaires parfois argileux et de shales gris foncé ou noirs, riches en matière organique qui doit son nom à la vallée du Kellwasser, dans le Harz, où il a été décrit pour la première fois. Cet horizon se serait déposé pendant une période de stagnation des eaux marines responsable de conditions anoxiques comme l'attesterait l'absence de benthos, d'endofaune et de bioturbations (Buggisch, 1972).

L'étude des Ostracodes de la carrière Schmidt montre en fait que la teneur en oxygène dissous des eaux du fond à fortement varié au cours du dépôt de l'horizon Kellwasser Supérieur. Par moment celles-ci étaient suffisamment oxygénées et l'on observe un mélange d'Ostracodes appartenant aux écotypes de l'Eifel et à Myodocopida, par moment l'oxygénation était plus faible et seuls les Ostracodes de l'écotype à Myodocopida subsistent. En fait, seuls les 5 derniers centimètres de l'horizon Kellwasser Supérieur sont anoxiques et aucun Ostracode ne peut survivre. C'est à ce niveau que se situe l'extinction en masse du Dévonien Supérieur.

La teneur en carbone organique total (COT) déterminée par pyrolyse Rock-Eval puis avec un analyseur LECO, rend bien compte de l'anoxie du fond marin dans la carrière Schmidt. Mais cette relation n'est valable que dans certaines limites puisque qu'une très faible teneur en COT ne rend pas nécessairement compte d'un ancien fond bien oxygéné. L'étude des Ostracodes et de la teneur en carbone organique total au niveau de la limite des étages Frasnien et Famennien dans la tranchée C de La Serre, en Montagne Noire, conduit aux mêmes résultats.

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n° 27, 293 p.

VARIABILITÉ DU CLIMAT TROPICAL À L'HOLOCÈNE : ENREGISTREMENTS SR/CA ET U/CA DANS LES CORAUX DE NOUVELLE-CALÉDONIE, DE TAHITI ET DES SEYCHELLES (INDO-PACIFIQUE)

TROPICAL CLIMATE VARIABILITY IN THE HOLOCENE TIMES : SR/CA AND U/CA CORAL RECORDS FROM NEW-CALEDONIA, TAHITI AND SEYCHELLES (PACIFIC AND INDIAN OCEAN).

Christine CASTELLARO [1], Anne RIBAUD-LAURENTI [1], Karine CLAVERIE [2], Guy CABIOCH [3], Bruno HAMELIN [2], Édouard BARD [2], Lucien MONTAGGIONI [1], Jacques RÉCY [4]

1 UPRESA 6019-CNRS, Récifs et Plates-formes carbonatées, Université de Provence, Marseille, France.
2 CNRS, CEREGE, Université d'Aix-Marseille III, Aix en Provence, France.
3 ORSTOM-TOA, UMR-CNRS-ORSTOM, Nouméa, Nouvelle-Calédonie.
4 ORSTOM-TOA, UMR-CNRS-ORSTOM (EP125), Villefranche-sur-Mer, France.

Des analyses de haute précision des rapports Sr/Ca et U/Ca ont été réalisées sur des coraux massifs du genre *Porites* prélevés dans des récifs holocènes forés en Nouvelle-Calédonie, à Tahiti et aux Seychelles. Les enregistrements Sr/Ca couvrent des périodes de 3 à 4 ans et sont corréles avec la température des eaux de surface.

Les *Porites* holocènes de Nouvelle-Calédonie donnent un âge 14C de 5 930 ± 110 et de 5 690 ± 90 ans B.P.
En utilisant les calibrations réalisées sur des *Porites* actuels, les valeurs moyennes des rapports Sr/Ca indiquent que la température annuelle moyenne se trouve aux environ de 21 °C à 5 690 ans B.P. ce qui corespond à 2 à 2,5°C de moins que les données exrimées par les *Porites* actuels. A 5 930 ans B.P., la moyenne annuelle des valeurs Sr/Ca indique des températures similaires à l'actuel (23,5°C). De façon similaire, les amplitudes des cycles saisonniers ne présentent pas de différence significative ; pour cette partie de l'Holocène, la variabilité saisonnière semble avoir été similaire à l'actuelle (4-5°C).
Les températures dérivées du rapport U/Ca sont systématiquement plus basses de 3 à 4 °C que celles dérivées du rapport Sr/Ca. Cette différence pourrait être attribuée à la diagenèse précoce qui affecterait le squelette aragonitique des coraux.

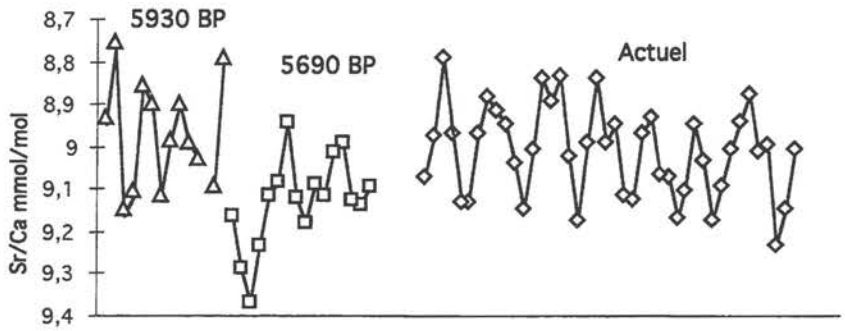
Aux Seychelles, le *Porites* analysé est daté de 7 580 BP par la méthode U-Th. En utilisant la calibration de Beck *et al* (1992), la valeur moyenne annuelle est de 26°C ce qui correspond à un refroidissement de 3,5°C par rapport à l'actuel. Bien que la saisonalité ne soit pas bien exprimée sur cet enregistrement, on remarque que les amplitudes sont plus importantes que pour l'enregistrement actuel (7,2 °C à 7 580 ans BP et 4,8°C pour l'actuel).

À Tahiti , la colonie de *Porites* étudiée est datée de 12 710 ± 50 ans par la méthode U-Th (Bard *et al.*, 1996). En utilisant la calibration de Beck *et al* (1992), les valeurs moyennes des rapports Sr/Ca indiquent que les températures étaient de 23 °C (i. e. 4°C de moins que l'actuel). L'amplitude du signal saisonnier est comparable à l'actuel, même si le signal saisonnier n'apparait pas clairement.

Les résultats obtenus sur ces 3 sites sont compatibles avec l'idée que pendant l'Holocène récent, la température des eaux de surface de l'océan Pacifique central et de l'océan Indien était plus froide de plusieurs degrés que l'actuel. Ces données sont cohérentes avec les données issues de coraux du dernier stade glaciaire de l'océan Pacifique ouest (Thudope *et al.*, 1995 ; Beck *et al.*, 1997).

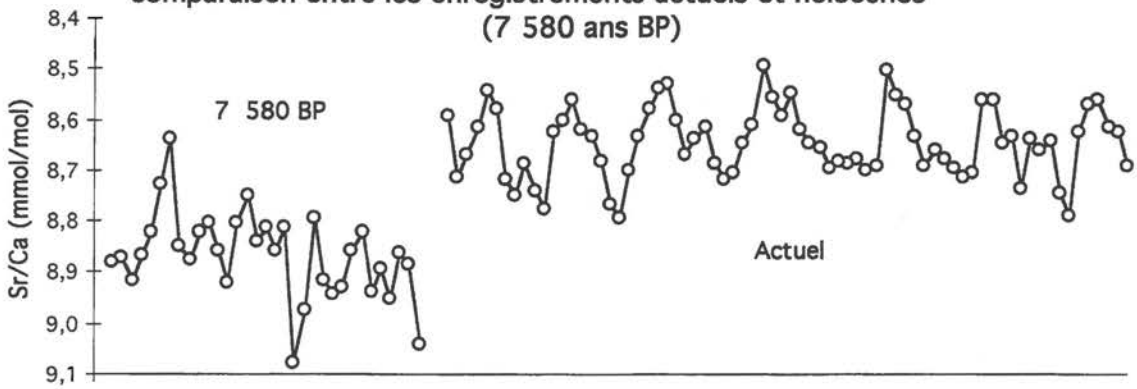
Nouvelle-Calédonie

comparaison entre les enregistrements actuels et holocènes
(5 690 , 5 930 ans BP)



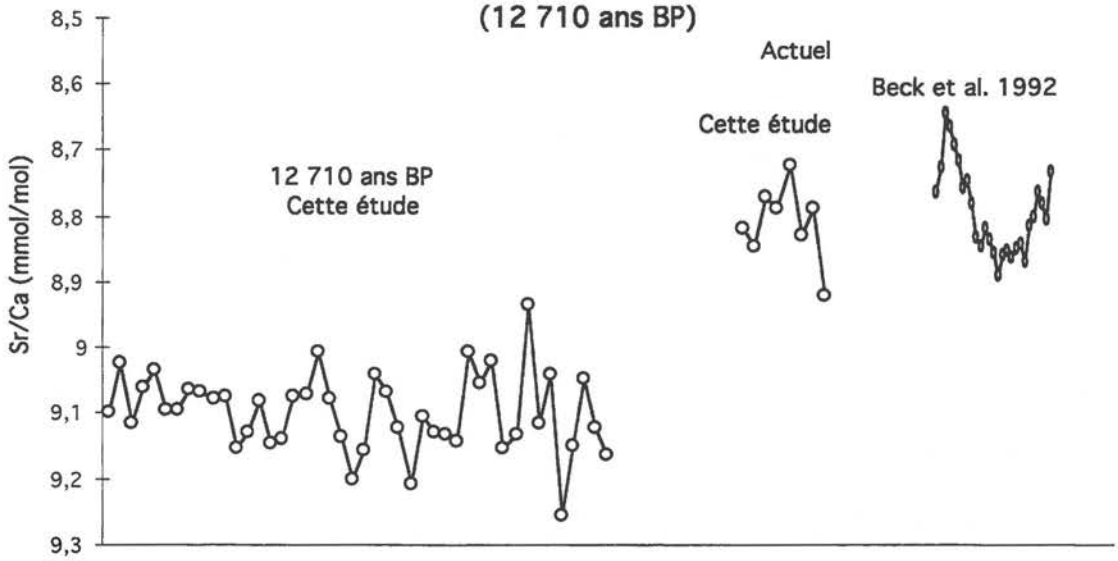
Seychelles

comparaison entre les enregistrements actuels et holocènes
(7 580 ans BP)



Tahiti

comparaison entre les enregistrements actuels et holocènes
(12 710 ans BP)



6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n° 27, 293 p.

HOMOGENITES DU LAC DU BOURGET : INDICES DE PALEOSEISMICITE POUR LE QUATERNAIRE RECENT DES ALPES

LAKE LE BOURGET HOMOGENITES : ALPINE LATE QUATERNARY PALEOSISMICITY EVIDENCES

Emmanuel CHAPRON*, Christian BECK**,
Jean-François DECONINCK*, Marc DE BATIST***,
Walter WILDI**** et Marc DESMET**

(*)Université de Lille 1, Laboratoire de Sédimentologie et Géodynamique, URA CNRS 719, F-59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.
(**)Université de Savoie, Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines, UPRES-A CNRS 5025, F-73376 Le Bourget du Lac Cedex.
(***)Université de Gand, Renard Center of Marine Geology, 281 S8 Krigslaan, B-9000 Gand, Belgique.
(****)Université de Genève, Institut F.A. Forel, 10 route de Suisse, CH-1290 Versoix, Suisse.

Le lac du Bourget (231 m d'altitude, 18 km de long, 2 à 3 km de large et 145 m de fond maximum) d'origine glaciaire, est situé dans une région tectoniquement active, à la terminaison sud du Bassin Molassique tertiaire et au contact entre le Jura méridional et les Massifs subalpins. Le remplissage sédimentaire du lac étudié par sismique réflexion à haute résolution, sonar à balayage latéral et carrotages courts, présente d'importantes déstructurations. La plus remarquable l'Unité Déstructurée de Hautecombe, a affectée l'ensemble des fonds du lac au tardi-glaciaire. L'analyse détaillée des différents faciès sismiques de ce glissement gravitaire polyphasé, souligne l'importance des phénomènes de liquéfaction et le rôle de l'oscillation de la tranche d'eau contemporaine du glissement (onde de seiche). Au front de ce glissement une homogénite caractérisée par un faciès acoustique transparant de plus de 2 m d'épaisseur déposée dans le centre du bassin, marque la fin de cet événement brutal (Chapron *et al*, 1996). Le dépôt d'homogénite selon Kasten and Cita (1981) correspond à un dépôt de courant de turbidité relativement épais, induit par tsunami et localisé en fond de bassin. Siegenthaler *et al* (1987), ont reconnu son homologue lacustre - le dépôt de seiche - recouvrant des glissements induis par des séismes, dans les différents bassins du lac Lucerne.

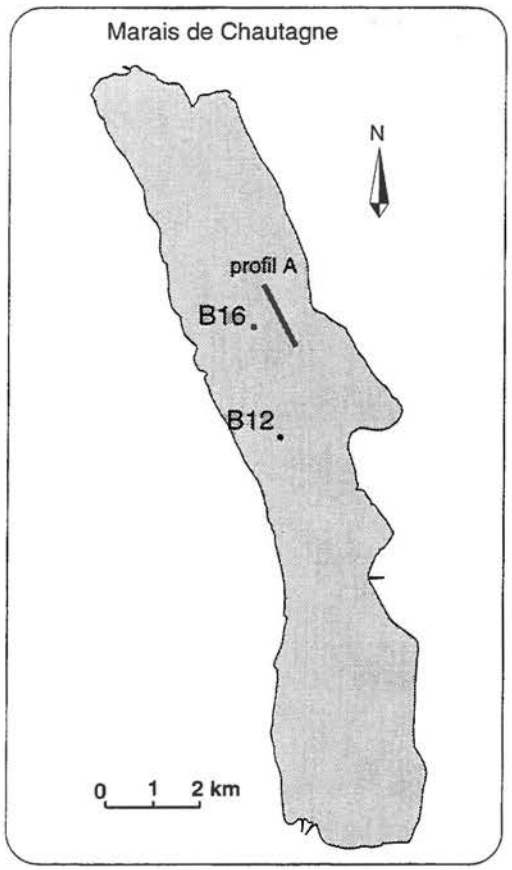
Le drapé Holocène (15 m environ) constitué de matériel biogène décanté, recouvrant cette Unité Déstructurée de Hautecombe, est également perturbé. La cartographie sonar des environnements sédimentaires actuels du lac, met ainsi en évidence un grand nombre de glissements et une loupe d'arrachement hectométrique sur les flancs du lac, des tassements différentiels dans le fond du bassin (ressauts rectilignes hectométriques) et des expulsions de fluides à l'aplomb du paléo-fan du Rhône (cratères concentriques décamétriques, volcans de sables métriques).

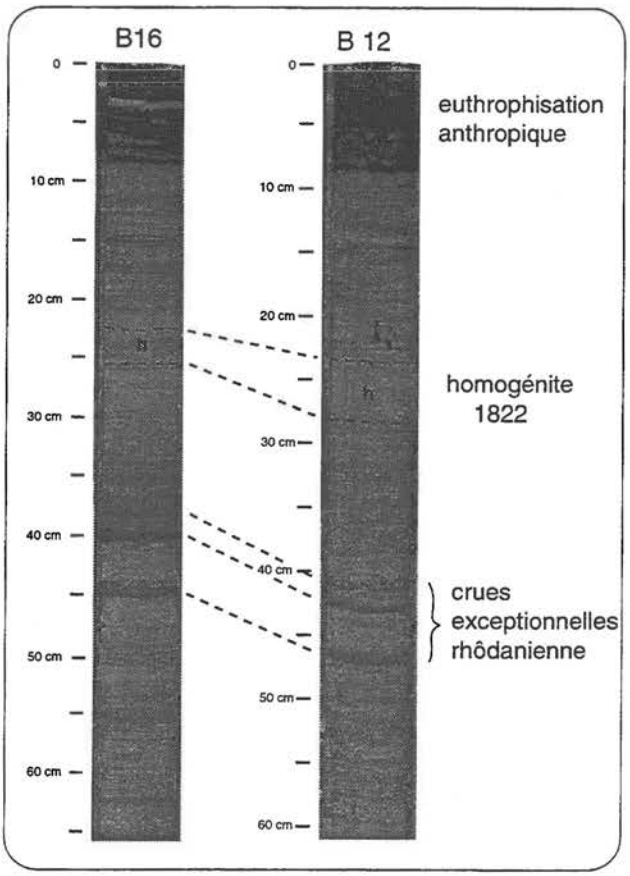
D'autre part, le prélèvement de carottages courts (type Benthos) sur l'ensemble du lac, a permi de reconnaître en différents points du bassin le dépôt d'une homogénite historique. Ce dépôt gris clair pouvant atteindre plus de 15 cm, se caractérise à la base par de fines passées sablo-silteuses à granoclassement positif, surmontées d'un dépôt homogène silto-argileux. Une étude des caractéristiques physiques des sédiments (microgranulométrie, cohésion non drainée, teneur en eau et carbonates) apporte des précisions sur les mécanismes de dépôt.

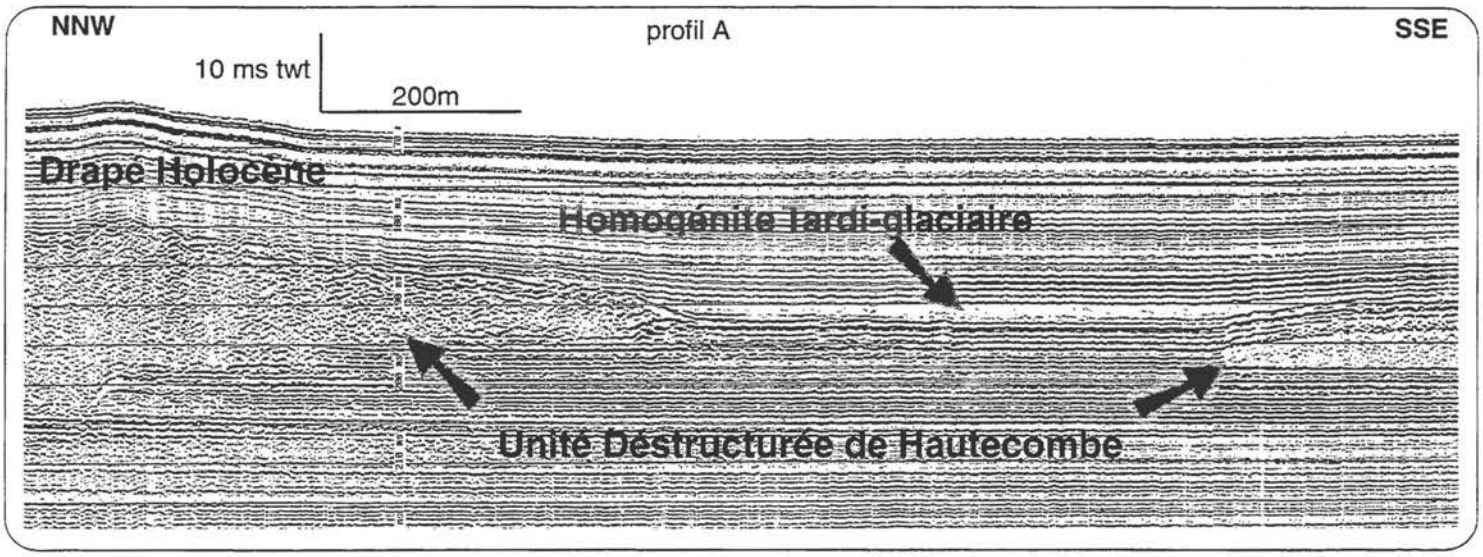
Cette homogénite peut être correlée au plus important séisme historique de la région : le séisme du 19 Février 1822, d'intensité MSK 7-8 (soit une magnitude éstimée de 5,5 à 6) dont l'épicentre était localisé sous le marais de Chautagne formant la limite nord du lac du Bourget. Ce séisme bien documenté, a subitement et violemment agité le lac : ces eaux se sont élévées sur les rivages de plusieurs pieds (soit de l'ordre du mètre) et bouillonnaient à sa surface.

Cette description historique d'effet de seiche, et de dégazage liée à un séisme étant unique pour le lac du Bourget, nous proposons d'interpréter l'homogénite et les figures d'expulsions de fluides (cratères concentriques et volcans de sables) à cet événement de 1822. Cela correspond à un taux de sédimentation moyen claculé de 1,3 mm /an.

Par analogie, le volume de matériel glissé et homogénisé devant être plus ou moins lié à la magnitude du séisme ainsi qu'à sa distance à l'épicentre, nous interprétons l'Unité Déstructurée de Hautecombe comme étant également liée à un séisme tardi-glaciaire proche du lac de magnitude comparable.







E.Chapron, P. Van Rensbergen, C. Beck, M. DeBatist and A. Paillet (1996) : Lacustrine sedimentary records of Brutal events in Lake le Bourget. *Quaternaire*, 7, (2-3), p.155-168.

C. Siegenthaler, W. Finger, K. Kelts and S. Wang (1987) : Earthquake and seiche deposits in Lake Lucerne, Switzerland. *Eclogae geol. Helv.*, vol. 80, p. 241-260.

K. Kastens and M. Cita (1981) : Tsunami-induced sediment transport in the abyssal Mediterranean Sea. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 92, p. 845-857.

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n° 27, 293 p.

POSTER

ENREGISTREMENT SEDIMENTAIRE LACUSTRE TARDI-GLACIAIRE AU CONTACT ALPES-JURA (LE BOURGET, LEMAN): CONTROLE CLIMATIQUE ET PERTURBATIONS SISMO-TECTONIQUES

POSTGLACIAL LACUSTRINE SEDIMENTARY RECORDS AT JURA-ALPS BORDERS : CLIMATIC CONTROL AND SEISMO-TECTONIC DISTURBANCES

Emmanuel CHAPRON*, Pieter VAN RENSBERGEN***, Christian BECK**, Marc DEBATIST***, Walter WILDI****, André PUGIN****, Stéphanie GIRARDCLOS**** et Jean-François DECONINCK*

(*)Université de Lille 1, Laboratoire de Sédimentologie et Géodynamique, URA CNRS 719, F-59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.
(**)Université de Savoie, Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines, UPRES-A CNRS 5025, F-73376 Le Bourget du Lac Cedex.
(***)Université de Gand, Renard Center of Marine Geology, 281 S8 Krigslaan, B-9000 Gand, Belgique.
(****)Université de Genève, Institut F.A. Forel, 10 route de Suisse, CH-1290 Versoix, Suisse.
Projet FNRS n°2000-042108.94/1

Le Lac du Bourget (231 m d'altitude, 18 km de long, 2 à 3 km de large et 145 m de fond maximum) et le Léman (373 m d'altitude, 70 km de long, 5 à 15 km de large et 300 m de fond maximum) sont d'origine glaciaire, surcreusés dans le Bassin Molassique tertiaire et au contact entre le Jura méridional et les Alpes Occidentales. En 1993 et 1996 deux campagnes de sismique réflexion à haute résolution ont permis d'obtenir des images précises du remplissage sédimentaire de ces lacs. Les séries sédimentaires reflètent clairement l'évolution des environnements de dépôts liés aux changements climatiques, depuis la dernière déglaciation.

Le retrait vers le sud d'une branche du glacier de l'Isère à progressivement libéré l'étroit bassin du Bourget surcreusé jusqu'à plus de 390 m en dessous du niveau actuel du lac (soit l'altitude -156 m), où se sont accumulés près de 240 m de sédiments tardi-glaciaires à actuels.

Un premier retrait vers le nord du glacier du Rhône, depuis sa position frontale à Lyon, jusqu'au sud du bassin lémanique, à progressivement libéré le nord du paléo-lac du Bourget dont le Rhône est devenu le principal affluent.

La déglaciation du bassin lémanique se caractérise par une succession rapide de stades de retrait du glacier du Rhône vers l'Est, dans des conditions lacustres : elles sont bien documentées dans la région de Genève, dans le remplissage sédimentaire du Petit-Lac et à la transition Petit-Lac-grand lac. Dans le petit lac, le surcreusement glaciaire atteint 330 m sous le niveau du lac actuel (soit l'altitude 45 m) où se sont accumulés 255 m de sédiments. Dans le Grand-Lac ce surcreusement est dissymétrique et maximal le long de la rive sud (au front des nappes du Chablais): il atteint 540 m au large de Thonon (soit l'altitude -170 m) où se sont déposés 230 m de sédiments, et apparaît à 700 m (soit l'altitude -300 m) sous 450 m de sédiments au niveau du fan du Rhône.

Dans ces deux lacs, une succession de dépôts glaciaires, sous-glaciaires, postglaciaires et interglaciaires apparaît principalement contrôlée par la morphologie du bassin, l'évolution du régime de ses affluents et l'installation d'une stratification thermique des eaux du lac.

Ainsi le remplissage du lac du Bourget situé en périphérie des grandes vallées glaciaires, se caractérise par une très épaisse série lacustre se stratifiant de plus en plus finement vers le sommet. A la base, ces dépôts lacustres correspondent à un système de comblement axial de fond de bassin par courants hyperpycnaux alimentant un fan - la forte charge sédimentaire des affluents provenant des eaux de fontes de la déglaciation des environnements glaciaire amont. Le passage des affluents à un régime alluvial limité au bassin versant hydrographique *ss*, ainsi que l'établissement d'une stratification thermique des eaux du lac, induit un système de comblement par progradation

deltaïque centripète alimenté par courant hypo- et hyperpicnaux. Enfin le régime interglaciaire s'installe, caractérisé par un drapé dominé par une décantation de matériel biogène.

Le remplissage du Léman situé au coeur d'une grande vallée glaciaire, se présente d'importants dépôts graveleux sous-glaciaires et une épaisse série glaciolacustre peu stratifiée, alimentée par torrent sous-glaciaire. Ces corps sédimentaires soulignent les différents stades de retrait du glacier du Rhône. La sédimentation lacustre dans le grand lac, est concentrée sur le fan du Rhône (toujours actif aujourd'hui), le delta de la Dranse, et s'affine très fortement latéralement. Dans le petit lac, la sédimentation lacustre peu épaisse (0-10 m), se caractérise par une décantation de matériel biogène, la progradation de petits systèmes deltaïques et l'influences d'un hydrodynamisme significatif (tempêtes, ondes internes).

Dans ces deux bassins, certaines perturbations du remplissage sédimentaire apparaissent liées à l'activité sismo-tectonique d'accidents décrochants Jurassien NE-SW, se prolongeant dans le bassin molassique. Différents types de perturbations peuvent être observées par sismique réflexion, sonar à balayage latéral, carottage court ou à l'affleurement, selon le mode de dépôt et la nature des sédiments.

Dans la prolongation de la faille du Col du Chat, les sédiments glaciolacustres du lac du Bourget présentent de la déformation progressive, alors que les sédiments lacustres pre-Holocène sont affectés par des remaniements gravitaires. Au nord du lac du Bourget, le paléo-fan lacustre du Rhône est affecté de failles listriques dans sa partie amont, caractérisée par un système de chenaux-levées emboîtés et contrôlé par l'accident de Culoz. A la fin du Postglaciaire, la partie distale du fan est affectée par un important remaniement gravitaire polyphasé (l'Unité Déstructurée de Hautecombe) ayant induit la liquéfaction des sédiments de fonds de lac et le dépôt d'une homogénéité (dépôt de seiche) de plus de 2 m. A l'aplomb de ces perturbations, les dépôts actuels du lac du Bourget sont affectés par des loupes d'arrachements, des slumps, des tassements différentiels (ressauts rectilignes) et des expulsions de fluides (cratères concentriques et volcans de sables). Le plus important séisme historique régional (1822; magnitude 6) localisé proche du lac du Bourget serait à l'origine d'une homogénéité située à 20 cm sous l'interface eau-sédiment.

Le remplissage du Léman apparaît beaucoup moins perturbé. Cependant au SW du bassin lémanique, dans la prolongation de l'accident de Morez, un affleurement de dépôts glaciolacustres est recoupé par un filon clastique synsédimentaire. Dans le Petit-Lac, quelques remaniements gravitaires affectent les dépôts postglaciaires, et une faille de tassement décalerait les dépôts actuels au large de Versoix. Dans le grand lac, quelques remaniements gravitaires postglaciaires ont été mis en évidence le long du versant suisse, sur le delta de la Dranse et dans le fan du Rhône. Par ailleurs, la carte des isochrones du toit de la molasse met en évidence un important sillon dissymétrique, d'orientation E-W au large d'Evian pouvant être pour l'essentiel d'origine tectonique. Cette structure déjà décrite par Meybeck *et al* en 1969, pourrait correspondre au passage en flexure d'un accident cassant E-W se prolongeant vers l'Est au front des nappes du Chablais où la molasse affleure. Cet accident appartiendrait au grand réseau de failles d'âge Oligocène affectant le substratum cristallin du Jura et des Alpes, et serait à l'origine d'une anomalie gravimétrique de 25 milligals.

M. Meybeck, P. Hubert, P. Olive et E. Siwertz (1969) : Nouvelles données, obtenues par sismique continue, sur la structure de la cuvette Lémanique. *Centre de Recherches Géodynamiques de Thonon*, Vol.7 , p. 11.

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n° 27, 293 p.

POSTER

PEDOGENESE ET KARSTIFICATIONS DANS LE BATHONIEN DES GRANDS CAUSSES (FRANCE), IMPLICATIONS STRATIGRAPHIQUES.

PEDOGENETIC AND KARSTIC FEATURES IN THE BATHONIAN DEPOSITIONAL SEQUENCES FROM THE GRANDS CAUSSES AREA (FRANCE), STRATIGRAPHIC IMPLICATIONS.

Pierre CHARCOSSET*, Pierre-Jean COMBES**, Bernard PEYBERNES*, Richard CISZAK* et Michel LOPEZ***

* Laboratoire de Stratigraphie séquentielle et Micropaléontologie, URA CNRS 1405, Université de Toulouse III, 39 Allées Jules Guesde 31062 Toulouse Cedex, France.

** Géologie des gîtes minéraux, Université de Montpellier II, URA CNRS 1405, Place Eugène Bataillon 34095 Montpellier Cedex 5, France.

*** Sédimentologie et Géodynamique, URA CNRS 719, Université de Lille I 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex et Elf ep, avenue Larribau 64018 Pau Cedex, France.

L'étude de plusieurs coupes du Bathonien (Formations des « Calcaires à stipites » et des « Dolomies II »), situées dans les Grands Causses (Aveyron, Lozère, Gard et Hérault) révèle l'existence de surfaces d'émersion matérialisées par des paléosols, des exokarsts et des endokarsts.

Les **paléosols** sont marqués par des traces d'altération correspondant à de simples croûtes ferrugineuses souvent recouvertes d'argiles rouges (D1 à La Cavalerie et Montméjean) et par des indices plus évolués tels des horizons à racines (D2 aux Vignes).

Les **surfaces exokarstiques** sont représentées par des **niveaux de nodulisation** ou par des **paléolapiaz**. Le premier phénomène se caractérise par des intervalles noduleux, plus ou moins épais, venant au-dessus d'un banc non-altéré (D4 à Aurières et Saint-Pierre). Les nodules calcaires, oxydés et durcis, sont enrobés dans les argiles sus-jacentes. La nodulisation et la bréchification qui augmente vers le haut serait le résultat d'une dissolution par soutirage karstique dans une roche préfragmentée dans sa masse. Les paléolapiaz, quant à eux, correspondent à des cavités anastomosées, centimétriques à métriques, qui affectent la partie supérieure des bancs. De nombreux exemples de paléolapiaz visibles dans la série bathonienne présentent des expressions variées : il s'agit le plus souvent de surfaces irrégulières présentant une oxydation et une légère bréchification et jalonnées de dépressions d'ampleur variable (10 cm à 1 m). Le remplissage des cavités peut apparaître polyphasé, l'ensemble épousant la forme de la dépression (D3 aux Vignes et à Millau et D5 au Cirque du Bout du Monde).

Les **endokarsts**, beaucoup plus rares, se développent au sommet des « Calcaires à stipites » où ils se marquent par une bréchification plus forte des bancs et surtout l'effondrement de ces derniers au-dessus d'énormes cavités d'amplitude hectométrique visibles dans la falaise du Cirque du Bout du Monde. Ces cavités sont en relation avec des paléokarsts de surface et se localisent vraisemblablement sur des zones faillées favorisant ainsi la circulation des fluides donc la dissolution de ces zones.

La plupart de ces discontinuités correspondent à des maximums de régression encadrant les quatres séquences de dépôt de 3ème ordre (**Bt 1** à **Bt 4**) (Charcosset *et al.*, 1996). On remarque (figure) que les karstifications se sont produites dans le « Graben des Grands Causses » et probablement sur le « Seuil Cévenol » pendant le dépôt de Bt 1 et Bt 2 (Dx : amalgame de D1, D2 et D3), et sur le Seuil uniquement pendant celui de Bt 3 et Bt 4 (D4 à D6). La tendance transgressive des séquences Bt 3 et Bt 4 et des « Dolomies II » sus-jacentes, qui viennent reposer sur divers termes anté-bathoniens (Gottis, 1957; Le Guen, 1989), se traduit par :

1) la disparition des phases d'émersion prolongée situées en limite de séquence dans le « Graben des Grands Causses » ;
2) le dépôt de Bt 3, Bt 4 et des « Dolomies II » sur le « Seuil cévenol » qui était resté émergé (accommodation insuffisante) durant celui de Bt 1 et Bt 2 (Bathonien moyen).

Dans la partie septentrionale du « Seuil cévenol » (Dôme de Gorniès, bordure du Horst de Saint-Bresson), la karstification affecte également la partie supérieure des "Dolomies II" du Bathonien supérieur - Callovien(?) recouvertes par les dolomies de l'Oxfordien moyen (Le Guen, 1989). Ceci traduit la persistance après le Bathonien et avant l'Oxfordien moyen de zones émergées toujours soumises à la karstification, sous l'effet de constants réajustements tectoniques.

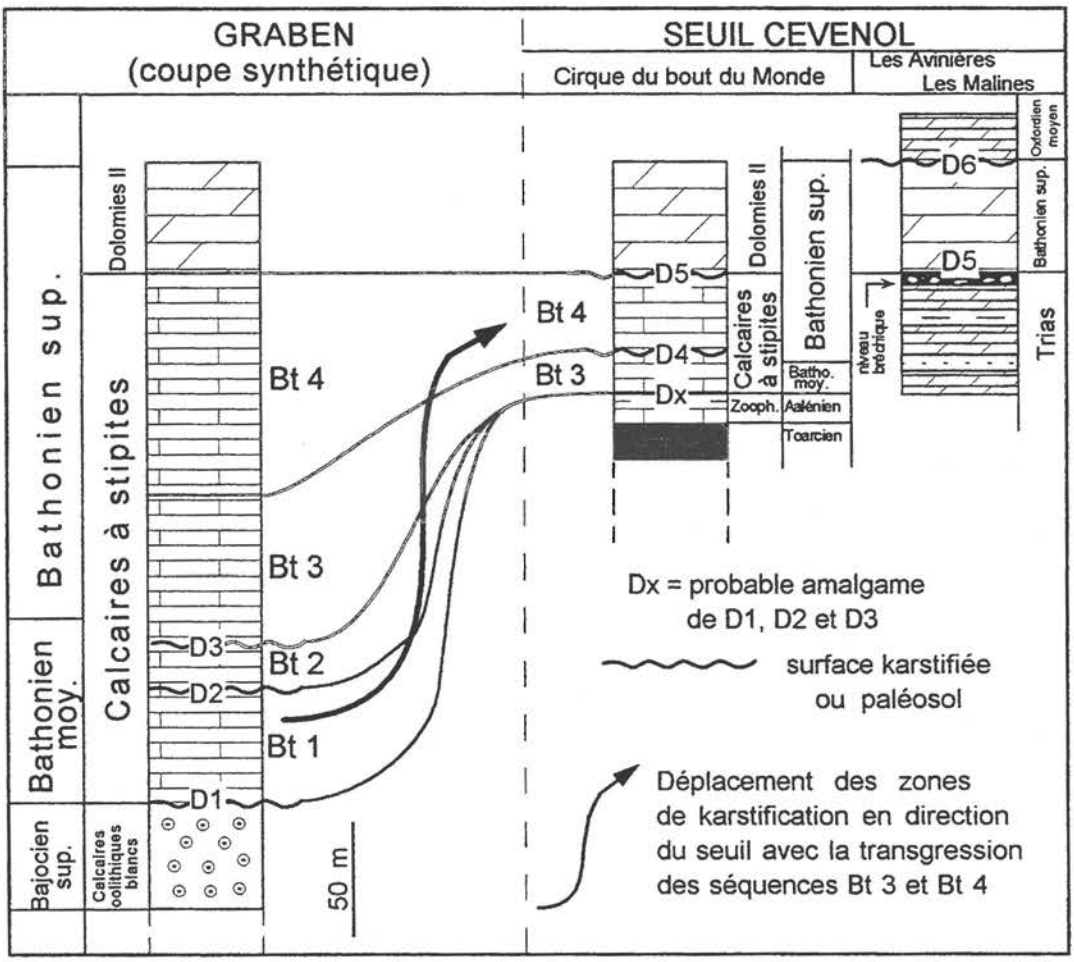


figure : transect simplifié montrant la localisation des paléokarsts : dans le Graben et probablement sur le Seuil pendant le Bathonien moyen et, seulement sur le Seuil pendant le Bathonien supérieur.

CHARCOSSET P., CISZAK R., PEYBERNÈS B. ET GARCIA J.-P. (1996). - Modalités séquentielles de la transgression bathonienne sur le "Seuil cévenol" (Grands Causses). - *C. R. Acad. Sci. Paris*, **323**, série IIa, 419-426.

GOTTIS M. (1957). - Contribution à la connaissance géologique du Bas-Languedoc. - Thèse Univ. Montpellier, 577p.

LE GUEN M. (1989). - Les minéralisations Pb-Zn du Bathonien dans la région des Malines (Gard) : cadre géodynamique, caractérisation isotopique (Pb) et implications génétiques, Thèse 3ème cycle, Univ. Montpellier, 171 p.

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n°27, 293 p.

SEDIMENTOLOGIE ET GEODYNAMIQUE DES RIAS PLIOCENES DE LA MARGE LIGURE (ITALIE)

SEDIMENTOLOGY AND GEODYNAMIC OF LIGURIAN MARGIN PLIOCENE RIAS

Georges CLAUZON* & Jean-Loup RUBINO**

*URA 903-Université de Provence,29 Av. Robert Schuman, 13621 Aix en Provence, France
**TOTAL, Tout Total, 24 cours Michelet,92069 Paris la Défense Cedex 47, France

Pliocene rias, located along the Ligurian margin (North Italy) are not real sedimentary basins because their origin preceeds their flooding which occurs at the base of the Zanclean. They are related to the messinian fluvial overincision. As all the pliocene depositional sytems, located close to a mountainous hinterland, they are filled by large scale Gilbert type fan deltas. The architecture of these deltas, as well as geomorphic features, allows to quantify the amount of Quaternary uplift.

A la différence de la Ria Pliocène du Var qui, au moins partiellement, succédait à un bassin miocène, les rias pliocènes de Ligurie (Italie septentrionale), respectivement d'ouest en est : celles de Vintimille, de San Remo, de Taggia, et d'Albenga, sont uniquement liées à l'ampleur du creusement messinien qui a précédé leur submersion à la base du Pliocène. Le niveau de stabilité de ce dernier était d'ailleurs nettement supérieur à celui d'avant la crise de salinité. Ceci signifie que durant le Miocène, période au cours de laquelle se sont formés les reliefs, cette zone était émergée et que l'on ne peut pas appliquer le terme de bassins à ces rias pliocènes, dans la mesure où le rôle de la subsidence y est pratiquement nul ; il n'est même pas totalement exclu qu'une surrection modérée affecte la marge dès le début du Pliocène, accélérant la progradation.
La proximité entre un arrière-pays montagneux, au relief vigoureux (unités du Flysch et unités briançonnaises), et des bras de mers étroits et profonds pénétrant ces reliefs, fournissent les conditions propices au développement des Gilbert deltas, dès la base du Pliocène. En plus des relations géométriques entre le Pliocène et tous les terrains antérieurs, l'origine fluviatile des canyons est supportée par l'étroite similitude qui existe entre les différentes branches des rias et le drainage fluviatile actuel. Ceci tend à prouver que les bassins versants ont peu évolué depuis le Pliocène.

Le comblement de la ria de Vintimille est diachrone et couvre tout le Pliocène. Il résulte de la coalescence de différents appareils deltaïques. Le Gilbert delta de Vintimille est associé à la Roya et à la Bevera ; c'est un des appareils le plus spectaculaire, avec des foresets conglomératiques et sableux géants de plus de 500m de haut. Ces foresets sont affectés par des incisions multiples de petites tailles et des slumps rétrogressifs. Les topsets ne sont pas préservés par suite de l'érosion associée à la surrection quaternaire qui, pratiquement au droit du littoral, dépasse-les 500m. On a toutefois la certitude qu'ils ont existé car les incisions quaternaires sont décalées par épigénie d'aggradation, par rapport aux apex des différentes branches de la ria, donc par rapport aux talwegs des vallées messiniennes. Ce phénomène d'épigénie d'aggradation qui affecte toutes les rias de cette partie de la bordure méditerranéenne, se fait dans le cas de Vintimille de façon rétrogressive.

Le Gilbert delta associé à la Ria de San Remo est de très petite taille, ceci va de pair avec l'existence d'un bassin versant restreint, toutefois son extension dans le proche offshore est inconnue ; enfin les conditions d'affleurement urbaines sont peu propices à une étude de détail. Néanmoins la ville est adossée aux foresets conglomératiques ;

Dans le cas du Gilbert delta de Taggia, de dimension intermédiaire entre celui de Vintimille et celui de San Remo, on observe là encore, des foresets conglomératiques, mais ce sont surtout les bottomsets argileux qui sont le mieux exposés par suite de l'érosion quaternaire. Le contact foresets bottomsets correspond souvent à des cicatrices d'arrachement scellées par des slumps rétrogressifs. Comme cette ria est relativement courte, elle est comblée dès le Pliocène inférieur.

La ria d'Albenga est la plus longue des rias étudiées (15Km). D'orientation E-W, elle a la particularité d'être sub-parallèle à la direction régionale du littoral. Elle est constituée de quatre branches majeures associées aux quatre rivières principales. Ces rivières drainent un arrière pays appartenant à des unités

structurales de lithologies très différentes. Ces différences lithologiques se retrouvent dans le matériel transportés par les Gilbert deltas et permettent, en plus des indications de paléocourants, de différencier les apports axiaux, des apports latéraux (en particulier, dans le secteur de Cenesi, situé sur la bordure Nord du système axial). Dans ce secteur on peut observer en détail : d'une part, le Gilbert delta latéral constitué de matériel bréchique (brèche de Cisano) et d'autre part, le système axial constitué de foresets conglomératiques. Les conditions d'affleurements sont telles que l'on observe le passage foresets/bottomsets ainsi que des chenaux turbiditiques liés au système latéral, interstratifiés dans les bottomsets du système axial.
Le système axial qui est particulièrement développé, correspond aux argiles d'Ortovero et aux conglomérats de Monte-Villa. A l'extrême amont, on peut observer en détail les modalités du passage de faciès entre les foresets conglomératiques et les bottomsets argileux. Ce passage s'effectue par interdigitation des faciès sur une distance très courte, en relation avec les processus de mise en place gravitaire des conglomérats.
Ces processus de dépôts peuvent d'ailleurs être étudiés en détail puisque les foresets axiaux sont recoupés longitudinalement sur plus de 3km. On trouve, selon la granulométrie du matériel et le rapport galets/sables/argiles, soit des debris flows, soit des courants de turbidité de différentes densité. Les figures tractives en sommet de séquence sont exceptionnelles, tandis que les imbrications de galets sont communes et l'on observe, à la base de certaines séquences, des granoclassements inverses.
Dans la branche Nord de Cisano qui est associé au rio Neva, l'étroitesse du canyon messinien (<400m) est telle, que l'on observe la juxtaposition latérale des foresets contre la paroi du canyon. Par ailleurs, dans ce secteur l'incision quaternaire dégage le talweg messinien qui réapparait ainsi localement dans le lit de la rivière. Dans la branche méridionale de Garlanda, c'est le flanc Nord du canyon qui est exposé ; on observe les irrégularités topographiques du fond de la ria pliocène qui est entaillée dans le flysch et dessine des ressauts plurimétriques sur lesquels des blocs résiduels (silex) sont encroûtés, perforés et glauconitisés avant d'être recouvert en downlap par les marnes de la base du Pliocène. Hormis les argiles rouges profondes de la zone à *Sphaeroidinellopsis sp.,* c'est un des plus spectaculaire niveau de condensation connu à la base du Pliocène méditerranéen.
Ainsi la marge du bassin Ligure présente les mêmes caractéristiques que le reste de la Méditerranée occidentale tant pendant le creusement messinien qu'à l'issue de la transgression Pliocène : à savoir le creusement de profonds canyons fluviatiles suivi, après leur submersion, de la progradation de Gilbert deltas géants quand l'arrière pays est montagneux. Les récents profils sismiques, sur la marge ligure, montrent d'ailleurs le prolongement offshore des incisions reconnues sur le continent.
Pour conclure et bien que les topsets des Gilbert deltas ne soit pas préservés on peut en déduire une valeur minimale de la surrection de cette zone onshore depuis le Pliocène, dont le niveau marin était supérieur de 30m à 70m par rapport à l'actuel, dans la mesure où les foresets tronqués dépassent presque systématiquement ces altitudes dans les rias. La surrection qui est d'ailleurs essentiellement quaternaire peut même largement dépasser les 500m ; Ces valeurs, déjà élevées, restent en deçà des valeurs calculées, du coté français, dans l'Arc de Nice, Clauzon et Rubino (1996).
Référence :- Clauzon et Rubino (1996). Réunion A.S.F.-S.G.F., Résumé, p.14-15.

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n° 27, 293 p.

QUANTIFICATION DES VITESSES DE DÉFORMATION DANS LE N.E. DE LA FRANCE AU QUATERNAIRE APPORT DES TERRASSES FLUVIATILES ÉTAGÉES

QUANTIFICATION OF DEFORMATION RATES IN THE NE OF FRANCE DURING THE QUATERNARY FROM THE RECORD OF THE ALLUVIAL TERRACES

Isabelle COJAN*, G. CLAUZON**,
et Groupe GÉOPROSPECTIVE* et ***

* Ecole des Mines de Paris, CGES-Sédimentologie, 35 rue St Honoré, 77305 Fontainebleau Cedex
** Université Aix-Marseille II, Inst. de Géographie, 29 Av. Schuman, 13261 Aix-en-Provence Cedex
*** ANDRA, Parc de la Croix Blanche, 1/7 rue Jean Monet, 92298 Châtenay-Malabry Cedex

Un essai de quantification des déformations qui affectent le N.-E. de la France, sur une période couvrant les 3 derniers millions d'années, est proposé à partir des enregistrements fournis par les systèmes de terrasses étagées des différents cours d'eau qui jalonnent cette région.

Les nombreuses études sur les cours d'eau de ce secteur montrent que, dans leur grande majorité, ces terrasses se sont construites pendant les cycles glaciaires, sous des conditions périglaciaires. Cependant, l'étagement des terrasses, soit la différence d'altitude entre deux nappes alluviales successives ne constitue pas une estimation directe du soulèvement tectonique, car il faut prendre en compte dans la relation des terrasses entre elles l'influence d'autres paramètres tels les variations eustatiques et les fluctuations climatiques. En effet, la construction d'une terrasse traduit une réponse de l'écoulement fluviatile aux variations de l'environnement.

Dans un tel contexte, l'étude des déformations ne peut s'aborder qu'en comparant les étagements relatifs des terrasses de divers cours d'eau. De plus, les zones analysées seront restreintes aux segments des cours des fleuves qui se trouvent à l'amont de la région dans laquelle la ligne d'intersection d'origine eustatique se déplace et à l'amont du point neutre marquant le passage de la zone aval subsidente à celle amont en surrection. Cette dernière, relativement stable au cours de période considérée, se situe près de la frontière entre les Pays-Bas et l'Allemagne.

Les résultats de cette étude reposent sur une analyse détaillée d'un ensemble de cours d'eau encadrant la zone considérée : au nord, la Meuse, la Moselle et le Rhin ; au sud, la Saône et le Doubs; et vers l'ouest, la Somme. L'évolution de la région peut être appréciée sur une période couvrant près de 3 Ma pour le réseau nordique et seulement depuis 1,6 Ma pour les cours rhodaniens.

Temporellement, on met en évidence trois grandes périodes :

- au delà de 2,5 Ma, les points trop rares ne permettent pas d'établir des comparaisons avec certitude. Cependant, les lambeaux de dépôts à "Kieseloolithes" témoignent sur l'ensemble des vallées étudiées, d'un large épandage alluvionnaire à la surface duquel le tracé des cours d'eau était probablement peu contraint.

Dans le domaine rhodanien, on retrouve la trace de l'incision messinienne à 5,3 Ma. Celle-ci ensuite comblée par les sédiments du cône alluvial du Doubs-Aar dont la surface d'abandon est présente dans le Sundgau et la Forêt de Chaux.

- entre 2,5 et 0,6 Ma, les données calibrées, encore peu nombreuses, conduisent à une quantification des vitesses moyennes d'évolution sur cette période de près de 2 Ma. Le réseau hydrographique s'est enfoncé de 50 à 70 m pour l'ensemble des cours d'eau (2,5 à 3,5 m/100 ka), à l'exception du faisceau bisontin où l'entaille représente près de 200 m.

- les 0,6 derniers millions d'années réprésentent l'intervalle de temps le mieux documenté. Les enregistrements préservés se distinguent soit par le nombre de terrasses, soit par le gradient de l'étagement. Le système le plus complet est celui du Rhin avec neuf terrasses. Cet ensemble se réduit

à 5 pour les autres cours d'eau à l'exception de la Meuse qui ne comporte au maximum que trois terrasses. Pour le Doubs, la mauvaise préservation rend difficile l'identification de tous les niveaux.

Conclusion :

La comparaison des étagements des terrasses des différents cours d'eau étudiés montre, sur une période de 2,5 Ma, un certain nombre de similitudes et particularismes :

- les terrasses de la Meuse sont peu nombreuses et très faiblement étagées au sud des Ardennes,
- la Moselle présente depuis 0,6 Ma un étagement de ses terrasses analogue à celui du Rhin,
- l'agencement des terrasses de la Somme est tout à fait comparable à celui de la Meuse dans le secteur de Maastricht, au nord des Ardennes.
- pour les autres cours d'eau, on remarque autour de 0,6Ma. une augmentation du gradient de l'étagement : pour le Rhin, celui-ci passe de 2,5m/100 ka à 30 m/ 100 ka, pour la Saône et le Doubs de 1m/100ka à 10m/100ka.

La variation brusque du gradient d'étagement des terrasses peut être rapprochée de la courbe d'évolution de la subsidence en Mer du nord qui enregistre une accélération de l'enfoncement du tréfond au cours du Quaternaire. L'accélération de la subsidence en Mer du nord s'accompagne d'une surrection dans les blocs bordiers qui est enregistrée par l'étagement des terrasses des cours d'eau depuis la fin du Pliocène.

Dans cet ensemble, le cours de la Meuse dans sa traversée du Bassin parisien et le Doubs dans le faisceau bisontin se singularisent. L'évolution du dernier est à rapprocher directement de l'histoire du Jura. Par contre, l'enregistrement différencié entre la Meuse et la Moselle suggère l'appartenance de chacun de ces cours d'eau à des entités subissant des mouvements tectoniques différentiels, et souligne ainsi l'importance du faisceau d'accidents Metz-Hunsrück-Taunus et des accidents transversaux d'orientation NW-SE.

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n° 27, 293 p.

PALEOENVIRONNEMENTS DES SERIES CONDENSEES : CONTROLE DE LA REPARTITION ET DE LA PRESERVATION DES DEPOTS SUR LA PLATE-FORME BOURGUIGNONNE AU CALLOVO-OXFORDIEN.

PALEOENVIRONMENTS OF CONDENSED SECTIONS : CONTROL OF THE DISTRIBUTION AND PRESERVATION OF DEPOSITS ON THE BURGUNDY PLATFORM DURING CALLOVIAN-OXFORDIAN.

P.Y. COLLIN, P. COURVILLE, J.P. LOREAU, D. MARCHAND et J. THIERRY
Université de Bourgogne, Centre des Sciences de la Terre et UMR 5561 "Paléontologie analytique et Géologie sédimentaire", 6, Bd. Gabriel, 21000, Dijon, France.

Les séries condensées et lacuneuses du Callovien inférieur *p.p.* à l'Oxfordien moyen *p.p.* du Sud-Est du Bassin de Paris représentent un enregistrement sédimentaire de 0,5 à 6 mètres pour un intervalle de temps de l'ordre de 5 Ma (9 zones, 18 sous-zones d'ammonites). Dans ces séries, le cadre biochronologique a l'intérêt d'être très précis grâce à une abondante faune d'ammonites qui permet de reconnaître des unités biostratigraphiques à haute résolution de l'ordre de l'horizon.

L'intervalle lithostratigraphique concerné va du toit des formations carbonatées de la plate-forme bourguignonne du Callovien inférieur *p.p.* (appelées autrefois "Dalle Nacrée") et les séries marquant l'ennoiement de cette plate-forme (niveaux condensés à oolites ferrugineuses, marnes à fossiles pyriteux et marno-calcaires à spongiaires). Dix affleurements ont été analysés sur un transect orienté NE-SW d'environ 100 kilomètres.

L'objectif est de comprendre les facteurs et les processus à l'origine de la mise en place de ces séries durant l'ennoiement de la plate-forme carbonatée en précisant 1) les environnements de dépôt de ces séries condensées 2) leur évolution verticale et latérale au cours du temps.

Une étude sédimentologique et diagénétique a permis de définir sept associations de faciès replacées par rapport à leur environnement de dépôt. Pour chaque coupe étudiée et parfaitement replacée dans la cadre biostratigraphique, il a ainsi été possible de reconstituer l'évolution de ces environnements au cours du temps et de mettre en évidence les variations de la paléoprofondeur. Ces courbes de variations replacées selon leur succession dans le même cadre biostratigraphique mettent en évidence que :

- l'ennoiement de la plate-forme est progressif du Nord-Est vers le Sud-Ouest
- à l'échelle de la région étudiée, les phases d'augmentation et de diminution de la paléoprofondeur sont synchrones (datées à la sous-zone ou à l'horizon près).

Pour ce type de dépôts, comme les taux de sédimentation très faibles n'influencent pas le comblement de l'espace disponible, les variations de la paléoprofondeur réflètent directement les variations d'espace disponible. Pour l'intervalle de temps Callovien inférieur (sous-zone à Enodatum) à Oxfordien moyen (sous-zone à Parandieri), cinq phases mineures d'augmentation (APF) et une phase mineure de diminution (DPF1) d'espace disponible ont été mises en évidence au sein d'une tendance majeure à l'augmentation (fig. 1A).

Puis cette courbe de variation d'espace disponible établie pour la région étudiée a été comparée à celle proposée par Hardenbol *et al.* [sous presse] pour l'Europe de l'Ouest (fig. 1B). Il apparaît que les augmentations d'espace disponible (APF1, APF2, APF3, APF5) reconnues dans les séries étudiées semblent correspondre à des surfaces d'inondation maximale reconnues à l'échelle ouest-européenne exception faite du cycle augmentation/diminution repéré dans l'intervalle de temps horizon à Athleta-horizon à Collotiformis (fig. 1) ; ce cycle ne pourrait correspondre qu'à un événement régional ou non encore reconnu à l'échelle ouest-européenne. Il apparaît également que seuls les maxima d'augmentation d'espace disponible sont ici enregistrés par la sédimentation, les maxima de diminution (et limites de séquence) ne l'étant qu'exceptionnellement (phase DPF1).

Dans ces séries lacuneuses, il paraît en outre intéressant de rechercher si la plus ou moins grande présence ou absence de sous-zones ou d'horizons d'ammonites sur l'ensemble de cette région est liée à des variations de l'espace disponible. Un indice biostratigraphique [Dommergues *et al.*, 1991] ou taux de présence statistique d'une sous-zone ou d'un horizon est ainsi calculé :

$$\text{Taux de présence d'un horizon en \%} = \frac{\text{nombre de coupes où l'intervalle de temps correspondant à un horizon est reconnu}}{\text{nombre total de coupes}} \times 100$$

La courbe de variation de ce taux (fig. 1C) est comparée à la courbe de variation d'espace disponible d'Hardenbol *et al.* (fig. 1B). Il est démontré qu'une relation existe entre ces deux courbes :

- les pics de forte présence relative correspondent à des maxima d'augmentation d'espace disponible (surfaces d'inondation maximale)
- les pics de faible présence relative correspondent aux maxima de diminution d'espace disponible (limites de séquence).
- même si les variations d'espace disponible ne sont pas systématiquement enregistrées par des changements de faciès indicateurs de modifications de la paléoprofondeur, elles sont repérées par les variations relatives de ce taux de présence (comme entre l'horizon à Messiaeni et la sous-zone à Bukowskii - fig. 1).

Enfin, l'hypothèse communément admise supposant que la chute des taux de production et de sédimentation carbonatée ainsi que la mort d'une plate-forme sont dûes à une montée rapide du niveau marin relatif ne semble pas suffisante ici. Dans ces séries condensées callovo-oxfordiennes, l'analyse sédimentologique a montré que l'ennoiement de la plate-forme bourguignonne est relativement peu rapide et d'un ordre moyen de 15 à 20 m/Ma, c'est à dire de même ordre de grandeur que la variation d'espace disponible estimée durant le fonctionnement antérieur de cette plate-forme. La variation d'espace disponible ne paraît donc pas ici seule responsable de la "mort de la plate-forme" , il semble que c'est "l'usine à carbonates" qui cesse de fonctionner.

Reste toutefois à tester cette et à déterminer avec certitude quels événements pourraient être à l'origine de cette chute de la production carbonatée.

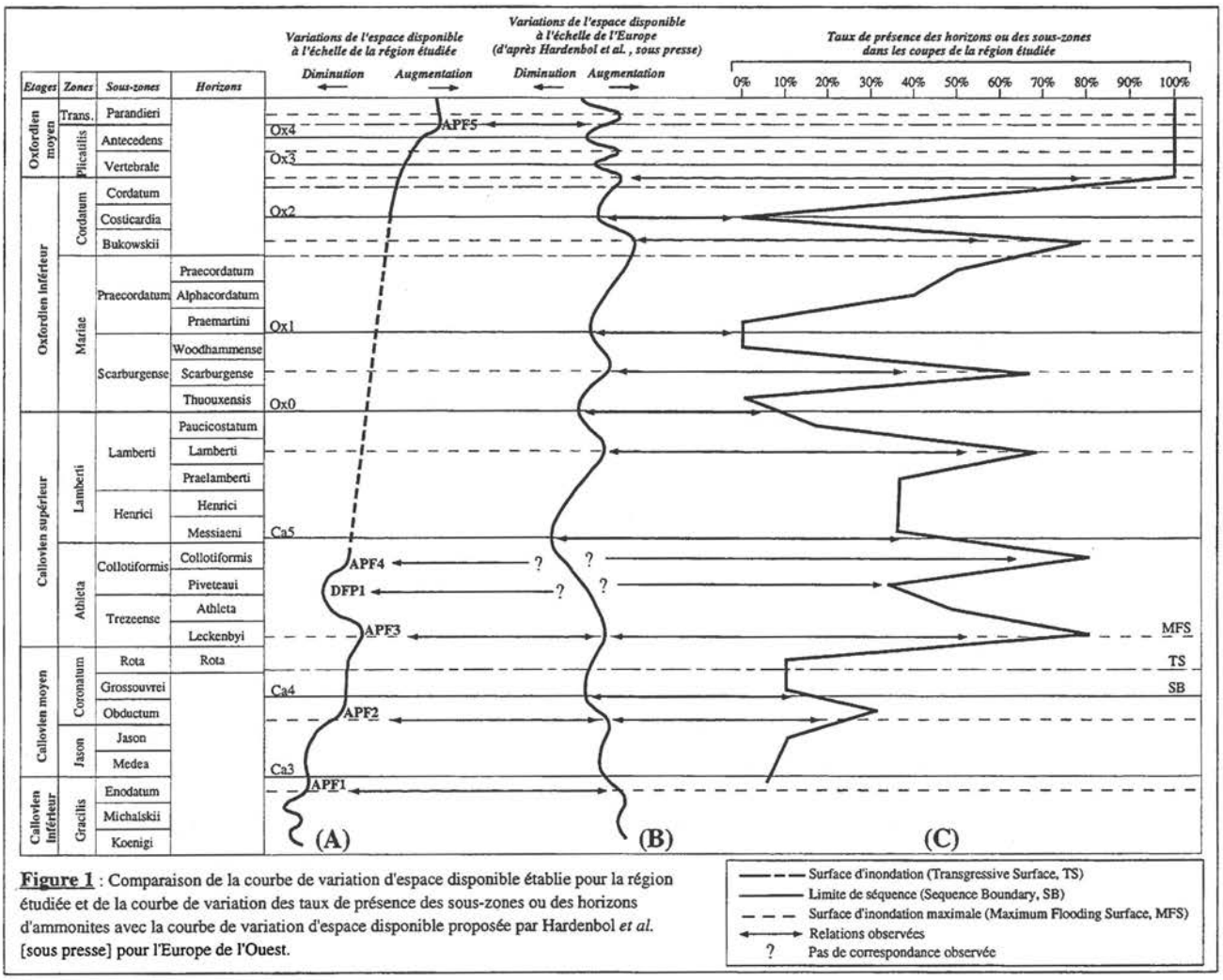


Figure 1 : Comparaison de la courbe de variation d'espace disponible établie pour la région étudiée et de la courbe de variation des taux de présence des sous-zones ou des horizons d'ammonites avec la courbe de variation d'espace disponible proposée par Hardenbol *et al.* [sous presse] pour l'Europe de l'Ouest.

DOMMERGUES J.L., MEISTER C. (1991) - Fréquences et présence des horizons et mise en évidence des fluctuations de l'environnement ; exemple dans le Lias nord-ouest européen - *C. R. Acad. Paris*, 313, 2, pp 977-982.

JACQUIN T., de GRACIANSKY P.C., VAIL P.R. - Western european basins sequence cycles chart *in Graciansky, Hardenbol, Jacquin, Vail et Farley Eds*, SEPM sp. publ. - sous presse.

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n°27, 293 p.

GEOMETRIE, BIOSEDIMENTOLOGIE ET PALEOENVIRONNEMENTS D'UNE PLATE-FORME CARBONATEE MESSINIENNE (BASSIN DE SORBAS, SUD-EST DE L'ESPAGNE)

GEOMETRY, BIOSEDIMENTOLOGY AND PALAEOENVIRONMENTS OF A MESSINIAN CARBONATE PLATFORM (SORBAS BASIN, SOUTH-EST SPAIN)

Gilles CONESA

Adresse : UPRESA 6019 du CNRS, Centre de Sédimentologie-Paléontologie, Université de Provence, 3 place Victor Hugo, Case 67, 13331 Marseille Cedex 03.

En Méditerranée occidentale, la fin du Miocène a été marquée par le développement de vastes plates-formes carbonatées bioclastiques et récifales coralliennes le long des marges de bassins intracratoniques périphériques. Une approche multidisciplinaire intégrant à l'échelle des corps sédimentaires de la cartographie, de la géométrie, de la sédimentologie et de la pétrographie assistée d'analyses statistiques a été effectuée sur une de ces plates-formes : la plate-forme de Cariatiz située sur la marge septentrionale du bassin de Sorbas (Sud-Est de l'Espagne).

Une étude détaillée de l'anatomie et de la lithologie de la plate-forme a été menée depuis les zones internes jusqu'à la transition au « bassin », en s'appuyant sur l'élaboration d'un profil construit dans son état actuel, intégré dans une cartographie du bassin et un transect de 15 km jusqu'à la marge opposée. Trois unités sédimentaires majeures ont été définies sur la base de critères lithologiques, géométriques, biosédimentologiques et paléoécologiques.

La première unité (Complexe Bioclastique à Pâtés coralliens) est transgressive sur le socle de la cordillère bétique. Dominée à la base par une sédimentation silicoclastique à caractère deltaïque, elle représente ensuite une rampe carbonatée homoclinale marquée par l'individualisation progressive de corps bioclastiques sigmoïdaux progradants à pâtés coralliens au sommet et intercalations de dépôts de cône deltaïque dans les talus qui passent à des marnes dans leur partie distale.

La seconde unité (Complexe récifal Progradant) est composée d'une succession d'au moins douze édifices coralliens sigmoïdaux progradant vers le Sud, caractérisés par un talus sédimentaire à dominante bioclastique ou silicoclastique et une armature récifale continue au sommet. Les premiers édifices sont associés à des dépôts détritiques de cône deltaïque.

La troisième unité (Complexe Oolitique à Edifices Coralliens et Stromatolites), transgressive sur la précédente, débute par trois édifices coralliens agradants, à talus bioclastique réduit, intercalés avec des dépôts oolitiques et de cône deltaïque, puis se poursuit par un ensemble de niveaux oolitiques, stromatolitiques et thrombolitiques.

Une étude pétrographique a été effectuée sur chaque unité avec une approche statistique pour les deux premières sous la forme d'analyses ascendantes hiérarchiques de catégories de bioclastes comptés en lames minces, afin de définir des biofaciès et des microfaciès-types de signification environnementale précise, proche de l'écozone. Des analyses factorielles des correspondances ont ensuite été utilisées pour les deux premières unités, afin d'ordonner ces biofaciès et microfaciès-types associés en fonction d'éventuels gradients environnementaux et relais d'assemblages biologiques. A l'issue de cette étude, il a été établi un paysage environnemental

synthétique qui constitue un modèle de zonation biologique, sédimentologique et bathymétrique et qui permet d'appréhender la succession des environnements dans chaque unité.

L'ensemble des résultats obtenus conduit à remettre en cause des points importants pour la compréhension de l'histoire de la plate-forme, et particulièrement :

1) les surfaces érosives qui marquent le sommet de certains édifices progradants ne présentent pas de caractère d'émersion qui serait liée à la « crise de salinité messinienne », mais correspondent à des terrasses marine planes ;
2) la géométrie actuelle de la plate-forme ne peut être directement utilisée pour établir des modèles sédimentaires, environnementaux et de stratigraphie séquentielle, sans avoir éliminé d'une part les effets d'une compaction différentielle progressive à la transition plate-forme-« bassin » où les pendages observés ne correspondent pas à ceux de pentes sédimentaires originelles, et d'autre part les effets de basculements post-messiniens.

Il est finalement proposé après élimination des déformations tardives, un nouveau modèle anatomique et sédimentologique de la plate-forme, qui contraint fortement l'interprétation séquentielle des dépôts et apporte un nouvel éclairage sur les modalités d'évolution des bassin marginaux du Messinien de Méditerranée occidentale.

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n° 27, 293 p.

Cyclicité à haute fréquence des dépôts pélagiques : un outil pour une reconstitution des milieux et de leur dynamique.
Exemple du Crétacé terminal et du Cénozoïque caraïbes.

Pierre COTILLON
Université Lyon I - UFR des Sciences de la Terre - UMR 5565 du CNRS - 27-43 Boulevard du 11 novembre - 69622 VILLEURBANNE Cédex

Au cours du Leg ODP 165, dans la mer des Caraïbes, 4 forages (site 998 à 1001) ont recoupé, sur les rides Cayman et du Nicaragua ainsi que sur la bordure du bassin de Colombie, des séries épaisses de 500 à plus de 1 000 m dont l'une débute dans le Campanien moyen. Toutes ces séries sont organisées en une alternance décimétrique de sédiments alternativement clairs et sombres soulignant une distribution cyclique des produits terrigènes et carbonatés (cycles lithologiques) et/ou de sulfure de fer (cycles rédox).

Lors de précédentes études sur les cycles du Crétacé inférieur de l'Atlantique Central (site DSDP 534) et du Golfe du Mexique (site DSDP 535), l'analyse d'image de sédiments carottés avait conduit à exprimer un paramètre dépendant du niveau marin : la variabilité des flux sédimentaires. Ce paramètre peut se déduire de la distribution des composants carbonaté et terrigène au sein de chaque carotte.

Les séries Caraïbes n'ont pu se prêter à la même analyse en raison d'une bioturbation trop importante et d'une forte pollution par des cendres volcaniques. La variabilité des flux sédimentaires a donc été exprimée, au sein de chaque carotte, par le classement de l'épaisseur des cycles. Pour les 4 successions étudiées, l'évolution de ce paramètre au cours du temps est globalement parallèle à la courbe eustatique à long terme de HAQ et al. (1987) ; en d'autres termes, une réduction de la tranche d'eau s'accompagne d'une diminution du classement des cycles c'est à dire d'une augmentation de la variabilité des flux.

La signification du classement des cycles en terme de niveau marin est renforcée par le fait que plusieurs événements eustatiques mondialement répertoriés sont enregistrés par les courbes de classement qui, par ailleurs, offrent de nombreux points communs dans leur évolution. Dans le domaine caraïbe, il semble que la diminution progressive de la tranche d'eau, que traduit la courbe de HAQ et al. du Cénomanien-Turonien à l'Actuel, se soit manifestée non seulement par un rapprochement des sources terrigènes et carbonatées vis à vis des milieux pélagiques, ce qui constitue le principal facteur de variabilité des flux, mais aussi par une augmentation de la ventilation des eaux profondes attestée par une accentuation de la bioturbation des dépôts avec le temps (sites 998 et 999). Ces deux facteurs ont dont contribué à la diminution du classement des cycles du Crétacé supérieur à l'Actuel.

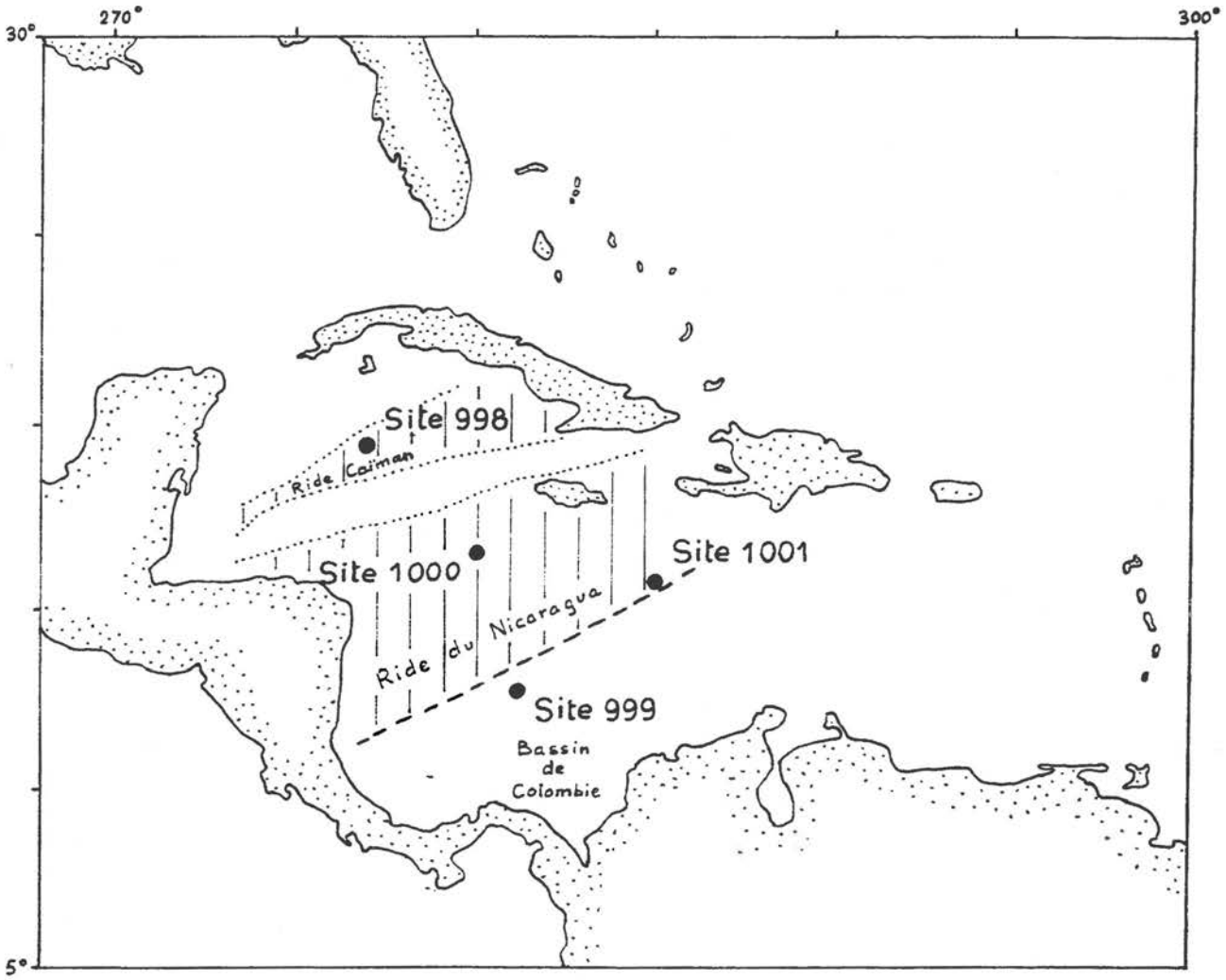
Le parallélisme entre les évolutions à long-terme du classement des cycles et du niveau marin étant admis, tout écart significatif de ce parallélisme peut signifier soit une variation inopinée de la profondeur contrôlée tectoniquement, soit un changement de la dynamique du milieu, par exemple de l'activité des courants. De telles anomalies se rencontrent sur les corrélations graphiques entre l'indice de classement des cycles et le niveau marin au dessus de l'actuel, calculés sur les courbes à long-terme. Ces anomalies conduisent à admettre des activités dynamiques locales que d'autres approches avaient par ailleurs souvent démontrées :

1/ Subsidence tectonique sur la ride Cayman (site 998) à l'Eocène inférieur-moyen, au site 999 à l'Oligocène, sur la ride du Nicaragua (site 1001) au Miocène moyen et supérieur, à proximité de la faille active de Hess, aux 4 sites 998 à 1001, durant le Pliocène supérieur et le Pléistocène, sans doute en réponse à un mouvement de plaque.

2/ Actions de courant durant le Miocène au site 1 000, c'est à dire dans le fossé tectonique du Pedro Channel, voie de passage pour le courant des Caraïbes, renforcé précisément à partir du Miocène moyen lors des premières tentatives d'émersion de l'Isthme d'Amérique Centrale.

Cependant, l'indice de variabilité des flux utilisé pour le Crétacé inférieur atlantique et l'indice de classement des cycles propre à cette étude montrent des relations opposées avec le taux de sédimentation qui est maximal en bas niveau dans le premier cas, en haut niveau dans le second. Compte-tenu de l'évolution du niveau marin (élévation jusqu'à un maximum au Cénomano-Turonien puis baisse progressive au Crétacé terminal-Cénozoïque) et de la résultante « subsidence-aggradation des marges », on peut admettre que le fonctionnement des flux de matière, propre au bas niveau lors

du Crétacé inférieur en Atlantique, déterminée notamment par une forte production des plates-formes carbonatées, s'est trouvé reporté en haut niveau, après le Turonien, dans le domaine Caraïbe.



Localisation des sites dans le domaine caraïbe. En tireté : la faille de Hess, marquant la limite S E de la ride du Nicaragua.

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n° 27, 293 p.

LE COMPLEXE TRANSGRESSIF PERMIEN SUPERIEUR DU HUQF (OMAN) : SEDIMENTOLOGIE, STRATIGRAPHIE ET GEOMETRIE DES RESERVOIRS

POSTER

THE LATE PERMIAN TRANSGRESSIVE COMPLEX OF THE HUQF AREA (OMAN) : SEDIMENTOLOGY, STRATIGRAPHY AND RESERVOIR GEOMETRY

Philippe CRUMEYROLLE*, Philippe RAZIN**[1], Jack ROGER**,
Jean-Pierre PLATEL** et Jean BROUTIN***

* TOTAL - C.S.T. - Route de Versailles 78470 Saint-Rémy-Lès-Chevreuse
** BRGM - Service Géologique National - Av. Cl. Guillemin BP6009 45060 Orléans Cedex 2
*** Université P. et M. Curie, Paléobotanique et Paléoécologie - 12, rue Cuvier, 75005 Paris

Le bassin salifère de Ghaba dans le centre de l'Oman constitue l'une des principales provinces pétrolières du pays. Une partie des hydrocarbures est produite dans les réservoirs gréseux à dominante fluviatile du Permien (*Gharif Fm.*). Cette série affleure sur la bordure orientale du bassin de Ghaba, sur le flanc ouest de la vaste structure antiforme du Huqf. Elle a fait l'objet d'une analyse sédimentologique détaillée qui permet de caractériser l'évolution des systèmes sédimentaires et du type de réservoir gréseux au sein d'une série transgressive continentale à marine, sur un domaine de plate-forme stable.

A la fin du Carbonifère et au début du Permien, le bassin de Ghaba comme le reste de plaque arabique se situe sur la bordure nord du Gondwana, en contexte péri-glaciaire, à une latitude de l'ordre de 50°S. La série permienne discordante sur les séries du Paléozoïque inférieur regroupe deux séquences majeures qui enregistrent deux importantes phases transgressives contrôlées respectivement par le phénomène de déglaciation et par l'ouverture de la Néotéthys. La première inondation marine datée Sakmarien est marquée par les dépôts de plate-forme mixte de la *"Saiwan Fm." (ou "Lower Gharif")* surmontant les argiles glacio-lacustres de l'*"Al Khlata Fm."*. Cette première séquence se termine par des dépôts continentaux à dominante argilo-silteuse rouge de plaine d'inondation et/ou de playa (*"Middle Gharif"*). Une importante surface d'érosion marque la limite entre les deux séquences. La deuxième séquence, qui fait l'objet de cette étude, débute par les dépôts argilo-gréseux fluviatiles de l'*"Upper Gharif"* d'âge artinskien à kubergandien et se termine par la série carbonatée marine de la *"Khuff Fm."* datée Kubergandien à Murgabien.

La partie transgressive de cette 2° séquence comprend quatre unités lithologiques et géométriques correspondant aux quatre systèmes de dépôts qui se sont succédés en réponse à l'élévation générale du niveau de base.

L'**unité A**, épaisse de plus de 50 m à l'affleurement, est formée de corps chenalisés de grès grossier à litage oblique en festons intercalés dans des argiles silteuses bariolées à niveaux de paléosols. Ces corps de forme relativement droite sont juxtaposés et amalgamés pour constituer plusieurs ceintures de chenaux de grande extension latérale, interprétées comme des nappes sableuses de systèmes en tresse. Ils forment d'excellents réservoirs.

La base de l'**unité B** est soulignée par une importante surface d'érosion qui détermine des incisions allant jusqu'à une dizaine de mètres d'amplitude. Cette unité épaisse de 1 à 15 m est formée d'un assemblage complexe de corps argilo-gréseux hétérolithiques caractérisés par de grandes stratifications obliques faiblement inclinées de type I.H.S. ("inclined heterolithic stratification") et de forme convexe. Ces corps de dimension hecto à kilométrique présentent

[1]Adresse actuelle : Institut de Géodynamique, Université de Bordeaux 3, Av. des Facultés 33405 Talence Cedex

une association et une distribution de faciès typiques de barres de méandre. Des plugs argileux riches en matière organique et débris végétaux sont associés à ce système de barre. De nombreux critères sédimentologiques attestent d'autre part une influence des marées plus ou moins prononcée. Cette unité B est interprétée comme un système de barres de méandre estuariennes coalescentes qui assure le remplissage d'une large vallée incisée. Elle constitue un système réservoir d'architecture beaucoup plus complexe et de plus grande hétérogénéité que ceux de l'unité A. Les intervalles argileux distribués suivant de grandes surfaces obliques ou sous forme de plugs argileux sont succeptibles de constituer des barrières de perméabilité entre des unités réservoir lenticulaires de dimension hectométrique à kilométrique.

L'**unité C** correspond à une couche tabulaire et très continue, épaisse de 2 à 4 m, composée de grès argileux bioturbé mal classé, à litage plan ou oblique peu marqué, qui contient une fraction de plus en plus abondante d'éléments de faune marine. Cette unité marque la base de la *Khuff Fm*. La limite inférieure cette unité est une surface d'érosion horizontale qui tronque les clinoformes de l'unité sous-jacente et qui est interprétée comme une surface de ravinement transgressif. Cette unité est considérée comme une succession de dépôts de crues fluviatiles plus ou moins remaniés par les vagues et/ou les courants de marées, dans un environnement lagunaire ou de baie. Elle est l'expression ultime de la rétrogradation du système fluviatile et marque un changement majeur dans la topographie du bassin au cours du processus transgressif. Les qualités de ce réservoir tabulaire d'extension plurikilométrique, mais de faible épaisseur, dépend du pourcentage d'argile dans les grès. Cette valeur apparaît de plus en plus faible vers les zones distales du système où les remaniements marins sont plus prononcés.

L'**unité D** qui succède sans discontinuité à l'unité précédente marque une accentuation de la transgression. Elle est principalement composée de calcaire micritique légèrement argileux et noduleux, de type wackestone à packstone, à faune marine abondante (brachiopodes, crinoïdes, nautiloïdes, ostracodes, etc.), qui traduit l'installation d'une vaste plate-forme carbonatée peu profonde. Dans ces dépôts sont intercalés de nombreuses couches centimétriques à décimétriques de grès bioclastique à base érosive, caractérisées par un terme inférieur à litage oblique de mégarides dirigées vers le littoral et un terme sommital à litage de rides de vagues de longueur d'onde pluridécimétriques. Ces dépôts sont interprétées comme des couches de tempêtes à structure interne originale, comparables à celle décrites par Molina *et al.* (*Sed. Geol.*, n°109, 1997). Cette série mixte de 5 m d'épaisseur passe vers le haut à un horizon marneux qui matérialise le maximum de transgression de la séquence étudiée. Cette unité D présente une très large extension latérale et constitue la couverture du système réservoir silico-clastique de la *Gharif Fm*.

La succession des quatre unités décrites traduit l'évolution des systèmes sédimentaires en réponse à une phase transgressive majeure. Chacune de ces unités est elle-même composée d'une succession de séquences élémentaires d'épaisseur moyenne métrique, corrélables sur l'ensemble du transect étudié (6 km). Les limites entre les trois premières unités correspondent à des discontinuités sédimentaires qui ne permettent donc pas d'observer la transition entre les deux différents types de système fluviatile (A/B) et ni celle avec les dépôts marins (B/C). La hiérarchie de ces discontinuités peut être discutée. Si la discontinuité B/C semble correspondre à une simple surface de ravinement au sein du cortège transgressif, la surface d'incision A/B qui s'accompagne d'une légère discordance pourrait correspondre à une limite de séquence d'ordre intermédiaire qui n'a cependant jamais été identifiée en subsurface.

En conclusion, le Permien du Huqf fournit un remarquable modèle d'évolution des systèmes sédimentaires et des types de réservoir gréseux continentaux à marins en contexte transgressif.

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n° 27, 293 p.

SIMULATION DE LA CROISSANCE D'UN SYSTEME RECIFAL HOLOCENE : APPLICATIONS ET LIMITES DU LOGICIEL CARBONATE

NUMERICAL MODELING OF A HOLOCENE CORAL SYSTEM DEVELOPMENT : APPLICATIONS AND LIMITS OF THE CARBONATE SOFTWARE

Hélène DALMASSO *, Lucien MONTAGGIONI *, Dan BOSENCE ** et Dave WALTHAM**

*UPRESA-CNRS 6019, Université de Provence. 1331 Marseille cedex 03
**Department of Geology, Royal Holloway University of London, Egham, Surrey TW20 0EX, UK

Cette étude montre l'apport de la simulation numérique "deux dimensions" à la stratigraphie des plates-formes carbonatées actuelles. Il s'agit de valider le modèle stratigraphique d'un récif frangeant holocène et de discuter les facteurs responsables de l'organisation spatiale et de l'extension des biofaciès. La simulation numérique est fondée sur l'analyse de trois forages effectués sur le récif frangeant de la Pointe-au-sable à l'île Maurice (Océan Indien). Le logiciel utilisé est le logiciel Carbonate, version 7.0, mis au point à l'Université Royal Holloway de Londres.

Le calcul des variations du niveau marin repose sur l'interprétation des données biofaciologiques obtenues sur le récif de référence. La subsidence, très faible à l'île Maurice (3 mm/an), ne sera pas prise en compte dans la simulation. La base des sédiments carbonatés a été datée de 6900 ans C^{14} B.P. La topographie du substrat (d'âge Pléistocène) contraint la géométrie finale du modèle numérique. La zone d'agitation des vagues a été fixée à 5 m de profondeur conformément aux conditions moyennes actuelles. Le taux d'érosion marine a été fixé à 1.25 m/Ka. Le taux de production carbonatée *in-situ* varie en fonction de la profondeur : il est de zéro au niveau de la surface de la mer, de 0.5 m/Ka entre 1 et 10 m de profondeur et diminue linéairement jusqu'à une valeur de 0.01 m/Ka à 60 m de profondeur.

Les résultats de la simulation sont représentés sous la forme de diagrammes conventionnels lithostratigraphiques et chronostratigraphiques. La connaissance des environnements de dépôts actuels permet d'interpréter les associations coralliennes holocène en termes de biozones et de paléobathymétries. La simulation permet de discriminer les faciès par des couleurs caractéristiques de la profondeur de dépôt. La comparaison des données de terrain (Figure 1) et des données numériques (Figure 2) montre la bonne cohérence des résultats. Le développement de la plate-forme a été visualisé pas à pas. Le modèle mathématique valide avec succés le modèle géologique initial.

D'un point de vue stratigraphique, trois types de phases se succèdent.
La première phase correspond à l'inondation de la paléotopographie et à l'installation des premiers constructeurs. Les bioconstructions se développent à une vitesse équivalente à celle de la montée du niveau marin (stratégie de croissance keep-up). La seconde phase est constituée par une remontée eustatique rapide, ce qui s'accompagne de géométries agradantes. La vitesse de remontée du niveau marin est alors suffisamment forte pour ennoyée l'édifice (stratégie de croissance catch-up). Enfin, la troisième phase est définie par un cycle bathydécroissant. Le système récifal rattrape le niveau marin seulement après sa stabilisation vers 3000 ans B.P (stratégie de croissance keep-up). Cette séquence est dominée par des faciès peu profonds (paléobathymétrie 0-6 m). Le taux de sédimentation est supérieur à la vitesse de remontée du niveau marin. L'accrétion latérale est supérieure à l'accrétion verticale. Les dépôts progradent en direction de l'océan.

Le logiciel utilisé ne permet pas encore de différencier la production carbonatée au niveau du platier externe, interne et de la zone d'arrière récif. La nouvelle version de ce programme estimera la production carbonatée de chaque zone de la plate-forme.

La simulation numérique permet de prédire la répartition des faciès et la géométrie du récif frangeant, et valide les corrélations effectuées entre les trois forages. La répartition des biofaciès est contrôlée par les variations climato-eustatiques et les interactions entre les variations de l'accomodation et la production sédimentaire. De plus, le modèle numérique montre qu'il existe une corrélation directe entre l'architecture stratigraphique et les changements de faciès.
Alors que la simulation numérique appliquée aux sédiments siliciclastiques est quasi opérationelle, il n'en est pas de même pour les carbonates. L'environnement carbonaté est un système complexe et interactif. Les variations de la productivité carbonatée sont liées à de très nombreux paramètres d'ordre climatique, physique et biologique. Les logiciels actuellement disponibles sur la simulation des plates-formes carbonatées, nécessitent d'être améliorés afin de prendre compte de l'ensemble des facteurs de contrôle dominants.

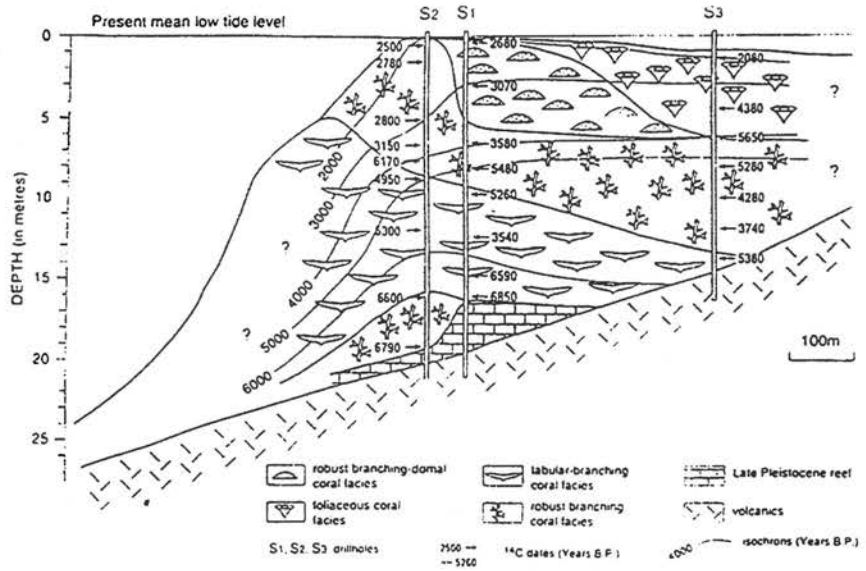


Fig. 1 : Profil sédimentologique du récif frangeant holocène et répartition des biofaciès déterminés

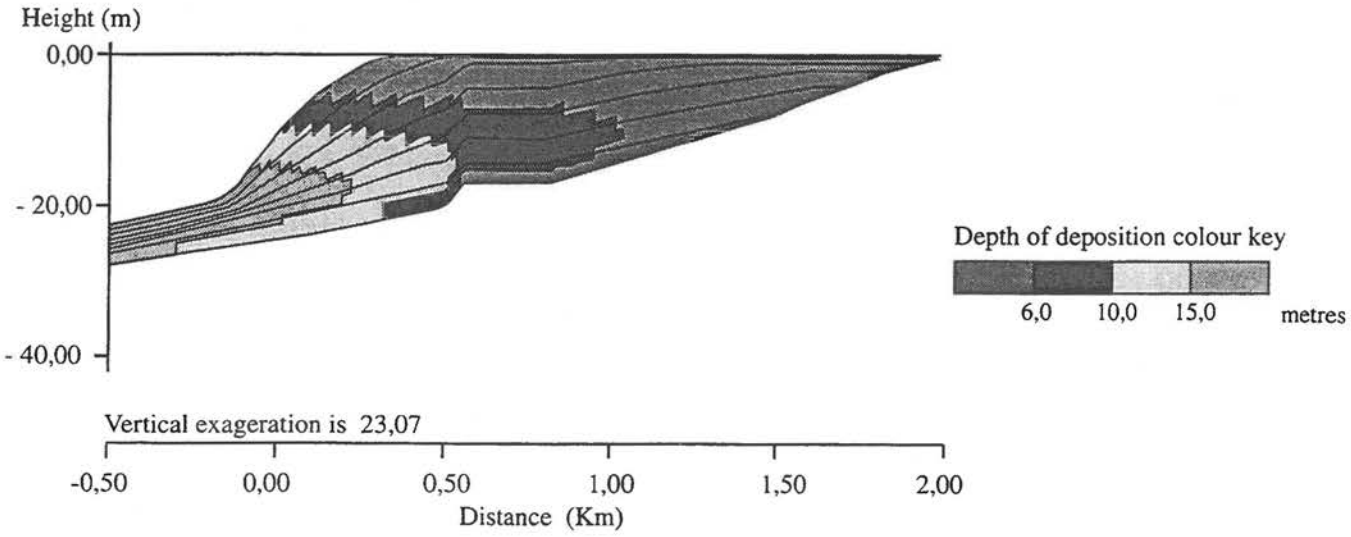


Fig. 2 : Simulation numérique du modèle de référence obtenu avec le logiciel Carbonate

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n° 27, 293 p.

LES FORAMINIFÈRES PLANCTONIQUES EN TANT QUE MARQUEURS DES FLUCTUATIONS DE L'ENVIRONNEMENT À L'APTIEN DANS LE BASSIN DU SUD-EST DE LA FRANCE

APTIAN PLANKTONIC FORAMINIFERS AS MARKERS OF ENVIRONMENTAL FLUCTUATIONS IN FRENCH SUBALPINE BASIN

L. Dauphin *, B. Beaudoin *, G. Friès **

** École des Mines de Paris, CGES-Sédimentologie, 35 rue Saint-Honoré, F77305 Fontainebleau cedex*
*** Elf Aquitaine Production, Délégation Gabon, Tour Elf, Cedex 45, F92078 Paris La Défense*

Les marqueurs biostratigraphiques, utilisés en tant qu'outils de datation des séries sédimentaires font aujourd'hui l'objet de nombreuses recherches dans le but d'associer le signal sédimentaire et le signal biologique. Le synchronisme des causes (eustatisme, climat, ...) et des effets (dépôts sédimentaires, évolution des faunes, ...) est généralement accepté. On se propose ici de tester cette hypothèse à partir de données (préexistantes) en s'attachant aux occurrences des foraminifères planctoniques. Cette microfaune abondante et variée, prélevée dans la série calcaréo-marneuse de l'Aptien (série des Marnes Bleues) par G. Friès, a été déterminée par G. Friès et Mme G. Bizon (Friès, 1987).

Un cadre lithologique très précis de l'Aptien, (Friès, 1987 ; Rubino, 1988 ; BréhÉret, 1995) permet de construire un référentiel chronologique, basé sur la reconnaissance faisceaux de bancs et sur la numérotation interne de bancs corrélables sur l'ensemble du bassin. En particulier, la découverte de niveaux de bentonites (cendres volcaniques) au sein de la série aptienne et corrélables sur plus de 4000 km^2 dans le bassin vocontien assure le caractère temporel haute résolution qui sert de référentiel (Beaudoin *et al.*, 1997).

Conscients du problème de l'échantillonnage pouvant freiner les interprétations, des resédiments ainsi que des remaniement éventuels, on se propose ici d'étudier la distribution temporelle, sur l'ensemble du bassin, des occurrences des espèces appartenant à la famille des Globotruncanidae. Les corrélations graphiques de toutes les coupes étudiées (au nombre de 29) révèlent que la plupart des premières et dernières occurrences d'espèces index de zones telles *S. cabri*, *G. blowi* ou encore *G. algeriana* sont largement hétérochrones, entraînant une durée apparente des zones variable, très réduite, nulle, voire négative! Ainsi, sur les coupes de Serre-Chaitieu et du Cheyssas, la zone à *trocoidea* définie entre la disparition de *G. algeriana* et l'apparition de *G. ferreolensis* n'existe pas.

La distribution spatiale des occurrences semble s'organiser selon plusieurs types morphologiques, et environnementaux. La variabilité des extensions de la présence des foraminifères permettent de distinguer plusieurs secteurs : des secteurs contrôlés par une tectonique synsédimentaire, les zones proches des bordures du bassin et l'axe de la vallée sous-marine lié au fonctionnement des éventails sédimentaires. Les périodes d'épisodes anoxiques/dysoxiques qui correspondent généralement à des périodes de stress pour la faune semblent avoir un lien particulier avec les Clavihedbergelles qui sont systématiquement (et souvent uniquement) présentes dans les niveaux de black shales de l'ensemble Fallot. Les black shales de l'Aptien, (faisceaux Goguel et Fallot), coïncident fréquement avec l'apparition ou le développement d'espèces et de genres nouveaux ou la disparition de taxons comme les Clavihedbergelles, les Schakoïnes (Magniez-Jannin F. *et al.*,

1997), certaines Globigerinelloïdes ou Hedbergelles. A Serre-Chaitieu et Beaudinard (coupes finement échantillonnées) la diversification des Globigerinelloïdes, qui correspond à la multiplication des loges de la dernière spire (de 5 à 10 loges), s'observe pendant la période de stress (anoxie/dysoxie) ou peu après.

L'échantillonnage effectué dans un but de dater la série aptienne a permis de mettre en évidence la variabilité des occurrences des foraminifères planctoniques et sa conséquence sur les zonations établies. Un échantillonnage mieux adapté permettra à l'avenir de préciser le caractère environnemental voire cyclique de leur évolution, puis éventuellement d'aborder une échelle spatiale et temporelle supérieure.

BEAUDOIN B., DAUPHIN L. & FRIÈS G. (1997). - Aptian bentonites key-beds (volcanic ashes) in the subalpine basin (SE France). - GAEA 3, 18th IAS Reg. Eur. Meet. Sedimentologie, Heidelberg, Abstracts, p.68-69.

BRÉHÉRET J.G. (1995). - L'Aptien et l'Albien de la fosse vocontienne (des bordures au bassin). Évolution de la sédimentation et enseignements sur les événements anoxiques. - Thèse Doct. ès Sci., Univ. Tour, 2 vol.

FRIÈS G. (1987). - Dynamique du bassin subalpin méridional de l'Aptien au Cénomanien. -Thèse Doct. ès Sci., Univ. Paris VI. - Mém. Sc. de la Terre, n°4, E.N.S.M.P., Paris, 370 p.

MAGNEZ-JANNIN F., BRÉHÉRET J.G. & DELANOY G. (1997). - Un exemple de spéciation lié à l'eustatisme : l'apparition précoce de *Schakoïna cabri* (foraminifère planctonique mésogéen). - C.R.A.S., t.325, série II *a*, n° 3.

RUBINO J.L. (1988). - Organisation des séquences de dépôt de la plate-forme au bassin dans l'Aptien et l'Albien du bassin vocontien (SE de la France). *In* "Eustatisme et séquences de dépôt dans le Crétacé du Sud-Est de la France" Ferry S., Rubino J.L. *et al.* Ed., Livret-guide de l'excursion du Groupe Français du Crétacé en fosse vocontienne. Géotrope, Lyon, n°1, p. 56-82.

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n° 27, 293 p.

MODELISATION DE LA PRODUCTION DE SABLES CRINOIDIQUES A PARTIR D'EXPERIENCES IN-SITU SUR LE TALUS BATHYAL DES BAHAMAS. CONSEQUENCES SUR L'INTERPRETATION DES CALCAIRES A ENTROQUES JURASSIQUES.

POSTER

MODELING CRINOID SAND PRODUCTION FROM AN IN-SITU EXPERIMENT ON THE BAHAMAS BATHYAL SLOPE. CONSEQUENCES ON THE INTERPRETATION OF JURASSIC CRINOIDAL LIMESTONE.

Jérôme DAVID*, Charles G. MESSING** et Michel ROUX*.

* Laboratoire des Sciences de la Terre (EA 2062), Université de Reims, Centre de Recherche Agronomique, 2 esplanade Roland Garros, 51100 REIMS.
** Nova University, Oceanographic Center, 8000 North Ocean drive, 33004 Dania (Florida).

Les données concernant la vitesse de croissance des crinoïdes pédonculés sont à l'heure actuelle extrêmement rares et tirées uniquement de quelques expériences de régénération en laboratoire ou d'estimations indirectes. La première expérience de mesure de la croissance *in situ* a été menée par l'un de nous (C.G. MESSING) aux Bahamas, par 420 m de fond, entre le 10/08/93 et le 17/04/94.

A l'aide d'un submersible (Johnson Sea Link), 8 spécimens de la Pentacrine *Neocrinus decorus* ont été prélevés, bagués (entre 2 nodales) dans la partie proximale du pédoncule, mesurés, puis replacés sur leur site. Le printemps suivant, sept d'entre eux furent remontés à la surface et une étude biométrique approfondie fut alors entreprise.

La couronne de bras d'un des spécimens, certainement « stressé » par la phase de manipulation, s'était autotomisée à environ 1 cm de la coupe dorsale, puis partiellement régénérée, réduisant la croissance du pédoncule à 1,2 cm/an. On put ainsi estimer la vitesse de régénération des bras (environ 4,5 cm/an). Les autres individus présentaient des vitesses de croissance du pédoncule pouvant aller de 9,3 à 14,3 cm/an. L'analyse des spécimens montre que le volume d'ossicules produit par l'animal est fonction de sa capacité de filtration des particules nutritives, mais aussi des réserves énergétiques disponibles.

Ces données expérimentales permettent d'évaluer la production potentielle de bioclastes (entroques) d'une population de pentacrines, en fonction de sa densité. Dans la nature actuelle, la densité des populations peut atteindre localement 20 individus/m^2 et en moyenne, sur de larges surfaces, 0,6 individus/m^2. Sur le site de l'expérience, la densité est de 7,5 individus/m^2, ce qui correspond à une production d'ossicules de 36 cm^3/m^2/an: il faudrait 28 000 ans pour accumuler 1 mètre de sédiment. En utilisant la densité moyenne sur de larges surfaces (0,6 indiv./m^2), on obtient le chiffre de 2,9 cm^3/m^2/an: environ 350 000 ans seraient alors nécessaires pour atteindre une épaisseur de sédiment d'un mètre.

L'espèce actuelle *Neocrinus decorus* est une forme balanocrine de taille moyenne dont chaque individu adulte représente environ 45 cm^3 d'ossicules. Les grandes pentacrines actuelles (par exemple *Metacrinus musorstomae* ou *Saracrinus superbus*) ont un volume d'ossicules par individu pouvant souvent dépasser 105 cm^3 et atteindre 175 cm^3. L'espèce jurassique *Extracrinus babeaui*, à l'origine des calcaires à entroques de Bourgogne, correspond à un volume par individu de 165 cm^3.

Si l'on transpose les résultats expérimentaux des Bahamas à cette dernière espèce fossile, une densité maximale de 10 individus/m^2 produirait un mètre d'ossicules en 5 000 ans et une densité de 0,6 indiv./m^2 en produirait autant en 85 000 ans. Compte-tenu du fait qu'*Extracrinus babeaui* vivait à moindre profondeur (milieux circalittoraux) que *N. decorus*, sa vitesse de croissance était probablement plus élevée et notre estimation ne peut être que sous-estimée. La lentille de calcaire à entroque d'Euville (Oxfordien de la Meuse) (HUMBERT, 1971) a pu s'édifier en moins de 50 000 ans (en excluant tout phénomène de concentration par les courants). Ces vitesses de sédimentation peuvent donc être relativement rapides à l'échelle géologique.

La composition du sable crinoïdique (proportions entre les différents types d'ossicules) varie considérablement d'un morphotype à l'autre: 77% d'éléments de cirres chez *E. babeaui* à 15% chez la forme balanocrine *N. decorus*. Dans ce cas, le tri hydrodynamique par les courants ne peut être systématiquement invoqué pour expliquer la fréquence élevée d'un type d'ossicule par rapport aux autres.

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n°27, 293 p.

TECTONIQUE SYNSEDIMENTAIRE, EROSION REGRESSIVE ET PARASEQUENCES DE DEPOT DANS LE KIMMERIDGIEN INFERIEUR DE LA POINTE DU CHAY (CHARENTE-MARITIME, FRANCE).

SYNSEDIMENTARY FAULTING, RETROGRESSIVE EROSION AND PARASEQUENCES INTO EARLY KIMMERIDGIAN CLIFFS AT POINTE DU CHAY (CHARENTE-MARITIME, FRANCE).

Jérôme DAVID[1], Michel ROUX[1] et Pascal BARRIER[2].
[1] Laboratoire des Sciences de la Terre (EA 2062), Université de Reims,
Centre de Recherche Agronomique, 2 esplanade Roland Garros, 51100 REIMS.
[2] I.G.A.L., Centre Polytechnique Saint Louis, 13 Boulevard de l'Hautil,
95092 CERGY-PONTOISE Cedex.

Célèbre gisement fossilifère, exploré par A. d'Orbigny, les falaise de la Pointe du Chay et des Chirats (Angoulins, Charente-maritime) appartiennent au Kimméridgien inférieur (biozone à Cymodoce). La stratigraphie et les failles qui affectent la série ont été décrites par M. Corlieux (1970). Il s'agit d'une coupe virtuelle reconstituée à partir de deux compartiments situés de part et d'autre d'une faille normale majeure (numérotée F4). La reconnaissance de l'importance de cette faille avait permis de confirmer l'existence de deux ensembles distincts à faciès corallien. Bien que J. Arentz et M. Séronie-Vivien (1975) aient suggéré que les masses coralliennes soient allochtones et correspondent au comblement de canyons sous-marins, P. Hantzpergue (1989 et 1991) considère qu'il s'agit de bioconstructions en place (schéma de Lafuste, 1956 à 1959).

Un réexamen détaillé de l'ensemble des falaises de la pointe du Chay et des Chirats nous a permis de mettre en évidence une tectonique extensive synsédimentaire dont l'aspect le plus spectaculaire sont les rejeux successifs de la faille F4 contrôlant la sédimentation des assises englobant l'unité corallienne supérieure (2d phase récifale des auteurs) (fig. 1). Au niveau de la corne ouest du Chay, l'unité corallienne supérieure ravinne profondément les assises sous-jacentes: il s'agit clairement d'un glissement en masse provoquant latéralement un important piston de boue cacheté par la suite de la sédimentation bioclastique.

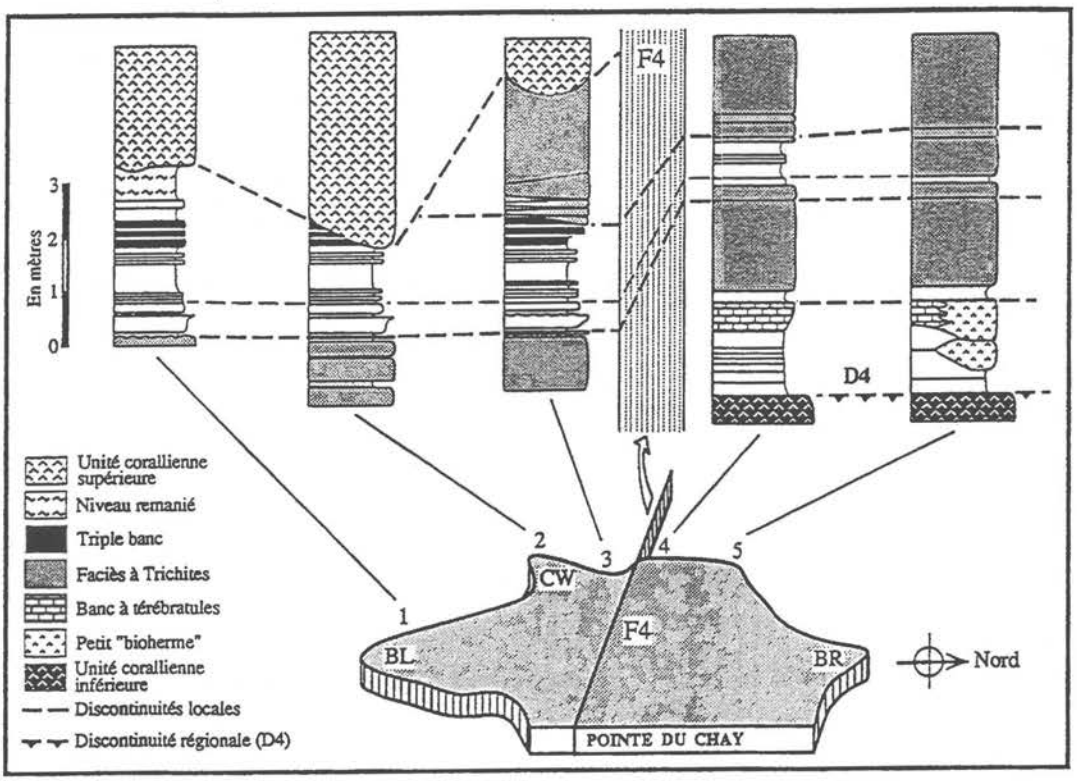


Fig. 1: Corrélations stratigraphiques à l'Ouest et au Sud de la presqu'île du Chay.
BL: Pointe de la Belette, BR: Pointe de la Barbette, CW: Corne ouest.

Au-dessus de la surface durcie qui termine l'unité corallienne inférieure, se superposent cinq unités séparées par des discontinuités: (1) l'unité à Ammonites et Brachiopodes, (2) l'unité à *Trichites* inférieure, (3) une unité intermédiaire qui passe au niveau de la faille F4 d'un faciès à *Trichites* au Nord à une alternance marno-calcaire au Sud, (4) l'unité à *Trichites* supérieure, et enfin (5) l'unité corallienne supérieure, dominée par des dépôts gravitaires qui entaillent l'unité précédente et, vers le Sud, représentée par les marnes des Chirats reposant directement sur l'unité intermédiaire.

L'organisation des corps sédimentaires et les faciès (fig. 2), notamment pour les unités supérieures, évoquent une situation en bordure externe d'un talus d'accumulation biodétritique (faciès à *Trichites*) soumis à des phases d'érosion régressive sous-marine déclenchées par des rejeux tectoniques. Les phases liées à des apports terrigènes sont rétrogradantes (unité intermédiaire et unité corallienne supérieure) et sont interprétables comme des cortèges transgressifs tandis que les ensembles purement bioclastiques à *Trichites* sont progradants et sont assimilables à des prismes de haut niveau marin relatif. Les rejeux tectoniques en distension les plus importants (1,5 m chacun au niveau de F4) précèdent les phases rétrogradantes à apports terrigènes en même temps qu'ils contribuent à accroître le relief du fond et la tranche d'eau.

Dans l'unité corallienne supérieure, entre le Chay et les Chirats, le dénivelé ne pouvait guère être supérieur à une quinzaine de mètres compte tenu des géométries observées et des rejeux tectoniques possibles. Or, la base des marnes des Chirats est marquée par l'apparition d'abondantes pentacrines (*Isocrinus alternans*) qui indiquent un net approfondissement, supérieur à la vingtaine de mètres, par rapport aux faunes à Millericrinidés des constructions coralliennes situées en haut du talus lorsqu'elles étaient en place (J. David, en préparation). Il est donc nécessaire de faire appel à une variation eustatique positive importante durant cet épisode.

L'unité corallienne inférieure montre le même mode de mise en place (mass flows comblant des chenaux érosifs) mais on observe mieux la phase finale du comblement où les chenaux deviennent de moins en moins érosifs. Elle correspond à un milieu de dépôt moins profond que l'unité supérieure (absence de crinoïdes pédonculés, présence de solénopores, épandage oolithique sommital).

En conclusion, il nous paraît clair que les rejeux tectoniques contrôlent ici la sédimentation gravitaire ainsi que la succession des paraséquences. Les "récifs coralliens" de la Pointe du Chay sont en fait principalement des dépôts gravitaires.

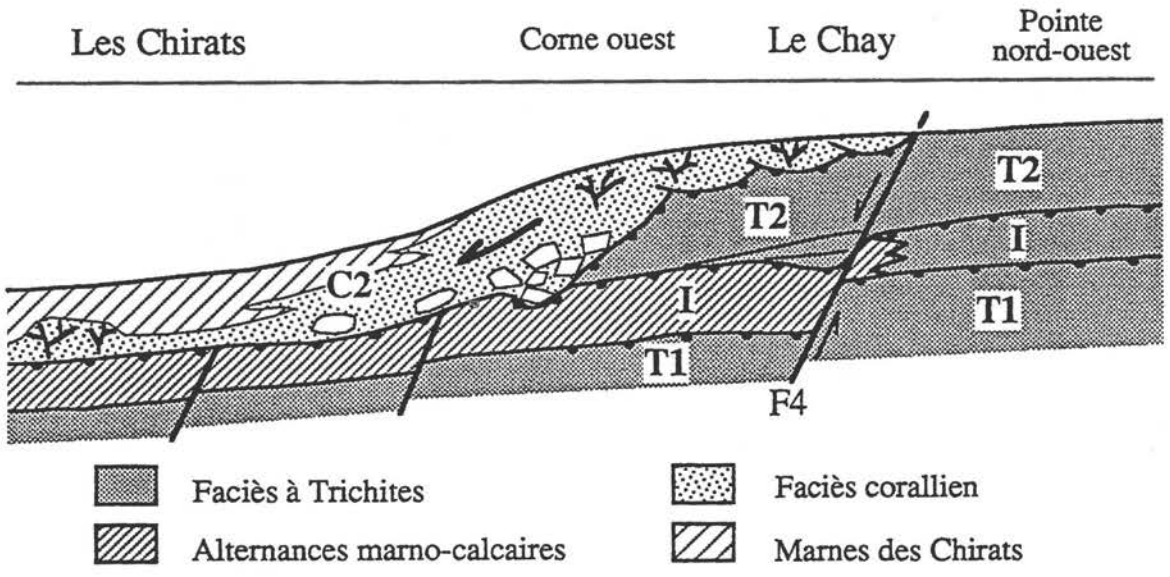


Figure 2: Schéma d'organisation des unités sédimentaires de la Pointe du Chay et des Chirats.
T1: unité à *Trichites* inférieure, I: unité intermédiaire, T2: unité à *Trichites* supérieure, C2: unité corallienne supérieure.

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n° 27, 293 p.

MISE EN ÉVIDENCE D'UN TROISIÈME TYPE D'ILLITE PAR DATATION K/Ar ET ISOTOPES DE L'OXYGÈNE : UNE NOUVELLE POSSIBILITÉ DE DATATION DES SÉRIES DE PLATE-FORME CARBONATÉE.

A THIRD TYPE OF ILLITE DEMONSTRATED BY K/Ar DATING AND OXYGEN ISOTOPES, A NEW WAY TO AGE CALIBRATION OF CARBONATE PLATFORM DEPOSITS.

Jean-Francois DECONINCK[1], Pierre-Yves GILLOT[2],
Michel STEINBERG[3] et André STRASSER[4]

(1) Sédimentologie et Géodynamique, URA 719 CNRS, Université de Lille 1, 59655 Villeneuve d'Ascq, Cedex, France.
(2) URA 1369 CNRSUniversité de Paris XI - Orsay, Bât. 504, 91405 Orsay, Cedex, France.
(3) URA 723 CNRS, Université de Paris XI - Orsay, Bât. 504, 91405 Orsay, Cedex, France.
(4) Université de Fribourg, Institut de Géologie, Pérolles, 1700 Fribourg, Suisse.

K/Ar ages and oxygen isotope composition of illitic clay fractions of Purbeckian marls from the Jura mountains were determined. Measured ages lie between 122.3± 2.25 Ma and 136.5 ± 2.4 Ma thus being either coeval or younger than the age of sedimentation (Jurassic/Cretaceous boundary). From the $\delta^{18}O$ values - around 20 ‰ - and from the maximum known burial depth (1000 m) and temperature (# 50°C), it is possible to confirm that illite replaced smectite and formed in evaporated seawater. Thus, in addition to the two common types of illites resulting either from the fragmentation of pre-existent micas or diagenetically formed in sediments buried at several kilometres depth, a third type of illitic clay mineral formed at surface temperature does exist and may be useful for age calibration.

La fraction argileuse de la plupart des roches sédimentaires contient des illites que l'on peut assimiler à des micas de petites tailles. Ces minéraux proviennent de l'érosion de roches variées affleurant sur les domaines continentaux et ont par conséquent une origine détritique, ou se forment au cours de l'enfouissement par transformation progressive de minéraux smectitiques.

Dans les sédiments carbonatés du Purbeckien (passage Jurassique/Crétacé) du Jura, des minéraux illitiques ont été identifiés dans des lits argileux verdâtres probablement formés dans un environnement supratidal. Ces argiles caractérisent en effet le sommet de séquences émersives, et présentent des fentes de dessiccation. Localement, la fraction argileuse de ces niveaux est constituée de 100% d'illite. Il s'agit de minéraux dioctaédriques, mal cristallisés, de petites tailles (< 0,5 µm) qui présentent des teneurs en fer relativement élevées, intermédiaires entre celles des glauconites et des muscovites. Compte tenu du contexte sédimentologique marqué par la quasi-absence de minéraux détritiques (chlorite, kaolinite, quartz par exemple) et de l'enfouissement relativement faible (environ 1000 m) des formations purbeckiennes du Jura, ni l'origine détritique, ni l'origine diagénétique liée à l'enfouissement ne permettent d'interpréter la présence de ces minéraux illitiques. Ceci nous a conduit à suggérer une formation précoce de ces minéraux dans des conditions de surface par transformation de smectites sous l'influence d'alternance d'humidification par l'eau de mer et d'assèchement (Deconinck *et al.*, 1988).

Afin de vérifier cette hypothèse, nous avons entrepris deux groupes d'analyses sur ces minéraux illitiques provenant de trois coupes du Jura méridional (Figure) : 1) des datations K/Ar, 2) une mesure du rapport isotopique de l'oxygène. 5 échantillons dont la fraction argileuse est constituée essentiellement d'illite ont été sélectionnés et analysés. Les âges K/Ar varient de 122,3 ± 2,25 Ma à 136,5 ± 2,4 Ma soit du Tithonien au Valanginien (Odin, 1994) et sont par conséquent contemporains ou plus jeunes que les dépôts purbeckiens. Ce résultat confirme que les illites ne sont pas détritiques, car dans ce cas les âges auraient été plus anciens que la limite Jurassique/Crétacé. Le $\delta^{18}O$ des illites est voisins de 20‰ (Tableau), valeurs plutôt caractéristiques des smectites que des illites détritiques (généralement < 14‰) et des illites formées au cours de la diagenèse d'enfouissement (généralement 12 < $\delta^{18}O$ < 18‰). Ces données confirment par conséquent l'hypothèse d'une formation dans des conditions de surface par transformation de smectites.

L'intérêt de ces minéraux formés au cours ou peu après la sédimentation est qu'ils permettent de dater les sédiments. Dans le cas des dépôts purbeckiens du Jura, compris entre les "Tidalites de Vouglans" d'âge tithonien et la formation de Pierre-Châtel qui débute dans la sous-zone à Subalpina (Berriasien inférieur), certains âges valanginiens mesurés sur deux des trois coupes ne sont pas cohérents avec l'âge déduit des données biostratigraphiques. En revanche sur la coupe du Col du Banchet, l'âge mesuré est cohérent avec l'âge déduit des données biostratigraphiques, si l'on se réfère à l'échelle des temps géologiques d'Odin (1994). Par conséquent, il apparaît une nouvelle possibilité de datation absolue des séries de plate-forme carbonatée grâce à ces minéraux illitiques très particuliers. Ceci est d'autant plus utile que dans ces environnements de dépôt, les marqueurs stratigraphiques sont souvent rares voire absents.

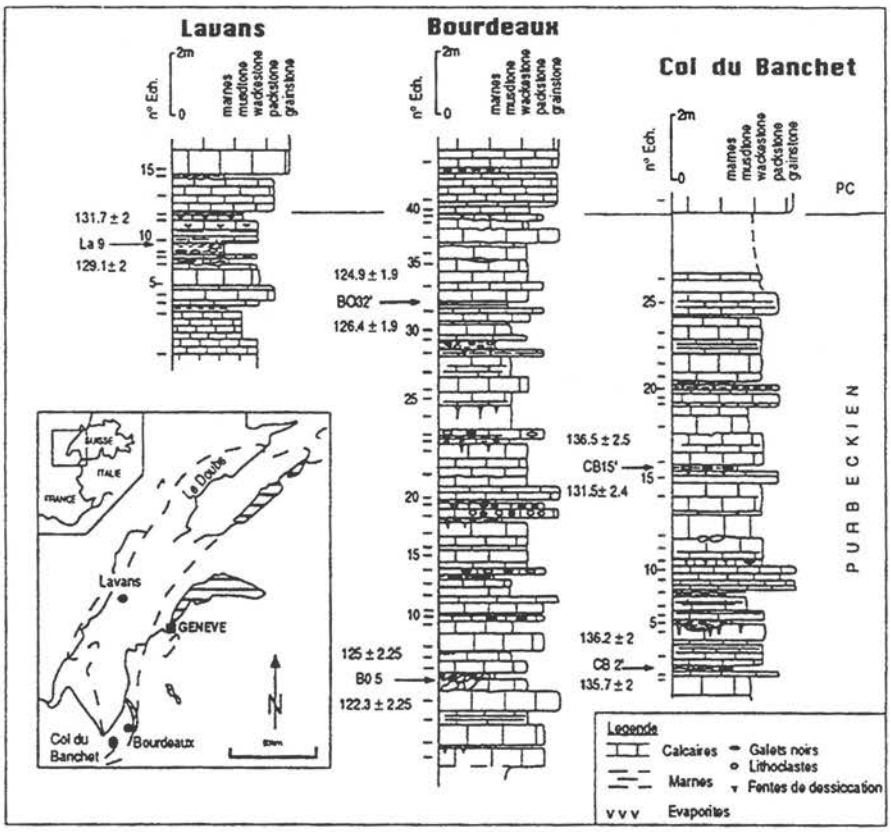


Figure 1 : Lithostratigraphie des coupes et localisation des échantillons étudiés (PC = Formation de Pierre-Châtel).

Échantillon	Coupe	Age K/Ar (Ma)	$\delta^{18}O$ (‰)
La 9	Lavans	131.7 ± 2 /129.1 ± 2	21± 0.2
BO 5	Bourdeaux	125 ± 2.25/122.3 ± 2.25	19.2 ± 0.09
BO 32'	Bourdeaux	124.9 ± 1.9/126.4 ± 1.9	20.5 ± 0.1
CB 2'	Col du Banchet	135.7 ± 2/136.2 ± 2	21.95 ± 0.3
CB 15'	Col du Banchet	136.5 ± 2.5/131.5 ± 2.4	19.5 ± 0.25

Tableau 1 : Résultats analytiques, âges potassium/Argon et données isotopiques

Deconinck, J. F., Strasser, A. and Debrabant, P., 1988. Formation of illitic minerals at surface temperatures in Purbeckian sediments (Lower Berriasian, Swiss and French Jura). *Clay minerals*, 23, 1, 91-103.

Odin, G.S., 1994. Geological Time scale (1994). *C.R. Acad. Sci.* Paris, t. 318, II, n° 1, 59-71.

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n°27, 293 p.

STRUCTURATION SYNSÉDIMENTAIRE DU SEUIL CÉVENOL DURANT LE JURASSIQUE

SEDIMENTARY PATTERNS OF SYNTECTONIC BODIES DURING THE JURASSIC IN THE CEVENOL THRESHOLD

Jean DELFAUD, Jean REVERT et Roger SABRIER
Université de Pau, L.G.M.B.S., CURS-IPRA, Av. de l'Université, 64000 PAU

Le Seuil Cévenol, défini par Dreyfus et Gottis en 1949, constitue la limite entre Bassin des Causses et Marge Languedocienne. C'est une zone de lacunes et d'anomalies sédimentaires, souvent minéralisées. Dans le détail, on ignore encore sa paléo-orientation et sa géométrie synsédimentaire. La sédimentologie de détail permet de proposer une reconstitution en 3 dimensions.

I - Au Lias : après la phase antérift du Lias calcaire (Lias inférieur et moyen), une première phase de rifting se manifeste durant le Lias moyen, en milieu marin ouvert. Un système de blocs basculés à regard ouest se développe. Les schistes cartons du Toarcien inférieur épousent encore cette géométrie en n'occupant que les zones basses des 2 blocs aval occidentaux. Le jeu synsédimentaire de la faille de St Michel a été noté de longue date (Aubague et Michard, 1973). Elles séparent 2 panneaux avec des séries différentes. Dans les 2 blocs amont, orientaux, le Lias moyen est absent et quelques mètres de Lias supérieur reposent en discordance sur les carbonates du Lias inférieur. Il ne s'agit que de la partie sommitale des cycles eustatiques (surfaces d'inondation maximale et prisme de haut niveau).

II - Au Dogger, une seconde phase de rifting intervient dans un milieu de plate-forme carbonatée sub-tidale. Les mêmes failles rejouent, mais en simples failles normales directes (disposition bien visible dans la falaise de Aveze à Arre). 4 blocs sont identifiés (fig. 1 et 2) avec : A : émersion, B : brèches évaporitiques et chenaux tidaux allongés N 30°E. Ces faciès sont bien visibles dans la coupe de St Pierre La Fage (Gottis et Delfaud, 1975). C : marno-calcaire slumpé, D : restes de mangrove (lignites en place avec racines). Le système tectonique doit correspondre à une transtension avec développements locaux de coins effondrés.

Au total, le Seuil Cévenol du Larzac Sud n'est que le reste d'une série réduite qui recouvrait l'axe haut : Cévennes - Montagne Noire, le point le plus haut étant le bloc St Laurent le Minier - Fozières (= ride de Lodève). Ces séries très condensées ont de fortes teneurs en métaux (Pb - Zn) associées au fer ou aux évaporites (Delfaud, 1992). Localement, une remobilisation a conduit à des accumulations minérales exploitables. Deux épisodes de rifting doivent être distinguées, tant par la bathymétrie que par le système de contraintes. Les deux phases ont animé un double système de cassures orientées N 20 et N 50. Ces directions sont conjuguées. Il est possible toutefois qu'un décrochement dextre postérieur (Cénozoïque) ait remobilisé les accidents N 50 générant une rotation vers le bassin.

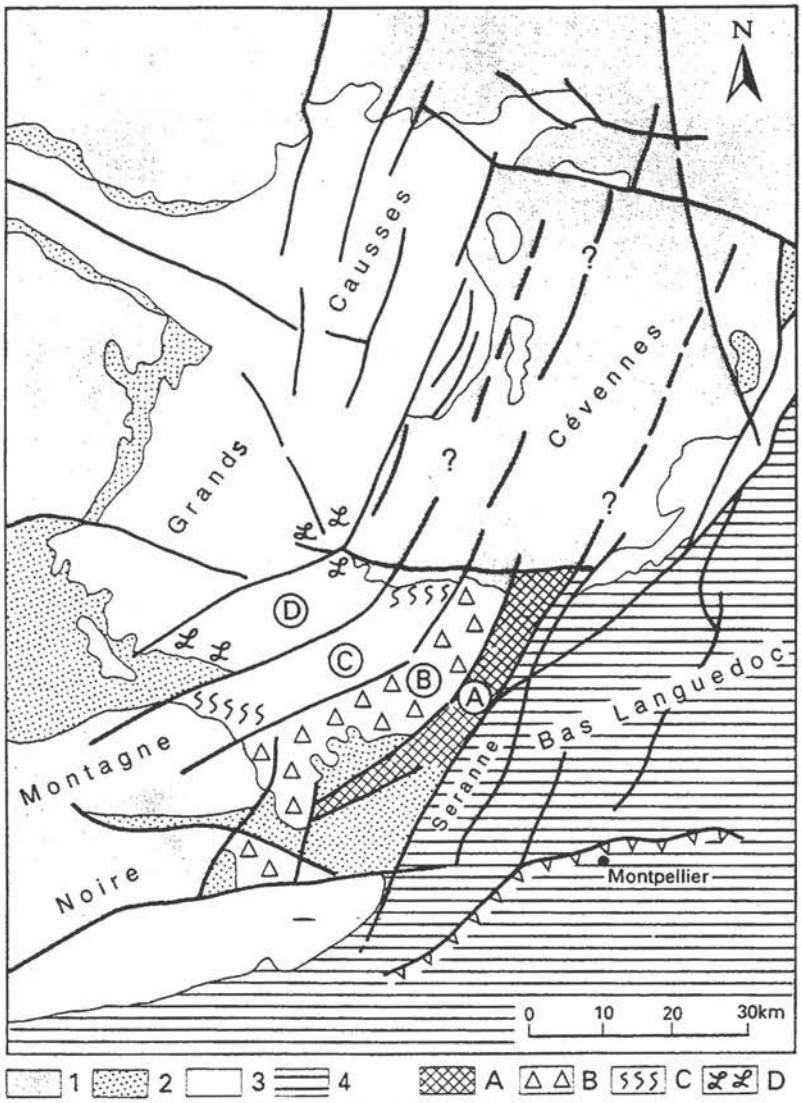


Fig. 1. Carte du Seuil Cévenol au Dogger.
1. Socle, 2. Permo-Trias, 3. Jurassique, 4. Post-Jurassique
A. Lacune, B. Série à chenaux, C. Série à Slumps, D. Mangrove avec traces de racines

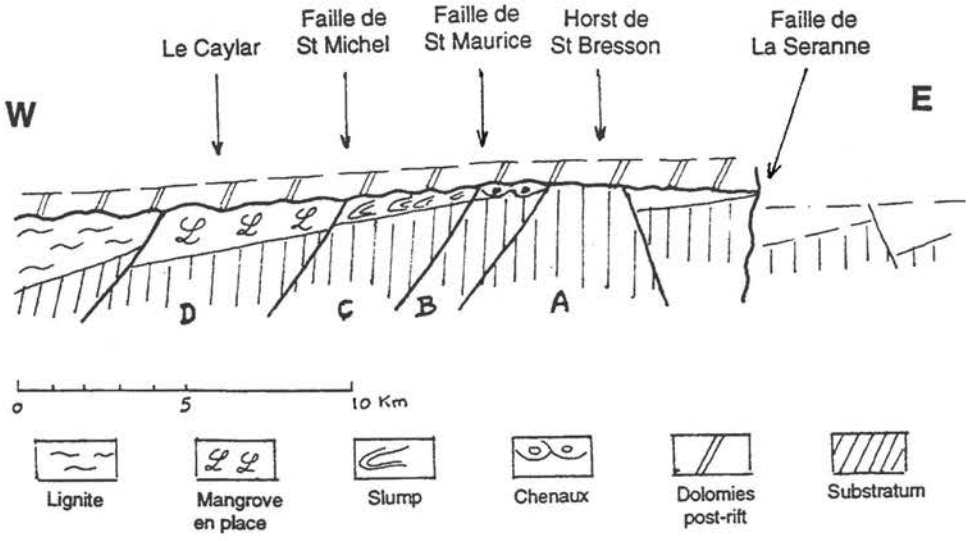


Fig. 2. Modèle tectonique du Seuil Cévenol au Dogger
A. Lacune, B. Série à chenaux, C. Série à Slumps, D. Mangrove avec traces de racines

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n°27, 293 p.

STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE ET SEDIMENTOLOGIE DES SABLES DE FONTAINEBLEAU (OLIGOCENE) DANS LA REGION D'ETAMPES, FRANCE

POSTER

SEQUENCE STRATIGRAPHY AND SEDIMENTOLOGICAL ANALYSIS OF THE FONTAINEBLEAU SANDSTONES (OLIGOCENE) IN THE ETAMPES AREA, FRANCE

Vincent DELHAYE-PRAT et Jean-Loup RUBINO

Total SA, 24 cours Michelet , La Défense 10, 92069 Paris La Défense Cedex

The Oligocene Fontainebleau Sandstones can tentatively be subdivided in three depositonal sequences based on the stacking pattern analysis and detailed sedimentological studies. Most formation boundaries coincide either with sequence boundary and/or with transgressive or ravinement surfaces. Most of the systems tract can be quite easily matched with the old lithostratigraphic nomenclature which was based on the faunal content distribution. Basically, the transgressive systems tract (TST) include an early transgressive member either tide dominated or corresponding to a protected environment, whilst the upper TST, above the ravinement surface, is commonly wave and storm dominated such as the high stand system tract. Discontinuities of higher hierarchical order are also identified.

Cette étude est basée sur une analyse de détail des structures sédimentaires (voir aussi Cojan & Thiry, 1989 ainsi que Plaziat et *al.*, 1989) observables dans les Sables de Fontainebleau, et permet une interprétation en termes de milieu de dépôts et d'organisation stratigraphique. Le découpage retenu est celui qui dérive des travaux anciens, lesquels s'étaient attachés à subdiviser la masse des sables en «Faluns», individualisés en fonction de leur contenu faunistique. Ces subdivisions deviennent de plus en plus délicates à établir au fur et à mesure que l'on se rapproche des marges du bassin ou lorsque l'on se distalise. L'analyse sédimentologique, associée à une étude des dérives transgressives ou régressives, fournit un dénominateur commun et permet ainsi une interprétation cohérente de toute la série - y compris celle des formations azoïques - ainsi qu'une réintégration des données de la littérature (sur ce dernier point *cf.* l'article de Lozouet et Maestrati, 1979).

Dans l'axe du bassin Oligocène, le début de la transgression sur les unités sous-jacentes se fait par l'intermédiaire de dépôts lagunaires (Marnes à huîtres). Celles-ci passent graduellement aux premiers sables, comme le montre une coupe récente dans la commune de Saulx les Chartreux, qui confirme les observations de Poisson et *al.* (1981) à Courcelles, ou celles plus anciennes de Lemoine (1911).

Le sommet du premier falun, le Falun de Jeurs, tel qu'observé à Morigny, est une lumachelle caractéristique d'une baie, dont le sommet a été démantelé sous l'effet de la houle au moment de la transgression du Falun de Morigny . Par conséquent, l'ensemble des formations déposées sous le falun de Morigny constitue la base du cortège transgressif déposé en environnement restreint sous la surface de ravinement.

Le Falun de Morigny montre essentiellement des rides de houles. Toutefois, dans le détail, son évolution suggère une tendance à l'approfondissement à la base, suivi d'un terme régressif très réduit, comme le montrent les structures sommitales à Morigny qui indiquent une très faible bathymétrie. Ce Falun de Morigny est tronqué par le ravinement d'Etrechy. Cet évènement d'extension régionale, très érosif (comme démontré par Cossmann et Lambert, 1884), est interprété comme la limite de séquence qui sépare le Stampien Inférieur du Supérieur. Le cortège transgressif suivant correspond au Falun de Vauroux-St Antoine ; il débute par des dépôts tidaux plus ou moins remaniés par la houle ou par des faciès de baie à débris de plantes. Un cordon de galets sépare le Falun de Vauroux-St Antoine de celui de Pierrefitte. Ce cordon est discontinu, présente des éléments plus petits et surtout beaucoup plus roulés que ceux surmontant le ravinement d'Etrechy. Ces galets s'intègrent parfaitement dans une logique rétrogradante et soulignent la surface de ravinement transgressive associée à l'action de la houle. C'est donc une discontinuité mineure qui sépare les environnements restreints du Falun de Vauroux-St Antoine des dépôts dominés par la houle caractéristiques du Falun de Pierrefitte. Cette formation est celle qui présente le caractère marin le plus ouvert depuis la base de la série. Elle débute par des sables à rides de houle passant progressivement à des stratifications obliques en mamelon (HCS) décimétriques ; puis, au dessus d'une discontinuité mineure, se dépose une série relativement épaisse d'HCS métriques indiquant un milieu contrôlé par les tempêtes. Le terme dominé par les

tempêtes constitue le cortège régressif de cette séquence qui s'achève à Etampes par le dépôt d'une plage, tandis que la base de la série à HCS métriques correspond au sommet du cortège transgressif.
La série est de nouveau érodée par le Ravinement de Saclas, à une altitude moyenne de 105m. Ce ravinement régional majeur, connu depuis Dollfus (1911), considéré comme local et subordonné par Gely et Lorenz (1991), est d'ordre identique à celui d'Etrechy. Il est surmonté par les Sables à galets de Saclas, à structures tidales caractéristiques (organisation cyclique des faisceaux de lamines, surface de réactivation, « caps »). Ces sables sont interprétés comme un nouveau cortège transgressif ; par conséquent, le ravinement de Saclas résulte de l'amalgame entre la limite de séquence et la surface de transgression. Le caractère tidal du milieu de dépôt est confirmé par de nouvelles observations comme l'existence de faciès de replats de marées argileux à Torfou et Fourchainville, ou représenté par un faciès de décantation très fin, très riche en micas. Ce faciès se trouve concentré très fréquemment dans les sables, là ou l'on devrait normalement trouver des argiles ; ceci suggère qu'en l'absence d'une fraction argileuse importante, ce type de dépôt fin pourrait avoir la même signification que les argiles en terme d'analyses de faciès. En outre, il correspond fréquemment au faciès de Fontenay, tel qu'il fut décrit par Alimen (1936).
Les faciès régressifs reviennent très rapidement avec l'installation d'une plage, surmontée par un complexe éolien à caractère littoral avec des intercalations de niveaux lacustres ou marécageux . Le sommet de la série, qui inclut des niveaux sableux et qui est couronné par des carbonates, fera l'objet d'une publication ultérieure.
En conclusion, le maximum d'approfondissement semble se situer dans le Falun de Pierrefitte. Les formations de l'Oligocène du bassin de Paris, hors « Sannoisien », présentent à l'ordre le plus petit, un cycle en transgression-régression assez symétrique, entrecoupé toutefois par deux ravinements dont il conviendra de déterminer l'origine. Ces derniers subdivisent la série en trois séquences de dépôts dont la distribution régionale reste à préciser par l'intégration des données de subsurface.

Références :

Alimen H. (1936). Mém. Soc. Géol. France., 14, n°31, 309p.
Cojan I et Thiry M. (1989). Pub. Assoc. Sédim. Fr., A.S.F., Paris, pp.81-82.
Cossmann M. et Lambert J. (1884). Mém. Soc. Géol. France. (3), 3, 187p.
Dollfus G.F. (1911) Compte-Rendu sommaire, Bull. Soc. Géol France.(4), XI, pp.73-75.
Gely J.P. et Lorenz C. (1991). Revue de L'Institut Français du Pétrole, vol.46, n°6, pp.713-747.
Lemoine (1911). Géologie du Bassin de Paris, Hermann & fils Eds.
Lozouet P et Maestrati Ph. (1979). Bull. Inf. Geol. Bassin de Paris, 16, n°2, pp.21-26.
Poisson A., Freytet P., Maestrati Ph et Guernet C. (1982). Cahiers de l'Université Paris Sud - centre d'Orsay (XI), n°3, pp.149-161.

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n° 27, 293 p.

POSTER

APPROCHE GEOCHIMIQUE DU CONTROLE DES SEQUENCES EUSTATIQUES DE TROISIEME ORDRE. EXEMPLE DU JURASSIQUE SUPERIEUR DU DOMAINE VOCONTIEN (CHATEAUNEUF D'OZE, FRANCE)

GEOCHEMICAL APPROACH OF THE THIRD-ORDER SYSTEMS TRACTS CONTROL. EXAMPLE OF THE UPPER JURASSIC VOCONTIAN BASIN (CHATEAUNEUF D'OZE, FRANCE)

Marc DE RAFELIS[1], Laurent EMMANUEL[2], Jean-Christophe CORBIN[3], Maurice RENARD[1], Roger JAN DU CHENE[1], Georges GORIN[4], Luca BOMBARDIERE[4] & Francois ATROPS[5].

1 - Lab. de Géologie des Bassins Sédimentaires & URA 1761CNRS, UPMC, Case 116, 4 Place Jussieu F-75252 PARIS CEDEX 05.

2 - Centre des Sciences de La Terre & UMR 5561CNRS, Université de Bourgogne, 6 Bd Gabriel F-21000 DIJON

3 - Istituto geocronologia, geochimica, isotopica, Universita di Pisa, via Cardinal Maffi 36, I-50127, PISA

4 - Departement de Geologie et Paleontologie, 13 r. des Maraîchers CH-1211 GENEVE

5 - Centre des Sciences de La Terre & URA 11 CNRS, Paléontologie stratigraphique et Paléoécologie, Université Claude Bernard - 27-43 Bd du 11 Novembre, 69622 VILLEURBANNE Cedex.

Dans le cadre d'une étude stratigraphique intégrée, l'analyse géochimique (éléments traces : Mn, Sr, Fe, Mg et isotopes stables de l'oxygène et du carbone) d'une série hémipélagique de l'Oxfordien et du Kimméridgien du domaine Vocontien (Coupe de Chateauneuf d'Oze, Sud-Est de la France) a été réalisée. Les résultats obtenus sont interprétés en terme de stratigraphie séquentielle. L'application de techniques de cathodoluminescence aux micrites pélagiques permet de discuter l'origine des fluctuations des teneurs en Mn et d'en déduire la nature du contrôle des cycles eustatiques à l'échelle du troisième ordre (glacio-eustatisme vs tectono-eustatisme).

La coupe de Chateauneuf d'Oze, située à quelques kilomètres au Sud-Est de Veynes, constitue l'une des coupes référence pour l'Oxfordien supérieur et le Kimméridgien inférieur des chaînes subalpines (Atrops 1982). Elle commence à l'Oxfordien supérieur, dans la zone d'ammonites à Bimammatum (banc 37). Au sommet, le Berriasien repose directement sur le Kimméridgien supérieur (zone à Acanthicum, banc 196) créant une lacune relativement importante (une partie du Kimméridgien supérieur et la totalité du Tithonique) que pourrait expliquer le fonctionnement du Canyon de Ceüse (Beaudoin, 1977). La continuité de la série est interrompue par la présence d'un slump (banc 150).

L'analyse des éléments traces a porté sur 145 échantillons prélevés essentiellement dans les bancs les plus carbonatés ($CaCO_3$ > à 80%).

La courbe d'évolution des teneurs en manganèse montre une tendance générale à l'augmentation. Les valeurs passent de 200 ppm dans l'Oxfordien supérieur, à 900 ppm environ au Kimméridgien supérieur). Dans le détail, un certain nombre de coupures majeures dans l'évolution des teneurs en manganèse permettent la caractérisation de quatre ensembles.

Pour l'étude isotopique, le pas d'échantillonnage est beaucoup plus lache (80 échantillons sur l'ensemble de la coupe). Les variations de $\partial^{18}O$ et de $\partial^{13}C$ sont corrélées : un refroidissement important (enregistré par le $\partial 18O$) qui commence au voisinage de la limite Oxfordien-Kimméridgien s'accompagne d'une baisse de la productivité primaire enregistrée par le $\partial 13C$.

A partir des courbes d'évolution des teneurs en manganèse et de l'analyse stratonomique, nous proposons un découpage séquentiel (séquences de troisième ordre) en utilisant le modèle géochimique de caractérisation des cortèges sédimentaires proposé par Emmanuel (1993) pour le Crétacé inférieur vocontien.

Dans une méga-séquence trangressive (Hardenbol et al., 1996), il est possible de distinguer sept " séquences géochimiques " qui sont corrélables avec les séquences de la charte des cycles eustatiques (Hardenbol et al., 1996).

Le modèle proposé pour le découpage séquentiel à partir des courbes d'évolution des teneurs en Mn apparait fonctionnel. Il reste maintenant à définir la relation causale existant entre les hauts niveaux marins et les fortes teneurs en Mn au niveau d'une séquence de troisième ordre (sensus Vail).

Deux mécanismes sont succeptibles de faire augmenter la teneur en Mn des sédiments pélagiques lors d'une phase de haut niveau marin :

(i) - les condensations sédimentaires qui diminuent la dilution du MnO2 par les carbonates (le teneur en Mn de l'eau de mer restant plus ou moins constante).

(ii) - une modification de la teneur en Mn de l'eau de mer ce qui suppose une augmentation de la teneur en Mn coprécipité dans la calcite.

Dans le premier cas, on ne peut trancher entre glacio-eustatisme et tectono-eustatisme. Dans le second, il convient de chercher une source supplémentaire de Mn au niveau du fonctionnement de la dorsale (hydrothermalisme) impliquant le tectono-eustatisme.

Pour ce faire, nous avons utilisé la cathodoluminescence qui permet de "quantifier" le Mn présent dans le réseau de la calcite sous forme de Mn^{2+}. Nous avons ainsi montré que les luminescences d'échantillons de haut niveau marin (fortes teneurs en Mn) sont systématiquement plus forte que celles des bas niveau marin (faibles teneurs en Mn). L'augmentation des teneurs en Mn des micrites de haut niveau marin est donc due, au moins pour partie, au Mn coprécipité ce qui implique une augmentation de la teneur en Mn de l'eau de mer via un fonctionement plus actif des dorsales (tectono-eustatisme).

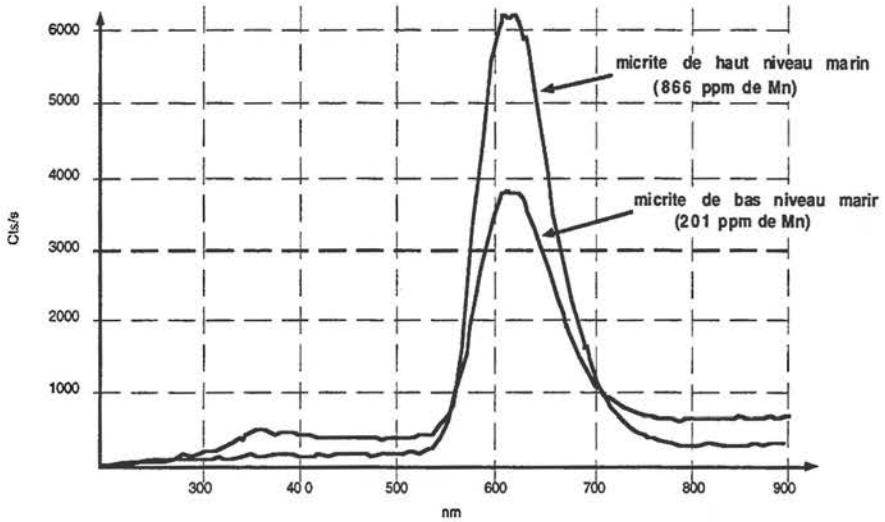


Figure : Spectres de luminescence des micrites de haut et de bas niveau marin (activateur = Mn^{2+})

Références :

ATROPS F., 1982, La sous-famille des Ataxioceratinae (Ammonitina) dans le Kimméridgien Inférieur du Sud-Est de la France. Univ. Claude Bernard, Doc. Lab. Géol. Lyon, n°83, p17-23, p.300-305, p.339.

EMMANUEL L. , 1993, apport de la géochimie des carbonates à la stratigraphie séquentielle. application au crétacé inférieur du domaine vocontien, Mém. Sci. Terre, n°93-5, Thése doctorat Paris VI, 191 p.

HARDENBOL J.,THIERRY J., FARLEY M.B., JACQUIN T., de GRACIANSKY P.C. & VAIL P.R., 1996, Jurassic chronostratigraphy, In : P.C. de Graciansky, J. Hardenbol, T. Jacquin, P.R. Vail & M.B. Farley Eds, "The Mesozoic-Cenozoic chronstratigraphy framework" ; "Sequence stratigraphy of european basins" (seminar volume). S.E.P.M. (Journ.Sedim.Geol.Edit.), Spec. Public.

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n° 27, 293 p.

POSTER

LES ALTERNANCES MARNE-CALCAIRE DU KIMMÉRIDGIEN INFERIEUR DU BASSIN DU SE (France) : STRATIGRAPHIE HAUTE RÉSOLUTION ET CYCLES DE MILANKOVITCH

II - GÉOCHIMIE

ALTERNATING MARLY AND CARBONATE BEDS FROM THE LOWER KIMMERIDGIAN OF THE SOUTH-EAST FRANCE BASIN : HIGH RESOLUTION STRATIGRAPHY AND MILANKOVITCH CYCLES

II- GEOCHIMISTRY

MARC DE RAFELIS[1], CECILE ROBIN[1] ET MAURICE RENARD[1]

1. Département de Géologie Sédimentaire -UPMC Paris et URA CNRS 1761 - Case 116 - 4, place Jussieu - 75252 Paris cédex 05

Dans le bassin Vocontien, les alternances marne-calcaire du Kimméridgien inférieur présentent une organisation apparemment cyclique qui permet des corrélations entre les différentes coupes sur la base de la lithologie et de la stratonomie (MOUSSINE-POUCHKINE et Al., ce volume) Dans la sous-zone à *lothari*, 14 cycles marne-calcaire (dit groupe des 14, PEDERNEIRAS RAJA GABAGLIA, 1995) sont classiquement identifiés et corrélés. Compte-tenu de la durée estimée de la sous-zone à *lothari* (de l'ordre de 350 000 ans), ces cycles évoquent les cycles de précession de Milankovitch. Cependant, l'étude de 10 coupes selon un transect N/S montre que l'expression stratonomique de ces cycles varie tant dans son épaisseur que dans sa complexité. Dans les coupes condensées (Espréaux, Perty, Méouge), un cycle peut être simple, formé d'un banc marneux et d'un banc calcaire (mudstone). Dans les coupes dilatées, le cycle a une expression complexe qui correspond à un faisceau où la "couche marneuse" comporte de nombreuses fines intercalations calcaires et le "banc calcaire" contient de très nombreux fins niveaux marneux.

Une étude géochimique à haute résolution a été menée pour les cycles 10, 11 et 12 sur une série dilatée (La Cluse, 87 échantillons pour 7,5 m) et sur une coupe condensée (Espréaux, 31 échantillons pour 1,5 m) dans le but :

1) de tester si des cyclicités d'ordre inférieur aux cycles de Milankovitch existent et peuvent correspondre aux fines intercalations des séries dilatées ?

2) de détailler les corrélations existantes entre les composantes de ces cycles dans les différents environnements sédimentaires (amalgamation vs biseautage).

En première approximation, la géochimie confirme la validité du découpage et des corrélations bancs/faisceaux proposés à partir des études de stratonomie sur le terrain. Pour les quatres éléments traces (Sr, Mg, Fe, Mn), on observe 3 cycles dans les courbes d'évolution (tant pour la série dilatée que pour l'affleurement condensé) qui coïncident avec les cycles 10,11 et 12 de la stratonomie. Une apparente cyclicité d'ordre supérieure semble se surimposer mais elle n'est descriptible que sur la série dilatée. Toutefois, sa validité ne pourra être établie que sur la base de corrélations des données géochimiques entre les différentes coupes dilatées.

La comparaison des teneurs dans les deux types de séries ne montrent pas de différences significatives pour le magnésium et le fer. Par contre les teneurs en Sr sont plus élévées à La Cluse, ce qui laisse supposer une source locale de Sr (diapirs, failles synsédimentaires?).

Le manganèse présente des teneurs systèmatiquement plus faibles à La Cluse qu'à Espréaux. L'évolution temporelle de cet élément pour les cycles 10, 11 et 12 (cycles d'ordre 4 à 6 sensus Vail) rappelle celle décrite pour les cycles d'ordre 3 du Crétacé Inférieur (Emmanuel, 1993 et Emmanuel et Renard, 1993) et du Kimméridgien (De Rafélis, 1996) à savoir:

-des faibles teneurs plus ou moins constantes dans les prismes de bas niveau

-des teneurs croissantes dans l'intervale transgressif (maximum de Mn = MFS)

-des teneurs décroissantes dans le prisme de haut niveau.(minimum de Mn=SB)

L'allure des courbes de Mn suggére donc que ces cycles 10, 11 et 12 puissent être des cycles de variations du niveau marin. La comparaison des courbes montrent que les corps de bas niveau,

relativement développés à La Cluze, sont inexistants à Espréaux. Ceci explique les différences de teneurs en Mn sur les deux coupes étudiées. Les corps transgressifs existent dans les deux environnements mais sont beaucoup plus condensés à Espréaux. Les cortèges de haut niveau sont bien exprimés dans les deux environnements. Même s'ils sont condensés à Espréaux, ils représentent la majeure part de la sédimentation.

Pour le Kimméridgien vocontien, le passage des faisceaux des séries dilatées aux bancs des séries condensées se fait donc à la fois par biseautage progressif d'une partie de la série (cortèges de bas niveau) et par condensation du reste de la série (principalement l'intervale transgressif).

Il convient maintenant de faire la part du contrôle tectonique sur ce partitionnement sédimentaire.

		Espreaux	La Cluze
	Maximum	3478	8101
Mg	Moyenne	2997	3378
	Minimum	2421	2662
	Maximum	468	826
Sr	Moyenne	363	646
	Minimum	305	524
	Maximum	945	967
Mn	Moyenne	697	527
	Minimum	532	359
	Maximum	1566	1899
Fe	Moyenne	1071	1121
	Minimum	789	740

Références :

Emmanuel L., 1993, Apport de la géochimie des carbonates à la stratigraphie séquentielle. Application au Crétacé inférieur du domaine vocontien. Mém. Sci. Terre, n°93-5, Thèse doctorat Paris VI, 191 p.

Emmanuel L. And Renard M., 1993, Carbonate geochemistry (Mn,∂18O, ∂13C) of the Late Tithonian-Berriasian pelagic limestones of the vocontian trough (S.E. France), Elf Aquitaine Production, p. 205-221.

Pederneiras Raja Gabaglia G., 1995, Stratigraphie et faciès de tempête de la rampe carbonatée du Jurassique supérieur du centre du Bassin du Sud Est (France), Thèse doctorat Montpellier II, 239 p.

De Rafélis M., 1996, Géochimie des carbonates pélagiques et stratigraphie séquentielle : le contrôle des séquences eustatiques de troisième ordre au cours du Jurassique supérieur (exemple du domaine vocontien), non publié.

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n° 27, 293 p.

ENVIRONNEMENT SÉDIMENTAIRE ET SIGNAL TERRIGÈNE D'UN UPWELLING CÔTIER : EXEMPLE DU QUATERNAIRE DE LA MARGE CALIFORNIENNE (LEG 167 - SITES 1014 AND 1020).

SEDIMENTARY ENVIRONMENT AND TERRIGENOUS SIGNAL OF A COASTAL UPWELLING : EXAMPLE FROM THE QUATERNARY OF THE CALIFORNIA MARGIN (LEG 167 - SITES 1014 AND 1020)

Marc Desmet, Steve Hovan & Jean-Pierre Caulet

MD, Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines, UPRES A 5025 CNRS
Université de Savoie, Campus Scientifique Technolac F-73376 Le Bourget du Lac.
E-mail : Marc.Desmet@univ-savoie.fr

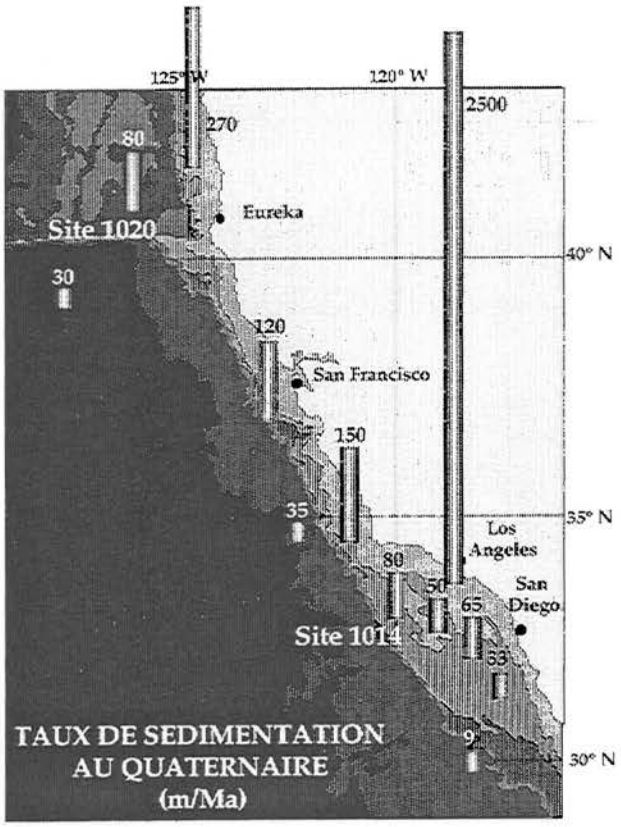
SH, Geoscience Department, Indiana University of Pennsylvania
E-mail: hovan@grove.iup.edu

JPC, Laboratoire de Géologie, Muséum National d'Histoire Naturelle
23, rue Buffon 75005 Paris
E-mail : Caulet@cimrs1.mnhn.fr

The quaternary sedimentation rates of the California margin vary strongly from 2500 m.Myr^{-1} (shallower basin) to 10 m.Myr^{-1} (open ocean). Sediment is mainly composed by terrigenous input from Sierra Nevada and Cascadian Margin. The Biogenic phase is the result of surface water activity due to upwelling conditions. To established a detailed record of quaternary erosion of the california borderlands, grain size analysis have been done from samples taken every 5 kyr. Results show a cyclic record suggesting a climatic control (Milankovitch control) of the terrigenous sedimentation on the California Margin. Two hypothesis are proposed : (1) Variations can be explained by run-off fluctuations driven by quaternary climate. (2) Thermohaline circulation and deep water currents intensity could induced winnowing related to glacial/interglacial climates.

Les taux de sédimentation quaternaires estimés lors de la mission ODP L167 sont compris entre 2500 m.Ma^{-1} dans un contexte tel que le bassin de Santa Catalina et 10 m.Ma^{-1} pour les sites les plus profonds. Cette distribution illustre le caractère plus ou moins distal de chaque site et masque en grande partie la contribution biogène, signature de l'upwelling Californien.

Les vents dominants associés au régime de haute pression du Pacifique Nord entraînent un transport d'Ekman des eaux de surface en direction de l'Ouest et une remontée d'eaux riches en nutriments dont l'origine est à rechercher dans la formation des eaux de fond Antarctiques. Les apports sédimentaires de la marge Californienne sont essentiellement détritiques et liés à la proximité de la Sierra Nevada et de la chaîne des Cascades. Deux sites ont fait l'objet d'un échantillonnage haute résolution sur les deux derniers millions d'années : l'un, situé vers 41°N (site 1020) dans une aire où l'upwelling est permanent, et l'autre, vers 33°N (site 1014) où les vents dominants s'établissent entre Avril et Juillet conduisant à une mise en place saisonnière de l'upwelling. Les apports silicoclastiques proviennent principalement de la chaîne des cascades pour le site le plus au Nord et de la Sierra Nevada pour le site le plus méridional.



Chaque échantillon a fait l'objet d'une étude de la distribution granulométrique du sédiment (Granulométrie laser de 0,5 à 900 µm) du sédiment total et de la fraction décarbonatée de manière à s'affranchir de cette production biogène. Les résultats montrent un caractère cyclique de la taille moyenne des grains dans la bande de fréquence de Milankovitch (bande climatique). Deux hypothèses sont proposées : (1) l'alternance des cycles glaciaire/interglaciaire (aride/humide) s'accompagne d'une sédimentation cyclique où le flux terrigène fluctue au rythme de l'altération continentale et du run-off. (2) La circulation thermohaline et notamment les eaux de fond antarctiques qui s'écoulent en direction de la marge californienne induisent un vannage du sédiment plus ou moins marqué et ceci au gré des cycles climatiques quaternaires.

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n° 27, 293 p.

POSTER

COMPARAISON SEDIMENTOLOGIQUE ENTRE LES COUPES DE COUMIAC (FRANCE) ET SCHMIDT (ALLEMAGNE) À LA LIMITE FRASNIEN-FAMENNIEN

SEDIMENTOLOGICAL COMPARISON BETWEEN COUMIAC (FRANCE) AND SCHMIDT (GERMANY) SECTIONS AT THE FRASNIAN-FAMENNIAN BOUNDARY

Xavier. DEVLEESCHOUWER, Alain PREAT et Alain HERBOSCH,
Université Libre de Bruxelles, Dépt. des Sc. de la Terre et de l'Environnement,
CP160/02, 50, Av. F.D. Roosevelt. B-1050 BRUXELLES.

La limite Frasnien-Famennien correspond à une des 5 plus grandes extinctions en masse du Phanérozoïque. Ces dernières années de nombreux articles ont ravivé les controverses par rapport à la validité de la coupe de Coumiac choisie en 1993 comme stratotype de limite (GSSP) pour ces étages.

L'étude sédimentologique a été réalisée par lame mince sur des échantillons carbonatés collectés sur une épaisseur de 7 m (Schmidt) et de 34 m (Coumiac). Les deux horizons Kellwasser présents dans chaque coupe ont également été étudiés.

Pour la coupe de Schmidt trois microfaciès principaux ont été reconnus et se présentent comme suit: MF 1: mudstones laminaires et mudshales à radiolaires, MF 2: wackestones et bafflestones avec nodules centimétriques d'éponges, MF 3: packstones laminaires, microbioclastiques et riches en homocténidés.

Quatre microfaciès sont présents dans la coupe de Coumiac, les deux premiers sont identiques à ceux de la coupe de Schmidt et les deux derniers sont les suivants: MF 3: wackestones et packstones laminaires, parfois bioturbés, riches en styliolines et homoctenidés, MF 4: packstones bioclastiques, grenus, riches en crinoïdes ou en mollusques avec quelques ostracodes et trilobites .

L'interprétation des microfaciès est particulièrement difficile dans les deux coupes qui sont fort condensées comme l'indique notamment la présence régulière de blocs de microfaciès différents au sein d'une même lame. Ces blocs sont souvent séparés par des hardgrounds ferrugineux montrant parfois des colonies de microstromatolithes. Dans d'autres cas, la transition entre les microfaciès est soulignée par un contact brutal qui peut-être érosif.

L'environnement général de dépôt est dans les deux cas celui d'un domaine hémi-pélagique situé sous la zone d'action des tempêtes moyennes et sous la zone photique. Cet environnement est cependant fréquemment soumis à l'action de tempêtes distales au niveau ou à proximité d'une rampe ou d'une plate-forme distale.

De nombreux niveaux de hardgrounds, soulignés dans certains cas par des microstromatolithes ferrugineux, se rencontrent dans la coupe de Coumiac de manière importante entre les horizons Kellwasser. Ils sont particulièrement abondants au niveau de la limite F/F et y indiquent des interruptions importantes de la sédimentation. La coupe de Schmidt ne montre pas ce phénomène, seuls 2 ou 3 hardgrounds y ont été observés. De plus, suite à l'absence de bioturbations importantes, les structures sédimentaires (laminations,...) de la coupe de Schmidt sont bien mieux préservées que celles de la coupe de Coumiac.

Ces éléments nous montrent que la coupe de Schmidt présente une sédimentation plus complète que celle de Coumiac car les hiatus y sont peu nombreux. L'analyse séquentielle de la coupe de Schmidt permet d'ailleurs d'y définir 17 ensembles de paraséquences se regroupant en 5 cortèges sédimentaires enregistrant une succession de niveaux transgressifs et de hauts niveaux marins.

En conclusion, la coupe de Schmidt nous semble plus favorable comme limitotype et permet de suivre avec plus de précision l'extinction massive qui culmine à la fin du Frasnien.

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n° 27, 293 p.

RÉPONSE DES SYSTÈMES ÉOLIEN, FLUVIATILE ET LACUSTRE AUX FONCTIONS FORÇANTES EXTERNES - EXEMPLE DU CHOTT RHARSA DANS LE SUD TUNISIEN

RESPONSE OF EOLIAN, FLUVIATILE, AND LACUSTRINE SYSTEMS TO EXTERNAL FORCING - EXAMPLE FROM CHOTT RHARSA IN SOUTHERN TUNISIA

Max DEYNOUX[1], Michael BLUM[2], , Gary KOCUREK[3],
Nichola LANCASTER [4], Christopher SWEZEY[3]

[1] Centre CNRS de Géochimie de la Surface, EOST, 1 rue Blessig, 67084 Strasbourg, France
[2] Department of Geology, University of Nebraska-Lincoln, Lincoln, Nebraska 68588, USA
[3] Department of Geological Sciences, University of Texas at Austin, Austin, Texas 78712, USA
[4] Desert Research Institute, University and Community College of Nevada, Reno, Nevada, USA

La région des chotts tunisiens, située entre les montagnes de l'Atlas au Nord, et la plate-forme saharienne au Sud, comporte une série de dépressions topographiques controlées par la tectonique atlasique. Le Chott Rharsa est l'une de ces dépressions située sous le niveau marin actuel. Cônes alluviaux en bordure des reliefs et réseaux fluviatiles constituent la bordure nord et nord-est de ce bassin, une sebkha son centre, et des dépôts éoliens sa bordure sud et sud-ouest.

Dans la zone nord, quatre cycles fluvio-lacustres de grande amplitude et de haute fréquence, correspondant aux périodes glaciaires-interglaciaires des derniers 200 ka, ont été mis en évidence. Chaque cycle est associé à une terrasse fluvio-lacustre et sa succession stratigraphique préservée sous forme de séquences de remplissage de vallée dans l'axe des principaux oueds. Une séquence typique (Fig.1) débute par le dépôt de cônes sableux terminaux alors que le bassin est asséché et que les oueds s'étirent vers la sebkha soumise à déflation. Des boues gypsifères comblent ensuite les vallées au cours de la transgression et du haut niveau lacustre, alors qu'en période de régression l'oued progade sur les dépôts lacustres déposant sables et graviers. En période de bas niveau l'abaissement de la nappe phréatique et la dessication favorisent la déflation qui, abaissant encore le niveau de base, conduit à l'incision des oueds et à la création de nouvelles vallées incisées qui se combleront lors du prochain cycle. Les données géochronologiques suggèrent une corrélation entre les hauts niveaux lacustres et les périodes chaudes et humides des phases interglaciaires, alors que la déflation et la forte incision des oueds correspondent aux périodes arides des phases glaciaires.

La bordure sud du bassin comporte à différentes élévations les restes de plusieurs générations de dépôts éoliens avec ou sans intercalations lacustres. Cependant cette région est surtout une zone de déflation d'où sont exportés vers le Grand Erg Occidental les sables gypsifères ou quartzeux issus des sources proches que constituent la sebkha et les oueds. La déflation a long terme a nettoyé la zone des dépôts éoliens associés aux trois premiers cyles lacustres décrits au Nord, ne laissant subsister qu'une succession haute résolution de cycles humide-aride depuis le dernier maximum glaciaire (ca. 20 ka). Les périodes humides, avec un niveau de nappe phréatique élevé et une végétation abondante, se traduisent par des dépôts lacustres et de sebkha et la stabilisation des dépôts éoliens par des croûtes gypsifères et par la végétation. Les périodes arides, avec une nappe phréatique basse et moins de végétation, coïncident avec l'activité éolienne mais aussi avec la destruction de l'enregistrement stratigraphique par déflation et la destruction des agents de stabilisation.

L'enregistrement stratigraphique montre que les cycles observés sont principalement sous contrôle climatique. Le rôle de la tectonique, toujour active dans cette région, influe essentiellement sur la nature et la localisation des zones d'apport et de dépôt. Si l'enregistrement fluvio-lacustre du nord du bassin permet de mettre en évidence des cycles climatiques de type Milankowitch de quelques dizaines de milliers d'années, celui lacustro-éolien du sud montre des variations climatique à l'échelle du millénaire qu'il convient de rattacher aux circulations océaniques et atmosphériques (Fig.2).

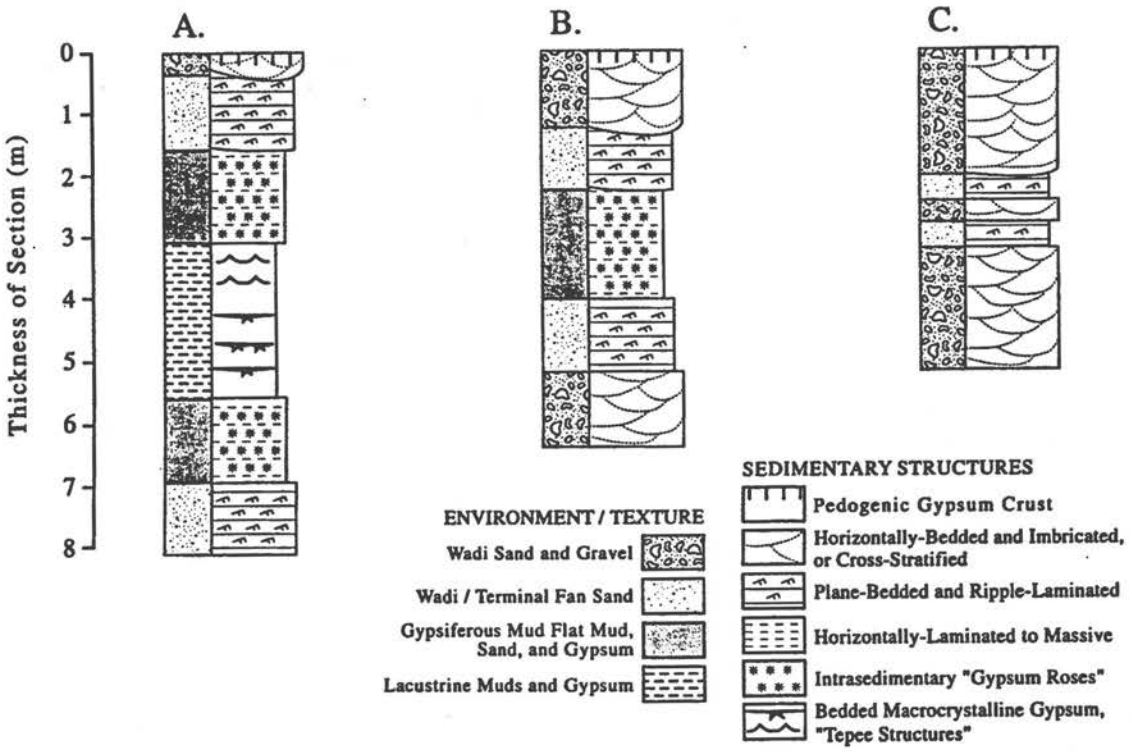


Fig.1 : Logs schématiques illutrant l'enregistrement des cycles fluvio-lacustres selon leur position le long du profil d'une paléovallée d'oued. (A) partie avale a dominante lacustre, (B) partie médiane à platiers gypsifères, (C) partie amont à dominante fluviatile.

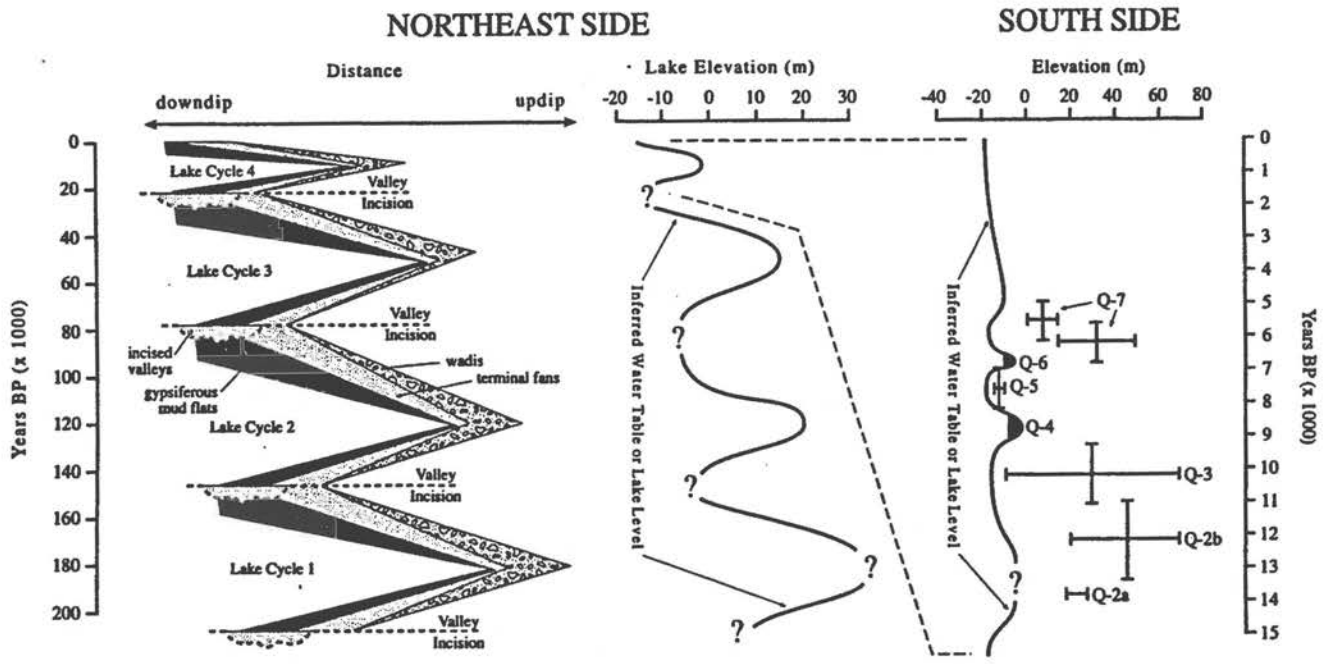


Fig.2 : Schema synthétique montrant l'évolution spatio-temporelle des séquences fluvio-lacustres du nord du bassin et la position et l'âge des dépôts résiduels éoliens et lacustres de la bordure sud. Q2a, Q4, Q6 = dépôts lacustres ou de sebka. Q2b, Q3, Q5, Q7 = sables éoliens.

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n° 27, 293 p.

GEOCHIMIE DES HOPANES ET ACCUMULATION DE LA MATIERE ORGANIQUE EN CONTEXTE CARBONATE (Fm D'AKKUYU, TAURUS, TURQUIE) : ESSAI D'INTERPRETATION DU MILIEU DE DEPOT.

HOPANE GEOCHEMISTRY AND ORGANIC MATTER ACCUMULATION IN CARBONATE CONTEXT (AKKUYU Fm, TAURUS, TURKEY) : TENTATIVE INTERPRETATION OF THE DEPOSITION ENVIRONMENT.

Jean-Robert DISNAR*, François BAUDIN**, Fatima LAGGOUN-DEFARGE* et Olivier MONOD***

* CNRS-UMR 6531 & FR 09; bâtiment Géosciences; Univ. d'Orléans; BP 6759; 45 067 Orléans cédex 2.
** CNRS-URA 1761 & Départ. Géologie Sédimentaire; Univ. P. & M.Curie; 4 place Jussieu; 75252 Paris Cedex 05.
*** CNRS-UMR 6530 & FR 09; bâtiment Géosciences; Univ. d'Orléans; BP 6759; 45 067 Orléans cédex 2.

Abstract : -The 200 m thick carbonate Akkuyu formation contains a 5 m thick organic matter rich horizon. This horizon which contains very high organic carbon levels - up to 30 % -, is also exceptionally rich in regular hopanes and especially in methylhopanes. The regular hopane distribution which extends up to the C35 reveals an important contribution from prokaryotes while the high proportions of methylhopanes points more specifically to an inheritance from methanotrophic bacteria. Together with previous geological and palaeontological observations these very unusual biomarker distributions reveal an episode of high biological production which triggered a intense microbial activity within the sediments. The methane which escaped from the sediment was most probably consumed by methanotrophs, in the water column, at the neighbourhood of the oxic-anoxic boundary. The presence of identical biomarker distribution in the Serpiano oil shale, Switzerland (McEvoy et Giger, 1986), indicate deposition in a similar environment.

Les conditions de dépôt des séries sédimentaires riches en matière organique (MO) d'origine planctonique font toujours l'objet de controverses. Les formations qui, dans des conditions favorables, peuvent constituer des roches mères pétrolières, sont essentiellement silico-clastiques. Par contraste, la formation d'Akkuyu (Taurus Occidental, Turquie) est entièrement carbonatée. Cette formation qui atteint 200 m d'épaisseur dans la localité type, comprend, vers sa base, 5 m de calcaires noirs très fossilifères, bien datés autour de la limite Kimméridgien inférieur-supérieur. Cet horizon qui, dans sa partie supérieure présente des teneurs de carbone organique total (COT) de 3 à 6 %, atteint une richesse exceptionnelle en MO dans sa partie inférieure, avec des valeurs de COT comprises entre 20 et 30 %.

Les valeurs du paramètre Tmax de la pyrolyse Rock-Eval comprises entre 431 et 436 °C ainsi que de faibles valeurs de réflectance de la vitrinite comprises entre 0,35 et 0,40 %, indiquent un degré de maturité très modéré de la MO, correspondant seulement au seuil de la fenêtre à huile potentielle (Baudin et al., 1994; Baudin et al., soumis).

L'analyse des hydrocarbures saturés de cet horizon a montré une distribution de n-alcanes dominée par les termes légers culminant en n-C_{15} -n-C_{16} typiquement d'origine algaire et/ou bactérienne, mais dépourvue de termes lourds (n-C_{27} - n-C_{31}) dérivés de végétaux continentaux. Ce diagnostic d'origine est conforté (i) par des valeurs de l'index d'hydrogène (IH) qui avoisinent 600 mg d'hydrocarbures par g de COT, valeur typique pour une MO marine de type II, ainsi que (ii) par l'abondance du matériel organique amorphe mis en évidence en microscopies photonique et électronique.

Les valeurs du rapport pristane/phytane inférieures à 1 suggèrent un environnement de dépôt réducteur.

Une caractéristique majeure de la distribution des hydrocarbures saturés de cet horizon réside dans la présence de proportions considérables de biomarqueurs polycycliques appartenant à la famille des hopanes. A Akkuyu, cette famille de composés comprend la série des hopanes réguliers de C_{27} à

C_{35} dominée par le norhopane (C_{29}), le C_{28} manquant comme c'est habituellement le cas. La distribution de ces composés qui s'étend jusqu'au C_{35} suggère qu'ils dérivent, au moins pour une très large part du bactériohopanetétrol en C_{35}, qui est un constituant spécifique de la paroi cellulaire de procaryotes. En outre, ces hopanes réguliers sont accompagnés par une série homologue de méthylhopanes en proportions également tout à fait exceptionnelles : 50 à 70 % de composés méthylés par rapport à leurs homologues réguliers. D'une manière générale les méthylhopanes et leurs précurseurs biologiques possèdent un méthyle soit en C-2 soit en C-3. Les méthyl-2-hopanes sont les plus fréquemment rencontrés dans les sédiments et notamment, mais non exclusivement, dans des formations carbonatées (Summons et Jahnke, 1992). Ces composés tels ceux effectivement présent à Akkuyu, pourraient provenir de cyanobactéries ou plus vraisemblablement de bactéries méthanotrophes (Rohmer, comm. pers.).

A Akkuyu la présence des hopanes et méthylhopanes semble strictement limitée à l'horizon répère noir riche en matière organique (Lichtfouse et Baudin, 1995). Ce niveau peu épais, situé au sein d'un puissante formation calcaire, parait correspondre à un bref épisode d'hyperproductivité biologique dans un environnement de sédimentation carbonatée. La forte production planctonique aurait entraîné le développement de toute la chaîne trophique ainsi qu'une intense activité diagénétique précoce avec le développement successif de phases de dégradation aérobie, de sulfato-réduction puis de méthanogenèse. C'est le méthane généré durant cette dernière phase qui aurait permis, au voisinage de l'interface oxique-anoxique, la prolifération des bactéries méthanotrophes dont les sédiments ont gardé l'héritage.

En dépit du caractère exceptionnel que présente cet horizon du fait de sa richesse en MO, en hopanes et en méthylhopanes, les conditions dans lesquelles il s'est déposé ont pu se trouver réunies en d'autres temps si l'on en croît les signatures en hydrocarbures identiques qui ont été trouvées dans la " Grenzbituminen zone " du Trias moyen de Lombardie et du Tessin (Italie/Suisse) (McEvoy et Giger, 1986).

Références

Baudin F., Monod O., Bégouën V., Laggoun-Défarge F. & Person A. (1994). Caractérisation et diagenèse de la matière organique du Jurassique supérieur du Taurus occidental (Turquie Méridionale). Reconstitution paléoenvironnementale et influence de la tectonique. Bull. Soc. Géol. Fr, 165 (2): 135-145.

Lichtfouse E. & Baudin F. (1995) Geochemical changes at the organic-rich/organic-poor boundary in Akkuyu limestones. In *Organic Geochemistry : developments and applications to energy, climate, environment and human history* (J. O. Grimalt et C. Dorronsoro, eds). pp. 459-461. A.I.G.O.A., Donostia.

McEvoy J. & Giger W. (1986) Origin of hydrocarbons in Serpiano oil shales : Hopanoids. In *Advances in Organic Geochemistry 1985* (D. Leythauser and J. Rullkötter, eds). Org. Geochem. 10 : 943-949.

Summons R. E. & Jahnke L. L. (1992) Hopenes and Hopanes methylated in ring-A: correlation of the hopanoids from extant methylotrophic bacteria and their fossil analogs. In *Biological Markers in ediments and Petroleum* (Moldowan et al., eds), pp. 182-200. Prentice Hall, Englewood Cliffs.

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n° 27, 293 p.

MODELISATION 3D DE CORPS SEDIMENTAIRES DE GEOMETRIES COMPLEXES ET SIMULATION DE LA DISTRIBUTION INTERNE DE LEURS HETEROGENEITES EN FACIES

POSTER

3D MODELLING OF SEDIMENTARY BODIES WITH COMPLEX GEOMETRIES AND SIMULATION OF THE INTERNAL DISTRIBUTION OF FACIES HETEROGENEITIES

Brigitte DOLIGEZ, Rémi ESCHARD, Olivier LERAT
Institut Français du Pétrole - Rueil Malmaison

Olivier LEBLANC
Ecole Nationale Supérieure de Géologie de Nancy

Dans le cadre d'une étude FSH sur le Permien de l'Utah menée en collaboration par IFP, ELF et TOTAL, l'étude des transitions latérales et verticales entre environnements fluviatiles et éoliens a été menée à plusieurs échelles, et en particulier à celle du réservoir.
Les affleurements du « Lockhart Canyon » ont permis de réaliser une étude détaillée de plusieurs chenaux fluviatiles empilés, incisant des dépôts de dune éolienne et d'interdune. Ce travail de terrain est destiné à la construction d'un modèle conceptuel géométrique et géologique.

Une méthodologie a été mise au point pour la réalisation d'un modèle numérique des géométries des chenaux et des hétérogénéités de faciès dans un bloc d'environ 3km x 2km x 60m autour de l'affleurement.
Des panneaux photos ont été pris de toutes les parois du canyon. Après interprétation, les principales limites des chenaux et des unités de dune ont été digitalisées. A l'aide du géomodeleur Gocad, les surfaces correspondant à ces limites ont été construites, contraintes par ces données et les coupes sédimentologiques détaillées levées sur le terrain. Le principe de construction des surfaces est de déformer un plan divisé en triangles de manière à respecter au maximum les points de contrainte pré-définis. Malgré la base de données initiale très détaillée, il a fallu introduire des contraintes supplémentaires, notamment pour guider la forme de fond des chenaux.
Les surfaces ainsi créées ont été exportées vers Heresim, logiciel de caractérisation de réservoir qui permet en utilisant différentes méthodes géostatistiques de simuler les hétérogénéités internes d'un réservoir en respectant les données de puits et la variabilité calculée sur ces données.
Le bloc 3D a ainsi été complètement informé en faciès, unité par unité et le bloc complet restauré, ce qui permettra de quantifier les différentes propriétés pétrophysiques moyennes associées aux différents faciès réservoir et types de dépôt.

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n° 27, 293 p.

LE GLACIS DE LA MARGE CELTIQUE (EUROPE OCCIDENTALE) : STRATIGRAPHIE SISMIQUE ET AGE DES SEDIMENTS.

-RESULTATS PRELIMINAIRES DES CAMPAGNES SEDIFAN (PROGRAMME ENAM)-

P
O
S
T
E
R

CELTIC MARGIN (WESTERN EUROPE): SEISMIC STRATIGRAPHY AND TENTATIVE AGE ATTRIBUTION.

-PRELIMINARY RESULTS OF SEDIFAN CRUISES (ENAM PROGRAM)-

Laurence DROZ[1], Gérard AUFFRET[2]
et Equipes Scientifiques Embarquées[3]

1 UMR 6538, Université de Bretagne Occidentale, BP 809, 6 avenue Le Gorgeu, 29285 Brest Cedex
2 Laboratoire Environnements Sédimentaires, IFREMER DRO/GM, BP 70, 29 Plouzané
3 **SEDIFAN I** : S. Bourquin, A. Coutelle, G. Floch, F. Grousset, L. Guillon, G. Jouet, B. Loubrieu, P. Pelleau, S. Unterseh, M. Voisset, N. Weber.
SEDIFAN II : A Baltzer, J.F. Bourillet, B. Dennielou, F. Cayoca, M. Guiomar, P. Pelleau, B. Savoye, S. Unterseh, M. Voisset, S. Zaragosi.

During the recent SEDIFAN cruises (June and September 1997) at the foot of the Celtic Margin, the Celtic Fan was surveyed using numerous techniques including convertionnal GI gun single channel and deep-towed (PASISAR) seismic profiling in the framework of ENAM European program.

The Celtic Fan extends off the mouth of a network of converging canyons including the Shamrock Canyon to the east, and the Whittard Canyon to the west (Bourillet and Loubrieu, 1995).

About 2500 km of converntional seismic profiles were run mainly parallel to the margin (NW-SE): these profiles are used to describe the seismic stratigraphy of the margin and the architecture of the Celtic Fan. Complementary N-S trending seismic profiles were also realized to join the survey area to the Site 400 of DSDP Leg 48 (Montadert, Roberts et al., 1979). These lines were expected to correlate the main seismic reflectors with the 777 m of Upper Cretaceous (Aptian) to Quaternary sediments recovered at this site (Auffret and Pastouret, 1979).

The fan is superimposed upon a succession of seismic units with characteristics very similar to that described in earlier works (Montadert, Robert et al., 1979; Vaillant, 1988). The sedimentary sequence includes, from bottom to top, a tectonized acoustic basement; a basal infilling seismic unit (Unit I, Albian/Aptian ?); Unit II could be of Lower/Middle Eocene age, and Unit III would include sediments of Oligocene to Present age. Units II and III are separated by an erosional unconformity related to the Upper Eocene/Oligocene effects of Pyrenean compression.

The Celtic Fan represents the upper part of Unit III. On cross sections, it appears as a convex upward bulge, 900 ms (twtt) of maximum thickness, made of the typical facies of fans: stratified facies representing levee deposits and high amplitude reflectors (HAR representing channel infilling facies. When considering their geographical origin, two main groups of channel/levee bodies are separated: the NW-SE most recent channel, linked to theWhittard Canyon (Series F2) and fossil NNE-SSW trending channels (Series F1), probably related to ancient activity of the Shamrock Canyon. South of Lat. N47°00 extension of theses fossil channel/levee bodies is not known. A temporary synchronous activity of these two main feeding paths is not excluded.

PASISAR survey offered a detailed seismic image of the first 500 m of fan sediments. Among the most important results is the existence of a major unconformity around 450-500 ms twtt that can be correlated over the entire fan. This unconformable horizon may correspond to the Upper Miocene limit recovered at site 400.

Les campagnes SEDIFAN (juin et septembre 1997) consacrées à l'étude de l'Eventail Celtique par 4000 m de fonds ont été réalisées dans le cadre du projet européen ENAM. Durant ces deux missions, différentes techniques ont été mises en œuvre afin de décrire la morphologie et la microtopographie de l'éventail, son architecture interne et la nature lithologique de ses dépôts.

Nous présentons ici les résultats de l'étude préliminaire de 2500 km de sismique (sismique rapide 6 traces, canon à air GI) orientée principalement perpendiculairement aux structures du Fan Celtique et parallèlement à la marge et qui décrivent la série sédimentaire depuis son substratum acoustique (à environ 2 s td). Par ailleurs, quelques profils de sismique près du fond (PASISAR) sont utilisés pour préciser l'organisation des sédiments superficiels (500 ms td). Enfin, une tentative

de datation des principales unités sismiques imagées sur les profils est proposée d'après une corrélation avec les sédiments recueillis au site 400 du leg 48 de forages DSDP.

La série sédimentaire montre une succession caractéristique de faciès déjà décrite par ailleurs (Montadert, Roberts et al., 1979; Vaillant, 1988) relativement constante sur toute la zone et organisée en trois grandes unités reposant sur un socle acoustique.

(1) Le **socle acoustique** est caractérisé par un faciès hyperbolique et une morphologie très contrastée en grabens et horsts qui peuvent être enfouis ou sub-affleurants et marqués dans la morphologie (Mont Armorique, Dôme de Trevelyan).

(2) Au-dessus du socle repose horizontalement et en onlaps, une unité sismique de remplissage (**unité I**), caractérisée par un faciès transparent. L'épaisseur de cette unité peut atteindre 1 s td dans les grabens. Le toit de l'unité I est caractérisé par un doublet (**D**) de réflecteurs de forte amplitude. La continuité de ces deux réflecteurs est variable. D'après les corrélations avec le site 400, l'unité sismique I pourrait représenter les sédiments d'âge Albien-Aptien, et le doublet D pourrait représenter les sédiments manquant au site 400 (Crétacé sup-Paléocène).

(3) L'**unité II** est caractérisée par un faciès lité de continuité moyenne et de faible amplitude reposant en concordance sur le doublet précédent. Son épaisseur est relativement constante (1 s td) s'amincissant sur les remontées de socle, vers le nord notamment (400-500 ms td). Le toit de l'unité II est une discordance érosive majeure (**E**). L'unité II pourrait être constituée de sédiments d'âge Eocène inférieur et moyen tandis que la discordance E serait d'âge Eocène sup/Oligocène et pourrait traduire les effets de la compression pyrénéenne.

(4) L'**unité III** repose en onlap sur la discordance E. Elle est globalement caractérisée par un faciès lité plus ou moins continu et de plus forte amplitude que les unités sous-jacentes. L'unité III est approximativement isopaque dans la zone sud (800 ms td) et s'épaissit vers le nord pour atteindre 1 s td. Au nord de la zone, l'unité III montre à sa base, reposant directement sur la discordance E, une sous-unité de faciès transparent à chaotique d'une épaisseur maximale de 100 à 200 ms td se biseautant vers le centre de la zone d'étude. Cette sous-unité (III a) présente des hyperboles à son toit, témoignant d'une morphologie accidentée. Selon les corrélations établies, l'unité III pourrait couvrir la période Oligocène à Actuel

L'Eventail Celtique représente la partie supérieure de l'unité III. Les nombreuses variations internes verticales et latérales d'amplitude et de continuité des réflecteurs témoignent de chenalisations éparses et probablement éphémères dans la partie sud de la zone (zone des lobes sur l'imagerie EM12, voir Auffret et al., ce volume) et plus importantes et plus pérennes au nord. Dans ce secteur nord, deux périodes d'activité majeures semblent s'individualiser, l'une ancienne et dans le prolongement du Canyon Shamrock à l'est (la continuité des chenaux anciens et du Canyon Shamrock n'est pas établie avec certitude pour le moment), l'autre récente et liée au Canyon Whittard à l'ouest. Cette organisation traduirait un transfert latéral récent des flux détritiques d'est en ouest, dont l'origine reste à préciser.

Les premières corrélations avec le site 400 semblent indiquer un fonctionnement précoce de l'Eventail Celtique, après la mise en place de la discordance E (dès l'Oligocène ?). Les données PASISAR offrent une image sismique détaillée des 500 premiers mètres de sédiment. Un des résultats remarquables est l'existence d'une discordance majeure vers 450 ms td de profondeur, corrélable régionalement. Cette discordance pourrait être d'âge Miocène supérieur.

Références

Montadert, L, Roberts, D.G. et al., 1979. Initial Reports of the DSDP, leg 48, Washington (US Government Printing Office).

Auffret, G.A. and Pastouret, L., 1979. Upper Cretaceous to Quaternary sedimentary processes in the Bay of Biscay from textural, mineralogical and coarse-fraction studies. In : Montadert, L., Roberts, D.G. et al., Init. Rep. DSDP, Washington (US Government Printing Office), 48 : 791-829.

Bourillet, J.-F. and Loubrieu, B., 1995., Carte bathymorphologique de la Marge des Entrées de la Manche. Publication IFREMER.

Vaillant, P., 1988. L'extrémité occidentale de la Marge Nord-Gascogne : contexte stratigraphique, structural et cinématique. Implications géogynamiques; Thèse de l'Université de Bretagne Occientale, 278 pp.

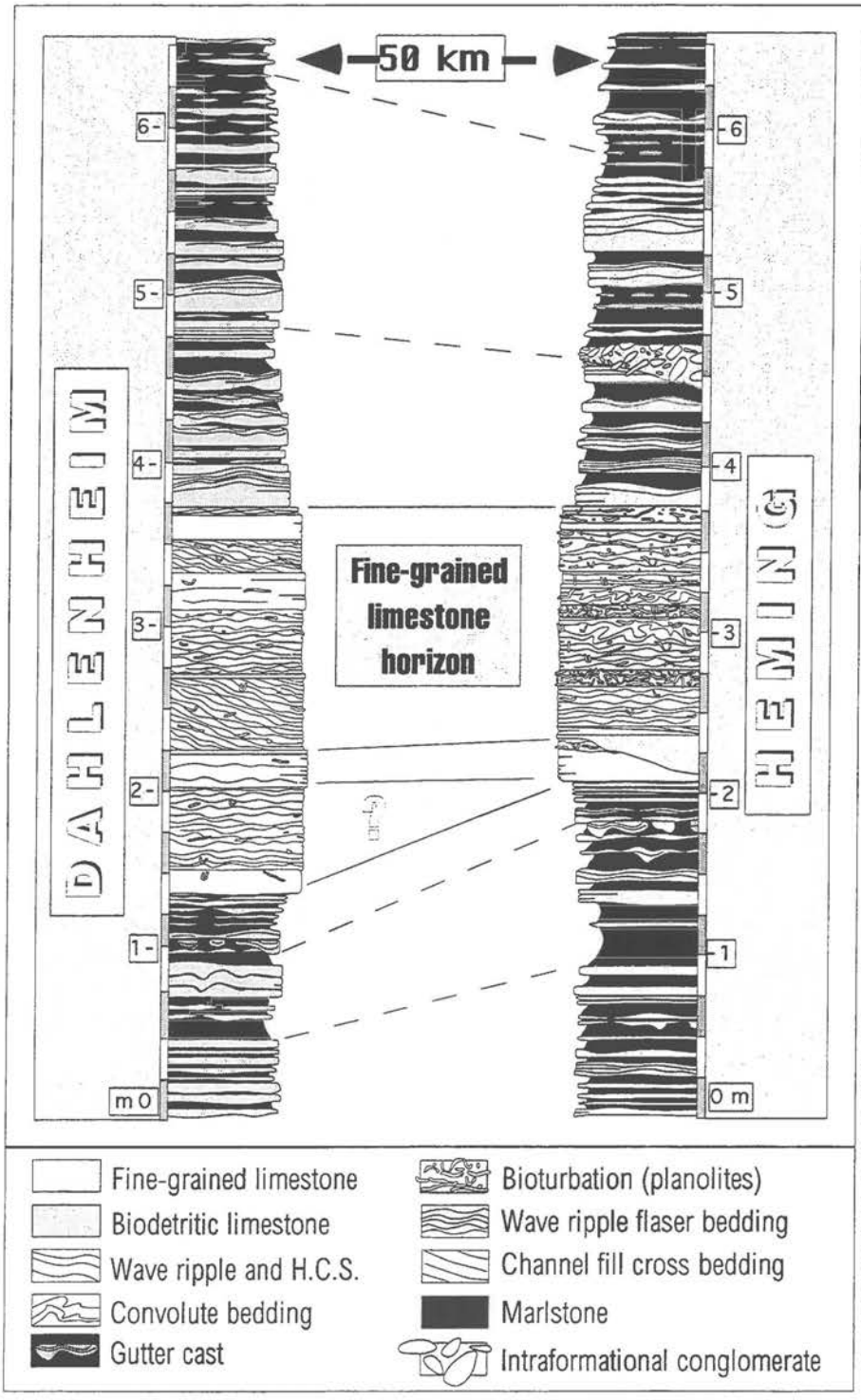
6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n° 27, 293 p.

SIGNIFICATION DES BANCS CALCAIRES MICRITIQUES MONOLITHIQUES DU MUSCHELKALK SUPERIEUR DE L'EST DE LA FRANCE

SIGNIFICANCE OF MONOLITHIC MICRITIC LIMESTONES OF UPPER MUSCHELKALK OF THE EAST OF FRANCE

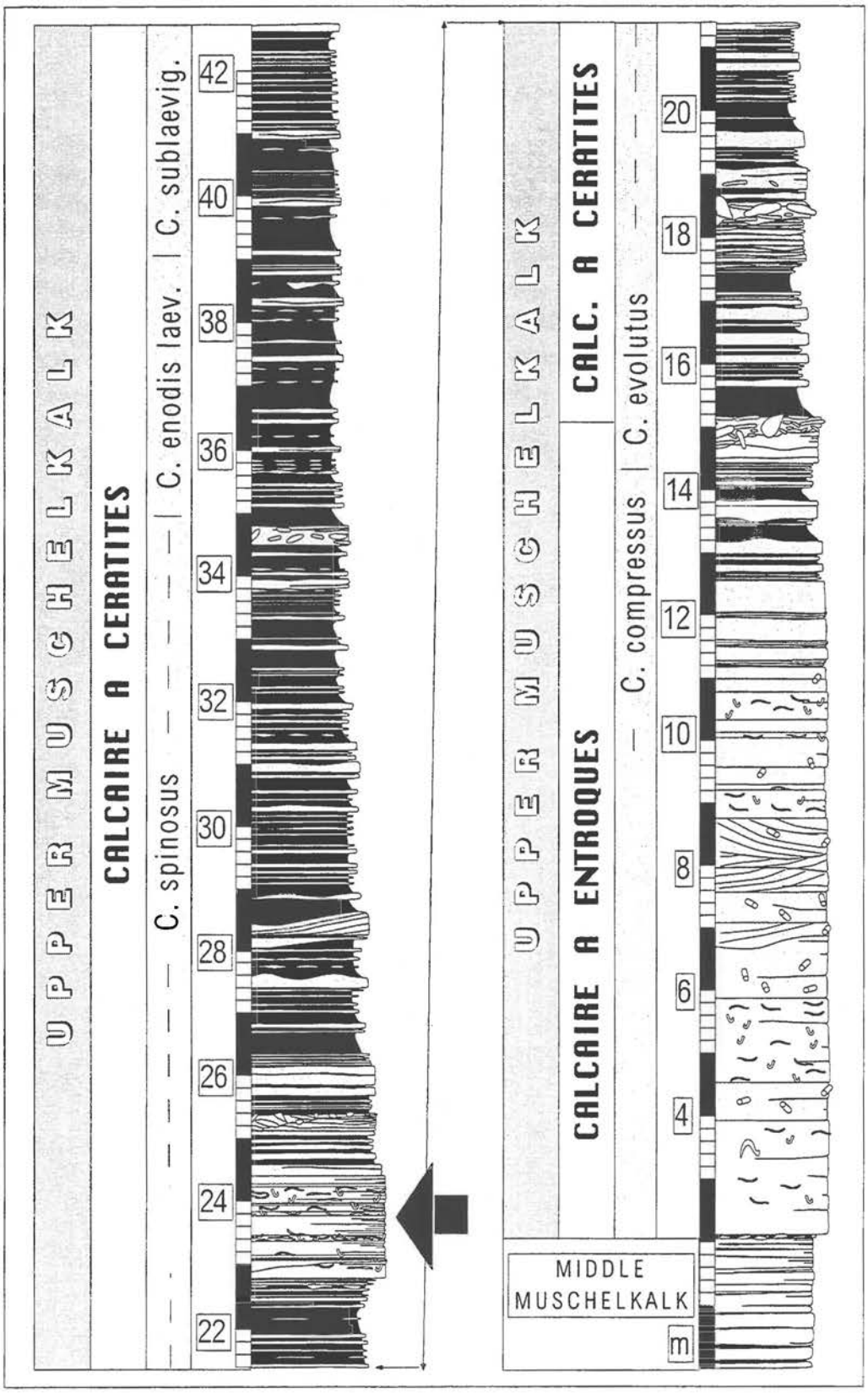
Philippe DURINGER * et Adam VECSEI •

* Université Louis Pasteur, Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre (EOST), Centre de Géochimie de la Surface, 1 rue Blessig 67084 STRASBOURG CEDEX France.
• Geologisches Institut der Universität Freiburg, Alberstrasse 23 B, 79104 FREIBURG i Br. Allemagne.



Au sein de la trilogie du Trias germanique constituée par un terme détritique à la base (le Buntsandstein), un terme carbonaté médian (le Muschelkalk) et un épisode marno-évaporitique au sommet (le Keuper), le Muschelkalk constitue le seul épisode marin franc. Le Muschelkalk supérieur se compose de deux termes lithologiques distincts : le Calcaire à entroques à la base formé par des bancs massifs de calcarénites à entroques d'échelle métrique sans intercalations de marnes et la série des Calcaires à Cératites constituée d'une alternance assez monotone de marnes grises et de calcaires bioclastiques granoclassés. Ces alternances marno-calcaires sont interprétées comme le résultat d'une dynamique de tempête, chaque banc de calcaire représentant au moins une sinon plusieurs tempêtes. L'évolution séquentielle générale de la série, de la base au sommet du Muschelkalk supérieur, montre un approfondissement progressif et presque constant depuis des faciès de barrières subémergeantes (faciès du Calcaire à entroques) à des dépôts de bassin à tempestites progressivement plus profondes (faciès du Calcaire à Cératites essentiellement). Cet approfondissement général du bassin est ponctué épisodiquement par de petites

séquences négatives d'échelle métrique qui marquent sans doute de petites oscillations du niveau marin au sein du mouvement transgressif général. Au sein des tempestites ont été mis à jour et corrélés latéralement dans tout l'Est de la France plusieurs bancs de calcaires micritiques monolithiques dont l'interprétation est très problématique. En effet, intercalés au sein de tempestites souvent profondes, ces bancs micritiques se caractérisent par des faciès peu profonds de lagon sub-émergeant. Ils sont interprètés comme d'importantes phases d'émersions au sein du bassin et sont sans doute les meilleurs marqueurs de chute significative du niveau marin.



6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n° 27, 293 p.

INFLUENCE DES FONDS DURCIS SUR LA CROISSANCE DES CIMENTS SPARITIQUES PENDANT LA DIAGENÈSE D'ENFOUISSEMENT

INFLUENCE OF HARDGROUNDS ON BURIAL DIAGENESIS

POSTER

Christophe DURLET [1,2] et Jean-Paul LOREAU [2]

[1] Université de Paris 6 et URA CNRS 1761, 4 Pl. Jussieu, 75252 Paris, France
[2] Université de Bourgogne et UMR CNRS 5561, 6 Bd Gabriel, 21000 Dijon, France

A reference mesogenetic sequence within Bajocian calcarenites of Burgundy has been established and notably includes younger ferroan cements showing four successive zones. Early diagenetic phases linked to hardgrounds influenced growth of the two first zones of younger banded ferroan cements. Thus they had a detrimental role for the preservation of porosity below this kind of unconformity surface. On monocrystalline substrates (such as crinoidic allochems, older banded cements and syntaxial high-magnesian calcite cements), these two zones of younger ferroan cements usually filled 30-50% of pore volume. On the contrary, when younger ferroan cements grew on bioclasts, ooids, oncoids, thin isopachous marine cements, internal sediments and micrite matrix, the two first zones filled only 0 to 20 % of pore volume.

Pendant la diagenèse d'enfouissement, la précipitation des ciments sparitiques est influencée non seulement par le faciès, mais aussi par la nature des phases éogénétiques présentes. Or, dans les carbonates de plates-formes superficielles, ces phases éogénétiques sont souvent liées à des fonds durcis. De nombreux travaux ont ainsi établi que les fonds durcis influencent la distribution et le volume des ciments mésogénétiques, donc la géométrie des réservoirs potentiels à l'échelle du mètre à la centaine de mètres (Saller et al, 1994). Néanmoins, comme ces fonds durcis ont des séquences diagénétiques intrinsèques et des origines diverses (Durlet et Loreau, 1996, et ce volume), il faut suspecter des évolutions différentielles de la diagenèse d'enfouissement et de la porosité résultante.

Afin de comprendre cette multiple influence du faciès et des divers types de fonds durcis sur la diagenèse tardive, 1400 lames minces venant de 60 sites du Seuil de Bourgogne ont été étudiées.

Une séquence mésogénétique et télogénétique de référence a été établie (Durlet 1996), comprenant 6 périodes:

a - desquamation et microfissuration due à la compaction mécanique (début de l'enfouissement);
b - précipitation des premiers ciments sparitiques ferreux (younger ferroan cements – YFC *sensu* Meyers, 1991), colorés en bleu par le ferricyanure de potassium. Présents dans tous les pores intergranulaires, ils montrent deux zones successives: 1A à luminescence alternante brun moyen-brun foncé ($\partial^{18}O$ = -4,6‰ PDB) et 1B à luminescence orange moyen et foncé, en syntaxie sur 1A;
c - fissuration et dolomitisation de deux types: dolomite de remplacement à petits rhomboèdres de 50-500µm dans les micrites, et dolomite-ciment à grands rhomboèdres de 500µm - 2mm, à faces et clivages légèrement courbes (dolomite baroque);
d - derniers ciments sparitique YFC à deux zones de cathodoluminescence parfois séparées par une phase de fissuration: 2A composée de bandes brun à noir alternant, et 2B, à $\partial^{18}O$ = -13,7‰ PDB, la plus épaisse, montrant des bandes de luminescence du brun sombre à l'orange;
e - dissolution de la calcite et de la dolomite, bien marquée dans la zone 2B par des grands golfes de corrosion, remplis et scellés par la phase de précipitation suivante;
f - précipitation des derniers ciments sparitiques, limpides, non ferreux, à bandes concentriques irrégulièrement épaisses de luminescence contrastée et relativement forte. Ils remplissent les golfes de dissolution des YFC et les rhomboèdres de dissolution moldique de dolomite.

Si les quatre premières périodes sont incontestablement liées à l'enfouissement, les deux dernières seraient télogénétiques, liées à l'intrusion d'eaux météoriques lorsque l'émersion définitive du Seuil de Bourgogne, au Tertiaire, a entraîné une diminution du paléo-recouvrement.

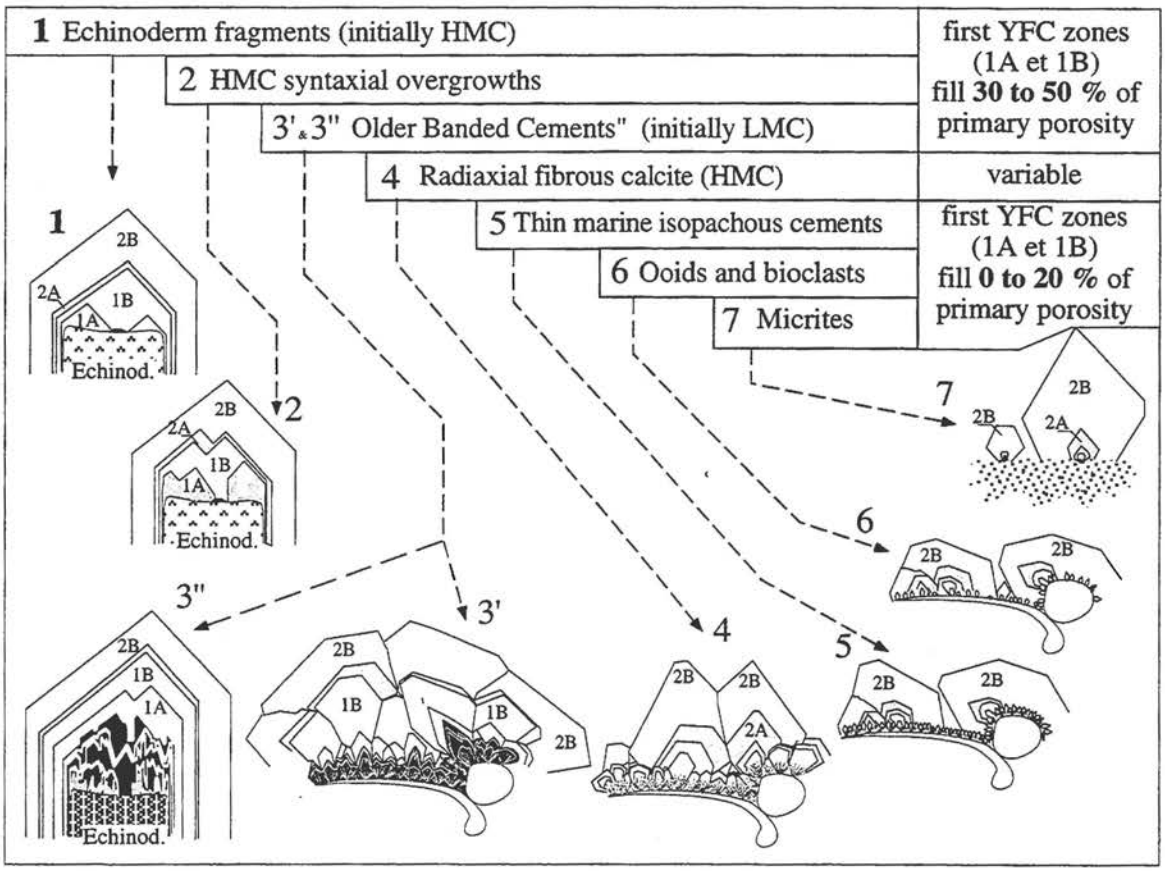
Certaines phases mésogénétiques ponctuellement absentes ou mal exprimées dans certains échantillons, sont très développées dans d'autres. Pour l'essentiel, ces variations concernent l'intensité de la dolomitisation et surtout la zonation des YFC, c'est à dire le volume respectif de

chacune des quatre zones (1A, 1B, 2A, 2B). En comparant ces ciments au dessus et en dessous de chaque surface durcie, il ressort les résultats suivants:

- Les fonds durcis ayant des séquences diagénétiques intrinsèques sans phases d'émersion coïncident avec des différences ponctuelles de volumes des zones d'YFC. Sur des sédiments internes micritiques ou dans des pores où toutes les parois sont micritiques, les zones 1A et 1B sont absentes ou très faibles; les pores ne commencent à se boucher que tardivement avec la croissance des zones 2A et surtout 2B (cas 7 sur Fig.) ou avec la dolomite qui tapisse directement les parois. Sur les ciments isopaques marins fins, initialement en HMC, sur les bioclastes non monocristallins, sur les oolithes et les oncolithes, les deux premières zones remplissent au plus 20% seulement du volume des pores (cas 4,5,6 sur Fig.).

- Les fonds durcis témoins d'une phase d'émersion sont associés à des ciments sparitiques précoces d'origine météorique ou mixte (Durlet et Loreau, ce volume). De tels ciments présentent une grande distribution verticale et ont induit des croissances rapides des YFC (cas 3' et 3" sur Fig.) parfois sur plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur. Les deux premières zones remplissent généralement 30 à 50% du volume des pores.

En conclusion, les fonds durcis strictement sous-marins ne semblent avoir retardé que très ponctuellement la croissance des sparites mésogénétiques (YFC). En revanche, les fonds durcis ayant dans leur séquence diagénétique intrinsèque des sparites météoriques précoces, sont propices au développement rapide des ciments sparitiques au cours de l'enfouissement et aptes à créer des barrières de perméabilité.



DURLET C. ET LOREAU J.P. (1996). -Séquence diagénétique intrinsèque des surfaces durcies: mise en évidence de surfaces d'émersion et de leur ablation marine. Exemple de la plate-forme bourguignonne, Bajocien (France) - C. R. Acad. Sci., Paris, t.322, série IIa, p.389-396.

DURLET C. (1996). -Apport de la diagenèse des discontinuités à l'interprétation paléo-environnementale et séquentielle d'une plate-forme carbonatée. Exemple des calcaires aaléno-bajociens du Seuil de Bourgogne. Thèse de Doctorat de l'Université de Bourgogne, Dijon. 444 p..

SALLER A.H., BUDD D.A. and HARRIS P.M., 1994. Unconformities and porosity development in carbonate strata: Ideas from a Hedberg Conference. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.* , 78, p.857-871.

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n°27, 293 p.

CARACTÉRISATION DES SURFACES DURCIES PAR LEURS SÉQUENCES DIAGÉNÉTIQUES INTRINSÈQUES ET INTERPRÉTATION DES PALÉO-ENVIRONNEMENTS PENDANT LES LACUNES SÉDIMENTAIRES

POSTER

CHARACTERIZATION OF HARDGROUNDS BY THEIR INHERENT DIAGENETIC SEQUENCES AND INTERPRETATION OF PALEO-ENVIRONMENTS THROUGH THE SEDIMENTARY GAPS

Christophe DURLET [1,2] et Jean-Paul LOREAU [2]

[1] Université de Paris 6 et URA CNRS 1761, 4 Pl. Jussieu, 75252 Paris, France
[2] Université de Bourgogne et UMR CNRS 5561, 6 Bd Gabriel, 21000 Dijon, France

Three types of inherent diagenetic sequences (IDS) of hardgrounds separating subtidal facies have been reported in the Bajocian limestones of the Seuil de Bourgogne. One type, including meteoric diagenetic phases (cf. older banded cements) but no vadose phases before overlapping, is interpreted as the result of marine ablation of exposure surfaces. Evidence is provided by the vertical distribution pattern of phreatic fresh or mixed water cements below the affected surfaces.

Dans le renouveau des méthodes stratigraphiques (séquentielle, événementielle, ou génétique), la place de la diagenèse est à concevoir pendant l'analyse stratonomique, faciologique, biostratigraphique du contenu sédimentaire entre les surfaces de discontinuité. Au niveau de ces surfaces, en particulier des fonds durcis et du volume sous-jacent lié, il importe de déterminer les phases diagénétiques et les interpréter en termes de solutions parentes et donc d'environnements.

Les produits de la diagenèse sont, pendant les lacunes sédimentaires, les témoins-relais d'environnements à intégrer dans les profils de dépôt ou les diagrammes de substitution, construits à partir des données purement sédimentaires. Il s'agit aussi de valider des surfaces de discontinuité considérées comme limites de séquence, associées à des chutes du niveau marin relatif. Sur des plates-formes carbonatées très peu profondes, on pourrait s'attendre à des indices évidents d'émersion: faciès intertidaux, faciès de sebkha, paragenèses minérales incluant notamment: évaporites, dolomite, ciments asymétriques vadoses, silt vadose, calcrètes, spéléothèmes. Or la rareté, voire l'absence de ces témoins, constatée dans le cas de plates-formes très peu profondes est paradoxale, et ce problème est ici examiné sur l'actuel Seuil de Bourgogne dans la formation des *Calcaires à Entroques* du Bajocien.

Avec une analyse diagénétique nouvelle, l'idée a été de rechercher en particulier des indices météoriques (ciments, dissolutions) permettant d'établir l'émersion, même si la surface en question sépare des faciès marins d'environnements équivalents. Ce travail apporte une méthode et des résultats mettant en évidence des surfaces qui témoignent de l'émersion sans être elles-mêmes des surfaces d'exposition aérienne, et dont la diagenèse a enregistré l'histoire polyphasée.

1- Le concept de Séquence Diagénétique Intrinsèque (SDI) d'une discontinuité.

En pétrographie sédimentaire, l'analyse des paragenèses minérales présentes dans une roche a fait place à une approche chronologique fine de la diagenèse fondée notamment sur la composition zonée des cristaux révélée par colorations et par cathodoluminescence. Appliquée à l'étude des surfaces de discontinuité et de chaque unité sous-jacente, la stratigraphie diagénétique consiste ici à établir la chronologie des différentes phases diagénétiques et leurs corrélations entre lames minces, entre échantillons, entre surfaces successives. Les surfaces perforées et les fonds durcis tronqués sont spécifiquement recherchés . Le recoupement de phases diagénétiques par les perforations (ou par la surface d'usure) scellées par l'unité sédimentaire suivante, permet la datation précise de la diagenèse contemporaine de la lacune. Ces différentes opérations sont traduites graphiquement par des logs diagénétiques; pour une surface donnée et le volume sous-jacent diagénétiquement lié, elles permettent de déterminer ce que nous proposons d'appeler la "**S**équence **D**iagénétique **I**ntrinsèque" (SDI) de la discontinuité.

La SDI d'une discontinuité matérialisée par une surface durcie regroupe et ordonne toutes les phases diagénétiques contemporaines de la lacune sédimentaire. Elle commence avec la mise en place des derniers sédiments actuellement situés sous la surface durcie et se termine avec la troncature (ou les perforations) précédant le dépôt de l'unité suivante.

2- Les surfaces durcies et leurs séquences diagénétiques intrinsèques (SDI) sur la plate-forme bourguignonne au Bajocien.

A partir d'un échantillonnage sur plusieurs affleurements, 80 SDI de surfaces durcies ont été établies et il en ressort trois types fondamentaux:

1• SDI caractérisée par la présence exclusive de phases diagénétiques du milieu phréatique marin (62 cas sur 80).

2• SDI contenant au moins une phase diagénétique de milieu vadose (rare: 3 cas sur 80).

3• SDI qui contient au moins une phase diagénétique indiquant la présence d'eaux météoriques ou mixtes mais aucune phase diagénétique caractérisant le milieu vadose (15 cas sur 80). Ce type de SDI est central au problème soulevé ici des émersions à prouver. Sa mise en évidence et son utilisation se heurtent à deux ensembles de difficultés et de débats: a) la reconnaissance et l'interprétation de ces phases cruciales, b) leur datation, c'est à dire leur sûre appartenance à la SDI.

- a) Phases diagénétiques indicatrices de la présence d'eau douce. Dans les *Calcaires à Entroques*, un premier indice est la dissolution précoce de la calcite . Contrairement à la dissolution de l'aragonite très possible dans l'eau de mer au Jurassique, celle de la calcite indique, en milieu ouvert et peu profond, que des eaux sous influence météorique ont circulé dans le sédiment .

Le fait majeur est la présence de ciments syntaxiaux ou scalénoédraux limpides, et qui se caractérisent en cathodoluminescence par une alternance de larges bandes faiblement luminescentes et de petites bandes fortement luminescentes . Ces ciments de sparite zonée précoce, (cf. "Older Banded Cements" de Meyers, 1991) sont tels qu'ils étaient avant le recouvrement sédimentaire et donc de calcite faiblement magnésienne initiale. Ils ont une origine très débattue mais ont été maintes fois démontrés comme ayant précipité en milieu phréatique à partir d'eaux sous influence météorique (Horbury et Adams, 1989; Goldstein, 1988). Cette interprétation est ici renforcée par des valeurs de $\partial^{18}O$ de -6,9 à -7,3 mesurés ponctuellement par SIMS. Elle est encore plus fiable s'ils sont associés à des ciments vadoses ou liés à des discontinuités intraformationnelles et par conséquent attribuables à une diagenèse précoce en milieu ouvert et sous faible enfouissement.

- b) Relations chronologiques et spatiales entre sparite zonée précoce et surface durcie. Des ciments de sparite zonée précoce sont observables dans la plupart des unités des *Calcaires à Entroques* et souvent superposés. Le résultat intéressant est d'avoir trouvé à quelles surfaces ils sont rattachés et de comprendre leur distribution sous chacune d'elles.

L'appartenance de ces ciments à la SDI d'une surface durcie intraformationelle est établie avec certitude lorsqu'eux-mêmes ou, à défaut, une phase diagénétique les recouvrant sont recoupés par les perforations ou par la surface d'usure associées à la discontinuité (13 cas sur 17).

Dans les 4 autres cas, ces recoupements n'existent pas, mais la répartition verticale des ciments de sparite zonée précoce sous les surfaces durcies permet d'assurer le synchronisme entre ces ciments et une surface donnée. Ils sont bien développés à 1 ou 2m sous la surface de discontinuité mais ils diminuent très rapidement en épaisseur, en nombre de bandes et en contraste de luminescence au fur et à mesure qu'ils s'en rapprochent. La disparition progressive (ou "pinch out") de ces ciments dans les derniers mètres de sédiments sous-jacents est connue (Goldstein, 1988) et peut servir de critère de leur appartenance à la SDI.

La distribution de la sparite zonée précoce reflète, entre autre, la variation verticale de sursaturation de la nappe (ou de la lentille) d'eau sous influence météorique (Goldstein, 1988). L'extension verticale des ciments de sparite zonée précoce peut être mesurée et varie de quelques mètres pour des émersions insulaires à quelques dizaines de mètres sous une surface correspondant à l'émersion généralisée de la plate-forme.

Puisque la présence de sparite zonée précoce signe ici l'émersion, l'absence de phases vadoses suppose que la partie supérieure de l'unité sédimentaire a été enlevée, en accord avec l'aspect érodé observé sur l'affleurement. De même, l'absence de "pinch out" des ciments de sparite zonée précoce sous la surface, la troncature de ces ciments à leur maximum d'épaisseur, prouvent aussi que la partie supérieure de la nappe (ou lentille) sous influence météorique a disparu par érosion. Dans tous ces cas, la surface d'émersion elle-même n'est plus présente mais il reste des témoins de son existence et de son ablation marine.

GOLDSTEIN, R.H., 1988. Cement stratigraphy of Pennsylvanian Holder Formation, Sacramento Mountains. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.* , 72, p. 425-438.

HORBURY, A. D. et ADAMS, A. E., 1989. Meteoric phreatic diagenesis in cyclic late Dinantian carbonates, northwest England. *Sedimentary Geology* , 65, p. 319-344.

MEYERS, W.J., 1991. Calcite cement stratigraphy: an overview. In: Luminescence Microscopy: Quantitative and Qualitative Aspects (Ed. by C.E. Baker & O.C. Kopp), *SEPM Short Course*, 25, p. 133-147.

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n°27, 293 p.

UNE APPROCHE DIFFÉRENTE DE LA RECHERCHE DES DIRECTIONS DE TRANSPORT SÉDIMENTAIRE EN BAIE DU MONT-SAINT-MICHEL

A NEW SEDIMENTARY APPROACH IN A MACROTIDAL ENVIRONMENT OF MONT-SAINT-MICHEL'S BAY

A. Ehrhold *, J.P. Auffret *, T. Garlan**, P. Guyomard**

(* : Laboratoire de géologie marine, Université de Caen /** : Département de géodésie et géophysique, EPSHOM, Brest)

La possibilité de description des processus sédimentaires et d'identification de leurs environnements à partir des caractéristiques granulométriques des sédiments, demeure aujourd'hui encore, un sujet de controverse. Différentes méthodes (gradient granulométrique, croisement des indices ponctuels ou globaux à travers des diagrammes binaires ou ternaires) permettent de déterminer la direction et le sens des transits sédimentaires. En baie du Mont-Saint-Michel, la diminution de la taille moyenne des grains suggère une direction générale des transits sédimentaires sur le fond depuis les domaines externes vers les zones internes abritées (Bourcart et Boillot, 1960). Afin de mieux comprendre les mécanismes sédimentaires à l'origine de la construction du prisme sédimentaire côtier en baie, nous avons appliqué le modèle proposé par Mclaren et Bowles (1985) et modifié par Gao et Collins (1991) en comparant les vecteurs de transport calculés par cette méthode avec les directions déduites de la polarité des structures sédimentaires observées au sonar à balayage latéral. Lorsque l'angle entre les deux directions est inférieur à 30°, nous avons considéré que la direction calculée était cohérente avec la direction et le sens de transport observés. Cette technique a rarement été mise en oeuvre à l'échelle d'un bassin sédimentaire comportant des sédiments aussi hétérogènes que celui de la baie du Mont-Saint-Michel. Elle est basée sur la combinaison de 3 paramètres granulométriques (moyenne, indice de dispersion et indice d'asymétrie) pour la comparaison des points de prélèvements d'une grille d'échantillonnage à mailles rigoureuses. Nous avons ajouté aux possibilités initiales de la méthode des fonctions permettant de choisir la fraction sédimentaire prise en compte dans le traitement, mais aussi de variation de la distance de calcul, du type de maille et d'augmentation du nombre de cas. Nous l'avons appliquée pour différents scénarios à l'ensemble du secteur d'étude (Ehrhold et Auffret, 1996; Ehrhold, 1997).

La carte 1 représente un exemple des vecteurs de transports obtenus sur le cas FB- (Finer, Better et asymétrie négative) à partir de la composition totale du sédiment et pour une distance de calcul de 3000 m. Ce document constitue à l'échelle de la baie, le schéma de directions des transits sédimentaires le plus cohérent avec les directions observées par les autres méthodes d'investigations. Le pourcentage de corrélation entre ce modèle calculé et le modèle de terrain est de l'ordre de 55%, soit 10% de mieux que celui obtenu par Gao et al. (1994) malgré des conditions plus strictes (angle de rejet des corrélations inférieur de 15°). L'amplitude des vecteurs et leurs orientations indiquent que les transits sédimentaires convergent vers les zones d'atterrissement de la baie (delta de marée estuarien, prisme côtier du Cotentin, complexe de dunes hydrauliques de Chausey-Jullouville). Les trajectoires décrivent un vortex horaire autour de la Pointe du Grouin engendré par la morphologie côtière et les nombreux hauts-fonds sous-marins. Les caractéristiques granulométriques et hydrodynamiques locales influencent les résultats en privilégiant un cas parmi les 3 cas retenus (FB-, CB+ ou FB-/CB+). Le cas CB+ (Coarser, Better et asymétrie positive) sur la fraction sableuse apporte, par exemple, un meilleur niveau de confiance sur les fonds caillouteux des passes ouest et nord de part et d'autre de Chausey. De plus, la distance critique de calcul DCr préconisée par les auteurs de la méthode (Gao et Collins, 1991) devient totalement arbitraire et sans réalité physique. Cette étude montre que la distance pour laquelle les corrélations entre vecteurs prédits et vecteurs observés ou interpolés sur le terrain est supérieure de 9 à 50% à Dcr. En faisant évoluer la distance de calcul, on donne au modèle la possibilité de rechercher pour chaque type d'environnements hydro-sédimentaires les meilleures tendances de filiations. Mais l'augmentation du nombre de prélèvements ne semble toujours pas être un critère pertinent dans l'amélioration des résultats. Plusieurs facteurs sont également susceptibles d'influencer le résultat final tel que l'effet de bordure ou la régularité de la maille. Enfin, la représentativité du modèle obtenu avec les conditions de transport hydro-sédimentaires à différentes échelles de temps peut faire l'objet de discussions. En baie du Mont-Saint-Michel, l'échelle à retenir est celle des mécanismes responsables de la construction et de l'agradation des plus importantes formes de dépôts.

En conclusion, malgré de fortes contraintes liées à l'hétérogénéité sédimentaire, la méthode utilisée et modifiée dans le cadre de l'étude de la baie du Mont-Saint-Michel offre une perspective

dimensionnelle nouvelle aux études de dynamique sédimentaire, à la recherche rapide des zones d'érosion et d'accumulation dans les secteurs à fort gradient hydrodynamique.

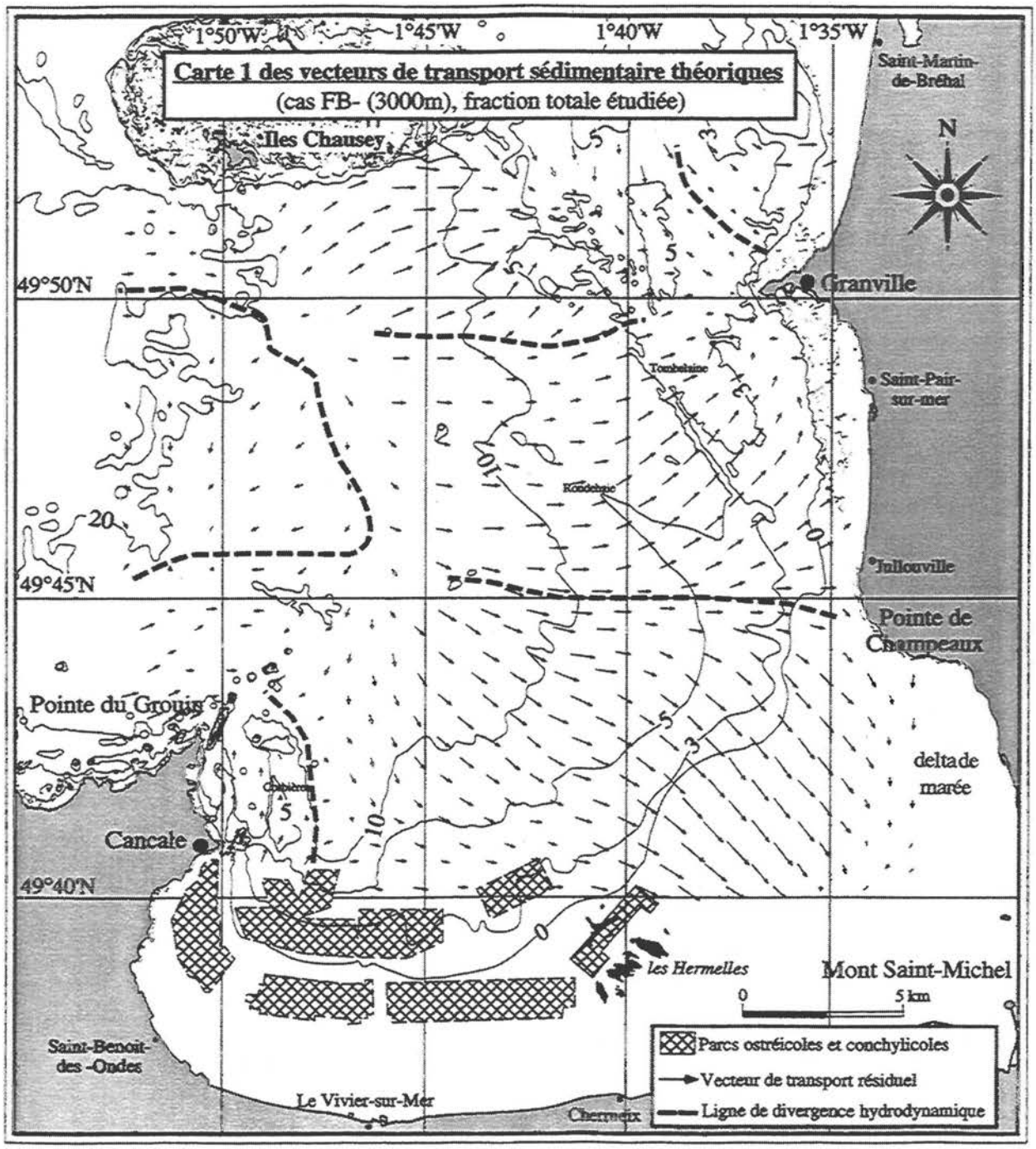
Bourcart J. et Boillot G. (1960). "La répartition des sédiments dans la baie du Mont-Saint-Michel." *Rev. de Géo. Phys. et de Géol. Dynam.*, 3, fasc. 4, p. 189-199.

Ehrhold A. et Auffret JP. (1996). "Approche bi-dimensionnelle des transports sédimentaires à partir des variations granulométriques des sédiments superficiels : Exemple de la partie occidentale de la baie du Mont-Saint-Michel", *Actes du colloque Génie Côtier-Génie Civil*, Dinard, avril 1996, p. 277-284.

Gao S. et Collins M.B. (1991). "A critique of the "Mclaren method" for defining sediment transport paths-discussion." *Journal of Sedimentary Petrology*, 61(1), p. 143-146.

Gao S., Collins M.B., Lanckneus J, De Moor G. et Van Lancker V. (1994). "Grain size trends associated with net sediment transport patterns : An example from the Belgian continental shelf." *Marine Geology*, 121, p. 171-185.

McLaren P. et Bowles D. (1985). "The effects of sediment transport on grain-size distributions." *Journal of Sedimentary Petrology*, 55, (4), p. 457-470.



6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n° 27, 293 p.

MODÉLISATION DES FLUX SÉDIMENTAIRES POTENTIELS CHARRIÉS EN BAIE DU MONT-SAINT-MICHEL

BEDLOAD TRANSPORT PREDICTIONS FOR THE MONT-SAINT-MICHEL'S BAY, USING NUMERICAL MODEL

A. Ehrhold*, S. Guillou**, J.P. Auffret*, K.D. Nguyen**

(* : Labo. de géologie marine, Université de Caen /** : Labo. de mécanique des fluides, Université de Caen)

Depuis plusieurs années, les modèles bi-dimensionnels et tri-dimensionnels permettent de simuler les mouvements des masses d'eau et des matières en suspension. L'objectif de cette étude est la prédiction les flux solides résiduels et potentiels à l'échelle de la baie du Mont-Saint-Michel pour différentes conditions de marée. Nous avons associé la formule de Bagnold (équa. 1) modifiée par Gadd et al. (1978), au code de calcul développé par Nguyen (1988).

$$Q_s = ß\,(U_{100} - U_{100\,(c)})^3 \qquad \text{équa.1}$$

(avec U_{100} (cm/s) : Vitesse du courant à 1 m au dessus du fond, $U_{100(c)}$ (cm/s) : Vitesse critique de mise en mouvement du sédiment pour une granularité donnée, ß ($g.cm^{-4}s^{-2}$) : Coefficient de proportionnalité d'après Gadd et al (1978), Q_s : Débit solide en g/cm/s).

Le modèle simule les mouvements horizontaux de la masse d'eau (vitesse, surface libre) engendrés par les marées dans l'ensemble du Golfe Normand-breton (maille 900*600m) ainsi que dans la baie (212*188m). Il possède un module de traitement des zones découvrantes qui représentent 34 % de la surface du domaine d'étude à marée basse de grande vive-eau (Guillou et al., 1997). Les paramètres hydrodynamiques et hydro-sédimentaires nécessaires à l'utilisation de l'équation 1, proviennent d'un modèle de terrain composé de 15 500 sondes et de 590 prélèvements sédimentaires (Ehrhold, 1997).

La figure 1 représente un scénario de simulation pour une marée de coefficient 103 (VE moyenne) sans forçage atmosphérique. Les vecteurs dessinés décrivent les flux résiduels et potentiels de sables charriés durant un cycle de marée en tonnes/m. Il ressort de cette simulation une bonne coïncidence entre les directions des flux théoriques et les directions observées au sonar latéral dans le domaine de la baie ouverte, à l'exception du littoral au sud de Chausey (Ehrhold, 1997).

Les sédiments charriés pénètrent dans le système de la baie, par de larges passes de part et d'autre de l'archipel des Îles Chausey, en provenance du système de la Catheue au nord et des fonds grossiers du glacis armoricain à l'ouest. Ces flux alimentent la zone intertidale du littoral Normand et de la baie orientale alors qu'au droit de Saint-Anne, ils sont déviés vers la baie maritime de Cancale, dans un grand mouvement tourbillonnaire horaire. L'organisation des flux au sud de Jullouville montre la juxtaposition de cellules complexes de circulation des sédiments dans un espace chenalisé où les courants sont fortement directifs. Elle illustre non seulement la dynamique de colmatage du fond de baie, en précisant les limites des couloirs de transport, mais rend compte également de la construction du delta de marée (puissants corps sableux modelés de petites et moyennes dunes hydrauliques) dans les conditions hydrodynamiques actuelles. Celui-ci joue le rôle d'un vaste entonnoir où la majeure partie des sédiments apportés par le montant est en perpétuelle remobilisation.

Ces flux théoriques (en t/m/marée) doivent être considérés comme des "ordres de grandeur". Toutefois, ils témoignent de l'importante capacité des courants de marée en période de vive eau à transporter les sédiments sableux (charge solide généralement supérieure à 1 t/m/marée). Ces flux s'accroissent dans les secteurs chenalisés où la vitesse des courants est fortement accélérée (passes de part et d'autre de l'Archipel de Chausey, rivières canalisant la marée sur l'estran). Mais les sonogrammes et les analyses granulométriques montrent que la disponibilité en matériel sableux est bien moindre sur les fonds grossiers des passes que sur les fonds sableux littoraux (respectivement 30% de particules inférieures à 2 mm contre 70 à 90%).

Les différentes simulations réalisées dans le cadre de l'étude de la dynamique de comblement de la baie (Ehrhold, 1997) montrent la pertinence de l'association d'un modèle numérique à maille fine et d'un canevas sédimentaire dense (prélèvements, sonar à balayage latéral) dans la recherche des phénomènes sédimentaires à l'origine de la construction du prisme côtier Holocène.

Ehrhold A. (1997). "Processus de comblement d'un bassin sédimentaire côtier en régime mégatidal : exemple de la baie du

Mont Saint-Michel.", *Thèse 3ème cycle*, Université de Caen, à soutenir.

Grochowski N.T.L., Collins M.B., Boxall S.R. et Salomon J.C. (1993). "Sediment transport predictions for the English Channel, using numerical models.", *Journal of the Geological Society*, London, Vol. 150, p. 683-695.

Guillou S., Nguyen K.D., Hanich L. et Louaked M. (1997). "Modélisation numérique 2-D de la circulation et de la pollution bactériologique dans la zone littorale de Granville.", *Rapport pour l'Agence de l'Eau de Basse Normandie*, Lab. de Mécanique, Université de Caen, Vol. I et II.

Nguyen K.D. (1988). "Numerical modelling for the general circulation in estuaries and coastal seas: application to the Gironde estuary (France).", *Thèse*, Université Paris VI.

Gadd P.E., Lavelle W. et Swift D.J.P. (1978). "Estimates of sand transport on the New York shelf using near-bottom current meter observations.", *Journal of sedimentary petrology*, vol. 48, n°1, p. 239-252.

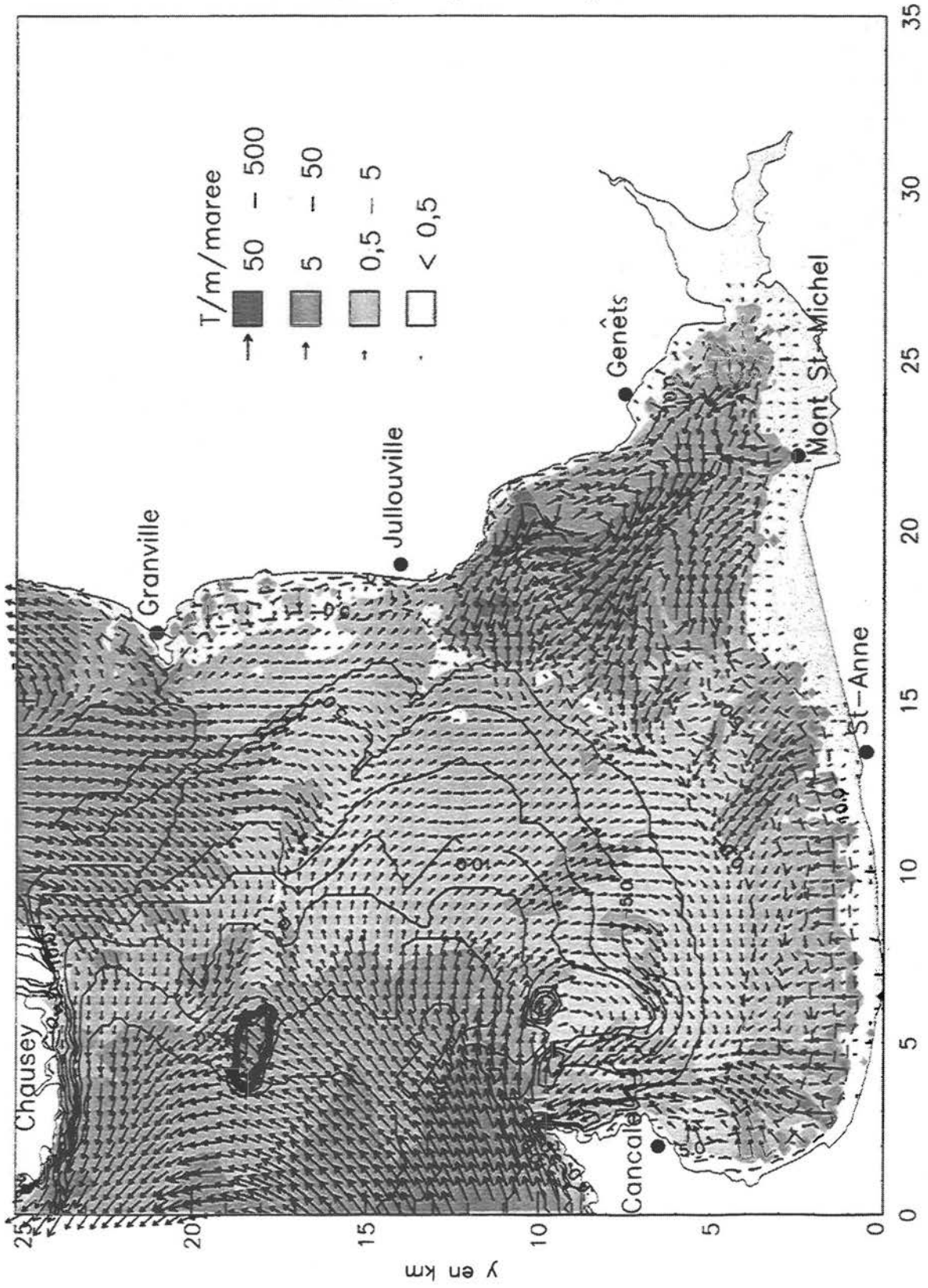


Fig. 1 : Carte des flux charriés potentiels en baie du Mont-Saint-Michel (CM = 103)

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n° 27, 293 p.

INFLUENCE DU FLUX TERRIGÈNE ET BIOGÈNE SUR LA SÉDIMENTATION CRÉTACÉ SUPÉRIEUR DE CASAMANCE (SÉNÉGAL). COMPARAISON FACIÈS/FORAMINIFÈRES BENTHIQUES

INFLUENCE OF TERRIGENOUS AND BIOGENEOUS FLUX ON THE LATE CRETACEOUS SEDIMENTS IN CASAMANCE TRANSECT *(SENEGAL, NW AFRICA)*

Abderrazzak EL ALBANI*, Ann HOLBOURN*, Wolfgang KUHNT*, Ababacar LY**
et Jean Paul HERBIN***

* Geologisch-Paläontologisches Institut, Christian-Albrechts-Universität zu Kiel, Olshausenstr. 40, D-24118 Kiel (FRG)
** Département de Géologie, Faculté des Sciences, Université Cheikh Anta Diop, Dakar-Fann. Sénégal
***Institut Français du Pétrole, Rueil Malmaison. France

Le matériel étudié est représenté par des cuttings et des carottes qui proviennent de trois forages pétroliers (CM2, CM4 et CM10) forés selon un transect plate-forme interne/plate-forme externe (proximale, distale) dans le bassin de Casamance. Des carottes provenant du site DSDP 367 foré dans le bassin du Cape Vert ont été également examinées.

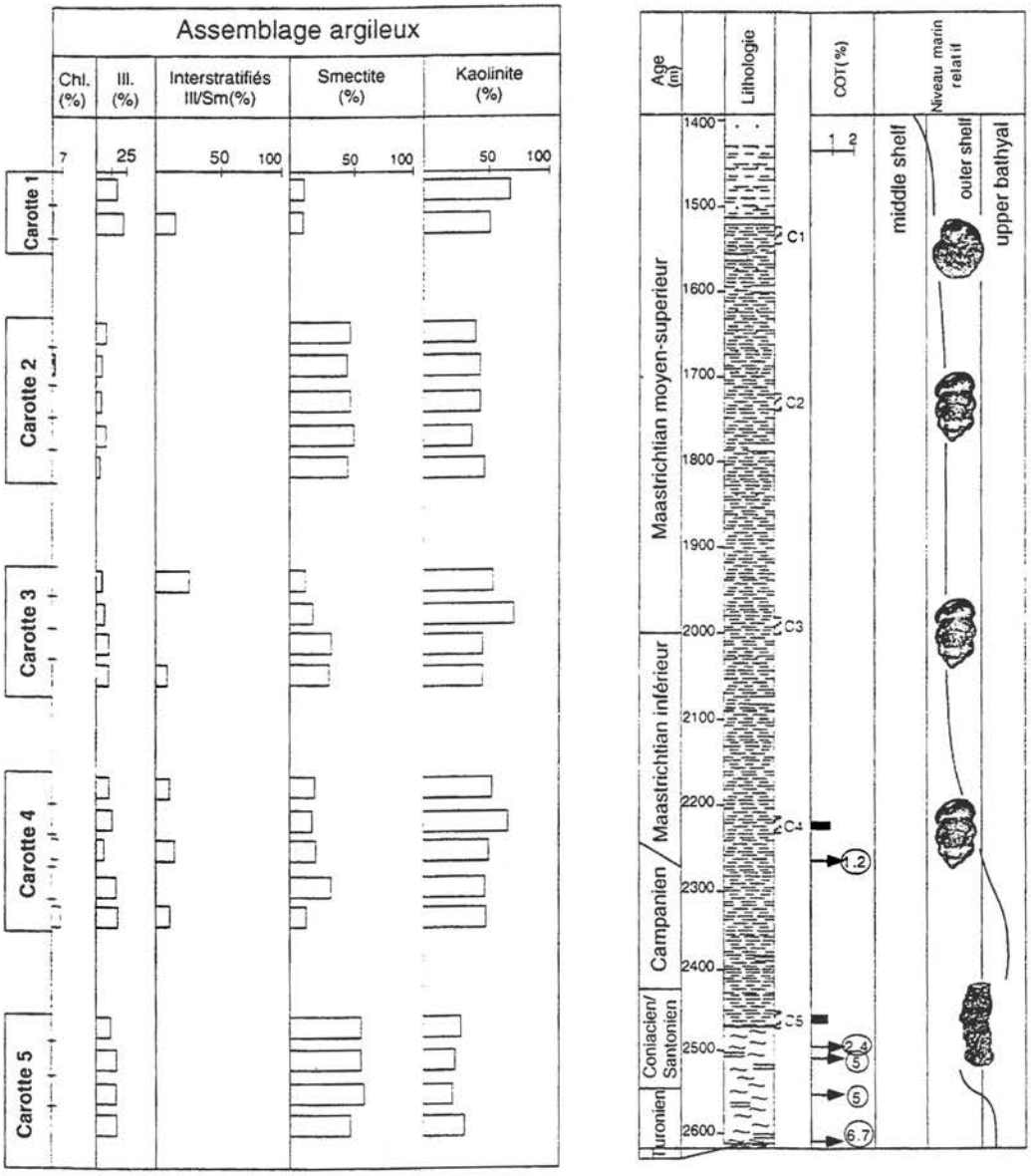
Nous nous sommes intéressés principalement à l'intervalle Cénomanien-Maastrichtien qui a fait l'objet d'une étude pluridisciplinaire orientée selon quatre axe principaux : étude des microfaciès, minéralogie des argiles, géochimie de la matière organique et l'étude des foraminifères benthiques.

L'étude sédimentologique et minéralogique combinée à l'étude de la géochimie de la matière organique nous a permis de différencier deux intervalles de sédimentation. Le premier, situé à la limite Cénomanien-Turonien et au Campanien inférieur est représenté par des sédiments laminés présentant une abondance relative de smectite et la matière organique est d'origine marine planctonique. Les foraminifères benthiques sont représentés par des buliminides. La conjonction de ces paramètres permet de supposer qu'il s'agit d'une période de haut niveau marin.

Le second intervalle regroupant le Coniacien-Santonien ainsi que le Maastrichtien est caractérisé par une abondance de minéraux primaire illite/kaolinite, un faible taux de matière organique, un flux terrigène important (quartz, micas et glauconie) et des foraminifères benthiques représentés par des formes agglutinées.

Les faciès laminés rencontrés à la limite Cénomanien-Turonien et au Campanien inférieur (CM10) montrant des valeurs relativement élevées en matière organique, contiennent une faune diversifiées représentées essentiellement par des buliminides. Le nombre d'espèces varie entre 10 et 30 espèces par échantillon. Au Turonien (CM10) les foraminifères benthiques sont absents et seules les foraminifères planctoniques sont représentés (Fig). Ces paramètres sont caractéristiques d'une sédimentation dans une zone de haute productivité liée à une zone à minimum d'oxygène (ZMO).

Cette zone est établie le long de la marge de Casamance durant une grande partie du Crétacé supérieur. Les périodes de haut niveau marin correspondant à la limite Cénomanien-Turonien et le Campanien inférieur montrent une intensification de la (ZMO) qui atteint la plate-forme interne.



Comparaison entre la lithologie, les assemblages argileux, le contenu en matière organique et les foraminifères benthiques du forage CM10.

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n°27, 293 p.

ÉVOLUTION DES ENVIRONNEMENTS ET DE LA PRODUCTIVITÉ DE LA SÉQUENCE CRÉTACÉ SUPÉRIEUR DU BASSIN DE TARFAYA (SUD-OUEST DU MAROC)

ENVIRONMENTS AND PRODUCTIVITY EVOLUTION OF THE UPPER CRETACEOUS SEQUENCE IN THE TARFAYA BASIN (SOUTHWEST OF MOROCCO)

POSTER

Abderrazzak EL ALBANI*, Wolfgang KUHNT*, Michèle CARON**,
Jean Francois DECONINCK***, Francis ROBASZYNSKI****, Florian LUDERER*
et Jean Paul HERBIN*****

* Geologisch-Paläontologisches Institut, Christian-Albrechts-Universität zu Kiel, Olshausenstr. 40, D-24118 Kiel (FRG)
** Institut de Géologie, Université de Fribourg, Suisse
*** Laboratoire de Sédimentologie et Géodynamique, Université des Sciences et Technologies de Lille1, France
****Faculté polytechniques de Mons, Belgique
******Institut Français du Pétrole, Rueil Malmaison, France

L'analyse sédimentologique et minéralogique de plusieurs affleurements répartis d'Est en Ouest dans le Bassin de Tarfaya (Sud-ouest marocain) nous a permis de suivre l'évolution sédimentaire du Crétacé supérieur. Ces affleurements couvrent l'intervalle Albien supérieur/Campanien. L'étude des coupes est complétée par l'analyse des données de forages d'exploration pétrolière (S13, S75) qui s'étendent du Cénomanien inférieur au Turonien. Les données sédimentologiques de terrain sont complétées par l'analyse de la minéralogie des argiles et la géochimie de la matière organique.

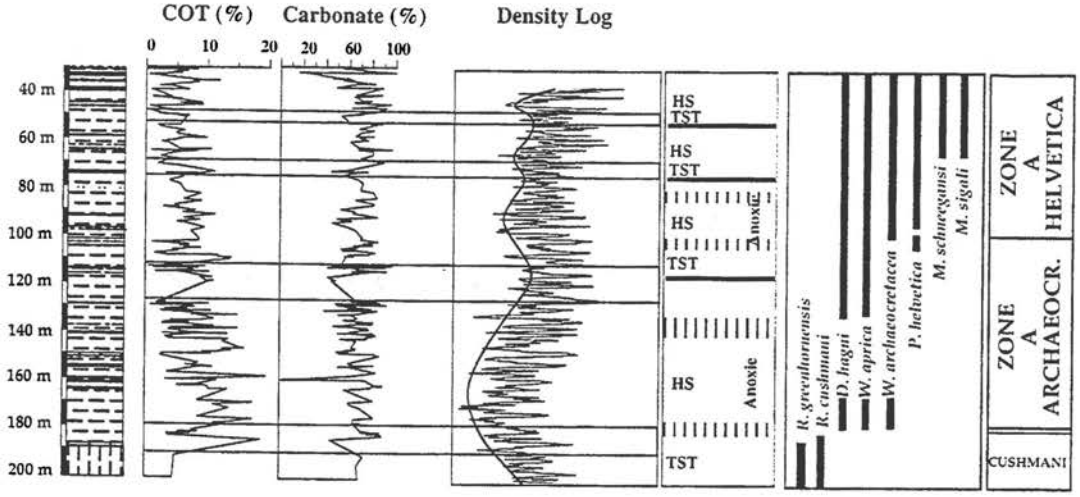
L'étude des faciès et microfaciès a permis de différencier deux principaux environnements de dépôts. Le premier caractérise l'intervalle Albien supérieur/Cénomanien inférieur à moyen dominé par des apports silicoclastiques et bioclastiques importants contenant un faible taux de matière organique d'origine continentale (type III). Le second correspond à l'intervalle Cénomanien supérieur/Campanien caractérisé par une sédimentation pélagique représentée par des marnes et des calcaires présentant un taux élevé de matière organique d'origine marine planctonique associée à une diversité faunistique importante. Ces sédiments se sont probablement déposés dans un environnement riche en éléments nutritifs lié à un système d'upwelling.

Les résultats de l'analyse des assemblages argileux nous a permis de distinguer la même tendance que celle décrite sur la base des faciès. L'intervalle Albien supérieur/Cénomanien inférieur à moyen est caractérisé par la dominance des minéraux primaires (illite, chlorite) qui proviennent de l'érosion du socle cristallin de l'Anti-Atlas et des Mauritanides. L'abondance de kaolinite héritée témoigne de l'érosion active des reliefs. Par contre le Cénomanien supérieur/Campanien est caractérisé par un pourcentage élevé de smectite lié à une diminution de l'intensité de l'érosiuon et à un niveau marin relativement élevé.

L'étude à haute résolution des deux forages d'exploration, indique un taux de sédimentation élevé (supérieur à 100 m / m.a.). Un changement important du type de sédimentation matérialisé

par la chute importante des apports silicoclastiques remplacés par des sédiments pélagiques a été constaté également à partir du Cénomanien supérieur. Le faciès est représenté par des marnes noires très finement laminées alternant avec des niveaux calcaires. Ces niveaux calcaires sont composés essentiellement de tests de foraminifères planctoniques, de calcisphères et de nannofossiles calcaires. L´assemblage faunistique indique un environnement de dépôt qui correspond à une plate-forme externe avec une paléoprofondeur approximative située entre 300 à 400 m.

Les diagraphies de densité montrent une cyclicité contrôlée par les fluctuations du carbone organique et du contenu en carbonates pélagiques (Fig.). Les teneurs maximales en carbone organique peuvent atteindre 16% dans les niveaux laminés dépourvus d´activité benthique mais riches en foraminifères planctoniques. Ceci est du aux conditions anoxiques probablement liées à une productivité de surface très élevée. Les assemblages faunistiques liés à l´abondance d´hétérohelicidés et de radiolaires confirme cette hypothèse. Néanmoins la présence de bioturbations et de quelques rares foraminifères benthiques permettent de supposer que les fonds océaniques n'étaient pas totalement anoxiques.



Fluctuations des teneurs en carbone organique total, carbonates pélagiques et diagraphie de densité dans le forage S13.

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n°27, 293 p.

POSTER

CARACTÉRISATION ET INTERPRÉTATION DE CYCLES GÉOCHIMIQUES SUR LA PLATE-FORME BOURGUIGNONNE (FRANCE) AU BAJOCIEN-BATHONIEN.

CHARACTERISATION AND INTERPRETATION OF GEOCHEMICAL CYCLES ON THE CARBONATE-SHELF OF BURGUNDY (FRANCE) DURING BAJOCIAN-BATHONIAN.

Laurent EMMANUEL, Jacques THIERRY, Benoit VINCENT et Jean-Paul LOREAU
Université de Bourgogne, Centre des Siences de la Terre et U.M.R. 5561 "Paléontologie analytique et Géologie sédimentaire", 6, Bd. Gabriel, 21000, Dijon, France.

Abstract: *A sedimentological and facies sequence approach, coupled with geochemical analyses (Sr, Mg, Fe, Mn and $\partial^{18}O$) has been made on a core and a quarry outcrop (Ravières, Yonne and Pouillenay, Côte d'Or; South-East Paris Basin, France) in the Bajocian-Bathonian carbonate-shelf sedimentary succession. Based on the Sr variations, geochemical cycles can be correlated to transgressive-regressive sedimentary cycles. However, the interpretation of the geochemical cycles must refer to a different standard than the studies generally realised in basin environments.*

Introduction

La chimiostratigraphie est moins souvent appliquée aux séries sédimentaires de plate-forme qu'à celles de bassin (origines différentes du signal géochimique, enregistrement souvent plus discontinu). La présente étude, réalisée sur un sondage à Ravières (Yonne) et une coupe dans la carrière de Pouillenay (Côte d'Or) met en évidence les caractéristiques chimiques originelles de l'eau de mer. Ces dernières, enregistrées dans les sédiments sous forme d'un signal géochimique sont confrontées aux résultats d'une analyse sédimentaire, faciologique et séquentielle.

L'intervalle stratigraphique concerné comprend six formations lithostratigraphiques (Durlet, 1996; Pellenard *et al.*, sous-presse) correspondant à la fin de l'installation d'une plate-forme carbonatée au Bajocien inférieur et à son ennoyage au cours du Bajocien supérieur/Bathonien inférieur, puis à la réinstallation d'une nouvelle plate-forme au Bathonien moyen-supérieur. Le cadre biostratigraphique est bien défini par la présence d'ammonites caractéristiques et d'associations de brachiopodes (niveaux repères corrélés à l'échelle standard des ammonites).

Résultats biostratigraphiques, sédimentologiques, faciologiques et séquentiels

L'analyse de la succession verticale des faciès, pointés sur un modèle local de dépôt, a permis de caractériser sept cycles de transgression-régression de faciès interprétés comme étant du troisième ordre (Vincent, 1996). Les six premiers s'inscrivent dans un cycle de second ordre compris entre deux maxima de régression; l'un, au toit des "Calcaires à nubéculaires" (zone à Humphriesianum, Bajocien inférieur), est appelé "discontinuité vésulienne" (Durlet, 1996) et souligne une lacune de la zone à Subfurcatum (Bajocien supérieur); l'autre est situé au sein du "Calcaire de Comblanchien" (Bathonien supérieur, zone à Orbis ou zone à Discus). Le maximum d'approfondissement est localisé, soit dans les "Calcaire de Sermizelles", soit dans les "Marnes à *Ostrea acuminata*" (zone à Parkinsoni, Bajocien terminal).

Approche géochimique

1 - Variations des éléments

Parmi les éléments étudiés (Sr, Mg, Fe, Mn et $\partial^{18}O$), Sr se révèle le plus performant en analyse géochimique séquentielle: il est le seul, semble-t-il, à montrer des variations cycliques à petite échelle sur toute la pile sédimentaire. Celles-ci correspondent aux cycles sédimentaires déterminés par l'analyse faciologique séquentielle, démontrant une bonne corrélation entre les changements paléoenvironnementaux (enregistrés par les cycles sédimentaires) et les variations des teneurs en Sr.

2 - Interprétation et signification

Généralement, les faibles teneurs en Sr indiquent des influences d'eaux douces et par conséquent des faibles salinités; ceci peut être mis en relation avec la proximité d'aires émergées. Cette interprétation s'applique aux "Calcaires à nubéculaires"-"Calcaires grumeleux" et "Calcaires de Comblanchien" (stades de maturité des deux plates-formes carbonatées respectivement à la limite Bajocien inférieur/supérieur et au Bathonien supérieur), où les indices d'émersion et les influences d'eaux douces sont clairement démontrés par l'analyse microfaciologique.

Dans les autres formations, l'absence d'indices d'émersion nécessite un autre type d'interprétation. Dans l' "Oolithe blanche", les faibles teneurs en Sr se situent dans des assises bioturbées avec niveaux d'accumulation de brachiopodes indiquant des profondeurs relativement plus fortes; ces arguments bio-lithofaciologiques sont donc en désaccord avec l'interprétation précédente. Les faibles concentrations en Sr sont alors considérées comme la référence marine, tandis que les concentrations élevées sont reliées à des épisodes de plus forte salinité, dues à une diminution paléobathymétrique entraînant un accroissement de l'évaporation. Dans les "Marnes à *Ostrea acuminata*" et les "Calcaires de Sermizelles" (ennoyage de la plate-forme carbonatée au Bajocien supérieur), l'analyse sédimentaire indique des environnements de dépôt encore un peu plus profonds; les paléosalinités relativement croissantes sont moins clairement enregistrées et les teneurs en Sr restent assez constantes.

Les variations de $\partial^{18}O$ sont utilisées comme un "paléothermomètre" pour les dépôts de la base de la pile sédimentaires ("Marnes à *O. acuminata*" et "Calcaires de Sermizelles"), où les phénomènes diagénétiques sont moins importants. Dans ces formations, les variations des teneurs en Fe et Mg sont essentiellement liées aux variations lithologiques. Enfin, Mg est trop dépendant de phénomènes diagénétiques tardifs (dolomitisation et dédolomitisation) pour avoir une quelconque utilité dans la présente étude séquentielle géochimique.

3 - Cycles géochimiques

Leur délimitation est basée sur les résultats et interprétations précédents. Dans les "Marnes à *Ostrea acuminata*", "Calcaires de Sermizelles" et l' "Oolithe blanche", les fortes concentrations en Sr, coïncident avec des maxima de régression (accroissement de la paléosalinité) et les faibles teneurs à des maxima de transgression (référence marine et paléoprofondeurs relativement plus fortes). Dans les "Marnes à *Ostrea acuminata*" et les "Calcaires de Sermizelles", les fortes valeurs de $\partial^{18}O$ correspondent aux maxima d'approfondissement (températures plus basses dues à une tranche d'eau relativement épaisse) et les fortes valeurs aux maxima de régression (températures plus élevées en liaison avec une faible tranche d'eau). Dans les "Calcaires à nubéculaires"-"Calcaires grumeleux" et dans les "Calcaires de Comblanchien", l'interprétation des teneurs en Sr doit être inversée.

Ainsi, les variations de concentrations en Sr et $\partial^{18}O$ permettent la mise en place d'un cadre séquentiel géochimique; sept cycles d'augmentation-diminution de la paléoprofondeur (supposés du 3ème ordre) sont reconnus et leurs limites sont corrélées avec les cycles mis en évidence par l'analyse séquentielle bio-lithofaciologique menée en parallèle. La localisation précise dans la pile sédimentaire de quelques maxima de régression (toits des cycles 3 et 4) et d'un maximum de profondeur (dans le cycle 1) est rendue plus difficile à cause du pas d'échantillonnage (imposé par le taux de récupération du sondage) et des effets de la diagenèse au niveau de quelques surfaces de discontinuité.

Conclusion

Les études conjointes en termes d'analyses séquentielles faciologique et géochimique de dépôts carbonatés dans des environnements de plate-forme devraient être systématiquement développés dans le futur. La relation entre teneurs en Sr et paléosalinités permet de reconnaître des cycles géochimiques qui se corrèlent avec des cycles sédimentaires transgressifs-régressifs.

Comme pour les bassins, les analyses géochimiques dans les environnements de plate-forme carbonatées apparaissent comme un outil stratigraphique performant; mais, plus que pour les bassins, l'utilisation de cet outil requiert une analyse sédimentaire conjointe à cause des changements fréquents intervenant dans ces paléoenvironnements, qui modifient la signification du signal géochimique et par voie de conséquence, de l'interprétation séquentielle résultante.

DURLET C. (1996) - Apport de la diagenèse des discontinuités à l'étude paléoenvironnementale et séquentielle d'une plate-forme carbonatée. Exemple des calcaires aaléno-bajociens du Seuil de Bourgogne, Thèse 3ème cycle, Univ. Bourgogne, 444 pp. (inédit).

PELLENARD P.-E., THIRY-BASTIEN P., THIERRY J. & VINCENT B. (1998) Approche sédimentologique des formations du Bajocien supérieur-Bathonien inférieur du Nord-Ouest de la Bourgogne (Sud-Est du Bassin de Paris). Contribution à la dynamique sédimentaire et à la reconstitution paléogéographique d'un secteur d'une plate-forme carbonatée jurassique péri-téthysienne. *Géologie de la France* (sous-presse).

VINCENT B. (1996). - Variations géochimiques des carbonates de la plate-forme bourguignonne et leur confrontation avec les données des cycles sédimentaires et de la diagenèse. Mém. D.E.A., Formation doctorale PAL. & SED., Univ. Dijon-Lyon 1-Aix-Marseille I-Toulouse III, 50pp. (inédit).

VINCENT B., EMMANUEL L., LOREAU J.-P.& THIERRY J. (1997) - Caractérisation et interprétation de cycles géochimiques sur la plate-forme bourguignone (France) au Bajocien - Bathonien. *C. R. Acad. Sci., Paris*, (sous-presse).

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n° 27, 293 p.

Préservation différentielle de sédiments fluviatiles et éoliens dans les séries du Permien de l'Utah (Formations de Cutler et de Cedar Mesa).

R. ESCHARD*, O. LERAT*, G. DESAUBLIAUX*, B. DOLIGEZ*, D. GRANJEON* et F. LAFONT°

* : Institut Français du Pétrole
° : Elf Exploration - Production

L'étude des affleurements des séries continentales du Permien du bassin du Paradox (Utah) permet de discuter des différents facteurs qui contrôlent la préservation des sédiments éoliens et fluviatiles. Ces séries, épaisses d'environ 400m et qui affleurent en continu sur plus de 80 kilomètres, montrent une organisation en cycles sédimentaires épais de 20 à 40m, qui sont corrélables régionalement. Leur origine est probablement allocyclique, et résulte de la combinaison de paramètres d'origine climatique et tectonique et sont aussi fonction des variations du niveau des nappes phréatiques.

La partie inférieure de la série montre des cycles de variation de faciès de haute fréquence et de forte amplitude. Les cycles sont épais d'une quinzaine de mètres, très continus latéralement, et ne montrent pas de variation d'épaisseur notable à l'échelle régionale. Un cycle débute typiquement par une surface d'érosion d'origine fluviatile, souvent marquée par l' incision d'un chenal à remplissage grossier. Il est surmonté par de minces dépôts de plaine d'inondation, puis d'argiles lacustres, puis de dépôts marins restreints puis ouverts, carbonatés et fossilifères. Ces niveaux carbonatés marquent des maxima de transgressions corrélables régionalement. Ces dépôts marins sont ensuite surmontés par de grandes dunes éoliennes, et la séquence correspond à la progradation d'un grand cordon dunaire littoral. Le sommet des dunes est souvent pédogénétisé, incisé ou non par des chenaux fluviatiles, avant un nouveau épisode transgressif carbonaté.

Le facteur prédominant à l'origine de ces cycles est donc associé aux fluctuations de forte amplitude et haute fréquence du niveau relatif de la mer et du niveau de base des fleuves. L'origine de ces cycles est probablement climatique, en relation avec les épisodes glaciaires du Permien inférieur. La tectonique locale n'a que peu modifié l'épaisseur et le contenu faciologique des cycles.

La partie médiane et supérieure de la série montre en revanche des cycles sédimentaires de fréquence et d'amplitude moins importante, mais l'épaisseur d'un même cycle peut varier du simple au double (20 à 40 m) en quelques kilomètres et montrer des variations de faciès notables. Les variations d'épaisseur sont attribuées au jeu synsédimentaire d'anticlinaux salifères, lié au fluage des évaporites du Pennsylvanien.

Un cycle débute par l' incision plus ou moins marquée de chenaux fluviatiles en tresse dans des dunes éoliennes. Les chenaux sont surmontés par des dépôts aggradants de plaine d'inondation argileuse à petit chenaux méandriformes et anastomosés. Des dépôts argileux lacustres y sont intercalés. Progressivement, ces lacs éphémères s'assèchent tandis que se déposent des replats sableux éoliens et des dunes à graviers (zebars), bientôt surmontés par de grandes dunes barkhanoïdes. Une pédogenèse et une incision d'origine fluviatile va enregistrer le début d'un nouveau cycle sédimentaire.

C'est la nature et l'épaisseur des dépôts éoliens et fluviatiles qui varient latéralement au sein d'un cycle en fonction de leur localisation par rapport aux axes des anticlinaux salifères :

- au droit des anticlinaux, les incisions fluviatiles sont très marquées, et le remplissage des chenaux gréseux est de forte énergie. Les dépôts de plaine d'inondation sont minces ou absents. Les sédiments éoliens sont très mal préservés, car érodés par les réseaux fluviatiles de la séquence suivante,

- dans les synclinaux, l'érosion fluviatile est de moindre importance, et la base des cycles ne se marque que par une pédogenèse importante des sommets de dunes. Les sédiments fluviatiles sont en majorité constitués de dépôts de plaine d'inondation, à dominance argileuse. Les dunes éoliennes sont épaisses et très bien préservées.

Le jeu synsédimentaire des anticlinaux salifères est alors déterminant pour expliquer la géométrie et l'architecture interne des cycles sédimentaires. Cette tectonique locale induit des variations importantes de l'accomodation continentale, et contrôle aussi le niveau des nappes alluviales. Ainsi, dans les synclinaux, le haut niveau des nappes phréatiques et une subsidence continue favorisent-ils l'aggradation des dépôts de plaines alluviales et la préservation des dunes éoliennes. A l'inverse, la montée des anticlinaux favorise l'incision des réseaux fluviatiles et l'érosion des dépôts éoliens.

La compréhension des mécanismes à l'origine de la préservation des dépôts éoliens permet alors de prédire la géométrie et l'architecture interne des séquences. Ceci peut avoir des conséquences importantes dans la recherche de réservoirs pétroliers en environnement continental, les grès des dunes éoliennes constituant généralement des réservoirs de bien meilleure qualité que ceux des chenaux fluviatiles.

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n° 27, 293 p.

Synthèse séquentielle et paléogéographique du Crétacé du Gard rhodanien après les travaux exploratoires de l'ANDRA sur le site de Marcoule

Sequence stratigraphy and paleogeographic synthesis of Cretaceous deposits of the middle Rhône valley from preliminary exploration studies conducted by the National Agency for Nuclear Waste Disposal at the Marcoule site (SE France)

Serge FERRY* & Jacques BRULHET**

* Université de Lyon, ** ANDRA Chatenay-Malabry

Entre les affleurements du Gard rhodanien et du Sud de l'Ardèche d'une part, et ceux de la fosse vocontienne d'autre part, l'étendue des dépôts tertiaires de la moyenne vallée du rhône a longtemps rendu impossible une reconstitution fiable de l'architecture du prisme sédimentaire crétacé sur la marge centralienne du bassin subalpin. Les forages ANDRA de Marcoule ainsi que le retraitement du profil sismique FSH 84-SE-4B permettent désormais d'intégrer les données de puits anciennes (forages SNPA) ou données d'affleurement restées mal expliquées jusqu'ici et de fournir un schéma séquentiel et paléogéographique cohérent, dont les principaux traits sont exposés ci-dessous.

La plate-forme urgonienne constitue notre point de départ. Le profil sismique FSH suggère un très fort épaississement de la série barrémienne, à l'aplomb de la moyenne vallée du Rhône, entre les calcaires urgoniens du Gard et de l'Ardèche peu épais (200 à 350 m) et les calcaires pélagiques à turbidites, également peu épais, de la fosse vocontienne. Le millier de mètres d'"urgonien" décrit dans le forage SNPA de Mondragon (1959) paraît moins insolite. Cette série épaisse se raccorde naturellement aux épaisses séries hémipélagiques affleurant dans la région du Teil, au Nord, et dans le Ventoux, au Sud.

L'ennoyage gargasien (qui débute en fait au Bédoulien supérieur) est hétérogène. Variations rapides de faciès et d'épaisseurs montrent que l'ennoyage s'accompagne de (est causé par ?) une fracturation de la plate-forme urgonienne qui induit momentanément régression forcée ici, ennoyage progressif là. Le maximum de profondeur est atteint au Gargasien inférieur où un schéma de rampe simple en direction de la fosse vocontienne est encore grosso modo valable. En revanche, à partir du Gargasien supérieur et jusqu'à l'Albien supérieur (Vraconien exclus), une zone haute, qui a pu être partiellement émergée notamment pendant l'Albien, s'individualise sur la moyenne vallée du Rhône, qui isole le Gard rhodanien de la partie Est du bassin de Valréas. Le changement paléogéographique s'amorce au moment de la régression forcée intra-gargasienne, responsable du dépôt des grès à Discoidea dans le Gard et l'Ardèche. Au cours de l'Albien, des pulsations transgressives, qui doivent contourner le haut-fond par le Nord, déposent des grès moyens à mégarides sur le Gard (Salazac, Valbonne). A l'Est, les rivages albiens devaient se situer vers l'anticlinal de la Lance. Ce haut-fond est le témoin le plus septentrional des "mouvements duranciens" provençaux des auteurs.

La paléogéographie s'inverse complètement et exactement lors de la transgression vraconienne où une épaisse série silto-argileuse se dépose à l'aplomb de l'ancienne zone haute où la subsidence est maintenant la plus active. Le cycle sédimentaire vracono-tavien, qui débute par des faciès de plage transgressive typique et finit par des faciès de plage régressive tout aussi typique (grès à orbitolines), mesure ainsi plus de 400 m d'épaisseur sous Marcoule mais aussi par extrapolation sous la ville d'Orange, d'après la description par Fontannes () de l'ancien forage de Courthézon.

L'ancien haut-fond fonctionne à nouveau à la fin du cycle vracono-tavien, dès le dépôt des grès terminaux à orbitolines. Un faciès de flèches sableuses de granulométrie grossière, d'âge Cénomanien inférieur à moyen (voire supérieur ?) et dont la position fluctue légèrement d'Est en Ouest, s'installe alors sur la moyenne vallée du rhône à peu près à l'aplomb de l'ancien haut-fond albien. ces flèches isolent la lagune à lignite du Gard des faciès marno-calcaires à spicules du bassin subalpin. Une régression forcée brutale coupe cet épisode globalement aggradant et reporte brièvement les dépôts côtiers une vingtaine de kilomètres plus à l'Est. Dans le détail, on voit que cette brève vidange est amorcée par une flexuration tectonique.

Au Cénomanien supérieur, le Gard rhodanien subside plus fortement et des calcaires à spicules de profondeur modeste se déposent dans les massifs de la Cèze et de la Tave sur les faciès à lignite, alors que les dépôts sableux de la moyenne vallée du Rhône, à l'aplomb de l'ancien haut-fond albien, émergent probablement. Il y a en quelque sorte accentuation des mouvements verticaux différentiels qui règlent la paléogéographie. Les communications avec le bassin vocontien pouvaient, comme à l'Albien, s'établir par le Nord du haut-fond.

Une nouvelle régression forcée, ample et brutale, bien décrite par Malartre (1994), vidange totalement la région au Cénomanien terminal.

L'ennoyage turonien débute par des grès transgressifs (grès de Venterol p.p.) dont les épaisseurs et de faciès variables permettent de reconstruire la morphologie de la zone transgressée et aussi de montrer que le haut-fond de la moyenne vallée du Rhône s'efface à nouveau, comme pour reproduire la situation ancienne de la transgression vraconienne. Globalement, le système sédimentaire est redevenu un système de rampe sur le haut-fond effacé. Le cycle sédimentaire turonien est semblable au cycle vracono-cénomanien : rapidement transgressif puis rapidement régressif avec les faciès de plage en régime de régression forcée des calcaires gréseux de Pignères. Ensuite, le régime globalement aggradant du Turonien supérieur, avec les grès "deltaïques" ucétiens sur le Gard (= formation de Montmout dans le massif d'Uchaux) ressemble beaucoup au régime aggradant du Cénomanien "moyen" qui poursuivait la régression des grès à orbitolines taviens. On constate à nouveau à ce moment un comportement particulier de la marge qui ne fonctionne temporairement plus comme une rampe simple vers l'Est. Les grès ucétiens sont en effet composés de deux épisodes fortement régressifs dont le second reporte les grès tidaux jusque dans le synclinal de Dieulefit, à l'Est. Cependant le Gard rhodanien n'émerge pas en ces occasions, une subsidence accentuée dans le bassin de la Cèze permet l'accumulation de plus de 350 m de série à faciès fluvio-deltaïque à influences tidales qui s'amincit à l'aplomb de l'ancien haut-fond de la moyenne vallée du Rhône. L'aggradation en domaine interne (Ouest) est donc contemporaine de régressions forcées à l'Est, prouvant un jeu tectonique sédimentaire.

Du Gargasien au Santonien, les cycles sédimentaires de la marge centralienne du bassin vocontien paraissent ainsi très nettement contrôlés par la tectonique dont une des expressions les plus visibles est la réactivation, à certains moments particuliers des cycles de depôt, du haut-fond de la moyenne vallée du Rhône mis en évidence par les travaux de l'ANDRA. Schématiquement, ces cycles sont composés de trois parties : une partie rétrogradante (transgressive), une partie progradante (régressive) et enfin une partie globalement aggradante. Lors des parties transgressives et régressives le haut-fond médian s'efface et le prisme sédimentaire peu sommairement être décrit selon un schéma de rampe Ouest-Est. En revanche, dès la fin de la partie régressive et surtout pendant la partie aggradante, le haut-fond de la moyenne vallée du Rhône est activé pour séparer un domaine interne (Gard) d'un domaine externe (bassin de Valréas et fosse vocontienne) à comportements indépendants. Ces cycles tectoniques sont : le cycle gargaso-albien, le cycle vracono-cénomanien, le cycle turonien et enfin le cycle coniacien-Santonien qui termine, lui, la sédimentation marine dans le bassin vocontien occidental.

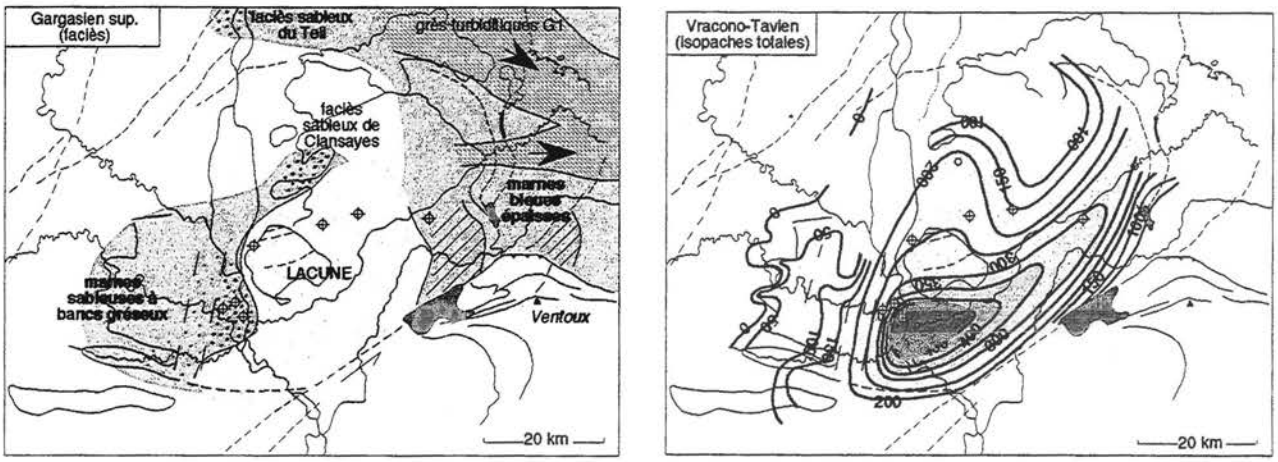


Fig. 1 - cartes montrant l'effacement du haut-fond gargaso-albien au Vraconien

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n°27, 293 p.

Le remplissage complexe de la ria pliocène du Rhône et ses implications

The complex infilling of the Pliocene Rhône ria and its implications

POSTER

Serge FERRY*, Jacques BRULHET** & Philippe MONIER***

* Université de Lyon, ** ANDRA Chatenay-Malabry, *** DIASTRATA Lyon

Les données stratigraphiques et sédimentologiques les plus récentes acquises sur les Gilbert-deltas qui occupent les rias courtes du pourtour nord-méditerranéen (Roussillon, Var, côte ligure) montrent sans ambiguité que le niveau marin a retrouvé sa position eustatique anté-messinienne très tôt dans le Pliocène inférieur (foram-zone à *margaritae*), accréditant ainsi l'idée d'un ennoyage quasi-instantané après la crise messinienne (Clauzon et al. 1996).

Or les travaux de l'ANDRA sur le site de Bagnols, destinés à tester une des deux cibles potentielles pour l'implantation d'un laboratoire souterrain (les argiles pliocènes) ont mis à jour une hétérogénéité sédimentaire du remplissage qui paraît incompatible avec une inondation marine brutale. Au contraire, la remontée du niveau marin paraît avoir été à la fois lente et surtout oscillante, c'est-à-dire marquée par des abaissements momentanés au cours de la remontée. Ceci est fondé sur la réinterprétation stratigraphique du forage d'eau de Codolet, à la lumière des résultats de la campagne d'exploration sismique de 1995 qui situe le fond de ria de la Cèze au confluent avec le Rhône vers la cote -650 m NGF. La partie inférieure du remplissage montre une géométrie complexe qui a été interprétée comme un faciès à caractère deltaïque transgressif. C'est seulement dans sa partie moyenne que le Pliocène devient régulièrement stratifié. Cette partie à forts réflecteurs latéralement continus correspond aux couches de grès aquifères intercalées dans les argiles bleues du forage de Codolet entre 250 et 450 m de profondeur. La partie supérieure est plus uniformément argileuse mais montre encore plusieurs petites récurrences sableuses qui s'épaississent et se complexifient en se rapprochant des bords de la ria (forage MAR 501).

A l'initiative de l'ANDRA, une synthèse des données d'affleurement et de forages a par ailleurs été conduite dans le fossé de Pujaut qui était la vallée du fleuve au Messinien, en aval du confluent avec la Cèze. Les données y sont convergentes avec celles de la Cèze et conduisent au même résultat qui pose problème lorsqu'on compare avec les rias courtes du Var et de la côte ligure dont le remplissage paraît simple. Dans le fossé de Pujaut, depuis les cotes -350 m NGF atteintes par les plus profonds forages d'eau jusqu'au sommet du remplissage aujourdhui conservé par l'érosion, on dénombre au moins cinq nappes de sables parfois graveleux intercalées dans les argiles bleues. Il s'agit ici de faciès fluviatiles installés dans des vallées plus ou moins incises qui peuvent s'emboiter l'une dans l'autre.

Il faut bien rendre compatibles ces données en apparence contradictoires car la remontée du niveau marin ne peut être brutale ici (ria du Var) et lente ailleurs (ria du Rhône). Le problème est que le remplissage de la vallée du Rhône est très mal daté. Or l'alluvionnement du fleuve Rhin-Rhône était certainement considérable par rapport à l'alluvionnement des petites rias côtières alimentées par des rivières de régime différent. Une hypothèse de travail plausible est que le temps mis pour remplir la ria du Rhône fut incomparablement plus court que pour les rias côtières et que pour cette raison un épais cortège transgressif a pu s'y individualiser en un temps assez bref, en raison précisément du fort alluvionnement. Cet alluvionnement fut aussi sans doute différent dans ses modalités dans une ria très longue à pente plus faible que celle des rias côtières et à nombreux affluents charriant une charge solide importante. Il est exclus de trouver dans la ria du rhône les spectaculaires Gilbert-deltas des courtes rias côtières. En revanche, existe la possibilité que des barrages sableux deltaïques aient pu se constituer au débouché des rivières affluentes, isolant des faciès lacustres à l'amont des faciès marins à l'aval. Ce serait une manière simple d'expliquer les faciès lacustres épais du forage de Pierrelatte, qui ne sont que tardivement transgressés par les argiles bleues marines, alors que dans la partie camargaise les faciès semblent marins sur toute l'épaisseur. Mais un tel dispositif n'est évidemment possible que si la remontée est *relativement* lente.

Au point de vue hydrogéologique, l'existence d'un cortège transgressif complexe dans le Pliocène rhodanien a des implications importantes. La succession d'ennoyages et d'abaissements momentanés du niveau marin a pour conséquence l'emboitement des cycles de dépôts au sein de ce cortège transgressif. Il est ainsi possible de trouver des aquifères fluviatiles plus ou moins étendus, intercalés dans les argiles pliocènes, même et surtout à des profondeurs importantes, chose théoriquement impossible si on suit l'hypothèse d'un ennoyage unique et soudain, défendue jusqu'à présent par G. Clauzon sur la foi des rias varoises et ligures.

On attend donc la poursuite des travaux exploratoires de l'ANDRA pour répondre à deux préoccupations, l'une fondamentale sur les modalités de la remise en eau pliocène de la Méditerranée, l'autre appliquée à but hydrogéologique.

Enfin, le Pliocène de la moyenne et basse vallée du Rhône est essentiellement sableux, très peu graveleux, même à la fin du remplissage (lambeaux gréseux du plateau de Vénéjean (cote NGF 130) et de la Tave (cote NGF 160), grès de St-Laurent-des-Arbres (cote NGF 120), de Domazan (cote NGF 150), etc.). Les faciès caillouteux d'âge pliocène sup (?) - quaternaire des plus hautes terrasses, quant à eux, reposent partout en discordance sur ce pliocène inférieur fluviatile purement sableux, à mégarides et barres transverses à obliques angulaires. Il est donc clair que l'alluvionnement du fleuve Rhin-Rhône a changé de façon très nette entre le Pliocène inférieur et le Pliocène sup (?)-Quaternaire. Il faut sans doute relier ceci au soulèvement alpin qui se poursuit encore actuellement et qui, entre autres, déforme la géométrie initiale des têtes de rias en rive gauche, à l'approche des chaînons subalpins. Il est possible que la divergence du Rhin vers la Mer du Nord soit induite par ces changements généraux qui auraient pu débuter vers 3 Ma, c'est-à-dire de façon contemporaine des toutes premières glaciations qui sont mises indirectement en évidence dans les séries océaniques.

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n°27, 293 p.

Le bassin houiller de St-Etienne dans son contexte tectonique Analyse par la sédimentologie de faciès

The St-Etienne coal basin (S-E France) in its tectonic framework - A facies sedimentology approach -

Serge FERRY*, Jean-Marc LARDEAUX*, Eric VARREL*
& Jean-François BECQ-GIRAUDON**
* Université de Lyon, ** BRGM Orléans

Le bassin houiller de St-Etienne est le seul bassin stéphano-permien à présenter curieusement (Ziegler 1990) de larges nappes de charriages (cartes géologiques à 1/50 000 St-Etienne et à 1/250 000 Lyon). Becq-Giraudon (*in* Becq-Giraudon *et al.* 1995) a déjà émis des doutes sur cette interprétation. Un bref historique montre que l'hypothèse des nappes coïncide avec l'arrivée de géologues miniers du bassin du Nord-Pas-de-Calais (qui est bien, lui, un bassin d'avant-chaîne écaillé), lorsque la Société des Houillères du Bassin de la Loire fut créée pour exploiter les couches profondes de ce bassin intra-montagneux dont le contexte et les milieux de dépôt sont totalement différents du premier.

Qualifiée jusqu'à présent de complexe, la géologie du bassin est en réalité d'une grande simplicité si on l'aborde avec bon sens : classiques études de provenance et sédimentologie de faciès. En milieux sédimentaires de montagne, l'analyse de faciès permet de suivre l'évolution des pentes des cônes alluviaux et de la relier au jeu des failles qui contrôlent la subsidence. Elle permet aussi indirectement d'évaluer la vigeur du relief. Pétrographie et degré d'arrondi des galets permettent de suivre à la fois changements d'alimentation et incision progressive des cours d'eau dans le relief de l'arrière-pays.

Les études de détail sont en cours mais nous pouvons d'ores et déjà brosser un tableau simplifié de l'évolution tectono-sédimentaire du bassin.

Dans une premier temps, seule la moitié Est du bassin est subsidente. Elle accomode une puissante série de brèches accrochées aux reliefs du Pilat dont les cours d'eau proviennent. Il s'agit de deux cônes alluviaux (fig. 1) à caractère torrentiel, sans doute à forte pente, au matériel caillouteux très anguleux formé d'une majorité de micaschistes du Pilat et d'une minorité de gneiss oeillés et de granites à faciès méridional. Il s'agit du cône de Valfleury (qui s'appellera plus tard cône de St-Chamond) et du cône de Génilac (plus tard, cône de Lorette). Une imbrication fruste mais pervasive des éléments vers le Nord indique des cônes torrentiels (ruissellement) et non des cônes d'éboulis vifs. La grossièreté du matériel visible en position aval (Valfleury) pourrait cependant indiquer des cônes de haute montagne où la ségrégation granulométrique normale amont-aval due au ruissellement est perturbée par les avalanches hivernales.

Dans un deuxième temps (fig. 2), la partie Ouest (St-Etienne) se met à subsider à son tour. C'est à ce moment que le jeu normal de la faille du Pilat s'amplifie. Celle-ci "avale" littéralement les vastes cônes torrentiels méridionaux. Le mouvement est tel qu'il induit une bascule totale des pentes. La partie aujourd'hui visible du bassin se trouve alors brusquement alimentée par une puissante rivière venue du Nord, charriant un matériel plus polygénique ("poudingue mosaïque" de la littérature), beaucoup mieux arrondi, qui atteste de l'étendue de son bassin versant. Ce mouvement de bascule est souligné par des couches de cinérites ("gore vert").

Sur les brèches de Valfleury, c'est-à-dire à l'entrée de la rivière dans le bassin, se déposent désormais des cailloutis fluviatiles très grossiers, peu épais (manque d'espace d'accomodation) mais qui s'affinent très vite en direction de l'exutoire oriental (Rive-de-Gier) où le faciès devient essentiellement sableux et plus épais. Il est clair que cette rivière nord ne dépose pas dans son cours amont mais qu'à son entrée dans le bassin subsident elle édifie un cône alluvial surbaissé, avec une évolution granulométrique et des changements d'épaisseur aval très rapides. Côté sud, sur le cône de Génilac effacé, on constate un mélange du matériel septentrional avec les graviers anguleux et les sables très micacés des torrents méridionaux qui continuent à fonctionner mais dont la croissance vers le Nord est stoppée par le jeu subsident de la faille du Pilat. Côté ouest (La-Tour-en-Jarez), dans le sous-bassin de St-Etienne dont la subsidence démarre, les cailloutis du cône nord reposent directement sur le socle et se mélangent avec le matériel d'appareils torrentiels

semblables aux anciens cônes du Sud : ce sont les brèches de la Fouillouse et de La-Tour-en-Jarez, dont le matériel est de type Pilat et que l'on a, pour cette raison, considéré à tort comme étant contemporaines des brèches de Valfleury. L'arrière-pays de ces petits cônes nord-occidentaux est bien localement constitué de micaschistes de type Pilat mais le dépôt est plus tardif, lorsque des reliefs plus vigoureux au Nord et de l'espace d'accomodation au Sud sont créés par le mouvement de rotation de la faille du Pilat. Une preuve supplémentaire de la relative jeunesse du sous-bassin de St-Etienne par rapport au sous-bassin de Rive-de-Gier est dans les sondages houillers du secteur de La Ricamarie (bordure sud du bassin) où on constate un mélange des matériels venus du nord et du sud dès la base des séries forées.

Dans le sous-bassin de Rive-de-Gier, que la rivière nord emprunte d'abord, on constate que l'assise houillère principale se dépose au moment de l'inversion des pentes, quand le paysage devient momentanément plat. Elle est recouverte par la progradation vers l'Est des alluvions sableuses aval du cône nord.

La subsidence commandée par la faille du Pilat ralentit ensuite, permettant une nouvelle phase de croissance des cônes sud, notamment le cône de St-Chamond qui entre en compétition avec le cône nord et le repousse. Il est probable que le sous-bassin de Rive-de-Gier cesse alors peu à peu de fonctionner et que l'exutoire soit dorénavant vers l'Ouest, dans le sous-bassin de St-Etienne. Les eaux des différents cônes s'y rassemblent en un système fluviatile peut-être anastomosé, à zones marécageuses.

Le matériel issu des régions très méridionales (cône de St Chamond) est désormais plus évolué, plus riche en galets granitiques arrondis, témoignant d'un enfoncement du réseau hydrographique dans le relief du Velay.

La limite entre les deux sous-bassins ne correspond pas à une faille majeure cartographiée mais une telle faille est nécessaire pour des raisons stratigraphiques et géométriques (disparition très rapide vers l'Ouest des épaisses brèches de Valfleury). Elle correspond encore aujourd'hui à la ligne de partage entre les eaux atlantiques et méditerranéennes.

Enfin, la présence de coulées boueuses épaisses jusque dans les milieux de marégages les plus éloignés des cônes ne semble pas compatible avec de simples crues fluviatiles. Elle pourrait indiquer des foirages glaciaires et un relief très vigoureux. Ceci est en accord avec le faible degré d'altération des micas, même sous climat tropical, et qui indique un milieu de haute montagne. Les études de Becq-Giraudon *et al.* (1996) vont dans ce sens. Seuls les fonds de vallées seraient éventuellement sous climat tropical.

Becq-Giraudon et al. 1995 (in Doubinger et al., La flore fossile du bassin houiller de St-Etienne), *Mém. Mus. Hist. Nat. Paris*, t. 164, p. 349-351.
Becq-Giraudon et al. 1996 - Hercynian high-altitude phenomena in the French Massif Central. *Palaeogeogr., Paleaoclim., Paleaoecol.*, v. 122, n°1-2, p. 227-241.
Ziegler 1990 - Geological atlas of Northwestern Europe (2nd ed.). 2 vol.

Fig. 1

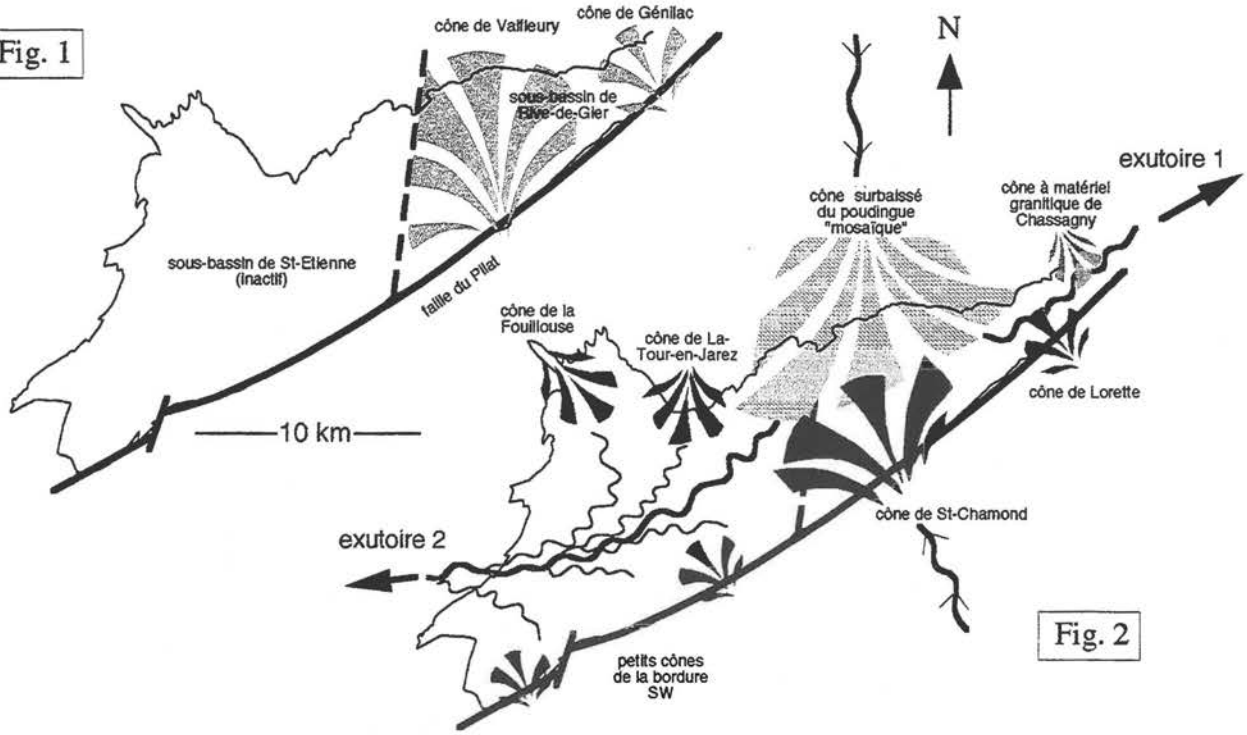


Fig. 2

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n° 27, 293 p.

GENÈSE DES BLACK SHALES ALBIENS DU BASSIN DE MARCHES-OMBRIE. IMPLICATIONS PALÉOCLIMATIQUES ET PALÉOCÉANOGRAPHIQUES POUR LA RÉGION W-TÉTHYSIENNE.

ALBIAN BLACK SHALES FORMATION OF THE UMBRIA-MARCHE BASIN. PALEOCLIMATIC AND PALEOCEANOGRAPHIC IMPLICATIONS FOR THE W-TETHIAN REALM.

N. Fiet [1], E. Masure [2], D. Pons [3] et B. Beaudoin [1]

1. Lab. CGES Sédimentologie, Ecole des Mines de Paris - Fontainebleau
2. Lab. Géologie Sédimentaire UA 319, Université Paris VI - Jussieu
3. Lab. Paléobotanique et Palynologie évolutives, Université Paris VI - Cuvier
E-mail: fiet@cges.ensmp.fr

Le bassin de Marches-Ombrie, situé en Italie centrale, développe au cours de l'Albien une série sédimentaire pélagique. Cette série, d'une puissance d'environ 65 m, comprend, dans sa partie inférieure, la partie supérieure de la formation des "Marnes à Fucoïdes" et dans sa partie supérieure, la base de la formation de la "Scaglia Bianca".

La formation des "Marnes à Fucoïdes" est constituée d'une alternance de marnes et de calcaires entre lesquels s'intercalent de façon rythmique des paquets de black shales. La formation "Scaglia Bianca" est plus fortement carbonatée. Les black shales sont aussi plus rarement rencontrés.

Les black shales ont fait l'objet d'analyses sédimentologiques, géochimiques et palynologiques.
L'analyse sédimentologique, basée sur l'observation des différents faciès et microfaciès, met en évidence une forte influence des vents pour la formation des black shales, une relativement faible productivité du plancton calcaire et une forte intensité de la vie benthique.

Les analyses géochimiques (Rock Eval et Soufre) effectuées sur tous les niveaux de black shales (155 recensés) montrent des teneurs en COT qui varient entre 0,5 et 6 % (moyenne d'environ 1 %) et des indices d'hydrogène (IH) ne dépassant pratiquement jamais 250.
Les analyses de Soufre total effectuées sur les niveaux contenant plus de 1% de COT permettent de préciser les salinités des eaux : formation des black shales dans des conditions d'eaux saumâtres. Ces niveaux sont donc contemporains de massives arrivées d'eau douce.

L'observation des palynofaciès et de la matière organique totale par fluorescence UV montre la prédominence d'une source d'apport terrigène de la matière organique. Ces résultats expliquent les faibles valeurs des IH.

Une étude palynologique détaillée a ensuite été effectuée sur les black shales. L'analyse des spores et pollens indique un climat typiquement Sud-Laurasien (chaud à fortes précipitations) et permet de préciser les sources d'apport de matériel. L'une proviendrait de la région des Carpathes par voie essentiellement marine et la seconde de la province Nord-Gondwanienne par voie combinée marine-fluviatile. L'analyse des prasinophytes et dinoflagellés corrobore ces résultats.
Les black shales de Marches-Ombrie sont donc formés essentiellement de matériel terrigène provenant de trois sources principales: une origine fluvio-marine située en Nord-Gondwana, une origine éolienne Sud-laurasienne et une origine marine localisée dans les Carpathes.

L'utilisation des cartes paléogéographiques Téthys proposées par Dercourt *et al.* (1993) et différentes études palynologiques sur les bassins vocontien, suisse et lombard (Hochuli, 1981; Machour, 1988) permettent donc de proposer, pour la période albienne, une évolution temporelle des courants marins principaux pour la zone W-téthysienne et leur influence sur la sédimentation du bassin de Marches-Ombrie.

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n°27, 293 p.

IMPORTANCE DU FACIES SEDIMENTAIRE ET DIAGENETIQUE DANS LE COMPORTEMENT EN ŒUVRE D'UN GEOMATERIAU: LE CAS DES CALCAIRES DE L'EST ET DU NORD-EST DU BASSIN DE PARIS

IMPORTANCE OF SEDIMENTARY AND DIAGENETIC FACIES IN WEATHERING OF A CARBONATE ROCK: LIMESTONES OF THE EAST AND THE NORTH-EAST OF THE PARIS BASIN

Gilles FRONTEAU, Vincent BARBIN et André PASCAL
Laboratoire des Sciences de la Terre, EA 2062
Centre de Recherches Agronomiques, 2 Esplanade Roland Garros F-51100 Reims

L'étude en œuvre et à l'affleurement de roches calcaires d'âges et faciès variés permet d'approcher l'importance du faciès dans l'évolution de la pierre une fois utilisée pour la construction. L'objectif de ce travail est de différencier les comportements télogénétiques, dépendant de la composition de la roche, des comportements plus spécifiques dus aux microclimats d'exposition aux agents météoriques.

L'altération d'un calcaire en œuvre se traduit principalement par "les maladies de la pierre". Celle-ci peuvent se classer, selon leurs effets, en 4 types : dissolution (cavités, cassures, et "lessivage de surface"), desquamation (plaques, aspect de mille-feuilles), désagrégation (ou alvéolisation, donnant des sables et des poudres) et encroûtements (les "croûtes noires"). En microfaciès, ces formes d'altération peuvent être rattachées à 3 familles de processus : dissolutions, fissurations et (re)cristallisations : tableau 1.

		Effets macroscopiques			
	Tableau 1	Dissolution	Desquamation	Désagrégation	Encroûtement
Processus d'altération	Dissolutions	+++	/	+	+
	Fissurations	/	++	+++	/
	(re)Cristallisations	++	++	/	+++

L'observation macroscopique de chaque calcaire permet d'analyser sa résistance par rapport aux différentes "maladies", alors que l'observation microscopique permet de comprendre son comportement selon les différents processus d'altération. L'examen des microfaciès et des "maladies" en microscopie sous épifluorescence ou par analyse d'images permet de montrer que les altérations se développent selon des modes et des intensités différentes pour chaque type de calcaire, tableau 2.

Tableau 2	Dissolution	Desquamation	Désagrégation	Encroûtement
Oolithe vacuolaire (Savonnières, 55)	+	/	+++	+
Calcaire à débris (Dom-le-Mesnil, 08)	+	++	+++	++
Calcaire Grossier (Courville, 51)	++	+++	/	++
Calcaire à Cérithes (Hermonville, 51)	+	++	+	++
Calcaire d'Euville (Meuse, 55)	+	+	++	+
Oolithe de Dijon (Ladoix, Corton, 21)	+	++	++	++
Pierres de Givet (Ardennes, 08)	++	++	+	+

L'analyse de ces 7 calcaires (très utilisés pour la construction) fait apparaître que les maladies de la pierre de type dissolution s'observent dans tout les cas. Ceci est lié à la composition chimique du calcaire.

L'altération de type desquamation ou désagrégation varie nettement selon le faciès observé ; en général, un faciès granulaire aura tendance à se désagréger alors qu'un faciès micritique subira une desquamation. Cependant, le taux et le type de la cimentation, la quantité et la taille des pores sont des paramètres qui influent fortement sur le comportement d'un calcaire lorsqu'il subit un de ces deux types d'altérations.

Dans le cas des encroûtements, la nature du faciès importe peu, la perméabilité et la rugosité de la surface influençant faiblement cette "maladie" liée à la pollution urbaine.

Il est généralement considéré que le microclimat d'exposition est le principal moteur de l'altération et que la résistance de la roche dépend uniquement de ses caractéristiques physiques (porosité, perméabilité, résistance à la compression...) et chimiques (minéralogie, vitesse de dissolution, réactivité chimique...).

En fait, les caractères originels (sédimentaires ou diagénétiques) de la roche observés en microfaciès sont prépondérant dans le contrôle des effets de l'altération (leur étude précise permettant aussi d'estimer les caractéristiques physiques et chimiques d'une roche).

En effet, la nature des éléments constitutifs, la texture et la structure d'un faciès influent sur le type et l'intensité des altérations développées à la surface d'un bâtiment ou d'un monument. Certaines caractéristiques d'un processus d'altération peuvent être rapportées à un ou plusieurs composants du microfaciès (par exemple la présence d'entroques et de ciment syntaxial dans le cas du calcaire d'Euville). Elles peuvent ensuite se retrouver dans un autre microfaciès qui possède la même caractéristique (par exemple dans le Calcaire à débris de Dom-le-Mesnil).

Ces analyses ont conduit à une hiérarchisation de l'importance des composants d'un faciès dans le comportement en œuvre d'un calcaire.

- **Importance mineure** : nature des éléments et type des phases diagénétiques. Ils influencent le développement des processus d'altération et les morphologies de celle-ci. Ces paramètres ne modifient donc pas l'altérabilité et la résistance d'un calcaire mais l'aspect que prennent les altérations.
- **Importance moyenne** : la fréquence des différents éléments et le taux de développement des phases diagénétiques. Qui influent sur le type d'altération et sur son évolution.
- **Importance majeure** : la texture influe directement sur les paramètres physiques de la roche; elle conditionne la gélivité de celle-ci. Les facteurs se rapportant à la texture ont donc une importance majeure dans l'altérabilité et la longévité d'un calcaire. Les roches de même texture auront souvent un comportement proche vis-à-vis de l'altération.
- **Importance variable**: la structure, c'est à dire l'organisation globale du sédiment peut ne jouer aucun rôle ou bien rendre la roche incompatible avec son utilisation en œuvre. Elle n'influence l'altérabilité d'un calcaire que si elle présente de fortes hétérogénéités. Le litage prononcé des stratifications, la présence de stylolithes, de joints marneux sont autant de barrières de porosité, de zones plus sensibles à l'altération. Une structure hétérogène est néfaste à la résistance d'un calcaire car la cohésion du bloc est mise en péril.

En résumé, l'importance du faciès sédimentaire et diagénétique dans l'altération en œuvre d'un géomatériau calcaire est démontrée. Les paramètres constitutifs d'un faciès calcaire n'ont pas tous la même importance sur son altérabilité et sur sa longévité. Une étude de l'altération en œuvre et du comportement prévisionnel d'un calcaire doit donc prendre en considération le microclimat d'exposition, mais surtout son faciès, résultat de l'histoire géologique de la roche.

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n° 27, 293 p.

APPORT DES ISOTOPES DU NEODYME A L'IDENTIFICATION DES ZONES SOURCES DE SEDIMENTS DEPUIS 12600 ANS DANS LE BASSIN DU LAC CHAMBON (Puy de Dôme, France)

Nd ISOTOPE CONSTRAINTS ON THE PROVENANCE OF THE SEDIMENTS IN THE LAC CHAMBON WATERSHED (Puy de Dôme, France) SINCE 12600 YEARS

Isabelle GAY*, Danielle BRIOT**, Jean-Jacques MACAIRE* et Christian PIN**

(*) EA2100 Laboratoire de Géologie des Environnements Aquatiques Continentaux, Faculté des Sciences et Techniques, Parc de Grandmont, F37200 TOURS

(**) UMR 6524 "Magmas et Volcans", OPGC, Université Blaise Pascal, 5 rue Kessler, 63038 Clermont-Ferrand Cedex

Les isotopes radiogéniques, en particulier ceux du Néodyme peuvent être utilisés pour tracer l'origine des sédiments détritiques. Notre objectif est de tester cette méthode en l'appliquant aux flux minéraux dans un bassin fluviatile récent, le bassin du Lac Chambon, où les relations roches sources-sédiments sont déjà bien connues. De plus, ce bassin est composé de granites hercyniens et de volcanites néogènes ayant des caractéristiques isotopiques contrastées.

Le bassin du Lac Chambon (36 km^2) est situé sur le versant oriental du massif du Mont-Dore (Massif Central français) entre 875 et 1854 m d'altitude. Il correspond a une ancienne vallée glaciaire en contexte de moyennes montagnes hercyniennes à socle granitique recouvert de basaltes et trachy-andésites mio-plio-quaternaires. Deux lacs se sont successivement formés dans la partie inférieure du bassin : le lac du Tartaret ayant fonctionné de 12600 à 8500 ans BP et le Lac Chambon actuel mis en place au même endroit vers 2600 ans BP. Les dépôts s'étagent donc depuis le Tardiglaciaire à l'Actuel.

L'étude pétrographique des sédiments piégés dans le lac a montré que l'impact, sur la production sédimentaire, des variations climatiques du Tardiglaciaire et du début de l'Holocène, et de l'anthropisme au Subatlantique (surtout après 1360 ans BP), ne s'est fait pas seulement sentir sur la quantité mais également sur la nature des apports détritiques. Le climat tempéré frais du Bölling-Alleröd a été plutôt favorable à la pédogenèse et à l'altération météorique sur les zones volcaniques les moins pentues. Au Dryas récent froid et sec, le couvert végétal ne protègeant plus les sols, les zones volcaniques, situées au-dessus de 1200m, ont été largement sollicitées par l'érosion mécanique. Au Préboréal tempéré frais et pendant la première moitié du Boréal plus sec, le couvert végétal s'est rétabli et les zones de plateaux volcaniques ont produit moins de sédiments que les zones granitiques à fortes pentes. Au Subatlantique tempéré humide, les activités humaines (déforestations, cultures) ont favorisé, après 1360 ans BP, l'érosion des zones granitiques situées à plus basses altitudes.

Pour savoir si les isotopes radiogéniques peu perturbés lors des processus d'altération-érosion-sédimentation, en particulier le rapport $^{143}Nd/^{144}Nd$ de la fraction fine des sédiments, amènent aux mêmes conclusions que celles obtenues précedemment, nous anons entrepris l'étude isotopique des roches sources du bassin versant et des sédiments du lac. D'éventuelles variations du

rapport $^{143}Nd/^{144}Nd$ en fonction des phases chronologiques devraient permettre de définir l'évolution des zones sources de sédiments. De bas rapport $^{143}Nd/^{144}Nd$ indiquerait une mobilisation préférentielle des altérites et sols développés sur granite, tandis que des rapports plus radiogéniques plaideraient en faveur des roches volcaniques.

Des échantillons de roches saines et les altérites correspondantes ont été prélevés sur les différentes zones lithologiques du bassin versant puis analysés. Que ce soit pour les roches granitiques ou les roches volcaniques, le rapport $^{143}Nd/^{144}Nd$ des couples altérite/roche-mère étudiés s'avère logiquement moins variable que le rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$. Celui-ci peut présenter des écarts de 5.10^{-3} entre un granite et son altérite. Pour les laves et leurs altérites, les faibles écarts de rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ reflètent l'absence de différences isotopiques notables entre les minéraux du fait de l'âge récent de ces roches. Le contraste isotopique entre roches volcaniques et granites du bassin versant est néanmoins important et persiste après altération : les granites et arènes granitiques présentent un pôle à rapport $^{143}Nd/^{144}Nd$ compris entre 0,51206 et 0,51227. Les roches volcaniques et leurs altérites ont des rapports allant de 0,51263 à 0,51286.

Quelques échantillons de sédiments issus d'un forage à la tarière (23m de profondeur) ont été choisis en fonction de leur position chronologique au sein du remplissage sédimentaire. Les premiers échantillons analysés montrent des rapports isotopiques $^{143}Nd/^{144}Nd$ variant entre 0,51276 et 0,51264. Ces rapports élevés confirment que les apports volcaniques sont dominants. Les variations du rapport isotopique $^{143}Nd/^{144}Nd$ paraissent, dans l'état actuel des résultats, refléter étroitement la variation des zones de production sédimentaire déterminées par analyse minéralogique des sédiments. D'autres analyses sont en cours en vue de préciser cette relation.

Une étude isotopique plus détaillée, associée à une bonne caractérisation minéralogique est nécessaire pour permettre d'estimer, pour chaque phase chronologique, la part des lithologies volcaniques et granitiques, lors de l'érosion mécanique. Elle devra porter à la fois sur les différentes fractions de sédiments piégés dans les réceptacles lacustres du Tartaret et du Chambon et sur les sols et altérites formés dans le bassin.

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n° 27, 293 p.

STRUCTURES CHENALISANTES A GRANDE ECHELLE DANS LES DEPOTS GLACIAIRES FINI-ORDOVICIENS DE MAURITANIE, AFRIQUE DE L'OUEST.

LARGE-SCALE CHANNEL FILL STRUCTURES IN LATE ORDOVICIAN GLACIAL DEPOSITS IN MAURITANIA, WESTERN AFRICA.

Jean-François GHIENNE et Max DEYNOUX

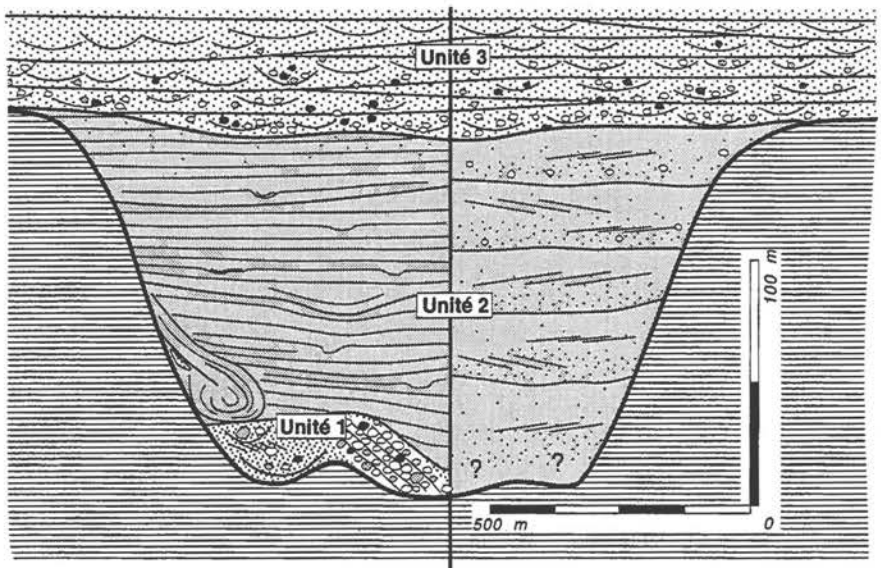
Centre CNRS de Géochimie de la Surface, E.O.S.T., 1 rue Blessig, 67084 Strasbourg Cedex
e-mail: ghienne@illite.u-strasbg.fr - mdeynoux@illite.u-strasbg.fr

Des mégastructures chenalisantes à base très érosive apparaissent comme l'une des caractéristiques les plus marquantes des formations silicoclastiques liées à l'épisode glaciaire fini-ordovicien sur la plate-forme nord-gondwanienne. Les exemples étudiés ici sont situés dans les régions mauritaniennes du Hodh et de l'Adrar (Afrique de l'Ouest). Les photographies aériennes montrent que ces structures sont longues de plusieurs kilomètres, et larges de plusieurs centaines de mètres. Elles forment des corps gréseux étroits, à faible sinuosité, à base érosive pénétrant profondément dans les sédiments glaciaires ou leur substratum cambro-ordovicien. Les reconstitutions paléogéographiques montrent que ces structures chenalisantes étaient situées aux marges de l'inlandsis fini-ordovicien et que leurs orientations sont généralement parallèles à la direction d'écoulement des glaces. L'étude de ces structures à l'affleurement révèle que le remplissage sédimentaire comprend 3 unités architecturales superposées comblant une surface basale érosive en U. L'unité 1, d'épaisseur réduite, est constituée de grès conglomératiques d'origines variées (courants de débris, foresets de progradation deltaïque, laminations obliques fluviatiles). En Adrar, l'unité 2 est composée de grès fins à moyens, relativement bien triés, disposés en bancs tabulaires à laminations horizontales et base érosive, caractéristiques d'une sédimentation en agradation verticale dans un environnement sous-aquatique ou fluviatile, dominé par une dynamique de crues. Dans le Hodh, l'unité 2 comprend plusieurs séquences granodécroissantes superposées constituées de grès grossiers mal triés à laminations subhorizontales interprétées comme le dépôt de décharges fluviatiles à forte concentration sableuse. En Adrar, comme dans le Hodh, l'unité 3 est constituée de grès à graviers disposés en laminations obliques tangentielles en gouttières, correspondant à des dépôts de chenaux d'un système fluviatile en tresse à faible sinuosité.

Leur remplissage sédimentaire en trois étapes, leur position paléogéographique, ainsi que leur envergure et leur morphologie tridimensionnelle, permettent de comparer les mégastructures chenalisantes fini-ordoviciennes avec les vallées-en-tunnel creusées puis comblées sur les plates-formes occupées par les marges des inlandsis quaternaires. Les vallées-en-tunnel sont creusées par les

eaux de fontes sous-glaciaires sous pression lors d'épisodes de débâcles catastrophiques. Elles sont ensuite comblées par des sédiments pro- ou post- glaciaires. Dans cette hypothèse, l'unité 1 représente des épandages sous- ou pro- glaciaires; l'unité 2 correspond à une sédimentation à taux de sédimentation important alimentée par la déglaciation; l'unité 3 est constitué de dépôts fluviatiles postglaciaires.

De telles mégastructures gréseuses chenalisantes à forte porosité peuvent localement constituer des réservoirs ou des drains à l'échelle régionale qu'il faut intégrer dans la modélisation des propriétés réservoir et des écoulements.



	RÉGION DE L'ADRAR		RÉGION DU HODH	
	Lithofaciès	Interprétation	Lithofaciès	Interprétation
Unité 3	grès grossiers à graviers, à laminations obliques en gouttières, à granoclassement normal	système fluviatile à chenaux en tresse (postglaciaire)	grès grossiers à graviers, à laminations obliques en gouttières, à granoclassement normal	système fluviatile à chenaux en tresse (postglaciaire)
Unité 2	grès fins à moyens triés, en bancs tabulaires à base érosive (gouttière d'érosion), à laminations horizontales et linéations de délit sur plans de litages. Bancs déformés et slumps à grande échelle	agradation verticale dans un environnement à taux de sédimentation élevé en domaine sous-aquatique ou fluviatile. Instabilités synsédimentaires par fonte de corps de glace enfouis	grès grossiers, à laminations subhorizontales, organisés en séquences granodécroissantes superposées	débâcles fluviatiles à forte concentration en sables
Unité 1	grès conglomératiques massifs, ou à laminations obliques, ou à foresets de progradation deltaïques	épandages sous-aquatiques avec remaniements par courants de débris dans un environnement sous- à pro-glaciaire	non-vu	

Modèle de remplissage sédimentaire pour les structures chenalisantes à grande échelle dans les formations silicoclastiques liées à l'épisode glaciaire fini-ordovicien en Mauritanie (Afrique de l'Ouest).

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n° 27, 293 p.

ORIGINES DES MATIERES EN SUSPENSION DE LA LOIRE

SUSPENDED MATTER ORIGINS IN THE LOIRE RIVER

Cécile GROSBOIS [1,2], Philippe NEGREL [2], Jean BREHERET [1]

1 : EA2100, Université de Tours, Laboratoire de Géologie des Systèmes Sédimentaires. Faculté des Sciences et Techniques, 37200 Tours.
2 : B.R.G.M Service géologique national. Centre thématique Environnement, Géodynamique et Gestion de la surface. Av. C. Guillemin, BP 6009, 45060 Orléans Cedex 01.

L'étude de la distribution temporelle des espèces chimiques et des minéraux dans les matières en suspension du bassin versant de la Loire a été réalisée depuis 1994 en amont d'Orléans. Ce travail a permis d'identifier les sources de particules qui interviennent dans la composition chimique et minéralogique des M.E.S.

La station de prélèvements se trouve à 650 kilomètres de la source de la Loire, endroit où le fleuve infléchit son cours vers l'ouest. Elle prend en compte 34 % de la surface totale du bassin versant dont une grande partie des roches cristallines du Massif central et 24 % de formations sédimentaires.

L'analyse par spectrométrie à fluorescence X réalisée sur l'ensemble des M.E.S. montre deux comportements géochimiques eu égard au débit:

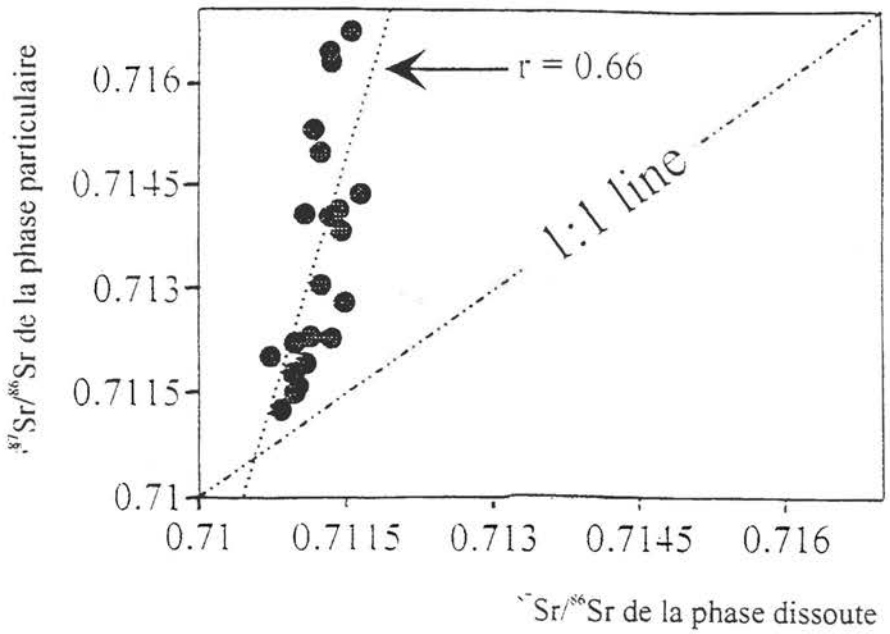
- les teneurs en SiO_2, oxyde le plus abondant, Fe_2O_3 et K_2O, TiO_2 augmentent jusqu'à un débit de 300 m^3/s puis atteignent un plateau.
- Les teneurs en CaO et Sr sont très importantes à l'étiage puis diminuent avec les plus forts débits.

Ces observations sont confortées par l'évolution des phases minéralogiques des M.E.S.: les teneurs en quartz et feldpaths augmentent avec le débit au contraire de la calcite. La chimie des M.E.S. étant reliée à la minéralogie, les phases porteuses de K_2O sont ici les micas et les feldspaths potassiques, celles du CaO sont la calcite à l'étiage et les plagioclases pendant les hautes eaux. Quant au Fe_2O_3 et TiO_2 ils sont liés aux minéraux lourds ainsi qu'aux argiles, micas et aux feldspaths potassiques.

Pour mieux expliquer ces observations chimiques et minéralogiques, les rapports isotopiques $^{87}Sr/^{86}Sr$ ont été mesurés sur les M.E.S. Les variations de $^{87}Sr/^{86}Sr$ (de l'ordre de 5 10^{-3}) se corrèlent à celles du débit : le rapport isotopique du strontium augmente rapidement à chaque crue, diminue à la décrue pour atteindre un minimum aux basses eaux. Ce type de relation entre le débit et $^{87}Sr/^{86}Sr$, observé de même sur l'Oubangui par Négrel et Dupré (1995) implique l'existence d'au moins 2 sources. L'une a un faible rapport isotopique et prédomine durant les plus faibles débits, et l'autre avec un rapport isotopique plus élevé lors des hautes eaux. Ces deux réservoirs peuvent être caractérisés par les rapports Rb/Sr. En effet, le rubidium est un élément qui entre très bien dans les réseaux cristallins des feldpaths et très peu dans ceux des calcites (Faure, 1986). Or, le réservoir à faibles rapports isotopiques possède de faibles rapports chimiques Rb/Sr : il est donc calcique. A l'opposé, le réservoir à plus forts rapports isotopiques a des rapports chimiques Rb/Sr plus élevés : il représente les feldpaths et autres silicates du Massif central.

Par ailleurs, l'ordonnée à l'origine qui caractérise le réservoir calcique dans la relation $^{87}Sr/^{86}Sr$ versus Rb/Sr est de 0.71083. Cette valeur est bien supérieure aux valeurs moyennes du rapport isotopique des carbonates des sédiments méso-cénozoïques du bassin versant comprises entre 0.707 et 0.709 (d'après la littérature). Il est donc nécessaire de distinguer deux phases dans ce réservoir calcique : une détritique avec $^{87}Sr/^{86}Sr$ plus faible que 0.709 mélangée avec une authigène avec $^{87}Sr/^{86}Sr$ plus fort que 0.709.

L'étude des carbonates au M.E.B. permet de décrire deux habitus : l'un représenté par des grains usés et quelques rhomboédres dans les M.E.S. des hautes eaux hivernales et l'autre automorphe en gradins avec des fantômes de diatomées, très abondant uniquement dans les M.E.S. des basses eaux estivales et automnales. Ces observations de calcite bioinduite confirment la relation entre les $^{87}Sr/^{86}Sr$ des phases dissoute et particulaire (graphique ci-dessous).



Les plus faibles rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ des M.E.S. voisins de 0.711 sont proches de ceux observés dans la phase dissoute. En supposant que les isotopes du Sr ne fractionnent pas pendant leurs incorporations dans le réseau cristallin de la calcite, les M.E.S., composées à plus de 90% par les calcites à cette période ont le même rapport isotopique que leur phase dissoute associée: les calcites ont donc précipité in situ.

Ainsi, les variations minéralogiques et chimiques dans les M.E.S. sont liées au débit et résultent d'un mélange d'au moins 3 sources: une détritique silicatée représentant la contribution du Massif Central avec l'érosion plus active du bassin versant pendant les hautes eaux, une détritique carbonatée et une carbonatée bioinduite dûe à la précipitation de calcite dans la masse d'eau grâce à une intense activité photosynthétique, cette dernière étant consécutive aux conditions saisonnières optimales.

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n°27, 293 p.

DIAGENETIC EVOLUTION OF LOWER DEVONIAN SANDSTONES, WEST HASSI R'MEL AREA, ALGERIA

Ahmed HAMEG, Nacer Eddine GUELLATI, SONATRACH, Exploration Division

POSTER

Reservoir quality of Lower Devonian sandstones in the West HASSI R'MEL area of Algeria is strongly affected by Illite, Chlorite and Kaolinite cements. Diagenetic quartz and too a lesser extent, dolomite and siderite have minor effects.

The environment deposits of the Lower Devonian sandstones are from middle to lower marine shelf.

Illite and Chlorite cementes sandstones have much lesser permeablility for a given porosity than Quartz cemented sandstones. The diagenetic sequence (paragenesis) is from early to late : Illite, Chlorite, Silica, Dolomite, Siderite, Kaolinite.

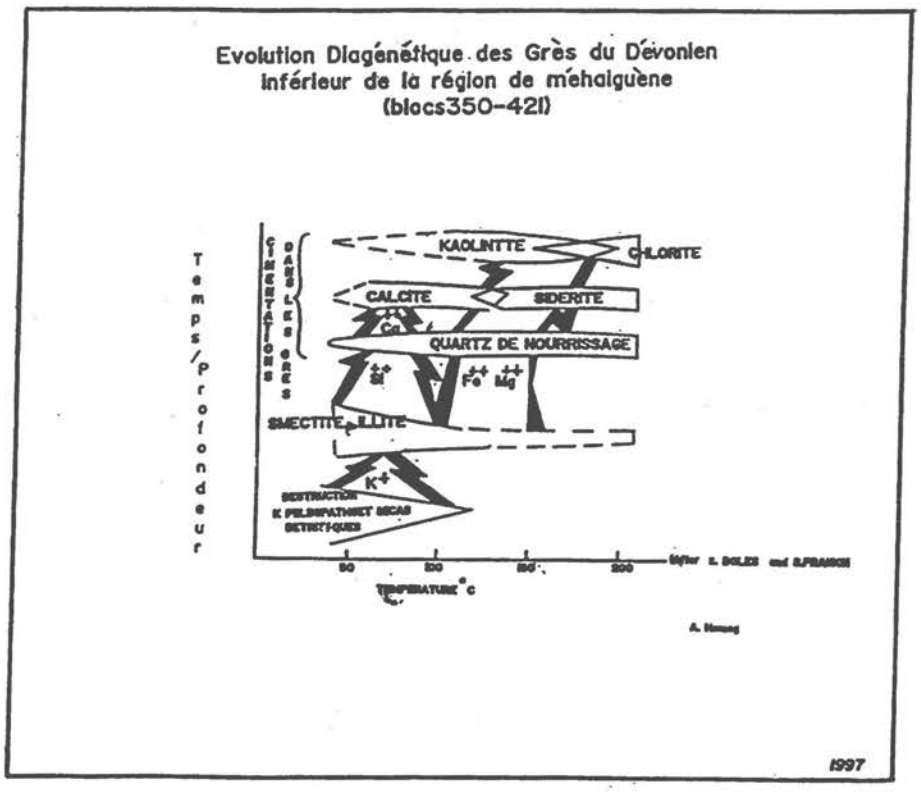
Petrography analysis coupled with burial diagenetic modelling suggests that the early diagenetic Illite formed from the conversion (after compaction) of Smectite (Montmonrillonite) to Illite (fibrous).

Generation of oil from the Siurian source rocks is modelled to have occured during Carbonifeous and Carbonefou/Mesozoic time and is post Kaolinite.

Kaolinite cementation is significally the last diagenetic phenomena in the Lower Devonian sandstones reservoirs.

The texture of diagenetic Kaolinite (Vermicular) may help to improve the reservoir quality.

Therefore, late entrapment of hydrocarbon may help to meet a good reservoir filling.



6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n° 27, 293 p.

LE BIOSTROME A BRYOZOAIRES DE L'ORDOVICIEN SUPÉRIEUR DU TAFILALT, ANTI-ATLAS ORIENTAL, MAROC : UN EXEMPLE DE SÉDIMENTATION CARBONATÉE TEMPÉRÉE CONTROLEE PAR LA TECTONIQUE ET LE GLACIO-EUSTATISME

THE UPPER ORDOVICIAN BRYOZOAN BIOSTROME OF TAFILALT, EASTERN ANTI-ATLAS, MOROCCO : AN EXAMPLE OF TEMPERATE CARBONATE SEDIMENTATION RELATED TO TECTONIC AND GLACIO-EUSTATISM CONTROLS

Naima HAMOUMI
Univ. Mohammed V Agdal, Rabat, Maroc

Sedimentological study of Upper Ordovician bryozoan biostrome of Tafilalt, eastern Anti - Atlas (Morocco), leads to several conclusions concerning sedimentary facies and environments, nature and provenance of sediments, depositional model and allogenic control of high energy cold peritidal mixed siliciclastic carbonate shoreline. This study leads also to provides a genesis model for temperate bryozoan rich carbonate platform. The temperate bryozoan rich carbonate platform is associated with the break up of siliciclastic shelf by distensiv tectonic and initiation of a mosaic of isolated platforms where growth and mechanical degradation of bryozoan banks were highly controlled by glacio-eustatic fluctuations

Les calcaires à Bryozoaires de l'Ordovicien supérieur sont connus dans de nombreuses régions apparentées à la plate-forme nord gondwanienne, en Libye, en Algérie, au Maroc, au Portugal, en Espagne et en France. Ces formations ont pendant longtemps été considérées comme des dépôts énigmatiques au sein de la plate-forme silicoclastique ordovicienne.

L'étude sédimentologique de la série de Khabt Lahjar d'âge Caradoc - Aschgil, située à l'Est d'Erfoud dans l'Anti-Atlas oriental (Maroc), a permis de reconstituer les faciès ainsi que les environnements sédimentaires des calcaires à Bryozoaires et de comprendre leur mode de genèse .

Les faciès reconnus indiquent une sédimentation en bordure de l'inlandsis saharien fini ordovicien, par des courants de marées et de tempêtes dans un système peritidal mixte silicoclastique/carbonaté de haute énergie adjacent à une plate forme carbonatée isolée, dotée d'une mosaïque d'îles et de banc intertidaux séparés par des zones subtidales.

Les associations de faciès et l'organisation séquentielle traduisent une histoire complexe où l'évolution du système de dépôt est contrôlée à la fois par une tectonique distensive et par le galcio-eustatisme : alternance de périodes de bas niveau marin et de périodes de haut niveau marin, liées aux phases d'avancée et de retrait du glacier.

- la dislocation au début du Caradoc inférieur de la plate-forme silicoclastique de l'Ordovicien inférieur et moyen par le jeu de failles distensives est à l'origine de la création d'une plate-forme isolée et d'un sillon longitudinal de direction ougartienne NO-SE.
- Les périodes de haut niveau marin favorisent le développement de bancs carbonatés où prolifèrent des constructions à Bryozoaires et de zones intertidales qui sont alimentées à la fois par les débris biogéniques issus des zones subtidales et par des sédiments terrigènes en provenance de l'inlandsis saharien.
- Les périodes de bas niveau marin se caractérisent par un arrêt de la croissance des constructions à bryozoaires et leur dégradation mécaniques. Les produits de l'érosion des bancs carbonatés et les sédiments terrigènes issus de l'inlandsis sont resédimentés par accrétion ainsi que par progradation dans le tidal flat et par gravité dans le sillon .

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n°27, 293 p.

BURIAL DIAGENESIS OF FRENCH-BELGIAN DEVONIAN SERIES FROM DINANT SYNCLINORIUM AND PHILIPPEVILLE MASSIF: PRELIMINARY RESULTS FROM CLAY MINERALOGY ANALYSIS

POSTER

DIAGENESE D'ENFOUISSEMENT DES SERIES DEVONIENNES DU SYNCLINORIUM DE DINANT ET DU MASSIF DE PHILIPPEVILLE: PREMIERS RESULTATS A PARTIR DE L'ANALYSE DES ARGILES

Guang Min HAN[1], Hervé CHAMLEY[2], Jean-François DECONINCK[2], Jean-Louis MANSY[2] et Alain PREAT[1]
1 Université Libre de Bruxelles, Dépt. des Sc. de la Terre et de l'Environnement, CP160/02, 50, Av. F.D. Roosevelt. B-1050 BRUXELLES.
2 Université de Lille, Sédimentologie et Géodynamique, URA 719 CNRS 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex, France

The Devonian series of Dinant Synclinorium and Philippeville Massif (southern part of Belgium and northern part of France) have been analysed from upper Emsian to upper Frasnian. Their sedimentological context is well known (Préat & Mamet, 1989, Boulvain, 1993, Kasimi & Préat, 1996) and constitutes the base of this work. 343 samples were collected (311 limestones and 32 shales) from each formation and clay mineral analyses have been performed using X-ray diffraction. The clay mineralogical assemblages were determined for each sample as well the illite crystallinity index (Ic).

Ic values are independant of lithology. The Ic values of the samples range from 0,23 to 0,50, the lowest values indicating the epizone and the highest ones the diagenetic zone. Most of the values, i.e. 96 %, belong to the anchizone according to the Srodon's zonation (Srodon & Eberl, 1984). However a detailed analysis of the values allows recognition of five areas within the two studied regions. From south to north we have distinguished: 1°) the southern part of Southern border of Dinant Synclinorium (sSBDS), 2°) the northern part of Southern border of Dinant Synclinorium (nSBDS), 3°) the western part of Philippeville Massif (WPHM), 4°) the eastern part of Philippeville Massif (EPHM) and 5°) the northern part of Dinant Synclinorium (NDS). These subdivisions are mainly based on the stratigraphical position of the lower-upper anchizone interface which is roughly younger northwards. This interface is located within the early Givetian in the sSBDS and postdates Frasnian times in the EPHM and NBDS.

Considering the total sediment thickness (4050 m) above the lower-upper anchizone interface (i.e. above Trois-Fontaines Formation, Lower Givetian) of the southern part of Southern border of Dinant Synclinorium, the calculated geothermal gradient is 78°/km. The total sediment thickness is similar (4150 m) above the lower-upper anchizone interface (i.e. above Frasnian), and points to a comparable geothermal gradient in the northern part of the Dinant Synclinorium. These inferred thickness values are based on the Helsen's work (1995) on the conodont colour alteration indices (CAIs) from over 500 sample locations in Belgium and northern France. However the true Carboniferous thickness is still in debate as also pointed by Helsen. Taking account of the field geology, the total Carboniferous thickness is probably much lesser than the CAIs suggest. In this context the structural evolution of the Dinant Synclinorium (strong tectonic thickening due to overthrusts which could have started at the Lower Carboniferous times) could also explain the previous geothermal gradient. Moreover the calculated gradient is higher in the Phillippeville Massif and this high value could explain the importance of dolomitization processes and well known lead-zinc-barium mineralizations in this region.

The clay assemblage shows important differences between limestones and shales: there is no smectite in the studied shales while this mineral occurs occasionally in the limestones. In these limestones, smectite (with little kaolinite) is believed to be

relict of detrital minerals and provides palaeoclimatological information as it has been already reported by Chamley *et al.* (1997). The sedimentological data do not support an authigenic origin for this smectite: no hydrothermal deposits are known within the Middle Devonian of the southern border of Dinant Synclinorium (where our data are complete) and no significant evaporites are reported. Microfacies analyses show also that the occurrence of smectite is hardly related to hydrodynamic processes or to depositional settings since it is present in quiet restricted lagoonal environments, as well as in highly energetic open marine ramps. The smectite distribution shows a clear pattern within the Givetian: it is systematically present in the Trois Fontaines Formation (lower Givetian) while it is systematically absent in the Fromelennes Formation (upper Givetian). This evolution suggests a climatic change from humid tropical at the base of Givetian to dry and semi-arid towards its top. These data are consistent with Sr isotope analyses, with microstromatolithic lamination types and primary dolomite distribution during Givetian times.

References

Boulvain F. (1993): Sédimentologie et diagenèse des monticules micritiques F2j' du Frasnien de l'Ardenne. *Service géol. Belgique, Prof. Paper, 1993/2-260, 467p. Bruxelles.*

Chamley H., Proust J.N., Mansy J.L., & Boulvain F. (1997) Diagenetic and palaeogeographic significance of clay, carbonate and other sedimentary components in the middle Devonian limestones of western Ardenne, France. *Palaeogeograpghy, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 129, 369-385.*

Helsen S. (1995): Burial history of Palaeozoic strata in Belgium as revealed by conodont colour alteration data and thickness distributions. *Geol. Rundsch., 84:738-747.*

Kasimi R. & Préat A. (1996): Sédimentation de rampe mixte silico-carbonatée des couches de transition eifféliennes-givétiennes franco-belges. Deuxième partie: cyclostratigraphie et paléostructuration. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine, 20/1:61-90.*

Préat A. & Mamet B. (1989): Sédimentation de la plate-forme carbonatée givétienne franco-belge. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine, 13/1:47-86.*

Srodon J. & Eberl D. (1984): Illite. *In Bailey (ed.), Reviews in Mineralogy , Micas, v.13: 495-538, Mineralogical Society of America.*

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n° 27, 293 p.

GEOCHIMIE ET SEDIMENTOLOGIE DE LA LIMITE FRASNIEN-FAMENNIEN DANS LE STRATOTYPE DE COUMIAC (MONTAGNE NOIRE, FRANCE)

GEOCHEMISTRY AND SEDIMENTOLOGY ACROSS THE FRASNIAN-FAMENNIAN BOUNDARY IN THE COUMIAC STRATOTYPE (MONTAGNE NOIRE, FRANCE)

Alain HERBOSCH, Alain PREAT et Xavier. DEVLEESCHOUWER
Université Libre de Bruxelles, Dépt. des Sc. de la Terre et de l'Environnement, CP160/02, 50, Av. F.D. Roosevelt. B-1050 BRUXELLES.

La limite Frasnien-Famennien (FF) est une des 5 plus importantes extinctions en masse du Phanérozoïque (Sepkovski, 1982). Des spérules de verre semblables à des microtectites, produits d'impact probable, ont été récemment découvertes près de la limite FF en Chine et en Belgique (Wang, 1992; Claeys et Casier, 1994).

La série condensée de Coumiac a été intensivement étudiée depuis son adoption comme stratotype de la limite FF. Son étude géochimique a été entreprise essentiellement dans le but d'étayer l'étude sédimentologique (Préat *et al.*, 1997). Une cinquantaine d' échantillons a été prélevée sur 35 m de part et d'autre de la limite FF et analysée par fluorescence X pour 16 éléments majeurs et en trace.

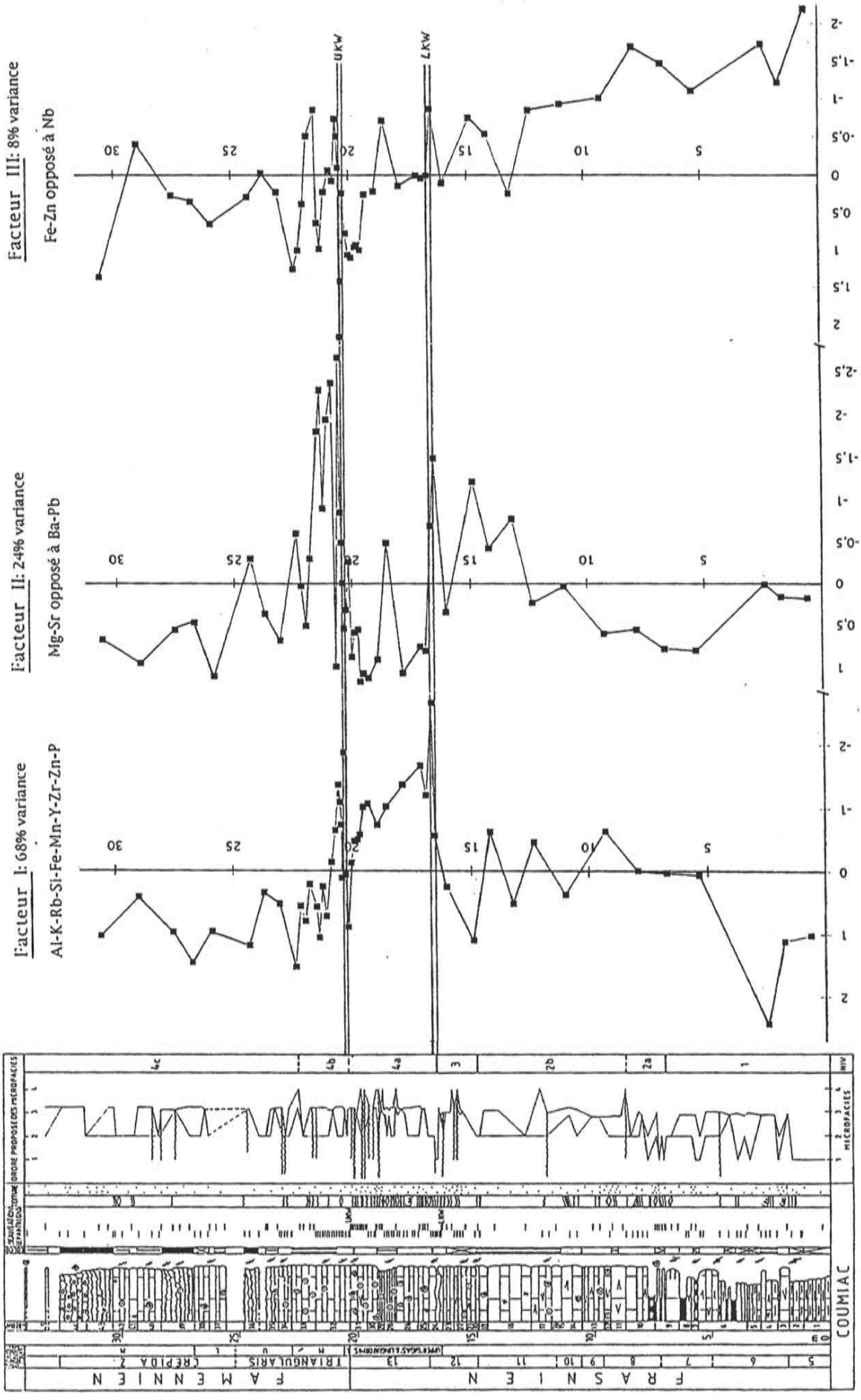
L'ensemble des données géochimiques a été traité par analyse factorielle de manière à clarifier la nature des interactions complexes entre les différentes variables chimiques et à identifier les facteurs sédimentologiques fondamentaux qui contrôlent leur distribution dans ces calcaires. Trois facteurs presque orthogonaux (indépendants) rendent compte de 72% de la variance des données initiales (fig.1).

Le facteur I est fortement saturé par tous les éléments de la phase terrigène (en opposition à la phase carbonatée), en particulier par le groupe covariant Al_2O_3-Rb-K_2O-SiO_2-Y-Fe_2O_3-MnO-Zr. L'analyse des microfacies montrant que l'environnement de dépôt est celui d'une rampe carbonatée distale à sédimentation hémipélagique, on peut, en première approximation, considérer que l'apport de terrigènes est faible et assez constant. Dans ces conditions, le facteur I représente la vitesse de sédimentation. Le report des cotes du facteur I en face du log lithologique montre que la vitesse de sédimentation s'accentue fortement au niveau des deux "Kellwasser" et dans une moindre mesure entre eux, ce que l'analyse en lame mince ne laissait pas prévoir. La sédimentation ralentit très nettement dans les calcaires griottes du Famennien ce qui est en bonne conformité avec la sédimentologie.

Le facteur II, bipolaire, oppose deux groupes covariant: MgO-Sr à Ba-Pb. L'évolution stratigraphique des cotes de ce facteur montre deux pics négatifs au niveau des "Kellwasser", le second pic négatif s'accentuant très fortement pendant la séquence 4b de l'analyse sédimentologique. L'analyse pétrographique montre que ces valeurs négatives correpondent aux intervalles où la microsparitisation de la matrice est la plus intense, ce qui pourrait suggérer une diagenèse liée à une origine minéralogique différente de la micrite (précurseur "aragonitique "ADP").

Le facteur III, bipolaire, oppose le groupe covariant Fe_2O_{3total}-Zn au Nb. Ce facteur évolue clairement en parallèle avec la couleur des calcaires: de gris-noir dans la partie inférieure du Frasnien au rose sous le "Kellwasser inférieur", elle devient gris foncé dans les 2 "Kellwasser", puis rouge dans les griottes du Famennien. Ce facteur s'interprète donc comme une mesure de l'oxygénation du milieu de dépôt (Eh).

Les événements anoxiques des "Kellwasser" se marquent très nettement dans l'évolution stratigraphique des 3 facteurs identifiés, de même que la limite FF marquée par un intervalle fort perturbé correspondant à la séquence 4b de l'analyse des microfaciès.



Analyse sédimentologique et géochimique de la coupe de Coumiac: log lithologique et séquentiel, log des cotes en facteurs résultants de l'analyse factorielle effectuée sur 16 éléments et 51 échantillons. 3 facteurs indépendants rendent compte de 72 % de la variance totale. Les 2 épisodes Kellwasser sont soulignés.

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n° 27, 293 p.

ROLES DE LA CLIMATOLOGIE, DE LA TECTONIQUE ET DE L'EUSTATISME DANS LA SEDIMENTATION DES SERIES EVAPORITIQUES DU CARNIEN GERMANIQUE

Jean HILLY, Claude MARCHAL
Université Henri Poincaré - Nancy I Faculté des Sciences
Laboratoire de Géologie Appliquée au Génie Civil
B.P. 239 54506 Vandoeuvre-lès-Nancy

L'exploitation des enregistrements de diagraphies différées (1) (2) a montré que les gisements salifères carniens de Lorraine-Champagne, Bresse-Jura et Mer du Nord méridionale sont constitués par la superposition de couches à dominante alternativement argileuse et halitique. Ces séries, dont l'épaisseur dépasse la centaine de mètres, ont pu être découpées en sous-ensembles de 2 à 3 décamètres en moyenne, dénommés unités L à T. Chacune "présente un profil diagraphique spécifique et caractéristique qui traduit une architecture interne propre et constante" et permet des corrélations stratigraphiques à longue distance entre ces gisements salifères isolés au sein du Bassin germanique keupérien.

A une échelle plus fine, les études menées en mine et sur les sondages carottés de la série salifère lorraine ont mis en évidence l'extrême discontinuité de la sédimentation et conduit à la notion de "séquence événementielle", qui est une séquence géochronologique et génétique d'ordre mineur (3) (4). La séquence-type débute par une phase de dépôt limitée en moyenne à quelques mètres au maximum de sédiments à dominante argileuse à la base et halitique au sommet. La seconde phase, annoncée par une tendance à l'émersion (tepees), est caractérisée par un assèchement total du bassin (non-dépôt, réseaux polygonaux de fissures, ...). Une nouvelle immersion marque le début de la séquence suivante. Les séquences observées peuvent différer de la séquence-type, selon l'importance prise par l'un ou l'autre des événements : prédominante, faible ou même nulle, mais ils se suivent toujours dans le même ordre. Durant la genèse du gisement salifère lorrain, plusieurs dizaines de séquences événementielles se sont succédées.

Chaque séquence contient donc la succession quasi complète de tous les événements qui ont affecté de façon répétée l'environnement salifère durant toute sa durée. Il est ainsi justifié d'examiner à cette échelle les rôles joués par les facteurs climatiques, tectoniques et eustatiques ainsi que leur importance relative.

Facteurs climatiques.

Très schématiquement, les sédiments accumulés durant la phase de dépôt diffèrent par leur nature : détritique pour les argiles, chimique pour le sel*. Cet antagonisme détritique - chimique est double : les agents de distribution, d'une part, les conditions de dépôt, d'autre part, s'opposent. Les argiles sont, dans leur très grande majorité, apportées par des eaux continentales à partir des zones émergées bordières. Elles se décantent sur l'ensemble du bassin de sédimentation, *quelle que soit la salinité des eaux*. Les ions évaporitiques, dont Cl- et Na+, sont amenés par des eaux marines et la halite ne précipite que dans les domaines occupés par *les saumures parvenues à saturation.*

En ce qui concerne la climatologie, une corrélation très étroite existe donc entre l'intensité et la durée des périodes pluvieuses et l'importance des dépôts argileux **. Il y a aussi corrélation entre l'arrivée d'eaux continentales et la dessalure des saumures du bassin, ce qui interdit ou interrompt la précipitation du sel. Celle-ci ne peut se faire que si les apports d'eaux continentales (et marines) ne compensent pas l'évaporation, donc en période beaucoup plus sèche. Il est enfin évident que durant la seconde phase de la séquence, le bassin émergé est soumis à une longue période de sécheresse.

Dans l'enregistrement sédimentaire, les argiles marquent les périodes pluvieuses, le sel et les arrêts de sédimentation un climat aride.

---

* Et aussi pour les autres minéraux évaporitiques (magnésite, anhydrite). A la différence de la halite, ils ne forment pas des niveaux carbonatés ou sulfatés bien individualisés.

** Compte tenu de la distribution homogène des apports argileux dans le bassin (1) (2).

Facteurs tectoniques.

Les cartes d'isopaques soulignent la coïncidence entre les zones d'épaisseur maximale de la série salifère et l'extension des dépôts halitiques. La surépaisseur est de l'ordre de la puissance cumulée de ces derniers. Cette subsidence différentielle est induite par les structures du socle hercynien qui rejouent en créant un demi-graben (1). A l'échelle de la séquence événementielle, des domaines limités, légèrement plus profonds, peuvent ainsi s'individualiser dans la platitude générale du bassin.

L'émersion progressive du bassin de sédimentation commence par celle des platiers marginaux. Les saumures refluent vers les zones les plus basses où elles peuvent, à partir d'un certain niveau, demeurer piégées dans des dépressions endoréiques. Elles s'y concentrent sur place et déposent le sel. Si au contraire la morphologie du fond ne permet pas le piégeage, les saumures s'évacuent vers la mer ouverte, sans qu'il y ait dépôt de sel.

Facteurs eustatiques.

Il est tentant de penser que l'inondation et l'assèchement du bassin au cours d'une séquence événementielle résultent d'une pulsation du niveau océanique. Certes, la formation de minéraux évaporitiques demande une alimentation en ions Ca++, Mg++, Na+, SO4--, Cl-, Br-, ... que seules les eaux marines peuvent apporter en quantité suffisante, et en particulier jusqu'à la fin de la précipitation halitique. Mais une forte pluviosité, attestée par une sédimentation argileuse importante, contribue aussi à l'inondation du bassin, indépendamment des incursions marines. En effet, il n'y a pas *a priori* de raisons pour qu'un synchronisme quelconque existe entre les alternances climatiques et les oscillations eustatiques. Trois possibilités sont donc envisageables : deux, extrêmes, où le bassin est envahi très majoritairement par des eaux marines ou, au contraire, continentales ; la troisième où il y a mélange des deux en proportions variables. Effectivement, quelques séquences sont très pauvres en argiles ou dépourvues de sel, mais dans la plupart les deux faciès sont présents, en quantité plus ou moins importante.

Par ailleurs, d'autres facteurs peuvent intervenir. Par exemple, la subsidence générale du bassin ou, à l'opposé, une remontée locale ou passagère du fond ; ou bien la formation d'un seuil qui bloque temporairement les arrivées d'eaux marines ou le reflux des saumures. Même de faible amplitude, tous ces phénomènes, eustatiques ou autres, peuvent affecter de très grandes étendues, compte tenu de l'extrême platitude du Bassin germanique à cette époque. Il semble donc très délicat d'évaluer, à partir de l'enregistrement sédimentaire et à l'échelle de la séquence événementielle, l'impact réel des facteurs eustatiques.

En conclusion, les facteurs climatiques sont les plus importants. Ils conditionnent à peu près totalement les apports argileux et, réciproquement, la distribution de ces derniers dans la séquence de dépôt est un indicateur fidèle des périodes pluvieuses. Par ailleurs, les périodes sèches, durant lesquelles l'évaporation est intense, sont favorables à la concentration des saumures et à l'assèchement du bassin.

Mais pour qu'il y ait dépôt de la halite, deux autres conditions doivent à l'évidence être satisfaites au cours de la séquence événementielle : une alimentation du bassin en eau de mer qui pourrait être en partie sous la dépendance de facteurs eustatiques ; une évolution sur place des saumures piégées dans des zones privilégiées individualisées par le jeu de la subsidence différentielle.

Ces résultats confirment et précisent partiellement les modèles de sédimentation halitique proposés précédemment (5), mais les modifient profondément pour prendre en compte la mise en évidence ultérieure des émersions répétées du bassin (3) (4).

Bibliographie sommaire

(1) Marchal C. (1983). *Sci. de la Terre*, Nancy, Mém. n°44, 139 p. + atlas.
(2) Marchal C. (1986). *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 303, Sér. II, n°12,p. 1135-1140
(3) Marchal C., Hilly J. et Buffet A. (1991). *3e Congr. fr. Sédim.*, Brest, Résumés, p. 205-206.
(4) Hilly J. et Marchal C. (1997). *C.R. Acad. Sc. Paris*, à paraître.
(5) Busson G. et Cornée A. (1988). *Eclogae geol. Helv.*, Bâle, Vol. 81, Nr 2, p. 441-455.

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n°27, 293 p.

PALEOGEYSERITES BIOGENES DANS LES FORMATIONS SILICEUSES DU PERMO-CARBONIFERE DU MASSIF CENTRAL

GISEMENTS DE MEILLERS (ALLIER) ET DE SAINT-PRIEST-EN-JAREZ (LOIRE)

POSTER

Jean HILLY*, Claude MONTY**

* Université Henri Poincaré-Nancy 1
B.P.239 - 54506 Vandoeuvre-lès-Nancy
** Université de Nantes, 2 rue de la Houssinière
44072 Nantes Cedex 03

Le gisement de Meillers se situe dans le Bassin de Noyant, à l'extrémité septentrionale du Grand Sillon houiller. Cette importante formation siliceuse (50 m de puissance sur environ 2 km^2) est exploitée en carrière sous le nom de "Quartzites de Meillers". Elle a fait l'objet, entre 1975 et 1990, de travaux à caractère monographique (1,2) ou régional (3,4). Selon toute vraisemblance, ces dépôts sont à rattacher à l'Autunien gris (Assise de Buxières) ici profondément silicifié.

La série de Saint-Priest-en-Jarez, aux environs immédiats de Saint-Etienne, appartient au Bassin carbonifère de la Loire. Elle se situe dans le Stéphanien inférieur (Assise de Rive-de-Gier), au-dessus de la brèche de base (5). Elle a subi, elle aussi, une silicification plus ou moins intense sur près d'une centaine de mètres d'épaisseur (6).

Bien que d'âge différent, ces deux gisements présentent de nombreuses similitudes du point de vue lithologique. Les faciès, qui sont très variés, peuvent se classer très schématiquement en deux catégories principales. Beaucoup contiennent des éléments détritiques de toutes granulométries, demeurés identifiables même lorsque la silicification a été extrême. Ceux-ci traduisent la nature terrigène des sédiments originels. Ce sont, à proprement parler, les *faciès silicifiés*. D'autres en sont presque ou totalement dépourvus, et les auteurs s'accordent à envisager un dépôt direct de silice. Il s'agit alors de *faciès siliceux*. La distinction peut être délicate à faire pour des roches à grain très fin. Il existe aussi quelques faciès particuliers, parmi lesquels certains témoignent d'une activité volcanique contemporaine (brèches, gores...).

Dans tous ces faciès, la silice se présente sous forme de quartz, de microquartz, de calcédonite et d'opale. Compte tenu de l'importance des gisements, c'est une origine hydrothermale de la silice qui est généralement retenue par les auteurs. Ces apports siliceux ne sont cependant pas si constants et généralisés que pourrait le faire croire le gisement massif de Meillers. Celui de Saint-Priest, qui est moins affecté, se prête mieux à l'examen de leurs catactéristiques. Ils sont irréguliers dans le temps (alternance de faciès silicifiés et siliceux avec des faciès terrigènes peu ou non modifiés) et dans l'espace (difficultés de corrélations entre coupes voisines). Ils interviennent fréquemment de façon très précoce (bréchifications et remaniements intraformationnels à l'échelle de petites séquences rythmiques), mais peuvent se manifester encore ultérieurement à plusieurs reprises (générations secondaires de silice, souvent en liaison avec des fracturations synsédimentaires ou tardives).

Les faciès siliceux les plus représentatifs sont des cherts stratifiés, massifs ou rubanés, qui, en association avec des brèches, se déposent sur une épaisseur pouvant atteindre jusqu'à plusieurs mètres. Certains sont très finement stratifiés avec des lamines planes ou contournées. Des fenestrae et des cavités microkarstiques sont plus ou moins obturées par une sédimentation interne géotrope ou des encroûtements siliceux. Avec d'autres, ces caractères donnent un cachet "stromatolitique" à ces dépôts.

En fait, il est rare de retrouver des traces indubitables de structures microbiennes dans les lames minces. Les premières ont été signalées à Saint- Priest (6). A Meillers, en l'absence de telles

observations, ce n'est que par référence à ces niveaux de Saint-Priest et à des calcaires silicifiés à filaments microbiens du Bassin voisin de l'Aumance (7) que l'existence de "vrais" stromatolites a été affirmée (3,4). Depuis, nous en avons trouvé, relativement bien conservés, dans des faciès comparables à ceux de Saint-Priest.

11 est très vraisemblable que les phénomènes diagénétiques de recristallisation de la silice amorphe originelle en calcédonite et en microquartz ont largement effacé les restes organiques, même si les laminations primaires du dépôt sont toujours visibles grâce à une diagenèse différentielle (dans les proportions relatives en opale, calcédonite et quartz et dans la granulométrie des microquartz) induite en particulier par les différences initiales de porosité des tissus microbiens.

La confrontation de nos observations avec celles récemment réalisées sur la précipitation de silice autour de geysers et de sources chaudes actuelles de Nouvelle-Zélande et du Chili (8,9) est très instructive. Les formations microbiennes (tapis et oncoïdes) qui s'y développent ont un aspect tout-à-fait comparable à ce que l'on trouve dans nos cherts. De plus, ces auteurs insistent sur le fait que la minéralisation siliceuse de ces formations commence de façon très précoce, parfois même du vivant des organismes, et que leurs restes peuvent disparaître très vite dans certaines conditions. Ils rappellent aussi que d'autres chercheurs estiment que les microbes jouent un rôle actif dans la précipitation de la silice "en offrant des sites favorables à la nucléation et en concentrant la silice dans leurs tissus".

On peut donc raisonnablement envisager qu'une partie des niveaux siliceux des gisements de Meillers et de Saint-Priest soient des paléogeysérites, compte tenu de leur extension, de leurs microstructures et de l'environnement volcanique contemporain. A l'instar de ces auteurs (8,9), nous pensons qu'il serait exagéré de généraliser cette conclusion à l'ensemble des formations siliceuses, mais en revanche que de nombreux niveaux apparemment azoïques sont quand même de véritables stromatolites.

Références bibliographiques.

(1) Durupt J.G. (1976). - Contribution à l'étude géologique des quartzites autuniens de Meillers (Allier). Rapport D.E.A., Univ. Nancy I et I.N.P.L. (E.N.S.G.), Labo. Sédimentologie, 73 p.

(2) Hardy M. (1982). - Contribution à l'étude géologique des "quartzites de Meillers". *B.R.G.M.*, Serv.géol. nat., Rapport Stage, 32 p., 9 fig., 5 pl. photogr.

(3) Debriette P. (1985). - Etude géologique du Bassin permo-carbonifère de la Queune (Allier). D.E.R., Univ. Dijon, *Inst. Sci. Terre*, 176 p., 76 fig., 16 pl. h-t.

(4) Turland M. et Coll. (1990). - Carte géol. France (1/50000) et Notice explicative, feuille Bourbon-l'Archambault (597). *B.R.G.M.*, 82 p.

(5) Chenevoy M. *et al.* (1970). - Carte géol. France (1/50000) et Notice explicative, Feuille Saint-Etienne (XXIX-33). *B.R.G.M.*, 19 p.

(6) Ngos III S. (1984). - Contribution à l'étude de la partie inférieure du Stéphanien de la région de Saint-Etienne, Faciès "silicifiés" et paléovolcanisme. Rapport D.E.A., Univ. Nancy I et I.N.P.L. (E.N.S.G.), G.E.S., 60 p., 29 fig., 1 tabl.

(7) Paquette Y. (1980). - Le Bassin autunien de l'Aumance (Allier), Sédimentologie (charbon, cinérites...). Tectonique syndiagénétique. Thèse Univ. Dijon, *Inst. Sci. Terre*, 227 p., 99 fig.

(8) Jones B., Renaut R.W. and Rosen M.R.(1997). - Biogenicity of silica precipitation around geysers and hot-spring vents, North Island, New-Zealand. *J. Sedim Research*, Vol. 67, No 1, p. 88-104, 10 fig.

(9) Jones B. and Renaut R.W.(1997). - Formation of silica onchoids around geysers and hot springs at El Tatio, northern Chile. *Sedimentology*, Vol.44, p. 287-304, 10 fig.

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n° 27, 293 p.

LES SABLES MASSIFS PROFONDS (2) POURQUOI MASSIFS ? UNE HISTOIRE DE VANNAGE ET DE LIQUÉFACTION.

DEEP WATER MASSIVE SANDS (2) WHY MASSIVE ? A MATTER OF WINNOWING AND LIQUEFACTION

Patrice IMBERT*, Olivier PARIZE¤, Jean-Loup RUBINO** et Mark SULLIVAN***

*, TOTAL C.S.T., Domaine de Beauplan, 78470 Saint-Rémy-lès-Chevreuse
¤, École des Mines de Paris, CGES, 35 rue Saint-Honoré, 77305 Fontainebleau cedex
**, TOTAL, Tou TOTAL, 24 cours Michelet, La Défense 10, 92069 Paris La Défense cedex 47
***, TOTAL OIL MARINE, Crawpeel Road, Altens Industrial Estate, Aberdeen AB12 3FG, UK

Although deep water massive sands are common hydrocarbon reservoirs, e.g. in the North Sea and adjoining areas, their interpretation remains controversial. A series of subsurface examples and the Aptian - Albian outcrops of the Vocontian Basin (SE France) indicate that two main factors are necessary to produce this type of reservoirs: the material has to be sorted first, which usually happens in shallow waters prior to redeposition in the deep domain. The final deposit then has to be liquefied, which can result from the transport/deposition process itself or from post-depositional, post-burial water input into the system.

Les sables massifs sont un objet sédimentaire des plus ambigus pour le sédimentologiste pétrolier : objet de rêve du pétrolier, puisque réservoir par excellence, sans hétérogénéité susceptible de s'opposer à la libre circulation des hydrocarbures vers le puits producteur ; mais en même temps cauchemar du sédimentologiste, puisque dépourvu des structures sédimentaires qui constituent son fonds de commerce. De façon très concrète, un tête-à-tête avec 100 mètres de carotte parfaitement massive, sans structure et sans variation de granulométrie, devient très vite un exercice quelque peu déprimant.

Que signifie maintenant ce caractère massif, pourquoi certains sables résistent-ils à ce point à l'analyse sédimentologique classique fondée sur l'observation et l'interprétation des structures sédimentaires ?

Les publications consacrées aux sables massifs profonds au cours de la dernière décennie proposent deux voies : • une hypothèse contouritique [Mutti *et al.*, 1989 : vannage par des courants profonds], et • une hypothèse "débritique" [Shanmugam *et al.*, 1993, 1994, 1995a, 1995b] et la toute récente série de discussions et réponses sur ces papiers dans le bulletin de l'AAPG [mars et avril 1997]. Ces deux explications, essentiellement fondées sur l'étude de cas de subsurface, partent d'une démarche de réfutation de l'hypothèse turbiditique classique et proposent un autre mécanisme connu en milieu profond.

L'analyse proposée ici s'appuie également sur l'observation de plusieurs cas de subsurface, documentés par sismique et carottes, et sur l'étude du remplissage apto-albien du bassin Vocontien [Parize *et al.*, ce volume]. Les sables massifs étudiés sont des sédiments déposés en bassin profond, c'est-à-dire au-dessous de la limite d'action des vagues de tempête, et en domaine bathyal pour ceux qui ont disposé d'analyses biostratigraphiques.

Ces exemples indiquent une double cause pour le caractère massif : vannage des sédiments par des courants permanents avant leur dépôt final, et liquéfaction après le dépôt, la conjonction des deux mécanismes étant nécessaires à l'obtention finale des sables massifs.

1°) Le vannage

Le vannage subi par les sédiments avant leur remobilisation et leur dépôt final dans le bassin est mis en évidence dans le bassin Vocontien par la présence sur la plate-forme de sables monogranulaires. La source des sables massifs est dans ce cas vannée, par observation directe.

Il est prouvé *ab absurdo* dans les exemples de subsurface par l'association fréquente, régionalement et temporellement, des sables massifs avec des turbidites : le mécanisme de transport

gravitaire ne permet pas de trier ou de classer le matériel au point de fabriquer des sables massifs quand un stock de matériel varié est disponible [Imbert *et al.*, 1995a ; Parize *et al.*, 1995].

D'autres exemples de subsurface et l'exemple du bassin Vocontien, montrent l'association entre sables massifs dans le bassin profond et sables épais sans interlit argileux sur la plate-forme. Là encore, l'aspect massif du sédiment final est à mettre en relation avec la granulométrie peu contrastée de la source.

2°) La liquéfaction

Le vannage précédemment discuté permet d'obtenir un sédiment presque monogranulaire, en tout cas débarrassé de toutes ses fractions fines, sur des épaisseurs de plusieurs dizaines de mètres, tant sur la plate-forme que dans le bassin « profond ». Très souvent cependant, ces sables monogranulaires montrent d'abondantes structures sédimentaires, mégarides sur la plate-forme et successions de type « séquence de Bouma » au sommet de bancs massifs plurimétriques dans le bassin Vocontien, aussi bien qu'en subsurface. Les sables vannés, pour massifs qu'ils apparaissent à distance, ne sont pas encore le cauchemar du sédimentologiste évoqué en introduction.

En d'autres termes, les processus de vannage aussi bien que ceux de resédimentation comportent une partie tractive qui est enregistrée dans le sédiment en dépit de l'absence presque complète de contraste granulométrique. Ce sédiment montre en revanche des figures sédimentaires qui mettent en évidence cette phase de courants tractifs.

À l'affleurement, la liquéfaction finale du sédiment est mise en évidence par des contacts verticaux entre mégarides érodées et sables massifs qui remplissent, avec la même granulométrie, les érosions [Imbert *et al.*, 1995b ; Parize *et al.*, ce volume]. Il est difficile d'envisager un épisode durant lequel les mégarides seraient restées stables avec des entailles de plusieurs mètres de profondeur à parois verticales, et une liquéfaction sur place accompagnée d'un déplacement latéral mineur semble plus réaliste. L'association fréquente entre sables massifs et injections sableuses va dans le même sens.

Dans les exemples de subsurface, ce sont essentiellement des géométries finales incompatibles avec les processus de dépôt normaux qui indiquent un phénomène additionnel, souvent postérieur à l'enfouissement du sable. Il s'agit par exemple de pentes dépassant les limites admissibles pour un dépôt de sable turbiditique, ou d'injections sableuses *per ascensum* vues en sismique [Imbert *et al.*, ce volume] aussi bien qu'en carottes.

3°) En conclusion :

De façon générale :
• le vannage précédant le dépôt peut donc intervenir à l'endroit même du dépôt final ou largement en amont ;
• la liquéfaction peut, quant à elle, se produire lors d'un glissement en masse du matériel précédemment vanné, avec des déplacements latéraux qui peuvent atteindre plusieurs dizaines de kilomètres, ou affecter des sables vannés sur place sans déplacement latéral aucun, par exemple par injection d'eau de compaction en provenance d'horizons sous-jacents.

Références :

Imbert P. *et alii* - Abst. 16th Reg. Meet. Sedim. - Mem. ASF, 22, p. 81 - 1995a
Imbert P. *et alii* - Abst. AAPG Int. Conf. Exhib., Nice. - Bull. AAPG, 79, 8, p. 1223 - 1995b
Mutti E. - Giorn. Geol., 51, 4, pp. 55-59 - 1989
Parize O. *et alii* - Abst. 16th Reg. Meet. Sedim. - Mem. ASF, 22, p. 116 - 1995
Shanmugam G. *et alii* - Bull. AAPG, 77, pp. 1241-1259 - 1993
Shanmugam G. *et alii* - Bull. AAPG, 78, pp. 910-937 - 1994
Shanmugam G. *et alii* - Bull. AAPG, 79, pp. 477-512 - 1995a
Shanmugam G. *et alii*- Bull. AAPG, 79, pp. 672-695 - 1995b
Discussion et reply (1) - Bull. AAPG, 81, 3, pp. 449-491 - 1997
Discussion et reply (2) - Bull. AAPG, 81, 4, pp. 662-672 - 1997

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n° 27, 293 p.

LES SABLES PALEOCENES DU GRABEN DU VIKING (MER DU NORD) : MISE EN EVIDENCE D'INJECTIONS SABLEUSES D'ECHELLE PLURIKILOMETRIQUE PAR SISMIQUE 3D

PALEOCENE SANDY INTRUSIONS REVEALED BY 3D SEISMIC IN THE PALEOCENE OF THE VIKING GRABEN

Patrice IMBERT*, Alain ROUDIL*, Mark SULLIVAN**

* TOTAL CST, Route de Versailles, 78470 St-Rémy-lès-Chevreuse, France
** TOTAL OIL MARINE, Crawpeel Road, Altens Industrial Estate, Aberdeen AB12 3FG, UK

The acquisition of 3D seismic data drastically changed the interpretation of a chaotic package, initially interpreted as a channel-fill from 2D lines. The chaotic package is actually a well organised set of sandy sills and dykes, radiating from the distal end of a turbidite sandbody. The injected complex covers an area about 5km in diameter, and affects about 200m of sedimentary cover above its parent sandbody. Additional v-shaped anomalies higher up in the series appear to be related to a second episode of sand injection after subsequent burial.

L'acquisition d'une sismique 3D sur une zone à réflexions chaotiques, précédemment interprétée comme remplissage de chenal, a permis de mettre en évidence la géométrie tridimensionnelle de l'ensemble, en fait constitué de filons gréseux injectés *per ascensum* depuis un corps sableux plus profond.

L'étude présentée porte sur la limite Paléocène - Eocène dans le Viking Graben de Mer du Nord, en position bassinale. La transition entre les deux époques est marquée régionalement par le passage d'une sédimentation à dominante sableuse à une sédimentation essentiellement argileuse. En termes pétroliers, il s'agit d'une série réservoir à laquelle se superpose une couverture régionale, dans un contexte où on sait que les hydrocarbures ont été produits en grande quantité. La série correspondante fait donc l'objet d'une exploration intensive.

Une série d'anomalies à forte amplitude avait été identifiée sur des lignes de sismique 2D espacées de 2 km environ. Ce paquet à forte amplitude, à configuration interne chaotique, avait été suivi sur plusieurs lignes, et était interprété comme le remplissage turbiditique sableux d'un chenal sous-marin. Un forage implanté sur cet objet mit en évidence un remplissage sableux mineur (deux bancs de 3 m chacun), dilué dans un série argileuse.

Une campagne sismique 3D sur le même objet a totalement modifié la vision de l'objet sédimentaire : les réflexions précédemment vues comme "chaotiques" montrent en fait un organisation bien déterminée : les réflecteurs à forte amplitude ont été pointés et cartographiés, et montrent une structure en "fleur". Les anomalies d'amplitude individuelles forment des "pétales" d'extension plurikilométrique qui s'organisent radialement autour d'un épaississement de la série sous-jacente. Les sables minces rencontrés en forage correspondent à la traversée des pétales. L'ensemble des anomalies couvre une zone de 5 km de rayon environ, sur une épaisseur de 200 m environ.

La sismique 3D met en évidence dans les séries supérieures d'autres anomalies en forme de cônes de révolution d'axe vertical, de 50 à 200 m de profondeur pour 1 à 2 km de diamètre, à ouverture vers le haut. Ces anomalies tapissent une surface de plusieurs dizaines de km^2 à l'aplomb et à l'aval

bassin des injections précédemment décrites. L'une d'entre elles, forée à l'apex d'un cône, montre un sable massif épais à la base du cône.

L'ensemble est interprété comme résultat de deux épisodes successifs de liquéfaction et d'injection vers le haut de sables non consolidés à partir d'une même source plus profonde. Le premier épisode injecte les sills et dykes radialement à partir de l'extrémité distale du sable nourricier, moins enfouie et plus susceptible de rupture. Une partie de sable est expulsée jusqu'à la surface, où elle forme une coulée sur le fond de la mer. Un deuxième épisode d'injection se produit après réenfouissement de l'ensemble, aux dépens cette fois de la coulée précédente, et forme une série de cônes (ring dykes?) au-dessus de la zone couverte par la coulée associée à la première injection.

Il semble que le fluage du sable résulte d'une liquéfaction accompagnée d'une inversion de densité entre sable liquéfié (densité apparente, celle de l'eau) et sa couverture sédimentaire. Cette liquéfaction est interprétée comme résultat d'un apport massif dans le système d'eau de déshydratation des argiles encaissantes, verticalement ou latéralement.

L'observation en sismique 3D d'anomalies déjà connues avec une plus faible résolution spatiale a donc permis de mettre en évidence des phénomènes de liquéfaction et d'injection qu'on ne soupçonnait pas auparavant. Il est vraisemblable que de tels comportements existent à l'affleurement (cf. O. Parize, 1986), mais la complexité des géométries résultantes en rend la reconnaissance difficile.

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n° 27, 293 p.

LA SISMIQUE 3D : UN NOUVEL OUTIL POUR LA SEDIMENTOLOGIE

3D SEISMIC : A NEW TOOL FOR SEDIMENTOLOGY

Patrice IMBERT*, Jeffrey SUITER**
*TOTAL CST, Route de Versailles 78470 Saint-Rémy-lès-Chevreuse
**TOTAL, 24 cours Michelet, La Défense 10, 92069 Paris La Défense cedex

Apart from its industrial applications, 3D seismic is a very promising tool in the field of sedimentology. Like outcrops and modern depositional environments, it can help building depositional models. Although its resolution is limited to ca. 10 or 20 metres, it is the only source of data that can really image sedimentary bodies in three dimensions. This characteristic is of special importance for complex geometries like those resulting from sand liquefaction or post-burial remobilisation.

La sédimentologie pétrolière a parmi ses buts principaux d'évaluer au mieux la géométrie externe et interne de réservoirs rencontrés en forage. Elle se fonde essentiellement sur une démarche analogique : on cherche le ou les cas connus les plus similaires au cas étudié, et on extrapole à ce dernier les caractéristiques de l'objet de référence ainsi identifié. Cette démarche analogique conduit à rechercher des analogues bien documentés, les deux sources essentielles étant l'affleurement qui permet une bonne vision de l'évolution latérale et verticale des objets et des phénomènes, et les environnements sédimentaires actuels qui permettent d'obtenir un instantané des processus, de leur résultat sédimentaire et des relations latérales entre objets sur de larges zones.

Ces deux sources d'analogues ont leurs richesses propres, dont la résolution quasi illimitée qu'elles offrent : rien n'interdit d'aller regarder un affleurement à la loupe, de le tailler en lames minces ou de le balayer au microscope électronique ; de même pour un fond de rivière ou une plage. Leur limitation essentielle vient de leur caractère bidimensionnel, qui impose un certain degré d'extrapolation pour imaginer ce qui se passe en arrière de la falaise dans le cas d'un affleurement, ou ce qui se passe en profondeur sous une rivière ou une plage active. Dans les deux cas, on peut atteindre partiellement la troisième dimension par l'examen d'affleurements voisins, ou par creusement de tranchées, forage, etc... Mais la vraie troisième dimension reste hors de portée. Cette lacune est particulièrement criante pour les appareils sédimentaires profonds actuels (cônes turbiditiques au sens large), très difficiles à échantillonner et sur lesquels on dispose en général au mieux d'une morphologie de surface acquise au sonar, complétée par quelques observations et prélèvements localisés.

La sismique 3D, apparue voici une bonne quinzaine d'années, connaît actuellement un essor rapide : dans les bassins pétroliers bien explorés comme la Mer du Nord ou le Golfe du Mexique pour n'en citer que deux, une bonne partie des zones d'intérêt est couverte par une, voire plusieurs campagnes 3D. Au-delà de son intérêt opérationnel qui en justifie l'acquisition, la sismique 3D est une extraordinaire source d'analogues pour les sédimentologistes, dans la mesure où elle donne accès à la fameuse troisième dimension jusqu'ici hors de portée. Il est bien sûr hors de question qu'elle remplace les affleurements ou les analogues actuels, la résolution limitée de la sismique interdit (heureusement) de l'envisager. Mais on dispose d'un outil complémentaire; qui permet de mieux définir des objets déjà connus ou d'en découvrir de nouveaux. Deux exemples provenant de contextes géologiques très différents illustrent cet apport de la sismique 3D à la sédimentologie.

Un premier exemple provient de la partie superficielle de cubes sismiques de la côte est de Bornéo (Indonésie), et met en évidence le détail de l'architecture des dépôts Pléistocènes lors du dernier cycle eustatique. En particulier, un élément inattendu *a priori*, et prouvé par cette sismique 3D est l'existence de réseaux d'incision à morphologie dendritique, témoins d'une érosion subaérienne, qui ont accompagné la chute du niveau marin jusqu'au rebord du plateau au cours des deux derniers cycles (-20 et -100 ky). Ces observations imposent de reconsidérer l'architecture des dépôts prévue par les modèles classiques de la stratigraphie séquentielle (école d'Exxon), et indiquent une continuité entre dépôts de bas niveau et de haut niveau marin (Allen *et al.*, 1994).

Le second exemple est plus révélateur encore des nouveaux objets que nouveau mode d'observation peut apporter : en parallèle avec les sills et dykes décrits dans une autre présentation à ce congrès (Imbert, Roudil et Sullivan) la sismique 3D met en évidence des morphologies dues à des déformations post-dépositionnelles de sable et d'argile non encore décrites à l'affleurement. Certaines des morphologies observées sont raisonnablement comparables à des modèles décrits à l'affleurement, d'autres échappent encore à toute mise en parallèle avec des objets sédimentaires répertoriés. Dans ce dernier cas, les géométries observées sont sans doute trop complexes pour être bien comprises autrement qu'avec une véritable vision tridimensionnelle. Et cette vision tridimensionnelle, à l'exception près des affleurements évolutifs que sont les fronts de taille de carrière en exploitation rapide, seule la sismique peut l'apporter.

La sismique 3D n'est certes pas l'outil ultime du sédimentologiste, ne serait-ce que par sa résolution limitée et parce qu'elle ne donne accès qu'à des morphologies, pas au « caillou » lui-même. Elle permet néanmoins d'apporter un type d'observation qu'aucune autre source d'information ne peut fournir. De ce fait, elle constitue un outil sédimentologique à part entière, au même titre que l'étude d'affleurements ou de milieux de dépôt actuels. Des travaux antérieurs (Cartwright, 1995) ont permis de réinterpréter des affleurements connus depuis longtemps, mais incompris. Il existe à ce niveau un vaste chantier à explorer dans les années qui viennent.

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n° 27, 293 p.

HYDROLOGIE ET MORPHODYNAMIQUE DE L'ILE BARRIERE DE LA LAGUNE DE NADOR, LITTORAL MÉDITERRANÉEN ORIENTAL, MAROC

HYDROLOGY AND MORPHODYNAMIC OF NADOR LAGOON BARRIER ISLAND, EASTERN MEDITERRANEAN COAST, MOROCCO

Zoulikha. IRZI [1] , Hassan KADIRI [2] & Naima HAMOUMI [3]
1 Fac. Sc., Univ Mohammed 1èr, Oujda
2 Lab. Géographie Physique, Univ. Paris VII
3 Fac. Sc., Univ Mohammed V Agdal, Rabat

Le complexe lagunaire de Nador est situé dans le littoral méditerranéen oriental du Maroc, au niveau du parallèle 35° 10 N, entre les méridiens 2° 55 O et 2° 45 O. Il comporte plusieurs domaines physiographiques qui sont :

- la bordure continentale de la lagune avec des marais salants et les embouchures de quelques émissaires à écoulement irrégulier dont le plus important est l'oued Selouane,
- une lagune (" Mar chica") dont la superficie atteint 115 km^2 et la profondeur ne dépasse pas 7 m, elle a une forme semi-elliptique dont le plus grand axe est parallèle au littoral et le plus petit axe est situé dans le prolongement de l'embouchure de l'oued Selouane qui correspondait autrefois à un estuaire,
- une île barrière.(lido) orientée NO - SE qui a une longueur de 25 Km et une largeur moyenne de 300 à 400 m pouvant atteindre 2 km dans sa partie Sud - Est et qui est interrompue par une passe étroite,récemment aménagée par deux jetées

L'étude sédimentologique couplée à une analyse de photographies aériennes et d'images spot a montré que ce complexe est un veritable modèle de système à île barrière transgressive qui se développe dans un environnement microtidal où les énergies des vagues, amplifiées par les tempêtes et les vents, jouent un rôle prépondérant. L'édification de l'île barrière qui s'est faite en plusieurs étapes depuis le Pléistocène, est contrôlée par : la tectonique et la subsidence, le climat, le glacio-eustatisme, les apports sédimentaires ainsi que les processus hydrodynamiques.

L'île barrière peut être subdivisée en quatre unités morphosédimentaires (unités : A, B, C, et D) limitées par des accidents N-S, N 70 et N 45 qui sont reponsables de mouvements verticaux et de mouvements décrochants .

- L'unité A s'étend de Kariat-Arekman à la tour Restinga, elle a une largeur de plus de 1 km et une altitude qui ne dépasse pas 10 m. Cette unité présente la particularité d'être en retrait vers le continent par rapport au reste de l'île barrière. Elle montre du côté lagune des flèches azoviennes qui indiquent un sens du courant dextre et du coté mer une plage avec des "giant cusps" (morphologies en croissant) rythmiques. A 600 m du trait de côte, se développent des barres d'avant côte parallèles au rivage avec des têtes de courants d'arrachement (rip currents) en forme de choux fleur. Cette morphodynamique exceptionnelle est liée aux ondes de front de côtes (edges waves) qui sont orthogonales à la côte. C'est l'endroit le plus actif pour deux dynamiques opposées : construction et érosion.

- L'unité B qui s'étend de la tour Ristinga à la jetée sud, comporte le reste d'un ancien édifice dunaire consolidé, d'âge pléistocène, qui culmine jusqu'à 20 m à peu près. Cet édifice est bordé du côté mer

par une plage étroite qui présente une morphologie rectiligne, liée à une construction par la houle normale à la côte.

- L'unité C qui s'étend de la jetée sud à Oulad Zahra, est l'élément le plus étroit et le moins résistant de l'île barrière. Il comporte la passe actuelle qui a été creusée par les violentes tempêtes de 1981 dans une formation dunaire de plus de 8 m d'altitude. Cet exutoire présente un delta externe et un delta interne peu développés. L'unité C comporte également les vestiges de deux anciens cordons dunaire consolidés d'âge pléistocène : un cordon côté mer presque entièrement recouvert par des dunes de sable actuelles et un cordon côté lagune dont ne subsistent que quelques pointements immergés ainsi qu'un tronçon de 5 m d'altitude relié à l'île barrière par deux cordons (tombolo double).

- L'unité D qui s'étend de Oulad Zahra à Beni Ensar ne dépasse jamais 3m d'altitude et peut atteindre 200 à 300 m de largeur. Elle comporte côté mer un estran de sable coquiller où dominent des tests de Bivalves de taille centimétrique souvent entier et très faiblement usés. Cet estran qui est façonné par des croissants de plage (beach cusps), présente à 19 m de la ligne de côte une ride de tempête "storm beach ridge" qui atteint 2 m de haut. Du côté lagune, l'unité D comporte quatre passes reliques avec des deltas internes peu développés et bien conservés. Cette unité correspond à la zone la plus protégée de l'énergie des houles et des vagues de tempêtes..

Ces quatre unités s'organisent dans deux parties dissemblables qui traduisent l'existence de deux domaines où les processus hydrodynamiques et la dynamique sédimentaire sont différents

- la partie la plus large (unités A et B) est liée à un domaine réflectif modéré. C'est le domaine le plus ouvert où les vagues exceptionnelles sont les plus fréquentes grâce aux houles de plus longue période. A cette dynamique de forte énergie se superpose des ondes de fond qui donnent naissance au niveau de l'unité A à des ondes normales à la côte de très grande énergie.
- la partie la plus mince (unités Cet D) est en relation avec un domaine dissipatif modéré, commandé par une dynamique faible dûe à une houle diffractée et affaiblie en dehors de l'action des tempêtes qui ont ouvert la dernière passe .

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n° 27, 293 p.

LES ENVIRONNEMENTS SEDIMENTAIRES DU LITTORAL MÉDITERRANÉEN ORIENTAL ENTRE SAAIDIA ET LE CAP DES TROIS FOURCHES, MAROC .

SEDIMENTARY ENVIRONMENT OF EASTERN MEDITERRANEAN COAST BETWEEN SAAIDIA AND "CAP DES TROIS FOURCHES , MOROCCO

Zoulikha. IRZI [1] & Naima HAMOUMI [2]
1 Fac. Sc., Univ Mohammed 1èr, Oujda
2 Fac. Sc., Univ Mohammed V Agdal, Rabat

Le littoral méditerranéen oriental entre Sâaidia et le Cap des Trois Fourches est une région privilégiée pour comprendre l'incidence des variations géodynamiques et des modifications climatiques sur la sédimentation littorale. En effet, il offre l'intérêt d'étudier sur une distance ne dépassant pas 300 km. des environnements variés qui se développent dans un contexte de convergence des plaques africaine et européenne et qui ont enregistré les pulsations eustatiques liées à la glaciation quaternaire. Ce littoral peut être subdivisé en trois secteurs (secteurs : 1, 2 et 3)

Le secteur 1 est un littoral rectiligne adossé au horst d'Oulad Mansour à dépôts néogènes qui s'étend de Cap Milonia (en Algérie) à Cap de l'eau. Il s'agit d'un système régressif qui comporte une plaine côtière limitée par deux systèmes fluviatiles : oued Kiss et oued Moulouya.

- L'embouchure de l'oued Kiss correspond actuellement à un plan d'eau séparé de la mer par une flèche sableuse. Son alimentation est assurée par les infiltrations souterraines ou le déferlement des vagues lors des tempêtes.
- La plaine côtière de Saâidia adossée à la plaine du Sareg formée par des barres littorales liées à un delta dominé vagues dont la plus ancienne est d'âge flandrien. Elle atteint 2 km de long et présente un cordon de dunes bordières qui commencent à être fixées par la végétation, un cordon de dunes barkanoides vives, une plage rectiligne assez large et quelques barres prélittorales.
- L'embouchure de l'oued Moulouya et son delta édifié dans un bassin contrôlé par les vagues et la dérive littorale avec un chenal actif, des chenaux abondonnés, des dépôts de lagon, et des séquences de barres littorales séparées par des discontinuités.
- Une côte à falaises mortes constituées de dépôts d'âge quaternaire pouvant atteindre 13 m d'altitude, bordée par un cordon de dunes qui commencent à être fixées par la végétation, un cordon de dunes barkanoides vives, une plage et des barres prélittorales.

Le secteur 2 est un littoral arqué qui s'étend de Cap de l'eau jusqu'à Kariat Arekmane et qui est adossé au massif des Kebdana. Il se caractérise par une côte à falaises vives constituées de dépôts d'âge quaternaire pouvant atteindre 70 m d'altitude avec quelques rares petites plages dans des anses abritées et un tombolo dans la région de Sidi El Bachir. Ces falaises sont entrecoupées par des chenaux qui débouchent sur des fan deltas dominés vagues . De part et d'autre des fan deltas se développent des barres prélittorales de forme arquée parallèles au rivage.

Le secteur 3 est également un littoral arqué qui s'étend de kariat Arekmane au port de Mellila et qui est adossé à la plaine de Bou Areg et au massif du Gourougou. Dans ce littoral se développe un système à île barrière transgressive : le complexe lagunaire de Nador qui comporte une île barrière avec une passe active et des passes reliques, la lagune de Nador ainsi qu'une bordure continentale avec les marais salants de Kariat Arekmane et les embouchures de quelques émissaires continentaux à écoulement irrégulier.

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n° 27, 293 p.

CHANGEMENT DIAGENETIQUE CONTRE CHANGEMENT INITIAL DE MINERALOGIE ET DE NANOSTRUCTURES SUR LA PLATE-FORME DES BAHAMAS AU COURS DU PLIOCENE.

DIAGENETIC CHANGE AGAINST INITIAL CHANGE OF MINERALOGY AND OF NANOSTRUCTURE ON THE BAHAMIAN PLATFORM DURING THE PLIOCENE.

Laurent JALLET, Jean-Paul LOREAU et Laurent EMMANUEL,
Université de Bourgogne, UMR CNRS 5561,
6 boulevard Gabriel 21000 Dijon.

Il est bien établi que la précipitation directe de carbonates à partir de l'eau de mer actuelle sur les plates-formes est essentiellement en aragonite. Il est aussi connu que la nature minéralogique des carbonates précipités dans ces environnements a varié au cours du temps et la réapparition la plus récente de l'aragonite dans l'océan global est à rechercher entre le Crétacé supérieur et le Pléistocène. D'après les données préliminaires du Leg ODP 166 (février à avril 1996) sur la plate-forme des Bahamas, il existe un changement majeur de composition minéralogique et lithologique dans les sédiments du Pliocène supérieur. La calcite faiblement magnésienne (LMC) est largement dominante dans les sédiments du Miocène et du Pliocène inférieur. En revanche, l'aragonite constitue l'espèce minéralogique prépondérante des formations du Pliocène supérieur, du Pléistocène et de l'Holocène.

Le problème est donc de savoir si le changement de minéralogies et de nanostructures est initial, marqueur de la réapparition recherchée de l'aragonite, ou bien s'il est diagénétique, la LMC du Miocène et du Pliocène inférieur résultant alors de la transformation de carbonates métastables tels que l'aragonite. C'est important car ce changement dépend de facteurs chimiques de la solution parente (Mg/Ca, pCO_2) et la réponse apportée débouche soit sur les changements globaux de la mer, soit sur des processus de transferts minéral-eau-minéral à plusieurs échelles.

La démarche consiste à établir 1) la composition minéralogique semi-quantitative par analyse diffractométrique des rayons X (phase carbonatée seule), 2) l'origine de l'aragonite avant et après le changement minéralogique intra Pliocène supérieur (en déterminant au MEB s'il s'agit d'aragonite de précipitation directe ou d'aragonite biodétritique), 3) l'origine de la calcite faiblement magnésienne avant et après le changement minéralogique intra Pliocène supérieur (en déterminant au MEB s'il s'agit de LMC initiale biologique planctonique ou de LMC néogénétique).

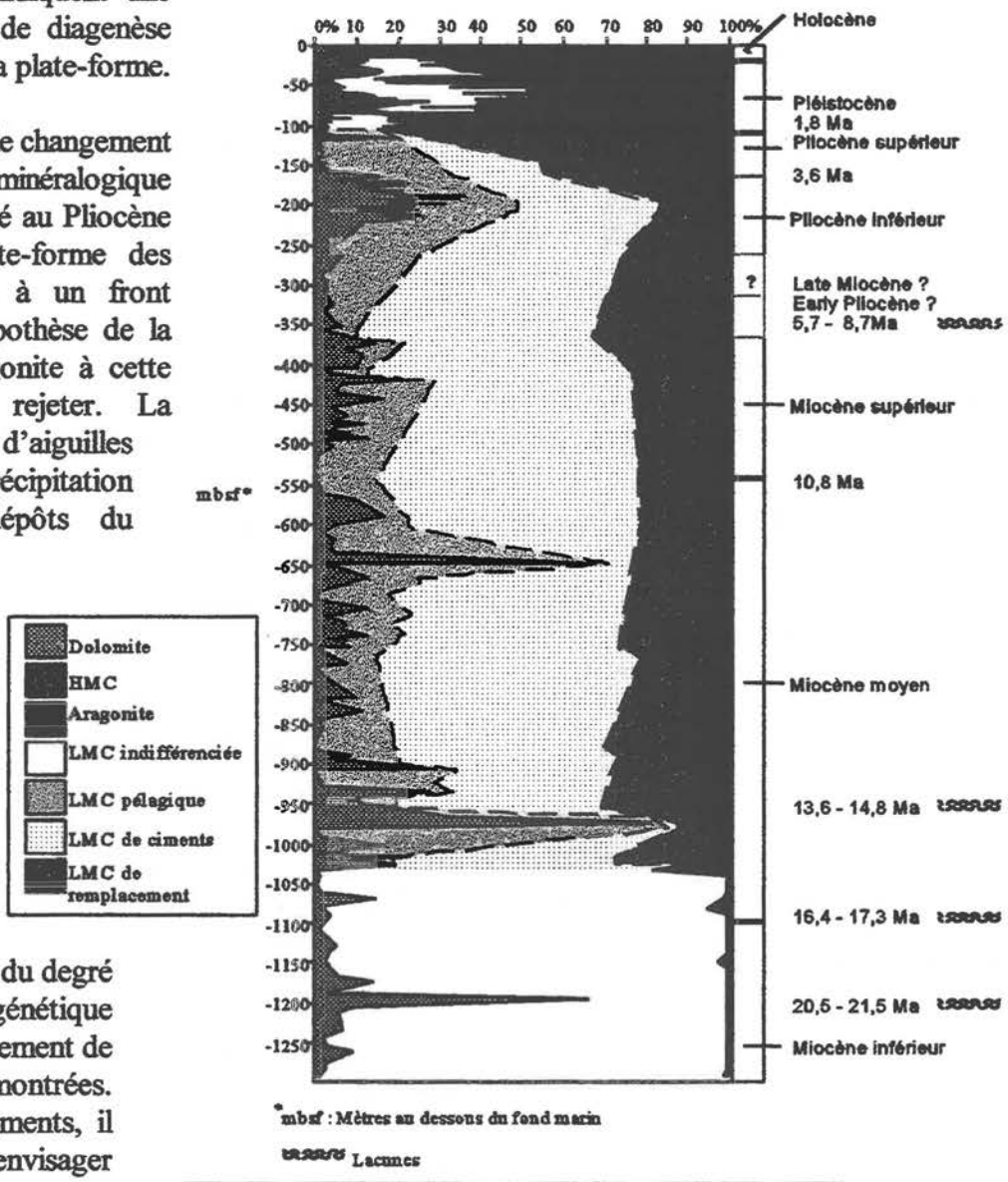
Les échantillons étudiés ici proviennent de 4 sites de forage (1005, 1003, 1007 et 1006, du domaine proximal vers le domaine distal) situés sur la marge ouest du Grand Banc des Bahamas.

Le premier résultat est de montrer que le changement majeur de composition minéralogique dans les sédiments du Pliocène supérieur, aux 3 sites les plus proximaux, est d'origine diagénétique. L'essentiel de la calcite du Miocène et du Pliocène inférieur est néogénétique. Elle est composée de ciments abondants mais également d'une part importante de calcite de remplacement issue de la transformation diagénétique d'une aragonite initiale. Ce remplacement est clairement mis en évidence par l'existence de reliques aragonitiques omniprésentes incluses dans les cristaux de calcite.

L'aragonite, quant à elle, si elle est prépondérante et résulte indéniablement d'une précipitation directe dès le sommet du Pliocène supérieur, son origine est beaucoup moins tranchée dans les sédiments plus anciens. L'aragonite résiduelle des sédiments du Miocène et du Pliocène inférieur est essentiellement d'origine algaire, néanmoins une grande partie reste d'origine indéterminée. L'aragonite biodétritique est donc dominante mais quelques traces de précipitation directe ont été observées. La préservation préférentielle de l'aragonite algaire (Halimeda) est probablement liée à la structure originelle des tests. La précipitation directe existait donc déjà au Miocène et le changement minéralogique du Pliocène supérieur ne semble donc pas correspondre à la réapparition de l'aragonite de précipitation directe.

Enfin, l'absence de changement minéralogique marqué au site 1006 (le plus distal), l'augmentation de la quantité d'aragonite préservée vers le domaine distal et la diminution, vers le bassin, de la quantité de dolomite dans les sédiments ante Pliocène supérieur indiquent une diminution du degré de diagenèse avec l'éloignement de la plate-forme.

En conclusion, le changement majeur de composition minéralogique des carbonates observé au Pliocène supérieur sur la plate-forme des Bahamas correspond à un front diagénétique et l'hypothèse de la réapparition de l'aragonite à cette période semble à rejeter. La présence, même rare, d'aiguilles d'aragonite de précipitation directe dans les dépôts du Miocène le confirme. Ce travail a mis en évidence le rôle fondamental de la diagenèse. Il faut donc s'attendre à une variation de composition géochimique des carbonates anciens de la plate-forme. De plus, des variations du degré de transformation diagénétique en fonction de l'éloignement de la plate-forme ont été montrées. Fort de ces renseignements, il est dès lors possible d'envisager une étude géochimique de ces carbonates pour faire la part dans le signal brut entre ce qui est dû à la diagenèse et ce qui est dû à un signal initial utilisable en stratigraphie. Les sites les plus distaux, les moins diagénétisés, s'y prêtent de manière favorable.



Variation quantitative de minéralogie et de composition nanostructural au site 1003.

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n° 27, 293 p.

MODÉLISATION STRATIGRAPHIQUE 3D BILITHOLOGIQUE D'UN CHAMP PÉTROLIER DU DELTA DU NIGER

3D BILITHOLOGICAL STRATIGRAPHIC MODELLING OF AN OIL FIELD OF THE NIGER DELTA

Philippe JOSEPH °, Martine BEZ °°, Marina RABINEAU °, Didier GRANJEON °, Rémi ESCHARD ° et Jean-Christophe NAVARRE °°

° Institut Français du Pétrole, 92506 Rueil, °° Elf Exploration Production, 64018 Pau

A three dimensional stratigraphic model (DIONISOS) has been developed in IFP to simulate sedimentation processes in continental to marine environments (coastal plain, delta, shoreface and upper offshore). The model is based on an improved diffusion equation which simulates the average fluvial and marine transport of sand, shale and carbonate at a basin scale (tens to hundreds kilometers, hundreds of thousand to tens of million years).

The model predicts the geometry of depositional units and their internal facies distribution. It enables to quantify the evolution through time of the water depth, the thickness of the deposited and eroded sediments, and their relative content in basic lithologies (sand, shale and carbonate).

In subsurface field studies, a first estimation of the modelling parameters (accommodation i.e. subsidence and eustasy, sediment supply, transport coefficients) is derived from a quantitative analysis of well logs and seismic data. Then an inverse method is used to calibrate precisely these parameters in order to constrain the simulation to the available well logs and seismic maps. When this match is achieved, the modelling provides a full 3D distribution of facies between two seismic markers, taking into account the high resolution stratigraphic information coming from the few available wells. In exploration and field appraisal, it helps to validate the geologist's correlation sketch and to predict the extension of reservoir units in areas far away from the wells.

Un modèle stratigraphique tridimensionnel (DIONISOS) a été développé à l'IFP pour simuler les processus de sédimentation dans des environnements côtiers à marins peu profonds (D.GRANJEON, 1996). Ce modèle est basé sur une équation globale de transport qui simule le transport moyen de différentes classes de sédiment (sable, argile, carbonate) sur des échelles de temps et d'espace importantes (quelques milliers à millions d'années, quelques dizaines à centaines de kilomètres).

Ce modèle permet de quantifier l'évolution au cours du temps de la bathymétrie de dépôt, l'épaisseur des sédiments déposés ou érodés et leur contenu relatif en lithologie de base (sable, argile, carbonate). Il prédit ainsi la géométrie des unités de dépôt et la distribution interne des faciès.

Le modèle a été appliqué sur un champ réel du delta du Niger en utilisant les données de puits et de sismique. Sa mise en oeuvre comporte trois étapes principales :

(1) l'analyse des carottes et la calibration des logs de puits conduisent à une interprétation en termes de faciès sédimentaires et d'environnements de dépôt. L'évolution verticale de ces environnements de dépôt permet un découpage en unités génétiques limitées par des surfaces d'inondation maximale. L'analyse du motif d'empilement (stacking pattern) de ces unités génétiques aboutit à l'établissement d'un schéma de corrélation des puits disponibles. Dans le cas étudié, il est ainsi possible d'identifier deux grandes séquences de progradation - rétrogradation du système deltaïque, la première à dominante fluviale, la seconde à dominante mixte de marées et de vagues.

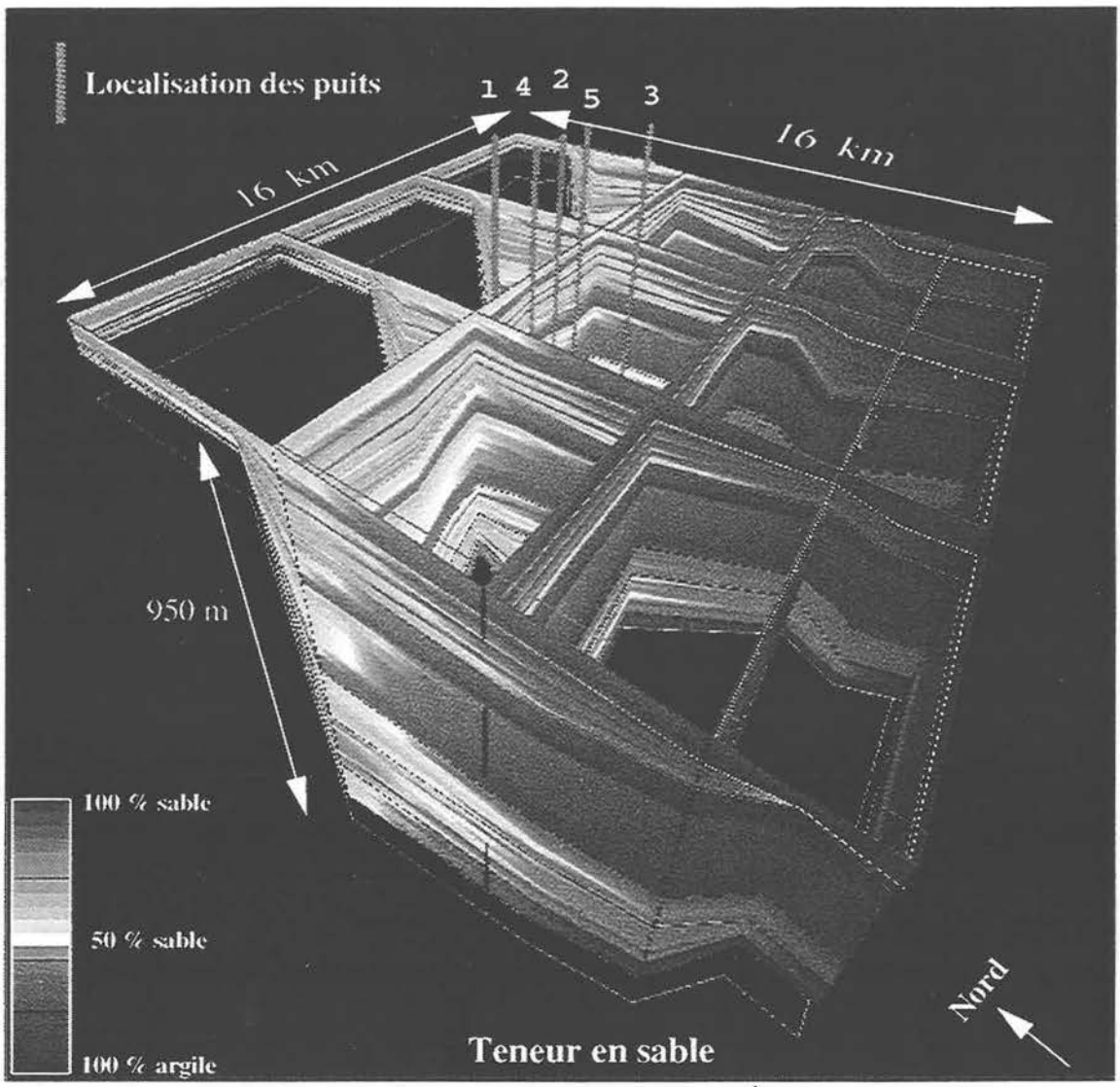
(2) la datation des principales surfaces de corrélation fournit une première estimation de l'évolution au cours du temps des trois principaux paramètres du modèle :
- l'espace total disponible (accommodation) est estimé aux puits et à certains noeuds du maillage de simulation au moyen des épaisseurs sédimentées et des paléobathymétries estimées à partir de l'interprétation en environnements de dépôt,
- l'apport total de sédiments à la bordure du domaine de simulation est dérivé du volume sédimentaire quantifié à partir de la sismique,
- les coefficients de transport de chaque lithologie sont calculés à partir des pentes moyennes de dépôt et des teneurs lithologiques dans chaque environnement sédimentaire.

(3) une simulation directe est effectuée pour chaque unité sismique. Une procédure d'inversion modifie progressivement les paramètres du modèle (accommodation, apport sédimentaire, coefficients de transport) afin de caler les résultats de simulation aux données de puits et de sismique : les épaisseurs sédimentées sont respectées avec une tolérance de 2m pour les puits et de 10m aux noeuds de contrôle sismiques. Les teneurs lithologiques et les paléobathymétries sont mis en cohérence avec les rapports sable/argile et les environnements de dépôt déduits de l'analyse des carottes et des logs.

Quand ce calage est obtenu, la modélisation stratigraphique fournit une distribution 3D complète des faciès dans tout le volume sismique, prenant en compte l'information très détaillée (mais très locale) issue de l'analyse des puits (découpage en séquences génétiques).

Cette modélisation quantitative permet de tester différents schémas de corrélation et de prédire l'extension des unités réservoir sableuses dans les zones éloignées des puits. Elle fournit de plus, en tout point, une estimation plus précise de l'évolution au cours du temps de l'accommodation et de l'apport sédimentaire. Dans le cas étudié, on constate ainsi que l'évolution d'un système deltaïque à dominante fluviale vers un système à dominante vagues - marées est reliée à une diminution de moitié de l'apport sédimentaire global : la morphologie du delta évolue alors d'un dispositif lobé contrôlé par des sources bien localisées vers un dispositif plus linéaire du aux remaniements par les vagues.

Référence : GRANJEON D. (1996) - Modélisation stratigraphique déterministe. Conception et applications d'un modèle diffusif 3D multilithologique. Thèse de doctorat de l'Université de Rennes I. Mémoires de Géosciences - Rennes n° 78.



6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n° 27, 293 p.

CARACTERISATION DE L'ECOULEMENT FLUVIAL DANS LE BASSIN VERSANT DE L'OUED MARTIL (RIF, MAROC)

POSTER

FLUVIAL FLOW IN OUED MARTIL RIVER BASIN (RIF PROVINCE, MOROCCO)

Thami KHAI (*), Jacques BEAUCHAMP (**) et Christophe PETIT (**)

(*) Faculté des Sciences, Meknès (Maroc)
(**) Faculté des Sciences, 80039 Amiens cedex (France)

L'oued Martil draine un bassin versant de 1220 km^2 jusqu'à la Mer Méditerranée. Le substrat géologique, assez varié, est composé principalement de flysch marno-gréseux et de marnes; une portion de la Dorsale Calcaire à l'Est porte les plus hauts sommets. La dénivellé est importante (le point le plus haut culmine à 1929 m) et la forte pluviosité est forte, jusqu'à plus de 2000 mm par an.

Les problèmes posés par la forte érosion des sols et l'alimentation en eau de la ville de Tétouan ont conduit à équiper ce bassin versant d'un réseau de pluviomètres et de stations de jaugeage qui permettent un suivi quotidien des débits liquides ainsi que des matières en suspension pendant les crues.

Les précipitations présentent de fortes variations d'amplitude d'une année à l'autre. A la station de Bou Hachem au Sud du bassin versant, on a recueilli 400 mm par an au cours de l'année hydrique 1981-82 mais 2300 mm par an pour en 1989-90. La répartition annuelle est également trés hétérogène; le maximum de précipitations, en décembre-janvier, correspond à des évènements pluvieux de forte intensité donnant plus de 160 mm de pluie par mois. De plus, la répartition spatiale des pluies est fortement liée à la topographie: au cours de l'année hydrique 1993-94, on a relevé 830 mm de pluie dans la cluse de Tétouan (altitude 10 m) alors qu'il est tombé 1300 mm à Bou Hachem (altitude 1330 m).

Le régime de l'oued Martil répercute l'hétérogénéité des précipitations. Le débit de crue dépasse en hiver 150 m^3/s (débit instantané: 374 m^3/s en novembre 1993) tandis que le débit d'étiage, bien que soutenu par l'apport des sources de la Dorsale Calcaire, descend au dessous de 1,5 m^3/s. Le suivi de la crue de novembre 1993 dans les différentes stations du bassin versant montre un retard de plusieurs jours entre le pic des précipitations et le débit maximum instantané mesuré dans la cluse de Tétouan. Pour les bassins élémentaires, il existe une bonne corrélation entre précipitations et débit (répartition spatiale homogène des perturbations, bonne relation pluie-débit journalier). Cette corrélation n'existe plus pour les stations en aval du fait que le débit mesuré est alimenté par les évènements pluvieux de l'amont. Les crues plus courtes et plus intenses de l'oued Chekkor qui draine principalement les flyschs montrent une mobilisation importante de la charge solide (M.E.S. et transport sur le fond) alors que celles des oueds drainant la Dorsale Calcaire sont plus longues mais sont moins chargées.

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n° 27, 293 p.

DISTRIBUTION DES SÉDIMENTS SUPERFICIELLES DANS LA BAIE DES ANGES (ALPES MARITIMES); MISE EN ÉVIDENCE PAR SONAR LATÉRAL ET CAROTTAGES.

POSTER

DISTRIBUTION OF SURFACE SEDIMENTS IN THE BAIE DES ANGES (SE FRANCE): EVIDENCE FROM SIDE-SCAN SONAR AND SEDIMENT CORES.

Ingo KLAUCKE
IFREMER, Géosciences Marines;
Laboratoire Environnements Sédimentaires; B.P. 70;
29280 Plouzane

The Baie des Anges is characterised by the absence of a continental shelf and a steep slope that can be divided into three bathymetric provinces of different morphology and different deposits. These include the uppemost slope between 0 and about 1000m, the middle slope between 1000 and 1700 m and the lower slope below 1700.

Most of the canyons on the uppermost slope are sediment-filled. Material retrieved from a few sediment cores indicates very coarse-grained (up to 6 cm in diameter) and well-rounded beach cobbles that have been redeposited during times of lowered sealevel. Further down slope, the larger Central Valleys are covered with up to 25 m thick, recent, fine-grained sediments overlying channel-fill facies. The westernmost of the Central Valleys is only partially covered by these deposits that decrease in thickness down slope. In contrast to the Central Valleys, the Var and Paillon Canyons are not covered by fine-grained, well-stratified sediments. Instead, the channel floor of the Var Canyon displays a braided pattern in its uppermost portion, while further downchannel large fields of gravel waves occur. These gravel waves are covered at two locations by up to 50 m thick, well-stratified deposits forming terraces. The Paillon Canyon is characterised in its upper portion by a deeply entrenched thalweg and the formation of a terrace, while the lower portion near the confluence with the Var Canyon show the formation of a wedge-shaped terrace and an acoustically "hard" surface whose significance is still enigmatic. The area of confluence with the western Central Valley also shows a great number of debris-flow deposits, while the confluence with the Var Canyon forms two superposing gravel wave fields.

Combining evidence from side-scan sonar imagery, seismic profiles and ground-truthing (sediment cores and bottom images) reveals a pattern of changing sedimentary regimes that are now dominated by deposition. Many canyons that have been previously eroded are now being partially or wholly filled with sediment. Gravity currents are not only exporting sediment to continental rise and basin, but also re-deposit material within the slope environment. This seems particularly true for the eastern part of the Baie des Anges as gravity current activity in the Paillon Canyon seems to have greatly reduced or even stopped.

Étant caractérisé par l'absence d'un plateau continental proprement dit, la Baie des Anges se laisse diviser en trois provinces bathymétriques, qui, en plus, montrent des différences morphologiques et sédimentologiques importantes. Il s'agit de la pente supérieure entre 0 et 1000 m de profondeur environ, la pente moyenne entre 1000 et 1700 m, et la pente inférieure au delà de 1700 m et jusqu'au début du glacis, qui se situe vers 2000 m environ.

La pente supérieure est caractérisé par une multitude de petits canyons dont beaucoup sont à fond relativement plat et avec un remplissage de sédiments grossiers. Une carotte (KMO4) a récupéré des passages avec des galets de plage atteignant 6 cm de diamètre. Les glissement gravitaires, qui sont à l'origine de ces canyons sont très érosifs, à l'instar de l'événement de 1979, comme en témoignent beaucoup de canyons qui s'entrecoupent. En dehors des canyons, la pente supérieure constitue avant tout une zone de dépôts, soit par débordements à partir des glissements gravitaires dans les canyons, soit par sédimentation hémipélagique. Ces dépôts sont généralement d'une granulométrie fine (silto-argileuse) avec quelques intercalations plus grossières qui augmentent en nombre en s'approchant du canyon du Var.

La pente moyenne est une zone de convergence des petits canyons qui se jettent dans des canyons beaucoup plus grands ou dans de larges vallées en auge séparées par des rides fortement ravinés. D'ouest en est, se trouvent le canyon du Var, la vallée centrale inférieure, la vallée centrale supérieure et le canyon du Paillon. Le canyon du Var se distingue par de multiples structures de

fond, notamment par un zone à chenaux brodés et par un champ de dunes de gravier dans le fond du chenal, qui est bordé par une terrasse constitué de sédiments turbiditiques très bien stratifiés. Les vallées centrales, quant à elles sont couverts de sédiments acoustiquement bien stratifiés, mais autrement homogènes recouvrant des dépôts type "remplissage de chenal". Le mécanisme de mise en place de ces dépôts n'est pas très clair, mais leur disposition en forme de langue pointu vers le bas place leur origine vers le haut de pente. Une explication possible sont des coulées nepheloïdés, mais rien ne permet de l'affirmer pour l'instant. En tout cas, ces dépôts sont potentiellement instables, puisque des glissements superficielles s'y sont produits. Le canyon du Paillon, finalement, se caractérise par un thalweg fortement incisé et des dépôts bien stratifiés en forme de cône en bordure du canyon. Un remplissage rappelant des dépôts de coulée boueuse se trouve vers 1400 m de profondeur. Ce matériel proviendrait de la désintégration de la ride séparant le canyon du Paillon de la vallée centrale inférieure.

Dans la pente inférieure, seul le canyon du Var inférieure subsiste. Il se forme par jonction des canyons du Var et du Paillon et montre l'intersection de deux champs de dunes de gravier. Ces dunes sont recouvertes à l'ouest du canyon du Var par une terrasse de dépôts turbiditiques très bien stratifiés dont l'épaisseur peut atteindre 50 m.

L'analyse détaillé des images sonar et profils de sondeur de sédiment peuvent donner une idée assez précise de la répartition des sédiments sur le fond, s'ils sont complétées par des carottages ou observations in situ. Ainsi apparaît que le réseau de drainage suggéré par la morphologie des canyons de la Baie des Anges n'est qu'un effet de la superposition de canyons d'age différent. Ainsi, il devient clair, que la partie de la pente continentale à l'est de la ride du Cap Ferrat faisait partie du prolongement du delta du Var. Les vallées orientées nord-ouest sud-est dans cette zones étaient connectés aux vallées centrales de la Baie des Anges. Par la suite, le canyon du Paillon a coupé obliquement ces vallées centrales, qui étaient devenu inactifs depuis un moment déjà, mais le canyon du Paillon est devenu, lui aussi, moins actif que dans le passé. Dans l'ensemble, la Baie des Anges est passé une phase d'aggradation dominé par la sédimentation et sa morphologie à dominance érosive n'est qu'un héritage des périodes antérieurs, possiblement des périodes avec un niveau marin plus bas qu'actuellement.

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n° 27, 293 p.

INSTABILITÉ DES SÉDIMENTS SUPERFICIELLES EN BAIE DES ANGES: RÉLATIONS ENTRE MORPHOLOGIE DU FOND, ÉTAT DE CONSOLIDATION ET NATURE DES DÉPÔTS.

INSTABILITY OF SURFACE SEDIMENTS IN THE BAIE DES ANGES: RELATIONSHIPS BETWEEN SEAFLOOR MORPHOLOGY, CONSOLIDATION STATE AND NATURE OF THE DEPOSITS.

Ingo KLAUCKE
IFREMER, Géosciences Marines;
Laboratoire Environnements Sédimentaires; B.P. 70;
29280 Plouzane

SAR (Système Acoustique Remorque) side-scan sonar imagery allowed to identify slump scars and flow paths of past failure events, in order to estimate the volume of sediment involved inthe failure events and to evaluate their distribution in time and space.

Three main types can be distinguished including deep-seated failure, failure of steep slopes and shallow failure on gentle slopes. Deep-seated failure involves large volumes of sediment that may increase even further through subsequent erosion along the flow path (e.g. the 1979 event). This type is concentrated in the prodeltaic sediments of the Var River on the uppermost continental slope, but additional examples can be found on the mid-slope terrace of the Cap d'Antibes Ridge. Both areas have previously been identified as being composed of underconsolidated sediments. By failure of steep slopes I understand the small scale slumping of the canyon walls that is responsible for the intense gullying of the latter. Although previous studies inferred up to 9 m of failed sediment from the consolidation state of the sediment, the size, depth and length of the gullies seem to preclude important mass failure at these locations. Shallow sediment failure, finally, involves only small amounts of sediment (generally less than 5 m as judged from 3.5 kHz profiles) and have a relatively short length of a clearly identifiable flow path. The short flow path suggests intra-slope deposition. This type is found on the continental slope of the Cap Ferrat Ridge, i.e. outside of the Baie des Anges, and on the large, broad Central Valleys within the Baie des Anges that might represent former Var Canyons.

In conclusion, many areas that have been considered previously as stable or zones of evacuation are also subject to sediment failure. This includes the area outside the Baie des Anges which morphologically appeared to be more stable (less erosion on the slope). However, the largest and potentially most dangerous failure events occurred in highly unstable, underconsolidated sediments.

La stabilité des pentes sous-marines dans la Baie des Anges est depuis longue date un sujet d'investigation scientifique. L'importance et l'impact, à la fois social et économique d'une rupture de pente sous-marine s'est révélé pour la dernière fois lors d'un grand glissement de terrain sous-marin en 1979 qui emporta une partie de l'aéroport de Nice et causa des victimes sur la côte par un tsunami engendré par cet événement. Depuis, beaucoup d'études ont été faites pour déterminer où, quand, comment et pourquoi de tels phénomènes existent en Baie des Anges.

L'analyse détaillé de la bathymétrie et de l'imagerie acoustique de la Baie des Anges apporte une nouvelle image des types de phénomènes gravitaires et leur répartition dans l'espace. En effet, trois types de glissements peuvent être distingués à partir de la morphologie des loupes d'arrachement et du chemin d'écoulement associé. Il y a tout d'abord des glissements à base profonde qui sont concentrés sur le haut de pente au-delà de l'aéroport de Nice, sur une zone de replat dans la pente occidentale du canyon du Var et quelques uns à mi-pente de la ride du Cap Ferrat. Ces glissements impliquent des volumes pouvant atteindre $5 * 10^8$ m^3, c'est-à-dire jusqu'à 60 fois la taille de l'événement de 1979. Le volume de ces glissements a été par la suite augmenté par l'érosion des fonds de canyons le long du parcours (Mulder et al., 1997). Ceci semble particulièrement vrai pour le haut de pente qui est fortement entaillé par un grand nombre de canyons.

Des glissements impliquant beaucoup moins de sédiment apparaissent dans les vallées centrales et sur la pente continentale à l'est du Cap Ferrat. Ces loupes d'arrachement sont peu

profondes (des profils 3.5 kHz indiquent généralement moins de 5 mètres) et d'une superficie réduite. Il y a souvent un chemin d'écoulement bien identifiable associé à ces loupes d'arrachement, mail il se perd la plupart du temps après 1-2 km. Ceci suggère qu'il y a redéposition du matériel à l'intérieur de la pente.

Un dernier type de glissements ne présente pas de loupes d'arrachement bien identifiable, mais se reconnaît à partir des chemins d'écoulement qui lui sont associés. Il s'agit là des rides du Cap d'Antibes, Cap Ferrat et de la ride centrale. Bien que des études antérieures ont déterminés une profondeur jusqu'à 9 mètres pour les glissements sur les rides (Cochonat et al., 1993), l'état de consolidation des sédiments sur les rides, la taille, profondeur et longueur des ravins semblent exclure des phénomènes de grande ampleur à ces endroits. Leur fréquence devrait être néanmoins élevé.

A partir des la distribution des différents types de glissements, des relations entre le type de glissement, morphologie du terrain (pente) état de consolidation et nature des sédiments apparaissent clairement. Dans la Baie des Anges, les plus gros glissements se concentrent dans les zones à pente moyenne. Ces zones coïncident avec des sédiments sous-consolidés (Cochonat et al., 1993), et qui ont un fort taux de sédimentation par décantation. Le matériel grossier pouvant drainer ces sédiments y est rare. Les zones avec la plus forte pente, quant à eux, se caractérisent par des petits glissements répétés à partir de dépôts de débordement. Due à la nature très répétés de ces glissements, il s'agit là d'une zone à dominante érosive, ce qui explique la nature sur-consolidé des sédiments y rencontrés. Les zones à plus faible pente ont quelques glissements importantes, mais avant tout des glissements de faible profondeur. Les sédiments y sont généralement fins (hémipélagique) et probablement sous-consolidés à consolidés normalement, mais des données manquent sur cette zone, qui n'était pas inclus dans des études préalables.

En conclusion, puisque la pente est fortement détermine par les glissements de terrain, c'est la nature des sédiments et leur processus de mise en place qui sont déterminantes pour leur stabilité ou instabilité. En plus, l'analyse des l'imagerie acoustique montre que des zones considérés comme stable ou à évacuation (la pente à l'est de la ride du Cap Ferrat et les vallées centrales) sont eux aussi soumises à des glissements de terrain.

Cochonat, P., Dodd, L., Bourillet, J.-F., and Savoye, B., 1993, Geotechnical characteristics and instability of submarine slope sediments, the Nice slope (NW Mediterranean Sea): Mar. Georesour. Geotechnol., v. 11, p. 131-151.

Mulder, T., Savoye, B., and Syvitski, J.M.P., 1997, Numerical modeling a mid-size gravity flow: the 1979 Nice turbidity current (dynamics, processes, sediment budget and seafloor impact): Sedimentology, v. 44, p. 305-326.

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n° 27, 293 p.

ORIGINE DES FORMATIONS RESIDUELLES A SILEX DE L'OUEST DU BASSIN DE PARIS

B. LAIGNEL[1], F. QUESNEL[1,2], R. MEYER[1]

1 : Laboratoire de Géologie, ER CNRS 109, Université de Rouen, F 76821 Mont-Saint-Aignan ; Tel : 02. 35. 14. 69. 47. ; Fax : 02. 35. 14. 70. 22. ; E-mail : Benoit. Laignel @ univ-rouen.fr
2 : B.R.G.M., SGN/I2G/NDC, F 45060 Orléans Cedex Tel : 02. 38. 64. 38. 56. ; Fax : 02. 38. 64. 36. 85.

Résumé :

Depuis plus d'un siècle, l'origine autochtone ou allochtone des formations résiduelles à silex (en abrégé RS : Résidus à silex) par rapport aux craies a fait l'objet de multiples discussions. Pour répondre à ce problème, une synthèse sur les RS de l'ouest du Bassin de Paris a été effectuée.

Elle repose sur une caractérisation lithologique des RS et sur la réalisation d'un bilan d'altération entre craies et RS, lequel s'appuit sur une connaissance précise des âges des craies-mères des RS et sur des comparaisons granulométrique, minéralogique et chimique entre ces deux formations.

Les résultats montrent que les formations résiduelles à silex de l'ouest du Bassin de Paris s'organisent en plusieurs familles géographiques aux caractéristiques lithologiques bien tranchées.

Ils apportent des informations sur le bassin crétacée anglo-parisien, avec la mise en évidence de la craie du Maastrichtien dans le Bassin de Paris et la reconstitution des épaisseurs de craie dissoutes.

Ils indiquent que les RS ne sont pas uniquement des résidus d'altération des craies. Les apports allochtones nourrissant les matrices des RS sont importants et ils varient verticalement et géographiquement. Des arguments cartographiques et des comparaisons lithologiques entre les formations résiduelles à silex et les lambeaux de dépôts cénozoïques résiduels qui les recouvrent indiquent que l'origine de ces apports doit être recherchée dans ces formations cénozoïques.

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n° 27, 293 p.

QUANTIFICATION DES HETEROGENEITES DE RESERVOIR A PARTIR DE L'ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE D'UN AFFLEUREMENT ANALOGUE
EXEMPLE DES GRES DU CASTLEGATE (CAMPANIEN-MAESTRICHTIEN, U.S.A.)

O. Lerat*, B. Doligez*, R. Eschard*, J. Knight+, A. Clements+, B. Slevinsky+, et G. Sullivan+

* : Institut Français du Pétrole, Rueil-Malmaison, France
+ : Petro-Canada, Calgary, Canada

L'étude d'un affleurement du *Castlegate Sandstone* (Utah) a été entreprise afin de mieux comprendre l'architecture d'un système deltaïque en tresse, et de caractériser ses hétérogénéités internes. Cette étude a pour but de mieux contraindre les simulations géostatistiques du réservoir de Terra Nova (large de Terre Neuve, Canada), dont le *Castlegate Sandstone* est un analogue.

L'intervalle étudié est composé de plusieurs nappes fluviatiles superposées, à base érosive, qui passent latéralement en direction du bassin d'un environnement de dépôt de type plaine alluviale en tresse à un environnement de plaine deltaïque, puis au domaine marin. Quatre sites ont été sélectionnés au sein de cet intervalle, en allant du plus proximal vers le plus distal le long du profil de dépôt.

Les données de terrain consistent en des coupes sédimentologiques, et des couvertures photographiques continues de l'affleurement. L'interprétation sédimentologique des panneaux photographiques a conduit à considérer 3 lithofaciès principaux : grès propre, faciès hétérolithique alternant, et argile, qui sont comparables à ceux décrits à partir des carottes du champ de Terra Nova. L'analyse géostatistique de la répartition et de la taille des lithofaciès est réalisée sur une image numérique de chacun des affleurements, à l'aide du logiciel *Giga*, développé à l'I.F.P.

Les courbes de proportions de lithofaciès horizontales et verticales, ainsi que les variogrammes calculés sur chacune des images, rendent compte de la distribution et de la taille de l'hétérogénéité pour un site donné. D'un site à l'autre, la variabilité des faciès sédimentaires et des paramètres géostatistiques permet de différencier les domaines proximal, médian, et distal.

Ces données d'affleurement sont intégrées à la base de données de subsurface du réservoir de Terra Nova. Elles permettent de mieux contraindre les simulations géostatistiques de la distribution des lithofaciès au sein du réservoir, en fournissant des paramètres quantitatifs concernant les quantités respectives de chaque lithofaciès et leur variabilité latérale à petite échelle.

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n° 27, 293 p.

EVOLUTION PLIO-QUATERNAIRE DU FLEUVE MANCHE : STRATIGRAPHIE ET GÉOMORPHOLOGIE DE LA CONFLUENCE DE LA PALÉO-SOMME ET DE LA PALÉO-SEINE

THE ENGLISH CHANNEL RIVER THROUGH THE PLIO-QUATERNARY: STRATIGRAPHY AND GEOMORPHOLOGY OF THE CONFLUENCE OF THE SOMME AND SEINE PALAEO-RIVERS

Gilles LERICOLAIS[1], Jean-Paul AUFFRET[2], Jean-François BOURILLET[1]

1 - IFREMER, DRO-GM, BP 70, 29280 Plouzané cedex

2- Université de Caen, Esplanade de la Paix, 14032 Caen cedex

Au cours d'une série de campagnes océanographiques réalisées dans le cadre du programme SEDIMANCHE de l'IFREMER, des données numériques de géophysique très haute résolution (sismique sparker, et multifaisceaux EM100) ont été acquises. Les techniques de traitement utilisées (sismique, imagerie et cartographique) apportent des éléments nouveaux témoins de l'existence et du passé du fleuve Manche qui a drainé au cours des périodes de bas niveau marin plio-quaternaires, le bassin parisien, une partie du bassin de Londres et de la Mer du Nord.

Les techniques d'interprétation employées montrent que les concepts de la stratigraphie séquentielle fondés sur l'idée que les systèmes fluviatiles répondent de manière prévisible aux variations relatives du niveau de la mer, n'intègrent pas correctement ceux de la géomorphologie. Les profils sismiques traités nous ont amenés (1) à réintroduire les principes de géomorphologie nécessaires à la compréhension du comportement des fleuves, en particulier vis-à-vis de leur niveau de base et (2) à faire intervenir les conditions climatiques comme facteur de contrôle important.

Le fleuve Manche, comme tous les fleuves, a emprunté pour rejoindre la mer des zones de faiblesse du substratum qui sont le résultat d'une activité tectonique, maintes fois reprise. Son évolution s'intègre dans un système de drainage complet qui peut se décrire par:

- (1) son grand bassin versant, constitué du Sud de la mer du Nord (le Southern Bight), de la Manche orientale, des bassins de Londres et de Paris. Cette étude décrit les différences de morphologie qui existent entre les vallées du Nord et les vallées du Sud et l'importance que l'érosion aérienne en climat périglaciaire a eue sur le modelé de ces vallées.

- (2) la zone de transfert commençant au droit du Cotentin par la zone de confluence des paléovallées de la Manche centrale, et se poursuivant par la Fosse Centrale. Cette dernière se trouve le long d'une ancienne et importante ligne structurale (l'ensemble de failles Aurigny-Ouessant). Le schéma structural obtenu montre la discontinuité latérale des failles N60° de la Manche occidentale ainsi que l'existence de zones de relais entre failles. La Fosse Centrale peut-être considérée comme un demi-graben initié lors de l'inversion Oligocène de la Manche. Le remplissage de la fosse est caractérisé par un ensemble d'unités présentant pour la plupart des réflecteurs internes progradants de l'Est vers l'Ouest et traduisant un remplissage de type delta lacustre. La Fosse Centrale aurait,

semble-t-il, fonctionné comme un lac exutoire du fleuve Manche, au cours des bas niveaux d'amplitude moyenne du Pléistocène.

- (3) la zone de dépôt constituée par l'ensemble des bancs de la mer Celtique et du delta profond situé au pied des canyons de Shamrock et de Black-Mud. Lors des fortes régressions ayant dépassé 100 m de chute (stades isotopiques: 22, 16, 10, 6, 2), le fleuve Manche a atteint le rebord de la plateforme comme en témoigne la structure interne des bancs de la mer Celtique.

La présentation portera plus particulièrement sur les résultats obtenus au niveau du paléosystème de vallées en Manche centrale. Nous présentons pour ces zones une description morpho-bathymétrique, stratigraphique et structurale. Les zones étudiées révèlent un remplissage polyphasé caractérisé par une succession de phases majeures érosives, de phases de remplissage et de pulsations d'énergie plus faibles érosion/remplissage. La paléomorphologie souligne des directions tectoniques postérieures à la première incision et la morphologie du creusement montre une reprise des incisions au delà de l'isobathe -70 m.

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n°27, 293 p.

INTERET DES ETUDES RHEOLOGIQUES DE SEDIMENTS VASEUX LITTORAUX LE CAS DE L'EMBOUCHURE DE LA SEINE

POSTER

RHEOLOGIC STUDIES OF COASTAL MUDDY SEDIMENT. CASE OF THE SEINE ESTUARY

Sandric LESOURD, Patrick LESUEUR et Jean-Claude BRUN-COTTAN

E.R.-C.N.R.S. 109 "Morphodynamique côtière", Université de Caen, 14032 CAEN Cedex

Les études géomécaniques des sédiments fins sont surtout développées dans le domaine de la stabilité de la pente continentale. Les travaux portant sur l'approche rhéologique de vases carottées, non remaniées, dans le domaine littoral, le sont moins. Dans l'embouchure de la Seine, l'envasement s'est nettement accru au cours des deux dernières décennies, mais présente des fluctuations temporelles notables (Avoine *et al.*, 1996). Ce site offre la possibilité de réaliser une analyse et un suivi des caractéristiques rhéologiques des sédiments vaseux, réalisé dans le cadre du thème "Hydrodynamique et transport sédimentaire" du Programme Seine-Aval, dont l'objectif est de caractériser les processus d'envasement et d'évaluer les flux concernant les sédiments fins.

Il est admis que la teneur en eau (vases consolidées) ou la concentration (vases fluides) sont des paramètres préliminaires mais insuffisants pour appréhender la faculté de remise en suspension d'un sédiment. Pour les sédiments les plus rigides, la méthode généralement adoptée, empruntée à la géotechnique, est l'évaluation de la cohésion non drainée (Cu), admise comme étant la contrainte de cisaillement maximum (Migniot, 1989). Cette évaluation permet de calculer la tension de cisaillement critique (τ_{oc}) qui, comparée à la tension de cisaillement τ_o déduite des données courantologiques, permettra d'estimer dans quelle mesure les sédiments sont susceptibles d'être érodés.

La mesure de la cohésion est réalisée à l'aide d'un scissomètre de laboratoire. Il a été aménagé afin de réaliser les mesures directement dans une carotte à bord d'un bateau. Un box-core permet le prélèvement simultané de deux carottes. Dans la première, un profil d'identification rhéologique est réalisé : description des structures du sédiment extrait par couches centimétriques, mesure de la teneur en eau et microgranulométrie du niveau testé. La seconde, identique, fait l'objet d'une radiographie R.X., permettant d'étudier les successions verticales de faciès et la bioturbation ; elle permet de valider les mesures de cohésion obtenues. Cette étude concerne actuellement une vingtaine de sites ateliers de l'embouchure, choisis pour être représentatifs de l'envasement, ou pour avoir montré une fluctuation temporelle des sédiments superficiels (Lesueur *et al.*, 1997). Cinq sites ont été étudiés à différentes époques de l'année, afin de relier la variabilité saisonnière de la couverture sédimentaire à celle de la cohésion.

Les caractéristiques des vases de l'embouchure de la Seine varient nettement en fonction du site, mais aussi de l'époque de l'échantillonnage. Les valeurs mesurées de la cohésion sont comprises entre 0,3 $kN.m^{-2}$ (vase très molle à l'engainement du chenal de navigation) et 10 $kN.m^{-2}$ (vase compacte du chenal nord). En un même site, elles peuvent évoluer dans un rapport de 1 à 6. Ainsi, à l'embouchure du chenal nord, elles varient de 0,4 $kN.m^{-2}$ (crue de mars 1997) à 2,6 $kN.m^{-2}$. Les analyses effectuées en septembre 1996, en condition d'étiage, montrent que les vases sont alors généralement relativement compactes ($Cu > 5\ kN.m^{-2}$), associées en surface à des lits sableux. L'ensemble apparaît comme un dépôt résiduel des apports de l'hiver précédent. Les flux des sédiments érodés et déposés seront calculés à partir des valeurs de τ_{oc} (déduites de celle de la cohésion) et des valeurs de τ_o fournies par les modèles ou les mesures. Les évaluations actuelles de $\tau_{omax.}$ dans la zone considérée sans tenir compte de l'action de la houle se situent entre 1,5 et 5 $N.m^{-2}$.

Cette étude rhéologique, engagée depuis moins de deux ans, devra être suivie et complétée par l'étude de sédiments plus fluides. Une série de prélèvements réalisés en conditions de petite crue (500 à 800 $m^3.s^{-1}$) a permis la récolte de sédiments "frais", et notamment de crème de vase, sur laquelle des mesures au viscosimètre ont été commencées. En outre, l'estuaire de Seine est caractérisé par l'existence d'une crème de vase très fluide et mobile (la vapie), dont il sera tenté d'étudier le déplacement (sédiment difficilement collectable). L'observation au laboratoire du tassement de sédiments fins de Seine montre que la crème de vase se consolide rapidement, ce qui peut expliquer

l'envasement du site alors que l'énergie dissipée par l'écoulement (courants de marée, vagues) est importante.

La reconnaissance des paramètres rhéologiques de la vase de Seine a plusieurs applications fondamentales et appliquées. Dans le cadre du Programme Seine-Aval, l'association de nombreux contaminants aux sédiments fins rend prioritaire le suivi et la modélisation du comportement de ces derniers.

Références

Avoine J., Lesueur P., Rouault T. (1996) Evolution morphologique et couverture sédimentaire de l'estuaire de Seine. Actualisation et fluctuations. *Programme Scientifique Seine Aval, Rapport 1995/FIN-1 (Thème Hydrodynamique et transport sédimentaire)*, 2-20.

Lesueur P., Lesourd S., Auffret J.-P., Avoine J., Brun-Cottan J.-C., Levoy F. (1997) Etat des connaissances sur la distribution et l'évolution des sédiments fins dans l'estuaire de la Seine. *Programme Scientifique Seine Aval, Rapport 1996/FIN-1 (Thème Hydrodynamique et transport sédimentaire)*, 82-115.

Migniot C. (1989) Tassement et rhéologie des vases. *La Houille blanche, Grenoble*, 1 : 11-29 ; 2 : 95-111.

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n° 27, 293 p.

FLUX CONTINENTAUX SEDIMENTES DANS LES VASIERES DE LA PLATE-FORME ATLANTIQUE FRANÇAISE

SEDIMENT FLUXES TO THE CONTINENTAL SHELF MUD DEPOSITS IN BAY OF BISCAY (FRANCE)

Patrick LESUEUR[1], Jean-Marie JOUANNEAU[2], Olivier WEBER[2], Jean-Pierre TASTET[2]

[1] E.R.-C.N.R.S. 109, "Morphodynamique côtière", Université de Caen, 14032 CAEN Cedex

[2] U.R.A.-C.N.R.S. 197, Département de Géologie et Océanographie, Université de Bordeaux I, Avenue des Facultés, 33405 TALENCE Cedex

Dans le cadre d'études portant sur les processus de transfert particulaire de l'estuaire de la Gironde vers la marge, l'enregistrement de la sédimentation fine sur le plateau continental aquitain fait l'objet, depuis dix ans, d'analyses à haute résolution. Il a été montré que les vasières de plate-forme interne, alimentées par cet estuaire, sont d'âge historique et actuellement fonctionnelles (Lesueur *et al.*, 1989). Leur établissement récent a été expliqué par le phénomène d'hystérésis du comblement estuarien depuis la relative stabilisation du niveau marin au cours des 6000 dernières années. L'expulsion naturelle des M.E.S. a été amplifiée par les actions anthropiques telles la déforestation du continent au cours des 2000 dernières années et l'aménagement de l'estuaire au cours des derniers siècles (Lesueur *et al.*, 1996).

La reconnaissance des vasières Ouest et Sud Gironde est facilitée par la relative constance de leurs limites et leurs dimensions modestes : 600 km^2 et 4 m d'épaisseur au maximum. Une reconnaissance géophysique dense et une centaine de carottages ont été réalisés, qui en font une des zones de décantation fine de plate-forme les mieux connues au monde.

L'estimation des taux de sédimentation, des flux d'origine continentale et de leurs variations au cours du temps a été entreprise en quatre sites des vasières girondines. Elle s'appuie sur des données radiochronologiques (^{14}C) et des marqueurs palynologiques identifiés à différentes profondeurs du dépôt des vases argilo-silteuses et du substrat sablo-graveleux. Les taux moyens de sédimentation sont de l'ordre de 0,2 à 0,3 $cm.an^{-1}$. Les flux d'origine continentale résultants sont de l'ordre de 0,10 à 0,35 $g.cm^{-2}.an^{-1}$. Ces valeurs fluctuent dans le temps et en fonction de la situation géographique.

Les valeurs minimales (< 0,2 $cm.an^{-1}$ soit < 0,10 $g.cm^{-2}.an^{-1}$) sont enregistrées :

- (i) à la base de la colonne sédimentaire dans les dépôts antérieurs à 500 ans BP et généralement plus silto sableux,
- (ii) dans les situations géographiques distinctes suivantes : en zone interne de faible profondeur (< 40m) où l'agitation est intense (courants de marée et remises en suspension par les houles) et en zone externe (> 60 m), dans la partie éloignée de la source estuarienne.

Les valeurs maximales de flux (0,4 à 0,5 $cm.an^{-1}$ soit 0,40 $g.cm^{-2}.an^{-1}$) correspondent aux dépôts superficiels du dernier siècle et à la zone centrale de 40 à 50 m de profondeur, dépocentre des corps sédimentaires pélitiques où l'épaisseur est maximale.

Ces flux enregistrés au cours du dernier siècle ont par ailleurs fait l'objet d'une évaluation particulière à l'aide du ^{210}Pb en excès mesuré dans les premiers décimètres du sédiment superficiel, sur six carottes de différents sites des vasières girondines et deux carottes de la Grande Vasière, qui s'étend sur plus de 250 km, de la Bretagne au haut-fond de Rochebonne. Les remaniements d'origine biologique ayant été négligés, les taux de sédimentation ainsi évalués sont des valeurs maximales. Toutefois, les résultats sont du même ordre de grandeur que ceux obtenus avec les marqueurs concernant l'ensemble du dépôt. Ils confirment les résultats précédents en les précisant.

Dans la zone la plus côtière des vasières girondines (< 40m), ont été mesurés des taux de sédimentation inférieurs à 0,1 $cm.an^{-1}$. On y observe aussi des zones de non-dépôt résiduel, marquées par l'affleurement de sédiments d'âge supérieur au siècle, en accord avec une étude préliminaire antérieure (Jouanneau *et al.*, 1989). Les sédiments y sont caractérisés par des alternances rapides de faciès argileux et sableux attribuées à la succession de phases d'expulsion massive du bouchon vaseux (crues majeures, périodes de vives-eaux) et de phases érosives imputables aux tempêtes hivernales (Lesueur et Tastet, 1994). Les plus forts taux de sédimentation sont mesurés vers 50 m de profondeur (0,55 $cm.an^{-1}$). Cette valeur importante est cohérente avec l'évaluation antérieure faite sur

le même site et calée sur le repère palynologique du pin maritime (Lesueur *et al.*, 1989). Les taux de sédimentation décroissent vers le large de l'ordre de 0,3 $cm.an^{-1}$ à 58 m, à 0,10 $cm.an^{-1}$ à 74 m de profondeur dans la zone distale de la vasière Ouest-Gironde.

La reconnaissance des taux de sédimentation dans les sédiments superficiels par la méthode du ^{210}Pb, a été étendue à deux sites de la partie méridionale de la Grande Vasière. Cette entité sédimentaire est en fait relativement discontinue et composée d'une faible épaisseur (1 m en moyenne) de matériel sablo-vaseux (25% de vases en moyenne). Les sédiments superficiels sont organisés en une succession de petites séquences granodécroissantes, d'ordre décimétrique, qui se rapprochent de celles décrites dans les dépôts de la plate-forme aquitaine. Seule la région du "Trou de Rochebonne", 95 m de profondeur, située au pied de l'affleurement de socle, montre plusieurs mètres de véritables dépôts vaseux. Malgré l'éloignement des sources terrigènes (Gironde et Loire), le taux de sédimentation en ce site est de 0,22 $cm.an^{-1}$ (valeur maximale). Sur une carotte prélevée plus au nord, à la latitude de l'île d'Yeu, et à une profondeur d'eau identique (100 m), le taux de sédimentation est tout à fait comparable, avec une valeur maximale de l'ordre de 0,25 $cm.an^{-1}$.

Ces évaluations de taux de sédimentation fine à partir des radionucléides sont les premières réalisées sur la plate-forme atlantique française. Elles intéressent une région concernée par une agitation importante, une bioturbation parfois intense et une action anthropique notable (chalutages). Dans les vasières de plateau interne girondines, les taux de sédimentation donnent des résultats cohérents du point de vue de leur distribution géographique Ils illustrent, selon un transect perpendiculaire à la côte, les différences de contexte d'alimentation et d'agitation qui conditionnent les taux de sédimentation et de préservation des éléments fins. Les mesures réalisées dans les sédiments superficiels du dépocentre de la vasière Ouest-Gironde indiquent une augmentation des flux continentaux pélitiques, et donc des expulsions estuariennes, au cours du dernier siècle. Dans la Grande Vasière, malgré l'éloignement des sources, une sédimentation fine notable est enregistrée, confirmant le rôle efficace de piège de cet ensemble de plate-forme médiane pour les flux solides continentaux apportés en suspension depuis la Gironde et la Loire.

Références

Jouanneau J.M., Weber O., Latouche C., Vernet J.P., Dominik (1989) Erosion, non-deposition and sedimentary processes through a sedimentological and radioisotopic study of surficial deposits from the "Ouest-Gironde vasière" (Bay of Biscay), *Continental Shelf Research*, 9, 325-342.

Lesueur P., Weber O., Marambat L., Tastet J.P., Jouanneau J.M., Turon J.L. (1989) Datation d'une vasière de plate-forme atlantique au débouché d'un estuaire. La vasière à l'Ouest de la Gironde (France) est d'âge historique (VIe siècle à nos jours).*C. R. Acad. Sc., Paris, série II,* 308, 935-940.

Lesueur P., Tastet J.P. (1994) Facies, internal structures and sequences of modern-derived muds on the Aquitaine inner shelf, France. *Marine Geology*, 120, 267-290.

Lesueur P., Tastet J.P., Marambat L. (1996) Shelf mud fields formation within historical times : examples from offshore the Gironde estuary, France. *Continental Shelf Research*, 16, 14, 1849-1870.

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n° 27, 293 p.

L'ENVASEMENT DE L'ESTUAIRE DE LA SEINE, RESULTAT D'UN COMBLEMENT ACCELERE PAR UN SIECLE D'AMENAGEMENTS

THE SILTING UP OF THE SEINE ESTUARY RESULTS FROM AN ACCELERATED INFILLING, AS A CONSEQUENCE OF HUMAN IMPACT

Patrick LESUEUR[1], Sandric LESOURD[1], Jacques AVOINE[2], Jean-Paul AUFFRET[1]

[1] E.R.-C.N.R.S. 109, "Morphodynamique côtière", Université de Caen, 14032 CAEN Cedex
[2] Département de Géologie, Université de Caen, 14032 CAEN Cedex

A niveau marin relativement stabilisé, l'étape ultime de l'évolution d'un estuaire est son comblement. Différents modèles sont envisageables, avec une vitesse de remplissage sédimentaire variable en fonction de divers paramètres :

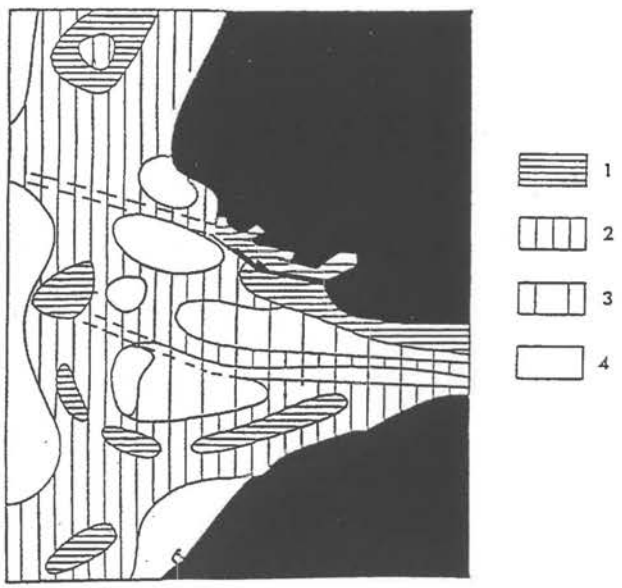
(i) l'incision anté-holocène induisant l'espace disponible initial,
(ii) les caractéristiques hydrodynamiques qui conditionnent l'évolution morphologique,
(iii) le volume des apports solides d'origine continentale et marine.

Dans les milieux estuariens actuels qui font l'objet d'importants enjeux économiques, la morphodynamique naturelle a souvent été modulée de manière importante depuis le siècle dernier par des interventions anthropiques marquantes : endiguements, poldérisation, dragages. La Seine présente à cet égard un intéressant exemple d'estuaire dont l'évolution a été largement influencée par l'intervention humaine, et pour lequel un grand nombre de données morphologiques (cartes bathymétriques) et sédimentologiques (données de faciès sédimentaires) sont disponibles depuis le XIXe siècle.

Un bilan réalisé au cours des quatre dernières années dans le cadre du Programme scientifique Seine Aval permet d'observer (Avoine *et al.*, 1996 ; Lesueur *et al.*, 1997) :

- une tendance générale à l'envasement de l'embouchure et des abords marins, indiscutable depuis les études entreprises vingt ans auparavant (Avoine, 1981),

- une grande variabilité saisonnière des dépôts superficiels de la partie aval de l'estuaire en réponse aux fluctuations des apports solides fluviatiles et surtout des conditions d'agitation locales, confirmant les observations antérieures (Avoine et Crevel, 1986).



Carte synthétique des fluctuations de la sédimentation vaseuse à l'aval de la Seine

1 : zone d'envasement dominant permanent, 2 : zone d'envasement dominant mais fluctuant, 3 : zone d'envasement temporaire, 4 : zone exempte d'envasement.

En comparant la distribution actuelle des sédiments superficiels avec les observations faites depuis le milieu du XIXe siècle (documents anciens du S.H.O.M.), on constate que l'embouchure est passée d'une situation où prédominaient les cailloutis et graviers (au XIXe siècle) à un stade de comblement par des sables, et localement des placages vaseux, dans les chenaux et les zones marginales (au début du XXe siècle), pour aboutir à la généralisation de l'envasement observée au cours des années 1970 et largement amplifiée depuis cette date.

L'évolution de ce système estuarien aboutit à un stade de pré-sénilité modelé par les interventions anthropiques. Le comblement résulte du déplacement vers l'aval du dépocentre sédimentaire par réduction de l'espace disponible dans l'estuaire amont. Il se traduit par une réduction du volume en eau de l'estuaire (toujours supérieure à 4.10^6 m^3/an depuis 1978), par une diminution drastique de l'aire intertidale des vasières et par la nette progradation du delta sableux tidal vers la Baie de Seine orientale. Dans le profil longitudinal de l'estuaire, la zone de dépôts vaseux suit un déplacement vers l'aval, conforme aux modifications morphologiques. Dans le chenal de navigation aménagé, où les courants de marée sont très énergiques et les dragages d'entretien intensifs, les sédiments holocènes sont par endroits peu épais et les vases sont présentes en situation transitoire (échelle de temps de l'ordre du cycle semi-lunaire au cycle saisonnier). Les dépôts fins permanents à plus long terme (échelle de temps saisonnière à pluridécennale) sont enregistrés au niveau de l'embouchure, dans l'espace subtidal des faibles profondeurs ouvertes au large et soumises à l'agitation locale. Les houles prennent dès lors une grande importance dans une région naturellement dominée par la marée. Des volumes considérables de vases en cours de consolidation sont remaniés, partiellement réintroduits dans le stock de matériel en suspension (bouchon vaseux et crème de vase) et déplacés soit vers le large, soit vers l'estuaire interne. Ainsi, l'estuaire de Seine est progressivement passé, vis à vis du matériel vaseux, d'une situation de puits à une situation de source, notamment pour les fonds marins adjacents.

Un ensemble d'études géomorphologiques, sédimentologiques, rhéologiques et géochimiques sont en cours dans le cadre du thème "Hydrodynamique et transport sédimentaire" du Programme Seine Aval. Ces études ont notamment pour objectifs de rechercher l'origine des matériaux de comblement, de préciser les processus de déplacement des sédiments et d'évaluer les flux de matériel transporté, en accordant une attention toute particulière aux vases et à la modélisation de leur comportement. A cause des éléments contaminants qui leur sont associés, la diminution du potentiel de stockage à long terme de ces vases et la réduction de leur temps de résidence en domaine estuarien soulève d'importants problèmes d'environnement qui justifient pleinement leur étude.

Références

Avoine J. (1981) L'estuaire de la Seine : sédiments et dynamique sédimentaire. *Thèse 3^e cycle, Université de Caen*, 236 pp.

Avoine J., Crevel L. (1986) Influence des apports fluviatiles en Baie de Seine. In : *La Baie de Seine, Actes de Colloque n°4, IFREMER éd.*, 125-134.

Avoine J., Lesueur P., Rouault T. (1996) Evolution morphologique et couverture sédimentaire de l'estuaire de Seine. Actualisation et fluctuations. *Programme Scientifique Seine Aval, Rapport 1995/FIN-1 (Thème Hydrodynamique et transport sédimentaire)*, 2-20.

Lesueur P., Lesourd S., Auffret J.-P., Avoine J., Brun-Cottan J.-C., Levoy F. (1997) Etat des connaissances sur la distribution et l'évolution des sédiments fins dans l'estuaire de la Seine. *Programme Scientifique Seine Aval, Rapport 1996/FIN-1 (Thème Hydrodynamique et transport sédimentaire)*, 82-115.

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n° 27, 293 p.

INDICES SEDIMENTOLOGIQUES LACUSTRES DE PALEOSEISMICITE DANS LES ALPES, L'ALTAI ET LE TIEN-SHAN.

LACUSTRINE SEDIMENTOLOGICAL EVIDENCES OF PALEOSEISMICITY, IN THE ALPS, ALTAI AND TIEN-SHAN.

Vincent LIGNIER*, Christian BECK*, Marc DEBATIST**, Jan KLERKX***, Yvan KALUGIN**** et Boris SHERBOV****.

(*) Université de Savoie, Laboratoire de géodynamique des Chaînes Alpines, UPRES-A CNRS5025, F-73376 Le bourget du Lac Cedex.
(**) Université de Gand, Renard Center of Marine Geology, 281 S8 Krigslaan, B- 9000 Gand, Belgique.
(***) Royal Museum of Central Africa, B-3080 Tervuren, Belgique.
(****) United Institute of Geology, Geophysics, and Mineralogy, Novosibirsk, Russia.

Cette approche de la paléoseismicité se base sur l'étude sédimentologique et morphologique de destructurations synsédimentaires dans des sédiments lacustres quaternaires. Le Trièves (Alpes), le lac Teletzkoye (Altaï) et le lac Issyk-Kul (Tien-Shan) sont situés dans des régions tectoniquement actives, et présentent des dépôts paléolacustres permettant ce type d'étude.

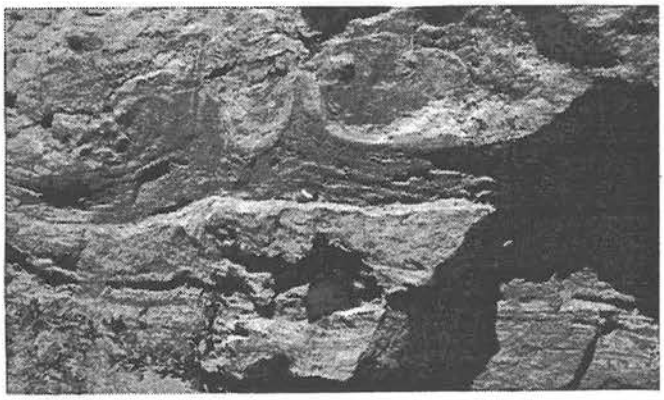
La région du Trièves, située dans les Alpes Occidentales françaises, au sud de Grenoble forme une vaste dépression entre les massifs cristallins externes et les chaines subalpines. Des argiles varvées (Les Argiles du Trièves) se sont déposées dans le paléolac du Trièves, au Würm, alors que le glacier de l'Isère barrait la vallée du Drac jusqu'à l'actuel lac de Monteynard (Montjuvent,1973). Cette formation affleure actuellement en banquettes résiduelles, et offre de bons affleurements, notamment à la faveur des glissements de terrains qui l'affectent. Un carottage géotechnique de plus de 50m et plusieurs observations de terrain ont permis une étude précise de la lamination de ces fines alternances silto-argileuses.

Des niveaux destructurés ont été observés sur la carotte et le terrain. Ces destructurations synsédimentaires s'apparentent pour la plupart, à des niveaux de ball-and-pillows, à des perturbations d'origine thixotropique interprétées généralement comme des séismites. Leur étude sédimentologique (composition, granulométrie) montre l'indépendance du phénomène destructurant vis a vis du milieu de sédimentation et de leur caractéristiques sédimentologique. Le contexte structural et géodynamique actifs du Trièves (accidents crustaux important et sismicité historique proche), permet d'invoquer une origine sismique des phénomènes destructurant.

Pour étayer ou infirmer cette probable origine sismique, des observations morphostructurales de ces séismites ont été menées afin de les caractériser plus précisément. Des coupes sériées ont été réalisées sur l'affleurement, sur la carotte et par scanner-X sur quelques échantillons. Elles ont permis d'obtenir des images en 3D de ces destructurations. Des modélisations analogiques, réalisées en physique des matériaux, montrent que l'application de différentes vibrations à des matériaux granulaires, conditionne leur organisation morphostructurale, dépendant de la fréquence et de l'accélération des ondes appliquées (Daoudy et al.,1989). Des similitudes entre la morphologie des séismites du Trièves et celles obtenues par les modélisations analogiques sur matériaux granulaires, appuient l'interprétation de l'origine sismique de ces destructurations.

Une campagne de sismique-réflexion et de terrain, a été réalisée en juillet 1997 sur le Lac Issyk-Kul dans le Tien-Shan (Kyrgyzstan) pour étudier l'évolution spatio-temporelle de la sédimentation, ainsi que l'activité tectonique récente à travers la déformation des sédiments. Une campagne de carrotage et de terrain sur le Lac Teletzkoye en Altaï (Russie), a été réalisée en aout 1997 pour étudier la sédimentation du lac et son influence par les phénomènes climatiques et tectoniques.

Ces deux lacs sont situés dans des régions géodynamiquement actives, résultant du poinçonnement de l'Inde dans la plaque asiatique.
Le lac Issyk-Kul (1606m d'altitude) est situé dans un bassin linéaire intra-chaîne, orienté E-W, chevauché au Nord et au Sud par les chaines du Kungei Alatoo (4770 m d'altitude) et du Teskei Alatoo (5200 m d'altitude). Le raccourcissement actuel mesuré par GPS est de l'ordre de 15 mm.a^{-1} (Abdrakhmatov et al.,1996). D'autre part la région est toujours sismiquement très active (plus de 25 séismes de magnitude supérieure à 6 de 1885 à 1992).
Le lac Teletzkoye, au coeur de l'Altaï, s'est ouvert dans un contexte de rifting intracontinental, par le jeu de failles décrochantes. Ces failles ont été la source de séismes historiques important et semblent toujours actives, mais à plus d'une centaine de kilomètres au S-E du site.
Ces deux lac permettent d'observer à la fois les sédiments actuels, mais aussi des sédiments paléolacustres : aux abords d'Issyk-Kul et de Teletzkoye, dans des dépôts paléolacustres quaternaires, des destructurations synsédimentaires de type ball-and pillows, ont été observées. Ces destructurations présentent au premier abord des similitudes morphologiques avec celles du Trièves, et celles décrites par d'autres auteurs (Montenat, Sims, Seilacher, Dugué...). L'étude approfondie de ces destructurations, devrait nous permettre de préciser leur origine sismique et d'enrichir les observations réalisées sur les Argiles du Trièves.



I 1 m I

Destructurations de type Ball-and-Pillows dans les dépôts paléolacustres quaternaires du Lac Issyk-Kul (Tien-Shan, Kyrgyzstan).

Références bibliographiques

Abdrakhmatov et al, decembre1996. *Nature*. vol 384, n°6608; 450-453.
Daoudy et al, 1989, in Jaeger et al, 1996. *Physics Today*, april 1996; 32-38
Dugué, 1995 . C. R. Acad. Sci. Paris. 321: 193-200.
Monjuvent, 1973. *Geologie Alpine*, t 49; 57-118.
Montenat, 1980. *Bull.Soc.Geol.Fr.* t. XXII3:501-509.
Seilacher, 1969. *Sedimentology*. 13:155-159.
Sims, 1975. *Tectonophysics*. 29:141-152.

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n° 27, 293 p.

Comparaison entre la stratigraphie sismique haute résolution et la stratigraphie séquentielle haute résolution avec comme exemple les formations mixtes du Boulonnais (Jurassique supérieur, Nord de la France).

Comparison between high-resolution seismic stratigraphy and high-resolution sequence stratigraphy approaches applied to the mixed formations of the Boulonnais (Upper Jurassic, Northern France)

Geoffroy MAHIEUX[1], Jean-Noël PROUST[1],
Bernadette TESSIER[1], Marc DEBATIST[2].

[1]Sédimentologie et Géodynamique, Université de Lille I,
59655 Villeneuve d'Ascq Cedex, France
[2]Renard Centre of Marine Geology, University of Gent,
Krijgslaan 281 s8, 9000 Gent, Belgium

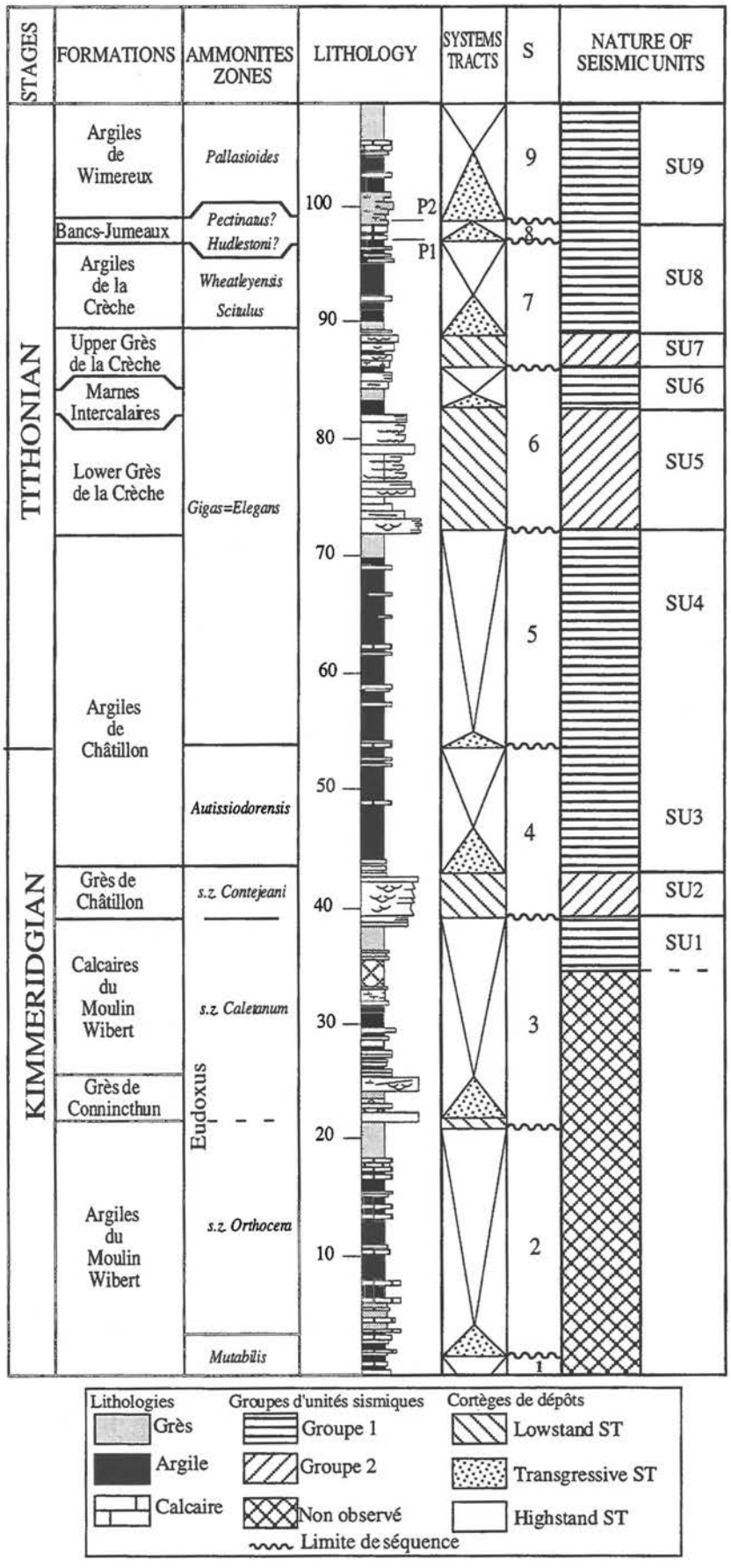
Several high-resolution seismic surveys were performed in the Boulonnais area whose substratum is made up of the mixed formations of Upper Jurassic age. The seismic data allow one to carry out a detailed analysis of the succession in terms of high-resolution seismic stratigraphy. The results of this study were then compared with the high-resolution sequence stratigraphic framework of these formations that has been recently analysed onshore from the cliff outcrops. The comparison evidences that seismic data provide some complementary information with respect to the onshore sequence stratigraphy analysis : the geometrical relationships of sequences and surfaces (toplap, downlap) are better defined on the seismic profiles. The different systems tracts, depositional sequences and sequence boundaries identified onshore can be recognized as well on the seismic profiles. Based on the identification of downlap and toplap surfaces, one of the major contribution of the seismic data is to point out that the sandstone bodies isolated in offshore clayish facies are sharp-based shorefaces deposits induced by forced regressions.

Durant ces dernières années, plusieurs missions de sismique réflexion haute résolution (sparker monotrace de type CENTIPEDE) ont été réalisées au large du Boulonnais. Dans ce secteur, le substratum est composé par les formations mixtes silico-carbonatées du Jurassique supérieur (Kimméridgien - Tithonien) qui représentent l'équivalent stratigraphique des roches mères pour les dépôts d'hydrocarbures de la Mer du Nord. La succession sédimentaire, d'une épaisseur d'environ 130 m, est composée d'argiles, de grès et de calcaires qui affleurent parfaitement le long des falaises bordant la côte depuis Boulogne/mer au Cap Gris-Nez, et situées à quelques centaines de mètres seulement des profils sismiques.

Avec une pénétration maximale de 100 m et une résolution verticale d'environ 1 m dans les 30 ms supérieures, les données sismiques permettent une analyse détaillée en stratigraphie sismique haute résolution. L'analyse repose sur l'identification des différents faciès sismiques et unités sismiques, et sur la caractérisation des relations géométriques entre les réflecteurs. Les résultats de cette étude ont pu ensuite être comparés avec ceux obtenus par l'étude en stratigraphie séquentielle haute résolution menée récemment dans les affleurements en falaise.

Les premiers résultats de comparaison témoignent que les données sismiques fournissent une information complémentaire (Figure). Par exemple, les relations géométriques des séquences et leurs surfaces (toplap, downlap) sont mieux identifiées sur les profils sismiques, alors qu'elles ne le sont pas à terre. Les différentes séquences de dépôts, avec leurs limites et leurs cortèges, notamment les cortèges transgressifs et régressifs, qui sont reconnus à l'affleurement, sont également identifiables en sismique. De plus, la comparaison montre qu'un faciès sismique donné peut être rattaché à un faciès lithologique présumé. En revanche, les surface d'inondation maximale n'ont aucune signature spécifique en sismique. Basée sur l'identification des surfaces de downlap et de toplap (non détectables à terre), l'un des apports majeures des données sismiques, par rapport au découpage séquentiel réalisé à terre, réside dans la mise en évidence que les corps gréseux isolés dans les argiles marines sont des dépôts de type "sharp-based shorefaces" induits par des régressions forcées.

La suite de l'étude portera sur la génération de logs d'impédance et de profils synthétiques pour les comparer avec les données sismiques.


STAGES
FORMATIONS
AMMONITES ZONES
LITHOLOGY
SYSTEMS TRACTS
S
NATURE OF SEISMIC UNITS
TITHONIAN
KIMMERIDGIAN
Argiles de Wimereux
Bancs-Jumeaux
Argiles de la Crèche
Upper Grès de la Crèche
Marnes Intercalaires
Lower Grès de la Crèche
Argiles de Châtillon
Grès de Châtillon
Calcaires du Moulin Wibert
Grès de Conninchun
Argiles du Moulin Wibert
Pallasioides
Pectinatus?
Hudlestoni?
Wheatleyensis
Scitulus
Gigas=Elegans
Autissiodorensis
s.z. Contejeani
s.z. Caletanum
Eudoxus
s.z. Orthocera
Mutabilis
100
90
80
70
60
50
40
30
20
10
P2
P1
9
8
7
6
5
4
3
2
1
SU9
SU8
SU7
SU6
SU5
SU4
SU3
SU2
SU1
Lithologies
Grès
Argile
Calcaire
Groupes d'unités sismiques
Groupe 1
Groupe 2
Non observé
Limite de séquence
Cortèges de dépôts
Lowstand ST
Transgressive ST
Highstand ST

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n° 27, 293 p.

ENVIRONNEMENTS DE DEPOT DES "SABLES BIGARRES" TURONIENS DE LA VALLEE DU RHONE (SUD-EST, FRANCE).

POSTER

DEPOSITIONAL ENVIRONMENTS OF TURONIAN "VARIEGATED SANDSTONES", RHONE VALLEY (SOUTH-EAST FRANCE).

Fabrice MALARTRE*, Francis AMEDRO**, Serge FERRY*** & Philippe RAZIN****

* Institut National Polytechnique de Lorraine, Ecole Nationale Supérieure de Géologie, UMR "G2R" (EP 578), 94 avenue de Lattre de Tassigny, BP 452, 54001 NANCY CEDEX.
** 26 rue de Nottingham, 62100 CALAIS.
*** Université Lyon I, Centre des Sciences de la Terre, UMR 5565, 27-43 boulevard du 11 novembre, 69622 VILLEURBANNE CEDEX.
**** Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Département Infrastructure Géologique et Géophysique, 3 avenue Claude Guillemin, BP 6009, 45060 ORLEANS CEDEX 2.

Il est classiquement admis, depuis la fin du siècle dernier, que la majeure partie des sables blancs et colorés de la moyenne vallée du Rhône se sont déposés en régime continental pendant l'Eocène. Le problème est qu'en partant du massif d'Uchaux ou bien du massif de la Cèze, situés plus au Sud, où les formations sableuses sont datées du Turonien, on passe au niveau du bassin de Valréas à des formations identiques attribuées à l'Eocène. Mais tous les sables cartographiés en Eocène sur la carte de Valréas au 50 000ème ne sont pas à rapporter au Turonien. Il semblerait que seuls les affleurements les plus méridionaux (région de Saint Paul Trois Châteaux-Bollène) soient dans ce cas, tandis que ceux situés dans la région de Roussas-Chantemerle correspondent au Vraconien.

Le secteur le plus remarquable est situé près de Solérieux (Drôme) où tout un ensemble d'affleurements est exposé à la faveur de l'exploitation des sables blancs. Porthault et Truc (1969) ont découvert dans ce gisement une faune de mollusques et notamment d'ammonites qui leur a permis de remettre en question la systématique attribution à l'Eocène des sables bigarrés de cette région. De récentes récoltes ont confirmé cette abondance de faune. L'association d'ammonites est caractéristique du Turonien supérieur, zone à *Romaniceras deverianum* et zone à *Subprionocyclus neptuni*.

La coupe de Solérieux débute dans des sables blancs dont la base n'est pas visible. Ces sables présentent des mégarides à stratification oblique tangentielle. De la base au sommet, on peut noter une diminution de la tailles des structures, depuis des mégarides métriques à des mégarides décimétriques. Des SCS, des HCS et des rides de houle ont été aussi observés. On se trouve dans dans un environnement de type shoreface dont la partie tout à fait terminale est caractérisée par un litage de lamines subplanes qui annonce un environnement de plage. Au dessus de cette masse sableuse, on passe à des dépôts radicalement différents de par leur nature et leur organisation interne. Ils sont organisés en petites séquences, l'ensemble étant visible sur quelques mètres. Ils reposent sur les sables blancs par l'intermédiaire d'une surface de ravinement. On a tout d'abord un niveau gréso-glauconieux à structures obliques tangentielles très plates. A l'intérieur de cette unité se rencontrent de petites rides et un litage de type "wavy-bedding". La faune de mollusques a été récoltée dans ces niveaux. Des argiles bariolées viennent recouvrir ces barres glauconieuses. Il s'agit d'argiles silteuses vert à ocre qui présentent au sommet une teinte rouge (altération ?) caractéristique qui peut diffuser plus ou moins profondément dans l'ensemble des argiles. Ces argiles ne contiennent aucune faune par opposition aux barres glauconieuses. Les lavages effectués dans ces argiles ne révèlent pas non plus ici de microfaune et les résidus sont uniquement constitués par du quartz et surtout des micas blancs. Les seules indices d'une activité animale sont fournis par quelques terriers. En termes d'environnement de dépôt, se développeraient des barres littorales formant des cordons protecteurs en arrière desquelles s'étendraient des vasières côtières. On a donc des unités constituées tout d'abord par

des barres gréseuses, puis des argiles et terminée par une surface d'émersion qui permet l'altération des argiles (marmorisation). Ce motif élémentaire se répète trois fois sur la verticale. Le sommet est raviné par la molasse miocène à nodules algaires de mélobésiées.

Dans les forages de l'ANDRA (secteur de Marcoule, Gard), les petits unités sommitales sont reconnaissables et les argiles sont noires, sans aucune trace d'altération. L'analyse micropaléontologique (dinoflagellés, nannoflore) réalisée sur ces niveaux montre qu'il s'agit de faciès de baie. Ainsi la signification précise de ces petites unités n'est pas encore très claire. Y-a-t-il réellement des surfaces d'émersion successives ou bien s'agit-il localement d'une altération latérale sous couverture d'age tertiaire ?

Dans le massif d'Uchaux, situé plus au Sud, la formation stratigraphiquement équivalente aux sables bigarrés du Tricastin correspond ici à la formation dite des "sables de Montmout". Celle-ci repose sur des grès altérés de shoreface (grès de Boncavaïl). Au-dessus se développe un petit cycle transgressif débutant par des graviers roulés (plage transgressive), se poursuivant par des grès grossiers bioturbés, qui passent ensuite à des grès à débris de coraux et de rudistes puis à des marnes schisteuses noires surmontées par un niveau rouge d'altération. La masse principale des sables de Montmout scelle une surface d'érosion majeure, marquant un abaissement inmportant du niveau de base, qui ravine localement les marnes noires. La série transgressive débute par des sables fluviatiles qui passent progressivement à des sables estuariens avant les grès glauconieux franchement marins du passage Turonien-Coniacien. *Subprionocyclus neptuni*, ammonite de zone du Turonien supérieur a été trouvée sous les grès de Boncavaïl.

Au Nord, au niveau de la terminaison occidentale du synclinal de Dieulefit (Aleyrac), il n'est possible d'observer que la partie correspondant aux sables blancs, connus ici sous le nom de "sables des Raymonds". Il s'agit du meilleur affleurement permettant de mettre en évidence de manière incontestable l'inflence des marées. En effet, on peut voir des mégarides à faisceaux construits par accrétion latérale, de géométrie tangentielle à concave. Ces faisceaux sableux montrent des drapages argileux formés pendant les périodes d'étale des cycles tidaux. Ces faisceaux sigmoïdaux passent latéralement à des alternances gréso-argileuses. On constate dans ces dernières des phénomènes de dilatation et d'amincissements des lits reflétant les cycles semi-lunaires vives-eaux/mortes-eaux. Cette organisation se retrouve aussi dans les faisceaux obliques successifs. L'organisation nette du litage constituant le cycle de marée exclut toute action des vagues et des tempêtes au moment et sur le lieu même du dépôt. Des doublets argileux très fins, encadrant de minces niveaux sableux ont été mis en évidence, permettant de caractériser la zone subtidale. Les sables reposent dans ce secteur sur des mégarides gréseuses qui ont livré un ensemble de faune de la base de la zone à *Romaniceras deverianum*, c'est-à-dire de la base du Turonien supérieur.

Ainsi, les formations sableuses reconnues et datées du Turonien supérieur dans la moyenne vallée du Rhône sont caractéristiques d'un environnement côtier dominé, suivant les endroits, soit par les processus de marées ou de vagues.

PORTHAULT B. & TRUC G. (1969) - Sur l'âge crétacé de formations sableuses réputées éocènes dans le Tricastin (Drôme). - C.R. Acad. Sci. Paris, 268, 2017-2018.

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n°27, 293 p.

PREMIERE DESCRIPTION SEDIMENTOLOGIQUE ET CARACTERISATION STRATIGRAPHIQUE DU RHETIEN DE LA REGION LYONNAISE (SUD-EST, FRANCE).

POSTER

FIRST SEDIMENTOLOGICAL DESCRIPTION AND STRATIGRAPHIC AGE OF RHAETIAN DEPOSITS, LYON VICINITY (SOUTH-EAST FRANCE).

Fabrice MALARTRE*, Bernard COURTINAT** & Fabienne GIRAUD**

* Institut National Polytechnique de Lorraine, Ecole Nationale Supérieure de Géologie, UMR "G2R" (EP 578), 94 avenue de Lattre de Tassigny, BP 452, 54001 NANCY CEDEX.
** Université Lyon I, Centre des Sciences de la Terre, UMR 5565, 27-43 boulevard du 11 novembre, 69622 VILLEURBANNE CEDEX.

La série triasique lyonnaise n'est connue que par une reconstitution obtenue à partir d'affleurements épars et de qualité très inégale. La limite Trias-Jurassique est actuellement inconnue à l'affleurement. La dernière coupe complète de ce passage a été décrite par Falsan et Locard (1866).

Dans le cadre d'un projet de contournement ouest de l'agglomération lyonnaise (future A89), des sondages ont été effectués dans la vallée de l'Azergues (Bas-Beaujolais). Nous avons ainsi à disposition un enregistrement continu depuis le socle paléozoïque (série métamorphique de la Brévenne) jusqu'aux sédiments carixiens. Les observations de ces carottes ont été complétées par l'analyse d'une coupe levée dans une ancienne adduction d'eau souterraine située dans le Mont d'Or lyonnais.

Dans le Mont d'Or lyonnais (Courel, 1984), le passage Trias-Jurassique est assimilé à environ 12 mètres d'une série composée d'une alternance de marnes et grès à dents et écailles de vertébrés (bone bed) et de calcaires dolomitiques à *Avicula contorta* ; la présence de ce bivalve signant l'appartenance au Rhétien.

Pour la première fois, le Rhétien est caractérisée palynologiquement. Sur le plan biostratigraphique, les associations palynologiques de la région lyonnaise sont rapportées à la zone d'assemblage à *Rhaetipollis germanicus*. La présence de *Anaplanisporites echinatus*, l'un des rares vrais marqueurs du Rhétien, précise cet âge. Ces associations sont caractérisées par l'absence complète ou épisodique voire la très grande rareté d'éléments typiques des associations européennes comme *Aratrisporites*, *Densosporites*, *Triancosporites*, *Zebrasporites*, *Granulaperculatipollis* ou *Lunatisporites*. On note occasionnellement une forte fréquence du dinoflagellé *Rhaetogonyaulax rhaetica*. Ainsi le Rhétien lyonnais apparaît comme étant palynologiquement très typé par rapport aux associations décrites dans des secteurs géographiques proches (Jura, Bas Dauphiné, Ardèche).

Sur les trois sondages carottés, seuls deux (X1, qui est le plus complet et C1) ont traversé le Rhétien ; le troisième (X2) débutant directement avec les faciès gréseux du Trias supérieur. Le sondage X1 a été choisi comme coupe-type du Rhétien.

Sur les carottes étudiées, les lithologies dominantes sont les suivantes :
- grès grossiers ;
- grès fins à niveaux argileux ;
- grès fins dolomitiques propres ;
- argilites colorées à passées sableuses ;
- argilites noires ;
- argilites noires à nodules calcaires.

D'un sondage à l'autre, on peut noter des variations sensibles de faciès, et surtout d'épaisseur dues à la présence de failles dans la série traversée par C1. Les niveaux d'argilites noires à nodules calcaires constituent un bon niveau-repère.

Les grès grossiers de la base n'ont pas fourni d'éléments de datation. Il semblerait qu'il faille les rattacher plutôt au Trias supérieur sur une base purement lithologique connue à l'affleurement. Ils représentent des faciès de cône alluvial.

Les grès fins à intercalations argileuses très fines représentent des faciès de transition offshore-shoreface. Les grès fins à moyens propres présentent des laminations planes frustes et pas de bioturbation ; ils pourraient être associés à la plage.

Les argilites colorées (ocres, violettes ou vertes) montrent des niveaux gréseux à microconglomératiques. C'est à la base de la série que se place un niveau de "bone-bed" caractérisé par l'abondance d'écailles ganoïdes de poissons. Ces faciès grossiers proviendraient du remaniement de barres littorales dans un environnement restreint, calme permettant la décantation des argiles.

Dans le détail, les niveaux d'argilites noires se révèlent être en fait composés par des alternances millimétriques à centimétriques de bancs calcaires et d'interbancs d'argilites plus ou moins silteuses. Les niveaux calcaires présentent une texture de type wackestone. Dans ceux-ci, les bioclastes sont nombreux et correspondent pour la plupart à des débris de bivalves et de gastéropodes. La bioturbation est plus ou moins intense suivant les niveaux. Il s'agit pour l'essentiel d'une bioturbation déformative ne présentant pas de formes propres ni de caractères définis et réguliers et ayant abouti à la nodularisation du faciès. Dans ces argilites, les structures conservées sont donc rares. Néanmoins, à certains niveaux peu perturbés, on peut noter un litage de lamines planes parallèles. Les niveaux calcaires sont quant à eux plus ou moins silteux à sableux fins. Des structures sont quelquefois visibles, avec notamment la présence de gouttières d'érosion. Il s'agit le plus souvent de gouttières arrondies et présentant un remplissage à lamination entrecroisée correspondant à un litage de rides asymétriques à crêtes sinueuses.

Un niveau singulier a été reconnu dans le souterrain ; il s'agit de faciès oolithiques. Les nuclei des grains cortiqués de ces grainstones sont de taille, de forme et de nature très variées. Les oolithes présentent une structure fibroradiée et une micritisation locale. Des niveaux lumachelliques de tempête sont associés aux faciès oolithiques. La caractéristique des niveaux argileux noirs du souterrain est la présence d'évaporites (en fines aiguilles dans la masse argileuse), ainsi que des figures de dessication de type tepee.

Des corrélations entre les deux sondages et le souterrain, fondées sur les associations palynologiques, sont proposées.

L'environnement de dépôt pour les sédiments rhétiens de la région de Lyon est le suivant. Des barres sableuses (silicoclastiques et oolithiques) joueraient un rôle primordial en isolant des aires de dépôts restreintes, depuis le domaine marin jusqu'à la plaine côtière. La bathymétrie des faciès les plus profonds correspondrait à des dépôts d'offshore supérieur. De la base au sommet de la série, on passe progressivement d'environnements de plaine alluviale à des dépôts d'offshore, marquant ainsi l'ouverture du milieu.

Sur le plan paléogéographique, les faciès reconnus ici s'inscrivent dans la logique transgressive cartactérisant le Rhétien par rapport au Trias supérieur. Le dispositif paléogéographique du Rhétien semble préfigurer celui mis en évidence pour les faciès franchement marins de l'Hettangien (Vitry, 1982).

Ainsi pour la première fois, le Rhétien est décrit dans le Bas Beaujolais. Il est aussi caractérisé biostratigraphiquement par la palynologie, et rattaché à la zone d'assemblage à *Rhaetipollis germanicus*.

COUREL L. (1984) - Bordure lyonnaise du Massif Central, *in* Chapitre Trias, Synthèse géologique du Sud-Est de la France - Mém. BRGM 125, 80-82.

FALSAN A. & LOCARD A. (1866) - Monographie géologique du Mont-d'Or lyonnais et de ses dépendances. - Savy Ed., Paris, 1-499.

VITRY F. (1982) - La bordure orientale du Massif Central au Lias inférieur dans le Mont-d'Or lyonnais et le Bas-Beaujolais (Rhône). Sédimentation, diagenèse et paléogéographie. - Thèse Univ. Lyon I, 1-173.

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n°27, 293 p.

ÉTUDE SÉDIMENTOLOGIQUE DE LA FORMATION RIO PLIEGO. IMPLICATIONS DANS L'ÉVOLUTION OLIGO-AQUITANIENNE DES MALAGUIDES (ZONES INTERNES BÉTIQUES, SE ESPAGNE)

SEDIMENTOLOGICAL STUDY OF THE RIO PLIEGO FORMATION. IMPLICATIONS ON THE OLIGO-AQUITANIAN EVOLUTION OF THE MALAGUIDE DOMAIN (BETIC INTERNAL ZONES, SE SPAIN)

Manuel MARTIN-MARTIN*+ & Agustín MARTÍN-ALGARRA*

* Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada, 18071-Granada (Espagne)
+ Adresse actuelle: Laboratoire de Géologie Sédimentaire et Paléontologie, Université Paul-Sabatier, 39 Allées Jules Guesde, 31062-Toulouse (France)

INTRODUCTION

Les Malaguides, unités tectoniques supérieures peu ou pas métamorphiques des zones internes bétiques, furent déformées en régime compressif probablement depuis le Cretacé terminal, l'intensité de cette déformation était maximale pendant l'Oligocène Supérieur-Aquitanien: des bouleversements paléogéographiques et tectoniques majeures eurent lieu dans ce domaine, en même temp que des puissantes formations synorogéniques flyschoïdes se déposèrent sur des unités tectoniques en cours de structuration. L'étude sédimentologique de ces dépôts est fondamentale pour établir l'évolution orogénique des zones internes bétiques. Ce travail expose les caractéristiques sédimentologiques des dépôts de l'Oligocène supérieur-Aquitanien des Malaguides orientales, inclus dans la Formation Rio PLiego (Martín-Martín, 1996), et affleurant largement au NW et au N de la Sierra Espuña (SE Espagne). La signification paléogèographique et orogénique de ces sédiments est discutée.

LA FORMATION RIO PLIEGO

La Formation Río Pliego, épaisse de 300m dans sa section stratotypique, est formé de pélites rougeâtres et jaunâtres à microfaune et nannoflore pélagiques; ces dètritiques fins alternent avec des grès et conglomérats polygéniques à provenance malaguide, dérivés surtout du Paleozoïque mais aussi de sa couverture mésozïque et paléogène. La Formation Río Pliego constitue une séquence de dépôt, à évolution verticale négative (*thickening and coarsening upward: TCU)*, limitée par de surfaces de discontinuité stratigraphique. Elle est subdivisée en trois séquences pluri-décamétriques TCU, chacune subdivisée en séquences métriques à décamétriques, toujours négatives et constituées par des plusieurs faciès turbiditiques qui ont été classés suivant les critères proposées par Ghibaudo (1992).

La **séquence inférieure**, épaise de 180m et d'âge Oligocène Supérieur et Aquitanien inférieur, est faite de pelites, principalement dans sa partie inférieure (*facies b,deTM*), dans la partie moyenne de cette séquence sont intercalés des grès turbiditiques (*facies b,deSM, cSM*) et des faciès gréseux et conglomératiques se development à la partie supérieure (*facies xG, mG, GyS, S, lS*).

La **deuxième séquence**, puissante de 100m, appartient à l'Aquitanien supérieur. Elle est surtout caractérisée dans sa partie inférieure par des limons de couleurs orangés et brunâtres (*faciès b,deTM*), à intercalations greseuses (*b,dMS*). Dans sa partie moyenne, les intervalles sablo-greseuses sont plus puissants et abondants, et des conglomérats et des brèches, en couches épaisses jusqu'au 50cm (*facies b,deSM, cSM, GyS, G, gG, mG*) sont y même présents. La partie supérieure de la séquence, épaisse de 20m, est formée par de couches conglomératiques atteignant une épaisseur de 4m, avec des galets et blocs ayant jusqu'au 40cm de diamètre (*facies G, gG, mG*).

La **séquence supérieure**, épaisse de 30m et d'âge Aquitanien supérieur, est constituée par des limons rougeâtres (*faciès b,deTM*) qui, vers le toit, alternent avec quelques minces niveaux gréseux (*faciès b,dMS*).

INTERPRETATION SEDIMENTAIRE ET CONCLUSIONS

Une importante discordance, présente partout dans les Malaguides, sépare les sédiments de l'Oligocène Supérieur-Aquitanien des formations sous-jacentes. Ces sédiments scellent des structures tectoniques générées lors d'une évolution tectonique paléogène culminant durant l'Oligocène moyen. Avant la formation de cette discordance, le Domaine Malaguide constituait une région pénéplansée qui ne produisait et recevait que des apports clastiques rares, fines et matures, et qui constituait un aire à faible subsidence et mince sédimentation, surtout carbonatée (Martín-Martín, 1996). Après la tectogénèse tardipaléogène, une nouvelle paléogéographie fut générée au sein des Malaguides, structurées en plusieurs unités tectoniques en cours de transport tectonique sur des unités plus externes de la chaîne: certains secteurs furent soulevées au même temps que s'approfondissaient d'autres zones adjacentes, qui receuront les produits de l'érosion des zones hautes. Donc, une puissante sédimentation clastique, inéxistant auparant dans ce domaine, s'installe à partir de l'Oligocène Supérieur. La Formation Río Pliego répresente les dépôts d'un bassin marin profond individualisé lors de cette tectonique dans la partie orientale du Domaine Malaguide.

Chacun des trois ordres distingués dans l'évolution séquentielle de la Formation Río Pliego peut être interprété comme la réponse sédimentaire à des phénomènes de différente échelle affectant le bassin de sédimentation:

Les séquences mineures, métriques à décamétriques, correspondent au mécanismes de sédimentation d'un système turbiditique progradant au sein d'un bassin profond de plusieurs centaines de mètres d'après les indications paléobatymétriques fournies par la microfaune. Les faciès clastiques distingués peuvent être interprétés comme des dépôts d'éventail turbiditique sous-marin: a) Les faciès fins, *TM* et *S*, caractéristiques surtout de la base de la formation, sont interprétés comme des dépôt associés aux regions distales d'éventails turbiditiques ou même sédimentés hors de ceux-ci, dans le fond du bassin (*outer fan and basin plain*). b) Les faciès *SM, G, GyS* et *G*, qui se sont développés surtout dans la partie moyenne de la formation, sont interpretés comme des dépôts turbiditiques de l'éventail médian (*mid fan*). c) Les faciès grossiers *SM, GS, GyS* et *G*, présents surtout dans la partie haute de la formation, sans bases clairement chenaliformes, ont été interprétés comme des lobules de dépôt associés à l'éventail interne.

Chacune des trois séquences majeures, est interpretée ici comme le résultat d'une pulsation tectonique synsédimentaire avec, une intensité croissante dans le temps.

Enfin, l'évolution mégasequentielle négative de toute la formation est interprétée comme le résultat de la progradation d'un grand système turbiditique, favorisée par le soulèvement tectonique et rapide démantélement érosif de l'aire nourriciére, probablement située au NE d'après les données fournies par les paléocourants.

REMERCIEMENTS

Support économique: Projets de Recherche n° PB93-1150, PB94-0050, PB95-0883 et PB93-1000 (Dirección General de Investigación Cientifica y Tecnológica), des Groupes de Recherches n° 4089, 4076 et 1035 de "la Junta de Andalucía", et "Ministerio español de Educación y Cultura" par la concession de une bourse postdoctoral ref. EX96 24223730.

REFERENCES

Ghibaudo, G. (1992): Subaqueous sediment gravity flow: practical criteria for their field description and classification. *Sedimentology* ***39****, 423-454.*

Martín-Martín, M. (1996): El Terciario del Dominio Maláguide en Sierra Espuña (Cordillera Bética oriental, SE de España). Estratigrafía y evolución paleogeográfica. Tesis publicada de la Univ. Granada, 297 pp.

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n°27, 293 p.

ETUDE DE LA MINERALOGIE DES ARGILES DE L'ILERDIEN DE MONTLAUR (CORBIERES, S FRANCE). APLICATIONS AUX ETUDES SEDIMENTOLOGIQUES.

CLAY MINERALOGY STUDY OF THE ILERDIEN OF MONTLAUR (CORBIERES, S FRANCE). APLICATIONS TO SEDIMENTOLOGIC STUDIES.

Manuel MARTIN-MARTIN [#], Francisco Javier ALCALA-GARCIA [*] et Jacques REY [+]

[#] Laboratoire de Géologie Sédimentaire et Paléontologie. Univ. Paul-Sabatier. 39 allées Jules Guesde, 31062 Toulouse (France) et Departamento de Estratigrafía y Paleontología. Univ. Granada. Facultad de Ciencias, 18071 Granada (Espagne).

[*] Departamento de Estratigrafía y Paleontología. Univ. Granada. Facultad de Ciencias, 18071 Granada (Espagne).

[+] Laboratoire de Géologie Sédimentaire et Paléontologie. Univ. Paul-Sabatier. 39 allées Jules Guesde, 31062 Toulouse (France).

INTRODUCTION

La série ètudiée se situe sur la versant méridional de la Montagne d'Alaric (Corbierès), près de la localitè de Montlaur. Elle apparient à l'Ilerdien marin (Massieux, 1973). La série stratigraphique de l'Ilerdien comprend, genéralement, un niveau de calcaire basal, un ensemble de marnes inférieures, un niveau intermédiere de grès, des marnes supérieures et un niveau de grès supérieurs (Massieux, 1973; Rey et Bousquet, 1981; Pautal, 1985; Ellenberger *et al.*, 1987). Toutefois, dans le secteur de montlaur, les calcaires de l'Ilerdien inférieur sont surmontés par un épais complexe marneux (Ilerdien inférieur-Ilerdien moyen), dépourvus d'intercalations intermediaires et surmontés par les grès supérieurs (Ilerdien supérieur). Cette communication a pour but de dècrire et d'interpreter la composition minéralogique de l'emsamble des marnes de l'Ilerdien inférieur et moyen.

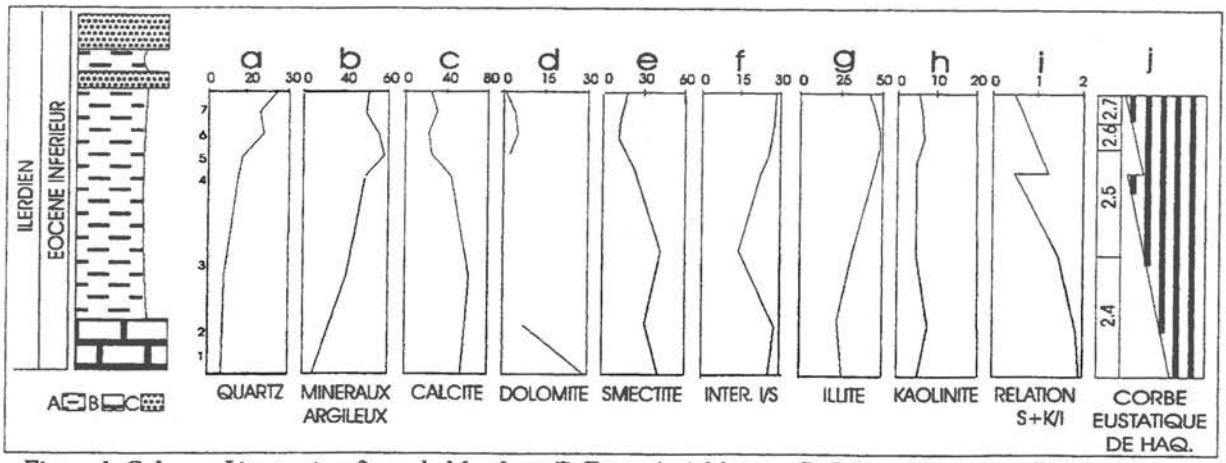


Figure 1. Colomne Litostratigrafique de Montlaur (S. France). A-Marmes; B-Calcaire Lacustre; C-Grés. Depuis la colomne a á h représente les pourcentages mineralogiques. La colomne i représente le Courbe Eustatique obtenu de la relation Smectite+Kaolinite/Illite. La colomne j représente la Corbe Eustatique de Haq et al. (1988).

MINÉRALOGIE DES ARGILLES DE LA COUPE DE MONTLAUR

Dans la succession stratigraphique des marnes (Fig. 1) peut être dètecté un niveau non identifiable sur le terrain, donc les caractéristiques minéralogiques sont équivalentes à celles des marnes intercalies dans le niveau de grès supérieurs et très diferantes de celles des autres couches de marnes. Ces èchantillons (4 à 6) montren, peu rapport au reste de la série, les pourcentages les plus èlevés de quartz (20-25%), les plus bas de calcite (25-30%), les plus élevés d'illite (50%) et les plus bas de

smectite ((15-20%), ce qui indique des apprts terrigènes plus importants. Nous avons èlaboré une courbe de variation du niveau marin relatif à partir de l'ètude du rapport smectite+kaolinite/illite, lequel est le moins influencé par le contexte tectonique local et par la lithologie des aires nourricières (Daoudi *et al.*, 1995). Cette courbe indique pour les èchantillons (4 à 6), une bairre du niveau marin qui serait associée à une progradation vers le bassin des environnements proximaux.

Ces niveaux (4 à 6) sont donc interpretés comme les équivalents latéraux des grès intermèdiaires connus dans les autres parties du bassin des Corbières. Les grès ne sont pas présents dans la région de Montlaur parce que cette derniére correspond, durant l'Ilerdien moyen, soit à la partie la plus profonde du bassin, soit à un domaine protègè des apports terrgenès grossiers, en raison de la tectonique compresive synsédimentaire qui provocait crèer un synforme en arrière de l'anticlinal de l'Alaric (Tambareau *et al.*, 1995).

CONCLUSIONS

Nous estimons que les niveaux (4 à 6), reconnus dans les marnes de la règion de Montlaur, peuvent être corrèlés avec le niveau de grès intermediaires de l'Ilerdien moyen basal des Corbières. Les caractéristiques minéralogiques de ces niveaux doivent signaler au bas niveau marin. Sous réserve de confirmation par les données biostratigraphiques, la comparaison avec les autres coupes ètudiées dans la règion (Martín-Martín *et al.*, 1997) permet de penser que celle baisse coinciderait avec la base de l'un des cycles de troisienme ordre 2.4 ou 2.5 de la courbe eustatique de Haq *et al.* (1988).

Comme cela a été signalé par Daoudi *et al.* (1995) et appoyants sur des travaux anteriéurs, l'analyse des cortèges argileux dans les séries sédimentaires marins constitue un outil fondamental pour l'identification des variations eustatiques, climatologiques, sédimentologiques (niveaux reperès) et palèogeographiques, non détectables directement sur le terrain.

REMERCIEMENTS

Support économique: Project de Recherche de la DGICYT n° PB93-1150, de la DGES n° PB95-1271-C02-01, les Groupes de Recherche n° 4089, 0179 de "la Junta de Andalucía", et "Ministerio español de Educación y Cultura" par la concession de une bourse postdoctoral ref. EX96-24223730.

BIBLIOGRAFIA

DAOUDI, L.; DECONINCK, J. F.; WITAM, O. et REY, J. (1995): Impact des variations du niveau marin sur les argiles: exemple du Crétacé inférieur du bassin d'Essaouira (Maroc). C. R. Acad. Sci. Paris, t 320, série II a, 707-711.

ELLENBERGER, F.; FREYTET, P.; PLAZIAT, J.C.; BESSIERE, G.; VIALLARD, P.; BERGER, G.M. y MARCHAL, J.P. (1987): Carte géologique de la France feuille de Capendu à 1/50000.

HAQ, B.U., HARDENBOL, J. et VAIL, P.R. (1988): Mesozoic and Cenozoic chronoestratigraphy and cycles of sea-levels change. SEPM Special Publication. 42, 71-108.

MARTIN-MARTIN, M., LARA-CORONA, E. y REY, J. (1997): Nuevos datos sobre el Terciario marino de Minervois. Corredor de Carcasona (S. Francia). Dans: Avances en el conocimiento del Terciario Ibérico, J. P. Calvo y J. Morales (Eds). 125-128.

MASSIEUX, M. (1973): Micropaléontologie stratigraphique de l'Éocène des Corbières septentrionales (Aude). Cahiers de Paléontologie, p.139.

PAUTAL, L. (1985): Populations fossiles, associations Micropaleontologiqueset Paleoenvironnements de series Deltaiques Ilerdiennes des Corbières (Aude - France). These 3eme cycle, p. 288.

REY, J. y BOUSQUET, J.P. (1981): Observations préliminaires sur les Paléoenvironnements de l'Ilerdien de oustouge (Corbières, France). Géobios n°14, fasc. 5, p.655-659, 2 fig.

TAMBAREAU, Y.; CROCHET, B.; VILLATTE, J.; Y DERAMOND, J. (1995): Evolutiontectono-sédimentaire du versant nord des Pyrénées centrs au Paléocène et á l'Eocène inférierur. Bull. Soc. géol. Frnce, 166, 4, 375-387.

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n° 27, 293 p.

ÉVOLUTION TECTONO-SÉDIMENTAIRE D'UNE MARGE CARBONATÉE APTO-ALBIENNE : N.E. DU JEBEL AKHDAR (SULTANAT D'OMAN).

TECTONOSEDIMENTARY EVOLUTION OF AN UPPER APTIAN-ALBIAN CARBONATE MARGIN : THE NORTHEASTERN JEBEL AKHDAR (SULTANATE OF OMAN).

Jean-Pierre MASSE*, Jean BORGOMANO**, et Salim AL MASKIRY***
* Centre de Sédimentologie/Paléontologie, UPRESA 6019 du CNRS,
Université de Provence, 13331 Marseille cedex 03, France.
**Norske Shell, Exploration and Production, P.O. Box 40, 4056 Tananger, Norvège.
***Petroleum Development Oman, P.O. Box 81, Muscat, Sultanat d'Oman.

Dans la partie NE de la fenêtre du Jebel Akhdar (région de Nakhl), une série carbonatée de plate-forme d'âge aptien supérieur-albien est mise en évidence. L'unité lithostratigraphique correspondante : la Formation Al Hassanat, comporte un certain nombre de foraminifères, d'algues calcaires et de rudistes caractéristiques, qui la distinguent nettement de la Formation Shuaiba, de l'Aptien inférieur, avec laquelle elle était jusqu'ici confondue. La Formation carbonatée Al Hassanat est un équivalent stratigraphique partiel des shales de la Formation Nahr Umr qui a une extension paléogéographique considérable sur le craton arabe.

La plate-forme carbonatée d' Al Hassanat s'est développée en deux étapes :
- durant l'Aptien supérieur et l'Albien inférieur, le dispositif carbonaté borde un domaine émergé (le Jebel Akhdar central),
- à l'Albien moyen le Jebel Akhdar central est ennoyé, la plate-forme s'étend alors sur ce domaine concuremment avec les shales de la Formation Nahr Umr.

Cette évolution est liée au soulèvement du Jebel Akhdar central, couplé à l'affaissement du Bassin intrashelf de Bab et au jeu concomittant d'un bloc faillé qui flanque le bord externe de la plate-forme antécédente du Shuaiba. La subsidence de ce bloc est à l'origine de la puissante série des carbonates d' Al Hassanat. L'orientation de la structure épouse la direction de paléofailles qui ont fonctionné au Jurassique.

L'ennoyage medio-albien de l'Oman septentrional est contemporain d'une régression marine sur la bordure du craton arabe, en liaison avec le gauchissement d'ensemble de la région. Cette dynamique tectono-sédimentaire est corrélée à la migration de la plaque océanique téthysienne adjacente, et se place dans le cadre de la "révolution géodynamique albienne" de la Téthys.

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n° 27, 293 p.

PRODUCTION CARBONATÉE ET ORGANIQUE ET CHANGEMENTS DE L'ESPACE DISPONIBLE : L'ENSEIGNEMENT DES MILIEUX NÉRITIQUES RÉCENTS.

CARBONATE AND ORGANIC PRODUCTION AND ACCOMODATION CHANGES : EVIDENCE FROM RECENT NERITIC ENVIRONMENTS.

Jean-Pierre MASSE et Lucien MONTAGGIONI
Centre de Sédimentologie/Paléontologie, UPRESA 6019 du CNRS,
Université de Provence, 13331 Marseille cedex 03.

Nombre de travaux récents inspirés directement ou indirectement des concepts de la statigraphie séquentielle ont mis l'accent sur les relations entre la production sédimentaire calcaire ou organique des plates-formes carbonatées et les changements de l'espace disponible. Ces relations prennent en compte les stratégies démographiques des peuplements benthiques. Ainsi les stratégies se développeraient principalement lors des phases d'accroissement de l'espace disponible, les stratégies K se développant principalement lors des phases de réduction de l'espace disponible. Les peuplements pionniers (à stratégie r) produiraient essentiellement de la matière organique alors que les peuplements climaciques (à stratégie K) produiraient essentiellement des carbonates.

L'analyse du fonctionnement des écosystèmes carbonatés de l'Holocène (où les changements de l'espace disponible sont surtout commandés vers les variations glacio-eustatiques du niveau marin) permet de tester ces hypothèses.

Concernant les stratégies démographiques et leurs conditions de développement, on retiendra les aspects suivants.

1- Les stratègies K peuvent s'installer et se développer activement lors des phases d'élévation du niveau marin : c'est le cas des Madréporaires dans les récifs coralliens. Ainsi les formes pionnières ne sont pas nécessairement des stratégies r. En outre, ces derniers peuvent, dans certains peuplements, dominer le climax. C'est le cas de la faune testacée associée aux herbiers de phanérogames des mers tempérées chaudes, présentant une rotation rapide des générations.

2- Des peuplements mixtes associant des stratégies K (macrobenthiques) et des stratégies r (algues calcaires chlorophycées, foraminifères) se rencontrent dans des environnements variés.

3- Ce sont les paramètres trophiques qui contrôlent la dominance de stratégies r et K, indépendamment des changements de l'espace disponible : au cours de la remontée eustatique holocène, certaines stratégies r comme les *Halimeda* ont enregistré, en fonction de la quantité de nutrients disponible, des phases de croissance active (conditions mésotrophes) ou ralenties (conditions oligotrophes); en revanche, le développement des coraux hermatypiques s'effectue lors des phases oligotrophes.

Concernant la production sédimentaire des peuplements dominés par les stratégies r et K, on notera les points ci-après.

1- La composition des sédiments bioclastiques actuels, qui est un indicateur précis de la production carbonatée des différents organismes ou compartiments écologiques des peuplements, montre que certaines stratégies r, les foraminifères par exemple, sont des producteurs plus efficaces que certaines stratégies K (Bivalves notamment). Le potentiel de production dépend ici non pas de la biomasse, mais de son renouvellement lié à la succession accélérée des générations. Cette observation vaut également pour les *Halimeda*. On remarquera également que les herbiers à *Posidonia* sont des producteurs de bioclastes susceptibles d'édifier des anomalies morphologiques .

2- Globalement il a été montré que la production en carbone organique des récifs coralliens à fluctué au cours de l'Holocène : la phase initiale de croissance rapide correspond aux taux de production les plus élévés. Les valeurs diminuent en phase de croissance ralentie et deviennent très faibles lorsque le système approche du déséquilibre (effet de drowning). Il y a donc couplage entre la production carbonatée et la production organique.

Ces exemples montrent donc que les changements d'espace disponible ne jouent pas un rôle univoque dans le développement des peuplements benthiques dominés par les stratégies démographiques r et K. Ils ne constituent également pas des facteurs déterminants de la production carbonatée ou organique des écosystèmes de plate-forme.

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n° 27, 293 p.

L'ÉVOLUTION TECTONO-SÉDIMENTAIRE DU BASSIN HOUILLER DE ST-ÉTIENNE.

THE TECTONO-SEDIMENTARY EVOLUTION OF THE ST-ETIENNE COAL BASIN.

POSTER

Daniel MERCIER
École des Mines de Paris, CGES Sédimentologie, 35 rue St-Honoré, 77305 Fontainebleau Cedex

La série stratigraphique du bassin de Saint-Étienne était jusqu'alors perçue comme un empilement d'assises définies selon des critères lithologiques et macrofloristiques. Chaque assise étant supposée conserver ses caractères sur toute l'étendue du bassin, l'épaisseur théorique de la série ainsi reconstituée devenait importante (plus de 5 000 m). Si L. Grüner (1882) et P. Pruvost (1947) ont bien envisagé la possibilité de passages latéraux, J. de Maistre (1963) et A. Bouroz (1978) ont résolument fait appel à une tectonique tangentielle pour expliquer les anomalies rencontrées en sondage. L'essentiel des terrains productifs se trouva ainsi qualifié d'allochtone vis-à-vis des formations détritiques grossières considérées comme autochtones sur le socle cristallin.

L'analyse sédimentologique associée à une cartographie détaillée nous amène à concevoir un modèle radicalement différent. D'abord, la reconnaissance d'une discontinuité majeure ou "discordance de la Grand-Croix" au sein de la série stéphanienne permet d'individualiser deux formations d'extension différente. La plus ancienne, ou formation du Gier, voit son développement maximum au N et au NE (au-delà des limites actuelles du bassin) alors que les aires de dépôts de la formation du Janon sus-jacente migrent progressivement vers le SW pour gagner des régions jusqu'alors soumises à l'érosion. L'une et l'autre fossilisent des paléotopographies accusées, avec des dénivelées observables de plusieurs centaines de mètres. La mise en évidence, dans chacune des formations, de passages latéraux entre des faciès détritiques grossiers, souvent bréchiques, et des faciès fins charbonneux permet non seulement de modifier profondément les successions lithostratigraphiques couramment admises (Mercier et Becq-Giraudon, 1993), mais également de proposer une paléogéographie cohérente. Les restitutions proposées sont corroborées par la biostratigraphie (Doubinger *et al.*, 1995) et appuyées sur un très grand nombre de mesures de sens de paléocourants.

Les premiers sédiments de la formation du Gier sont des dépôts fluviatiles, le plus souvent gréseux, localement charbonneux (assise de Valfleury). Ils affleurent au long de la bordure septentrionale, directement au contact du socle, dans des paléovallées trouvant leur exutoire au nord. Au nord de Saint-Étienne, ces dépôts passent latéralement et vers le haut à des mégabrèches mises en place lors de la progradation de deux cônes alluviaux distincts situés de part et d'autre d'une paléovallée méridienne : le cône de la Fouillouse à l'ouest et le cône de Valfleury au sud-est. Le matériel détritique, apporté lors de crues torrentielles, est issu des massifs voisins du Forez et du Pilat. À l'est, le passage latéral et vertical des brèches granitiques de Genilac, au faisceau de la Péronnière et aux poudingues de Rive-de-Gier traduit le déplacement apparent vers le SW du cône de Valfleury (interprétable par un jeu dextre de la faille du Pilat).

L'équivalence temporelle de cet ensemble est étayée par la présence en divers points d'une flore à Lycophytes arborescentes caractéristique du Stéphanien inférieur (A *auct.*). Le "poudingue mosaïque" recouvre indistinctement tous les faciès précédents et traduit l'élargissement du bassin vers le sud et la mise en communication directe des régions de Saint-Étienne et de Rive-de-Gier jusqu'alors séparées par le cône de Valfleury. Si la première région, à l'image du secteur sud-occidental, reste un point haut un temps soumis aux érosions, la seconde tend vers le comblement. L'une et l'autre sont le siège d'une activité volcanique et hydrothermale (geyserites) dont les produits se trouvent partiellement repris dans la sédimentation.

Pareillement, il est démontré pour la formation du Janon que les accumulations conglomératiques des environs de Saint-Chamond et celles bordant la faille du Pilat constituent une série compréhensive équivalente à l'ensemble des couches productives de Saint-Étienne (faisceaux de Grüner et de Beaubrun). Ainsi, les parties septentrionales du bassin voient l'installation durable d'un

milieu fluvio-palustre, parfois lacustre, favorable aux accumulations phytogènes. Ces zones basses sont drainées, du SW vers le NE, par des rivières transportant un matériel évolué et diversifié. Au sud, des cônes alluviaux s'installent sur les premiers contreforts du Pilat et progradent vers le nord, apportant un matériel quartzo-micacé immature, souvent rubéfié. L'un d'entre eux, le cône de Saint-Chamond, montre un développement tout particulier, au moins dans les premiers temps. La migration qui s'ensuit des dépôts-centres vers le SW (confirmé par la disposition en onlap des couches sur le socle) pourrait être la conséquence d'un mouvement décrochant dextre de la faille du Pilat. Mais l'on doit également tenir compte du rôle des grandes failles normales NW-SE qui abaissent, avec de forts rejets, les compartiments SW. Par leur jeu synsédimentaire actif, ces failles ont pu créer un appel à la sédimentation dans des secteurs jusqu'alors préservés ou soumis à l'érosion.

Une flore particulièrement riche en Ptéridospermophytes, distincte de celle de Rive-de-Gier, permet d'attribuer à l'ensemble des faciès de la formation du Janon un âge stéphanien supérieur (B, C et D *auct.*).

Sur le plan structural et géodynamique, de nombreux modèles s'opposent. Des hypothèses récentes relient le bassin de Saint-Étienne aux dernières étapes distensives de l'amincissement post-collisionnel de la croûte varisque du Massif central (Malavieille *et al.*, 1990 ; Faure et Becq-Giraudon, 1993 ; *etc.*). Nos observations et l'interprétation des données minières nous conduisent à privilégier un modèle de type pull apart (Mattauer et Matte, 1996). Le jeu dextre synsédimentaire de la faille du Pilat, en période de transtension, a généré celui de failles normales E-W et NW-SE permettant l'ouverture de grabens. Cette ouverture s'est d'abord produite dans la partie NE du bassin pris dans ses limites actuelles, avec le dépôt de la formation du Gier. La partie SW n'a été intégrée au bassin que plus tardivement, au cours du dépôt de la formation du Janon. Des périodes de transpression sont à envisager pour faire jouer en faille inverse certaines portions d'accidents longitudinaux, ou réaliser les plis N 20 recouverts en discordance par la formation du Janon. Mais celles-ci ne sont jamais assez intenses ou durables pour développer de véritables chevauchements. Une telle modification de régime peut être attribuée à une légère rotation du système de contrainte, ou plus simplement à des inflexions de la surface de décrochement. Compte tenu de la nature des accidents et de leur orientation, la contrainte principale correspondant au raccourcissement maximum devait osciller autour d'une direction moyenne WNW-ESE.

Ainsi, l'ouverture progressive du bassin et son comblement se sont réalisés dans un *continuum* tectonique en régime coulissant. Les effondrements successifs de blocs et leur basculement sont vraisemblablement à l'origine de la migration vers le SW des pôles de subsidence. Le bassin initial s'étendait plus largement vers le N, à l'emplacement des actuels Monts du Lyonnais, et vers le NE, en direction du Bas-Dauphiné. Il n'en subsiste aujourd'hui que la partie proximale alors adossée à de vigoureux reliefs.

BOUROZ A. (1978) - Essai de synthèse tectonique du bassin houiller de Saint-Étienne. - *Rev. Soc. Ind. Minér., Saint-Étienne,* vol. 60, 10, pp. 493-519.

DOUBINGER J., VETTER P., LANGIAUX J., GALTIER J. & BROUTIN J. (1995) - La flore fossile du bassin houiller de Saint-Étienne. - *Mém. Mus. natn. Hist. nat., Paris,* t. 164, 355 p., 1 pl. h.-t.

FAURE M. & BECQ-GIRAUDON J.-F. (1993) - Sur la succession des épisodes extensifs au cours du désépaississement carbonifère du Massif Central français. - *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 316, II, pp. 967-973.

GRÜNER L. (1882) - *Bassin houiller de la Loire. I : Description générale du bassin. II : Description détaillée des districts houillers. III : Atlas - Études des gîtes minéraux de la France*, Impr. Nat., Paris, 3 vol., texte : 235 + 506 p.

MAISTRE J. DE (1963) - Description géologique du Bassin houiller de la Loire. - *Rev. Soc. Ind. Minér., Saint-Étienne,* vol. 45, 7-8, pp. 541-600.

MALAVIEILLE J., GUIHOT P., COSTA S., LARDEAUX J.M. & GARDIEN V. (1990) - Collapse of the thickened Variscan crust in the French Massif Central: Mont Pilat extensional shear zone and St. Étienne Late Carboniferous basin. - *Tectonophysics,* 177, pp. 139-149.

MATTAUER M. & MATTE P. (1996) - Le bassin stéphanien de St-Étienne n'est pas lié à une extension tardi-hercynienne généralisée, c'est un pull apart sur décrochement dextre. - *16e Réunion des Sciences de la Terre, Orléans,* Soc. géol. Fr. édit. Paris.

MERCIER D. & BECQ-GIRAUDON J.-F. (1993) - Évolution tectono-sédimentaire du bassin de Saint-Étienne, conséquences sur l'interprétation de la série stratotypique stéphanienne. - Résumés, *4e Congr. fr. Sédim., Lille, Publ. ASF Paris*, 19, pp. 247-248.

PRUVOST P. (1947) - Le Stéphanien du Bassin houiller de la Loire. - *Ann. Soc. géol. Nord,* t. LXVII, pp. 279-295.

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n° 27, 293 p.

SÉDIMENTOLOGIE DE FACIÈS ET ÉVOLUTION DES PROFILS DE DÉPÔT DANS LE SINÉMURIEN DE LA MARGE CÉVENOLE (BASSIN DU SUD-EST)

POSTER

SEDIMENTARY ANALYSIS AND CHANGES IN DEPOSITIONAL PROFILE FROM THE SINEMURIAN DEPOSITS OF THE CEVENOLE MARGIN (S-E BASIN - FRANCE) .

Gilles MERZERAUD* et Claude COLOMBIE*

* Université Montpellier II / UMR 5569 - CNRS / ORSTOM Géofluides Bassins Eaux, Place E. Bataillon 34095 - Montpellier (Cedex).

La marge cévenole du bassin du Sud-Est est une bordure dont la structuration complexe a été essentiellement déterminée par le jeu d'accidents de socles de direction nord-est/sud-ouest (faille des Cévennes, etc...). La région étudiée se localise sur un horst (seuil Caussenard) entre deux aires subsidentes : le bassin du Sud-Est et le bassin des Causses (au nord-ouest). Les dépôts d'âge Sinémurien s.l., rencontrés dans la région de Lodève, sont constitués de faciès carbonatés et terrigènes de plate-forme peu profonde qui évoluent rapidement au cours du temps et dans l'espace. Ces sédiments marquent la transition entre une épaisse série hettangienne (>200m) à faciès péritidaux et les dépôts marneux du Lias moyen (faciès de bassin), mis en place en relation avec un ennoyage généralisé de la plate-forme. Cet évènement débute par un épais niveau condensé (hardground) parfois érosif, qui marque la limite Lias calcaire/Lias marneux. Ce niveau identifiable dans tout le bassin du Sud-Est est localement associé à de l'érosion et peut dans la région étudiée, se corréler avec des dépôts de plate forme externe, développés à la faveur de dépressions locales.

L'objectif de ce travail visait dans un premier temps à proposer un ou plusieurs modèles de faciès pour le Sinémurien de la marge cévenole. Dans un second temps, il s'agissait de mieux cerner les modalités d'ennoyage de la plate-forme.

Sédimentologie de faciès et modèles de dépôt

Quatre coupes espacées de quelques kilomètres (1à 3) ont été étudiées au nord de Lodève (proximité du Pas de l'Escalette). Leurs corrélations ont permis de reconstituer l'architecture des sédiments et d'établir l'évolution verticale et latérale des milieux de dépôt et des discontinuités. Une vingtaine de faciès ont été identifiés sur l'ensemble des coupes et rapportés à des milieux de dépôt très variés, depuis les replats supratidaux jusqu'à la plate-forme externe. Les nombreuses discontinuités rencontrées correspondent à des surfaces d'émersion/inondation, à différents types de niveaux condensés bioturbés ainsi qu'à des hardgrounds minéralisés et bioturbés.

L'étude sédimentologique des quatres coupes a montré que les faciès rencontrés pouvaient être replacés sur deux types bien distincts de profils de dépôt qui se succèdent au cours du temps.

- A la base de la série, entre une surface d'émersion/inondation et un niveau condensé, les faciès ont été replacés le long d'un profil longitudinal de dépôt, allant d'un domaine supratidal à un domaine subtidal dominé par la marée et influencé par les tempêtes. Ce profil de dépôt, résultant de la juxtaposition des différents milieux de sédimentation, correspond à une morphologie de plate-forme non barrée très peu profonde (limite d'action des vagues), présentant des zones confinées (depuis l'emersion jusqu'à des conditions subtidales) et des zones de milieu marin plus ouvert. Dans ces différents domaines se mettent en place des replats dolomitiques (confinés) supratidaux à intertidaux ou des faciès de lagon subtidaux (confinés ou non). En zone subtidale, se forment également sous l'action de la marée, des chenaux métriques et des dunes hydrauliques peu épaisses (<1m) à oncholithes (proximales en zone confinée) ou à oolithes, pellets et bioclastes (plus distales en zone plus ouverte). Enfin, l'ensemble des zones précédentes est ponctuellement influencé par les tempêtes

qui s'expriment par des micro-structures érosives, des strates gradées et des "micro HCS", ou par des macro-structures avec des litages obliques en mamelons formés en érosion et d'amplitude métrique.

- Dans la partie supérieure de la série, au dessus d'un niveau condensé, des faciès globalement plus ouverts que précédemment sont observés. Ces derniers se développent en zone intertidale basse et surtout subtidale. Ils sont étagés depuis des conditions de plate-forme interne et de shoal jusqu'à la plate forme externe. L'organisation des faciès et des milieux de dépôt suggère un profil de plate-forme à haut-fonds, présentant une zone interne complexe et étendue, où se développe une succession de dunes hydrauliques qui déterminent l'existence de zones plus ou moins protégées et profondes (entre la limite d'action des vagues et des tempêtes). La partie proximale de la plate forme est dominée par l'action des tempêtes et de la marée (responsable de la migration des dunes) en zone subtidale. La zone plus distale de "haut-fonds" correspond à l'empilement de dépôts de shoals oolithiques d'épaisseur moyenne (< 3m). Enfin, les faciès de plate-forme externe s'observent localement à la faveur de paléotopographies en creux, d'origine vraisemblablement tectonique. Ils sont corrélés latéralement avec le hardground de la limite Lias calcaire/Lias marneux.

Architecture et organisation des dépôts

Un transect 2D orienté NNE - SSO, intégrant les quatre coupes étudiées, montre que les milieux de dépôt sont contraints au sein d'unités stratigraphiques délimitées par des discontinuités continues latéralement (niveaux condensés, hardgrounds). De la base au sommet de la série, deux phases de migration des milieux de dépôt se succèdent avec une rétrogradation vers le SSO suivie d'une phase d'aggradation/progradation vers le NNE. C'est entre ces deux phases qu'intervient systématiquement le changement de type de profil de dépôt décrit précédemment. Les deux types de systèmes sédimentaires qui se succèdent alors, ne coexistent jamais dans le temps à l'échelle régionale. Enfin, au toit de la série, la fin de la tendance aggradante/progradante est brutalement interrompue par la mise en place de faciès de plate-forme externe puis par le développement du hardground de la limite Lias calcaire/Lias marneux.

L'étude du Sinémurien de la région de Lodève a montré que les dépôts s'organisent au sein de deux types de morphologies de plate-forme qui se succèdent dans le temps. Le changement de profil de dépôt intervient entre deux phases de migration des aires de sédimentation : l'une rétrogradante à la base de la série et l'autre aggradante/progradante. L'ennoyage de la plate-forme se traduit par une interruption brutale de la phase aggradante/progradante observée au sommet de la série carbonatée. La mise en place des dépôts sus-jacents de plate-forme externe et du hard-ground associé localement à de l'érosion semble fortement contrainte par la tectonique locale et la topographie qui en résulte.

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n° 27, 293 p.

MODALITÉS DE RÉPARTITION DES VOLUMES SÉDIMENTAIRES AU SEIN D'UN EMPILEMENT DE SÉQUENCES GÉNÉTIQUES EN MILIEU CONTINENTAL : EXEMPLE DE L'HETTANGIEN DE CÉRÉ-LA-RONDE (d'après les données de forages GDF de Sologne)

VOLUMETRIC PARTITIONNING OF SEDIMENTS IN STACKED GENETIC SEQUENCES IN CONTINENTAL SETTING - EXAMPLE OF THE HETTANGIAN DEPOSITS OF CERE-LA-RONDE (from GDF borehole data - Céré-la-Ronde - Sologne Region - France)

Gilles MERZERAUD*, Magali GEILLER**, M. HOFFERT**, F. VERDIER*** et E. WICQUART***

* Université Montpellier II / UMR 5569 - CNRS Géofluides Bassins Eaux, Place E. Bataillon 34095 - Montpellier (Cedex)
** Université Louis Pasteur - Strasbourg I - Centre de Géochimie de la Surface 1 rue Blessig, 67084 Strasbourg (Cedex)
*** Gaz de France - Direction de la Recherche Département réservoirs souterrains 361 Av. du Président Wilson - BP 33 93211 La plaine St. Denis (Cedex)

L'application de la stratigraphie génétique (Homewood et al., 1992) en milieu continental, revient à rechercher les plus petites unités stratigraphiques répétitives (séquences génétiques) au sein desquelles les variations de milieux de dépôt indiquent des modifications de la pente du profil longitudinal des systèmes de drainages fluviatiles. Lorsque de telles unités sont corrélables à l'échelle régionale, les variations de la pente des paléotopographies qu'elles enregistrent sont reliées à des causes allocycliques. Celles-ci correspondent à des fluctuations du niveau de base (Schumm, 1993) ou du niveau marin relatif (Guillocheau et al., 1992; Merzeraud, 1992).

Faciès et milieux de dépôt

A Céré-la-Ronde (sud-ouest du bassin de Paris), des dépôts d'âge Hettangien constituent des réservoirs sédimentaires à faciès continentaux fluviatiles, exploités pour le stockage du gaz en nappes aquifères par Gaz de France. Les faciès s'organisent au sein de trois référentiels sédimentologiques correspondant chacun à une morphologie particulière de profil de dépôt. A la base de la série, les faciès s'agencent au sein de milieux de dépôt de cône alluvial, de plaine alluviale distale à chenaux en tresse et de lagune. Au dessus, les systèmes sédimentaires sont modifiés et les faciès se répartissent le long d'un profil de dépôt intégrant d'amont en aval un domaine de plaine alluviale à chenaux en tresses proximaux, puis distaux, et de plaine alluviale à chenaux sinueux. Enfin, au sommet, le profil de sédimentation subit à nouveau un renouvellement majeur. Les milieux de dépôt, des plus proximaux aux plus distaux, correspondent à de la plaine côtière à chenaux en tresses, puis à chenaux sinueux/droits, et enfin à du marais maritime.

Ces différents profils et systèmes de dépôt, se succèdent dans le temps sans jamais coexister et se mettent en place de part et d'autre de discontinuités majeures. Ces discontinuités correspondent à des périodes de très faible hydrodynamique (aplanissement topographique ?) qui s'enregistrent uniformément à l'échelle régionale.

Les séquences génétiques et leurs caractéristiques internes

Dans cette série, des séquences génétiques ont été identifiées en carottes puis calées en diagraphies et corrélées afin d'accéder à leur architecture 2D. Elles ont ensuite fait l'objet d'une cartographie en termes d'isopaques. Ces séquences, essentiellement constituées de dépôts de chenaux fluviatiles, ont une épaisseur comprise entre 5 et 20m. Elles sont continues latéralement mais leurs limites ne sont pas toujours préservées (érosions par des faciès de chenaux sus-jacents). Au sein des séquences, la nature et la géométrie des milieux de dépôt et des corps réservoirs présentent les caractéristiques communes suivantes : (1) les épaisseurs moyennes des chenaux fluviatiles diminuent vers le sommet des séquences, (2) l'amalgamation verticale des chenaux est systématiquement plus importante à la base de chaque séquence, (3) l'extension latérale des chenaux est souvent plus

importante vers le sommet des séquences.

Signification géodynamique du mode d'empilement des séquences génétiques et répartition des volumes sédimentaires

A Céré-la-Ronde, 9 séquences s'empilent dont 8 ont été étudiées en détail. Le mode d'empilement des séquences génétiques résulte d'un cycle à moyen terme de variations eustatiques, couplé à une subsidence variable. Cette cyclicité se traduit ici, par une succession de périodes d'empilement vertical sans décalage des motifs séquentiels *("Vertical Stacking")* (Cross, 1988) et de migration vers le continent *("Landward Stepping")* . La logique d'empilement est perturbée à deux reprises par des changements de systèmes sédimentaires et de profils de dépôt. Ces périodes se corrèlent avec les discontinuités correspondant aux "ruptures hydrodynamiques" enregistrées à l'échelle de l'ensemble du site de Céré-la-Ronde.

L'analyse des cartes isopaques de séquences montre que durant leur succession, la répartition des volumes sédimentaires ne s'effectue pas de façon aléatoire au cours du temps. Dans l'empilement des séquences, deux types de modes de répartition volumétrique des sédiments se succèdent en alternance. Ils ne sont pas strictement corrélés avec l'un ou l'autre des modes particuliers d'empilement des séquences génétiques (*Vertical stacking, Seaward stepping,* etc...).
- Dans le premier type ("phase de stabilité"), des zones d'accumulations préférentielles de sédiments sont localisées au mêmes endroits sur le site d'une séquence à l'autre. Ceci traduirait la présence d'une subsidence ponctuelle pérenne dans les zones considérées. Durant cette période, au sein de chaque séquence prise individuellement, les migrations latérales à l'échelle des corps sédimentaires sont peu importantes et les dépôts de chenaux fluviatiles sont contraints à une amalgamation verticale.
- Dans le second type ("phase de migration"), un changement rapide de localisation des volumes sédimentaires intervient d'une séquence à l'autre. Ce changement est rapporté à la migration au cours du temps de points de subsidence. Les zones d'accumulations préférentielles de sédiments migrent en conséquence, selon un phénomène comparable à de la compensation stratigraphique. A l'échelle des faciès, l'absence de zones contraignant durant un temps suffisamment long l'accumulation des sédiments, pourrait favoriser les migrations latérales autocycliques des dépôts (barres de chenaux, lobes gravitaires, etc...). A l'issue de ce second type de phase, une nouvelle répartition des zones d'accumulation préférentielle de sédiments s'établit à chaque fois sur le site.

La succession de phases de "stabilité/migration" des dépôt-centres observée d'une séquence à l'autre ne semble pas directement liée aux fluctuations eustatiques à moyen terme, responsables du mode d'empilement des séquences (absence de correspondance stricte avec les différentes phases d'empilement de séquences - *Vertical stacking, Seaward stepping,* etc...). L'interprétation proposée fait alors appel à des phénomènes locaux d'ordre tectonique. Ceux-ci pourraient en effet jouer un rôle ponctuel sur la "migration" ou la "stabilité" de points de subsidence qui s'observent à moyen terme à l'échelle de l'empilement des séquences génétiques (ordre du million d'année). Ils peuvent également contraindre, à très court terme, les phénomènes autocycliques propres à la sédimentation (orientation des chenaux, etc...).

Références bibliographiques

CROSS T. A. (1988). - Controls on coal distribution in transgressive regressive cycles, Upper Cretaceous, Western Interior, U.S.A., *Soc. Econ. Paleontologists Mineralogists Spec. Publ,* **42** p.371.

GUILLOCHEAU F., BOURQUIN S. et FRIEDENBERG R. (1992). Genetic stratigraphy of Triassic-Jurassic sediments of the Paris Bassin: a tool for geodynamic knowledge. p. 486.

HOMEWOOD P., GUILLOCHEAU F., ESCHARD R. & CROSS T.A. (1992). - Corrélations haute résolution et stratigraphie génétique : une démarche intégrée. - *Bull. Centres Rech. Explor. -Prod. Elf Aquitaine*, **16**, 2, 357-382.

MERZERAUD G. (1992) - Géométrie et signification géodynamique des séquences de dépôts en domaine continental et marin restreint : exemple du Lias inférieur du sud-ouest du Bassin de Paris - (applications aux potentialités de stockage de gaz naturel en nappes aquifères). - *Thèse de Doctorat de l'Université Louis Pasteur* - Strasbourg, 200p.

SCHUMM S.A. (1993) - River response to base-level changes. *Jour of Geol.* 101, 279-294.

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n°27, 293 p.

LES DUNES SEDIMENTAIRES GEANTES DE LA LEVEE TURBIDITIQUE DU VAR (MER LIGURE, FRANCE) : GEOMETRIE ET PROCESSUS DE MISE EN PLACE

SEDIMENT WAVES ON THE VAR TURBITIC LEVEE (LIGURIAN SEA, FRANCE) : GEOMETRY AND FORMATION

Sébastien MIGEON, Bruno SAVOYE
IFREMER, DRO/GM, BP 70, 29280 Plouzané Cedex, France

Le système turbiditique du Var se situe en mer Ligure (mer Méditerranée) et s'étend depuis la pente continentale, au large de Nice, jusqu'au pied de la marge continentale corse. Ce système présente un chenal unique d'une longueur de 230 km, depuis la côte jusqu'au lobe sableux distal, et une levée droite hypertrophiée : la Ride sédimentaire du Var. Celle-ci présente une double dissymétrie :

- l'une Nord-Sud : le flanc nord de la Ride, assez abrupte, contraste avec son flanc sud beaucoup plus doux qui s'étale en pente faible sur une trentaine de kilomètres en direction des grands fonds,
- l'autre Ouest-Est : la hauteur de la Ride décroît vers l'Est, passant de plus de 400 m à moins de 10 m.

Des dunes géantes ont été identifiées sur les profils sismiques réalisés sur la Ride du Var. Ces dunes sont des figures de dépôts associées aux courants de turbidité qui débordent du chenal principal. Elles se développent sur l'ensemble de la pente externe de la Ride, entre 2000 et 2600 m de profondeur d'eau. La construction des premières dunes a pris vraisemblablement place au cours du Quaternaire et plusieurs systèmes de dunes (actuelles ou récentes, mais aussi fossiles) sont identifiables sur les profils sismiques. Le champ de dunes actuelles couvre une superficie totale légèrement supérieure à 1500 km^2.

Les dunes se présentent avec des amplitudes variant de 3 à 64 m et avec des longueurs d'onde variant de 600 à 7000 m. L'analyse des profils sismiques montre que ces dunes ont des morphologies et des évolutions différentes en fonction de leur situation sur la Ride. Nous observons, d'Est en Ouest sur la Ride :

- des dunes asymétriques avec des flancs amont (face aux courants) plus courts et escarpés que leurs flancs aval et dont la progradation a toujours été très supérieure à l'aggradation, provoquant ainsi une migration des dunes à contre pente et à contre courant,
- des dunes asymétriques « inverses » avec des flancs amont plus longs et moins escarpés que leurs flancs aval. Cette morphologie traduit des processus d'aggradation largement prédominant sur les processus de progradation. Elle a été précédée d'une période de construction durant laquelle la progradation était supérieure à l'aggradation et la dune était alors de type asymétrique « normal »,
- des dunes symétriques dont l'aggradation a toujours été très supérieure à la progradation.

Ces trois types de dunes traduisent des variations dans les conditions de débordement des courants de turbidité.

Pour comprendre les processus qui contrôlent leur édification et ces différentes morphologies, des carottes ont été prélevées sur le flanc amont, la crête et le flanc aval de deux dunes de type différent : une dune de morphologie asymétrique « normal » et une dune de morphologie asymétrique « inverse ». Il a été mis en évidence des différences lithologiques et faciologiques (en particulier grâce à l'analyse en radioscopie rX suivie d'un traitement des images numériques) entre les dépôts du flanc amont, de la crête et du flanc aval d'une même dune ainsi que dans les caractères et la distribution des dépôts entre les deux dunes.

Ces résultats permettent de proposer des interprétations sur la dynamique sédimentaire liée aux différents types de courants de turbidité mis en jeu et sur les processus contrôlant l'édification et l'évolution dans le temps de ces dunes géantes. Ainsi,

- la dune asymétrique « normal » est mise en place par des courants de turbidité montrant, alternativement, des intensités plus faibles ou plus fortes. Ces courants vont amener, respectivement, un dépôt d'épaisseur constante sur la dune et permettre sa croissance par aggradation (courants de faible intensité) ou un fort dépôt sur son flanc amont et une érosion de son flanc aval et permettre sa

croissance par progradation (courants de forte intensité). C'est ce dernier phénomène qui l'emporte sur toute la période de formation de la dune et explique sa forte migration à contre pente et à contre courant. L'étude des carottes a mis en évidence une phase de décélération des courants au passage du flanc amont puis une phase d'accélération entre le flanc amont et la crête puis sur le flanc aval de la dune,

• la dune asymétrique « inverse » montre une évolution progressive de sa morphologie, depuis sa forme asymétrique « normal » jusqu'à sa forme actuelle. Cette évolution est liée à un comblement progressif de la dépression interdunaire située en avant du flanc amont. Ce comblement marque une diminution, dans le temps, de l'énergie des courants de turbidité. Il peut être mis en relation avec une augmentation progressive de la hauteur de la levée qui a peu à peu empêché le débordement de la totalité des courants de turbidité, ne permettant qu'à la partie supérieure, peu énergétique, de ces courants d'atteindre la dune.

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n° 27, 293 p.

LA CROISSANCE RÉCIFALE POSTGLACIAIRE A TAHITI (PACIFIQUE CENTRAL). IMPLICATIONS GLACIO-EUSTATIQUES.

POSTGLACIAL REEF GROWTH HISTORY IN TAHITI ISLAND (MID-PACIFIC). GLACIO-EUSTATIC IMPLICATIONS.

Lucien MONTAGGIONI[1]
Guy CABIOCH[2]
Gilbert CAMOIN[3]
Edouard BARD[3]
Anne RIBAUD-LAURENTI[1]

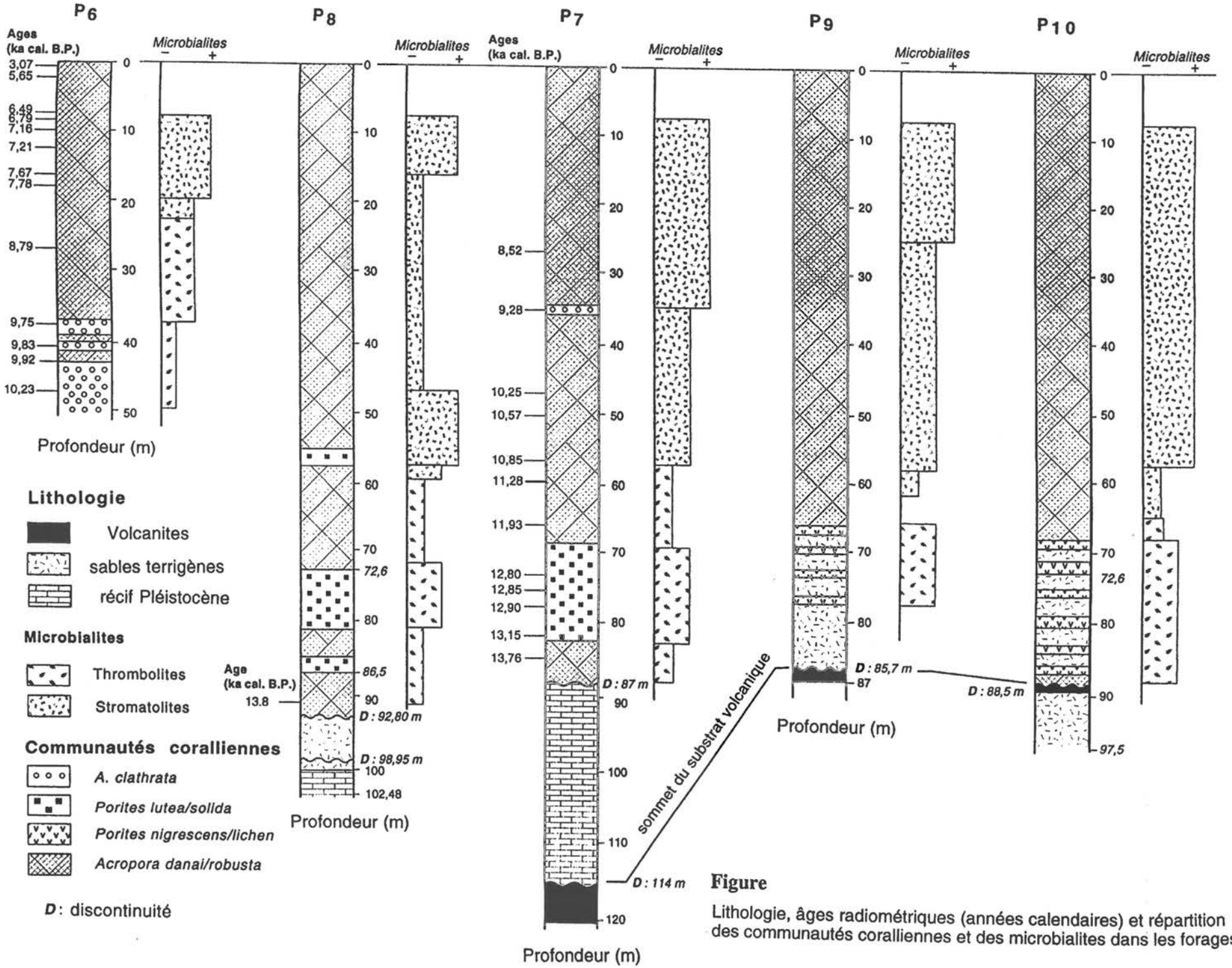
1-CNRS-UPRESA 6019-Université de Provence, Marseille,
2-ORSTOM, Nouméa, Nouvelle-Calédonie,
3-CNRS-CEREGE-Université d'Aix-Marseille 3, Aix-en-Provence.

Au cours des deux dernières décénnies, les carottages effectués sur des sites récifaux en contexte géodynamique varié ont conduit à établir un schéma général de la croissance récifale postglaciaire (de 18.000 ans B.P. à l'Actuel), en relation avec la remontée rapide du niveau marin. Ce scénario est resté imparfait, du fait que très peu de séquences récifales forées couvraient la période considérée.

Récemment, cinq forages verticaux ou inclinés de 30°, de plus de 100 m de long, ont été réalisés à travers le récif barrière de Papeete (Tahiti) (Figure : Forages P_6, P_7, P_8, P_9 et P_{10}). La base de la série postglaciaire, qui repose sur un corps récifal Pléistocène, a été datée de 13.800 ans B.P. par les méthodes U-Th (TIMS) et C-14 (AMS). Cette série est essentiellement constituée d'une communauté algo-corallienne de milieu peu profond (0-5 m) et de moyenne à forte énergie (coraux à branches massives : *Acropora* gr. *robusta-danai*; corallinacées en croûtes épaisses : *Hydrolithon onkodes*). Cette communauté est précédée, à la base, par une association dominée par des *Acropora* tabulaires (*A. clathrata)*, des *Porites* en dôme et des corallinacées à croûtes minces (*Neogoniolithon*) ou branchues (*Lithophyllum),* ce qui correspond à une paléobathymétrie de 5 à 10 m.

La trame algocorallienne est encroûtée par des microbialites, qui se présentent sous la forme d'épaisses croûtes laminées ou de masses micritiques grumeleuses, constituant un élément majeur de l'édifice.

La réponse de la croissance récifale à la remontée eustatique a été liée à la nature des bioconstructeurs; les vitesses d'agradation varient de 9,3 à 20,6 mm.an-1. Le récif-barrière a suivi une stratégie de croissance de type keep-up, brièvement interrompue par des ralentissements de croissance (passage à une stratégie de type catch-up). Le développement exubérant des microbialites aurait été favorisé par des apports périodiques d'eau douce, enrichis en éléments nutritifs. Au cours des derniers 14.000 ans, la croissance récifale a été continue; aucune interruption durable de la croissance de l'édifice, ni, a fortiori, d'effet de drowning ne sont enregistrées à Tahiti, contrairement aux Caraïbes, où les récifs coralliens auraient été submergés à deux reprises, lors de la transgression marine holocène (11.500 et 7.500 ans B.P.). Nos observations suggèrent que les éventuelles submersions ayant affecté les littoraux de l'Atlantique tropical ne peuvent être imputables à des perturbations glacio-eustatiques d'ampleur globale.



Figure

Lithologie, âges radiométriques (années calendaires) et répartition des communautés coralliennes et des microbialites dans les forages deTahiti.

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n° 27, 293 p.

SEISMIC MODELLING OF COMPLEX RESERVOIR GEOMETRIES, METHODOLOGIES AND PITFALLS: THE EXEMPLE OF THE AREN SANDSTONE IN THE TREMP BASIN, SOUTHERN PYRENEES.

POSTER

Stefano MORA
Total Exploration Production, Scientific and Technical Centre, Saint-Rémy-lès-Chevreuse, France

In the eastern sector of the south-central Pyrenees, the upper cretaceous Aren Sandstone records a regional regressive event that occurred during the early stages of development of a foreland basin and the synsedimentary growth of local, thrust-related anticlines. The excellent exposures and the relatively simple local structural setting make the Aren strata an almost ideal case for studying the seismic response of complex reservoir geometries.

The different scales at which stratigraphic units are defined on seismic lines and in outcrop studies, together with the technical impossibility of shooting a seismic line right on an outcrop (it can only be shot behind it, if possible at all), constitute the principal obstacles to the integration of outcrop stratigraphy and seismostratigraphy. Seismic modelling, i.e. the definition of one scheme of acoustic impedance derived from a geometrical and geological model, aims to solve this problem.

Seismic modelling has been employed for a long period, mainly to study and solve problems related to the acquisition and migration of seismic lines in structurally complex areas. Commencing from the seventies seismic modelling has been used to study the interactions between "thin layers" and seismic waves and, more generally, to study the problems related to the resolution of the reflection seismic technique (Widdes, 1973; Nath Meckel, 1976; Neidell Poggiagliolmi, 1977). Another field in which seismic modelling reveals its fundamental importance is in the seismic processing methods. It is, in fact, possible to appraise the impact and effects of each specific method or algorithm used in the processing sequence, paying particular attention to the similarity between the seismic image and geological model.

With the advent of the seismostratigraphy (Brown and Fischer, 1977; Mitchum et al., 1977), the investigation of the stratigraphic meaning of seismic reflections, and more strictly, the analysis of the geometric relationships between the reflections (lap outs), played the most important role. Sequence stratigraphy then derived from seismic stratigraphy, using seismically observed patterns and geometric relationships between reflectors as a key to describe the actual geometric relationships between strata. The interest of seismic modelling then shifted towards the study of models built from large scale outcrops and correlations, in order to test the validity this type of interpretation.

The Aren sandstone crops out along more than 12 kilometres in a dominantly dip direction, the vertical exposure reaching 700 metres in thickness. The geological model is built from 17 measured sedimentological logs. The depositional setting of the Aren sandstone shown in the stratigraphic section is clearly affected by the growth of the synsedimentary anticlines related to the pyrenean thrust, and separated from the studied zone by a lateral ramp. The growth of these folds and the movement along the ramp resulted in a series of unconformities and in the local distortion of the stratal pattern.

The input of petrophysical parameters to the geometrical model is one of the most crucial steps of the complete modelling. The main factors influencing the final result are:

- the level of detail chosen for the correlations to build the seismic layering
- the petrophysical distribution within each layer

To provide a more realistic modelling, an extremely accurate and precise description of the lithology and of its relationships with petrophysical properties has to be defined and modelled.

A set of preliminary tests beginning with 1D and 2D models indicated that ray tracing methods or convolution could not correctly simulate seismic wave propagation in geological models

with either thin layers, strong impedance contrasts or angles higher than 10°. Beyond the local application, this also indicates that the two techniques are inappropriate for any type of modelling in the conditions mentioned above.

Seismic processing always bears a strong impact on the seismic data, both on the amplitudes and on the geometries of the reflectors. Even a theoretically perfect simulation of acquisition completed by the appropriate processing fails in producing a final image fully identical to the initial model.

The low resolution of the 2D and 3D seismic method does not result only in the loss of information but can also modify the geometric relationships between strata, e.g. « create » non-existent onlaps or downlaps or « destroy » some actual ones. Despite the appearances, a seismic reflection line is not exactly equivalent to a geological cross-section.

This study shows that, even under ideal acquisition and processing conditions, the seismic tool can introduce a pseudo-lap out. This implies that clear onlaps or downlaps seen on a seismic line may not correspond to « real » such relationships in subsurface. Seismic reflection is mainly a function of the contrasts of impedance between the different lithologies that make the succession. In the contexts in which changes in the accommodation rates cause extensive lateral facies shifts, the seismic reflections may characterise chronostratigraphic surfaces, as usually claimed by the models. On the contrary, when such phenomena are not related to strong lithological changes or to the development of angular unconformites, the seismic reflections will highlight the diachronous limits of the lithological units.

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n° 27, 293 p.

ORGANISATION STRATIGRAPHIQUE DES SERIES CENOZOIQUE DE LA MARGE CENTRE-GABON ET DYNAMIQUE DE FONCTIONNEMENT DES CANYONS DU MIOCENE INFERIEUR (MANDOROVE SUPERIEUR)

STRATIGRAPHIC ORGANIZATION OF THE CENOZOIC SERIES OF THE CENTRE-GABON MARGIN AND LOWER MIOCENE (UPPER MANDOROVE) CANYON'S DYNAMICS

Rigobert MOUGAMBA & Michel LOPEZ
Laboratoire de Sédimentologie et Géodynamique, Sciences de la Terre -SN5- Université Lille1, 59655 Villeneuve d'Ascq

L'analyse de données sismiques et puits acquises par la société Elf-Gabon sur la marge Centre-Gabon a permis de définir **quatre grandes unités stratigraphiques** dans la série cénozoïque.

De la base au sommet on passe d'un **système aggradant** (Unité I) à un **système faiblement progradant** (Unité II), puis à des **systèmes fortement progradants** (Unités III et IV). Cette évolution marque les grands changements géodynamiques et les principales étapes de la structuration de la marge.

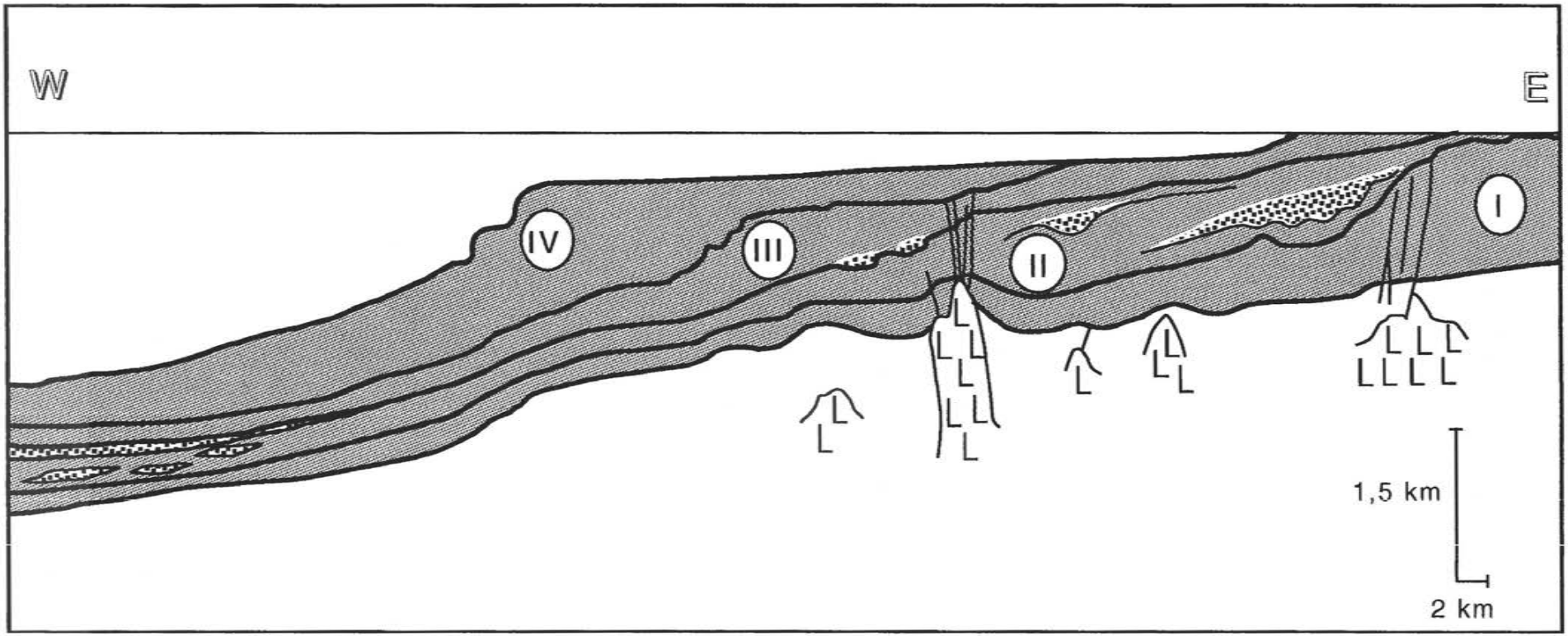
De nombreuses structures d'incision **(canyons/vallées incisées/chenaux/)** sont visibles à partir de l'Eocène moyen ; leurs morphologies varient suivant leur position stratigraphique verticale ou horizontale (proximale à distale).

Un des canyons du Miocène inférieur (Mandorové) a été étudié dans le détail afin d'approcher les mécanismes de fonctionnement. Ce canyon, d'une largeur d'environ 6 à 8 km et d'une profondeur d'environ 350m s'étend sur près de 150 km d'Ouest en Est. Le remplissage du canyon peut être découpé en trois séquences élémentaires correspondant globalement à une remontée progressive du niveau marin relatif. A l'intérieur de ces séquences élémentaires on observe des chenaux unitaires isolés dans une matrice argileuse ; ils peuvent surcreuser d'anciens chenaux et conduire à des complexes de chenaux amalgamés. L'analyse des variations d'amplitude sur station d'interprétation sismique fait apparaitre pour ces chenaux unitaires des géométries méandriformes qui sont principalement développées dans la partie supérieure du remplissage. Du bas vers le haut du remplissage on observe une diminution des extensions latérales et des épaisseurs des niveaux clastiques, du rapport sable/argile et de la granulométrie. La fin du remplissage est constitué par un drapage argileux (MFS).

Les chenaux unitaires et complexes de chenaux isolés, non corrélables, sont à rattacher à la dynamique interne **(autocyclique)** de remplissage du canyon. Les trois séquences élémentaires, corrélables, seraient plutôt contrôlées par des facteurs externes **(allocycliques)** au canyon, en relation avec la structuration de la marge.

La création des canyons Miocène inférieur de la marge Centre-Gabon correspond à un évènement tectonique majeur (flexuration et uplift de la partie orientale à environ 20-22 Ma), ayant entrainé une baisse importante du niveau marin relatif dans ce domaine de la marge. Le remplissage de ces canyons et le développement des géométries méandriformes se feraient pendant la phase de remontée du niveau marin relatif.

Les grandes unités stratigraphiques de la marge Centre-Gabon



Unité I: phase d'aggradation anté-Animba (Paléocène à Eocène inférieur)
Unité II: changement géodynamique de la marge (Eocène moyen-Miocène moyen)
Unité III: phase de stabilisation de la marge/progradation (Miocène supérieur)
Unité IV: phase de progradation-aggradation (Pliocène à Actuel)

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n° 27, 293 p.

LES ALTERNANCES MARNE-CALCAIRE DU KIMMERIDGIEN INFERIEUR DU BASSIN DU SE (France) : STRATIGRAPHIE HAUTE RESOLUTION ET CYCLES DE MILANKOVITCH. 1) GEOLOGIE.

POSTER

ALTERNATING MARLY AND CARBONATE BEDS FROM THE LOWER KIMMERIDGIAN OF THE SOUTH-EAST FRANCE BASIN : HIGH RESOLUTION STRATIGRAPHY AND MILANKOVICH CYCLES. 1) GEOLOGY.

Alexis MOUSSINE-POUCHKINE*, Bertrand AMARD*, François ATROPS**, Michel SEGURET*.

*GBE (CNRS-Univ. Montpellier 2-ORSTOM), 34095 Montpellier Cedex 5, France.
**Paléontologie stratigraphique, URA 11, Université Cl. Bernard, 69622 Villeurbanne Cedex

Les séries alternantes marne-calcaire déposées en milieu pélagique, qui constituent l'essentiel de l'Oxfordien supérieur et du Kimmeridgien au-dessous de la barre « tithonique » du bassin du Sud-Est, ont fait l'objet d'études biostratigraphiques (Atrops, 1982) et stratonomiques (Raja Gabaglia, 1995). Ces études ont montré la valeur chronostratigraphique de « motifs » stratonomiques (vires marneuses et ressauts calcaires), ainsi que la possibilité de corréler, à l'échelle du bassin, chacun des bancs ou interbancs qui les constituent.

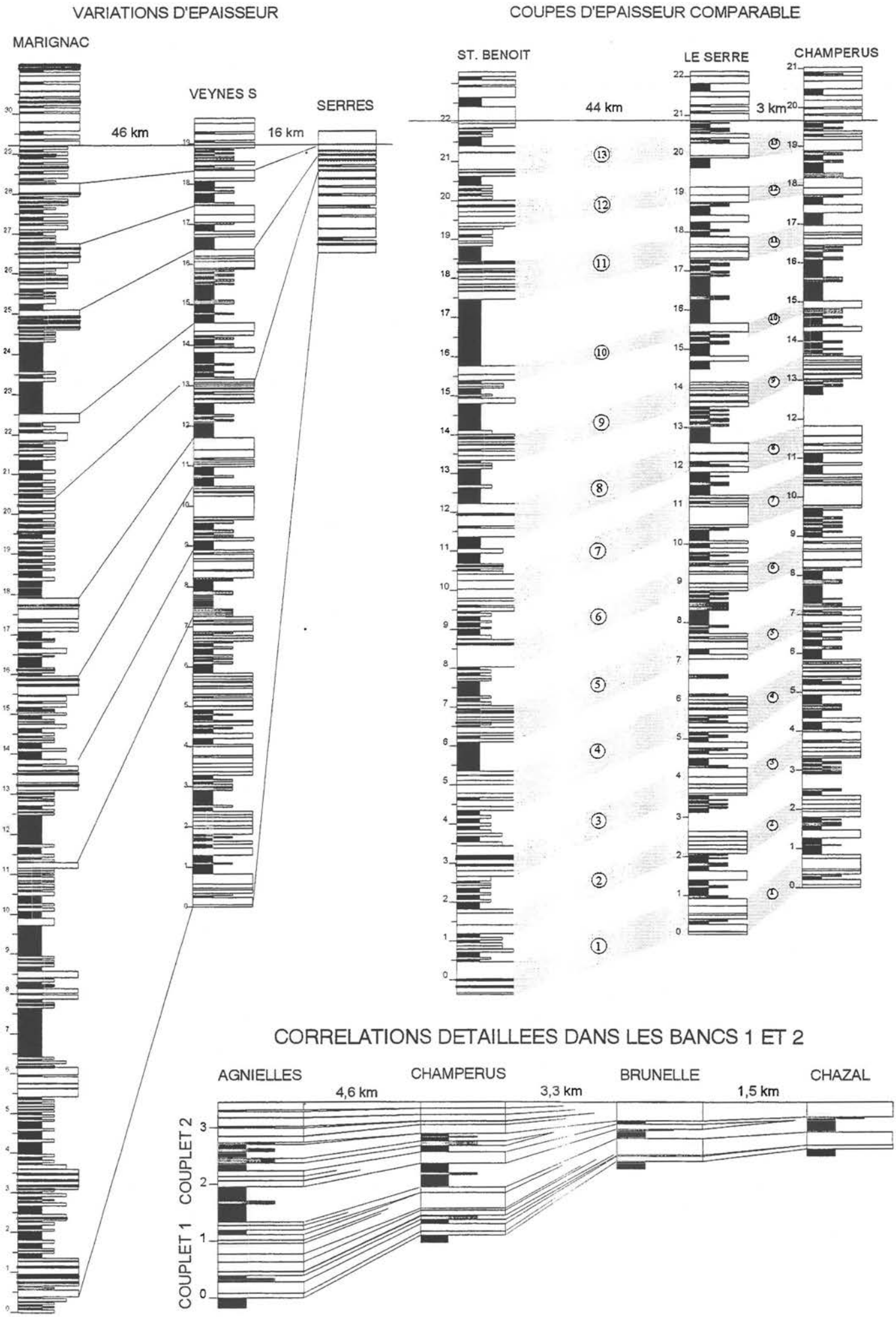
L'un de ces « motifs », constitué de 14 couplets marne-calcaire (Raja Gabaglia, 1995), dit « Groupe des 14 », a fait l'objet d'études détaillées à l'échelle du bassin, du Diois aux Baronnies et à la région de Sisteron. Ce « motif » plutôt carbonaté est aisément reconnaissable au sein de la série du Kimmeridgien inférieur du fait de son encadrement entre deux vires marneuses et de sa structure en trois ensembles séparés par des couplets plus marneux. Il reste parfaitement identifiable en dehors de la zone d'étude, sur la bordure ardéchoise. Plus de 25 coupes ont été levées avec une définition centimétrique, dont 12 réparties sur l'ensemble de la zone d'étude et 13 autres, plus resserrées, dans la région de Veynes. La lithologie a été appréciée visuellement, en distinguant 3 ou 4 termes selon l'échelle marne - marne calcaire - calcaire marneux - calcaire. L'étude géochimique (De Rafelis et al., ce volume) montre que cette distinction correspond à une variation de la teneur en carbonate, allant de 60 à 95%.

Ce « groupe des 14 » est encadré par deux vires marneuses bien datées : marno-calcaires à *Hippolytense* à la base, marnes à *Divisum* au sommet. Il correspond donc exactement à la sous-zone à *Lothari* (Atrops, 1982), subdivisée elle-même localement en trois horizons (*Discoidale, Hypselocyclum, Semistriatum*). La durée de cette sous-zone est évaluée à 280 ou 240 Ka. Ces données permettent d'attribuer à chaque couplet de cet intervalle une durée d'environ 20 Ka, compatible avec la durée des cycles de précession de Milankovitch.

Toutes les coupes ayant été parfaitement corrélées couplet par couplet, il apparaît que l'épaisseur de l'intervalle considéré peut varier dans un rapport de 1 à 10, la zone d'épaisseur minimale (2-3 m) formant un axe NW-SE entre Serres et Sisteron. Au Sud et à l'Ouest de cet axe, l'épaisseur augmente jusqu'à 10 m mais l'intervalle conserve une structure en couplets marne-calcaire claire. La limite supérieure des termes calcaires évolue en surface de condensation au fur et à mesure de la diminution d'épaisseur. Au Nord, l'épaisseur peut atteindre 30 m (Marignac, La Cluse), mais alors les bancs calcaires deviennent des ensembles carbonatés formés de petits bancs séparés par des marnes, tandis que les termes marneux se chargent en petits bancs calcaires. Ces petits bancs, en nombre variable par couplet (3 à 17) selon l'épaisseur des coupes, restent parfaitement corrélables entre des coupes, même éloignées, d'épaisseur comparable. L'étude des coupes resserrées autour de Veynes, où le gradient d'épaisseur est important, montre bien la disparition progressive de ces petits bancs par amalgamation au fur et à mesure que l'épaisseur décroît. La signification de ces petits bancs, probablement allocycliques du fait de leur extension, reste à déterminer : s'agit-il de cycles d'origine solaire, et quelle est leur périodicité ?

Ainsi, les couplets marne-calcaire des zones peu épaisses correspondent-ils à une durée de sédimentation proche de 20 Ka ; dans les zones dilatées, ils sont remplacés par des faisceaux de 3 à 17 couplets de petits bancs dont la durée est nettement inférieure, de l'ordre du Ka. Les couplets et les faisceaux restent parfaitement corrélables. La cyclostratigraphie des alternances marne-calcaire doit tenir compte de ces emboîtements de périodicités.

CORRELATIONS BANCS PAR BANC



CORRELATIONS DETAILLEES DANS LES BANCS 1 ET 2

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n°27, 293 p.

LE TITHONIEN DU BASSIN DU SUD-EST : UNE RAMPE CARBONATEE A ZONE EXTERNE DE DEGENERESCENCE DES HOULES DE TEMPETE 4) LES CORPS PROGRADANTS DE CEUSE , GEOMETRIE D'ENSEMBLE.

POSTER

THE TITHONIAN OF THE SOUTH-EAST BASIN (FRANCE) : A CARBONATE RAMP WITH OUTER ZONE OF WAVE DEGENERATION 4) PROGRADATIONAL UNITS OF CEUSE, LARGE SCALE GEOMETRY

Alexis MOUSSINE-POUCHKINE*, Michel SEGURET*, Frédéric BOUCHETTE*, François ATROPS**.

*Géofluides Bassins Eau (CNRS-Univ. Montpellier 2-ORSTOM) cc 57, 34095 MONTPELLIER
**Paléontologie stratigraphique, URA 11, Université Cl. Bernard, 69622 Villeurbanne Cedex

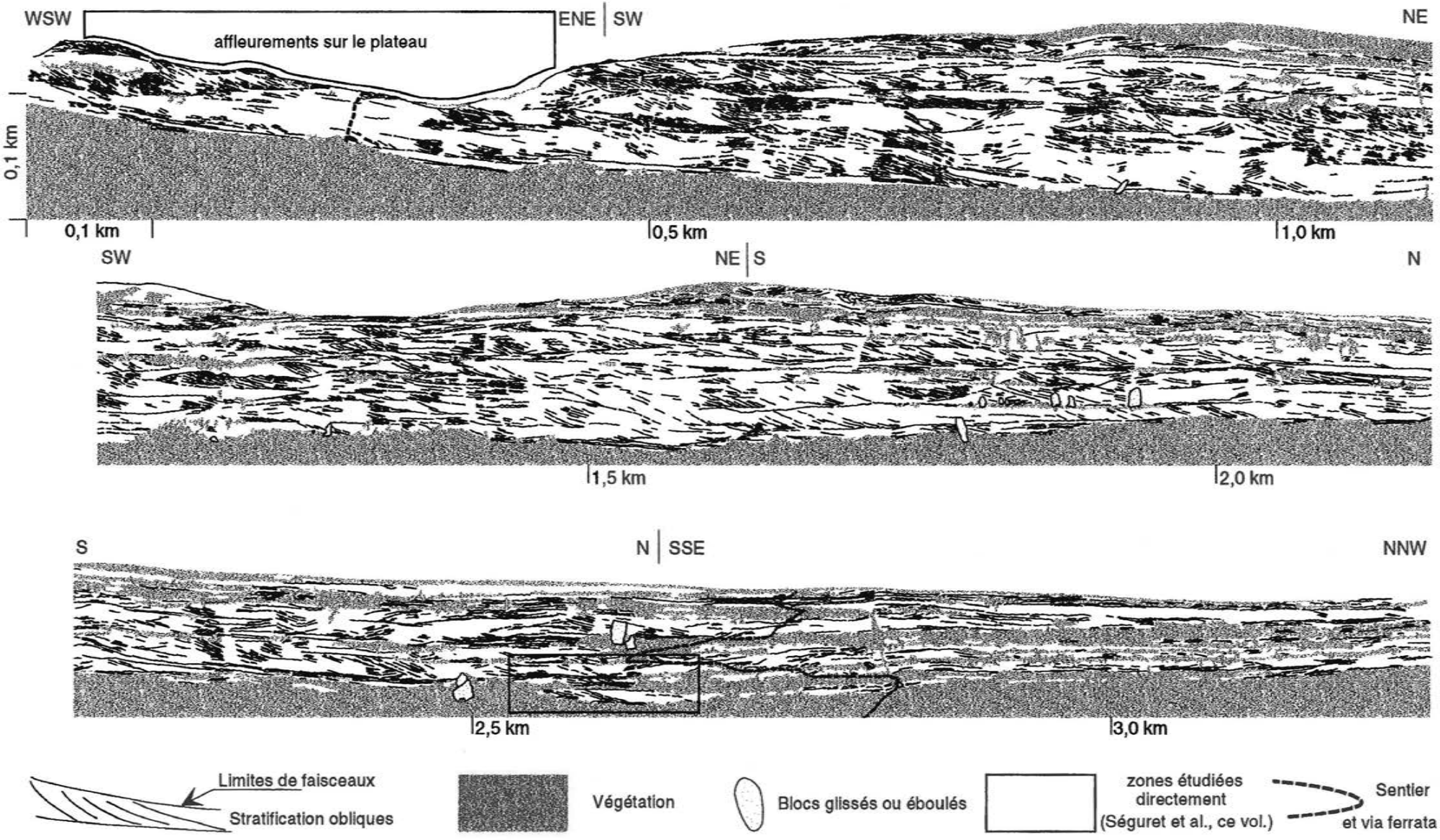
Le massif de Céüse est un petit synclinal perché à près de 2000 m d'altitude, situé à 12 km au SW de Gap (Hautes Alpes). De forme à peu près circulaire, avec un diamètre d'environ 3 km au niveau de la corniche « tithonique » qui en constitue l'ossature et la crête, il est limité à l'Ouest par un faisceau de failles, prolongement vers le N du chevauchement de Digne. La corniche elle-même, massive et d'une hauteur de 35 à 120 m dans ses parties Sud et Ouest, devient plus délitée dans les zones Nord-Ouest et Nord ; elle est formée essentiellement de brèches carbonatées, intercalées vers le Nord de calcilutites et de calcarénites (Raja Gabaglia, thèse Montpellier, 1995). Ces brèches reposent en discordance sur différents termes des séries marneuses et calcilutitiques inférieures, d'autant plus anciens que l'on va vers le Sud : Kimmeridgien supérieur au N (zone à *Acanthicum*), Oxfordien supérieur au S (limite inférieure de la zone à *Planula*). Une érosion plus ou moins symétrique, avec un maximum à l'Est, se retrouve, sans intercalation de brèches, immédiatement à l'Ouest du faisceau de failles, où le Berriasien peut reposer directement sur l'Oxfordien (région de Chateauneuf d'Oze; Atrops, 1984).

L'inaccessibilité générale de la falaise rend très difficile l'examen direct des brèches en dehors de certaines zones privilégiées (voir n°5 Séguret et al., ce volume). La structure a donc été étudiée par télédétection, à partir d'une série de photographies acquises lors d'un vol en ULM, habillées, interprétées puis redressées et assemblées de façon à obtenir une image panoramique couvrant environ 3,2 km de long.

Cette image montre la superposition de faisceaux à stratification oblique dans toute la partie Sud et Est de la falaise et leur effilochage dans la partie Nord. Apparemment, la falaise massive est formée quasi exclusivement de brèches en faisceaux obliques. Le pendage de ces stratifications obliques est généralement orienté à droite, c'est-à-dire vers le NW dans la partie Sud et vers le N dans la partie Est. Les faisceaux identifiables mesurent de 1 à 25 m d'épaisseur, mais les surfaces de réactivation paraissent fréquentes. Les limites entre faisceaux paraissent relativement planes et horizontales, avec localement des géométries érosives. A leur sommet, les stratifications obliques sont généralement coupées à angle fort par la discontinuité inter-faisceaux. L'angle des stratifications internes est souvent également fort à la base, mais des raccords tangentiels sont présents, de plus en plus abondants vers le Nord. Au Nord apparaissent des corps brèchiques à géométrie sigmoïde interstratifiés dans des calcarénites et des calcilutites. La partie sommitale de la falaise, moins abrupte, montre une rétrogradation des corps bréchiques progradants vers le Sud(voir n°5 Séguret et al , ce volume).

La mise en évidence de ces structures implique un dépôt par un courant tractif unidirectionnel, d'énergie suffisante pour transporter des éléments d'une taille atteignant 20 à 30 cm et les déposer dans un système de dunes hydrauliques dont la hauteur était d'ordre décamétrique. L'origine d'un tel courant, dans un environnement pélagique soumis périodiquement à l'influence des tempêtes, demeure mal définie et sera examinée ailleurs (n°5 Séguret et al., ce volume)

Atrops F., 1984. *Jurassique supérieur. Chaines subalpines*. In S. Debrand-Passard (Eds.), Synthèse géologique du Sud-Est de la France. Stratigraphie et paléogéographie. (pp. 255-257). BRGM..


WSW
affleurements sur le plateau
ENE
SW
NE
0,1 km
0,1 km
0,5 km
1,0 km
SW
NE
S
N
1,5 km
2,0 km
S
N
SSE
NNW
2,5 km
3,0 km
Limites de faisceaux
Stratification obliques
Végétation
Blocs glissés ou éboulés
zones étudiées directement
(Séguret et al., ce vol.)
Sentier
et via ferrata

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n° 27, 293 p.

DISCUSSION A PROPOS DE L'IMPORTANCE RELATIVE DES DIFFÉRENTS PROCESSUS GRAVITAIRES HOLOCÈNES SUR LE HAUT DE PENTE A L'EMBOUCHURE DU VAR (NICE).

RELATIVE IMPORTANCE OF HOLOCENE GRAVITY PROCESSES ON THE SUBMARINE UPPER SLOPE OF THE VAR DELTA (NICE, FRENCH RIVIERA).

Thierry Mulder[1], Bruno Savoye[2], David J.W. Piper[3], James P.M. Syvitski[4]

1 Département de Géologie et Océanographie, CNRS URA 197, Université de Bordeaux I, Avenue des Facultés, 33405 Talence cedex, France.
2 IFREMER, Géosciences Marines, BP 70, 29280 Plouzané, France.
3 GSC-Atlantic, PO Box 1006, Dartmouth, N.S. B2Y 4A2, Canada.
4 INSTAAR, 1560 30th St, Campus Box 450, Boulder CO, 80309-0450, USA.

The Var System, extending off Nice in the Western Mediterranean Sea, comprises a river and a sedimentary ridge that have been active since the Early Pliocene. Three major types of sediment transfer process are identified at present time: (1) large earthquake-triggered slides (in which we include the 1979 event although it was not earthquake-induced) and large Pleistocene failure events, (2) shallow failures generated by excess pore pressure due to high-sedimentation rates and over-steepening occurring during small magnitude floods maintained over long-period of times and (3) high frequency and high-magnitude hyperpycnal turbidity currents occurring at the river mouth during floods. In the latter case, all the sediment carried by the river is transferred to the deep sea with little sedimentation close to the river mouth. All these processes generate turbidity currents, but at different return intervals. Hydrological data, direct observations of the seafloor, geotechnical testing and numerical modelling confirm the very high frequency of these sediment transfer events. Some of the processes are catastrophic surges, others such as hyperpycnal plumes are continuous during periods of river flooding. The paleo-events identified in sedimentary series are often widespread, high magnitude events with return periods close to a millennium, i.e. usually beyond historical records. Normal "background" processes provide only thin deposits that are not interpretable in the geologic record. The geological record of such continuous activity remains difficult to identify. The main consequences for the interpretation of sedimentary series are: (1) sedimentation rates measured in region of active sediment remobilisation should be used only to quantify the magnitude of erosion and by-passing. (2) In such areas, sedimentation should be assessed in terms of flux rather than as a static phenomenon. (3) long-term preservation of deposits over widespread areas in high-sedimentation environments is the consequence of high-magnitude events. Daily low-scale processes are erased from the record in proximal areas. In distal areas, they are preserved as sparse deposits usually too thin to be discerned from the background hemipelagic sedimentation.

Le Var est un fleuve de 120 km de long. Il draine un bassin versant de 2820 km^2 et se jette en Méditerranée au niveau de la Baie des Anges à Nice. Des crues subites peuvent affecter le fleuve au printemps ou à l'automne. Durant ces crues, le débit moyen (50 à 55 m^3s^{-1}) peut être multiplié plusieurs dizaines de fois. La charge sédimentaire peut alors devenir importante à l'embouchure. En mer, le fleuve se prolonge directement par un profond canyon qui entaille la pente continentale réduite et présente des pentes importantes (de l'ordre de 16° par endroits). Il forme une extension du réseau fluviatile aérien avec lequel il présente de profondes analogies. En dessous de l'isobathe 1900 m, une ride sédimentaire s'étend sur plus de 20 000 km^2 en levée droite du chenal.

Les études récentes, associant données hydrologiques, profils de sismique reflexion, sonar latéral et carottages, ont montré que les processus actuels comprenaient : des courants hyperpycnaux de forte fréquence et de forte magnitude, des courants de turbidité résultant de ruptures superficielles naturelles ou d'origine anthropique (1979) et la déstabilisation des séries sédimentaires lors de séismes.

Les courants hyperpycnaux sont des courants de turbidité, qui se forment lorsque la charge en suspension à l'embouchure est suffisante pour que la densité eau douce + sédiments en suspension soit supérieure à la densité de l'eau de mer. Cette charge en suspension est de 42 à 43 kg m^{-3} pour les régions soumises à un climat tempéré. Le courant fluvial plonge alors suivant le fond du bassin. Il perdure grâce à l'érosion et à l'entraînement d'eau de mer qui remplace progressivement l'eau douce à

l'intérieur du courant et accroît la densité du fluide interstitiel. Des sédiments peuvent être transportés ainsi directement sur la ride sédimentaire et dans le reste de l'éventail profond. Dans ce cas, le dépôt à l'embouchure est limité. L'existence de courants de ce type à l'embouchure du Var a été mise en évidence en utilisant les données hydrologiques récentes. Leur analyse statistique montre qu'un courant hyperpycnal peut être produit, en moyenne, tous les 2 à 5 ans lors de crues subites au printemps ou en automne. Des courants hyperpycnaux de grande ampleur (durant au moins une journée) peuvent être produit tous les 4 à 21 ans en moyenne. Le débit nécessaire pour produire un événement hyperpycnal est compris entre 700 et 1250 m^3s^{-1}, le seuil dépendant des conditions climatiques (sèches ou humides) qui régnaient avant la crue à l'origine du courant. L'étude morpho-bathymétrique de la tête du canyon du Var confirme ces résultats. Elle montre qu'à la sortie de la tête du canyon, la vallée méandre, formant un réseau anastomosé qui rappelle celui des cours d'eau alpins. A cet endroit, les flancs du canyon présentent des amphithéâtres abrupts alternant avec des pentes au relief moins prononcé, disséquées par un système complexe de vallées de deuxième ou de troisième ordre rappelant les " badlands " terrestres. Ces formes d'érosion sont interprétées comme étant le résultat du passage fréquent de courants de turbidité. La crue exceptionnelle de 1994 pourrait avoir produit un courant de turbidité de nature hyperpycnale à l'origine d'une turbidite d'une épaisseur de quelques millimètres à quelques centimètres sur la ride sédimentaire du Var. Les carottages suggèrent que les courants hyperpycnaux pourraient être à l'origine de 10 à 16 turbidites déposées durant l'Holocène au sommet de la levée sur le flanc ouest du canyon.

Lorsque la charge sédimentaire n'est pas suffisante pour produire un courant hyperpycnal, le taux de sédimentation à l'embouchure peut être suffisamment important pour expliquer des ruptures superficielles en raison à la fois de l'excès de pression interstitielle et de l'accroissement local de la pente. C'est ce type de phénomène qui semble s'être produit en 1971 et qui est à l'origine des courants de turbidité qui ont été enregistrés dans le canyon sous une profondeur d'eau de 800 m. Durant cette période, le débit instantané à l'embouchure n'a pas dépassé 600 m^3s^{-1} ce qui exclut une origine hyperpycnale d'autant plus que la charge sédimentaire à l'intérieur des courants n'a pas excédé 1 à 2 kg m^{-3}.

Le glissement de 1979 résulte directement de la pression anthropique et est à relier aux travaux d'extension de l'aéroport de Nice. Les sédiments sous-consolidés situés à l'aplomb de l'aéroport ont glissé sur une épaisseur d'une trentaine de mètres créant un coulée de débris qui s'est rapidement transformée en un courant de densité rapide (35-40 $m.s^{-1}$) et très érosif le long des fortes pentes du canyon. A la sortie du canyon, la formation d'un ressaut hydraulique a permis le dépôt d'une turbidite de 10 cm à 1 m d'épaisseur. Le phénomène s'est poursuivi sous la forme d'un courant de turbidité jusqu'au pied de la pente corse. L'événement de 1979 n'est que le reflet à un ou deux ordres de grandeur près, des courants de turbidité issus de glissements qui pouraient être produits lors de séismes de fortes magnitudes ayant leur épicentre dans ou à proximité de la Baie des Anges.

Les phénomènes observés durant l'Holocène à l'embouchure du Var produisent tous des courants de turbidité à différentes échelles et avec différentes fréquences. Certains sont catastrophiques et instantanés (courants de turbidité résultants de glissements), d'autres sont des phénomènes continus sur des périodes de plusieurs heures à plusieurs jours (courants de turbidité hyperpycnaux). L'enregistrement en pied de pente des processus haute fréquence (courants hyperpycnaux annuels, courants de turbidité résultants de glissements superficiels à l'embouchure) reste difficile à identifier. En effet, seuls semblent rester en mémoire géologique les événements de forte magnitude avec une période de retour de plusieurs centaine d'années. Les événements haute fréquence ne créent que des dépôts épars, fins et parfois impossibles à interpréter en tant qu'événements individuels au sein d'une série sédimentaire. Les conséquences sont que : (1) les taux de sédimentation dans les régions où existe une forte remobilisation des sédiments ne devraient être utilisés que pour évaluer le taux d'érosion ou de non-dépôt, (2) la sédimentation dans de telles régions devrait être évaluée en terme de flux et (3) les dépôt préservés à long terme sur des surfaces importantes sont le fruit d'événements de fortes magnitudes. Les dépôts résultant de phénomènes de hautes fréquences ne sont pas pérennes à proximité de l'embouchure et ne peuvent éventuellement être préservés que de manière discontinue au niveau des levées turbiditiques sur le glacis. Ils sont dans tous les cas difficilement discernables des dépôts hémipélagiques.

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n°27, 293 p.

CALIBRATION DU SIGNAL SEDIMENTAIRE ORGANIQUE AVEC LA PALYNOLOGIE ET LES MINERAUX MAGNETIQUES RECONSTITUTION PALEOENVIRONNEMENTALE SUR LES 5000 DERNIERES ANNEES - ANNECY, LE PETIT LAC

CALIBRATION OF THE SEDIMENTARY ORGANIC SIGNAL WITH PALYNOLOGICAL AND MINERAL MAGNETIC MARKERS - PALAEOENVIRONMENTAL RECONSTRUCTIONS FOR THE PAST 5000 YEARS - ANNECY LAKE (FRENCH ALPS)

H. NOËL(1), E. LALLIER-VERGES(1), J. DEARING(2), E. GARBOLINO(3), J.L. de BEAULIEU(3), J.R. DISNAR(1) & A. BRAUER(4)

(1) UMR 6531 - FR 09 CNRS, Université d'Orléans, 45067 ORLEANS Cedex, FR.
(2) Department of Geography, University of Liverpool, LIVERPOOL L69 3BX, UK.
(3) L.B.H.P., URA 1152 CNRS, Université Marseille-St Jérôme, 13397 MARSEILLE, FR.
(4) GeoForshungsZentrum Potsdam, Telegrafenburg A26, 14473 POTSDAM, D.

Abstract- *A core sampled in the centre of the Petit Lac d'Annecy in the French Alps (LA13) has been studied using mineral magnetic, palynological and organic methods. The microscopic examination and quantification of organic matter derived from 1) the reworking of geological formations, 2) the soils and 3) the litter and reed-belts allows a direct comparison between the pedogenic organic material and magnetic record of surface soil (soft-IRM). The excellent correlation demonstrates the validity of organic signals in the reconstruction of palaeoenvironments. These preliminary results show that the combination of both organic and mineral magnetic markers within the general palaeoenvironmental framework established by the palynology permits a precise characterization of the evolution of the watershed over the last 5 Kyrs, especially the frequency and magnitude of extreme flood-events.*

Les taux de sédimentation élevés rencontrés dans les lacs en font des sites privilégiés pour l'étude d'événements climatiques de courte durée ainsi que des variations environnementales liées à l'action anthropique. Parmi les constituants les plus sensibles aux variations environnementales se trouve la Matière Organique (MO) sédimentaire, résidu résistant de la MO vivante. Des études antérieures ont mis en évidence que les variations quantitatives et qualitatives de l'enregistrement organique sédimentaire étaient liées aux évolutions respectives des biomasses du lac et de son bassin versant, elles-mêmes sous influence directe du climat et de l'action de l'Homme. Au cours du Quaternaire, les crises climatiques telles que les transitions Glaciaire-Interglaciaire et stade-interstade sont particulièrement visibles dans la composition pétrographique de la MO sédimentaire lacustre (Bertrand *et al.*, 1992; Lallier-Vergès *et al.*,1993; Sifeddine *et al.*, 1995).

Les travaux récents de Buillit *et al.* (1997) réalisés sur le lac d'Annecy (Haute Savoie) ont montré que sur les mille dernières années, les variations climatiques de courte durée (échelle séculaire) et de faible amplitude (± 1,5 à 2°C, Magny, 1995) étaient également lisibles à travers l'étude de la MO. Ces auteurs précisent que l'enregistrement organique peut être perturbé par des phénomènes liés à l'aménagement du bassin versant par l'Homme (déforestation, mise en culture, établissement de sols...).

L'étude présente a été réalisée sur une carotte (LA 13) extraite au centre du Petit Lac d'Annecy. Une double approche pétrographique (microscope photonique en lumière transmise et réfléchie) et géochimique (pyrolyse Rock-Eval) a été mise en oeuvre dans le but de réaliser une quantification relative des différents constituants organiques en fonction de leurs sources (bassin lacustre, sols et substratum géologique du bassin versant). L'objectif de cette étude est de confirmer l'utilisation des signaux organiques comme marqueur de paléoenvironnement en les confrontant directement à d'autres signaux paléoenvironnementaux acquis de manière indépendante comme les marqueurs magnétiques et polliniques.

Les signaux magnétiques sont basés sur les propriétés de rémanence magnétique des minéraux. Le signal majeur utilisé ici, *Soft- IRM* signe les apports des horizons supérieurs des sols (Thorndycraft *et al.*, 1996).

Les analyses polliniques nous ont permis de proposer un cadre paléoécologique global du bassin versant.

L'étude pétrographique de la MO a permis :
1) de confirmer les résultats acquis par Buillit *et al.* (1997), on retrouve le même type d'évolution du rapport entre MO aquatique et MO terrestre pour les 1000 dernières années.
2) de définir et quantifier les différents constituants organiques provenant du bassin versant, à savoir a) ceux provenant du remaniement des formations géologiques, b) ceux provenant du lessivage des sols et c) ceux provenant de lessivages superficiels soit de la litière des forêts, soit de la ceinture de roseaux. Une comparaison directe des apports en minéraux magnétiques et en particules organiques provenant des sols a pu être ainsi établie et montre une remarquable corrélation pour la partie supérieure de la série marquée par des apports pédologiques.

La comparaison des données palynologiques avec celles acquises par Higgit *et al.* (1991) et l'obtention d'âges radiocarbones a permis de proposer une chronologie pour la carotte étudiée qui aurait enregistré plus de 5000 ans d'Histoire. La confrontation de tous les signaux obtenus sur cette carotte nous a permis de préciser quelles ont été les variations paléoenvironnementales au cours des 5000 dernières années et d'avancer des hypothèses quant à leurs causes. On peut découper l'enregistrement en deux grandes périodes :

- de 5000 BP à 1000 AD: les apports pédologiques magnétiques sont peu importants et constants. A l'opposé la MO dérivée du bassin versant est très fluctuante et provient essentiellement des litières forestières et/ou du démantèlement des roselières. La très nette domination des pollens d'arbres (> 90%) indique que le couvert végétal était essentiellement forestier. Durant cette période, l'existence d'un couvert végétal dense avait pour effet de stabiliser les sols et de limiter ainsi les apports d'origine pédologique. Cependant, des crises de fortes pluies ou de crues existaient comme l'atteste l'abondance de particules organiques provenant d'horizons superficiels. Après 3800 BP, la forte réduction des genres Abies et Picea au profit des taxons plus thermophiles et moins hygrophiles Fagus et Quercus, peut traduire une réduction des précipitations ou une augmentation des températures si elle n'est pas liée à une réduction anthropique des sapinières d'altitude à l'échelle régionale.

- de 1000 AD à aujourd'hui: Cette période se caractérise par de fortes fluctuations des quantités de particules magnétiques provenant des sols, variations qui se corrèlent remarquablement avec celles de la MO allochtone synsédimentaire, sensu stricto. Dans un premier temps l'apport en particules pédologiques reste constant et ensuite s'exprime de façon ponctuelle. De la même manière, les pollens d'arbres accusent d'abord une baisse importante et on voit apparaître de nouvelles espèces comme les céréales qui sont la conséquence des mises en culture des terres par l'Homme après les déforestations (Higgit *et al.*, 1991). Ensuite à partir de 1400 AD, on observe de nouveau une augmentation des pollens d'arbres en liaison avec l'implantation anthropique de chataigners et de noyers.

Au début de l'an Mil, l'aménagement du bassin versant par l'Homme a eu pour effet de déstabiliser la cohérence mécanique des sols et de faciliter leur mobilisation. Il en découle une augmentation du taux de sédimentation moyen de 0,115 à 0,34 cm/an. Au plus fort des déforestations, l'érosion s'exprime par des apports pédologiques mmagnétiques et organiques continus et importants. Par la suite en raison de la mise en culture céréalière puis de la sylviculture arborée à partir de 1400 AD les sols sont restabilisés. L'exportation de particules pédologiques ne se fait que de façon ponctuelle probablement en liaison avec des périodes de fortes pluies à caractère évènementiel.

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n° 27, 293 p.

LES SABLES MASSIFS PROFONDS (1) UN MODÈLE À L'AFFLEUREMENT : L'APTO-ALBIEN DU BASSIN VOCONTIEN (SE FRANCE).

DEEP WATER MASSIVE SANDS (1) : THE VOCONTIAN MODEL.

Olivier PARIZE*, Patrice IMBERT¤ et Jean-Loup RUBINO¤¤

*, École des Mines de Paris, CGES, 35 rue Saint-Honoré, 77305 Fontainebleau cedex
¤, TOTAL-C.S.T., Domaine de Beauplan, 78470 Saint-Rémy-lès-Chevreuse
¤¤, TOTAL, Tour TOTAL, 24 cours Michelet, La Défense 10, 92069 Paris La Défense cedex 47

Deep water massive sands are well known as hydrocarbon reservoirs in subsurface, much less so at the outcrop. The Aptian-Albian series of the Vocontian Basin (SE France) provide a good example of such sandbodies. The main control parameters on the deposition are well illustrated on a shelf to basin transect. The sands were first winnowed by a regional shelf current, then stored close to the shelf edge by local countercurrents which accumulated thick packages of sandwaves. Liquefaction occurred when the sand was finally delivered to the deep basin, as indicated by the close association between the distal part of the systems and pervasive sand injection.

Les sables massifs constituent un type important de réservoirs pétroliers, en particulier sur les marges passives. Ils n'étaient jusqu'à présent connus qu'à travers les données de subsurface. Les sables massifs de la série apto-albienne du domaine Vocontien (bassin du SE de la France) fournissent un excellent exemple de terrain de ces systèmes turbiditiques particuliers, et sont ici proposés comme modèle de référence. Tout au long du Crétacé inférieur, le bassin du SE-France correspond à un bassin sédimentaire intracratonique, sur la marge septentrionale de l'océan pyrénéo-valaisan [Stampfli, 1993], qui présente un domaine de sédimentation de plate-forme et un domaine de sédimentation plus profonde : le bassin Vocontien. À l'Apto-Albien, ces deux domaines sont respectivement à dominante silico-clastique et à dominante marneuse (formation des Marnes Bleues).

Les dépôts gravitaires intercalés dans ces marnes de sédimentation pélagique comprennent des sables massifs, mais aussi des slumps et des turbidites granoclassées de type plus classique. Les systèmes sableux, massifs ou turbiditiques, suivent des paléovallées sous-marines. Il existe également un calage biostratigraphique précis entre les dépôts des deux domaines de sédimentation [Friès, 1987 ; Friès & Rubino, 1990 ; Bréheret, 1995]. L'ensemble des travaux d'inventaire et d'analyse que nous avons menés sur les affleurements apto-albiens du SE-France peut être désormais synthétisé assez facilement et fournit alors un modèle cohérent, explicatif et prédictif de la répartition des sables massifs.

1°) Les dépôts «profonds» : les sables massifs.

Six épisodes turbiditiques successifs se déposent au cours de l'Apto-Albien; cinq correspondent à des sables massifs : le système de l'Aptien supérieur qui affleure bien autour de Rosans [Parize, 1988] possède de très nombreuses analogies avec les sables massifs de Mer du Nord [Parize *et al.*, 1995 ; Imbert *et al.*, 1995a]. Tous ces corps massifs se caractérisent par l'homogénéité du matériel : granoclassement très peu marqué, quasi-absence des structures tractives. Il existe très localement des figures d'expulsion de fluides et quelques niveaux à galets mous argilo-calcaires à valeur de "*rip-up clasts*".

Ces sables massifs constituent des corps unitaires chenalisants relativement épais variant de quelques mètres à plus de 30 m ; ils s'amalgament pour former des barres pouvant atteindre une centaine de mètres d'épaisseur [Rubino & Parize, 1989]. Certains corps peuvent se suivre longitudinalement sur plus de 80 km. La largeur des lentilles dépasse 10 km à l'amont du système et se réduit à quelques kilomètres à l'aval. Cette géométrie des dépôts est en relation directe avec la paléotopographie du fond sous-marin [Parize, 1989]. Ces dépôts remplissent des chenaux profondément érosifs aux berges fortement pentées. La terminaison aval de ces sables massifs chenalisants se caractérise par une diminution rapide d'épaisseur et surtout par l'apparition d'un réseau complexe d'injections (sills et dykes gréseux sédimentaires) dans les berges des chenaux au cours du dépôt de l'épandage [Parize, 1988 ; Parize *et al.*, 1995]. Les sills jouent ainsi le même rôle vis-à-vis des sables massifs chenalisants que les lobes vis-à-vis des chenaux dans les systèmes turbiditiques classiques.

2°) Les dépôts de plate-forme : les dunes de plate-forme.

Au N, à l'W et au S du domaine Vocontien, le domaine de sédimentation de plate-forme est bien défini sur une largeur d'au moins 20 km. À l'Albien, il est caractérisé par des dunes hydrauliques de sable glauconieux, d'amplitude métrique à décamétrique, qui peuvent s'amalgamer pour constituer des complexes dunaires atteignant parfois 80 m. Ces complexes dunaires sont séparés les uns des autres par des surfaces de ravinement et/ou un mince intervalle marneux. Les dunes sont sans influence de houle et sans influence tidale ; elles sont construites par un courant unidirectionnel qui balaie la plate-forme [Rubino, 1984 ; Rubino *et al.*, 1995] dans un sens anti-horaire.

Dans le cas du bassin du SE-France, ce courant de plate-forme (CPF) assure le transport et l'homogénéisation du matériel sableux : il agit comme une machine à trier et à classer [Imbert *et al.*, 1995a] qui aboutit au vannage du matériel sableux [Imbert *et al.*, ce volume].

3°) Les dépôts à la transition entre la plate-forme et la pente.

La transition rapide (en 2 km) entre les dépôts dunaires de plate-forme et les sables massifs profonds peut être observée en continuité en différents points. Les faciès les plus proximaux sont des slumps sableux remaniant notamment des accumulations dunaires qui évoluent très rapidement à des sables massifs. Le matériel de ces slumps sableux et ces sables massifs sont remaniés par un courant qui édifie des cortèges dunaires. Ce courant, unidirectionnel, de sens opposés au CPF, correspond à un courant hauturier à moyenne profondeur. Enfin, les dunes sableuses sont entaillées par d'étroits chenaux profondément érosifs (*gullies*) de sables massifs provenant de la liquéfaction du matériel dunaire, qui vont alimenter les épandages profonds.

Ces observations montrent que même si le CPF balaie longitudinalement la plate-forme, du matériel sableux peut être détourné à la faveur de pièges morphologiques ou de variation du système des courants (interactions entre le CPF et le courant plus profond) et être accumulé en bordure de la pente. Ce matériel va alimenter des slumps sableux qui se stabilisent en haut de pente [Imbert *et al.*, 1995b] à la manière d'exemples actuels [Viana & Faugères, sous presse].

4°) Le modèle vocontien : les facteurs de contrôle du caractère massif.

À l'Apto-Albien, le même matériel sablo-glauconieux est organisé soit en dunes hydrauliques sur la plate-forme, soit en sables massifs chenalisants dans les parties plus profondes du bassin. Les dépôts sableux profonds sont presque monogranulaires pour la simple raison que leur source l'est également. Les courants régionaux de plate-forme trient le matériel ; des contre-courants locaux en entraînent une partie vers le rebord de la plate-forme, d'où il est périodiquement déstabilisé en direction du bassin profond. Le déclenchement semble être assuré par une liquéfaction du matériel dunaire, liquéfaction qui efface toute trace des structures sédimentaires originelles. Seuls subsistent quelques niveaux reliques (bases de bancs à éléments carbonatés, précocement lithifiés) qui sont entraînés lors de la déformation et donnent des figures de slumps. En fonction des conditions locales, les sables ainsi remobilisés peuvent se déposer à faible distance de leur source, ou s'écouler sur de grandes distances vers le centre du bassin où leur dépôt est sous le contrôle de la morphologie du fond sous-marin.

5°) Le modèle vocontien:l'évolution temporelle des systèmes de sables massifs.

L'organisation séquentielle des dépôts apto-albiens du Bassin du SE-France s'intègre bien dans le schéma général de stratigraphie séquentielle *sensu* EXXON [Rubino, 1984, 1989] en tenant compte des particularismes régionaux, en particulier de l'importance de la tectonique [Rubino *et al.*, 1995]. Les corrélations montrent que les périodes de vannage, classement et accumulation sur la plate-forme sont essentiellement liées aux épisodes transgressifs, alors que les périodes de déstabilisation et d'épandage correspondent plutôt aux baisses du niveau de la mer.

Références :

Bréheret J.G. - Thèse Doct. Sc., Univ. Tours - 3 vol., 960 p. - 1995
Friès G. - Thèse Doct. Sc., Univ. Paris VI., 1986 - Mém. Sci. Terre, ENSMP, 4, 370 p. - 1987
Friès G. & Rubino J.-L. - NATO ASI Sciences, C, 304, p. 47-62 - 1990
Imbert P. *et alii* - Abst. 16th Reg. Meet. Sedim. - Mem. ASF, 22, p. 81 - 1995a
Imbert P. *et alii* - Abst. AAPG Int. Conf. Exhib., Nice. - Bull. AAPG, 79, 8, p. 1223 - 1995b
Parize O. - Thèse Doct. Geol. - Mem. Sc. de la Terre, ENSMP, Paris, 7, 333 p. - 1988
Parize O. - Abst. 2nd Fr. Meet. Sedim. - Mem. ASF, 10, p. 225 - 1989
Parize O. *et alii* - Abst. 16th Reg. Meet. Sedim. - Mem. ASF, 22, p. 116 - 1995
Rubino J.-L. - Abst. 5th Eur. Reg. Meet. Sedim. - Publ. ASF, p. 388-389 - 1984
Rubino J.-L. - Mem. ASF, Paris, 12, p. 28-45 - 1989
Rubino J.-L. & Parize O. - Abst. 2nd Fr. Meet. Sedim. - Mem. ASF, 10, p. 253 - 1989
Rubino J.-L. *et alii* - Abst. 16th Reg. Meet. Sedim. - Mem. ASF, 22, p. 129 - 1995
Stampfli G.M. - Eclogae geol. Helv., 86, 1, p. 1-45 - 1993

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n° 27, 293 p.

ARCHITECTURE ET GÉOMÉTRIE DES CORPS TIDAUX BIOCLASTIQUES COMBLANT LES PALÉOVALLÉES MIOCÈNES AU SUD-EST DU BASSIN DE CARPENTRAS.

POSTER

MIOCENE BIOCLASTIC TIDAL BARS : A VALLEY FILL COMPLEX (CARPENTRAS BASIN, SE FRANCE).

Olivier PARIZE*, Jean-Loup RUBINO¤ et Catherine JAVAUX¤

*, École des Mines de Paris, CGES, 35 rue Saint-Honoré, 77305 Fontainebleau cedex, France
¤, TOTAL, Tour TOTAL, 24 cours Michelet, 92069 Paris la Défense cedex 47, France

Lower Miocene depositional sequences in the SE Carpentras basin infill large scale incised valleys. The transgressive systems tract consists of bioclastic transverse tidal bars which can be described according the J.R.L. Allen [1980] classification ; the two end members, ie. the dunes of class I and the sand waves of class VI, are the most common features.

Au Sud-Est du bassin de Carpentras, la région de Vénasque présente de spectaculaires affleurements de complexe de barres tidales au sein de la série du Miocène inférieur et de la base du Miocène moyen. Cette série est subdivisée en 3 séquences de dépôt [Rubino *et al.*, ce volume] :

la séquence S1 du Burdigalien inférieur (zone NN2/NN3) à faciès silicoclastique,

la séquence S2 du Burdigalien supérieur (zone NN3/NN4) à faciès mixte dominant,

la séquence S3 du Burdigalien terminal/Langhien (zone NN5) seulement représentée par son TST exclusivement bioclastique.

Les dépôts des séquences S1 et S2 comblent progressivement en *onlap* un système de paléovallées incisées dans l'Oligocène. Toutefois la paléovallée de Saumane et celle de Fontaine-de-Vaucluse s'appuient à l'Est contre le massif crétacé des Monts de Vaucluse tandis que celle de Vénasque n'affecte que les calcaires oligocènes. La profondeur de l'incision avant l'invasion marine miocène atteint 75 mètres. A l'issue du dépôt de S1, seul le fond de la paléovallée de Saumane est comblé sur une longueur de plus de 5 km et une largeur d'environ 1 km. Le comblement des paléovallées s'achève à l'issue du TST de séquence S2, dans la mesure où les argiles et les sables du Burdigalien supérieur (HST de S2) débordent les interfluves : la paléovallée de Saumane, alors comblée, est longue d'au moins 8 km, large de plus de 2 km et la profondeur estimée de la tranche d'eau est de plus de 30 m dans la partie axiale de la vallée. La meilleure image analogique de cette configuration morphologique serait les calanques de la région de Marseille. Le caractère tidal des dépôts transgressifs, qui était déjà très commun dans le bassin rhodanien, est ici renforcé par cette configuration et présente alors un caractère franchement macrotidal. Toutefois, la prédominance de la dynamique tidale se perpétue dans le HST de la séquence S2 et dans TST de la séquence S3 qui empiète très loin vers l'Est sur les Monts-de-Vaucluse.

Les TST de S2 et de S3 correspondent à des complexes de barres tidales, respectivement appelés Molasse de Saumane et Molasse de Saint-Gens ; le premier complexe est confiné dans les paléovallées alors que le second transgresse largement les Monts-de-Vaucluse lors de l'ennoiement général de la région au Langhien. La Molasse de Saumane est mixte, mélange de quartz et de bioclastes : elle est découpée de bas en haut en une Molasse inférieure de Saumane, d'autant plus riche en quartz qu'elle recouvre les dépôts de la séquence S1, et en une Molasse supérieure de Saumane davantage bioclastique. La surface séparant la Molasse inférieure de la Molasse supérieure de Saumane est associée à un changement brutal de faciès et présente une extension régionale : c'est la seule surface, au sein de la Molasse de Saumane, à avoir vraisemblablement une origine allocyclique. La Molasse de Saint-Gens est exclusivement bioclastique. Tous ces dépôts molassiques (TST des séquences S2 et S3) se caractérisent par l'absence d'une composante argileuse et se rattachent typiquement au faciès ForaMol de Lees & Buller [1972], caractéristique des plates-formes des moyennes latitudes. La fraction bioclastique comprend l'association bryozoaires - lamellibranches - échinodermes - algues rouges - foraminifères benthiques ; toutefois, les algues rouges ont ici un caractère subordonné : par conséquent le faciès dominant est du type MolEchFor [Carannante *et al.*, 1988]. Le sable constituant les *foresets* des barres tidales est moyen et correspond à des *grainstones*, plus rarement des *packstones*. Celui des *bottomsets* est plus fin et correspond très souvent à des *packstones* et peut même évoluer plus rarement à des *wackestones*.

D'excellentes conditions d'affleurements (suivi plurikilométrique en falaises ou carrières) permettent une analyse détaillée à la fois de la morphologie d'ensemble des corps tidaux et de leur organisation interne. Les caractéristiques tidales sont sans ambiguïté : bidirectionnalité des courants, corps sigmoïdes, doublets (*couplets*), faisceaux de lamines (*bundles*) et surfaces de réactivation. La classification d'Allen [1980] qui distingue 6 classes depuis les dunes (type I) jusqu'aux *sand waves* (type VI), semble particulièrement bien adaptée pour décrire ces barres.

Les barres tidales de la Molasse de Saumane (TST de S2) :

La Molasse de Saumane résulte de la superposition et de la juxtaposition de corps sableux ou barres de différentes tailles sur une épaisseur maximale de 40 mètres. La migration de ces barres est contrôlée par l'orientation des paléovallées. Les différents corps sableux sont fréquemment séparés par d'importantes surfaces d'érosion qui affectent indifféremment tous les types de barres ; celles-ci appartiennent à seulement trois des principales classes telles que les a définies Allen [1980] :

* des dunes de classe I avec des grands *foresets* d'avalanche unidirectionnels qui présentent parfois un granoclassement. La hauteur des stratifications obliques tangentielles atteint la quinzaine de mètres. Il existe des rides, voire des mégarides d'amplitude décimétrique, de courant subordonné remontant sur le tiers inférieur des *foresets*. Au SE de Vénasque un exemple de dune de classe I a été analysé en détail : la quasi-totalité de l'épaisseur syndépôt de ce corps semble préservée car d'une part les *foresets* s'infléchissent pour donner des amorces de *topsets* et d'autre part la discontinuité sommitale n'est pratiquement pas érosive. Son flanc raide présente une inclinaison de 20° vers le Nord (mesure effectuée à mi-hauteur). Son amplitude est de 12 mètres et sa longueur d'onde mesurée entre deux crêtes successives est de 150 mètres : son indice de forme verticale de 12,5 (longueur d'onde / amplitude) est donc bien inférieur à celui des dunes à matériel silicoclastique. Certaines de ces dunes progradent sur des mégarides de longueur d'onde plurimétrique, déposées à leur front, créant des corps à géométrie complexe dont la hauteur tend à diminuer au cours de la progradation par aggradation frontale. accretion

* des *sand waves* de la classe V correspondant à la superposition de mégarides généralement inframétriques progradant sur des surfaces légèrement inclinées.

* des *sand waves* de la classe VI correspondant à la superposition et à la juxtaposition de mégarides inframétriques, clairement bidirectionnelles et progradant sur des surfaces subhorizontales. Ces barres sont particulièrement bien exprimées dans la Molasse inférieure de Saumane. Ainsi au Sud de Saumane, cette formation est constituée de sables mixtes, moyens à grossiers, où le quartz peut représenter jusqu'à 60 %. Elle montre des stratifications obliques tangentielles d'amplitude décimétrique à pluridécimétrique, migrant sur des surfaces faiblement inclinées. Sur les parties d'affleurement perpendiculaires à la direction des paléocourants, ces stratifications apparaissent comme des festons. Ces barres relativement plates constituent de grands corps tabulaires. Certains d'entre eux semblent constituer des *sand sheets* qui pourraient être présents dans toute la paléovallée.

Hormis la surface majeure séparant la Molasse inférieure de la Molasse supérieure de Saumane, toutes les autres surfaces d'érosion, d'extension limitée, ne peuvent être formellement associées à des processus allocycliques. Une origine autocyclique est plutôt privilégiée en raison : 1°) du fort confinement des courants dans la paléovallée et 2°) en l'absence de changement pétrographique important entre deux barres superposées ou juxtaposées.

Les barres tidales de la Molasse de Saint-Gens (TST de S3) :

La Molasse de Saint-Gens affleure moins largement que celle de Saumane, même si l'on en retrouve des témoins isolés sur les contreforts des Monts-de-Vaucluse. Par contre, elle est exploitée dans la carrière de Saint-Gens (SE de Vénasque) aux fronts de taille linéaires. Son épaisseur totale est d'environ 30 m. Cette molasse bioclastique résulte de la superposition de barres qui se rattachent presque exclusivement au type IV et dont l'épaisseur moyenne est de l'ordre de 2 mètres. En plan, ces barres montrent une crête arquée donc un caractère barkanoïde. L'épaisseur moyenne de chaque cycle tidal est de 10 centimètres; il est décomposé aisément entre les dépôts grossiers, beige clair du courant dominant et les dépôts plus fins et plus sombres du courant subordonné.

En conclusion, les barres tidales bioclastiques de Vénasque constituent un des rares exemples d'organisation de ce type de corps sableux en contexte carbonaté ; la qualité des affleurements et les dimensions des corps devraient permettre des comparaisons avec les barres tidales silicoclastiques actuelles de la baie de Surtainville, décrites et imagées en sismique [Berné, 1991].

Allen J.R.L., 1980, Sedim. Geol., vol. 24, n° 4, pp. 281-328.
Berné S., 1991, Thèse Doct. géol., Univ. Lille, 295 p.
Carannante G. *et alii,* 1988, Sedim. Geol., vol. 60, n° 1-4, pp. 333-346.
Lees A. & Buller A.T., 1972, Mar. Geol., vol. 13, pp. M67-M73.

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n° 27, 293 p.

POSTER

DYNAMIQUE SÉDIMENTAIRE DU REMPLISSAGE LACUSTRE HISTORIQUE DU CLAPS DE LUC EN DIOIS (DRÔME, FRANCE).

SEDIMENTARY CHARACTERIZATION OF THE HISTORIC LACUSTRINE OF THE CLAPS DE LUC EN DIOIS (DRÔME, FRANCE).

Petit C.[1], Buoncristiani J.F.[2], Bichet V.[2], Campy M.[2] ,Gay I.[3] et Richard H.[4]

1 : Université de Picardie, Facultés des Sciences, 80039 Amiens et UMR 9946.
2 : UMR 5561 Université de Bourgogne, 6 bd Gabriel, 21000 Dijon
3 : Université de Tours, Labo. de Géologie des Systèmes Sédimentaire, 37200 Tours
4 : UMR 9946, Laboratoire de Chrono-écologie, 16 route de Gray, 25030 Besançon

L'analyse d'un géosystème lacustre permet de déterminer la part de l'impact anthropique par rapport à l'impact climatique sur la production sédimentaire du bassin versant (Campy & al, 1994 ; Macaire & al, 1995).

Le lac du Claps de Luc-en-Diois (Drôme, France) situé dans les Alpes occidentales se trouve sur le cours amont de la Drôme (figure 1). Au passage des calcaires tithoniques redressés, le cours de la Drôme à été obstrué par l'effondrement d'une partie de ces calcaires. Ce barrage a fermé la vallée en deux endroits et permis la mise en place d'un petit lac (altitude : 596 m) et d'un grand lac (altitude : 630 m) qui drainaient alors un bassin-versant de 187 km^2 constitué par les séries marno-calcaires mésozoïques.

Le début de fonctionnement du piège sédimentaire (année 1442) et son atterrissement (année 1900) sont datés d'après les archives. Ce système piège aurait donc fonctionné durant environs 450 ans.

Dans le grand lac, deux forages de reconnaissance hydrogéologique permettent l'identification des faciès du remplissage lacustre (figure 1). Le forage amont, montre 30 mètres d'un remplissage essentiellement sablo-graveleux et le forage aval 65 m de sédiments argilo-silteux reposant sur le substrat calcaire. Deux profils géophysique (sismique réflexion haute résolution) permettent d'établir la géométrie du remplissage lacustre (figure 2). Le volume du grand lac proche de 0,14 km^3 témoigne d'un fort taux de production sédimentaire du bassin-versant estimée aux environs de 2800 $t/km^2/an$.

Les analyses sédimentologiques, microgranulométriques et palynologiques d'un forage carotté dans le petit lac (6,5 m), permettent une approche des processus de dépôts des sédiments laminés du sommet du remplissage. Les crues sont identifiables par un doublet élémentaire composé par de silts moyens (20µm) parfois ravinant et de silts fins (5 µm). L'agencement de ses séquences élémentaires pourrait traduire les variations hydrodynamiques annuelles.

Ainsi cette étude pluridisciplinaire devra permettre d'obtenir (1) la géométrie exacte du remplissage et (2) l'évolution sédimentologique fine, afin d'en déduire l'impact climatique et anthropique sur la production sédimentaire de ce bassin versant.

CAMPY, M., BICHET, V., DI-GIOVANNI, Ch., RICHARD, J., RICHARD, H. et OLIVE, P. 1994. Evolution des flux de matière depuis 12000 ans dans la haute vallée du Doubs, France, *Bull. Soc. Géol. France* 165, p. 383-402.

MACAIRE, J.J., BOSSUET, G., CHOQUIER, A., COCIRTA, C., DE LUCA, P., DUPIS, A., GAY, I., MATHEY, E. et GUENET, P. 1995. Impact climatique et anthropique sur l'érosion mécanique en montagne cristalline de région tempérée pendant le tardiglaciaire et l'holocène. Analyse du bassin du lac de Chanbom Puy-de-Dôme, France, *C.R.Acad. Sci.* 320, série II, p. 579-585.

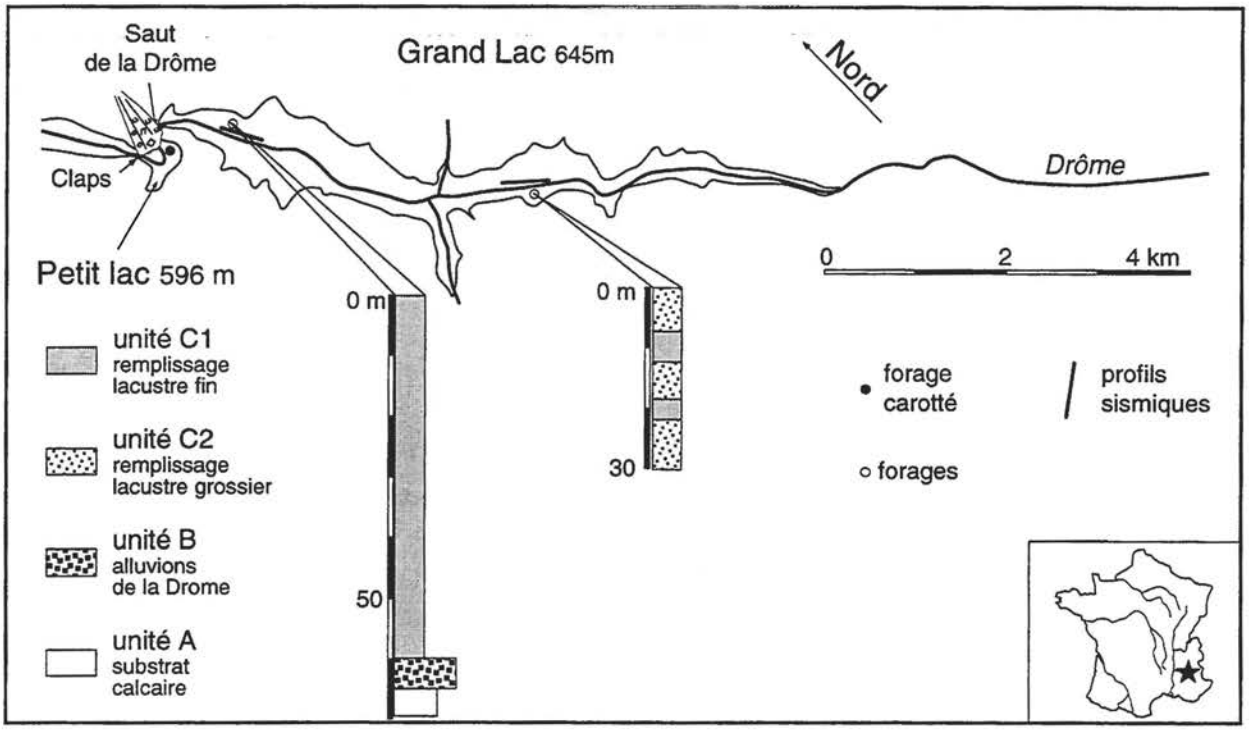


figure 1 : Situation de la zone d'étude et localisation des forages et des profils sismiques

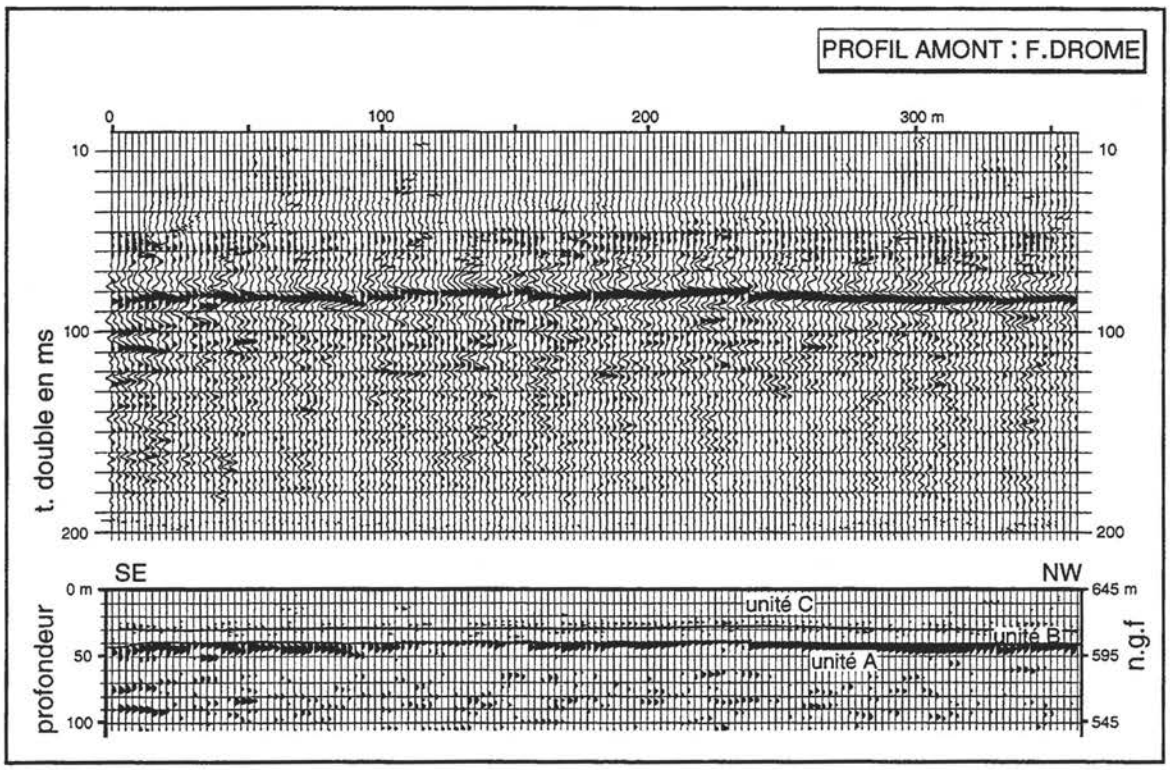


figure 2 : Profil sismique réflexion amont et son interprétation en coupe profondeur.

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n°27, 293 p.

PLONGEMENT ET ENNOIEMENT DES RAMPES CARBONATEES ET CROISSANCE DES REEF-MOUNDS GEANTS SUR LES PENTES DES BASSINS D'AVANT-PAYS : LE PALEOZOÏQUE SUPERIEUR DE L'OURAL (RUSSIE).

CARBONATE RAMPS DROWNING AND GIANT SLOPE REEF MOUNDS GROWING IN FORELAND BASINS : THE UPPER PALEOZOIC DEPOSITS OF THE URALS (RUSSIA).

Jean-Noël PROUST[1], Emmanuelle VENNIN[1], Thierry BOISSEAU[2], Boris CHUVASHOV[3]

[1]URA CNRS 719 "Sédimentologie et Géodynamique", Université de Lille 1 , Sciences de la Terre, 59655, Villeneuve d'Ascq cedex, France. [2]Elf Aquitaine Production, C.S.T.J.F.Sédimentologie 64018 Pau cedex, France.[3]Russian Academy of Sciences, Institute of Geology and Geochemistry, Pochtovy pereulok 7, 620219 Ekaterinburg, Russia,

The hydrocarbon exploration requires a detailled understanding in foreland basins of the synchronous evolution between the foredeep and the forebulge: their lateral shifts may control either the size, the nature and the post depositional evolution of such good traps as carbonate buidups. This study describes the stepwise drowning of the Russian carbonate Platform located on the foreland margin of the prograding West Uralian foredeep during the Upper Paleozoic and the synchronous evolution of giant slope reef mounds.

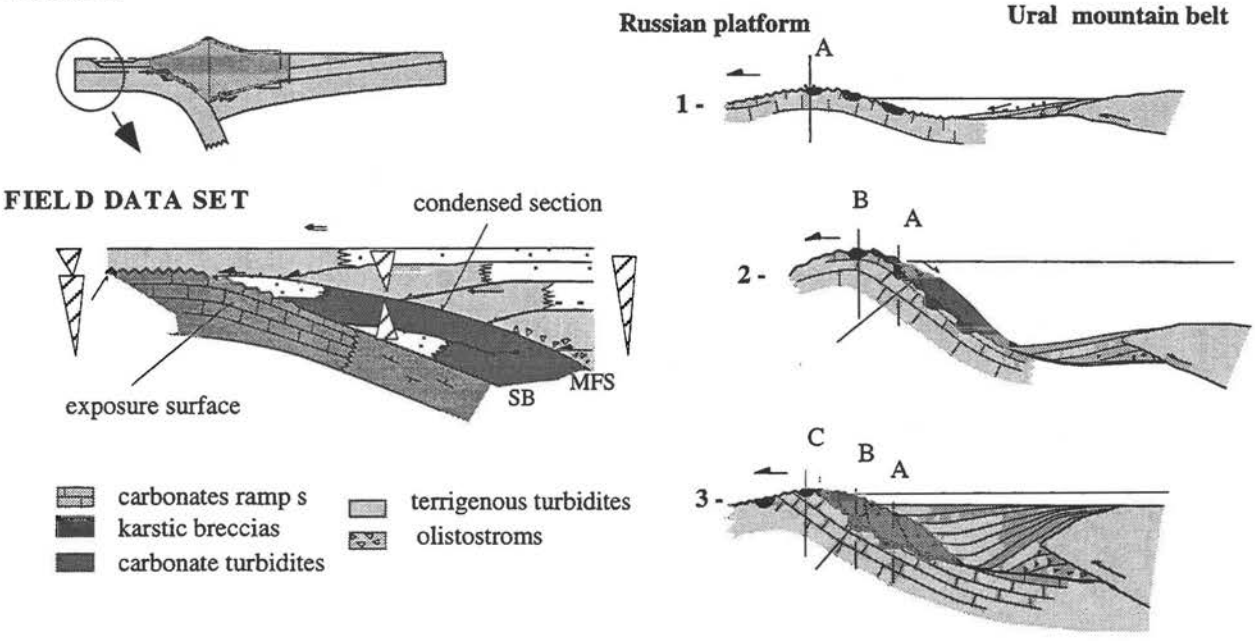
The Urals are a long, linear fold-thrust belt (2500 km long, 200 km wide and 1800 m high) at the boundary of Europe and Asia corresponding to the Upper Paleozoic suture of the Laurussian, Siberian and Kazakh cratons. The sedimentary cover of the Russian Platform that constitutes the Late Paleozoic foreland (Mid Carboniferous-Permian) of the Uralian fold belt is ca 3000 metres-thick. A typical section in the foreland basin exhibits from base to top: (1) deepening upward, wave-dominated to turbiditic carbonate ramp deposits from late Visean to Late Artinskian-Kungurian times bordered by slope reefs mounds from the Kasimovian and huge ones in the lower Permian. (2) shaly condensed section with volcaniclastics, radiolarites, glauconite and phosphorites, (3) shallowing upward section of polymictic turbidites ending to coarse-grained fan deltas, evaporites and meandering rivers red beds by the late Permian. Westward, towards the Russian Platform, the terrigenous deposits thin out, the carbonate ramps become lacunar and evolve towards emersion. Weathering and karstification processes are the rule. From the Kasimovian to early Artinskian four reef mounds end-members are recognised: (1)- Kasimovian-Ghzelian biostroms and banks, 5 to 50 meters in thickness made up of Paleoaplysina, phylloid algae, corals and bryozoans; (2)- Asselian-Sakmarian giant reef mounds, 150 to 350 meters thick, composed of bryozoans, Tubiphytes and Archaeolithoporella; (3)- Artinskian bioherms and banks, 10 to 50 meters thick, with bryozoans, Tubiphytes, sponges and brachiopods; (4)- Kungurian biostroms and patch reefs with stromatolites.

The carbonate sediment geometry in the foreland exhibits a series of backstepping sequences controlled by successive shifts of the flexural bulge during overthrust loadings. Each sequence is characterised by karstified unconformities on the forebulge onlapped by carbonate turbidites on the steepened and drowned ramp margin of the foredeep. The carbonate turbidites are capped by condensed section downlapped by polymictic turbidites shedded by the thrust front. From the Kasimovian to the Artinskian the carbonate turbidites are replaced on the steepened ramp margin by slope reef mounds whose size increases as drowing progresses The Mid-Carboniferous, backstepping, distally-steepened ramp margin is replaced westward, during the Upper Carboniferous-Lower Permian times, by a ramp margin bordered by submeridian belts of giant pinnacle slope reef mounds. These two situations ("backstepping ramps" and "pinnacle reefs development") appear successively in the Urals. Could they be symptomatic respectively of the early and late stage of evolution of carbonate ramps in foreland settings ?

L'exploration pétrolière en domaine d'avant pays requiert la comprehension détaillée de l'évolution combinée du bassin et de son bourrelet périphérique. Leurs déplacements latéraux contrôlent en effet la taillle, la nature et l'évolution postsédimentaire d'excellents réservoirs tels ceux que peuvent constituer les bioconstructions carbonatées. Cette étude décrit les principales étapes de l'ennoiement de la plateforme russe à l'Ouest de l'Oural pendant le Paléozoïque supérieur lors de son insertion dans l'avant-pays ouralien et l'évolution synchrone de reefs mounds de pente géants.

L'Oural est une chaine de montagne longue et étroite (2500 km de long, 200 m de large et 1800m de haut) située à la limite de l'Europe et de l'Asie. Elle correspond à la suture au Paleozoique supérieur des cratons sibériens, kazakhes et Laurussia. La couverture sédimentaire de la plateforme russe qui constitue au Paleozoique supérieur (Carbonifère moyen-Permien), l'avant pays de la chaine ouralienne, est épaisse d'environ 3000 m. Une coupe type dans les sédiments du bassin d'avant pays montre de la base au sommet : (1) des dépôts de rampes carbonatées en approfondissement progressif du Viséen terminal à la limite Artinskien-Kungurien, bordées de reefs mounds de pente à partir du Kasimovien devenant géants au Permien inférieur; (2) des dépôts condensés argileux comprenant des sédiments volcanoclastiques, des radiolarites, de la glauconie et des phosphates; (3) des dépôts polymictiques caractéristiques de milieux de plus en plus proximaux depuis des turbidites fines profondes jusqu'à des fans deltas grossiers, des évaporites et des séries rouges fluviatiles méandriformes au Permien terminal. Du Kasimovien au début de l'Artinskien, les dépôts de rampes carbonatées comprennent quatre séries différentes de reef-mounds : (1) des biostromes et bancs kasimovien-ghzéliens, épais de 5 à 50 m composés de Palaeoaplysina, d'algues phylloides, coraux et bryozoaires; (2) des reefs mounds géants assélien-sakmariens, épais de 150 à 350 m, composés de bryozoaires, Tubiphytes et Archaeolithoporella; (3) des biohermes et bancs artinskiens, épais de 10 à 50 m, avec des bryozoaires, des Tubiphytes, des éponges et des brachiopodes; (4) des biostromes et des patch reefs à stromatolites au Kungurien.

D'est en ouest, la géometrie des dépôts dans l'avant pays montre un amincissement progressif des séries terrigènes progressivement remplacées par les carbonates de la Plateforme Russe. Ces derniers sont organisés en une série de séquences rétrogradantes limitées par des surfaces d'émersion parfois karstifiées correspondant à des hiatus dont l'importance croit vers l'Ouest. La géométrie des dépôts est expliquée par une succession de déplacements latéraux du bourrelet flexural généré par la surcharge liée aux charriages dans la chaine bordière. Chaque séquence est limitée par une surface de discontinuité avec émersion formée à l'aplomb du bourrelet flexural sur lequel viennent ensuite reposer en transgression sédimentaire soit des détritiques carbonatés évoluant vers les turbidites (Bashkirien-Moscovien) soit des bioconstructions de pente (Kasimovien-Artinskien) dont la taille augmente au cours du temps, sur le flanc du bourrelet en approfondissement. Ces dépôts sont ensuite progressivement recouverts en "climbing downlap" le long des sections condensées du maximum d'inondation par les turbidites terrigènes originaires de la chaîne bordière. Une telle organisation géométrique présente l'intérêt de mettre en contact vers l'Ouest, sur la Plateforme Russe, des roches réservoirs (bioconstructions ou détritiques carbonatés karstifiés) et des roches de couverture parfois riches en matière organique (sections condensées) mais aussi de montrer la stricte adaptation des systèmes carbonatés à l'évolution flexurale des bassins d'avant pays où l'on peut distinguer une étape précoce caractérisée par des rampes détritiques homoclinales rétrogradantes développées sur profils peu pentés à production diffuse, et une étape tardive caractérisée par des rampes à flexure distale bordées par des reefs mounds de pente en pinnacle développées le long de profils à rupture de pentes où les centres de production sont plus localisés.



6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n°27, 293 p.

STRUCTURATION EXTENSIVE SYN-SEDIMENTAIRE D'ÂGE JURASSIQUE DANS LE MACONNAIS (BOURGOGNE, FRANCE).

POSTER

JURASSIC SYN-SEDIMENTARY EXTENSIVE TECTONICS IN THE MACONNAIS (BURGUNDY, FRANCE)

Didier QUESNE , Nicolas AUDEBERT, Michel GUIRAUD & Laurent EMMANUEL.
Centre des Sciences de la Terre, UMR 5561, Université de Bourgogne, 6 Bd Gabriel, 21 000 Dijon.

Les Monts du Mâconnais correspondent à un exemple de sous-bassins extensifs à remplissage mésozoïque et tertiaire structurés en demi-grabens (Figures 1 et 2, Allemand 1990). La structuration du secteur est marquée par un ensemble de monoclinaux à pendage Ouest, reliées au jeu de failles normales d'orientation N15°E. Cette structuration a été reliée par Bergerat (1977) et Gélard (1978) à la phase extensive oligocène. Rousselle (1996) suggère cependant une origine plus ancienne. L'étude de ce secteur a consisté en une analyse tectonique des différentes phases de déformation couplée à une analyse sédimentologique de la série aaléno-bajocienne.

Les niveaux mésozoïques présentent deux types distincts de déformation extensive. Au voisinage des failles normales bordant le bassin tertiaire bressan, on observe un premier type de microfailles normales caractérisées par des microstructures de pression-dissolution (stylolithes, recristallisations de calcite) et des cataclasites reliées à une déformation post-lithification cassante. Cette déformation tardive a été attribuée à la phase extensive E-W d'âge oligocène (Audebert 1997).

A proximité des accidents majeurs N15°E, un deuxième type de fracturation extensive a été reconnu. Dans les secteurs de Vergisson, La Salle et Laizé (Figure 1), des failles d'échelle décamétrique et des microfailles normales à miroirs onduleux ne présentent aucun indice de déformation cassante. En revanche, ces structures sont étroitement associées à la mise en place de niveaux de brêches sédimentaires localisées dans le compartiment supérieur. Ces brêches sont constituées d'éléments carbonatés sub-anguleux de taille centimétrique à décimétrique supportées par une matrice argileuse de couleur rouge (Figure 3). Ces structures sont reliées à une déformation syn-lithification révélant une phase de structuration précoce d'âge jurassique. L'analyse quantitative des microfailles syn-lithification précise le champ de paléocontraintes extensif d'âge aaléno-bajocien. A l'échelle régionale, l'allongement horizontal N130°E est responsable de l'activation en faille normale des accidents N15°E; les accidents N70°E et N140°E jouant le rôle de failles de transfert.

La série sédimentaire aaléno-bajocienne des Monts du Maconnais correspond à la superposition de deux cycles qui se développent au dessus des marnes du Toarcien et qui représentent les formations des calcaires à entroques et des calcaires à polypiers (Figure 4). Les corrélations de six coupes sédimentologiques ne permettent pas de mettre en évidence un contrôle clair de la structuration sur les cycles sédimentaires de 3ème ordre. Toutefois, l'étude de certains affleurements à plus haute résolution (Solutré: Figure 4; Laizé) montre un contrôle structural de l'enchaînement séquentiel aux 4° et 5° ordre. A titre d'exemple, dans le secteur de la roche de Solutré, la distribution spatiale des niveaux repères TD et B (Figure 4) est controlée par le jeu de failles normales syn-sédimentaires. La structuration extensive jurassique à l'échelle régionale exerce également un contrôle étroit sur l'orientation des directions d'apports sédimentaires qui ont été précisées par l'analyse des stratifications de dunes et des mégarides dans les calcaires à entroques (Figure 1). On peut noter une forte corrélation entre les orientations des paléocourants et les directions de basculement de la série aaléno-bajocienne. L'ensemble de ces observations met en évidence l'existence et la nature d'une phase de structuration aaléno-bajocienne dans les Monts du Mâconnais.

Références bibliographiques

ALLEMAND P. (1990). - Approche expérimentale de la mécanique du rifting continental. - Mémoires et documents du C.A.E.S.S., Université de Rennes I, 176 pp.

AUDEBERT N. (1997) - Mise en évidence d'une structuration syn-sédimentaire sur la plate-forme aaléno-bajocienne du sud de la Bourgogne : les chaînons du mâconnais. - DEA Université de Dijon, 49 pp.

BERGERAT F. (1977) - Le rôle des décrochements dans les liaisons tectoniques entre le fossé de la Saône et le fossé Rhénan. C. R.Somm. Soc. Géol. Fr, fasc. 4, 195-198.

GELARD J.P. (1978). - La fracturation de la Bourgogne méridionale, essai d'interprétation et implications tectoniques régionales. - Revue de géographie physique et de géologie dynamique (2), vol. XX, Fasc. 1, 5-28.

ROUSSELLE B. (1996). - Partition stratigraphique des faciès et des volumes de dépôt sur la plate-forme carbonatée de l'Aalénien du sud-est de la France. - Thèse Doct. 3ème cycle, Univ. Claude Bernard, Lyon I, 224 pp.

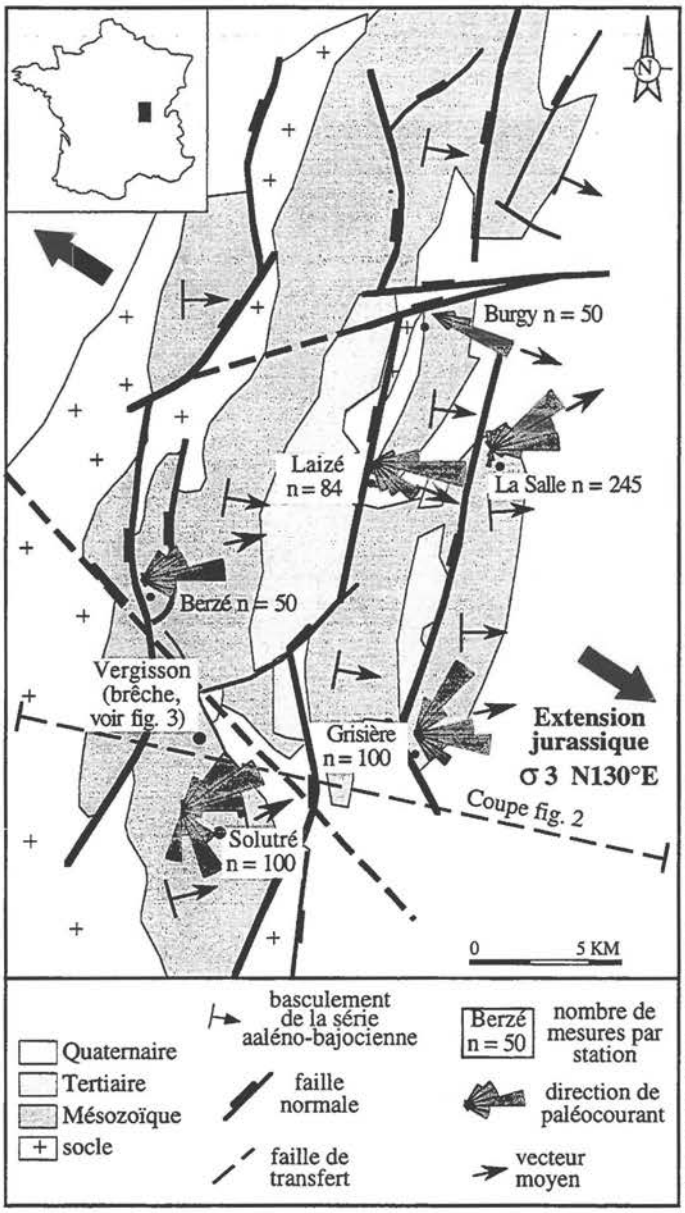


Fig. 1 : Localisation générale du secteur et relation entre basculement de la série et les directions de paléocourants dans les calcaires à entroques bajociens.

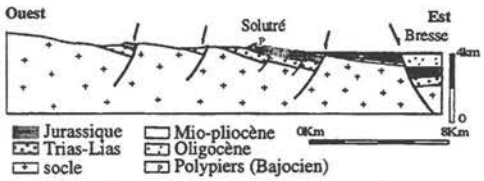


Fig. 2 : coupe ouest-est du Mâconnais (localisation, fig. 1)

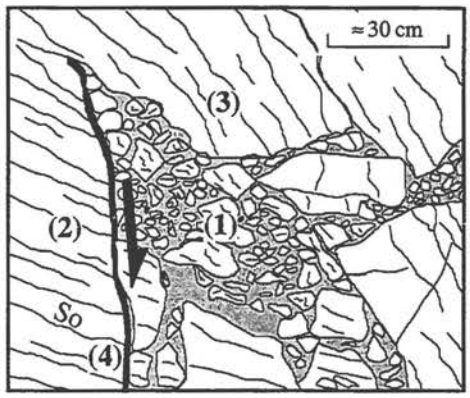


Fig. 3: Brêches syn-lithification dans les calcaires aaléno-bajociens de Vergisson. 1: brêche syn-lithification; 2: bloc inférieur non bréchifié; 3 : banc déformé scellant le niveau à brèches; 4: microfaille normale.

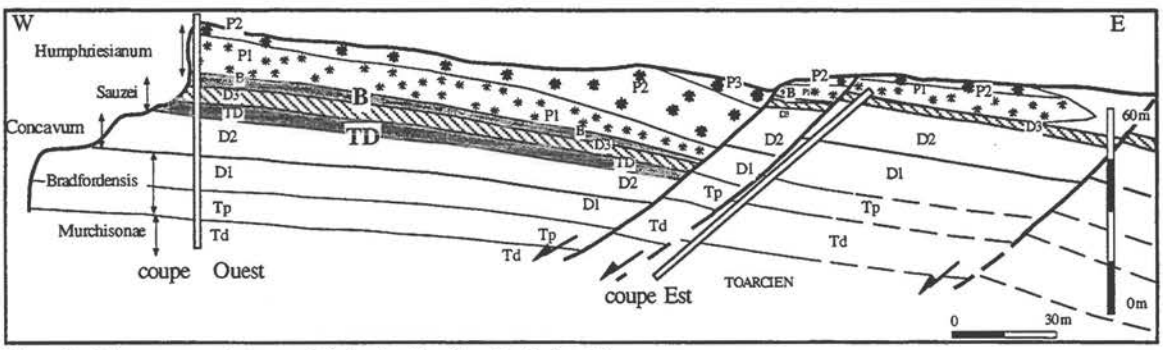


Fig. 4 : Panorama interprété de la Roche de Solutré.

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n°27, 293 p.

TECTONIQUE SYN-SEDIMENTAIRE DANS LE BARREMIEN INFERIEUR DU VERCORS MERIDIONAL, MISE EN EVIDENCE GRACE A L'ARCHITECTURE DES FORMATIONS CALCARENITIQUES.

POSTER

SYNSEDIMENTARY TECTONIC IN THE LOWER BARREMIAN OF THE SOUTHERN VERCORS EVIDENCED THROUGH THE ARCHITECTURE OF THE CALCARENITIC FORMATIONS.

Didier QUESNE* & Serge FERRY**
*Université de Dijon, ** Université de Lyon.

Le Vercors méridional présente d'excellentes conditions d'observation des dépôts calcarénitiques du Barrémien. Une étude menée en combinant sédimentologie de faciès, repérage des coupures de faciès, microfaciologie et suivi des corps sédimentaires, permet de suggérer l'intervention d'une tectonique syn-sédimentaire durant le Barrémien inférieur.

Les calcarénites du membre Bi5 (Arnaud, 1981) sont globalement progradantes vers le sud et peuvent être suivies d'est en ouest, depuis la Montagnette jusqu'au cirque d'Archiane (fig.1).

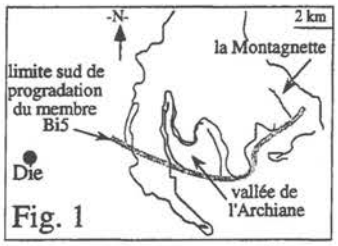


Fig. 1

Quand on étudie en détail l'architecture interne de ces dépôts, on observe une première phase de progradation suivie par une phase d'agradation qui est surmontée par les marnes de Fontaine colombette inférieures.

Sur le flanc est de la vallée de l'Archiane, les calcarénites du membre Bi5 se déposent en un prisme d'abord progradant vers le sud, puis agradant, jusqu'au sommet du membre qui est surmonté par les marnes de Fontaine colombette inférieures (FCi) (fig. 2).

L'étude de détail de la géométrie du membre Bi5 montre d'importantes variations de pendage et d'épaisseur des calcarénites. On observe en effet que les dépôts supra-Bi5 (FCi) ont une épaisseur d'environ 100 à 150 m dans la partie nord de l'affleurement (nommée ici partie 1), puis s'amincissent jusqu'à 20 m d'épaisseur dans la partie médiane (nommée ici partie 2) et s'épaississent à nouveau vers le sud (nommé ici partie 3) où ils deviennent de plus en plus envasés. Dans le même temps, le pendage de Bi5 diminue (environ 20° dans la partie 2 [fig. 2]) et se rapproche progressivement de l'horizontale en direction du sud (partie 3).

Une interprétation possible est de considérer que des failles normales, visibles dans le paysage, ont joué durant le dépôt de ces calcarénites et ont créé un *roll-over* dans la partie 1 de l'affleurement. Le jeu en *roll-over* progressif expliquerait que les faciès de FCi observables dans cette partie restent toujours assez calcarénitiques, c'est à dire que la production carbonatée accommodait parfaitement la descente progressive du substratum. De plus, toujours dans la partie 1, la géométrie progradante des premiers dépôts de Bi5, puis agradante des suivants, indique bien une augmentation de la profondeur. Dans la partie 3, la diminution du pendage des dépôts de Bi5 peut être interprétée comme suggérant l'existence d'un synclinal sur rampe dont on ne verrait ici que la moitié nord.

Le jeu en rampe des failles normales ayant occasionné ce fonctionnement particulier est bien visible, mais les paliers sont beaucoup moins évidents à mettre en évidence. Il existe cependant un niveau ductile (niveau plus argileux entre Bi4 et Bi5) qui aurait pu jouer un rôle comme niveau de détachement.

Dans la falaise de la Montagnette, l'interprétation est déduite de ce que l'on peut observer dans la vallée de l'Archiane. On observe d'abord une phase de progradation rapide constituée de clinoformes dont le microfaciès évolue, du nord au sud, d'un pôle calcarénitique vers un pôle plus fin (hémipélagique). Ensuite se développe une phase de progradation moins rapide (clinoforme 1), puis les trois dernières unités (clinoformes 2, 3 et 4) de l'affleurement sont

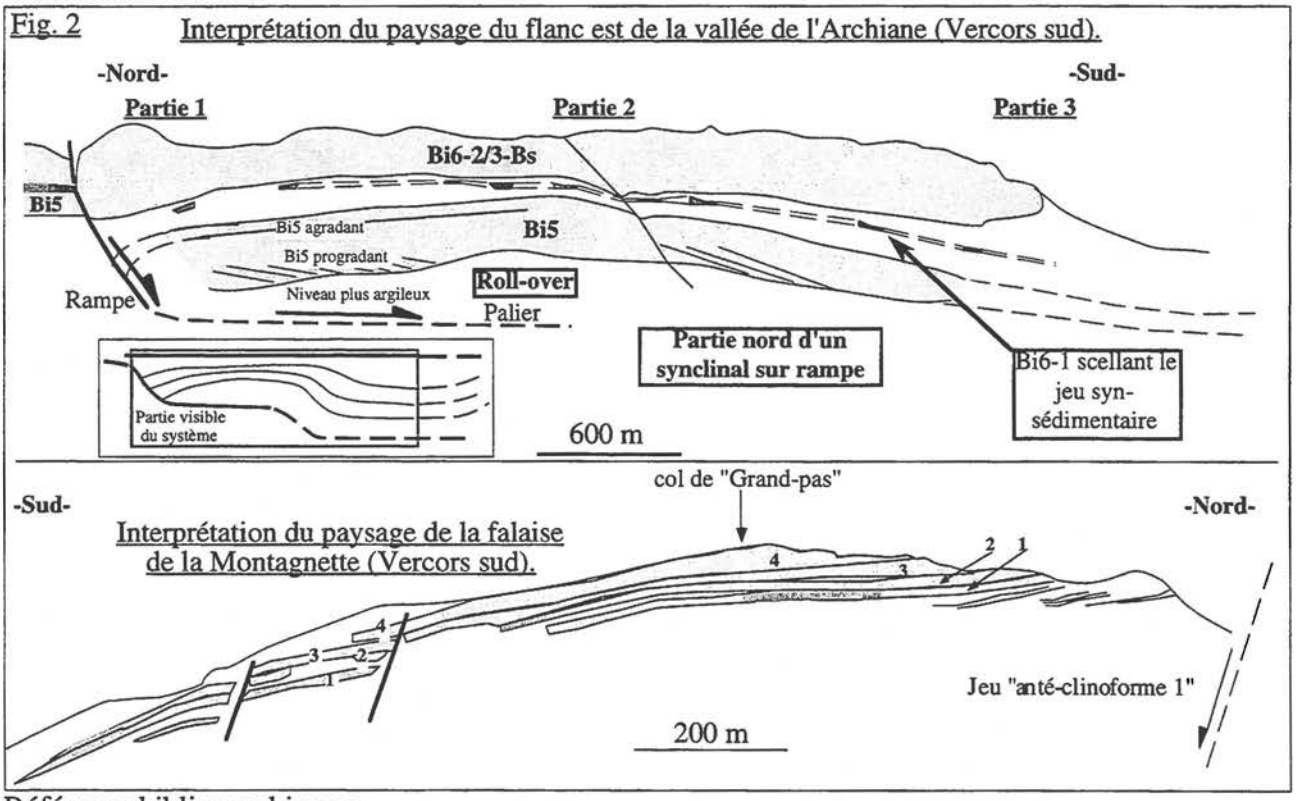
constituées par un calcaire massif dans lesquelles les traces de progradation disparaissent peu à peu et dont le clinoforme 3 a conservé des figures sédimentaires avec des mégarides tronquées et des HCS télescopées.

Le clinoforme 1 présente la particularité d'avoir un microfaciès qui évolue latéralement : d'abord nettement calcarénitique, il passe par un pôle plus argileux, puis redevient franchement calcarénitique avant de s'affiner définitivement vers le sud. L'observation détaillée de l'affleurement montre également que la vire plus argileuse qui se développe entre les clinoformes 2 et 3, devient beaucoup plus marneuse et s'épaissit considérablement à l'endroit où le clinoforme 1 est argileux, puis s'amincit ensuite et se réduit à un joint, avant de s'épaissir à nouveau.

Ces observations peuvent être interprétées à la lumière de ce que l'on a pu observer sur le flanc est de la vallée de l'Archiane. Le sable calcarénitique progade d'abord rapidement vers le sud, puis une faille normale a dû jouer, entraînant un fonctionnement en *roll-over* qui n'est pas visible ici. Le clinoforme 1 s'est ensuite déposé, en phase post-tectonique, comblant l'espace ainsi créé. Calcarénitique dans la partie superficielle, il s'est envasé dans la partie plus profonde, là où le régime hydrodynamique était insuffisant pour vanner les fines particules. Ce phénomène est également observé pour la vire argileuse qui surmonte le clinoforme 2. Il semble donc exister un axe résistant (situé au col du « Grand pas ») de part et d'autre duquel le faciès est plus envasé et qui peut être rapproché de la partie 2 décrite dans le flanc est de la vallée de l'Archiane. Les clinoformes 3 et 4 se déposent ensuite en milieu plus superficiel, comme le révèlent les figures sédimentaires observées.

Un jeu tectonique peut donc être évoqué pour expliquer le mode de dépôt particulier que l'on observe dans le Barrémien inférieur du Vercors méridional. Des phénomènes distensifs sont intervenus, créant une topographie irrégulière et pouvant sans doute aller jusqu'à provoquer des émersions locales.

Fig. 2 Interprétation du paysage du flanc est de la vallée de l'Archiane (Vercors sud).



Référence bibliographique :

ARNAUD H. (1981). — De la plate-forme urgonienne au bassin vocontien: le Barrémo-Bédoulien des Alpes occidentales entre Isère et Buëch (Vercors méridional, Diois oriental et Dévoluy). — *Géologie Alpine*, Mém. **12**, 3 vol., 804 pp.

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n°27, 293 p.

POSTER

ARCHITECTURE 3D DES CORPS SEDIMENTAIRES QUATERNAIRES SUR LA PLATEFORME EXTERNE DU GOLFE DU LION

3D ARCHITECTURE OF QUATERNARY SEDIMENTARY BODIES ON THE OUTER SHELF OF THE GULF OF LIONS, FRANCE

Marina RABINEAU[1], Serge BERNÉ[1], François Guillocheau[2], Philippe Joseph[3]

1-IFREMER, DRO/GM, Laboratoire Environnements Sédimentaires, BP 70, 29280 Plouzané, France
2-Géosciences Rennes, UPR 4661 du CNRS, Université de Rennes I, 35042 Rennes Cedex, France
3-IFP, 1-4 Avenue de Bois-Préau, BP 311, 92506 Rueil Malmaison Cedex, France

Une zone d'environ 700 km^2 sur la plateforme externe du Golfe du Lion au large de Sète, a fait l'objet d'une série de campagnes d'acquisition, réalisées par l'IFREMER. La base de données ainsi constituée comprend carottages superficiels, bathymétrie et surtout profils sismiques très haute résolution, dont l'analyse des configurations des reflexions et de leur terminaisons sert de base à l'identification d'unités de dépôts et à leur interprétations en terme d'environnement de dépôt.
En deux dimensions ces profils présentent une superposition complexe d'unités à faciès sismiques caractérisés par des clinoformes progradants à faible (moins de 1°) ou a fort angle (plus de 4°). La combinaison de ces caractères sismiques et des données de carottages superficiels qui nous donne accès au faciès sédimentologique, permet d'attribuer deux lithologies et deux environnements de dépôt distincts à ces deux types de faciès sismiques, respectivement : silts argileux prodeltaïque et sables littoraux.

La couverture serrée de ces profils (distants de 400 à 1000 mètres) alliée à leur très haute résolution (métrique) permet la description et la reconstruction en trois dimensions de chacun de ces corps sédimentaires quaternaires. L'analyse des géométries 3D d'une partie de ces unités, basée sur leur extension latérale, leur sens d'élongation et leur direction de progradation, a montré que malgré leur géométrie similaire en 2D, les corps progradants à fort angle relèvent de processus sédimentaires différents. Certains ont une extension latérale importante, une orientation parallèle à la côte et des directions de progradations quasi-parallèle, ils reposent de manière abrupte sur des dépôts progradants à faible angle. Le mécanisme de formation de ces corps semble similaire à celui décrit pour les "sharp-based shorefaces", dans un contexte de régression (forcée). A l'opposé, d'autres unités sédimentaires ont une géométrie lobée, une extension latérale limitée et des directions de progradation divergente, elles sont souvent déposées en remplissage d'incisions (fluviatiles) et se biseautent vers l'amont. Leur origine auto- ou allocyclique n'est pas encore bien démontrée.
L'exceptionelle preservation des corps sédimentaires dans cette zone occidentale du Golfe du Lion est liée à un équilibre entre espace d'accommodation, flux sédimentaire et processus hydrodynamique. La modélisation géométrique et stratigraphique numérique de l'ensemble de ces unités, alliée aux études plus régionales devra permettre de quantifier et de mieux appréhender l'organisation et les mécanismes de dépôts des séquences sédimentaires sur la plateforme externe du Golfe du Lion.

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n°27, 293 p.

IDENTIFICATION AUTOMATIQUE DES CORPS SEDIMENTAIRES PAR L'ANALYSE DES FORMES DIAGRAPHIQUES

POSTER

AUTOMATED RECOGNITION OF SEDIMENTARY BODY BY ANALYSIS OF WIRELINE LOG SHAPE

Cyrille REISER[1], Alain LEJAY[2], Gilles DROMART[1], Philippe RABILLER[2] & Martine BEZ[2]

[1] E.N.S. Lyon , 46, Allée d'Italie 69017 LYON
[2] ELF EXPLORATION PRODUCTION, Av. Larribau 64018 PAU Cedex

Le propos de ce poster est de présenter les principaux résultats d'un travail sur l'identification automatique des corps sédimentaires par analyse des formes diagraphiques.

La première partie de la démarche consiste à répertorier les différentes réponses diagraphiques par type d'environnements et de corps sédimentaires.

Dans ce but, nous avons analysé les réponses diagraphiques de puits carottés sur plusieurs champs de la Mer du Nord et du Delta du Niger. Afin de compléter l'atlas de formes diagraphiques alors constitué, nous avons effectué des mesures de Gamma-Ray Spectral (GR total, U, K, Th) dans la molasse Oligo-Miocène de la région de Digne (04).

Dans la Molasse Rouge continentale (Oligocène), des coupes sériées ont permis "d'habiller" un panorama qui illustre l'architecture d'un réseau fluviatile ainsi que la variabilité latérale des réponses diagraphiques.

Dans la Molasse Marine (Miocène), des enregistrements du même type (SGR) sur des séquences littorales (deltaïques, tidales-estuariennes (St-Symphorien), de shoreface et littorales bioturbées) ont été effectués.

Ainsi, ces divers enregistrements ont permis de compléter notre atlas de formes diagraphiques et de conforter les observations faites sur les unités sédimentaires des différents puits carottés.

La deuxième partie de la démarche consiste à étudier et caractériser la forme diagraphique associée à un corps sédimentaire. Dans cette optique, différentes étapes sont nécessaires à cette recherche de forme diagraphique.

La première d'entre elles consiste à déterminer la diagraphie dont les formes permettent de caractériser un environnement sédimentaire, en l'occurrence la radioactivité pour les environnements siliciclastique.

Le corps sédimentaire étant de dimension supérieure à celle du faciès, la réponse diagraphique doit être filtrée par le biais d'un filtre issu de l'imagerie.

La forme diagraphique est ensuite caractérisée par des attributs de forme (coefficients d'aplatissement et d'asymétrie), et des attributs statistiques et dynamiques. Par le calcul de ces différents paramètres, à partir de la réponse de radioactivité, de nouvelles diagraphies sont créées.

Une méthode utilisant les nuées dynamiques regroupe et classifie des points dans l'espace diagraphique permettant de définir ensuite des électroformes (ou formes diagraphiques).

Les électroformes ainsi déterminées constituent alors un modèle de reconnaissance de corps sédimentaires.

Un modèle de similitude (basé sur la théorie des k Plus Proches Voisins) élaboré sur la zone d'apprentissage sera appliqué sur les zones non incluses dans le modèle afin d'observer la cohérence, la similitude des corps sédimentaires par rapport à la zone d'apprentissage.

Les résultats ont permis d'obtenir automatiquement un type de découpage et d'approche fait manuellement et visuellement par le sédimentologue. De plus, ils ont apporté d'importants éléments de réponses sur les zones non carottées (principale zone d'incertitude), en ce qui concerne la similitude des formes et des corps sédimentaires par rapport à la zone carottée et la détermination des environnements de dépôt par association d'électroformes.
L'identification automatique des corps sédimentaires par analyse de forme permet d'éviter différents problèmes comme les variations latérales de la mesure diagraphique par corps sédimentaires ou un mauvais calibrage des outils diagraphiques.
L'autre résultat important de l'analyse numérique est la possibilité de construire un modèle d'identification des corps sédimentaires sur une zone et de l'extrapoler sur un autre intervalle. Ainsi, différents modèles de reconnaissance de corps sédimentaires peuvent être construits et croisés.

Cette démarche d'utilisation de la réponse diagraphique est un outil complémentaire à l'interprétation sédimentologique qui s'appuiera alors sur une analyse dynamique (lien génétique entre les points de mesure diagraphique), objective et surtout sans saut d'échelle sur la verticale (à l'échelle de la carotte). Par conséquent, l'analyse n'est aucunement ponctuelle mais évolutive.

Il est cependant envisageable d'utiliser les diagraphies comme un outil stratigraphique pour l'identification directe et automatique des séquences génétiques. Dans cette optique, la diagraphie Ecart (différence entre la porosité neutron et la densité) est calculée afin de permettre l'observation des variations lithologiques. Pour obtenir les séquences génétiques, une analyse de la dérivée de la diagraphie Ecart est faite. Les maxima et les minima du A/S (Accommodation / apport Sédimentaire) correspondent aux points d'inflexion négatif et positif de la dérivée. Cette méthode permet d'identifier des électroséquences qui peuvent être des séquences génétiques si elles sont corrélables.

Par conséquent, cette démarche d'analyse s'attache à une étude de l'évolution de la réponse diagraphique sur la verticale. C'est l'évolution de la réponse diagraphique (lien génétique entre les points de mesure) qui permet l'identification des séquences génétiques et non la valeur de la diagraphie en elle même (par rapport à l'analyse classique ponctuelle).

Aux travers de ces deux démarches d'identification automatique par diagraphies des corps sédimentaires et des séquences génétiques, il est montré que les méthodes numériques sont une étape et aucunement un résultat final. Celles-ci permettent de contraindre un peu plus l'analyse sédimentologique. Les méthodes numériques renferment donc une information sédimentologique et stratigraphique mais avec une analyse objective iso-échelle de l'enregistrement sédimentaire. Ces différentes démarches permettent une analyse interactive avec l'interprétation sédimentologique.

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n° 27, 293 p.

SÉQUENCES SÉDIMENTAIRES ASSOCIÉES AUX DEUX PHASES DE RIFTING DANS LES GRANDS CAUSSES

SÉDIMENTARY SEQUENCES LINKED TO TWO RIFTING PHASES IN THE "GRANDS CAUSSES"

Jean REVERT, Jean DELFAUD et Roger SABRIER,
Université de Pau, L.G.M.B.S., CURS-IPRA, Av. de l'Université, 64000 PAU

Plusieurs travaux ont montré qu'au Jurassique, le Bassin des Causses avait une orientation sub-méridienne et que sa forme actuelle, en Z, est liée à la tectonique cénozoïque et aux érosions récentes (Michaud *et al.*, 1918; Lefavrais-Raymond, 1977).

Ce bassin en extension, associé à des failles normales N 20 (Mattei, 1961), fut un proto-rift avec magmatisme basaltique daté du Bathonien.

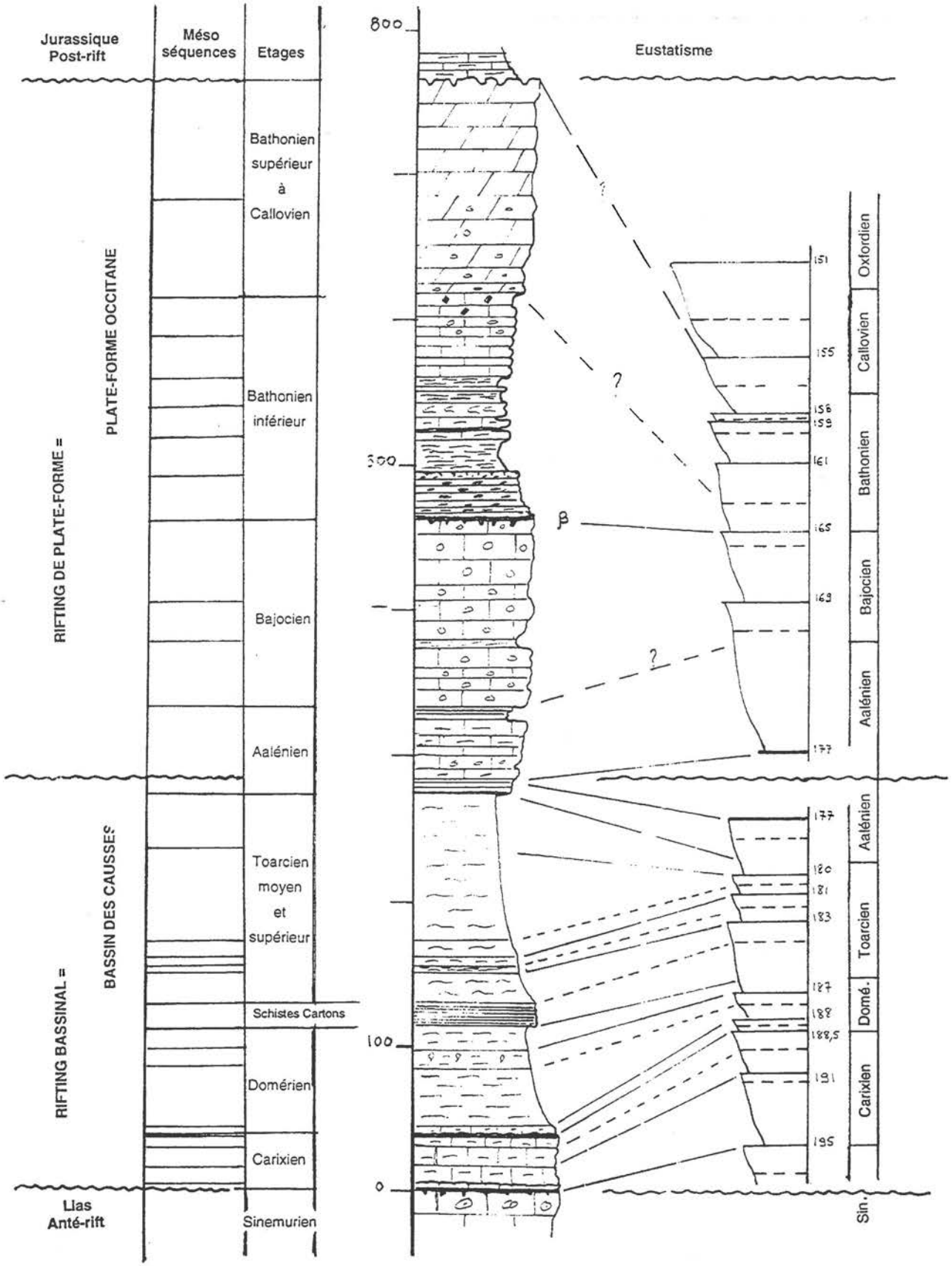
Depuis, nous avons montré que ce rifting se décompose en 2 phases, l'une en milieu bassin (Lias moyen-supérieur), l'autre en milieu sub-tidal (Dogger) (Delfaud et Revert, 1992). Chaque stade se caractérise alors par un type de sédimentation particulier.

Stade I : Le Lias. C'est le stade classique bien documenté par les études de Trumpy (1980). Après les carbonates anté-rift du Lias inférieur, une ouverture brutale, associée à la montée eustatique du Lotharingien, amène des sédiments de plate-forme externe. Ce sont deux grandes séquences klupféliennes, intégrant plusieurs mésoséquences eustatiques (prisme de bas niveau réduit, à slumps ou galets, intervalle transgressif marin, prisme de haut niveau calcaire) (Fig.). Le faciès le plus typique est celui des schistes cartons qui souligne le confrontement des zones les plus profondes.

Géographiquement, on reconnaît un dispositif en escalier qui plonge vers l'Ouest. Il se compose de 5 blocs basculés larges de 8 à 10 km, qui conduisent des faciès des Petits Causses sous-cévenols à l'axe du bassin marqué en particulier par une épaisse formation de schistes cartons (Séverac - Rivière-sur-Tarn - Roquefort).

Stade II : Dogger. Au Bajocien, les blocs basculés s'expriment peu, avec une exception pour l'apex (La Cresse - Pech Agast - L'Hospitalet) recouvert d'une dune oolithique à influence tidale (coupe *in* Delfaud *et al.*, 1975). Avec les nombreuses séquences tidalitiques du Bathonien inférieur (faciès stipites) les failles sont réactivées. Le long de la vallée de la Dourbie on suit ainsi un dispositif qui s'épaissit vers l'aval et qui comprend : mangrove à racines, lignites en chenaux détritiques, tidalites marno-évaporitiques. L'ensemble peut atteindre 180 m d'épaisseur, et se décompose en 6 mésoséquences, comme dans la coupe des Vignes (Delfaud, 1983). Au-dessus les dolomies du Bathonien-Callovien ? et les Marnes calcaires à Ammonites du Callovien ?? Oxfordien correspondent à la phase post-rift.

Ainsi deux styles séquentiels s'opposent lors du premier rifting, des mésoséquences régulières ont enregistré les cycles eustatiques dans des faciès bassinaux en extension. Au Dogger se multiplient les paraséquences tidalitiques générées par une subsidence très forte, mais toujours à la limite de l'émersion, au-dessus d'une chambre magmatique.


Jurassique Post-rift
Méso séquences
Etages
Eustatisme
RIFTING DE PLATE-FORME =
PLATE-FORME OCCITANE
RIFTING BASSINAL =
BASSIN DES CAUSSES
Bathonien supérieur à Callovien
Bathonien inférieur
Bajocien
Aalénien
Toarcien moyen et supérieur
Schistes Cartons
Domérien
Carixien
Sinemurien
Lias Anté-rift
800
300
100
0
β
?
?
151
155
156
159
161
165
169
177
180
181
183
187
188
188,5
191
195
Oxfordien
Callovien
Bathonien
Bajocien
Aalénien
Aalénien
Toarcien
Domé.
Carixien
Sin.

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n° 27, 293 p.

STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE HAUTE RESOLUTION D'UN CONE ALLUVIAL EN TRESSE A EXUTOIRE LACUSTRE (GRES DE CHAUNOY, KEUPER DU BASSIN DE PARIS): IMPLICATIONS STRATIGRAPHIQUES ET GEODYNAMIQUES.

HIGH-RESOLUTION SEQUENCE STRATIGRAPHY OF BRAIDED ALLUVIAL FAN AND LACUSTRINE SYSTEMS (CHAUNOY SANDSTONES, KEUPER OF THE PARIS BASIN): STRATIGRAPHIC AND GEODYNAMIC IMPLICATIONS.

Christophe RIGOLLET*
Sylvie BOURQUIN*
Philippe BOURGES**
* Géosciences Rennes I, UPR 4661 du CNRS - Campus de Beaulieu 35042 Rennes
** Elf-Aquitaine production, 31360 BOUSSENS

La formation Keuper fluviatile des Grès de Chaunoy, se développe sur la bordure ouest du Bassin de Paris, pendant le demi-cycle majeur de montée du niveau de base Carnien-Lias (Bourquin et Guillocheau, 1996). N'étant pas affleurante, son étude stratigraphique a nécessité l'utilisation des données de subsurface de 28 puits (carottes et diagraphies).

1- Sédimentologie de faciès

Seize faciès ont été décrits et classés en argilite, sable, conglomérat et dolomite. L'analyse sédimentologique de faciès montre que le système fluviatile est caractérisé par la migration de mégarides 2D et 3D et des écoulements de débris qui caractérisent un cône alluvial en tresse. Celui-ci passe latéralement à des sédiments lacustres.

Dans une deuxième étape, l'analyse des enregistrements diagraphiques permet de caractériser les électrofaciès correspondant aux faciès décrits à partir des carottes. L'association des électrofaciès permettra d'interpréter directement les diagraphies en termes de milieu de dépôt.

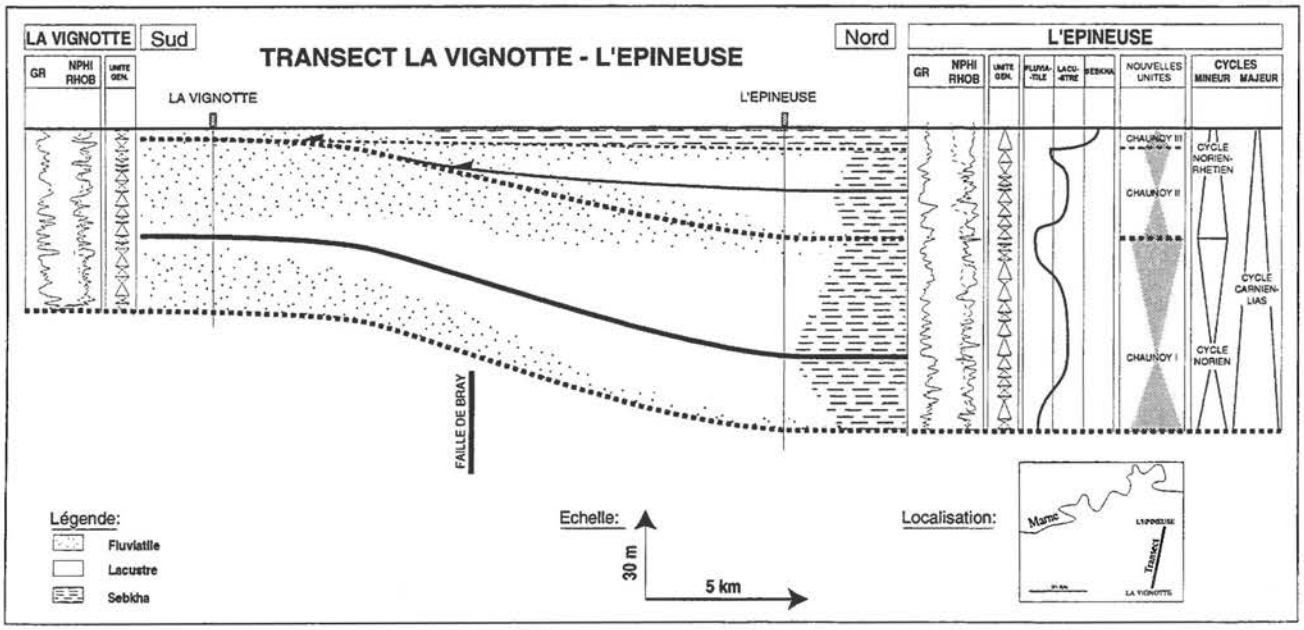
2- Corrélations en termes de stratigraphie séquentielle haute résolution

Pour des dépôts continentaux, la procédure est basée sur les fluctuations du niveau de base, définies à partir des données sédimentologiques et lisibles sur diagraphies après calage carottes/diagraphies. Les corrélations montrent que le toit de la formation est diachrone. La formation peut-être divisée en trois unités stratigraphiques successives: Chaunoy I, Chaunoy II et Chaunoy III (Rigollet, 1996). Le cycle Chaunoy I est l'équivalent latéral ouest des Marnes Irisées Supérieures Anhydritiques et représente le cycle mineur Norien de montée et chute du niveau de base (cycle Marnes Irisées Supérieures). Les unités Chaunoy II et Chaunoy III ne sont présentes qu'au nord-ouest du bassin et se développent au nord-est du Bray. Elles passent latéralement vers le sud à des argilites dolomitiques amalgamées ou à un non-dépôt. Elles sont équivalentes, dans l'est du bassin, aux Marnes Irisées Supérieures Dolomitiques et s'inscrivent dans le demi-cycle mineur Norien?-Rhétien (cycle Marnes Irisées Supérieures-Rhétien).

Cette étude permet de montrer que la préservation des dépôts continentaux dépend de l'échelle stratigraphique: à l'échelle des unités génétiques, plus de sédiments sont préservés pendant la montée que pendant la chute du niveau de base, tandis qu'à une plus grande échelle, le taux de préservation est identique pendant la montée et pendant la chute du niveau de base. Pour ce type d'environnement, le taux de préservation dépend donc de la tectonique locale et de l'apport sédimentaire.

Des cartes isopaques habillées en milieu de dépôt ont été réalisées pour caractériser l'étendue des différents environnements et l'activité des failles pendant le cycle mineur Chaunoy I. Pendant cette période, les failles sont concentrées à l'ouest du bassin. Elles contrôlent les

environnements de dépôt et non le cycle mineur Chaunoy I. L'onlap au toit de Chaunoy I, ainsi que l'épaississement des dépôts vers le nord-est pendant les trois cycles, résultent de l'activité de failles locales pouvant subir l'influence d'une déformation grande longueur d'onde. En effet, à cette période, un basculement généralisé du bassin vers le nord-ouest est observé. Il se traduit à l'est par une troncature et à l'ouest par l'amalgame au toit de Chaunoy.



BOURQUIN, S. & GUILLOCHEAU, F., 1996. Keuper transgressive regressive cycles in the Paris Basin. Comparison with another peritethyan basins. Sediment. Geol., 105: 159-182.

RIGOLLET, C., 1996. Interprétation sédimentologique et corrélations en termes de stratigraphie séquentielle haute-résolution des Grès de Chaunoy (Keuper de l'ouest du Bassin de Paris) à partir de données de subsurface (carottes et diagraphies), inédit, DEA Paléontologie et Sédimentologie, Université de Bourgogne, 50p.

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n° 27, 293 p.

SERIE APTIENNE-ALBIENNE DU BASSIN DE PARIS (FRANCE): MILIEU DE DEPOT, STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE HAUTE RESOLUTION ET CONTEXTE GEODYNAMIQUE

POSTER

THE APTIAN-ALBIAN SERIE OF THE PARIS BASIN (FRANCE): DEPOSITIONAL ENVIRONNEMENT, HIGH-RESOLUTION SEQUENCE STRATIGRAPHY AND GEODYNAMIC CONTEXT

Christophe RIGOLLET
François GUILLOCHEAU
Sylvie BOURQUIN
Géosciences Rennes I, UPR 4661 du CNRS - Campus de Beaulieu 35042 Rennes

L'Aptien-Albien marque au niveau de l'Europe de l'ouest une réorganisation cinématique due aux déformations de la plaque européenne et traduite par l' ouverture de l'Atlantique nord et/ou la fermeture téthysienne. Ces événements contraignent les géométries des dépôts sédimentaires du Bassin de Paris (Guillocheau, C.R. Acad. Sci., 1991). D'un point de vue eustatique, l'Aptien-Albien a enregistré des variations du niveau de la mer(80-250m) (Haq et al, Science, 1987).

Dans le Bassin de Paris, soumis à un régime général compressif au cours du Cénozoïque, les failles normales subméridiennes du sud-est du bassin sont pour certaines réactivées en failles inverses, avec une élévation des compartiments occidentaux (Héritier et Villemin, Bull. B.R.G.M., 1971 et Trémolière, Rev. Inst. Franc. du Pétrole, 1981). Une caractéristique de l'Aptien-Albien est de présenter de forts contrastes lithologiques entre des sables continentaux à littoraux et des argilites marines, aussi bien verticalement que latéralement, sans présenter d'alternance argilo-sableuse d'offshore supérieur.

Une des questions posées concerne la cause du contraste lithologique sable-argilite, spécifique à l'Aptien-Albien.

1- Sédimentologie de faciès:

La nature lithologique argilo-sableuse de l'Aptien-Albien rend les conditions d'affleurement médiocres. Les dépôts aptiens et la formation des Sables Verts n'ont pas pu être observés. Seuls les sables et argilites de l'Albien moyen et de l'Albien supérieur ont fait l'objet d'une étude sédimentologique de faciès.

Les sables albiens affleurants au sud-est du bassin (formation des Sables de la Puisaye et des Sables de Frécambault) sont des dépôts d'estuaire. Les trois catégories de dunes hydrauliques tidales définies par Dalrymple en 1984 (Sediment. Geol.) ont été reconnues: "inclined cross bedding", "large scale forset" et "complex cross-bedded cosets". Les sédiments s'organisent en séquences de comblement d'estuaire avec une forte composante en agradation verticale (les dunes hydrauliques peuvent s'imbriquer sur plus de 20 mètres d'épaisseur).

Les argilites (formation du Gault) caractérisent un environnement de dépôt d'offshore inférieur et de transition offshore inférieur-offshore supérieur.

Chaque environnement de dépôt est caractérisé par une association de faciès qui présente une signature diagraphique spécifique. Pour exemple, en utilisant les outils Gamma Ray et Résistivité, on distinguera les formes cylindriques (caractéristiques des sables en agradation tidale) et les formes en "cloche" (caractéristiques des comblements de chenaux fluviatiles).

Les unités génétiques types ont été définies à partir des affleurements et ont été recalées sur les enregistrements diagraphiques des puits forés à proximité. Il a été possible en particulier de caractériser précisément les unités génétiques en milieu subtidal.

2- Stratigraphie séquentielle haute-résolution:

A partir des données de terrain et de forages des corrélations en terme de stratigraphie séquentielle haute-résolution ont été réalisées: 9 maxima d'inondation à l'échelle des cycles mineurs ont été corrélés (3 MFS aptiennes et 6 MFS albiennes) ainsi que la surface de non-conformité aptienne-albienne. Ces cycles transgressif-régressifs mineurs s'inscrivent dans les deux cycles majeurs du Crétacé "moyen" (Kerforne, DEA, 1995 et Robin, thèse de 3ème cycle, 1995): le cycle

Barémien terminal / Albien inférieur et le cycle Albien moyen / Cénomanien terminal. Un transect a été réalisé pour visualiser les principaux résultats entre les villes de Le Havre et Auxerre.

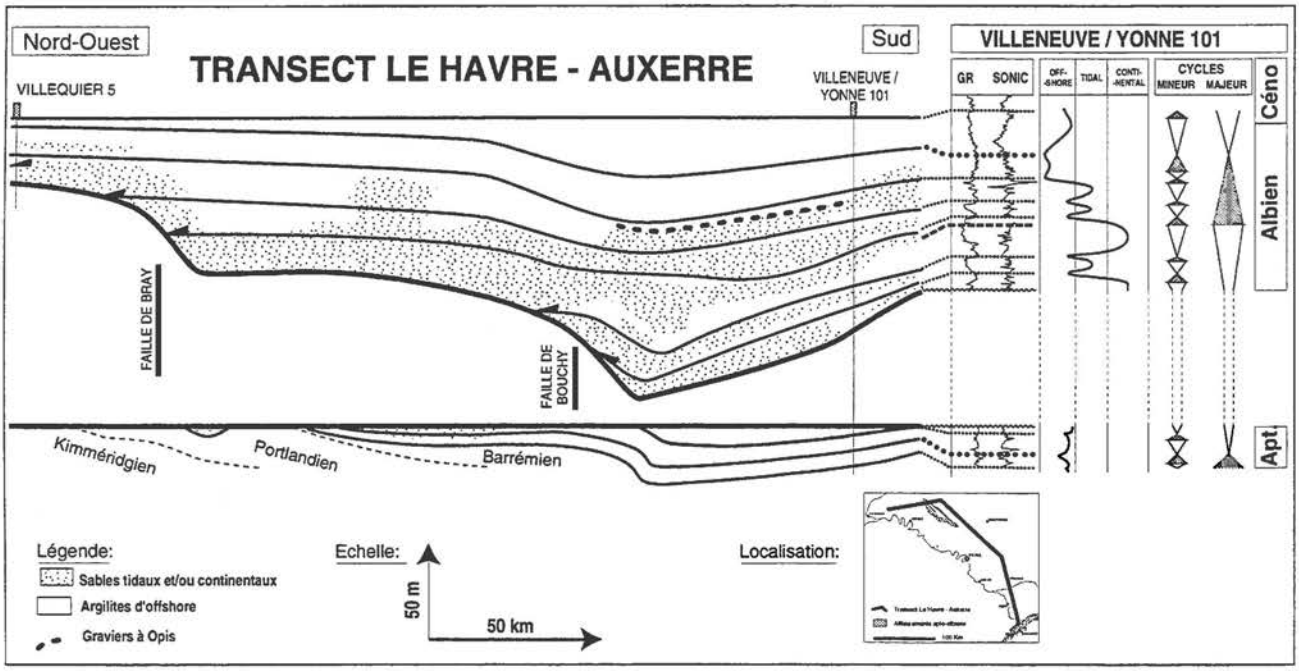
- Le cycle Barrémien terminal / Albien inférieur est dominé par sa phase de régression, contemporaine d'une déformation a moyenne/grande longueur d'onde et courte longueur d'onde.

La composante moyenne/grande longueur d'onde se traduit par la surface de non-conformité d'âge Aptien supérieur ou limite aptienne/albienne. Cette déformation est due à l'accentuation du régime flexural grande longueur d'onde de l'Albien moyen. Elle contrôle la répartition du faciès "sable vert" qui est donc diachrone à l'échelle du bassin.

La composante courte longueur d'onde s'exprime par des déformations localisées au niveau des accidents subméridiens du sud du Bassin de Paris. Elle contrôle localement les milieux de sédimentation donc les variations latérales de faciès.

- Le cycle Albien moyen / Cénomanien terminal présente une forte composante en agradation verticale, bien visible à l'affleurement. La phase transgressive est mise en évidence par la rétrogradation des faciès sableux tidaux ainsi que par la succession d'onlaps sur la surface de non-conformité. La formation des Graviers à Opis observée au sud du bassin traduit l'accélération de la transgression de l'Albien "moyen", interprétée comme un basculement grande longueur d'onde en direction du Nord. L'accélération est également mise en évidence par la superposition de faciès tidaux (Sables de Frécambault, Sables de la Puisaye) et de faciès d'offshore inférieur (Argiles du Gault). La phase régressive du cycle est enregistrée par la succession d'argilites marines d'offshore inférieur puis d'argilites de la limite offshore inférieur-offshore supérieur. Il s'achève par la craie cénomanienne progradante donc de base diachrone.

La variation lithologique argilite/sable, spécifique aux dépôts aptiens et albiens du Bassin de Paris, s'explique donc par le contrôle tectonique courte longueur d'onde de la sédimentation (variation latérale de faciès) et par les variations eustatiques fortement contrastées (variation verticale de faciès).



6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n° 27, 293 p.

CARACTÉRISATION MORPHOSÉDIMENTAIRE DE LA VASIÈRE DE MONPORTAIL-BROUAGE (BASSIN DE MARENNES-OLÉRON)

GEOMORPHOLOGICAL CHARACTERIZATION OF THE MONPORTAIL-BROUAGE INTERTIDAL MUDFLAT, BAY OF MARENNES-OLÉRON

Serge ROBERT, James GERMANEAU & Pierre-Guy SAURIAU
CREMA (CNRS / IFREMER) BP 5 17137 - L'HOUMEAU

The pluridisciplinary study of the Monportail-Brouage intertidal mudflat ecosystem shows the great interactions between biological activities and physical processes, basically in emergence. The sedimentary study, particularly at the air-sediment interface, aims to knowledge the geomorphological development of intertidal mudflats and to work out a classification and a data basis for the North-European mudflats (objective included in the European program, INTRMUD-MAST 3, of which CREMA is a partner).

This geomorphological study at first indicates that the mudflat is different from the Dutch 'Wadden'. Because of the Charente river influence, it is almost an estuarian mudflat, with in addition detrital and organic materials from other origins.
Besides, facies variability and remarkable relief are original features which require a specific study of the morphological structuring and bulk sedimentary characeristics. This study was bored on a representative cross-shore transect.
In general, this mudflat is large (4,5 km wide) and has a light slope (1 ‰) ; moreover, a particular hydrodynamism results from two meteorological and topographical particularities : on the one hand, the wind and water height importance and, on the other hand, the influence of the meteorological instability on geomorphology and sedimentary dynamics.
The geomorphological variability is basically radial, with that 'cross-shore' structuring : downwards from a limited dune and a generally lacking shorre, a very large slikke spreads ; this slikke is entirely emergent in particular conditions and heterogeneous, with three unequal unities : High-Slikke, Mid-Slikke and Low-Slikke. Otherwhise, the slikke first sedimentary meter has a homogeneous grain-size and indicates a nearly muddy nature, with 95% more than 50 µ size (mostly argillaceous). About the geomorphological and sedimentary facieses, six types are distinguihed which result from the combination between bedforms, hydrogeological structures and anthropic factors (shellfish culture).
This mudflat geomorphological characterization leads to the sedimentary dynamics study (already on the way) : this study is basic, on the one hand, to really establish the different hydrosedimentary mechanisms on Monportail-Brouage intertidal mudflat and, on the other hand, to better knowledge the strong interactivity between physical and biological processes about sediments. In addition, an 'in situ' erodability study with a benthic microcosm (avalaibale at the end of 97) will permit the assessement of the critical shear strength.

L'étude pluridisciplinaire de l'écosystème de la vasière intertidale de Monportail-Brouage montre les fortes interactions des activités biologiques et des processus physiques, essentiellement en phase d'émersion. L'étude du fonctionnement physique de la vasière au niveau sédimentaire (et plus particulièrement à l'interface air-sédiment) a pour objectif la compréhension du développement géomorphologique des vasières intertidales et l'élaboration d'une classification et d'une base de données des vasières nord-européennes (volet inclus dans le programme européen INTRMUD-MAST 3 '*The morphological development of intertidal mudflats* ' - auquel le CREMA participe).

La présente étude géomorphologique montre d'abord que cette vasière intertidale comporte des caractères spécifiques qui la distinguent radicalement des Wadden hollandais. Du fait de l'influence de la Charente, elle serait plutôt proche du type estuarien, tout en notant l'existence complémentaire d'autres sources détritiques et organiques (biodépôts, notamment, provenant des bouchots à moules en aval de la vasière).
Ensuite, cette originalité morphologique est renforcée par la variabilité des faciès rencontrés, doublée d'un relief remarquable, qui nécessite donc l'étude de sa structuration géomorphologique et de ses caractères sédimentaires globaux. Cette caractérisation morphosédimentaire, validée spatialement sur la totalité de la vasière, a été élaborée à partir de l'étude particulière d'un transect 'cross-shore' (axe du ruisson de la Marquise).

Elle a permis d'établir que cette vasière large (près de 4,5 km) et *quasi* horizontale (pente générale de 1‰) comporte des particularités micro-climatiques et topographiques qui produisent un hydrodynamisme résultant spécifique, caractérisé d'une part par l'importance du vent et de la hauteur d'eau et d'autre part par l'influence de l'instabilité climato-météorologique sur la géomorphologie et la dynamique sédimentaire.
La variabilité géomorphologique de la vasière est essentiellement radiale, d'où la structuration-type 'cross-shore' suivante : suite à un massif dunaire réduit et un shorre généralement absent (qui laisse place à une plage sableuse de moyenne importance - de 50 à 80 m), se prolonge une slikke trés étendue, totalement découverte à certaines conditions (coefficients de marée supérieurs à 90 et vents calmes ou d'Est) et hétérogène, où l'on peut distinguer trois ensembles d'importance inégale (la Haute-Slikke, la Moyenne-Slikke et la Basse-Slikke). Enfin, il est à noter que le premier mètre sédimentaire de cette slikke de vasière Est est granulométriquement homogène : ce sont des vases *quasi* pures, puisqu'à fraction silto-argileuse largement prépondérante (plus de 95 % de fraction supérieure à 50 µ) et dans laquelle les argiles sont importantes (mode centré sur 5-10 µ).
D'un point de vue géomorphologique, on distingue sur l'ensemble de la vasière, outre le faciès de bordure qui revêt deux formes différentes liées à la présence ou non de shorre, 5 faciès morpho-sédimentaires principaux qui résultent de la combinaison de structures sédimentaires, de formes d'origine hydrogéologique et d'éléments liés à l'influence anthropique.

Cette caractérisation morpho-sédimentaire de la vasière de Monportail-Brouage permet alors l'étude des processus dynamiques sédimentaires dont cette vasière est le siège. Cette étude, d'ailleurs déjà en cours de réalisation, est importante du fait d'une part de la méconnaissance actuelle des mécanismes hydrosédimentaires régissant cette vasière et d'autre part du fait de la forte interactivité entre les processus physiques liés aux sédiments et les processus biologiques. En complément, une étude expérimentale de l'érodabilité *in situ* , à l'aide d'un microcosme benthique (en cours de réalisation) est prévue afin de déterminer le seuil critique d'érosion du sédiment.

Références

Germaneau J. et Robert S., 1995. Etude morpho-sédimentaire de la vasière intertidale de Monportail-Brouage (bassin de Marennes-Oléron) : atlas des faciès. IFREMER. Rapport interne DRV/95.25 RA- DEL/95.14 : 111 p., 33 photos et 6 cartes.

Germaneau J. et Sauriau P.G., 1996. La mer des Pertuis : un système topographique filtrant les agents météo-océaniques. Bull Soc Sc Nat Ouest de la France, nouvelle série, 18(2) : 53-68

Sauriau P.G., Germaneau J., Morin K. et Robert S., 1997. Zonation scheme of bedform structures from Brouage mudflat in the Marennes-Oleron bay (Atlantic coast, France) *in* The morphological development of intertidal mudflats. INTRMUD/First annual report : 12 p.

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n° 27, 293 p.

CONTRIBUTION A L'ETUDE DES BASSINS OLIGOCENES DU SUD-EST DE LA FRANCE ; REFLEXIONS SUR L'HYDRODYNAMISME A LEUR LIMITE MERIDIONALE ET TENTATIVE DE TYPOLOGIE

THE OLIGOCENE BASINS IN THE SOUTH EAST OF FRANCE : A STUDY OF THE HYDRODYNAMISM ALONG THEIR SOUTHERN LIMIT INDUCES SOME NEW IDEAS ABOUT THEIR TYPOLOGY

Claude ROUSSET
Laboratoire de Chimie et Environnement (LCE, UPRES-JE 438)
case 29, Université de Provence, 13331 Marseille Cédex 3

Dans le Sud-Est de la France, le graben ouest-européen oligocène se subdivise en un certain nombre de petits bassins laguno-lacustres dont les directions axiales dominantes, héritées du susbtrat hercynien remobilisé, varient de N-0° à N-50°E. Deux bassins, de taille réduite, échappent apparemment à cette logique liée à une extension ouest-est : celui de Marseille-Aubagne, avec ses annexes orientaux, et celui de Bandol. Des détails intéressants sur le fonctionnement synsédimentaire de ces bassins et donc, sur leur typologie, peuvent être déduits de l'observation de leurs sédiments, notamment sur la bordure méridionale du système, le long de la côte méditerranéenne.

Dans le petit bassin de Bandol, on observe des blocs de quartz de l'ordre du mètre-cube, émoussés et ayant donc subi un transport aquatique. On en retrouve de légèrement plus petits (0,30 à 0,80m de diamètre), dans des dépôts situés 15 à 20Km au NNE, en compagnie de blocs démesurés de calcaires mésozoïques. Dans l'alignement de ces derniers affleurements, une quarantaine de Km à l'Ouest, le SE du bassin de Marseille contient des galets de quartz et de quartzites paléozoïques ; on observe, dans ce dernier bassin, une diminution de la granulométrie de ce type d'éléments, vers l'Ouest et vers le Nord du bassin - et jusque dans le Sud du bassin d'Aix-en-Provence.
Il est clair que les unités qui sont actuellement séparées (Bandol, Marseille et annexes, Aix-en-Provence...) l'ont été par intervention de phases tectoniques et de périodes d'érosion postérieures au dépôt. L'épaisseur de l'Oligocène suggère d'ailleurs que l'existence de dépôt-centres de forte subsidence(1Km et plus de sédiments) se limite ici au bassin de Marseille. Il faut aller, vers le Nord, jusqu'au fossé de Manosque - ou vers le NO; jusqu'à ceux de Camargue, pour retrouver de telles valeurs.

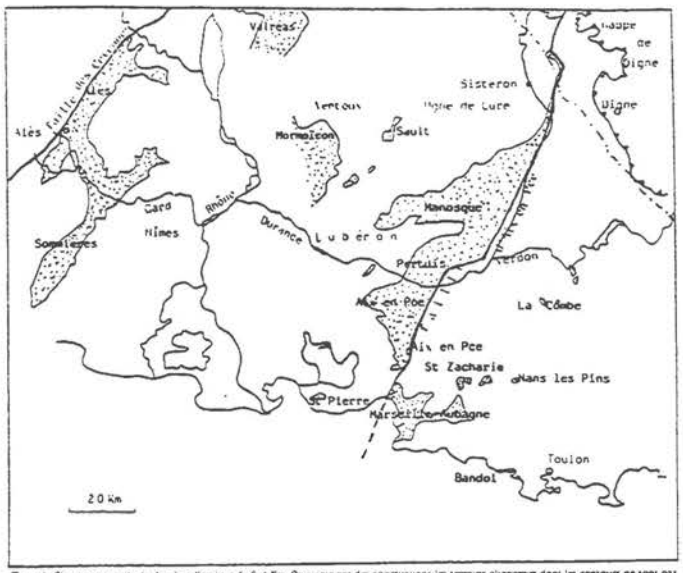


Figure 1: Situation générale des bassins oligocènes du Sud-Est. On a noté par des ponctuations les terrains oligocènes dont les contours ne sont pas tramés lorsqu'ils passent sous un recouvrement plus récent. Le trait portant des triangles matérialise le front (d'érosion) de la nappe de Digne; la ligne tiretée-ponctuée indique la limite SW des bassins oligocènes actuels (extension maximum).
The SE of France Oligocene basins: general situation. The Oligocene Deposits are noted by ponctuations; the outlines are not drawn when covered by more recent formations. The triangle line marks the erosion front of the Digne nappe. The dash-dotted line indicates the SW boundary of the Alpine Oligocene basin (maximum of extension).

Le cas des galets de taille exceptionnelle est limité à la partie méridionale (Sud et SE) dusystème géodynamique "bassinal" oligocène de basse Provence. Que sait-on de cette bordure ? Les décharges détritiques montrent qu'un massif de socle, incomplètement débarrassé de sa couverture mésozoïque, s'érigeait au Sud de la Provence. Il constituait l'avatar oligocène du "massif pyrénéo-corso-sarde", aujourd'hui rompu par le golfe du Lion. On connaît l'âge de cette rupture : on se place en effet après les mouvements tangentiels de basse Provence, d'âge éocène terminal, puisque les dépôts sont à cheval sur les nappes de charriage de Bandol, du Beausset et de l'Arc - et avant l'Oligocène final.

marqué par l'arrivée de la mer au Cap-Janet, à Marseille. Enfin, l' élargissement du néo-bassin algéro-provençal s'effectue au début du Miocène, en prélude à l'inondation péri-alpine.
Quel modèle géomorphologique et géodynamique peut-on retenir pour cette bordure Sud, à la lumière des observations sur ces galets ? A mon avis, deux contextes morpho-dynamiques seulement sont possibles, en fonction de nos connaissances sur le climat sub-aride de la région à l'Oligocène. Le premier fait intervenir un massif méridional d'altitude modérée : Cévennes ou Aurès, de 1500 à 2500m d'altitude relative, aux flancs raides parcourus par des oueds sujets à des crues catastrophiques. Le second, tenant compte de traces de stries observées sur certains blocs (mais sont-elles originelles ?), évoquerait un massif beaucoup plus élevé, de type Rouwenzori, portant des glaciers et nourrissant des débâcles cata-glaciaires.

Il existe, bien entendu, dans notre cadre géographique, d'autres bordures de graben montrant des dépôts à gros éléments. On en trouve sur le bord Nord du bassin de Marseille, sur le bord Est de celui de Manosque, où l'on distingue même des olistolites kilométriques. Mais il s'agit toujours de blocs anguleux (ou peu émoussés, pour les moins gros), ayant cheminé sur un abrupt lié à une faille active, par le jeu de la gravité suivi, au large, par une reprise torrentielle dont la violence périodique est classique en pays de climat sahélien ou même, méditerranéen. L'intervention d'un relief très marqué n'y est jamais nécessaire. Il faut bien les distinguer de cette bordure méridionale du système qui, seule, implique une rupture orographique de premier ordre.
A quoi attribuer cette spécificité ? L'origine est celle de l'allongement ouest-est des bassins de Marseille et de Bandol. Dès l'Oligocène, une direction de tension nord-sud se superpose ici à la direction de tension est-ouest du graben ouest-eutopéen. Elle préfigure, à l'Est du linéament majeur d'Aix-en-Provence, l'ouverture du bassin algéro-provençal. Dans ce cadre complexe, le relief sud prend valeur de bombement pré-rift - et il est normal qu'il ait une élévation très supérieure à celle des autres zones hautes bordant les fossés sub-méridiens. Ceux-ci viennent se raccorder de façon abrupte à son piedmont subsident, entre les bassins d'Aix et de Marseille.

En conclusion, entre la phase de compression sud-nord pyrénéo-provençale, liée à l'avancée vers le Nord de l'Afrique et de l'Ibérie, et la phase de déchirure océanique oligo-miocène, le graben ouest-européen butte au Sud contre une région de hauts reliefs, dans l'alignement de la chaîne des Pyrénées. Il n'est pas impossible que des glaciers aient occupé certains blocs, particulièrement surélevés, notamment au SE de la basse-Provence, siège de la future ouverture du bassin algéro-provençal. Des recherches en cours doivent nous permettre de préciser les rapports de la zone des grabens avec le piedmont subalpin ou "bassin de la molasse rouge" - dans un cadre purement continental dont l'isolement de la proto-Méditerranée est ici souligné.

Orientation bibliographique :
D. NURY et C. ROUSSET .- Extension des dépôts oligocènes de la région de Toulon (Var, Sud-Est France). Cadre structural et implications paléogéographiques. *Géol. Médit.,* t XII-XIII, n° 3-4, p. 175-184, 1985-1986.
C. ROUSSET .- Le cadre linéamentaire du Sud-Est de la France, à partir d'observations nouvelles sur son rôle dans la sédimentation tardi et post-hercynienne. *Bull.Soc.géol.France,* (8),II, p. 487-497, 1985.
C. ROUSSET , V.A. JACQ et N. MAGNAN .- Reconstitution des conditions paléo-environnementales du dépôt du soufre oligocène des Camoins, à Marseille (Bouches-du-Rhône, France) ; rôle des bactéries dans la constitution et dans l'évolution des sédiments d'une lagune continentale aux eaux sulfatées. *Bull.Soc.géol.France*, t 167, n° 3, p. 375-388, 1996.
J.C. HYPPOLYTE, D. NURY, J. ANGELIER et F. BERGERAT .- Relations entre tectonique extensive et sédimentation continentale : exemple des bassins oligocènes de Marseille et de Basse-Provence. *Bull.Soc.géol.France*, t 162, n° 6, 1083-1094.

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n° 27, 293 p.

MODALITÉS DE LA TRANSGRESSION MIOCÈNE À LA PÉRIPHÉRIE DU BASIN DE CARPENTRAS. INFLUENCE DE LA TECTONIQUE

MODALITIES OF MIOCENE TRANSGRESSION AT THE MARGINS OF CARPENTRAS BASIN. ROLE OF TECTONIC

Jean-Loup RUBINO*, Olivier PARIZE¤, Catherine JAVAUX*, Cécile LAPORTE-GALAA**, Vincent DELHAYE-PRAT*, Georges CLAUZON° et Olivier FONTA***

*, TOTAL, Tour Total, 24 cours Michelet, 92069 Paris la Défense cedex 47, France
¤, École des Mines de Paris, CGES, 35 rue Saint-Honoré, 77305 Fontainebleau cedex, France
**, TOTAL C.S.T., Domaine de Beauplan, 78470 Saint-Rémy-lès-Chevreuse, France
°, URA 903 Université de Provence, 29 av. Robert Schuman,13621 Aix-en-Provence, France
***, adresse actuelle : Beicip-Franlab, 232 av. Napoléon Bonaparte, 92500 Rueil-Malamaison, France.

Three types of stratigraphic relationships can be observed in the lower Miocene along the margins of carpentras basin :
- passive onlaps against preexisting pyreneo-provencal reliefs;
- diverging onlap indicating a coeval margin uplift with mainly the preservation of transgressive system tract;
- incised valley filled during two depositional sequences.

Le bassin de Carpentras appartient au bassin molassique péri-alpin. Il prolonge vers le Sud, le bassin de Valréas qui sert de référence au Néogène Rhodanien. Bien que situé en position très externe par rapport au front alpin, il se trouve à la croisé d'un canevas structural complexe, en partie hérité mais qui sera réactivé au Miocène.

Cette localisation géographique, particulière, est à l'origine de la diversité des modalités de la transgression miocène qui est diachrone. Le découpage séquentiel, établi par Lesueur *et al.* [1990], peut s'appliquer ici : il est supporté par de nouvelles datations basées sur les nannofossiles calcaires. Nous ne nous intéresserons qu'aux trois premières séquences de dépôt :
* La séquence S1 du Burdigalien inférieur, (Zone NN2/NN3)
* La séquence S2 du Burdigalien supérieur, (Zone NN3/NN4)
* La séquence S3 du Burdigalien terminal / Langhien (base NN5).

Schématiquement, trois grands types de relations géométriques peuvent être observés à la périphérie du bassin miocène de Carpentras :

On lap passif des paléoreliefs

C'est une situation fréquente en différents endroit du bassin : la transgression se fait par *on lap* passif de paléoreliefs résiduels de la phase pyrénéo-provençale, qui constituaient autant d'îlots pendant les premiers stades de la transgression burdigalienne.

Selon l'ampleur du relief, son ennoiement est diachrone et peut s'étaler sur plusieurs séquences de dépôts. Ainsi la séquence S1 est souvent manquante à la périphérie du bassin. La séquence S2 empiète plus largement et peut alors reposer directement sur le substratum mésozoïque. C'est le cas autour du massif de Suzette, au pied du Ventoux, localement dans le Sud des Baronnies et au Sud d'Avignon. L'empiètement de la séquence S3 est encore plus important : il y communication entre le bassin de Carpentras et celui d'Apt par dessus les Monts-de-Vaucluse.

Dans certains cas, et bien que les cortèges transgressifs des séquences (complexe de barre tidales bioclastiques) se biseautent contre le relief, on a la certitude que la mer a atteint un niveau nettement supérieur comme l'indique les perforations de lithophages scellées par les dépôts marneux de plate-forme externe du prisme sus-jacent de haut niveau marin.

On lap divergent

Cette situation est moins fréquente que la précédente et nécessite, pour être visualisée, de bonnes conditions d'affleurement comme au Sud du Nyons, à la limite septentrionale du bassin (TST de S2) ou au Sud du massif de Suzette, entre Vacqueyras et Beaumes-de-Venise (séquence S1 et TST

de S2). Néanmoins elle peut être déduite des relations stratigraphiques entre les séquences de dépôts, en particulier lorsqu'il y a superposition directe des cortèges transgressifs de deux séquences : c'est le cas à Mollans-sur-Ouvèze où le TST de S2 et son conglomérat basal de transgression reposent directement par l'intermédiaire d'une surface d'érosion sur le TST de S1. Dans ce cas, et même si la discordance angulaire est trop faible pour être identifiée, elle doit exister, car elle elle seule peut expliquer l'érosion complète du cortège de haut niveau marin de S1 connu aussi bien par sondage à l'Ouest que plus à l'Est, au front du Ventoux dans le synclinal de Montbrun-les-Bains.

Dans tout les cas, cette situation en *on lap* divergent traduit soit une subsidence différentielle entre la marge et l'axe du bassin, soit une surrection de la marge pendant le dépôt de la séquence. Il est particulièrement intéressant de constater que très fréquemment la vitesse de montée eustatique du niveau marin est supérieure à la vitesse de surrection, d'où la préservation des cortèges transgressifs, et inversement pendant le haut niveau marin, il n'y a plus de création d'espace disponible par suite de la combinaison entre la surrection et l'absence d'accommodation eustatique. Cette situation présente un certains nombre d'analogie avec la précédente puisqu'il existe un *on lap* et que fréquemment la divergence résulte d'une réactivation d'une structure antérieure constituant un paléorelief. Elle peut aussi se faire dans des secteurs beaucoup moins stucturés, ou déjà largement régularisés mais qui sont affectés par les premiers serrages alpins comme sur une grande partie de la bordure des Baronnies.

Comblement de paléovallées

C'est la situation la plus originale. Elle se retrouve au moins en trois endroits : • à l'Est de Malaucène, • sur la bordure orientale du bassin comme dans la zone de Grillon-le-Brave où le comblement de la vallée est achevé à l'issue du dépôt de la séquence S1 et • surtout dans le secteur de Vénasque où les incisions ont une ampleur beaucoup plus importante. Par conséquent, le comblement totale de la vallée principale s'y achève au sommet du TST de la séquence S2 ; seules les marnes du Burdigalien supérieur débordent les interfluves.

Il s'agit donc de vastes vallées incisées dont le comblement peut-être assuré indifféremment par le cortège transgressif et le cortège de haut niveau marin. Les relations stratigraphiques sur les deux flancs des vallées ne sont pas sans rappeler celles associées à un *on lap* passif. L'origine du creusement de ces vallées est quelque peu paradoxale dans la mesure où le substratum des vallées incisées n'étant pas d'âge Crétacé, leur creusement ne peut être rapporté à la longue période continentale comprise entre le Maastrichtien et l'Eocène supérieur. En effet dans tous les cas, les incisions se font au détriment des dépôts lacustres et continentaux de l'Oligocène, voire d'un Oligocène tout à fait supérieur. Ce qui implique pratiquement que le creusement doit avoir immédiatement précédé la transgression : il est Oligocène terminal ou Aquitanien.

Rubino et Clauzon [1996] ont récemment rattaché ces incisions aux variations eustatiques aquitaniennes fortement amplifiées par la surrection du bourrelet périphérique de l'avant pays des Alpes Occidentales. Il s'agit d'une tectonique à grand rayon de courbure dont la composante principale est verticale et qui amplifierait fortement le creusement associé aux seules chutes du niveau de base, des zones situées en amont. Cette interprétation a le mérite d'intégrer le diachronisme Est-Ouest du creusement, des Alpes vers le Massif-Central, et surtout elle fournit une explication probante au paradoxe de la coexistence d'une transgression s'effectuant soit sur des secteurs pénéplanés, soit dans des vallées dont l'extension est limitée puisqu'elles sont tributaires des bassins versants.

La conséquence ultime d'une telle organisation est d'ordre paléogéographique. Il devient en effet illusoire de générer des cartes correctes d'extension de la mer miocène ou des cartes de faciès par étage, en particulier pour le Burdigalien qui inclut deux séquences de dépôts, dans la mesure où il existe des variations de distribution spatiale très importantes de chacun des cortèges de dépôts. Il faut ajouter à cela les effets d'une préservation partielle des dépôts, en particulier à faciès littoraux, sur les marges des bassins par suite des érosions néogènes tardives.

Références :

Lesueur J-L. *et alii* [1990]. - Bull. SGF, 8, 6/1, pp. 49-61

Rubino J-L. & Clauzon G. [1996]. - Réun. ASF-SGF, Rennes - Mem. ASF, 25, pp. 34-35

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n°27, 293 p.

UN TRANSECT A TRAVERS LE BASSIN DES CAUSSES : TECTONIQUE, MILIEUX DE DEPOT ET FACIES GEOCHIMIQUES

A SECTION TROUGH THE CAUSSES BASIN: TECTONIC, DEPOSIT NVIRONMENTS AND GEOCHEMICAL FACIES

Roger SABRIER, Jean DELFAUD et Jean REVERT
Université de Pau, L.G.M.B.S., CURS-IPRA, Av. de l'Université, 64000 PAU

La partie nord des Grands Causses, de Rodez à Mende, est le seul secteur préservé par les érosions récentes où on peut observer en continu une coupe à travers le Bassin des Causses (Delfaud et Trumpy, 1979). On reconstitue un dispositif légèrement dissymétrique, centré sur le panneau de Séverac. Cette tectonique a conditionné les milieux de dépôt mais aussi les faciès géochimiques, opposant termes réducteurs axiaux et termes oxydants latéraux.

I - Géométrie d'ensemble : Rappelons que dans ce bassin se sont succédé deux épisodes de rifting (Lias moyen supérieur et Dogger) avec des faciès de bathymétrie très différents : bassinaux pour le Lias, tidaux pour le Dogger.

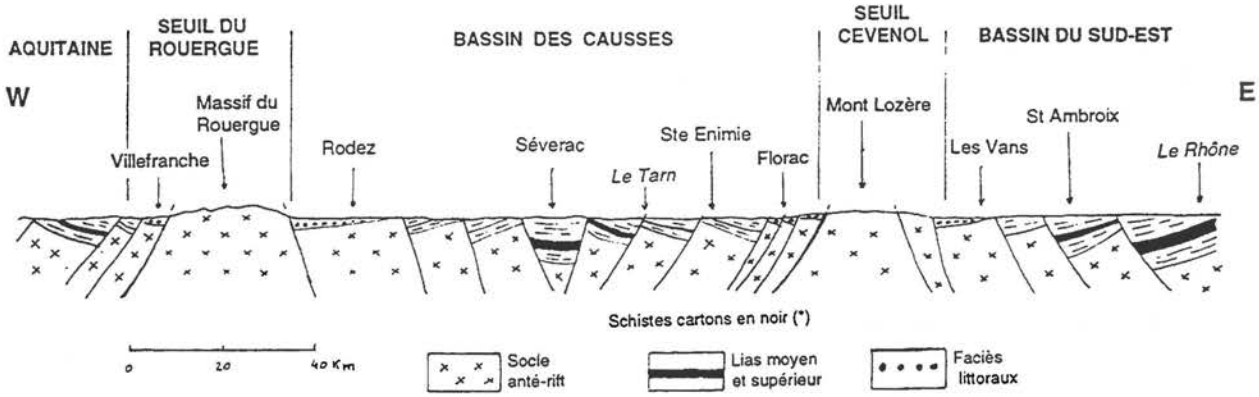
Géographiquement, le dispositif intègre une série de 12 à 14 panneaux faillés, blocs basculés au Lias, et blocs effondrés au Dogger, guidé par des failles majeures N 20 associées à des failles secondaires N 40 à N 50. Chaque bloc a une largeur de 5 à 12 km. Le système est légèrement dissymétrique : la marge Est, sous-cévenole est assez étroite. La marge Ouest, rouergate est plus étalée. L'ensemble évoque un graben dissymétrique avec failles synthétiques à l'Est et blocs antithétiques à l'Ouest.

Au Lias, les faciès évoluent rapidement vers l'Est avec une réduction des séries et un enrichissement en calcaire à haute énergie (coupe des Petits Causses). Vers l'Ouest, un système de biseau tronque la base des séquences eustatiques souligné par des niveaux plus carbonatés ou des oolithes ferrugineuses. Au Bathonien inférieur, les tidalites ont les mêmes gradients, avec une marge Est riche en lignites, et une marge Ouest peu subsidente et comportant des termes argileux sub-continentaux.

II - Faciès : L'axe du bassin est situé dans le panneau Séverac - Rivière-sur-Tarn - Roquefort. Il est jalonné par des faciès confinés : schistes cartons au Toarcien inférieur très riche en illite, calcaire argileux évaporitique à illite et kaolinite dominante au Bathonien inférieur (sans traces de mangrove). Dans les schistes cartons le confinement se traduit par une accumulation de cuivre, molybdène, zinc et un enrichissement en carbonates.

La marge Est correspond au Lias à des faciès à silice et kaolinite en biseau, qui attestent d'une érosion ferallitique relayée au Dogger, par une végétation de mangroves associé à des sols hydromorphes. La marge Ouest, à illite ouverte, est à nouveau oxydante, avec calcaires à haute énergie, oolithes ferrugineuses, croûte ferrugineuse dans les tidalites.

Au total, les faciès géochimiques et les milieux de dépôt permettent de reconnaître la géométrie de blocs faillés du Bassin des Causses, entre Bassin du Sud-Est (et sa marge ardéchoise) et Bassin d'Aquitaine (et son sillon Quercy-Comminges). Au Lias, il s'agit d'un rift complet, au Dogger ce n'est plus qu'un élément d'une vaste plate-forme faillée et surélevée par le bombement basaltique = la Plate-forme Occitane. Deux types de subsidence se succèdent ainsi, tour à tour tectonique puis thermique.



Modèle structural du Bassin des Causses au Lias moyen et supérieur
(*) Les épaisseurs sont exagérées

	Bordure Ouest Seuil Rouerguat	**Centre du Bassin**	**Bordure Est Seuil Cévenol**
Argiles	Illite ouverte + Interstratifiés à illite	Illite	Illite ouverte + Interstratifiés à Illite + Kaolinite Kaolinite parfois dominante Apport Kaolinite + Sable
Carbonates	moins riche	plus riche	moins riche
Paléo-salinité Bore	?	Sursalure > 500 ppm	Sous salure ≈ 180 ppm
Eléments traces	?	Molybdène et Cuivre élevés Nickel > 40 ppm	Mo/Cu faible Ni ≈ 5 ppm
Caractères géochimiques	Oxydant (présence Lamellibranches) + oolithes ferrugineuses	Réducteur Mo/Cu élevé	Oxydant (présence Lamellibranches) + oolithes ferrugineuses

Tableau des dominantes géochimiques au Toarcien inférieur dans le Bassin des Grands Causses.

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n° 27, 293 p.

ROLE MAJEUR DES ARGILES DANS LA FORMATION DE NIVEAUX RICHES EN MATIERE ORGANIQUE A HAUT POTENTIEL PETROLIGENE

MAJOR ROLE FOR CLAY MINERALS IN THE FORMATION OF ORGANIC RICH LAYERS WITH A HIGH OIL POTENTIAL

Valérie SALMON[1,2], Bernard BEAUDOIN[1], Sylvie DERENNE[2], Claude LARGEAU[2] et Elizabeth LALLIER-VERGÈS[3].

[1]Ecole des Mines de Paris, CGES-Laboratoire de Sédimentologie, 35 rue St Honoré, 77305 Fontainebleau Cedex, [2]ENSCP, Laboratoire de Chimie Bioorganique et Organique Physique, UA CNRS 731, 11 rue P. et M. Curie, 75231 Paris Cedex 05, [3]Université d'Orléans, Unité de Recherche en Pétrologie Organique, UMR CNRS 6531, BP 6759, 45067 Orléans Cedex 2.

Cadre général

Le bassin des Ombrie-Marches (Italie Centrale) présente dans le Cénomanien des niveaux noirs riches en matière organique (MO), répartis cycliquement dans un encaissant carbonaté, et corrélés sur l'ensemble du bassin (Beaudoin *et al*, 1996). Le terme final de la série est le célèbre niveau "Bonarelli" marquant la limite Cénomanien-Turonien. Ces niveaux présentent une grande variabilité dans leur teneur en MO et leur potentiel pétrolier. Ces variations, aussi bien verticales (d'un niveau à l'autre dans une même coupe) qu'horizontales (au sein d'un même niveau d'une coupe à l'autre) s'expliquent en partie par des variations lithologiques. En effet, les niveaux sont constitués soit par des silex, systématiquement "pauvres" en MO [teneur en Corg. (COT) < à 0,5%], soit par des argiles laminées (black shales) à teneurs en MO variables (COT de 0,8 à 16,5%), soit par une superposition des deux.

Dans le but de mieux comprendre l'origine des variations observées dans les black shales, nous avons mené une étude pétrographique et moléculaire sur la partie argileuse d'un niveau situé 12 m sous le "Bonarelli", comportant en partie supérieure un silex et en partie inférieure des argiles particulièrement riches en MO (Carbone Organique Total, COT = 13,5%).

L'étude spectroscopique et pyrolytique de la structure chimique de la MO indique que celle-ci est essentiellement marine avec une prédominance algaire, incluant une contribution bactérienne notable. Elle comporte également une faible composante terrestre (Salmon *et al*, 1997).

Mode de préservation de la MO dans un niveau de black shales

Trois modes de préservation et de fossilisation de la MO sont considérés à l'heure actuelle : la vulcanisation (incorporation de soufre inter-et intra-moléculaire), la préservation sélective (MO intrinsèquement résistante) et la protection par adsorption (adsorption de la MO à la surface des minéraux, dans des mésopores inaccessibles aux enzymes hydrolytiques et aux bactéries, Hedges et Keil, 1995).

La vulcanisation et la préservation sélective n'ont pas joué de façon notable dans la formation de notre kérogène, comme en témoignent l'absence de soufre organique indiquée par l'analyse élémentaire et le caractère amorphe à l'échelle nanoscopique du kérogène observé en microscopie électronique à transmission.

Par contre, les observations pétrographiques effectuées sur la roche totale, incluant de la microscopie électronique, révèlent que le niveau de black shales étudié est en fait une accumulation de lits carbonatés et de lits organo-argileux de 100 µm d'épaisseur. Dans ces accumulations, la MO se présente sous deux formes: particulaire ou en réseau. Dans les deux cas, elle est intimement et quasi exclusivement associée aux argiles, comme le montrent les analyses effectuées à la sonde EDS, couplée au microscope électronique à balayage. Le mode de préservation par adsorption sur des minéraux, ici des argiles, paraît donc extrêmement vraisemblable. Cependant, ce mécanisme ne permet pas, à lui seul, de rendre compte de la forte teneur en COT de notre échantillon, compte tenu des valeurs maximales des surfaces actives des argiles. Nous proposons donc une protection supplémentaire au sein d'agrégats organo-argileux.

L'hypothèse d'une protection de la MO par les minéraux est confirmée par l'étude moléculaire (étude des produits de pyrolyse pendant une heure à 400°C sous courant d'hélium) de cette même MO un an, puis deux ans après qu'elle ait été isolée par destruction de la matrice minérale (attaque HF/HCl). En effet, nous observons en deux ans une dégradation progressive et intensive de certaines structures qui avaient été préservées pendant 90 Ma (Fig. 1).

Il apparaît donc que la protection minérale, bien connue et largement étudiée sur la MO des sols mais envisagée seulement récemment dans les sédiments marins, a dû présider à la préservation de la MO de cet échantillon.

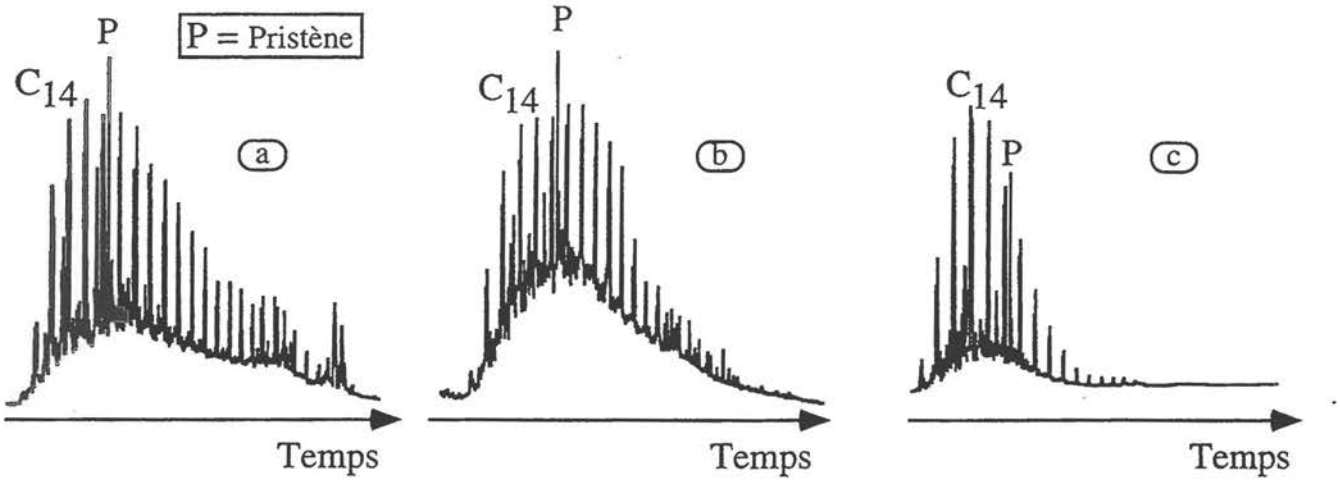


Fig. 1: Trace en chromatographie gazeuse de la fraction des produits de pyrolyse (400°C, 1 heure, sous courant d'hélium) non polaires; a. aussitôt après l'isolement du kérogène par attaque acide; b. 1 an après l'isolement du kérogène; c. 2 ans après l'isolement du kérogène.

Références :

Beaudoin, B., M'Ban, E. P., Montanari, A. and Pinault, M. (1996) Lithostratigraphie haute résolution (<20 ka) dans le Cénomanien du bassin d'Ombrie-Marches (Italie). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris* **323 II a**, 689-696.

Hedges, J. I. and Keil, R. G. (1995) Sedimentary organic matter preservation: an assessment and speculative synthesis. *Marine Chemistry* **49**, 81-115.

Salmon, V., Derenne, S., Largeau, C., Beaudoin, B., Bardoux, G. and Mariotti, A. (1997) Chemical structure and source organisms in a Cenomanian organic-rich black shale (Central Italy)- Indications for an important role of the "sorptive protection" pathway. *Organic Geochemistry*, sous presse.

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n° 27, 293 p.

ARCHITECTURE SISMIQUE DETAILLEE DU FAN CELTIQUE : PREMIERS RESULTATS DES LEVES SISMIQUES REALISES PRES DU FOND AVEC PASISAR (4500-4700 M DE PROFONDEUR D'EAU, MARGE OUEST-EUROPEENNE)

POSTER

DETAILED SEISMIC ARCHITECTURE OF THE CELTIC SUBMARINE FAN (WESTERN EUROPE): PRELIMINARY DISCUSSION OF THE DEEP-TOWED PASISAR SEISMIC DATA

Bruno SAVOYE, Gérard AUFFRET
et l'équipe de la mission SEDIFAN2 (A. Baltzer, J.F. Bourillet, B. Deniellou, L. Droz, F. Cayocca, M. Guiomar, P. Pelleau, S. Unterseh, M. Voisset, S. Saragosi)

Adresse : Laboratoire «Environnements Sédimentaires», IFREMER, 29280 Plouzané, France

The Pasisar lines emphasize the detailed seismic architecture of the Celtic fan over the first 500-750 metres of sediments. They clearly show that the present and almost Quaternary fan units ovelay a major unconformity that can be traced all over the studied area. A profile across the Celtic Fan Sedimentary Ridge (CFSR) permit to distinguish several phases of channel migration, the present channel location beeing relatively recently acquired. Several minor unconformity surfaces are observed within the 500 m surficial sedimentary column, some of them being related to the channel migrations. Different types of giant sediment waves related to turbidity current overflows are present all along the CFSR. The Pasisar lines show that such bedforms did not exist before the last channel move. They seem to be thus related to a specific interplay between the turbiditic activity of the channel and the pre-existent morphology. Some observed sediment waves could be also relics. The profiles across the upper and middle fan display assemblages of very elongated lenticular bodies in their upper part. The PASISAR system is capable of acquiring high-resolution seismic data with significantly greater detail than conventional surface seismic, especially in deep and rough areas.

Il est illusoire de vouloir mettre en évidence, par grande profondeur d'eau, de fines variations latérales de faciès ou des réseaux denses de petites fractures ou de failles avec les techniques conventionnelles. Depuis longtemps on sait que cela ne sera possible qu'avec le déploiement de dispositifs sismiques près du fond. Lors d'une récente campagne dans le Golfe de Gascogne, nous avons exploré un nouvel éventail sédimentaire profond de relativement grande taille dont, jusqu'à présent, seuls quelques indices morphologiques sur les cartes dressées antérieurement laissaient supposer l'existence. Nous avons nommé ce "delta profond" : "Éventail Profond Celtique", car les canyons sous-marins qui l'alimentent sont situés au débouché de la mer Celtique. Cet éventail, qui semble avoir été particulièrement actif au cours du Quaternaire, est situé par grande profondeur d'eau, aux environs de 4500 m.

Depuis plus de dix ans, les équipes françaises et en particulier notre laboratoire, utilisent un engin remorqué près du fond pour l'étude des environnements sédimentaires profonds actuels, le SAR. En 1993, cet engin a été équipé d'une extension appelée PASISAR qui permet l'acquisition simultanée de données sismiques près du fond. Comme dans les systèmes classiques, la source est tractée en surface et seule la flûte est tractée près du fond.

Au cours de la campagne SEDIFAN 2 (Septembre 1997), le système SAR-PASISAR a été déployé sur plusieurs régions du fan de Mer Celtique. Du fait de la dispersion sphérique, du niveau d'énergie des sources sismiques disponibles et de la grande profondeur d'eau du fan, nous ne pouvions pas utiliser de sources très haute résolution de type sparker ou petit canon à eau ; les sources utilisées étaient deux canons à air en mode G.I. (45 ci utiles par canons). Bien que l'état de la mer durant la campagne ait été parfois relativement chahuté, la qualité des données Pasisar est excellente. Par rapport aux données de sismique rapide acquises au cours de la campagne Sedifan 1 sur la zone, l'amélioration du rapport signal/bruit et de la résolution spatiale est spectaculaire. Les profils à travers la vallée du fan et les chenaux distaux reflètent avec fidélité la morphologie observée sur les profils SAR (pas d'hyperboles). Les profils Pasisar permettent d'assurer avec une bonne fiabilité le changement d'échelle nécessaire entre, d'un côté, les levés EM12 et la sismique régionale, de l'autre, les levés sonar et 3.5 kHz Sar.

Avec Pasisar, on doit cependant tenir compte d'au moins 4 effets pervers : la flûte PASISAR n'est tractée ni à altitude constante au dessus du fond, ni à immersion constante ; on ne travaille pas à incidence verticale et la géométrie du dispositif varie pendant le profil. Les coupes sismiques obtenues en temps réel avec PASISAR ne peuvent, de fait, pas être interprétées directement et des traitement spécifiques doivent être appliqués.

Les profils Pasisar apportent des informations nouvelles par rapport aux profils de Sedifan1. Ils donnent une image détaillée de l'architecture sismique du fan sur plus de 500-750 m. Ils montrent très clairement que la fan actuel et plus largement l'ensemble du fan quaternaire repose en discordance sur un ensemble de réflecteurs très énergétiques qui peuvent être suivis sur l'ensemble de la zone. Un profil à travers la Ride Sédimentaire du Fan Celtique (RSFC) permet d'identifier plusieurs paléochenaux, le chenal actuel paraissant d'acquisition relativement récente. Sous la ride, au dessus de la discontinuité régionale, on observe plusieurs niveaux de discontinuités plus localisés, vraisemblablement liés aux changements d'orientation du chenal principal. Plusieurs types de dunes sédimentaires géantes, semblables à celles décrites sur les levées du Var ou de Monterey, sont visibles. Compte-tenu de leur structure interne et de leur orientation, elles semblent liées aux courants de débordement sur la levée. Ces figures sédimentaires n'apparaissent qu'après la migration du chenal vers sa position actuelle. Il n'existe pas de champs de dunes fossiles. Les profils en travers du lobe distal du fan montre un emboitement complexe de structures lenticulaires très allongées dans la partie superficielle des profils.

Le nouveau système d'acquisition sismique PASISAR procure des données sismiques de qualité unique par grande profondeur d'eau. Ces données sont très complémentaires des données acquises simultanément par le SAR (sonar latéral, 3,5 kHz, magnétomètre 3 composantes). Avec cet outil on peut envisager l'étude, avec une bonne résolution, des édifices sédimentaires actuels même par grande profondeur d'eau.

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n° 27, 293 p.

LE TITHONIEN DU BASSIN DU SUD-EST: UNE RAMPE CARBONATÉE À ZONE EXTERNE DE DÉGÉNÉRESCENCE DES HOULES DE TEMPÊTE 2) BRÈCHES ET PROCESSUS DE BRÈCHIFICATION

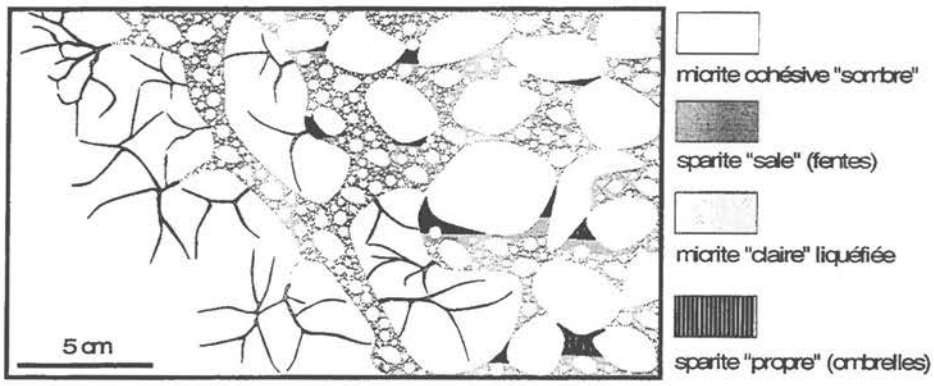
THE TITHONIAN OF THE SOUTH-EAST BASIN (FRANCE): A CARBONATE RAMP WITH OUTER ZONE OF WAVE DEGENERATION 2) BRECCIA AND BRECCIATION PROCESS

Michel SEGURET, Frédéric BOUCHETTE, Alexis MOUSSINE POUCHKINE, Guilherme PEDERNEIRA RAJA GABAGLIA*,
Géofluides Bassins Eau (CNRS-Univ. Montpellier 2-ORSTOM) cc 57, 34095 MONTPELLIER
* Petrobras R-General Canabano 500, 20271 MARACONA-RIO, BRESIL

On analyse les brèches et on étudie les processus de bréchification in-situ des micrites du Tithonien du bassin du Sud-Est de.la zone 4a de n°1 Seguret et al. ce volume.

Elle est caractérisée par l'association de faciès
1) bancs de micrite pélagique à saccoccoma, radiolaires, calpionnelles, sans structure quelquefois bioturbés au sommet;
2) bancs de calcarénite fine bioclastique, pouvant être amalgamés en ensembles plurimétriques, à stratification plane ou en mamelon, rides de vague et rides asymétriques traduisant un écoulement dominant vers le secteur nord; fréquemment les calcarénites surmontent un intervalle bréchique;
3) bancs de brèche d'épaisseur métrique à décamétrique à sommet plan et base avec paliers et rampes; tous les clastes sont des micrites(calcarénites exceptionnelles); toutes les classes granulomètriques sont présentes: blocs hors taille décamétriques, galets (>1 cm) granules (0,2 à 1 cm) et microgranules (< 0,2 cm); les textures sont: à support par ossature sans matrice et avec sparite inter-éléments (1a); avec matrice calcarénitique (1b); ou avec matrice micritique (1c); à support matriciel micritique, les éléments pouvant être jointifs (2a) ou très dispersés (2b).

Les transitions fréquentes entre micrite et brèches peuvent se faire du bas vers le haut, du haut vers le bas ou latéralement. La zone de transition est caractérisée par la succession micrite, micrite à microfissures remplies de sparite "sale" c.à d. à micro débris de micrite, micro-blocs anguleux de micrite dissociés par des fissures anastomosées et remplies de calcite "sale" et enfin brèche. Les cristallisations en ombrelle de calcite "propre" sous les galets montrent que la brèche est passée par un état de mise en suspension et que la sédimentation des particules les plus fines entre les galets tenus par ossature a libéré un vide sous les galets. La présence (rare) de galets de brèche témoigne d'une bréchification polycyclique.



Les passages transitionnels micrite/brèche montrent que les brèches sont produites in-situ par déformation d'une micrite. Le Tithonien enregistre donc des périodes de sédimentation de micrite sous la zone d'action des vagues et des périodes de dépôt dominé par la houle (calcarénites). On propose que l'énergie à l'origine de la déformation des micrites donnant les brèches soit aussi la houle.

Au large du Mississippi, le sol sous marin soumis aux houles de cyclones tropicaux subi des cisaillements (maximum à 60-80m de bathymètrie) induisant un déplacement alternatif de 30 à la

surface du sol. Ce cisaillement diminue avec la profondeur mais est sensible sur plusieurs dizaines de mètres (Kraft et al. 1985 in n°1 Seguret et al ce volume). Ce cisaillement peut provoquer dans le sédiment un réarrangement des grains, une diminution de l'espace inter-granulaire et, si la perméabilité est faible (non drainance), une augmentation incrémentale et cumulative de la pression de fluide conduisant, après un certain nombre de cycles, à la liquéfaction (voir expériences de Cukley et al. 1985).

Ces données concernent un matériau granulaire fin silico-clastique. Dans le cas présent l'existence des microfissures de la transition micrite/brèche montre que la micrite était un matériau élastique et la préservation des clastes en montre le caractère cohésif.

Pour expliquer la totalité des faits observés on admet le scénario suivant:

1) Longue période de dépôt de micrite sous la zone d'action des vagues et acquisition d'une cohésion inter-granulaire (par cimentation précose partielle?)

2) Périodes de déformation in-situ des micrites cohésives sous chargement cyclique par passages de houles de cyclones tropicaux quasi permanents et transport/dépôt des calcarénites (par les queues des tempêtes?).

La déformation des micrites (bréchification) fait intervenir la chaine des processus suivants:

2a- microfissuration résultant des mouvements imposés au sol par le cisaillement cyclique; l'ouverture de microfissures implique un déplacement des grains formant les lèvres de la fissure et donc une rupture localisée des cohésions inter-granulaires par cisaillement.

2b- le très faible développement spatial des microfissures montre que la fissuration est un phénomène instable faisant rapidement place à la bréchification. Ce changement de processus résulte probablement d'un effet de seuil: avec la poursuite de la sollicitation, le cisaillement provoque l'effondrement des fissures avec expulsion brutale d'eau et une augmentation brutale de la pression de fluide dans les lèvres des microfissures qui se liquéfient par rupture des cohésions inter-granulaires. La boue liquéfiée ainsi formée est capable de porter en suspension les résidus non liquéfiés si bien que la mixture résidus non liquéfiés (galets, granules, microgranules) + boue liquéfiée a un comportement de matériau liquéfié. La réduction de la résistance au cisaillement permet la propagation de la déformation.

Le devenir de cette mixture en état de liquéfaction peut être variable:

2c- avec l'arrêt de la sollicitation on peut avoir

2c1- sédimentation in-situ avec expulsion d'eau excédentaire. Les gros clastes se déposent tenus par leur ossature, microclastes et boue se sédimentent entre les clastes avec effet d'ombrelle sous les clastes (brèches à support par ossature de type packstone)

2c2- un courant tractif (composante unidirectionnelle de l'écoulement combiné), sus-jacent à la mixture liquéfiée la lave et entraine les particules fines lors (ou immédiatement après) la sédimentation in-situ des grossiers (brèches par ossature de type grainstone)

2c3- le courant tractif éliminant la boue apporte aussi du sable bioclastique qui s'infiltre entre les éléments (brèches à ossature et matrice calcarénitique)

2d- si la sollicitation continue sans qu'il y ait ni drainage, ni lavage, ni infiltration, les résidus non liquéfiés sont progressivement de plus en plus liquéfiés, la densité de clastes diminue et, en l'absence de lavage et d'apport on obtient les brèches à support matriciel de plus en plus dispersées.

La présence de couches à support matriciel "granoclassées" c-à-d à galets de plus en plus petits et de plus en plus dispersés vers le haut montre qu'une épaisse tranche de la micrite cohésive primaire peut être liquéfiée pour donner à l'interface eau/sédiment une couche épaisse de matériel liquéfié mais non drainant. Le "granoclassement" résulte alors du gradient vertical de liquéfaction.

Par contre, les transitions du haut vers le bas micrite/brèche indiquent que la liquéfaction peut se faire à l'intérieur de la pile sédimentaire, sous une couverture de micrite non liquéfiée et qui avait donc une résistance au cisaillement plus forte que la micrite sous-jacente apte à se liquéfier.

Enfin, la présence relativement fréquente de gros galets mous de marne dans un niveau de brèche montre qu'un niveau marneux (+ cohésif?, à + faible porosité?) pouvait résister à la liquéfaction alors que micrites sus et sous jacente étaient liquéfiées.

Clukey E. C. , Kulhawy F. H., Liu P. L.-F., Tate G. B. The Impact of Wave Loads and Pore-Water Pressure Generation on Initiation of Sediment Transport. Geo-Marine Letters (1985) 5, 177-183

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n°27, 293 p.

LE TITHONIEN DU BASSIN DU SUD-EST: UNE RAMPE CARBONATÉE À ZONE EXTERNE DE DÉGÉNÉRESCENCE DES HOULES DE TEMPÊTE 5) CORPS PROGRADANTS DE CÉÜSE: GÉOMÉTRIE DE DÉTAIL ET FACIÈS

POSTER

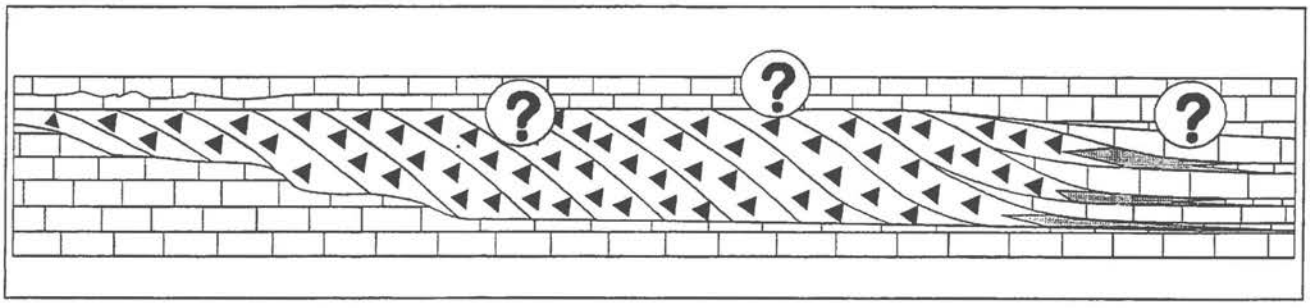
THE TITHONIAN OF THE SOUTH-EAST BASIN (FRANCE): A CARBONATE RAMP WITH OUTER ZONE OF WAVE DEGENERATION 5) CÉÜSE PROGRADATIONAL UNITS: SMALL SCALE GEOMETRY AND FACIES

Michel SEGURET, Alexis MOUSSINE POUCHKINE, Frédéric BOUCHETTE,
Géofluides Bassins Eau (CNRS-Univ. Montpellier 2-ORSTOM) cc 57, 34095 MONTPELLIER

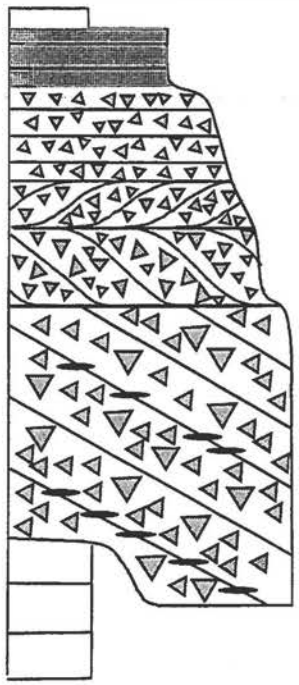
Dans la partie massive de la falaise de Céüse (Moussine et al, ce volume), la géométrie précise et l'organisation faciologique des corps progradants ne sont pas analysables. Ceci est par contre faisable à la fois à la base de la falaise dans sa partie nord dans la zone de progradation des corps progradants, et au sommet de la falaise dans sa partie sud, dans la zone de rétrogradation des corps progradants. On en présente ici les résultats majeurs.

Au Nord, deux corps lenticulaires de brèche ont des épaisseurs maximales de 6m (corps supérieur) et 12m (corps inférieur) et des longueurs (approximativement dans la direction de progradation) de 90 et 140 m. Ces deux corps ont un sommet à peu près plan, éventuellement légèrement bombé. La base par contre est non plane: au sud c.à d. à l'amont, fortement érosive, elle descend vers l'avant en escalier dans la stratification en recoupant les bancs de calcilutite sous-jacents; au centre elle est soit plane (corps supérieur) soit érosive et ondulée (corps inférieur); au nord (à l'avant) le corps de brèche supérieur s'effiloche en s'interdigitant dans et en passant frontalement à des calcarénites et calcilutites; le contact basal du corps inférieur n'est pas observable dans sa partie nord. La description s'appuie sur l'observation du corps supérieur mieux exposé.

Ce corps de brèche est à stratification fortement oblique, peu observable dans sa partie amont mais bien exposée dans sa partie médiane où des strates obliques d'épaisseur décimétrique de différentes granulométries arrivent en downlap à angle fort (pendage de 30-40°) sur la partie plane de la surface basale; la direction N240 de l'intersection des stratifications obliques sur la base du corps indique une direction de progradation vers le NNW. Plus à laval, les foresets obliques de brèche passent très rapidement à des bottomsets tangentiels enregistrant une décroissance très rapide de la granulométrie puisque l'on passe en quelques mètres des brèches à des calcarénites à lamination parallèle puis à des calcilutites. Le corps brèchique est recouvert par des niveaux de calcilutite qui, au moins sur sa partie amont, montrent de grandes gouttières d'érosion en forme de U de profondeur et largeur 20-40cm; la surface d'érosion est bioturbée et recouverte soit d'un film argileux soit directement de calcilutite ou de calcarénite fine à lamination proche de l'horizontale, tendant à mouler la topographie érosive.



Au Sud, sur le plateau de Céüse surmontant la falaise, l'extension des corps de brèche dans une topographie accidentée de petits canyons permet une vision en carte et une analyse partielle en 3D de la géométrie des stratifications obliques.Les brèches et les faciès accessoires de calcarènites et de calcilutite sont organisés en une séquence idéale agencée de la base au sommet de la façon suivante:



calcarénite à lamination plane (zéro à quelques m)

brèche à stratification plane passant à une "microbrèche" (graviers autour du cm

quelques faisceaux, d'épaisseur inférieure à 2 m, de brèche à stratification oblique

grand faisceau de brèche grossière (galets autour de 5-10 cm) de 5 à 8 m de haut, à support par ossature et ciment sparitique, à stratification oblique à 30-40°. Des trous horizontaux alignés dans des lits de la stratification oblique (galets de marne évacuée) montrent que, au moins dans ces lits, les galets sont imbriqués.

discontinuité majeure correspondant à une surface d'érosion en escalier

bancs de calcilutite sans structure

L'étude préliminaire en 3D des faisceaux à stratification oblique montre que les obliques sont des surfaces très courbes dessinant des gouttières de 100 à 200 m de large et progradant sur des longueurs observables de la centaine de mètres. La très forte courbure des surfaces rend difficile la détermination des directions de transport. Toutefois les directions apparentes en falaise sont fréquemment, d'un faisceau à l'autre, en sens opposé. Comme aucune structure pouvant être considérée comme générée par des courants de marée n'a pu être observée dans tout le centre du bassin du Sud-Est, l'apparente bi-directionalité est attribuée à un courant unidirectionnel avec dispersion relativement grande des directions du courant et surtout une très forte courbure des surfaces obliques. Les directions probables dominantes du courant sont vers le secteur Nord à Nord-Ouest.
Toutes les brèches progradantes sont à support par ossature sans matrice. Le plus souvent, les clastes s'interpénètrent par stylolitisation (forte compaction) mais localement, ils ne sont que ponctuellement en contact laissant place à une cimentation sparitique importante (très faible compaction).

Dans l'état actuel des connaissances et en l'absence de données sur des objets similaires, l'interprétation des corps bréchiques à stratifications obliques de Céüse reste problématique. La compréhension du dispositif est rendue difficile par l'impossibilité d'observer la relation entre brèches en progradation de la zone 4b et brèches in-situ de la zone 4a par suite de la zone d'érosion tithonienne et de l'érosion récente.

Ces corps se sont déposés par processus tractif. Les formes de fond étaient des dunes atteignant 25 m de haut à face aval à 30-40° et très courbe, concave vers l'aval, mais probablement passant latéralement de concave à convexe. L'angle basal de progradation (downlap) pouvait être très fort, le matériel déposé étant alors très grossier et montrant (au moins localement) une imbrication qui implique l'intervention d'un courant tractif rampant sur la face aval de la dune probablement en raison de la très forte compétence de l'écoulement. Par contre, vers l'aval du système (corps à la base de la falaise dans sa partie nord) les bottomsets tangentiels enregistrant un passage rapide des grossierès aux fines montrent qu'il y avait séparation de flux sur la crête de la dune et formation d'un vortex au dessus de la face aval.

Les données actuelles laissent supposer un courant unidirectionnel de direction variable mais à dominante vers le nord ou le nord-ouest, direction de courant similaire à celle ayant donné les rides asymétriques des niveaux calcarénitiques des zones 4a et 5. On attribue donc ce courant à la composante unidirectionnelle de l'écoulement combiné généré par les houles de tempête. L'exceptionnelle capacité de transport de la zone de Céüse pourrait résulter d'une forte vitesse de l'écoulement dans cette zone par concentration des lignes de flux en raison d'une zone haute compatible avec les érosions importantes mais localisées à cette zone (voir Moussine et al. ce volume).

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n°27, 293 p.

LE TITHONIEN DU BASSIN DU SUD-EST: UNE RAMPE CARBONATÉE À ZONE EXTERNE DE DÉGÉNÉRESCENCE DES HOULES DE TEMPÊTE 1) PALÉOGÉOGRAPHIE ET MODÈLE

THE TITHONIAN OF THE SOUTH-EST BASIN (FRANCE): A CARBONATE RAMP WITH OUTER ZONE OF WAVE DEGENERATION 1) PALEOGEOGRAPHY AND MODEL

Michel SEGURET, Alexis MOUSSINE POUCHKINE, Guilherme RAJA GABAGLIA*, Frédéric BOUCHETTE, Yves BODEUR**
Géofluides Bassins Eau (CNRS-Univ. Montpellier 2-ORSTOM) cc 57, 34095 MONTPELLIER
*Petrobras R-General Canabano, 500/4 MARACONA RIO BRESIL
** Labo. Géologie, Fac. de Sciences, 44072 NANTES cedex 03

Sur la périphérie sud du bassin du Sud-Est, la série Oxfordien-Tithonien est interprétée comme bathydécroissante avec progradation de la transition plate-forme interne/plate-forme externe au cours du Kimmeridgien/Tithonien. Entre Dios, Devoluy et Baronnies, les brèches et calcarénites du Tithonien étaient considérées comme résultant de remaniements gravitaires. En fait les calcarénites sont des dépôts de tempêtes présentant notamment des structures en mamelons et les brèches peuvent être interprétées comme produites par la déformation in-situ de boues cohésives sous chargement cyclique par des houles de tempête (G. Gabaglia 1995) (voir n°2 Séguret et al. ce volume).

On distingue 5 zones: 1) une large plate-forme interne; 2) une étroite barrière plus ou moins récifale; 3) une large plate-forme externe boueuse; 4) une zone plus externe caractérisée par 4a) l'association de micrites sans structures, calcarénites à stratification plane ou en mamelons, rides de vague et rides asymétriques et des brèches. Les brèches forment des corps sub-tabulaires d'extension déca-kilométrique et d'épaisseur pluri-mètrique, à sommet plan et base en paliers et rampes avec passages latéraux fréquents de bancs micritiques aux brèches. Les clastes (jusqu'à 10-20 cm) sont micritiques et les textures vont de support par ossature à support matriciel. Ces brèches résultent de la liquéfaction plus ou moins complète des micrites par chargement cyclique (voir n°2 Séguret et al. et n°3 Bouchette et al., ce volume). Localement 4b) une unité progradante de brèche est formée par l'empilement de faisceaux atteignant 20m de haut à stratification interne fortement oblique (voir n°4 Moussine et al. et n°5 Séguret et al. , ce volume) 5) distalement, les corps bréchiques progradants passent très rapidement à une association de bancs micritiques à fines passées de calcarénites, calcarénites à lamination plane et rides d'oscillation, rares et minces niveaux de brèche.

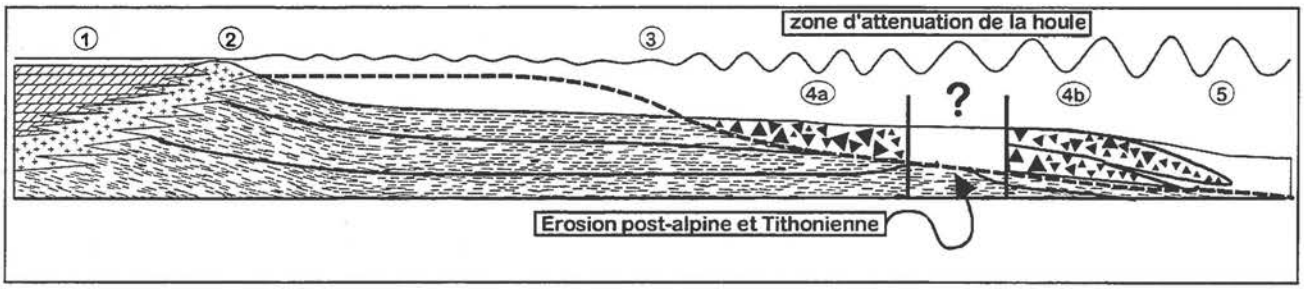
La zone 1 (plate-forme interne) est à alternance d'énergie faible et d'énergie relativement forte de déferlement de houle résiduelle et de marée. La zone 2 (barrière) est à forte énergie de battement de vague. La zone 3 est une zone d'énergie nulle située sous la limite d'action des vagues de beau temps et de tempête. La zone 4 est une zone d'alternance de longues périodes d'énergie nulle (dépôt des micrites) et de forte énergie de houle à effet d'une part mécanique sur le sol entraînant la bréchification in-situ des micrites déposées en période calme et d'autre part hydrodynamique qui permet l'apport et le dépôt de sable carbonaté. Localement, (zone 4a) un courant tractif très puissant transporte les clastes produits par liquéfaction et construit des corps brèchiques à stratification oblique. La zone 5 est une zone de moyenne énergie tractive et oscillatoire.

La succession zones 1 à 3 s'écarte des modèles de rampe carbonatées (Read 1985; Burchette et Wright 1992) par l'absence d'une zone externe dominée par l'énergie de vagues. Cependant, à l'extérieur de la plate-forme boueuse, les zones 4 et 5 sont à forte énergie de houle. L'interprétation de cette distribution spécifique des associations de faciès fait appel au concept de dégénérescence des vagues (diminution de la hauteur et de la longueur d'onde des vagues par distance parcourue).

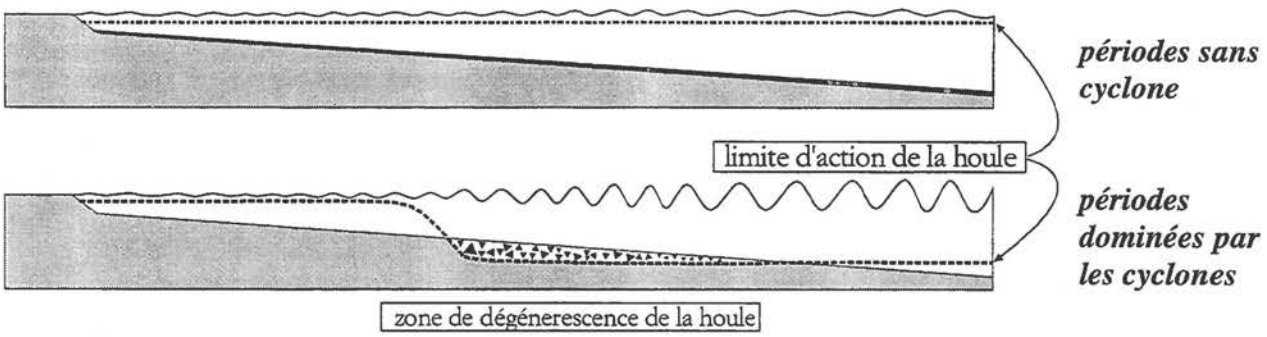
A des bathymétries inférieures à 100m, les sols sous marins déformables absorbent l'énergie des vagues et en réduisent considérablement la hauteur (Kraft et al., 1985). Plus la vague est haute et courte, plus elle atténuée rapidement et les vagues longues et hautes commencent à être atténuées à plus fortes bathymétries. Les résultats analytiques montrent que, pour les conditions règnant au large du Mississippi, une vague de 23m de haut est atténuée à 3,3 m entre les profondeurs 133 et 33m si sa periode est 14s et entre 47 et 20m si sa période est 8s. La dégénérescence des vagues résulte de perte d'énergie par interaction avec le fond. Les vagues induisent un déplacement cyclique du fond (Suhayda, 1977). Pression de fond et déplacement du sol varient en fonction de la hauteur et longueur d'onde de la vague et sont maximum à des hauteurs d'eau de 60-80m (Kraft et al., 1985). Le déplacement cyclique horizontal est de 30 cm en surface du sol et décroit en profondeur jusqu'à zéro à 200m de profondeur si la résistance au cisaillement du sol augmente linéairement avec la profondeur. Par ailleurs, le déplacement augmente avec la dégradation de la résistance du sol, et des déplacements de quelques mètres sont attendus si le sol est liquéfié (Kraft et al., 1985).

L'absorsion de l'énergie de vague et la dégénescence des vagues augmentent avec la déformation du sol et avec sa dégradation.

On propose que la bréchification des mudstones dans la zone 4a résulte de l'interaction vagues/sol pendant des périodes relativement longues dominées par les cyclones tropicaux. La forte interaction vagues/sol et la déformation importante du sédiment pouvant aller jusqu'à la liquéfaction induisait une très forte dégénération des vagues. A l'arrière de la zone de dégénérescence, les vagues étaient presque totalement atténuées et la sédimentation se faisait, en permanence, sous la zone d'action des vagues. La dégénérescence implique que la limite d'action des vagues de tempête (SWB) n'était pas horizontale mais remontait rapidement à l'arrière de la zone 4. Par référence à la dégénérescence observée ou calculée au large du Mississippi, à la bordure externe de la zone 4 la bathymétrie était voisine de 60-80m. La présence de quelques niveaux de brèche par liquéfaction dans la zone 5 indique que cette zone correspondait au bord externe de la zone à dégénérescence, sa bathymétrie était donc de 100-150m. L'absence de structures de vagues dans la zone 3 implique une sédimentation sous la zone d'action des vagues de beau temps et de tempête alors que les vagues étaient quasi-permanentes dans les zones 1 et 2. La bathymétrie de la zone 3 devait varier de 20 à 50 m. La pente de la rampe était donc de l'ordre de 0,001° Dans l'état actuel des connaissances, la forte énergie hydrodynamique de la zone 4b reste problématique. La progradation y étant dirigée au nord comme les rides asymétriques des niveaux calcarénitiques on attribue l'ensemble de ces structures tractives à la composante unidirectionnelle de l'écoulement combiné (Duke 1990).



Une rampe carbonatée à dégénérescence de tempêtes est caractérisée par la présence d'une zone à très forte énergie de houle située à l'extérieur d'une zone de plate-forme externe sans énergie. Sa pente est très faible. Elle enregistre l'alternance de longues périodes sans et avec cyclones. En raison de la dégénérescence, la limite d'action des vagues de tempête n'est pas horizontale mais remonte fortement sur le bord interne de la zone de dégénérescence et, à l'intérieur de cette zone, est située à peu près au niveau d'action des vagues de beau temps.



Burchette, T.P., Wright, V. P. Carbonate ramp depositional systems. *Sedimentary Geology*, 79, 1992 3-57.

Duke, W. L. (1990) Geostrophic circulation or shallow marine turbidity currents? The dilemna of paleoflow pattern in storm-influenced prograding shoreline systems. *Jour. Sedim. Petrol.* **60** (6), 870-883.

Gabaglia, G. (1995) Stratigraphie et faciès de la rampe carbonatée du Jurassique supérieur du centre du bassin du sud-est (France): calcarénites, brèches, corps glissés. *Thèse, Université montpellier 2.*

Kraft, L. M., Helfrich, S. C., Suhayda, J. N., Marin, J. E. (1985) Soil Response to Ocean Waves. *Marine Geotechnology*, **6** (2) 173-203.

Kraft L. M. ,Suhayda J.N., Helrich S. C.,Marin J.E. 1990 Ocean Wave Attenuation Due to Soft Seafloor Sediments *Marine Geotechnology*, **9**, 227-242.

Read, J. F. Carbonate Platform Facies Models. *Bull. Am; Assoc. Petr. Geol.* **66**, 189-201.

Suhayda, J.N. (1977) Surface Waves and Bottom Response. *Marine Geotechnology*, **2**, *Marine Slope Stability*, 135-146.

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n° 27, 293 p.

MISE EN EVIDENCE PAR SISMIQUE REFLEXION DE CONTOURITES (OLIGOCENE A ACTUEL) SUR LA PENTE DE LA MARGE PASSIVE DU SUD GABON.

SEISMIC REFLECTION EVIDENCE FOR SEDIMENT-DRIFTS (OLIGOCENE - PRESENT) ON THE SLOPE OF THE SOUTHERN GABON CONTINENTAL MARGIN

Michel SÉRANNE et César-Rostand NZÉ ABEIGNE
GBE, CNRS /Univ. Montpellier 2 /ORSTOM, cc 057, 34095 Montpellier

Industrial seismic images in the slope of the Gabon continental margin show elongated furrows normal to the coast, and migrating parallel to the coast, towards the NW. These furrows are 2km wide, >20km long, and 0.1km deep, and they bound tabular zones 5 - 10 km wide. They were built during the Oligocene to Present interval, by aggradation (ca 800m) and NW-directed progradation, (ca.3km) in the 500-1500m depth interval. On the base of their geometry, these structures are interpreted as sediment-drifts (moats and broad sheeted drifts) formed by reworking of the sediments delivered to the margin by an upslope-directed current, deflected to the NW by Coriolis force. This landward movement of deep-water, is a response to coastal upwelling.

Les processus de sédimentation sur la pente des marges passives font l'objet d'une attention particulière depuis les découvertes d'hydrocarbures en eau profonde de l'Atlantique Sud. Les systèmes turbiditiques mis en évidence sur la marge brésilienne ont fourni des modèles dans lesquels on admet que les apports sédimentaires se font depuis la plate-forme vers le bassin, par l'intermédiaire de chenaux et canyons, les variations du niveau eustatique semblant jouer un rôle important dans le processus. Le but de cette communication est de montrer qu'il existe une part importante de la sédimentation de pente qui ne correspond pas à ce schéma.

La série sédimentaire post-rift de la marge continentale du sud Gabon comprend une mégaséquence d'aggradation (Aptien à Eocène terminal) et une mégaséquence de progradation (Oligocène à Actuel) déposée essentiellement dans la pente, séparées par une discordance érosive sur la bordure de la plateforme où elle correspond à un hiatus plus ou moins complet de l'Oligocène (Séranne et al. 1992).

Images en sismique réflexion

Une grille de profils de sismique réflexion 2D industrielle, d'espacement d'une dizaine de kilomètres, comprenant des profils parallèles (strike) et perpendiculaires (dip) à la marge, mis à disposition par Elf-Gabon, permet d'obtenir la géométrie interne de la sédimentation de la série de progradation (intervalle Oligocène-Actuel). Les lignes strike montrent que le fond de l'océan entre 500 et 1500 m en moyenne, est affecté de fossés de 2km de large et de 100m de profondeur environ, séparant des zones à réflecteurs parallèles horizontaux de 5 à 10 km de large et de plus de 20 km de long. Les fossés sont caractérisés dans l'enregistrement sédimentaire par une aggradation / progradation conduisant à une migration de leur axe vers le NW au cours du temps. En aval des fossés, les profils strike les plus distaux montrent de larges ondulations des réflecteurs de plusieurs dizaines de kilomètres et de faible amplitude. Sur les profils dip, on observe en haut de pente des surfaces légèrement érosives recouvertes en onlap par des réflecteurs divergents qui passent rapidement à des réflecteurs continus formant des séquences qui atteignent une épaisseur maximum au niveau de la pente intermédiaire. On note la présence de dunes migrantes, remontant la pente.

Évolution du système au cours du temps:

La migration vers le NW des fossés résulte de l'équilibre sur le long terme entre les taux d'aggradation et de progradation vers le NW. Ces structures n'existent que dans la série de progradation Oligocène à Actuel. En haut de pente, elles sont initiées immédiatement au dessus de la discordance majeure Oligocène et sont comblées en onlap par les dépôts les plus récents. Par contre, dans la pente intermédiaire, les fossés apparaissent au dessus d'un intervalle de réflecteurs parallèles à la discordance Oligocène, et ils affectent le fond de la mer. Cet apparent diachronisme est expliqué par la progradation générale de la marge qui fait que l'intervalle bathymétrique dans lequel se développent ces structures se déplace vers le bassin au cours du temps.

Géométrie 3D du système

Malgré le relativement grand espacement des profils il est possible de reconstruire les principales caractéristiques géométriques tridimensionnelles des structures étudiées. Il s'agit d'une succession de corps tabulaires inclinés vers le bassin, de plusieurs kilomètres de large et de plus de 20km de long dans le sens de la pente, qui représentent des zones de dépôt (épaisseur cumulée de l'ordre de 800m). Ils sont séparés par des fossés parallèles de 100m de profondeur dont le flanc NW correspondent à des zones de non dépôt. L'ensemble se déplace parallèlement à la côte, vers le NW, au cours du temps (déplacement cumulé de quelques 3km). Cet ensemble se développe sur le haut de la pente, sur une distance d'au moins 250km, entre 500m et 1500m de bathymétrie

Interprétation

Les structures sigmoïdes formant les fossés on été interprétées comme des canyons formés par érosion lors des baisses du niveau eustatique et comblés lors des remontées (Rasmussen, 1994). La présence d'un courant vers le NW expliquerait la migration. Cependant cette interprétation n'est en accord ni avec la géométrie des réflecteurs (rares troncatures), ni avec la distribution stratigraphique (permanence de certains des fossés de l'Oligocène jusqu'à l'Actuel).

L'absence de levées et la distribution des isopaques plus épais à l'aplomb de ces structures migrantes (montrant qu'elles correspondent à des processus d'accumulation sédimentaire plutôt qu'à des processus de transport), indiquent que les fossés mis en évidence ne sont pas des chenaux turbiditiques.

En l'absence de données sédimentologiques directes, seule la géométrie peut être utilisée pour interpréter l'origine des structures décrites. Les images sismiques présentent les mêmes caractéristiques que des contourites décrites sur la marge NW des Iles Britanniques (Stoker et al., sous presse) ou sur la marge SE Nouvelle Zélande (Fulthorpe & Carter, 1991). Nous interprétons donc l'ensemble dépôts tabulaires/fossés comme des contourites, les fossés correpondant aux "moats" et les dépôts tabulaires aux "broad sheeted drift", selon la terminologie de Stoker et al (sous presse). La migration du système vers le NW indique la présence d'un courant actif entre 500 et 1500m, dirigé vers la côte et dévié vers le NW par la force de Coriolis, qui remanie les sédiments apportés à la marge. La préservation du système migrant indique que, sur le long terme, l'aggradation est supérieure à la progradation vers le NW. Ceci requiert donc des apports sédimentaires importants. Une fois installé au cours de l'Oligocène, le système de contourites se développe jusqu'à l'Actuel, indiquant l'initiation, puis la persistance des processus océanographiques responsables de la formation des contourites.

Quelle est l'origine de ce courant?

Il existe un courant de dérive côtière vers le NW qui balaie la plate-forme, et qui diverge au large vers l'ouest. Cependant, la profondeur d'action du courant permettant la formation des contourites (500-1500m) indique qu'il ne s'agit pas d'un courant de surface induit par l'action des vents. Il ne peut s'agir non plus du courant de Benguela, qui est dévié vers l'ouest/nord-ouest au niveau de la Ride de Walvis.

On propose l'hypothèse suivante: Les vents dominants soufflant vers le nord repoussent les eaux côtières superficielles vers le large (transport d'Ekman) et induisent ainsi 1) l'upwelling côtier et 2) un gradient de force dirigé vers la côte. Cette force met en mouvement des masses d'eaux profondes vers la côte. Dans l'Hémisphère Sud, les masses en mouvement sont déviées vers la gauche, donc vers le NW. Il semble donc que les contourites observées constituent un enregistrement de l'évolution de l'upwelling côtier le long de la marge du sud Gabon.

Bibliographie

Fulthorpe & Carter 1991. Continental shelf progradation by sediment drift accretion, Geol. Soc. Am. Bull. 103, 300-309.

Rasmussen 1994. The relationship between submarine canyon fill and sea-level change: an example from Middle Miocene offshore Gabon, West Africa, Sedim. Geol. 90, 61-75.

Séranne et al 1992. Seismic super-units and post-rift evolution of the continental passive margin of southern Gabon, Bull. Soc. Geol. France, 163, 135-146.

Stoker et al. (sous presse). Sediment-drifts and contourites on the continental margin off north-west Britain, Sedim. Geol.

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n° 27, 293 p.

MODÈLE DE FACIÈS ET DE PRÉSERVATION DES ENVIRONNEMENTS DE BARRES D'EMBOUCHURES ET DE BAIES : APPLICATION À L'HAUTERIVIEN DU BASSIN DE PARIS

FACIES AND PRESERVATION MODEL OF MOUTH BARS AND BAYS: APPLICATION TO THE HAUTERIVIAN OF THE PARIS BASIN

Olivier SERRANO*, François GUILLOCHEAU*, Emmanuelle WICQUART**
* Geosciences Rennes, UPR 4661 du CNRS - Campus de Beaulieu 35042 Rennes
** Gaz de France - Direction de la Recherche 93211 La Plaine St Denis

La limite Jurassique/Crétacé se marque, dans le Bassin de Paris par un brusque arrêt de la subsidence initiée au Trias. Cet arrêt est contemporain de la phase néo-cimmérienne (B.C.U. en Mer du Nord). Parallèlement, l'ouverture du Golfe de Gascogne provoque une surrection du domaine Armoricain qui est soumis à l'érosion. En réponse à ces événements, la taille du bassin se réduit ce qui se traduit par un changement drastique des systèmes sédimentaires. C'est dans ce contexte géodynamique particulier que se mettent en place les systèmes deltaïques wealdiens.

L'hauterivien est marqué par la succession dans le temps de deux systèmes deltaïques distincts : un système dominé vague (paléogéographie arquée, côtes faiblement sinueuses et fort développement des faciès de "shoreface") et un système dominé fluviatile (paléogéographie lobée, digitée et prédominance des faciès de plaines côtières, de barres d'embouchure et de baies).

Le propos de cette étude est de présenter un modèle de faciès d'un système dominé fluviatile et de discuter des problèmes de préservation des environnements de barres d'embouchure et de baies.

Ce travail a été réalisé sur un réservoir de Gaz de France, sur la base de 50 puits dont 25 carottés. Les logs sédimentologiques étudiés ont été recalés sur les diagraphies conventionnelles (Gamma Ray, Résistivité, Densité, Porosité et Pef). Les corrélations, réalisées suivant les principes de la stratigraphie séquentielle haute résolution, ont permis de restituer une image des géométries 2D des faciès wealdiens.

Les résultats principaux sont de trois ordres :

(1) Modèle de faciès :

Déduit de l'analyse des faciès, le modèle de delta dominé fluviatile intègre toutes les différences sédimentologiques des faciès rencontrés et leurs substitutions latérales : plaine côtière, barre d'embouchure et baie. Plusieurs faciès de baie ont été distingués et classés entre un pôle plus marin et un pôle plus continental en se fondant sur la quantification du rapport sable/argile, sur les structures sédimentaires et sur la zonation des traces fossiles.

(2) Géométries / Paléogéographie :

L'habillage des corrélations et des cartes isopaques en environnements de dépôt a permis de restituer les géométries des corps sédimentaires et de la position relative des faciès qui les composent dans un cadre chronostratigraphique bien contraint.

L'intégration de cette étude à l'échelle régionale fait apparaître une paléogéographie lobée et digitée.

(3) Préservation des faciès :

Les concepts de distribution et de partitionnement volumétrique développés par Cross et *al.* (1995) montrent que les faciès ne sont pas préservés de manière aléatoire dans un cycle stratigraphique. Ainsi, en période de montée du niveau relatif de la mer, ce sont les environnements continentaux qui sont préférentiellement préservés d'un point de vue faciologique et volumétrique, alors qu'en période de chute du niveau relatif de la mer, ce sont les environnements littoraux qui sont préférentiellement préservés.

Dans le cas de l'Hauterivien du Bassin de Paris, différents résultats sont mis en évidence :

Les environnements de plaine côtière se préservent à la fois en période de progradation (accommodation < flux sédimentaire) et en période de rétrogradation (accommodation > flux sédimentaire) avec une préservation et un développement volumétrique plus important en période de remontée.

Les environnements de barre d'embouchure sont préservés durant les phases de progradation/agradation (accommodation ≤ flux sédimentaire). Elles forment des édifices en nappes, retravaillés par la dynamique de vague, aux débouchés des distributaires fluviatiles en "pattes d'oiseaux".

Les environnements de baies interdistributaires sont également préservés durant les périodes de progradation/agradation. En fait, ce type de baie n'existe que par le jeu de la progradation des distributaires deltaïques en "pattes d'oiseaux" et de leurs barres d'embouchure. Ce sont donc ces distributaires fluviatiles qui contrôlent la création et l'évolution des baies wealdiennes.

Ainsi, dans le cas du Wealdien du Bassin de Paris, les résultats obtenus sont en accord avec les concepts de Cross et *al.*(1995) : les environnements continentaux se préservent durant les phases de rétrogradation et les environnements littoraux durant les phases de progradations. De plus les barres d'embouchures et les baies interdistributaires forment un couple indissociable, caractéristique des phases de progradation.

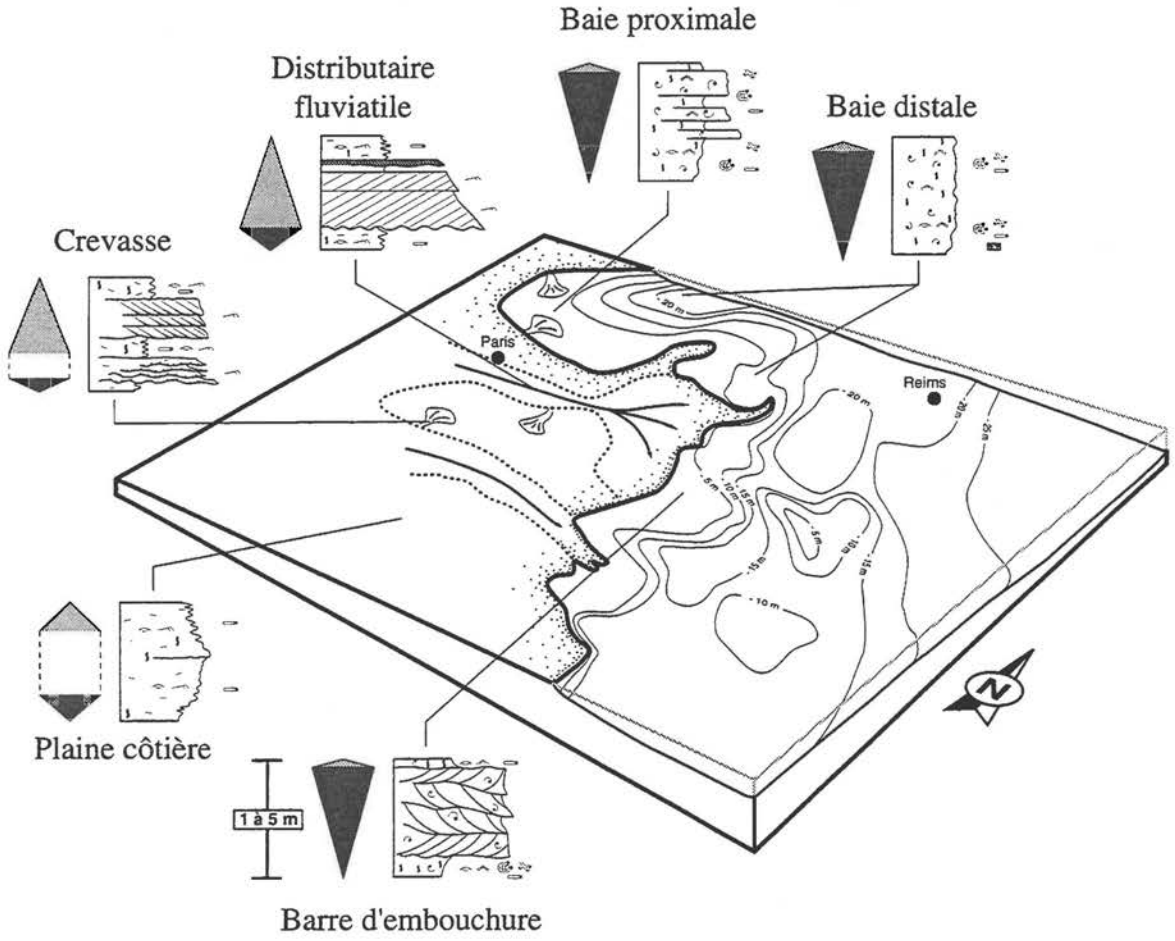


Diagramme de faciès de l'Hauterivien terminal du Bassin de Paris

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 to reservoir analysis. In: R. Eschard and B. Doligez (Eds), Subsurface reservoir characterization from outcrop observations. Editions Technip, Paris, pp. 11-33.

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n° 27, 293 p.

MÉGASÉQUENCES DE DÉPÔTS DANS LE JURASSIQUE MOESIEN. ANALYSE MULTIDISCIPLINAIRE DE LA COUPE DE KOMSTITSA (BULGARIE OCCIDENTALE)

POSTER

SEDIMENTARY MEGASEQUENCES IN THE MOESIAN JURASSIC. MULTIDISCIPLINARY APPROACH OF THE SECTION OF KOMSTITSA (WESTERN BULGARIA)

Platon TCHOUMATCHENCO*, Jacques THIERRY**, Ivo SAPUNOV*,
Christophe DURLET*** & Laurent EMMANUEL**

*Académie des Sciences de Bulgarie, Institut de Géologie, Rue Acad. G. Boncev, Bl. 24, 1113 Sofia, Bulgarie; **Université de Bourgogne, Centre des Sciences de la Terre et UMR CNRS 5561, 6, Bd Gabriel , 21000, Dijon, France; ***Université Pierre & Marie Curie-Paris VI et URA 1761, Laboratoire de Géologie des Bassins Sédimentaires , case 116, 4, Place Jussieu, 75252 Paris Cedex 05, France.

Contexte paléogéographique et paléostructural

À la fin du Trias, une régression conduit à une émersion généralisée du secteur Bulgare de la plate-forme moësienne péri-téthysienne. Quatre paléostructures, d'orientation NE-SO existent alors à cette époque: deux aires positives, vastes et planes, le "Horst de Vidin" au NO et le "Horst de Vratsa" au SE sont séparés par le "Graben de Mihailovgrad", et bordés au S par le "Graben d'Izdremets". La région de Komstitsa est à la jonction entre les deux grabens de Mihailovgrad et d'Izdremets.

Au Lias, une transgression envahit les dépressions. Durant le Dogger, les aires marines sont agrandies et occupent les secteurs précédemment émergés du "Horst de Vidin". Au Callovien, tout le territoire ouest-moësien est submergé et la "Plate-forme carbonatée Moësienne occidentale" s'installe: elle persistera pendant tout le Jurassique supérieur et une partie du Crétacé inférieur.

Données lithologiques, bio-chronostratigraphiques et géochimiques

La série de Komstitsa est fondée sur deux coupes exposant le Lias (incluant son contact avec le Trias) et le Dogger, le long de la vallée de la rivière Visotchka, au N du village de Komstitsa (Arrondissement de Godech; 70 km NO de Sofia), puis, un peu plus à l'O, de nouveau le Dogger et le Malm, le long de la vallée de la rivière Dola, en amont du village de Burlja.

Les unités lithologiques classiquement reconnues en Bulgarie peuvent être étudiées en détail grâce à la bonne qualité des affleurements. La relative richesse en plusieurs groupes fossiles permet une bonne précision du cadre biochronologique, par référence au schéma zonal d'ammonites de l'Europe occidentale ou aux échelles parallèles corrélées d'autres groupes (brachiopodes, bivalves, foraminifères, calpionelles). Parallèlement à une étude sédimentologique, une étude géochimique (éléments traces: Sr, Mn, Fe et Mg) porte sur l'intervalle le plus carbonaté (Bathonien à Crétacé inférieur). Les résultats montrent que Sr et Mn sont des marqueurs stratigraphique et paléoenvironnemental. Sur une puissance totale voisine de 220m, on reconnaît, de bas en haut, les formations et membres suivants:

- la Fm. de Kostina (18m; Hettangien, z. à Liasicus, s.z. à Portlocki - près de sa base) transgressive sur le Trias terminal continental de la Fm. de Komstitsa.
- la Fm. d'Ozirovo (65 m; Sinémurien à Toarcien) subdivisée en mb. de Ravna (18m; Sinémurien sup., z. à Obtusum), mb. de Dolni Loukovit (12m; Pliensbachien-Carixien sup., z. à Davoei, s.z. à Maculatum-Capricornus-Figulinum à Domérian inf., z. à Margaritatus, s.z. à Stokesi), mb. de Boukorovtsi (35m; Pliensbachien-Domérien inf., z. à Margaritatus, s.z. à Stokesi, et z. à Spinatum, s.z. à Hawskerense, à Toarcien moy., s.z. à Bifrons-Variabilis-Thouarcense);
- la Fm. d'Etropole (35m; Aalénien moy.-sup., z. à Murchisonae-Concavum et sommet du Bajocien inf., z. à Humphriesianum);
- la Fm. de Bov, mb. de Gorno-Belotintsi (20m; Bajocien sup.?-Bathonien inf.?) et la Fm. de Polaten (4m), mb. de Dobrogled (Bathonien inf.?) - mb. de Verenitsa (8m; Bathonien sup., z. à Retrocostatum, s.z. à Blanazense-Hannoveranus);
- la Fm. de Yavorets (22,5m; Callovien inf., z. à Gracilis et Oxfordien moy., z. à Antecedens - à la base). Le Callovien inférieur est un niveau condensé (0,05 à 0,50m) encadré par des discontinuités et des lacunes affectant respectivement le Bathonian terminal, (z. à Discus) et l'intervalle Callovien moyen - Oxfordien inférieur et moyen *p.p.*).
- la Fm. de Gintsi (23m; Kimméridgien sup., z. à Eudoxus, Kimméridgien terminal, z. à Beckeri à Tithonien inf., z. à Hybonotum-Vimineus et Tithonien moy., z. à Ponti);

- la Fm. de Glozhene (37m; Tithonien sup., z. à Microcanthum à Bérriasien basal, z. à Euxinus, s.z. à Jacobi);
- la Fm. de Salash (plus de 54m; Bérriasien à Barrémien).

D'autres coupes de Bulgarie nord-occidentale apportent des données sur les variations latérales des unités lithologiques. D'une part les affleurements naturels et ceux de la tranchée de la route des versants de la vallée entre les villages de Berende Izvor et Kalotina qui montrent: la Fm. de Touden (Hettangien, continentale, sous la Fm. de Kostina); des variations d'épaisseur pour les unités du Lias et du Dogger; enfin, un fort épaississement des dépôts de l'intervalle Callovien moyen - Jurassique supérieur avec la Fm. de Slivnitsa, développée latéralement aux Fm. de Yavorets, Gintsi et Glozhene. D'autre part, plusieurs affleurements des Fm. de Touden et Kostina (continentales) existent dans les tranchées du chemin de fer près du village de Staniantsi.

Plus loin, vers le Nord et l'Est, d'autres coupes illustrent la sédimentation jurassique sur le "Horst complexe de Vidin", (colline de Rabishka Mogila, Belogradchik, Yanovets, Gorno Belotintsi, Dolni Lom, Mitrovtsi, Kamenna Riksa), dans le " Graben de Mihailovgrad" (Gaganitsa) et sur le "Horst de Vratsa" (Grotte Ledenica - Vratsata).

Analyse stratigraphique séquentielle

Deux mégaséquences de dépôt sont reconnues; elles intéressent respectivement les intervalles Hettangien - Callovien inférieur et Callovien moyen? - Bérriasien moyen.

La "Mégaséquence de dépôt inférieure" est bien développée et assez complète dans les grabens de Mihailovgrad et Izdremets. Les dépôts de bas niveau correspondent aux grès de la Fm. de Kostina (Hettangien) et aux calcaires gréseux et marnes de la Fm. d'Ozirovo (Sinémurien-Toarcien); l'intervalle transgressif est représenté par les "black shales" de la Fm. d'Etropole (Aalénien-Bajocien) et le haut niveau, par les calcaires marneux des Fm. de Bov et Polaten (Bajocien- Bathonien).

Vers l'Ouest, hors du Graben de Mihailovgrad, sur le horst de Vidin, les dépôts de bas niveau sont absents et le cycle débute avec l'épisode transgressif des grès de la Fm. de Kitchera (Aalénien-Bajocien). Dans ce secteur, les dépôts de haut niveau peuvent être divisés en deux ensembles: les calcaires gréseux et bioclastiques de la Fm. de Polaten (Bajocien), surmontés par les marnes et calcaires argileux de la Fm. de Bov (Bajocien-Callovien inf.). A Belogradchik et Rabishka Mogila les sédiments de la fin de l'épisode de haut niveau ont été postérieurement érodés.

Chaque demi-cycle de cette mégaséquence est composé de séquences d'ordre inférieur. Dans l'épisode de bas niveau des dépôts du graben de Mihailovgrad, un cycle du 2ème ordre peut être reconnu avec un cortège de bas niveau (Fm. de Kostina et Ozirovo) et un cortège transgressif ("black shales de la Fm. d'Etropole). Vers le NO, hors du graben de Mihailovgrad, le cortège transgressif correspond aux grès de la Fm. de Kitchera qui peuvent être subdivisés en cycles d'ordres inférieurs; le cortège de haut niveau de la "Mégaséquence de dépôt inférieure" est composé de deux séquences de 2ème ordre respectivement exprimées par les Fm. de Polaten et de Bov.

La limite de séquence de la "Mégaséquence de dépôt inférieure" et placée à hauteur du niveau condensé de la base de la Fm. de Yavorets, encadré par les deux lacunes du Bathonien terminal-Callovien basal et Callovien moyen - Oxfordien inférieur et moyen *p.p.*

La "Mégaséquence de dépôt supérieure" est la plus complète dans les séries du Callovien-Jurassique terminal du "Bassin central moësien" (continuation du graben d'Izdremets au Jurassique supérieur) où l'importante subsidence amène une sédimentation pélagique. Les dépôts de bas niveau correspondent aux calcaires micritiques de la Fm. de Yavorets (Callovien inf.). L'intervalle transgressif est représenté par l'épaisse série de calcaires conglomératiques de la Fm. de Gintsi (Callovien moy.-sup.?/Oxfordien à Tithonien inférieur), déposés en milieu profond (éventail de pied de pente) et le cortège de haut niveau, par les calcaires intraclastiques et micritiques de la Fm. de Glozhene surmontés par les calcaires récifaux à péri-récifaux de la Fm. de Slivnitsa (Tithonien à Bérriasien moy.). Cette unité séquentielle peut être subdivisée en unités d'ordres inférieurs. La limite de séquence de la "Mégaséquence de dépôt supérieure" est placée au sein des sédiments du Crétacé inférieur; sur les aires positives, elle est soulignée par une surface d'érosion et des lacunes, alors que dans les aires subsidentes la sédimentation semble continue.

Les variations en éléments traces observées dans les sédiments de la coupe de Komstitsa présentent des évolutions cycliques à différentes échelles qui matérialisent des événements géochimiques coïncidant avec les cycles sédimentaires précédemment définis. Les accidents de l'évolution des concentrations en Sr et Mn montrent notamment une diminution des teneurs dans la "Mégaséquence de dépôt inférieure", puis une augmentation plus progressive dans la "Mégaséquence de dépôt supérieure" en relation avec les variations de milieux.

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n° 27, 293 p.

LE SYSTEME TURBIDITIQUE BATANGA : UNE ETUDE SEDIMENTAIRE INTEGREE D'UN SYSTEME PETROLIER SENONIEN, OFFSHORE GABON

THE TURBIDITIC BATANGA SYSTEM : AN INTEGRATED SEDIMENTARY STUDY OF A SENONIAN, OIL-PRODUCING SYSTEM, OFFSHORE GABON

TEMPLE François, Cénergys, Pau, France
CLAUDE Dominique, Elf Exploration Production, Pau, France
BOTTERO Claude, Elf Gabon, Port-Gentil, Gabon

Le système Batanga est une série turbiditique du Bassin Sénonien Gabonais, dans l'offshore-Nord du Gabon. Il appartient à la formation Ewongué, d'âge Campanien à Maestrichtien. Ce système s'étend sur plus de 5000 km2. Depuis 1958 et jusqu'à encore récemment, de nombreux champs pétroliers ont été découverts, mais l'exploration plus poussée de ce système requiert une meilleure compréhension de l'architecture de ce type de dépôt profond de marge passive. La biostratigraphie, la sratigraphie sismique et les études sédimentologiques ont été intégrées pour élaborer un nouveau modèle de dépôt qui est compatible avec les données de production.

Trois échelles d'observation ont été utilisées :

- à l'échelle du bassin, trois zones de dépôt ont été identifiés du Nord au Sud. L'ensemble de la série turbiditique est constitué d'au moins quatre séquences majeures qui présentent un contexte globalement progradant. Chaque séquence individuelle est caractérisée par une évolution rétrogradante.

- à l'échelle réservoir, chaque environnement de dépôt a été identifié en sismique et en diagraphie, afin d'appréhender l'évolution du système de dépôt. Les environnements classiques des dépôts profonds ont été identifiés : canyon, chenaux stackés ou isolés, dépôts de débordement, lobes. Ces dépôts ont pu être totalement remaniés par les courants de fonds, pouvant conduire à la formation de pièges stratigraphiques identifiés en sismique et en carottes.

- à l'échelle du faciès, un modèle sédimentologique basé sur l'évolution génétique des processus de dépôt a été établi par l'étude de plusieurs centaines de mètres de carottes. Cette étude indique que le système de dépôt était dominé par des événements gravitaires de faible vitesse de déplacement, lesquels évoluaient dans des cheminements préférentiels, sous le contrôle d'une activité diapirique salifère.

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n° 27, 293 p.

LES BANCS TIDAUX ET LEUR ÉVOLUTION AU COURS DE LA TRANSGRESSION HOLOCÈNE EXEMPLES EN MANCHE ORIENTALE ET EN MER DU NORD

POSTER

TIDAL BANKS AND THEIR EVOLUTION DURING THE HOLOCENE TRANSGRESSION EXAMPLES IN THE EASTERN CHANNEL AND NORTH SEA

Bernadette TESSIER et Alain TRENTESAUX

Université de Lille 1
Laboratoire de Sédimentologie et Géodynamique, URA CNRS 719
59 655 Villeneuve d'Ascq
bernadette.tessier@univ-lille1.fr, alain.trentesaux@univ-lille1.fr

Le domaine côtier de la Manche orientale et du Sud de la Mer du Nord se singularise par la présence de nombreux bancs sableux subparallèles à la côte et de taille variable (10 à 50 km de long, 1 à 5 km de large, 10 à 20 m d'amplitude). Deux catégories principales de bancs sont distinguées (Fig. 1) : 1) les bancs côtiers rattachés du fait de leur très faible profondeur (< 5m) au domaine de shoreface (exemples : Bancs de Dunkerque, Ridens de la Rade de Calais) ; 2) les bancs du large dont la profondeur moyenne est supérieure à 10 m (Exemples : Middelkerke Bank, Bassure de Baas).

Grâce aux prospections sismiques à très haute résolution menées depuis les années 1990, l'organisation interne de ces édifices est connue et dans certains cas des données de carottage permettent de calibrer les données sismiques.

Les bancs côtiers (Dunkerque, Calais) sont soumis actuellement à une dynamique mixte combinant des courants de marées parallèles à la côte et des houles de tempêtes frontales. Sous l'action de cet hydrodynamisme les bancs s'allongent lentement et, surtout, migrent vers la côte de façon active (1 à 5 m par an selon les données historiques). La structure interne révélée par les études de sismique est conforme à ce schéma de migration et montre notamment des réflecteurs pentés vers la côte attribués à l'action des tempêtes (Fig. 1a). Elle permet également de conclure que ces bancs sont très récents (mise en place au cours des derniers siècles).

Les bancs du large (Bassure de Baas, Middelkerke Bank) sont soumis à une dynamique tidale dominante qui contribue au façonnement actuel de leur couverture superficielle sous la forme de dunes et mégarides et dont l'épaisseur est de l'ordre de 5 m. Les données de sismique indiquent que la construction de ces bancs s'est réalisée en plusieurs étapes (Fig. 1b & 1c) : Dans les deux cas, ils reposent sur un système d'incisions fluvio-estuariennes (Ua). Le premier relief au-dessus des incisions est constitué dans le cas du Middelkerke Bank par des dépôts de delta de marée (Ub sur Fig. 1c). L'étape suivante pour les deux bancs consiste en une phase de construction avec migration des structures essentiellement dirigée vers la côte (Uc), le tout étant surmonté par la couverture tidale actuelle à subactuelle (Ud) dans laquelle les structures indiquent une migration vers le large ou parallèle à la côte.

Les bancs tidaux du large intègrent donc dans leur structure interne une étape de construction avec migration vers la côte comparable à ce qu'on observe actuellement pour les bancs les plus côtiers comme ceux de Dunkerque. Cette étude comparative entre bancs côtiers et bancs du large nous permet de tirer plusieurs conclusions quant aux modalités d'évolution des bancs tidaux (Fig. 2) :

1 - Formés en période de stabilité du niveau marin (situation actuelle), les bancs initialisés en avant de la côte migrent sous l'action combinée de la houle et des courants de marée vers le rivage. Leur devenir ultime est de disparaître en étant intégrés au domaine de foreshore si les conditions de niveau marin et d'apports sédimentaires ne sont pas modifiées (Cas des bancs de Dunkerque et Ridens de la Rade) ; 2 - En période de remontée du niveau marin (transgression holocène), des bancs similaires à ceux de Dunkerque se forment et migrent vers la côte mais alors que la transgression se poursuit, ils se détachent progressivement du shoreface, se retrouvent à une profondeur telle que l'action des houles n'est plus le facteur dominant au contraire des courants de

marée (Cas du Middelkerke Bank et de la Bassure de Baas) ; 3 - Contrairement aux bancs de Dunkerque dont la construction est initialisée à partir des sédiments de shoreface d'un système côtier rectiligne (Fig. 2, étapes 5-6), l'initialisation du Middelkerke Bank et de la Bassure de Baas se produit à partir du démantèlement sous l'action des houles d'un delta de marée formé à l'embouchure d'une passe tidale (Fig. 2, étapes 1-2).

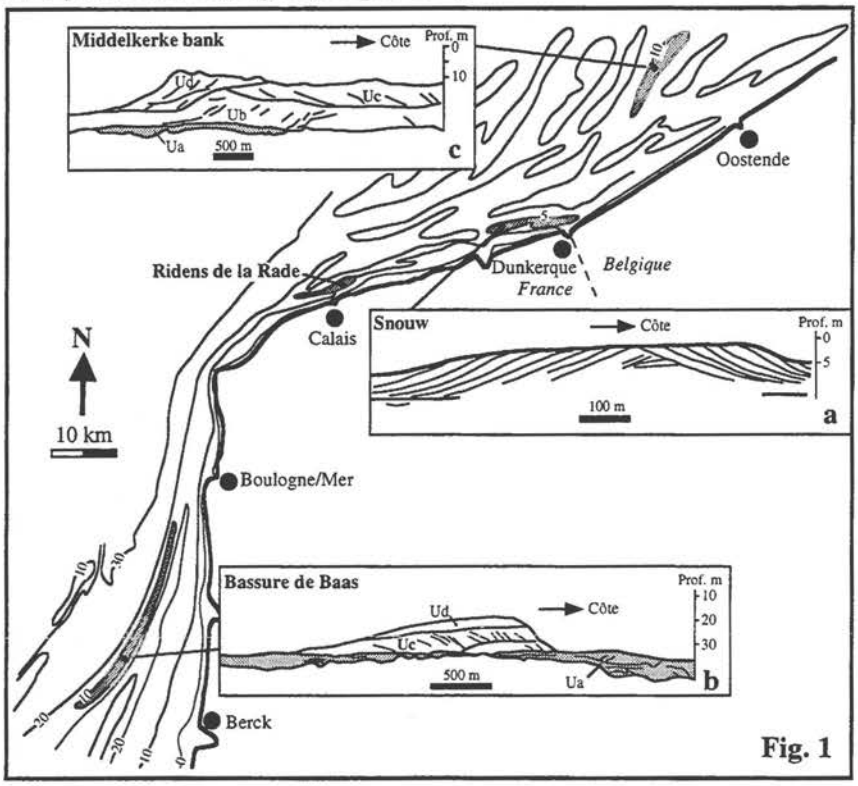


Fig. 1

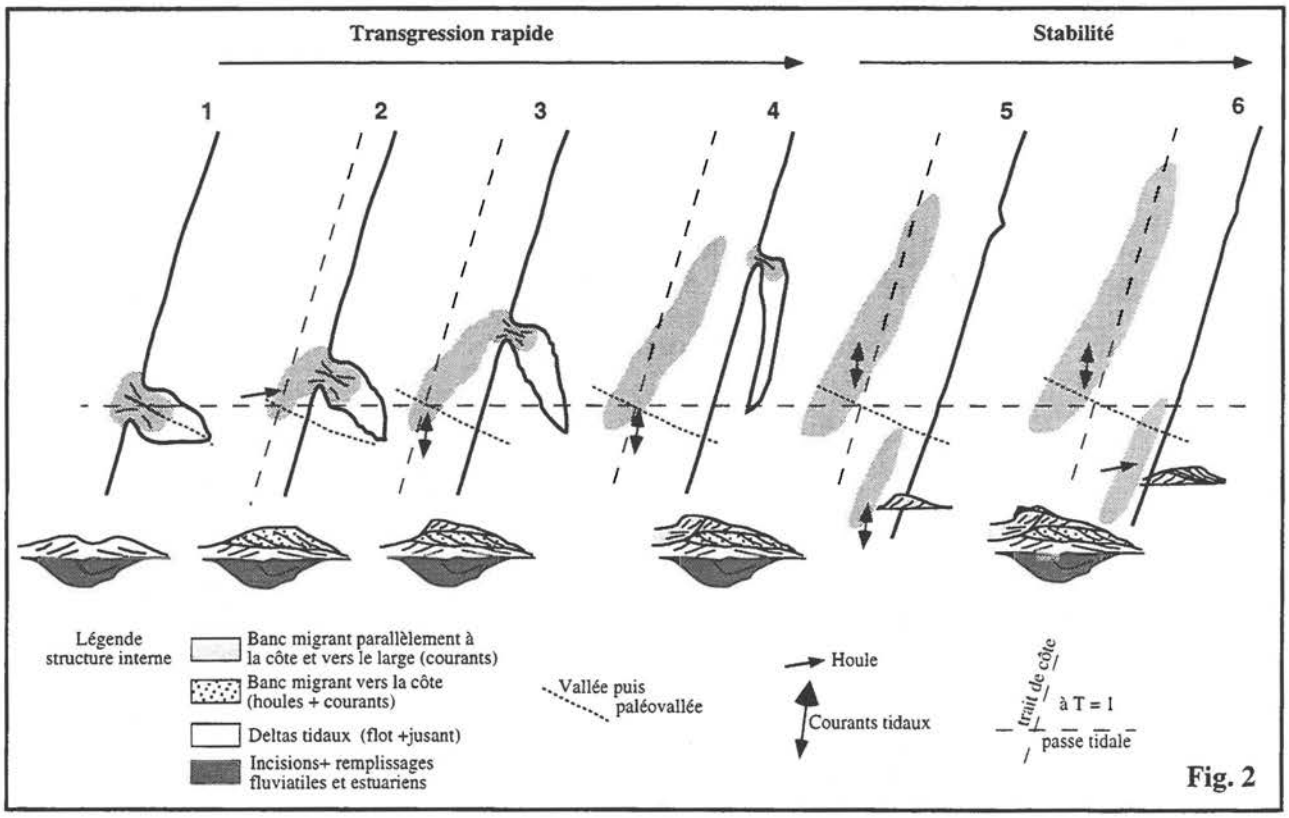


Fig. 2

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n°27, 293 p.

POSTER

SEDIMENTARY COVER (JURASSIC RADIOLARITE, TITHONIAN-VALANGINIAN MIRDITA MELANGE AND FLYSCH AND BARREMIAN-SENONIAN DEPOSITS) OF OPHIOLITIC SEQUENCES IN THE VOSKOPOJA DISTRICT, MIRDITA REGION (SAUTHEASTERN ALBANIA)

Polikron Theodhori*, Kujtim Onuzi*, Grigor Heba*

**Institute of Geological Research, Tirana, Albania*

ABSTRACT

In Albania, the ophiolite sequences belonging to the zone of the Mirdita ophiolite nappe (Fig. 1) are well represented in this region. The Albanian ophiolites are subdivided in to two NNW-SSE trending subparallel belts: the Western and the Eastern ones.

The Voskopoja ophiolitic sequence near Korca, (Fig. 1) belonging the Western belt ophiolitic sequences represent a Jurassic oceanic lithosphere generated at mid-oceanic ridge (MOR ophiolites).

The Voskopoja ophiolitic sequence overlain an assemblage of continent-and ocean-derived thrust sheets. (= ``Rubik Complex`` in Northern Albania). Between the Voskopoja ophiolite sequences and this assemblage, slices of metamorphic sole, mainly represented by amphibolites, are recognized.

The Voskopoja ophiolite, in turn, overlied by a thick sedimentary sequence, which includes (Fig. 2):

1. Kimmeridgian red radiolarites, which are roughly coeval in all the examined places;
2. Ophiolitic Melange and Flysch deposits (``Mirdita Melange and Firza Flysch`` in Northern Albania, respectively) of the Tithonian-Valanginian in age. These deposits, which lie unconformably over the radiolarites and the basalts of Western ophiolites, can be regarded as synorogenic sequences, deposited after the inception of the deformations of ophiolites, and;
3. Conglomerates and Carbonates of the Barremian-Senonian in age, which are regarded as the first post-orogenic deposits. They are represented by: a) ophiolite, ophiolite-carbonate cobbles-pebbles conglomerate with red calcarenitic matrix, and ; b) shallow water bioclastic carbonates with rudists and microfossils.

The geology of the sedimentary cover in the Voskopoja area is interpreted as a result of the obduction of the Albanian ophiolites, by a stage of intraoceanic thrusting followed by the emplacement of oceanic lithosphere slabs onto the neighbouring continental margins.

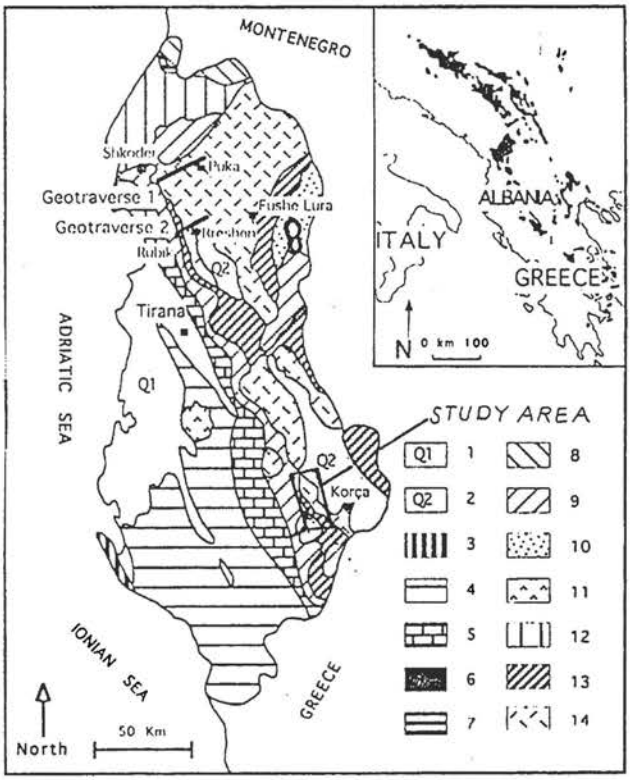


Fig. 1 – Geological sketch map of Albania. 1: Neogene-Quaternary deposits of the Periadriatic trough (Q1); 2: Neogene-Quaternary deposits of the Albano-Thessalian trough (Q2); 3: Pre-Apulian Zone; 4: Ionian Zone; 5: Kruja Zone; 6: Tertiary Flysch of Peshkopi Window; 7: Vermoshi Zone; 8: Gashi Zone; 9: Krasta-Cukali zone; 10: Korabi zone; 11: Permo-Trias gypsum; 12: Albanian Alps; 13: Rubik Complex; 14: Mirdita ophiolite nappe.

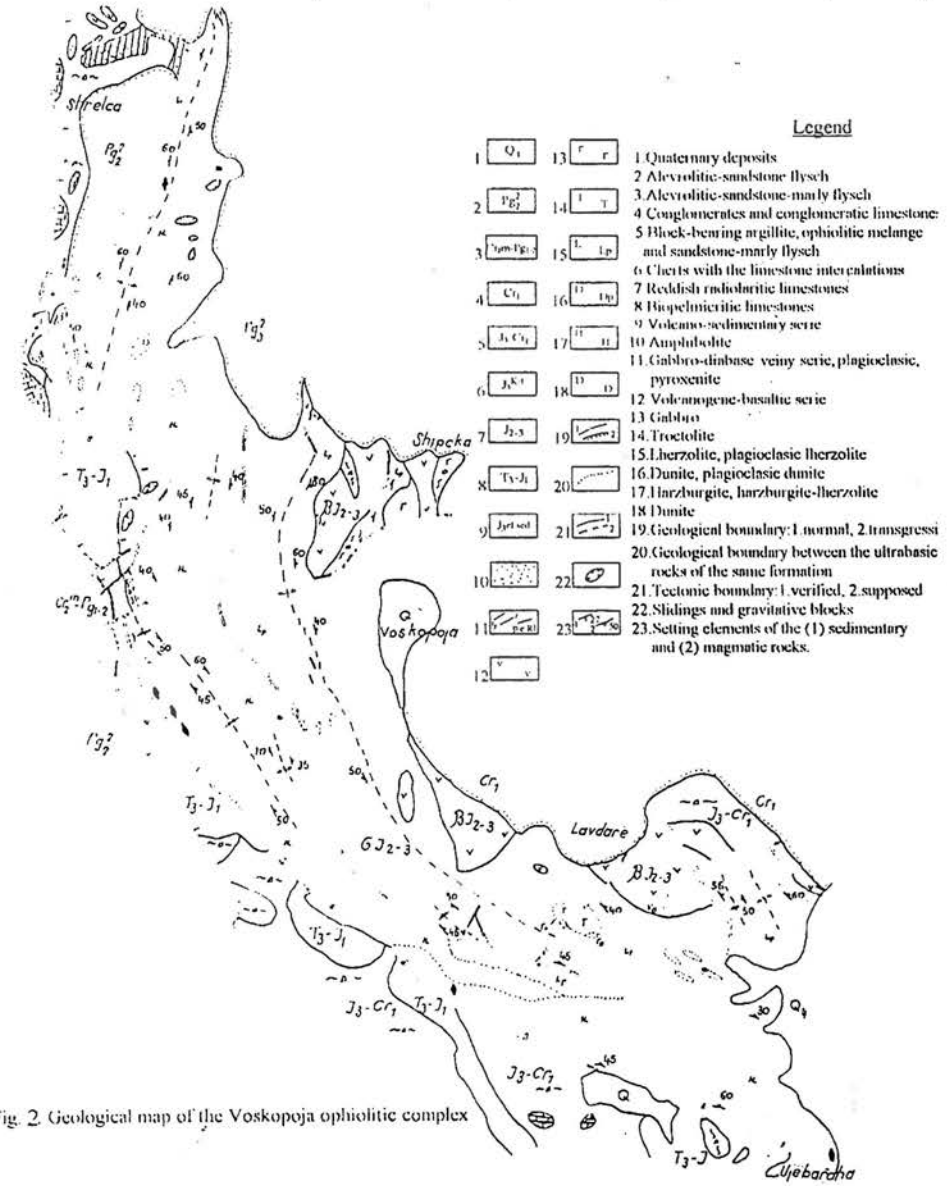


Fig. 2. Geological map of the Voskopoja ophiolitic complex

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n°27, 293 p.

L'ÉDIFICATION PRODELTAÏQUE DU RHÔNE, EVOLUTION SPATIO-TEMPORELLE RÉCENTE

THE PRODELTAIC DEPOSITION OF THE RHÔNE RIVER, RECENT SPATIAL AND TEMPORAL SEDIMENTARY TRENDS

Abdelali TOUZANI et Pierre GIRESSE
Laboratoire de Sédimentologie et Géochimie marines, URA 715, LEA Sciences de la Mer,
Université de Perpignan, Avenue de Villeneuve, 66860 Perpignan Cédex

The processes which dominate the Rhône River prodelta on time scales of several hundred years are the focus of this paper. Accumulation rates show a distinct across-shelf trend, for maximum rates (reaching 30 cm yr-1) nearshore to little or no accumulation in the outer shelf. In the inner prodelta, regular layers consist of alternating laminae (≈1 cm)thick) of coarse and fine sediment which form as a result of fluctuations in the volume of river discharge. Coarse and organic-rich layers are the result of the paroxysmal flood whereas fine and light layers, with high terrestrial carbonate and clay contents, are the result of settling period. These laminae are observed to about 40 m water depth. Faintly laminated muds and then fine-grained homogenous sediment are noted in water depth greater than about 40 m.. Long term (>100 y) variations, both horizontal and vertical , in sedimentary structure are observed below 2-4 m depth in the seabed. Commonly, interlaminated sediments follow after homogenous mud as a consequence of lateral changes in physical processes.

L'accumulation prodeltaïque observée sur la plateforme interne, au large de l'embouchure du Rhône, correspond à l'extrémité distale de l'édifice deltaïque qui, depuis le maximum de la transgression holocène, a progradé d'environ 15 km sur la plateforme. Elle constitue l'unité de haut niveau qui recouvre en "downlap" les dépôts transgressifs du plateau. Cette unité atteint 20 à 40 m d'épaisseur au niveau de l'étage infra-littoral rhodanien, puis les vases circalittorales se biseautent rapidement vers le large, jusqu'à une accumulation pelliculaire ou nulle en limite de plateau externe. Ce biseautage est accompagné par un gradient d'affinement granulométrique plus ou moins régulier.

A une profondeur optimale comprise entre 30 et 50 m, l'accumulation présente une rythmicité saisonnière assez remarquablement conservée et qui est exceptionnelle à l'échelle du bassin méditerranéen. Schématiquement, chaque rythme se compose

- d'un microlit inférieur centimétrique, de teinte sombre, silto-sableux et riche en débris végétaux assez grossiers (responsables de la pigmentation) qui correspond à l'accumulation paroxysmale de la crue.
- d'un microlit supérieur gris clair centimétrique ou pluri-centimétrique à texture plus fine, moins organique et plus carbonatée qui correspond à un intervalle estival de décantation et de ralentissement de l'accumulation.

Ce caractère saisonnier a pu être mis en évidence grâce à la succession des cortèges polliniques (collab. J.P. Suc), mais parfois la turbulence saisonnière des houles a perturbé le bon ordre de la succession de ces microlits. En deçà de 30 m, ces microstructures se raréfient et, en fonction des interférences des actions de houle de SE et des courants, elles sont souvent dispersées. Plus au large,

vers 70 - 80 m, c'est à dire à hauteur du talus prodeltaïque, la rythmicité devient progressivement indistincte, le faciès le plus distal étant réduit à des microlits millimétriques renfermant des amas de fibres noires végétales.

Ces propriétés sédimentaires à l'échelle de chacun des rythmes sont transposables à l'échelle plus générale du prodelta: le paroxysme du flux rhodanien se caractérise par une texture plus sableuse et une matière organique plus grossière, caractères qui vont s'atténuer en allant vers le large. En conséquence, les concentrations de la matière organique, voire sa composition, ne sont pas liées aux processus diagénétiques à l'interface eau-sédiment comme envisagé, mais contrôlées par les tris hydrodynamiques développées pendant le transfert vers le large. A l'inverse, les carbonates qui sont des micrites constituées dans la plaine alluviale, seront d'autant plus abondants que la texture du sédiment sera fine, c'est à dire en allant du faciès proximal vers le faciès distal du prodelta. A hauteur des minéraux argileux d'origine rhodanienne, les chlorites, argiles d'assez grande taille, se raréfient en passant des faciès proximaux aux faciès distaux.

Six carottes implantées au large du delta ont été datées directement ou indirectement grâce aux profils du ^{210}Pb et du ^{137}Cs. Cette chronostratigraphie sert de support à l'enregistrement de l'histoire récente du prodelta et à l'apparition des influences anthropogènes. Ainsi les dernières divagations de l'embouchure du Grand Rhône, avant la canalisation de la fin du siècle dernier, sont indiquées par la présence des remarquables traceurs que sont les débris ocres sulfureux remaniés des sols hydromorphes proches de l'embouchure. Plus tardivement, l'activité industrielle est soulignée à la fois par la présence de microbilles métalliques, de fragments charbonneux et de talc.

Les enregistrements verticaux témoignent des déplacements successifs des dépôts-centres du prodelta consécutifs à la stabilisation du haut niveau. A l'échelle des deux à trois derniers siècles, on observe fréquemment le passage d'un faciès distal de basse énergie vers un faciès proximal caractérisé par la répétition des lamines de crues. Ce passage qui est chaque fois souligné par une condensation des fibres végétales et une raréfaction de la microfaune benthique peut être observé largement sur la moitié interne du prodelta. Par contre, dans la partie occidentale, en fonction des migrations de l'embouchure, c'est un faciès plus distal qui succède au faciès à lamines. A cette échelle, les granocroissance paraissent résulter davantage de changement de position des embouchures et surtout de la fluctuation des résultantes hydrodynamiques du plateau interne que d'une progradation générale du prodelta. Ces processus alternatifs d'érosion et de sédimentation à une échelle séculaire et pluri-séculaire évoquent ceux qui affectent les différents lobes de l'éventail détritique profond.

En fonction d'une vitesse de sédimentation rapide, l'essentiel des dépôts appartient à la zone sulfato-réductrice et les indices d'une diagenèse précoce de la matière organique sont difficiles à mettre en évidence. Le phosphate accumulé est principalement lié soit aux matières organiques (formes solubles) ou soit au fer ferrique grâce à des liaisons oxydes constituées dans la zone humide du delta. Si les oxydes sont relativement stables, les liaisons organiques peuvent être altérées à hauteur du front d'oxydo-réduction.

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n° 27, 293 p.

STRATIGRAPHIE SISMIQUE DU QUATERNAIRE SUPÉRIEUR D'UNE ZONE DE BANCS SABLEUX DE MER DE CHINE DE L'EST (DONG HAÏ)

SEISMIC STRATIGRAPHY OF THE UPPER QUATERNARY FROM A SAND BANK AREA IN THE EAST CHINA SEA (DONG HAI)

Alain TRENTESAUX*, Serge BERNÉ** et les scientifiques de la Mission Dong Haï

*Laboratoire de Sédimentologie et Géodynamique, URA 719, Université des Sciences et Technologies de Lille 1 - SN5, F-59 655 Villeneuve d'Ascq Cedex
**Laboratoire Environnements sédimentaires, IFREMER, Centre de Brest, B.P. 70 F-29 280 Plouzané Cedex

Abstract : The East China Sea, offshore the Chang Yang mouth, is characterized by its high sediment input and high subsidence rate during the Quaternary. Thanks to these favourable conditions, the depositional architecture of shelf sand bodies is especially well preserved. This paper intends to present the first results of an oceanographic seismic survey in a large sand body area. The sediments are continental over prodeltaic to offshore in origin and the study is focussed on two sequences of sand bank formation during Late Quaternary.

Les variations eustatiques du Quaternaire sont, le plus souvent, étudiées à partir des données des forages océaniques profonds avec une bonne résolution ou à partir des données continentales fragmentaires et souffrant d'un manque de potentiel de préservation. Sur les plateformes continentales, un bon enregistrement de ces variations nécessite 1- des apports continus et abondants 2- une subsidence suffisante pour que l'information soit préservée des processus érosifs. Ces deux conditions sont réunies en Mer de Chine de l'Est (Dong Haï en chinois). La zone d'étude choisie est située au large de l'embouchure du Chang Yang entre la côte chinoise et le Bassin d'Okinawa.

La mission franco chinoise de l'Atalante en Avril Mai 1996 a permis d'enregistrer plusieurs milliers de kilomètres de profils sismiques à diverses résolutions perpendiculairement et parallèlement au plateau continental de la Mer de Chine de l'Est. Depuis l'embouchure du Chang Yang jusqu'à des profondeurs de l'ordre de 150 m, les fonds sont modelés par une série de corps sédimentaires perpendiculaires à la marge, de taille pluri-kilométrique et dont l'amplitude atteint 30 mètres. Une zone comprise entre des profondeurs de 80 et 110 mètres a particulièrement retenu notre attention. Une « boite » constituée de 650 km de profils sparker, orientés selon une grille SW-NE et NW-SE y a donc été levée.

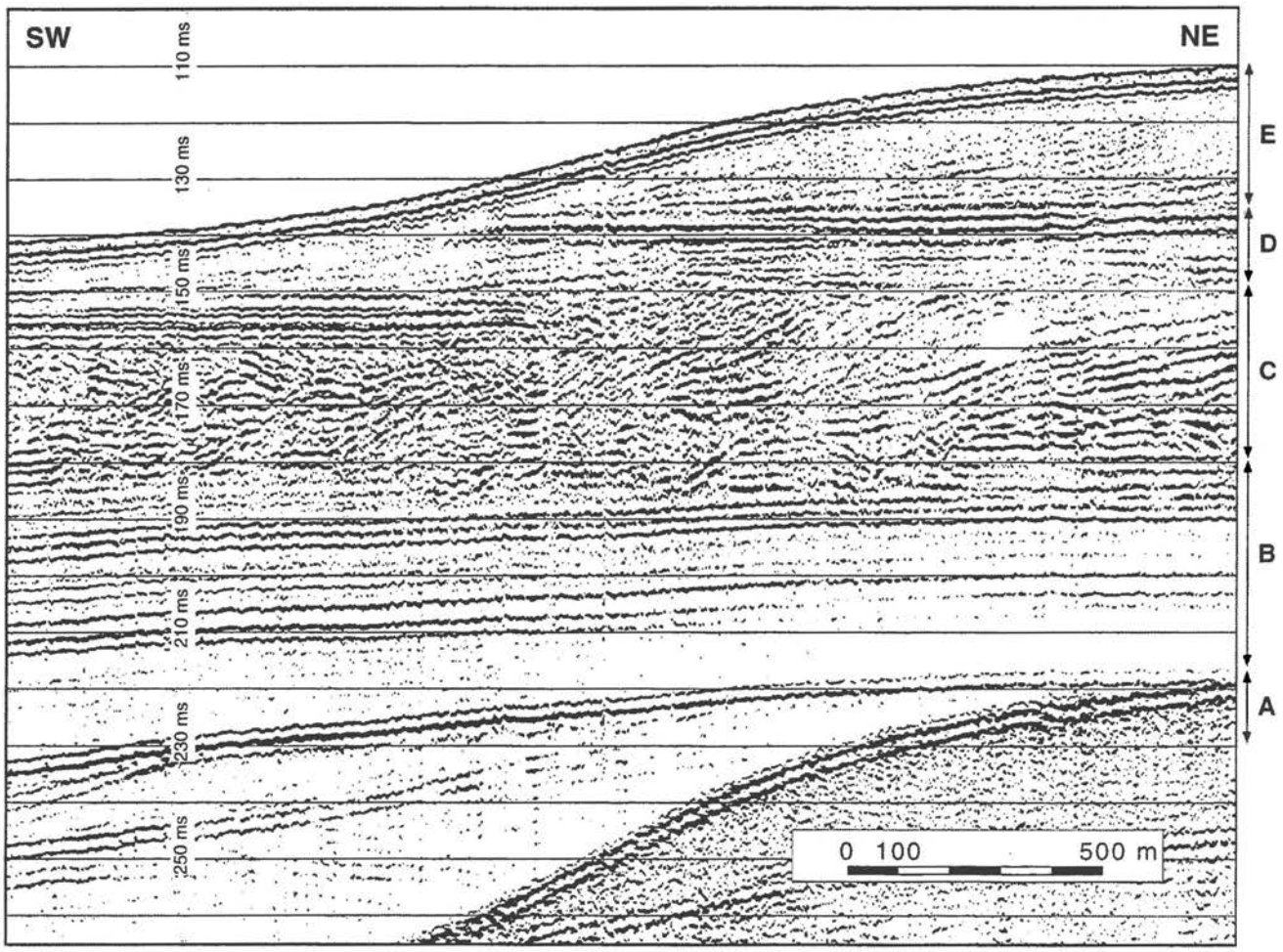
Le dépouillement de ces profils a mis en évidence une succession d'unités sismiques aux caractéristiques relativement constantes, délimitées par des discontinuités sismiques majeures. La succession apparaît comme étant constituée par la répétition d'un motif compliquée par des phénomènes locaux. Le motif comporte des unités aux réflecteurs internes très continus et parallèles drapant ou venant en *onlap* sur les sédiments sous-jacents (B sur la figure). Ces unités sont interprétées comme des unités pro-deltaïques déposées lors des périodes de chute du niveau marin quaternaire. Au sein de ces unités épaisses de 32 à 52 m, des discontinuités peuvent être suivies le long de la zone d'étude. Elles correspondent à la migration des lobes deltaïques.

La seconde partie du motif est caractérisée par l'abondance des chenaux (C et D sur la figure) dont la géométrie de certains a pu être reconstituée. Ces chenaux montrent parfois des architectures typiques de chenaux-levées-dépôts de débordement caractéristiques d'un taux important d'apports sédimentaires. Ces unités fréquentes sont interprétées comme ayant été mises en place selon deux modalités. 1) Soit lors des périodes de bas niveau marin. Dans ce cas, au moins une partie des dépôts pourrait être continentale et correspondre à des dépôts de plaine d'inondation entrecoupés de chenaux méandrisants ou anastomosés. 2) Soit lors des périodes transgressives. Dans ce cas, il s'agirait de dépôts estuariens.

Deux épisodes de formation de corps sableux longiformes ont pu être identifiés. Le premier (A sur la figure) situé entre 245 et 210 ms de profondeur sous la surface de la mer est remarquablement bien préservé. Il consiste en trois corps d'une longueur supérieure à 30 km, espacés d'environ 10 km,

d'une amplitude supérieure à 24 m et se relayant par simple bifurcation. Leur structure interne est caractérisée par des réflecteurs obliques traduisant un phénomène de progradation orientés vers le SW. Ceci est en accord avec leur forme externe asymétrique. Ce premier épisode est surmonté par des sédiments fins, drapants, d'unités pro-deltaïques.

Le second épisode correspond à des ensembles d'âge sans doute Holocène (E sur la figure). Ils sont situés au contact direct de l'interface eau/sédiment et participent au relief de la zone. Si leur morphologie ressemble beaucoup aux corps sableux inférieurs, leur structure interne est radicalement différente. Il s'agit d'une unité composite de corps sableux tronquant partiellement ou non le corps immédiatement sous-jacent dont les réflecteurs obliques (foresets orientés vers le SW) indiquant une progradation sont prolongés par des surfaces horizontales (bottomsets) d'extension kilométrique. De plus, la topographie actuelle du fond de la mer correspond souvent à une surface d'érosion, mettant à nu des faciès sédimentaires de nature variée. La morphologie de la zone d'étude n'est donc pas celle d'un champ de bancs tidaux simples, comme la bathymétrie le laisserait à penser, mais est héritée de facteurs de construction et d'érosion de ces bancs.



Profil N° 47 - Extrait. Cent millisecondes (ms) correspondent à environ 80 mètres dans les sédiments.

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n°27, 293 p.

DES PELOIDS D'ORIGINE BACTÉRIENNE DANS DES CALCAIRES LAMINÉS RICHES EN MATIÈRE ORGANIQUE : UNE PRÉSENCE TROP DISCRÈTE

BACTERIALLY MEDIATED PELOIDS IN LAMINATED, ORGANIC-MATTER RICH, LIMESTONES: AN UNOBSTRUSIVE PRESENCE

POSTER

Nicolas TRIBOVILLARD

Université Lille 1, Sciences de la Terre, Sédimentologie & Géodynamique
F-59655 Villeneuve d'Ascq Cedex

Au Kimméridgien supérieur, à l'emplacement du Jura méridional actuel, s'étendait une vaste plate-forme carbonatée, protégée derrière un cordon récifal formant une barrière plus ou moins efficace selon les moments (Bernier, 1984). En arrière du récif, se sont déposés des calcaires en plaquettes et, au sein de cette formation, des laminites carbonatées apparaissent en divers sites, notamment à Orbagnoux (petit village au nord de Seyssel, dans l'Ain). Ces laminites sont extrêmement riches en matière organique (MO) soufrée (COT ≤ 10%, type I-S). Elles constituent d'ailleurs une excellente roche mère potentielle d'hydrocarbures. Les processus de préservation de la MO et d'incorporation du soufre organique sont dus au phénomène de vulcanisation (Mongenot *et al.*, 1997).

La lamination à Orbagnoux résulte de l'abondance en proportions variables des deux composants du sédiment : les carbonates et la MO.
Deux types de lamination se rencontrent.

1. ***Les lamines parallèles*** sont des alternances très fines, sub-millimétriques, de lits clairs fait de l'accumulation de coccolithes, et de lits sombres où les coccolithes sont noyés dans une MO à aspect de gel (cet aspect se retrouve à toutes les échelles d'observation, même au MET ; Mongenot *et al.*, 1997). Ces lamines sont ininterrompues sur plusieurs centaines de mètres, ce qui témoigne du calme absolu qui pouvait régner dans ce lagon protégé par la barrière récifale. Les lamines parallèles montrent un contenu biologique diversifié, des coccolithes aux ammonites en passant par des foraminifères benthiques, des débris d'algues ou d'échinodermes.

2. ***Les lamines ondulées*** sont des stromatolithes finement feuilletés, qui montrent souvent des figures d'émersion ou de dessiccation. Certaines lamines de couleur claire contiennent des pellets ou peloids, d'abord interprétés comme des pelotes fécales. Les lamines ondulées ne montrent pas de contenu fossile identifiable.

Traitement des échantillons. - Des échantillons des divers faciès d'Orbagnoux ont été soumis à des attaques acides (HCl) plus ou moins fortes (dilution de l'acide et durée de l'attaque variables), avant d'être observés en microscopie optique ou électronique.

Résultats. - Le traitement des lamines parallèles fait apparaître la trame organique en relief. Elle se présente comme un réseau anastomosé. Il y a donc connexion entre les lamines, ce qui est important en matière de migration des fluides (hydrocarbures).

Le traitement acide des lamines ondulées fait apparaître des peloids dans les lamines claires dans des proportions insoupçonnables : ce qui mimait des lamines de carbonate massif se révèle être un arrangement extrêmement compact de peloids ellipsoïdaux d'une centaine de microns de longueur en moyenne (extrema : 50-200 µm). Ces peloids sont faits de micrite, ils ne montrent pas de structure interne. Ils ménagent parfois entre eux des plages recristallisées en sparite d'une taille comparable à la leur. Les observations au MEB montrent des structures organiques d'allure spongieuse, avec des cavités rondes comme si elles avaient moulé des objets sphériques de 1-2 µm. Par analogie avec les travaux de Kazmierczak *et al.* (1996), ces structures peuvent être interprétées comme des restes de capsules de colonies cyanobactériennes coccoïdes (pseudoparenchymateuses). Dans les lamines sombres, en revanche, l'attaque acide fait apparaître des structures filamenteuses, qui, vues en plan, miment des toiles d'araignées. L'observation au MEB d'échantillons non traités montre la présence de filaments mycéliens endolithiques.

Discussion. - A la différence des lamines parallèles, les lamines ondulées ne résultent pas de processus de décantation mais de la croissance de tapis cyanobactériens (Tribovillard *et al.*, 1992). Les lamines sombres doivent correspondre aux périodes de développement de tapis de cyanobactéries filamenteuses. En revanche, toujours par analogie avec les travaux de Kazmierczak *et al.* (1996), les lamines claires des stromatolithes doivent résulter de la calcification très précoce de capsules de cyanobactéries coccoïdes. Ce phénomène a pu se produire *in vivo* ou rapidement *post mortem*. Les lamines où les peloids forment un arrangement extrêmement compact correspondraient à une calcification très précoce ; celles où les peloids sont plus lâches, voire localement recristallisés, à une calcification plus tardive qui se serait produite après une première phase de décomposition des capsules des colonies cyanobactériennes.

Conditions de calcification. - Des travaux récents ont expliqué que des assemblages cyanobactériens peuvent être calcifiés précocement uniquement dans des environnements à très forte alcalinité. (Kempe, 1990 ; Kempe & Kazmierczak, 1990, 1994 ; Kempe *et al.*, 1991). C'est peut-être d'ailleurs cette dernière qui se trouve être la cause de l'absence de toute autre forme de vie dans ces laminites ondulées.

Conclusion. - Ce travail est une invitation à accorder plus d'attention aux restes bactériens fossiles dans les carbonates, même (surtout) quand l'observation directe des faciès ne permet pas de les mettre en évidence. Cela revient à accorder plus de considération au rôle des bactéries dans la genèse des carbonates en milieu de plate-forme (interne). Or, ces milieux furent très représentés dans le domaine téthysien : faut-il réévaluer l'influence des bactéries ?

References

Bernier, P., 1984, Les formations carbonatées du Kimméridgien et du Portlandien dans le Jura méridional. Stratigraphie, micropaléontologie et sédimentologie. *Docum. Labo. Géol. Lyon*, 92.

Kazmierczak, J., Coleman, M.L. Gruszczynski, M. and Kempe, S., 1996. Cyanobacterial key to the genesis of micritic and peloidal limestones in ancient seas. *Acta Palaeont. Polon.*, 41(4), 319-338.

Kempe, S. and Kazmierczak, J., 1990. Calcium carbonate supersaturation and the formation of in situ calcified stromatolites. In: *Facets of modern biogeochemistry* (Ittekot, V., Kempe S., Michaelis, W. and Spitzy, A., eds.) , pp. 225-278. Springer, Berlin.

Kempe, S. and Kazmierczak, J., 1994. The role of alkalinity in the evolution of ocean chemistry, organization of living systems and biocalcification processes. In: *Past and present biomineralisation processes. Considerations about carbonate cycle* (Doumenge, F., ed.) . *Bull. Inst. Ocean., Monaco*, spec. Publ., 13, 61-117.

Kempe, S., 1990. Alkalinity: the link between anaerobic basins and shallow water carbonates? *Naturwissenschaften*, 77, 426-427.

Kempe, S., Kazmierczak, J., Konuk, T., Landmann, G., Reimer, A. and Lipp., A., 1991. Largest known microbialites discovered in Lake Van, Turkey. *Nature*, 394, 605-608.

Mongenot, Th., Boussafir, M., Derenne S.,Lallier-Verges, Largeau, Cl. & Tribovillard, N.-P. (1997) - Sulphur-rich organic matter from Bituminous Laminites of Orbagnoux (France, upper Kimmeridgian) - the role of early vulcanization. *Bull. Soc. géol. Fr.* 168 (3), 331-341.

Tribovillard, N.-P., Gorin, G., Belin, S., Hopfgartner, G. & Pichon, R., 1992. Organic-rich biolaminated facies from a Kimmeridgian lagoonal environment in French Southern Jura Mountains - A way of estimating accumulation rate variations. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, 99, 163-177.

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n°27, 293 p.
6EME CONGRES FRANCAIS DE SEDIMENTOLOGIE

ENVIRONNEMENTS DE DEPOT ET EVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE DE LA PLATE - FORME CARBONATEE DU TURONIEN P. P. (MEMBRE BIRENO) EN TUNISIE CENTRALE

***H. TROUDI & **M. H. BEN ISMAIL**

***Entreprise Tunisienne d'Activités Pétrolières, 27 Avenue Khereddine Pacha, 1002 Tunis -TUNISIE**
****Faculté des Sciences vde Tunis, Campus Universitaire 1060 Tunis - TUNISIE**

Les carbonates du membre Biréno (d'âge turonien moyen) expriment globalement, aussi bien au Centre-Ouest de la Tunisie (Région de Kasserine) qu'au Centre-Est (Axe Nord-Sud) une diminution de la tranche d'eau par rapport aux termes sous-jacents: Bahloul et Annaba (d'âge turonien inférieur).

Au-dessus des carbonates émersifs du membre Gattar (Cénomanien supérieur), les calcaires laminés riches en ammonites et foraminifères planctoniques de la formation Bahloul constituent un intervalle transgressif. Les marnes et marno-calaires du membre Annaba dont la richesse en foraminifères planctoniques et calcisphères diminue progressivement vers le sommet témoignent d'une bathydécroissance progressive qui se confirme avec le dépôt des carbonates du membre Biréno.

Dans le détail, le membre Biréno est scindé en deux unités lithologiques séparées par une discontinuité (92MA) majeure corrélable à l'échelle régionale.

Le Biréno inférieur est formé de paraséquences carbonatées débutant par des termes dans lesquels les organismes sont variés et de milieu marin ouvert et se terminant par des termes riches en rudistes, parfois bioconstruits et souvent dolomitisés. Il s'agit de paraséquences de type "shallowing-up" dénotant d'un comblement et parfois d'un confinement. Les dolomies à stromatolithes et/ou les paraséquences argilo-gypso-carbonatées formant la partie supérieure du Biréno inférieur, confirment ce confinement et l'installation d'un milieu relativement fermé de type supratidal.

Les niveaux bréchiques souvent fréquents dans le Biréno supérieur peuvent être formés à la suite d'instabilités tectoniques et peuvent être dus également à des processus de collapses en rapport avec une dissolution contemporaine d'évaporites. Cette dissolution serait encore favorisée par une chute eustatique; les corps bréchiques correspondent, dans ce cas, à des dépôts de bas niveau marin ou prismes de bordure de plate-forme.

La morphologie lenticulaire, cependant, de ces niveaux bréchiques, leur caractère parfois polygénique ainsi que la forme subarrondie des galets, peuvent suggérer des remplissages de chenaux de marées entaillant les paraséquences supratidales; D'ailleurs, l'enrichissement progressif des niveaux sus-jacents en faune néritique témoigne d'une installation graduelle d'un régime marin franc.

La diminution progressive de l'espace disponible est nette avec le Biréno inférieur, surtout dans sa partie supérieure ou s'installent les paraséquences de comblement et de confinement, significatives d'un cortège de haut niveau marin (partie supérieure).

Les carbonates du Biréno supérieur, constituent, de ce fait, un prisme de bordure de plate-forme bathycroissant, pouvant se terminer, au moins localement, par une surface d'émersion.

Sur le plan paléogéographique, le membre Biréno correspond à une vaste plate-forme carbonatée morcelée par une tectonique turonienne distensive créant des horsts et des grabens et permettant, localement, des variations brutales de faciès peu profond (sur les horsts) à des faciès relativements profonds (dans les grabens).

La transition de cette plate-forme vers l'île de Sidi Bouzid (zone émergée au Turonien p.p) est plutôt progressive, à la manière d'une rampe.

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n° 27, 293 p.

VARIATIONS DES FLUX TERRIGÈNES AU COURS DES CYCLES GLACIAIRES ET INTERGLACIAIRES : EXEMPLE DU PLÉISTOCÈNE DE LA MARGE PASSIVE DU NEW JERSEY (NW ATLANTIQUE)

VARIATIONS OF THE TERRIGENOUS FLUXES DURING GLACIAL AND INTERGLACIAL STAGES: EXAMPLE OF THE PLEISTOCENE OF THE NEW JERSEY PASSIVE MARGIN (NW ATLANTIC)

Patricia Vanderaveroet, Olivier Averbuch et Jean-François Deconinck

Sédimentologie et Géodynamique - URA 719 CNRS, Université de Lille I
59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.

Clay mineral, grain size and magnetic susceptibility analyses have been performed on Pleistocene sediments cored at ODP site 902D located on the continental slope off New Jersey. The clay mineral assemblages are mainly composed of detrital minerals including illite, chlorite, kaolinite and random mixed-layers. The kaolinite/chlorite ratio (K/C) combined with oxygen isotope, laser grain size analyses and magnetic susceptibility measurements allow the identification of glacial/interglacial cycles from isotopic stage 5 to isotopic stage 12. Interglacial stages are characterized by higher K/C ratio, a more abundant silty fraction and lower magnetic susceptibility values. These features indicate a dominant chemical weathering of the North-American continent and a more gentle erosion than during glacial stages.

Au cours du Leg ODP 150, des forages alignés selon une transversale WNW-ESE ont été réalisés sur la marge passive du New Jersey (Atlantique Nord-Ouest), depuis la plaine côtière (forage onshore) jusqu'au glacis continental en passant par la pente.

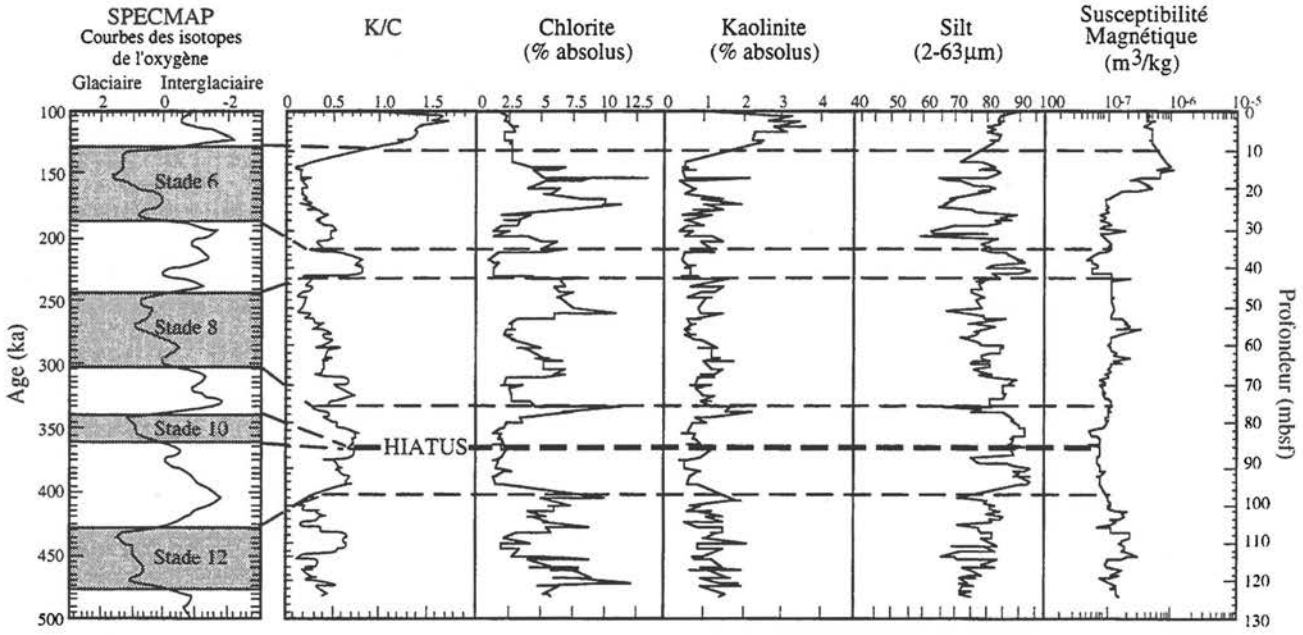
Au site 902D situé sur la pente, le Pléistocène est représenté par 126 m d'argiles silteuses interrompues occasionnellement par des faciès resédimentés (slumps, debris-flows). Les cinq réflecteurs sismiques identifiés correspondent à ces dépôts gravitaires associés au début des stades glaciaires (période de bas niveau marin). Les nannofossiles (*P. lacunosa* et *E. huxleyi*) indiquent que l'intervalle Pléistocène est plus récent que 474 ka et plus ancien que 80 ka et s'étend donc du stade isotopique 12 au stade isotopique 5. Le taux de sédimentation moyen entre le stade 5.4 et le stade 12.4 est de 29 cm/ka. Afin de mieux comprendre l'influence des fluctuations climatiques et eustatiques sur la nature et l'importance des flux terrigènes, des échantillons ont été prélevés tous les 50 cm et ont fait l'objet de trois types d'analyse: diffraction des rayons X sur pâtes orientées afin de déterminer la minéralogie de la fraction argileuse, microgranulométrie laser et susceptibilité magnétique.

La fraction argileuse est principalement constituée d'illite et de chlorite associées à des proportions moindres de kaolinite et d'interstratifiés irréguliers illite/smectite et illite/vermiculite. La fraction argileuse est également caractérisée par la présence d'amphibole et de feldspaths. Sur l'ensemble de la série, cet assemblage caractéristique des sédiments quaternaires du Nord-Ouest de l'Atlantique traduit l'importance de l'érosion mécanique du domaine continental nord-américain (roches cristallines) sous climat glaciaire. Dans le détail, on note une alternance d'intervalles épais à chlorite abondante (30-35%) et d'intervalles plus minces davantage dominés par l'illite et la kaolinite. Dans ces derniers, la proportion de chlorite chute à 20-25%. Le rapport kaolinite/chlorite (K/C) défini comme étant le rapport des intensités des pics de diffraction de la kaolinite à 3,57Å et de la chlorite à 3,54Å, mesurées sur les diffractogrammes des échantillons glycolés, permet d'identifier clairement ces deux types d'intervalles (Figure). Le rapport K/C peut être utilisé comme un indicateur de l'intensité de l'altération chimique, marquée par l'abondance relative de la kaolinite, par rapport à l'altération physique, marquée par l'abondance relative de la chlorite. La corrélation observée entre la courbe K/C et la courbe des isotopes de l'oxygène (Figure) montre que le rapport K/C constitue un excellent marqueur des sédiments déposés durant les périodes glaciaires et interglaciaires. Dans les sédiments déposés durant les stades glaciaires, le rapport K/C plus faible reflète l'érosion préférentielle et active des roches du substratum riches en chlorite, alors que durant les stades interglaciaires, ce sont les formations superficielles riches en kaolinite qui constituent la source des apports terrigènes. Par ailleurs, l'accroissement important des proportions de kaolinite durant le stade interglaciaire 5.5 suggère un taux d'humidité plus élevé que durant les autres stades.

Les données microgranulométriques montrent que les stades interglaciaires sont plus riches en silts et mieux classés que les sédiments déposés durant les stades glaciaires. Cette différence s'explique au moins en partie par la présence de frustules de diatomées (de la taille des silts) en plus forte proportion dans les sédiments déposés durant les périodes interglaciaires. La combinaison des données minéralogiques et microgranulométriques permet d'estimer les proportions absolues de chaque minéral argileux dans la fraction argileuse en faisant l'hypothèse que cette fraction contient essentiellement des argiles. On constate alors que la proportion de kaolinite varie peu et que c'est principalement les proportions de chlorite qui pilotent les fluctuations du rapport K/C. Dans la mesure où ce minéral est principalement apporté par les glaciers, il est possible que les proportions de chlorite puissent refléter l'avancée plus ou moins importante de la calotte Laurentide.

Les mesures de susceptibilité magnétique présente en général une assez bonne anti-corrélation avec le rapport K/C et la courbe isotopique SPECMAP, en particulier durant les stades 7 et 8. Les valeurs de susceptibilité magnétique sont plus élevées durant les stades glaciaires que durant les stades interglaciaires. Ces valeurs élevées traduisent l'intensité des apports en magnétite détritique et peuvent être utilisées, au même titre que la chlorite, comme un indicateur d'altération mécanique des roches du substratum. Les fortes valeurs de susceptibilité magnétique observées dans la partie supérieure de la colonne stratigraphique sont probablement liées à l'existence de minéraux magnétiques néoformés.

En résumé, l'étude du rapport K/C, combinée aux données isotopiques, microgranulométriques et de susceptibilité magnétique, a permis d'identifier les différents stades glaciaires et interglaciaires du stade isotopique 5.5 au stade isotopique 12. Par rapport aux stades glaciaires, les stades interglaciaires sont caractérisés par un rapport kaolinite/chlorite plus élevé, des valeurs de susceptibilité magnétique plus faibles et une proportion des silts plus élevée.



Corrélation entre la courbe SPECMAP, le rapport K/C, les teneurs absolues en chlorite et kaolinite, la proportion des silts et les valeurs de susceptibilité magnétique dans les sédiments pléistocènes du site 902D

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n° 27, 293 p.

SCHISTES ALUMINEUX, EVAPORITES ET MAGNESITES SPATHIQUES : LES RELATIONS CLIMAT-SEDIMENTATION DANS LE PROTEROZOIQUE MOYEN DU COMPLEXE OROS (CEARA, BRESIL).

ALUMINOUS SHALES, EVAPORITES AND SPARRY MAGNESITES : CLIMATE-SEDIMENTATION RELATIONSHIPS IN THE MIDDLE PROTEROZOIC OF OROS COMPLEX (CEARA, BRAZIL)

CLOVIS VAZ PARENTE*, JEAN JACQUES GUILLOU**
*Dept do Geol., Univ. Fed. do Ceara, Campus do Pici, 6O-455-760 Fortaleza, Brazil
**Dept. de Géologie, Equipe EA 1708, 44072 Nantes Cedex 3, France

A Introduction

La présence d'anomalies alumineuses ou d'évaporites peut s'interpréter sans trop d'ambiguïté en termes paléoclimatiques, mais celle de roches plus rares, comme les magnésites spathiques est délicate. Cependant ces carbonates ont des caractéristiques précises, d'interprétation univoque *(N.B.: il existe d'autres occurrences de ce minéral, d'où des confusions, en particulier dans le cas des magnésites associées aux évaporites)*

- (1) ils sont distribués dans le temps du début du Protérozoïque au Permocarbonifère, en relation probable avec une atmosphère ancienne riche en CO2 ;
- (2) ils forment des lentilles en passage latéral ou incluses dans des dolomies lagunaires, qui passent elles-mêmes à des calcaires marins. Ils apparaissent ainsi comme le terme ultime d'une chaîne carbonatée allant de la mer à une lagune confinée où les eaux ont un rapport Mg/Ca très élevé ;
- (3) ils se distinguent des autres type de magnésite par des traits géochimiques originaux ;
- (4) ils présente une organisation typique en "doubles peignes", doubles rangées de cristaux séparées par des interlits organiques à pélitiques ;
- (5) ils contiennent des reliques de laminae organiques et d'organismes finement conservés, parois cellulaires comprises, en inclusion dans ces cristaux;
- (6) ces cristaux sont eux-mêmes originellement formés de globules élémentaires, de cristallites de quelques 10s à 100s de nm, qui se réarrangent spatialement et prennent une orientation cristallographique commune, selon des modalités connues par ailleurs ;

On peut donc les caractériser comme des dépôts syngénétiques anciens, formés dans des lagunes carbonatées magnésiennes sous haute PCO2.

B Existence de dépôts alumineux, de magnésites et d'évaporites dans le secteur étudié

La région concernée, d'Aiuaba-Oros, forme une bande E.N.E.-W.S.W. (38°52'W et 6°05'S-6°28'S / 40°11'W et 6°36'S-6°42'S) (Vaz-Parente 1995). Le substrat débute par deux unités d'age Archéen à Protérozoïque inférieur. Il se termine par le complexe Oros, Protérozoïque moyen, métamorphisé lors de la phase brésilienne. Divisé en trois parties, il est constitué dans les deux termes inférieurs de sédiments et de volcanites :

1) la partie basale. Ce sont des schistes alumineux à andalousite et de schistes noirs à andalousite et grenat, avec ou sans staurotide, riches en alumine et pauvres en Na et en Ca. L'abondance des apports alumineux (kaolinite ?) nécessitait des sols épais, se renouvelant au fur et à mesure des départs, dans une région S.-E. (le socle archéen?) sans doute soumise à un climat chaud et humide. Arrivées dans la zone littorale, les argiles formaient des vasières. Des quartzites les accompagnent. Ceux-ci suivent (a) les structures sur plusieurs kilomètres. Fins et purs, ce serait des épandages sableux vannés par l'action des vagues et disposés en cordons littoraux. Ils se montrent aussi (b) en lentilles massives recoupées par les mêmes structures. Ils sont alors mélangés de sillimanite, de micas, de tourmaline ou passent même à des cannel-coals impurs. On peut les interpréter comme des remplissages de chenaux riches en M.O., divaguant dans les vasières.

2) la partie médiane Une nouvelle sédimentation se superpose aux dépôts précédents. Ce sont des carbonates lenticulaires. D'Ouest en Est, on va de calcaires presque purs à des dolomies. Puis on atteint le domaine des dolomies et des magnésites, distribué dans deux dépressions littorales. Ces dernières présentent deux faciès, spathique (2-15cm) et à grain moyen (< 9mm)

-Les magnésites spathiques contiennent des structures stromatolitiques et quelques traces de microfossiles. Au contact des dolomies, on rencontre parfois des brèches de dissolution et d'effondrement d'origine évaporitique, tandis que les dolomies contiennent de la scapolite et de la silice authigène sous la forme de lutécite. Par ailleurs elles montrent du zircon détritique, témoin probable d'apports d'eau douce. Plus pauvres en Mg, les magnésites à grain moyen sont plus homogènes. Des niveaux à scapolite confirment l'existence d'épisodes évaporitiques. On se situerait donc dans une zone paralique où la concentration des eaux varierait fortement, à épisodes évaporitiques suivis de dissolutions et d'accumulations de saumures au contact des magnésites et des dolomies.

C Discussion

Les deux parties inférieures du système Oros sont caractérisées par des dépôts à prédominance pélitiques, présentant une anomalie alumineuse, formés en bordure d'un continent archéen sud-est. Il est hautement probable que l'apparition d'une anomalie alumineuse soit due à un héritage pédologique, à un sol formé sous un climat humide et chaud, sur un continent stable ou en légère surrection.

L'apparition plus tardive des carbonates à traces évaporitiques, nécessite l'existence d'eaux sursalées, liées à des milieux confinés soumis à un climat maintenant aride. Or, jusqu'à ce cas, on ne connaissait pas de magnésites spathiques qui soient accompagnées d'évaporites, ou même de leurs traces. Celles-ci manquaient également dans leur environnement plus distal. Cela s'explique si les magnésites se sont formées à partir d'eaux mères progressivement épurées de leur Ca mais réalimentées en CO_2 par le réservoir atmosphérique. En effet, un tel processus devra être lent pour être efficace, à la différence du fonctionnement des milieux évaporitiques, qui est d'autant meilleur que l'évaporation est intense et le processus brutal. La coexistence des deux phénomènes peut cependant se concevoir à partir d'eau très carbonatées, en équilibre avec une atmosphère très carbonique, où à la fois la fixation du calcium pourra être rapide et le domaine de stabilité des magnésite plus grand.

Dans le Protérozoïque étudié, il y a donc alternance nette des conditions humides et arides, respectivement bien caractérisées par l'anomalie en Al et les évaporites. Mais l'interprétation des carbonates magnésiens, puis celle de leur coexistence avec des évaporites ne s'explique qu'en admettant une composition atmosphérique particulièrement riche en CO_2, encore supérieure à celle du Paléozoïque où évaporites et magnésite spathique s'excluent.

Cl. Vaz Parente .- 1995. Géologie et paléogéographie d'une plateforme à évaporites et magnésites d'age protérozoïque (2Ga) ; le cadre géotectonique initial de la ceinture mobile Oros. Thèse de l'Université de Nantes, 351p.

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n° 27, 293 p.

MODELE DE STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE HAUTE RESOLUTION DU SYSTEME A NUMMULITES DE L'YPRESIEN DU DJEBEL OUSSELAT (TUNISIE).

POSTER

HIGH RESOLUTION SEQUENCE STRATIGRAPHIC MODEL OF A NUMMULITIC SYSTEM (YPRESIAN, DJEBEL OUSSELAT, TUNISIA).

Emmanuelle VENNIN [1], Frans van BUCHEM [2], Mark SONNENFELD [3], Brigitte BALVAY [3], Agnès DUBOIS [5], Hela FAKHFAKH BEN JEMIA [4], Cécile PABIAN-GOYHENECHE [3], Claude-Alain HASLER [6], Philippe JOSEPH[2], Nabil LAARIF [7], Olivier LERAT[2], Reda MEFTAHI [5], Michel REBELLE [3] et Hans ZIGLSTRA [8].

[1] Université de Lille I
[2] Institut Français du Pétrole, Avenue de Bois-Préau, 92500 Rueil-Malmaison
[3] ELF Exploration Production, Avenue Larribau, Pau
[4] ETAP, Av. Khériddine Pacha, 1002 Tunis, TUNISIE
[5] Université Paul Sabatier, 31000 Toulouse
[6] Université de Genève, SUISSE
[7] ENSG, Nancy
[8] Université d'Utrecht, Utrecht, Pays-Bas

Cette étude a pour objet de proposer un modèle sédimentaire, un découpage séquentiel et la quantification des réservoirs potentiels à partir de l'agencement de corps à nummulites.

Le domaine d'étude se situe dans le djebel Ousselat, dans la partie centrale de la Tunisie, à 40 km au nord-ouest de la ville de Kairouan. Ce djebel est recoupé par une série d'oueds qui montrent une orientation préférentielle N-S et E-W. Il est composé de carbonates yprésiens riches en nummulites.

Le Kef el Guitoune, situé dans la partie occidentale du djebel Ousselat, est caractérisé par un affleurement N-S montrant sur 3 km une évolution progressive depuis les faciès les plus distaux jusqu'aux faciès les plus proximaux. Cinq coupes et leurs variations latérales de faciès y ont été levées.

Les différents affleurements montrent une organisation verticale et latérale qui permet d'individualiser six corps à nummulites. Ces derniers ont fait l'objet d'une étude détaillée de faciès basée sur l'observation de 500 lames minces.

Les premiers résultats permettent de proposer une reconstitution de la géométrie des corps à nummulites, basée sur la présence de surfaces remarquables à l'échelle de l'affleurement, et du cadre paléogéographique. La compréhension de la géométrie de ces corps aboutit à la réalisation d'un découpage séquentiel et à la quantification des réservoirs potentiels.

Une séquence de troisième ordre est ainsi définie. Elle est constituée d'un empilement de 5 séquences d'ordre supérieur (quatrième ordre) qui s'organisent en une tendance progradante, aggradante puis rétrogradante. Les limites physiques des corps à nummulites ne correspondent pas aux limites de ces séquences. Il semble exister une relation logique entre l'agencement séquentiel et la signification paléoécologique des nummulites et des discocyclines. Ces foraminifères apparaissent dans les intervalles rétrogradants à l'échelle des séquences de troisième et quatrième ordre.

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n° 27, 293 p.

POSTER

EVOLUTION ET MODELISATION DE LA CHARGE SOLIDE DU RHÔNE (FRANCE) - IMPACTS DE L'HETEROGENEITE DU BASSIN, DES AMENAGEMENTS HYDROELECTRIQUES ET DU CLIMAT.

EVOLUTION AND MODELLIZATION OF THE SUSPENDED SEDIMENT DISCHARGE OF THE RHÔNE RIVER (FRANCE) - CONSEQUENCES OF CATCHMENT HETEROGENEITY, RIVER MANAGEMENT AND CLIMATIC VARIABILITY.

Anne-Véronique WALTER[1], Jean-Pierre SIMONNET [2] et Didier PONT[3]

[1]ER CNRS 109 "Géomorphologie", Université de Caen Basse-Normandie, 14 032 Caen cedex, France

[2]Laboratoire de Géologie Appliquée, Université de Franche Comté, place Leclerc, 25 000 Besançon, France

[3]ESA CNRS 5023 "Ecologie des Eaux Douces et des Grands Fleuves", Université Claude Bernard, 43 Bd du 11 novembre 1918, 69 622 Villeurbanne cedex, France

Le Rhône, par les caractéristiques géologiques et climatiques de son bassin versant, est à même de véhiculer des quantités importantes de sédiment vers son delta. Il constitue ainsi la principale source d'apports solides dans le golfe du Lion. Le Rhône a fait l'objet de nombreux aménagements. Pour la période post-aménagements hydroélectriques, les mesures du débit solide donnent des valeurs variant de $2{,}6.10^6$ tonnes par an (El-Habr et Golterman, 1987) à 8.10^6 tonnes par an, avec une très forte variabilité inter-annuelle (Pont, 1992 ; Rotidis et Pont, 1993). Dans le cadre du suivi de flux de micro-polluants il était nécessaire d'obtenir une meilleure quantification du terme sédimentaire entrant dans le golfe du Lion. Dans ce but, une étude précise des débits solides a été menée et a aboutit à l'élaboration d'un bilan sédimentaire à l'échelle du bassin versant (97 800 km^2).

En raison de l'hétérogénéité géologique et climatique du bassin versant rhodanien, les crues sont habituellement distinguées selon leur origine géographique (Béthemont, 1963). Nous avons donc choisi d'utiliser cette particularité pour étudier et modéliser (1) la dynamique et l'origine de la charge solide transportée par le Rhône et (2) les variations du débit et de la charge solide observées durant les crues. Le bassin versant a été subdivisé en quatre zones hydrographiques (Saône, Haut Rhône, Rhône Alpin et Rhône Méditerranéen). De 1992 à 1995, le débit liquide journalier a été mesuré à l'exutoire de chacune de ces zones. Durant la même période, 466 échantillons journaliers de matières en suspension ont été prélevés au niveau d'Arles, à l'amont du delta du Rhône.

Le nouveau modèle que nous proposons tient compte de la compétence du Rhône en fonction de son débit que nous avons relié à l'origine des apports liquides dans le bassin. Nous avons établi une typologie des crues prenant en compte les caractéristiques hydrauliques du Rhône au moment des échantillonnages et mesures, l'origine des crues, les relations reliant les débits liquide et solide, et la qualité des sédiments transportés (granulométrie, minéralogie, géochimie).

Les périodes de crues et les périodes d'étiage ont été traitées séparément. Les relations entre les débits liquide et solide modélisées par des régressions multiples faisant intervenir six variables explicatives. Le modèle, établi sur une partie de l'échantillonnage, a été ensuite appliqué à la période pour laquelle nous disposions d'observations complémentaires in situ. Le résultat peut être considéré comme satisfaisant, l'écart entre le modèle et l'observation n'excédant pas 6% en moyenne annuelle. Par ailleurs, il apparaît que l'origine de chaque crue a une importance non négligeable dans la dynamique de transport et la nature de la charge solide du fleuve (Walter *et al.*, 1997).

Des analyses granulométriques (Coulter Multisizer), minéralogiques et géochimiques (éléments majeurs et en traces) ont été réalisées sur certains échantillons de matières en suspension. Ces dernières sont toutes constituées de calcite, quartz, dolomite, feldspaths,

kaolinite, illite, smectites, chlorite et interstratifiés, en proportions variées, et présentent 4 populations granulométriques différentes. Les résultats obtenus, associés à la typologie des crues, montrent que l'origine des crues a une influence très nette sur la qualité minéralogique de la charge solide, certains minéraux étant typiques de certaines zones sources. Les variations minéralogiques observées au cours d'une même crue sont elles aussi reliables à des zones sources de sédiments. Les données granulométriques mettent en évidence la participation importante du Rhône Méditerranéen (essentiellement la Durance) à la construction du delta. En revanche, les fluctuations de la composition géochimique des matières en suspension ne peuvent s'expliquer par la seule typologie des crues. Les variations de certains éléments chimiques semblent être reliées aux caractéristiques minéralogiques et granulométriques, associées à la typologie des crues.

Cette modélisation permet d'expliquer les fortes variations du taux d'érosion observées dans ce bassin versant (par exemple, de juin 1994 à mai 1995, (1) la charge solide mensuelle a varié de 1 à 100 et (2) 14 millions de tonnes de matières en suspension sont passés par l'embouchure du Rhône dont 11 millions durant les périodes de crue).

Afin d'évaluer l'influence des aménagements hydroélectriques sur la relation débit liquide-débit solide, nous avons utilisé notre modèle pour recalculer la charge solide à partir des débits liquides mesurés à partir de 1961 et avant 1957. Les valeurs de la charge solide en suspension obtenues par le biais du modèle sont très proches des valeurs mesurées *in situ*. Il semble donc que les aménagements hydroélectriques aient eu peu d'influence sur la relation débit liquide-débit solide, mais ni nos mesures, ni notre modèle ne concernent et ne prennent en compte le charriage de fond du fleuve.

Références :

Béthemont J., 1963. Le thème de l'eau dans la vallée du Rhône. Essai sur la genèse d'un espace hydraulique. Thèse d'Etat, Université de Saint-Etienne, 642 pages.

El Habr H. et Golterman H.L., 1987. Input of nutrient and suspended matter into the Golfe du Lion and the Camargue by river Rhône. Sciences de l'Eau, 6, 393-402.

Pont D., 1992. Vers une meilleure connaissance des apports en micro-polluants du Rhône à la Méditerranée. Proceedings 4ème Rencontre de l'Agence Régionale pour l'Environnement Provence-Alpes-Côte d'Azur, 16-24.

Rotidis J.C. et Pont D., 1993. Dynamiques fluviales et milieux de sédimentations du Rhône à l'amont immédiat de son delta. Méditerranée, 3-4, 5-18.

Walter A.-V., Pont D. et Simonnet J.P., 1997. The Rhône basin (France) : an attempt to characterize and modellize its rate of erosion and the origin of its suspended load. Terra Nova, 9, Abstract Supplement n°1, 258.

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n° 27, 293 p.

POSTER

UTILISATION DE L'IMAGERIE NUMERIQUE POUR L'ETUDE DES CAROTTES SEDIMENTAIRES

USING DIGITAL IMAGING FOR SEDIMENT CORE STUDY

Nicolas WEBER, Patrick GUYOMARD, Thierry GARLAN
E.P.S.H.O.M. Section Géodesie-Géophysique Cellule de Sédimentologie
13, rue du Chatelier BP 426 29275 BREST cedex

Les connaissances sur l'environnement marin ont grandement évolué ces dernières années, grâce au développement de nouveaux systèmes d'acquisition et de traitement informatique de données. Ils permettent d'obtenir une répartition surfacique, verticale ou ponctuelle des natures ou des propriétés du plancher océanique (processus sédimentaires, propriétés acoustiques) pour des applications scientifiques, industrielles (pêche, pose de câble, pétrole) ou militaires.
Ainsi les navires du Service Hydrographique et Océanographique de la Marine mettent en oeuvre différents systèmes (sondeurs multifaisceaux, sonars latéraux, sondeurs de sédiment,...) pour étudier et cartographier la sédimentologie des fonds marins. Mais, les prélèvements (carottage, forage...), considérés comme la «Vérité terrain», car non liés à des aspects fréquentiels, sont toujours nécessaires pour connaître la nature et la stratigraphie des sédiments en surface et en profondeur.

Afin de conserver les caractéristiques des sédiments qui évoluent après ouverture (Oxydation...), le dispositif, que nous avons développé, permet d'acquérir immédiatement l'image numérique d'une carotte sédimentaire. De plus, de nombreuses informations, sur la couleur, le taux de $CaCO_3$ et la distribution des sédiments peuvent être déduit de cette dernière.

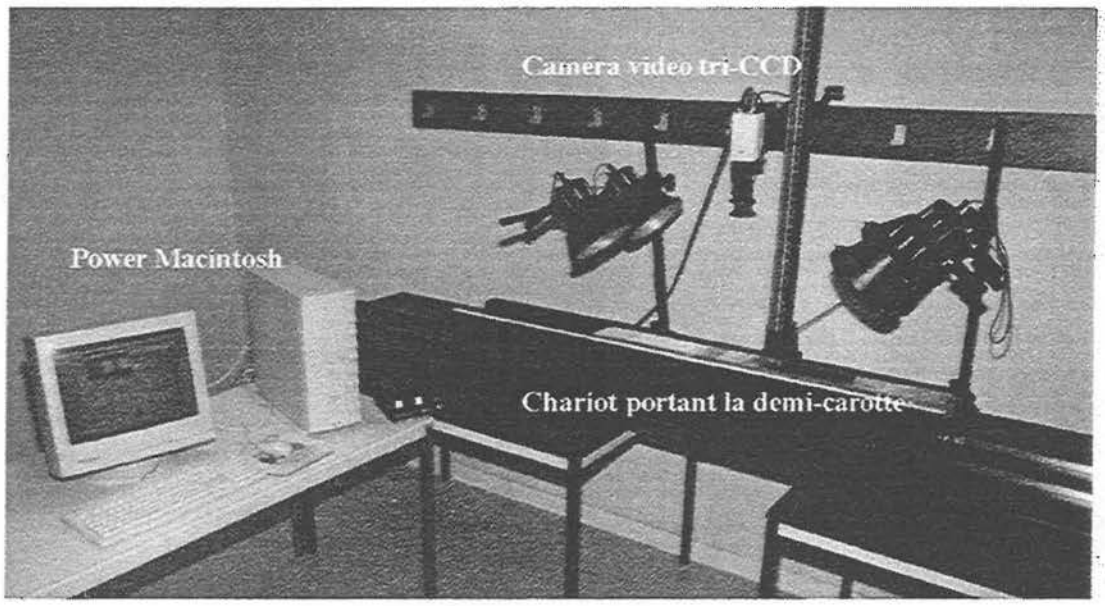


Fig : 1

Méthode :

La procédure standard est de découper longitudinalement la carotte en section de 1 mètre. La demi-portion est placée sur un chariot qui se déplace sous une camera vidéo tri-CCD (fig :1). Pour chaque section, cinq images sont numérisées. Elles sont ensuite « recollées » les unes aux autres, grâce à un logiciel développé sous Labview, pour avoir une seule image de chaque section. Ces dernières sont ensuite mises bout à bout afin d'obtenir une image unique de la carotte (fig :2.a) (Barneville, 1996).

Les conditions d'acquisition, avec un éclairage adapté, réglé et constant, permettent de conserver les couleurs réelles des sédiments. Cette image peut être archivée dans une base de donnée, et réutilisée indéfiniment sans aucune altération, pour d'autres traitements, contrairement aux photographies classiques qui ne permettaient ni une pérennité des couleurs avec l'âge, ni une utilisation ultérieure pour divers traitements.

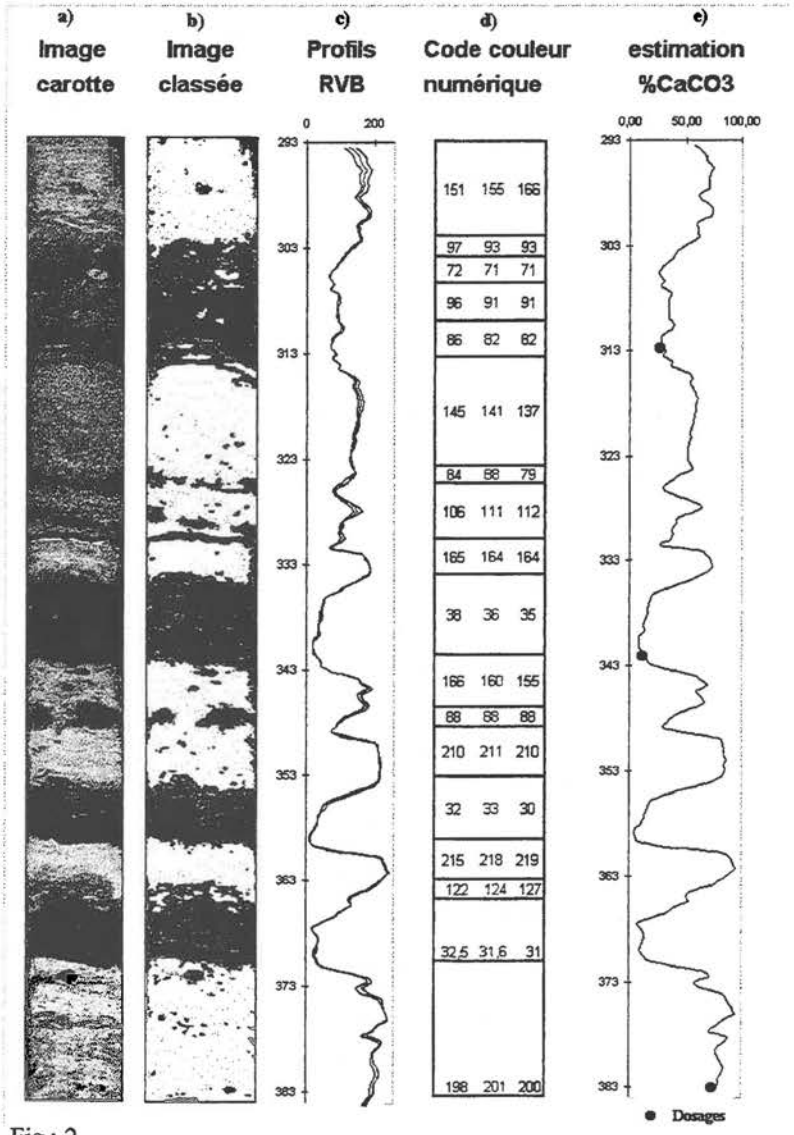


Fig : 2

Applications :

- ***Description de la couleur.***

Précédemment la couleur des sédiments était décrite manuellement par un opérateur, grâce au «CODE MUNSELL». (comparaison de cette palette de couleur au sédiment). Mais cette technique dépend trop de la propre vision de l'opérateur. Ainsi, afin d'être plus objectif, la couleur doit désormais être définie grâce à une analyse spectrale de l'image, qui associe un code numérique (niveau de gris dans les trois canaux Rouge, Vert et Bleu) à chaque couleur (Garlan, 1987) (fig : 2.c et d).

- ***Description de la distribution lithostratigraphique.***

La méthode classique est de dessiner un « log » lithologique de la carotte en fonction des observations. Ceci demande du temps et l'utilisation d'une nomenclature compliquée et généralement peu explicite. Grâce à une segmentation / classification supervisée, une image de la distribution des différentes couches de sédiment peut être réalisée (Weber, 1995) (fig : 2.b).

- ***Estimation du taux de Carbonate de Calcium le long de la carotte.***

La détermination du taux de $CaCO_3$ le long de la carotte n'était réalisable que par de multiples prélèvements et dosages. Or, il existe une bonne correspondance entre la composante bleue de la couleur des sédiments et le taux de $CaCO_3$. Celui-ci est alors directement déduit à partir du profil de niveau de gris du canal bleu de l'image (fig : 2 e).

Ce système, installé depuis peu dans le laboratoire IFREMER-SHOM, est maintenant utilisé en routine et apporte, comme les autres méthodes de mesure non destructives telle que la γ-densité, les informations pertinentes et pérennes nécessaires aux études sédimentologiques.

Barneville L, Rapport de stage, ENSTB, 1996: 68 pages.
Garlan T, « Le traitement informatique de la couleur» Rapport de stage, 1987: 29 pages.
Weber N, Rapport de DEA, Univ. Brest, 1995: 47 pages.

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n° 27, 293 p.

FONCTIONNEMENT DES FAILLES EN BANC SUR BANC DANS LES COUCHES INCOMPLETEMMENT LITHIFIEES, HAUT ATLAS, MAROC

POSTER

GEOMETRIES AND MECHANISMS OF BEDDING-PARALLEL SOFT-SEDIMENT FAULTS, HIGH ATLAS, MOROCCO

Christopher A.J. WIBBERLEY, Jean-Pierre PETIT
Laboratoire de Géophysique et Tectonique, Case 060, Université Montpellier 2, Place E. Bataillon, 34095 Montpellier, Cédex 5, France.

Thierry RIVES
Department Interpretation Structurale, Elf Aquitaine, Avenue Larribau, 64018 Pau, France.

The geometries of large-scale (throws > a few metres) faults affecting unlithified or partially lithified sediments have been studied from an exhumed Triassic extensional basin in the Tinemal area of the High Atlas of Morocco. The faults are often parallel to bedding in both the footwall and hanging wall, and footwall anticlines and hanging wall synclines are found adjacent to the faults. A discussion of likely geometric and kinematic evolution of these soft-sediment fold/fault systems suggests that folding pre-dated faulting (Figure 1).

Within the extensional setting of the basin, such early folding is considered most likely to have occurred by draping above a basement normal fault. Folding of the unlithified strata then rotated bedding planes into suitable orientations to be used as normal fault slip surfaces. In this way the unlithified strata formed their own fault system, separate and unconnected from the lithified/basement faulting, though genetically related (Figure 2). Such analyses are therefore useful in defining soft-sediment fault networks at a sclae probably just below seismic resolution.

Pendant le fonctionnement des failles normales, lors de la subsidence et l'extension d'un bassin, les sediments incomplètement lithifié situés au dessus des strates lithifiées et relativement rigides solidaires du socle peuvent se comporter de plusieurs façons, mais généralement selon des mechanismes de deformation plus diffus et complexes que dans le cas failles affectant la partie rigide, par exemple par slumping, glissement ou creep. Dans les sediments incomplètement lithifiés la déformation peut se faire sous forme de cisaillements bien localisés (failles hydroplastiques), mais à grande échelle, les mecanismes de deformation ne sont pas bien compris, et leurs relations avec les parties lithifiées sous-jacentes ne sont pas claires. Ce travail vise à montrer comment des strates de matériaux incomplètement lithifiés s'adaptent à la propagation des failles de moyenne à grande échelle grace à des glissements banc sur banc plus ou moins importants. On propose un mécanisme d'évolution en relation avec un plissement précoce d'origine gravitaire.

On a étudié les géometries des failles de grande échelle (rejets de quelques mètres à quelques dizaines de mètres) affectant les sédiments incomplètement lithifié d'un bassin en extension (Trias du bassin de Talaat n'Yacoub au niveau de la mosquée de Tinemal, Haut Atlas, Maroc). Fréquemment, les failles sont parallèles aux couches dans le compartement inférieur et le compartement supérieur, et on observe des anticlinaux dans le compartement inférieur et des synclinaux dans le compartement supérieur à proximité des failles. Une discussion sur l'évolution

géométrique et cinématique probable de ces systèmes plis/failles suggère que plissement a précédé la propagation des failles (Figure 1).

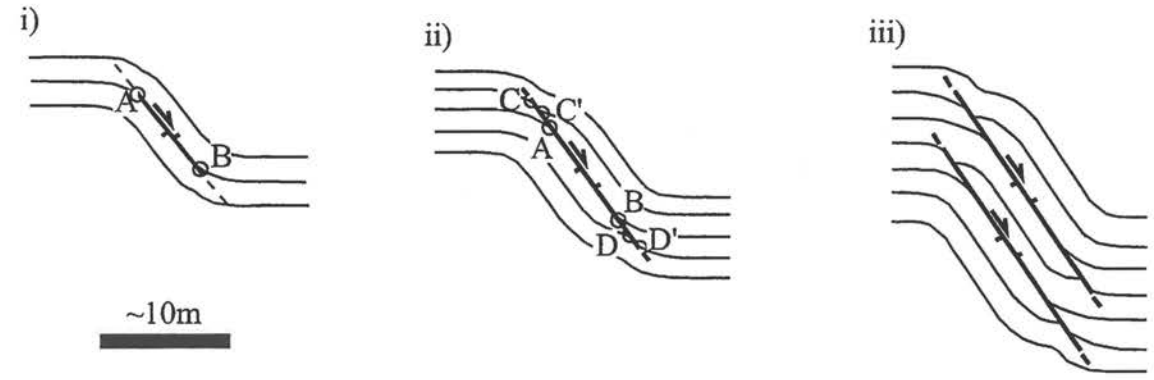


Figure 1:

Glissement banc sur banc gravitaire abouti à la formation des failles hydroplastiques.
Gravity induced bedding-parallel slip results in soft-sediment fault formation.

Dans le contexte en extension de ce bassin, ce plissement précoce correspond à une adaptation passive (draping) des couches au dessus du substratum rigide. La rotation qui accompagne ce plissement amène ces couches dans une attitude mécaniquement favorable à un glissement en "failles normales" (palier de toit et de mur). Ainsi les strates incomplètement lithifiées ont formé leur propre systeme des failles, non connecté aux failles cogénétiques sous jacentes dans le materiel rigide (Figure 2). Ce type d'analyse est indipensable à la compréhension de la géométrie des réseaux de failles hydroplastiques à une echelle juste en dessous de la resolution sismique.

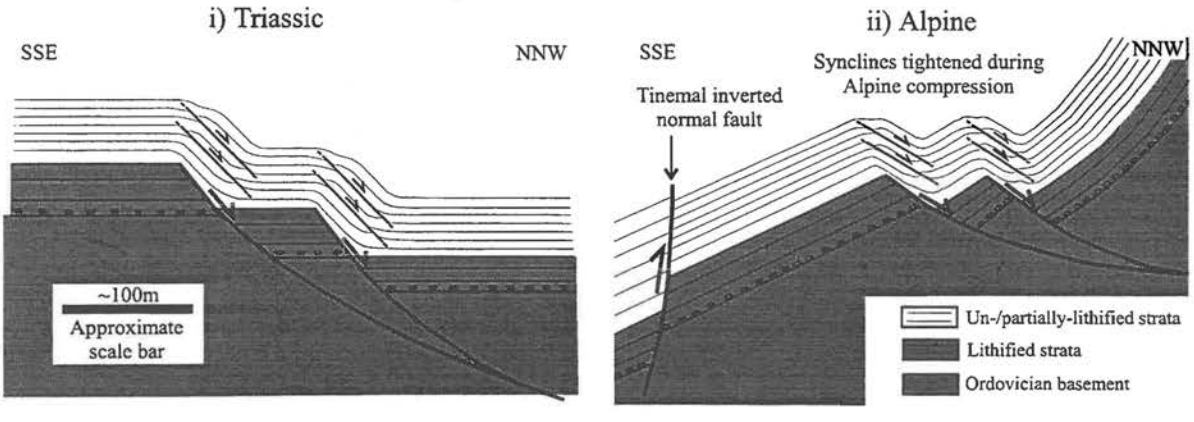


Figure 2:

Relation entre les failles hydroplastique et le sudsidence de bassin controlé par des failles de socle.
Relationship between the soft-sediment faults and basin fault-controlled subsidence.

i) Pendant l'extension Triassique. *During Triassic extension.*
ii) Basculement lié à la compression Alpine. *Tilting related to Alpine compression.*

6ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 1997, Publ. ASF, Paris, n° 27, 293 p.

LE DEEP SEA FAN CELTIQUE : MISE EN EVIDENCE DE DIFFERENTS TYPES D'APPORTS DURANT LES STADES ISOTOPIQUES 1 ET 2.

THE CELTIC DEEP SEA FAN : EVIDENCE OF DIFFERENT SUPPLIES DURING THE ISOTOPIC STAGES 1 AND 2.

POSTER

Sébastien ZARAGOSI* & Gérard AUFFRET**

*Département de Géologie et Océanographie U.R.A. 197
Université Bordeaux 1
Avenue des Facultés, 33404 Talence Cedex

**Département DRO/GM IFREMER BP 70,
29280 Plouzané

Le deep sea fan Celtique, situé à la confluence du réseau de canyons drainant la pente continentale Celtique entre le Banc de la Grande Sole et le Banc de la Chapelle, s'étend sur une superficie de plus de 17 000 km2.

La première étude lithologique des sédiments superficiels de cet éventail profond à permis de mettre en évidence différents types d'apports gravitaires :

⇒ Une sédimentation argilo-silteuse à laminées silteuses attribuée à des sommets de séquences turbiditiques de débordement.

⇒ Des apports sableux massifs attribués à des turbidites de haute densité.

⇒ Des niveaux slumpés, situés au pied de l'Escarpement de Trévélyan, en provenance de cet escarpement.

Les deux types d'apports turbiditiques observés (apports sableux massifs et séquences argilo-silteuses à laminées) semblent indiquer un double fonctionnement du Fan. En effet, les séquences argilo-silteuses ont été mises en place en bas niveau marin (Stade isotopique 2) et lors de la remontée de celui-ci. A l'opposé, les niveaux sableux massifs observés se sont mis en place à l'Holocène dans des conditions de haut niveau marin.

Il semblerait que les conditions paléogéographiques de la marge Celtique puissent expliquer ce double approvisionnement du domaine profond :

⇒ En période de bas niveau marin, un vaste delta situé au débouché de la Manche devait regrouper un grand nombre de fleuves du nord de l'Europe. Un tel environnement deltaïque, situé en rebord de plateau continental, peut permettre des apports importants et variés vers l'océan profond.

⇒ En période de haut niveau marin (depuis l'Holocène), les apports sédimentaires en provenance de la Manche ont considérablement diminué. Les accumulations sableuses au niveau des têtes des canyons (Bancs Celtiques) et le transport sableux résiduel localement dirigé vers la pente, réunissent les conditions idéales pour permettre des transferts massifs vers le domaine profond.

Ainsi, il semblerait que la paléogéographie de la Marge Celtique soit propice à une activité permanente du fan, avec deux types d'apports distincts.

LISTE DES AUTEURS

AUTEUR	PAGE
AL MASKIRY S.	187
ALCALA-GARCIA F.J.	1-185
ALOISI J.C.	27
AMARD B.	205
AMEDRO F.	179
ANGUY Y.	21
ATROPS F.	81-205-207
AUDEBERT N.	221
AUFFRET G.	3-95-245-285
AUFFRET J.-P.	103-105-167-173
AVERBUCH O.	5-273
AVOINE J.	173
AZIZI KADMIRI R.	7
BADEROT-MARCHANT S.	9
BAGLINIERE C.	29
BAIZE S.	11
BALVAY B.	29-277
BARBIN V.	123
BARD E.	47-199
BARRIER P.	73
BAUD A.	13
BAUDIN F.	15-45-91
BAUSCH W.M.	17
BEAUCHAMP J.	157
BEAUDOIN B.	19-69-121-243
BECK C.	49-51-175
BECQ-GIRAUDON J.-F.	119
BELIN S.	21
BELLEMLIH S.	23
BEN ISMAIL M.H.	7-271
BENEDICTO A.	25
BERNARD D.	21
BERNÉ S.	27-225-267
BEZ M.	155-227
BICHET V.	217
BIONDI P.	29
BLUM M.	89
BODEUR Y.	17-251
BOISSEAU T.	219
BOMBARDIERE L.	81
BORGOMANO J.	187
BOSENCE D.	67
BOTTERO C.	259
BOUCHETTE F.	31-207-247-249-251
BOURGES P.	33-231
BOURILLET J.-F.	27-167
BOURQUIN S.	35-231-233
BRAUER A.	211
BREHERET J.	129
BRIOT D.	37-125
BROUTIN J.	65
BRULHET J.	115-117
BRUN-COTTAN J.-C.	169
BUONCRISTIANI J.-F.	217
BUROLLET P.-F.	39
BUSSON G.	41
CABIOCH G.	47-199
CALLEC Y.	43
CAMOIN G.	199
CAMPY M.	217
CARON M.	109
CARRE D.	27
CASIER J.-G.	45
CASTELLARO C.	47
CAULET J.-P.	85
CHAMLEY H.	135
CHAPRON E.	49-51
CHARCOSSET P.	53
CHELLAI E.H.	7
CHUVASHOV B.	219
CISZAK R.	53
CLAUDE D.	259
CLAUZON G.	55-57-239
CLAVERIE K.	47

CLEMENTS A.	165
COJAN I.	43-57
COLLIN P.-Y.	59
COLOMBIE C.	193
COMBES P.-J.	53
CONESA G.	61
CORBIN J.-C.	81
CORNEE A.	41
COTILLON P.	63
COURTINAT B.	181
COURVILLE P.	59
CRUMEYROLLE P.	65
DALMASSO H.	67
DAUPHIN L.	19-69
DAVID J.	71-73
DE BATIST M.	49-51-175-177
DE RAFELIS M.	81-83
DE BEAULIEU J.-L.	211
DEARING J.	211
DECONINCK J.-F.	5-49-51-75-109-135-273
DELFAUD J.	77-229-241
DELHAYE-PRAT V.	79-239
DERENNE S.	243
DESAUBLIAUX G.	113
DESMET M.	49-85
DEVLEESCHOUWER X.	87-137
DEYNOUX M.	89-127
DI GIOVANNI C.	23
DISNAR J.-R.	91-211
DOLIGEZ B.	93-113-165
DROMART G.	227
DROZ L.	95
DUBOIS A.	277
DUGUE O.	11
DURINGER P.	97
DURLET C.	99-101-257
EHRHOLD A.	103-105
EL ALBANI A.	107-109
EMMANUEL L..	81-111-153-221-257
ESCHARD R.	93-113-155-165
FAKHFAKH BEN JEMIA H.	277
FERM J.-B.	21
FERRY S.	115-117-119-179-223
FIET N.	121
FONTA O.	239
FRIES G.	19-69
FRITZ B.	21
FRONTEAU G.	123
GARBOLINO E.	211
GARLAN T.	103-281
GAULIER J.-M.	35
GAY I.	125-217
GEILLER M.	196
GERMANEAU J.	235
GHIENNE J.-F.	127
GILLOT P.-Y.	75
GIRARDCLOS S.	51
GIRAUD F.	181
GIRESSE P.	265
GORIN G.	81
GORINI C.	27
GRANJEON D.	113-155
GREDER H.	29
GROSBOIS C.	129
GUELLATI N.E.	131
GUILLOCHEAU F.	35-225-233-255
GUILLOU J.-J.	275
GUILLOU S.	105
GUIRAUD M.	221
GUYOMARD P.	103-281
HADJ-MOKHNECHE T.	43
HAMEG A.	131
HAMELIN B.	47
HAMOUMI N.	133-149-151
HAN G.M.	135
HANTZPERGUE P.	15
HASLER C.A.	277
HEBA G.	263

HENRIQUEL P.	33
HERBIN J.-P.	107-109
HERBOSCH A.	87-137
HILLY J.	139-141
HOFFERT M.	195
HOLBOURN A.	107
HOVAN S.	85
IMBERT P.	143-145-147-213
IRZI Z.	149-151
JALLET L.	153
JAN DU CHENE R.	15-81
JAVAUX C.	215-239
JOSEPH P.	155-225-277
JOUANNEAU J.-M.	171
KADIRI H.	149
KALUGIN Y.	175
KARPOFF A.-M.	9
KHAI T.	157
KLAUCKE I.	159-161
KLERKX J.	175
KNIGHT J.	165
KOCUREK G.	89
KUHNT W.	107-109
LAARIF N.	277
LAFONT F.	113
LAGGOUN-DEFARGE F.	91
LAIGNEL B.	163
LALLIER-VERGES E.	211-243
LANCASTER N.	89
LAPORTE-GALAA C.	239
LARDEAUX J.-M.	119
LARGEAU C.	243
LEBLANC O.	93
LEJAY A.	227
LERAT O.	93-113-165-277
LERICOLAIS G.	167
LESOURD S.	169-173
LESUEUR P.	169-171-173
LETHIERS F.	45
LIGNIER V.	175
LOPEZ M.	53-203
LOPEZ-GALINDO A.	1
LOREAU J.-P.	59-99-101-111-153
LUDERER F.	109
LY A.	107
MACAIRE J.-J.	23-125
MAHIEUX G.	177
MALARTRE F.	179-181
MAMMOUDIA M.	5
MANSY J.-L.	135
MARCHAL C.	139
MARCHAND D.	59
MARTIN-ALGARRA A.	183
MARTIN-MARTIN M.	1-183-185
MASSE J.-P.	187-189
MASURE E.	121
MEFTAHI R.	277
MERCIER D.	43-191
MERZERAUD G.	193-195
MESSING C.G.	71
MEYER R.	163
MIGEON S.	197
MONIER P.	117
MONOD O.	91
MONTAGGIONI L.,	47-67-189-199
MONTY C.	141
MORA S.	201
MOSTEFAI S.	19
MOUGAMBA R.	203
MOUSSINE-POUCHKINE A.	31-205-207-247-249-251
MULDER T.	209
NAVARRE J.C.	155
NEGREL P.	129
NGUYEN K.D.	105
NOËL H.	211
NORMAND A.	27
NZÉ ABEIGNE C.R.	253
ONUZI K.	263

PABIAN-GOYHENECHE C.	277
PARIZE O.	143-213-215-239
PASCAL A.	123
PEDERNEIRA G.	247
PETIT C.	157-217
PETIT J.-P.	283
PEYBERNES B.	53
PIN C.	125
PIPER D.J.W.	209
PLATEL J.-P.	65
POIDEVIN J.-L.	37
PONS D.	121
PONT D.	279
PREAT A.	87-135-137
PROUST J.-N.	5-177-219
PUGIN A.	43-51
QUESNE D.	221-223
QUESNEL F.	163
RABILLER P.	227
RABINEAU M.	27-155-225
RAJA GABAGLIA G.	251
RAZIN P.	65-179
REBELLE M.	277
RECY J.	47
REISER C.	227
RENARD M.	81-83
REVERT J.	77-229-241
REY J.	185
RIBAUD-LAURENTI A.	47-199
RICHARD H.	217
RIGOLLET C.	231-233
ROBASZYNSKI F.	109
ROBERT S.	235
ROBIN C.	83
ROGER J.	65
ROUDIL A.	145
ROUSSET C.	237
ROUX M.	71-73
RUBINO J.L.	55-79-143-213-215-239
SABRIER R.	77-229-241
SALMON V.	243
SANCHIS E.	25
SAPUNOV I.	257
SAURIAU P.-G.	235
SAVOYE B.	197-209-245
SCHAAF A.	9
SEGURET M.	25-31-205-207-247-249-251
SÉRANNE M.	25-253
SERRANO O.	255
SHERBOV B.	175
SIMONNET J.P.	279
SLEVINSKY B.	165
SONNENFELD M.	277
SOUSSI M.	7
STEINBERG M.	75
STRASSER A.	75
SUITER J.	147
SULLIVAN G.	165
SULLIVAN M.	143-145
SWEZEY C.	89
SYVITSKI J.P.M.	209
TASTET J.-P.	171
TCHOUMATCHENKO P.	257
TEMPLE F.	259
TESSIER B.	177-261
THEODHORI P.	263
THIERRY J.	59-111-257
TOUZANI A.	265
TRENTESAUX A.	261-267
TRIBOVILLARD N.	269
TROUDI H.	271
VAN BUCHEM F.	277
VAN RENSBERGEN P.	51
VANDERAVEROET P.	273
VARREL E.	119
VAZ PARENTE C.	275
VECSEI A.	97
VENNIN E.	219-277

VERDIER F.	195
VINCENT B.	111
WALGENWITZ F.	29
WALTER A.V.	11-279
WALTHAM D.	67
WEBER N.	281
WEBER O.	171
WERNLI R.	43
WIBBERLEY C.A.J.	283
WICQUART E.	195-255
WILDI W.	49-51
ZARAGOSI S.	285
ZIGLSTRA H.	277

LISTE DES PUBLICATIONS

Les publications de l'A.S.F. actuellement disponibles sont les suivantes :

n° 2 - L'éventail sous-marin de Ceüse (S.E. France) à l'Apto-Albien. 5-6 octobre 1987 - Livret-guide de l'excursion.

n° 3 - Sédimentation molassique et paléopédogénèse en Languedoc. 16-18 septembre 1987 - Livret-guide de l'excursion.

n° 4 - Passages carbonates - silicates. 15-16 juin 1987 - Livre des résumés.

n° 6 - Le Trias détritique de Provence du Dôme de Barrot et du Mercantour. Exemples de sédimentation continentale en contexte anorogénique. 15-17 juin 1988 - Livret-guide de l'excursion.

n° 10 - 2ème Congrès Français de Sédimentologie. - Paris, 1989 - Livre des résumés.

n° 11 - Mesozoïc eustacy record on Western Tethyan margins. Book of abstracts of 2ème Congrès Français de Sédimentologie. - Lyon, 1989.

n° 12 - Mesozoïc eustacy record on Western Tethyan margins. Book of abstracts of 2ème Congrès Français de Sédimentologie. - Excursion, 1989.

n° 13 - Diapirisme sur une marge en distention puis en décrochement. Exemple des Pyrénées occidentales françaises. 27-29 avril 1991 - Livret-guide de l'excursion et Table Ronde.

n° 14 - Sédimentation, diagenèse et séquences de dépôt dans les séries carbonatées de plateforme d'âge Bathonien à Oxfordien en Bourgogne. 27-28-29 juin 1991 - Livret-guide de l'excursion.

n° 16 - 3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest, 1991 - Livre des excursions.

n° 17 - Architecture et faciès d'un prisme deltaïque de bas niveau marin : les grès de Roda (Bassin Eocène sud pyrénéen). 25-26-27 septembre 1992 - Livret-guide de l'excursion.

n° 18 - Alternances marnes-calcaires originelles et diagénétiques - Réunion Spécialisée A.S.F.-S.G.F. - 2 décembre 1992 - Livre des résumés.

n° 19 - 4ème Congrès Français de Sédimentologie - Lille, 1993 - Livre des résumés.

n° 20 - 4ème Congrès Français de Sédimentologie - Lille, 1993 - Livre des excursions.

n° 21 - Géométries et Productivité des Plates-formes carbonatées - Séance Spécialisée A.S.F.-S.G.F. - 8 décembre 1994 - Livre des résumés.

n° 22 - 16th Regional Meeting of Sedimentology - 5ème Congrès Français de Sédimentologie. 24-26 avril 1995 - Abstract book/Livre des résumés.

n° 23 - 16th Regional Meeting of Sedimentology - 5ème Congrès Français de Sédimentologie. 24-26 avril 1995 - Field-trip guide-book/Livre des excursions.

n° 24 - Modélisation d'un système de piémont : des reliefs pyrénéens aux bassins molassiques gascons du Miocène au Quaternaire. 19-20-21 septembre 1996 - Livret-guide de l'excursion.

n° 25 - Quantification de la tectonique et de l'eustatisme à partir d'informations stratigraphiques et géomorphologiques. 24-25 octobre 1996 - Livre des résumés.

n° 26 - Microbial mediation in carbonate diagenesis. International workshop (I.A.S-A.S.F.-I.G.C.P. 380) - Chichilianne, 22-24 september 1997 - Abstract book.

n° 27 - 6ème Congrès Français de Sédimentologie. - Montpellier, 17-19 novembre 1997 - Livre des résumés.

n° 28 - 6ème Congrès Français de Sédimentologie. - Montpellier, 17-19 novembre 1997 - Livre des excursions.

Pour tout renseignement complémentaire, s'adresser à :
l'Association des Sédimentologistes Français
Maison de la Géologie, 77 rue Claude Bernard, 75005 Paris

Ce document a été imprimé par
PHOTOLABO HASSLER
4 rue Dancourt, 77300 Fontainebleau

Dépôt légal : 4ème trimestre 1997

6ème Congrès Français de Sédimentologie

- Sédimentologie de faciès
- Fonctions forçantes internes et externes sur la sédimentation
- Sédimentation continentale
- Sédimentation littorale
- Sédimentation de plate-forme
- Sédimentation sur les pentes et dépôts gravitaires
- Sédimentation profonde
- Séquences de dépôt
- Sédimentation de la matière organique
- Diagenèse
- Fabrique et géométrie des systèmes poreux
- Principes et méthodes
- Quantification et modélisation

ISSN 0990-3925
ISBN 2-907205-26-9