



HAL
open science

Caractérisation des déformations méso-cénozoïques et des circulations de fluides dans l'Est du bassin de Paris

Grégoire André

► **To cite this version:**

Grégoire André. Caractérisation des déformations méso-cénozoïques et des circulations de fluides dans l'Est du bassin de Paris. Sciences de la Terre. Université Henri Poincaré - Nancy 1, 2003. Français. NNT : 2003NAN10179 . tel-01754353v1

HAL Id: tel-01754353

<https://hal.univ-lorraine.fr/tel-01754353v1>

Submitted on 30 Mar 2018 (v1), last revised 19 Jul 2004 (v2)

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

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



AVERTISSEMENT

Ce document est le fruit d'un long travail approuvé par le jury de soutenance et mis à disposition de l'ensemble de la communauté universitaire élargie.

Il est soumis à la propriété intellectuelle de l'auteur. Ceci implique une obligation de citation et de référencement lors de l'utilisation de ce document.

D'autre part, toute contrefaçon, plagiat, reproduction illicite encourt une poursuite pénale.

Contact : ddoc-theses-contact@univ-lorraine.fr

LIENS

Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 122. 4

Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 335.2- L 335.10

http://www.cfcopies.com/V2/leg/leg_droi.php

<http://www.culture.gouv.fr/culture/infos-pratiques/droits/protection.htm>

U.F.R. S.T.M.P.
Ecole Doctorale :
RP²E (Ressources, Produits, Procédés et Environnement)

Thèse

présentée pour l'obtention du titre de

Docteur de l'Université Henri Poincaré, Nancy I

en Sciences de l'Univers

Soutenue publiquement le 16 décembre 2003

par **Grégoire ANDRÉ**

Caractérisation des déformations méso-cénozoïques et des circulations de fluides dans l'Est du Bassin de Paris

Membres du Jury :

Président :	M. B. LATHUILIÈRE	Professeur, U.H.P Nancy 1
Rapporteurs :	M. F. GUILLOCHEAU	Professeur, Université de Rennes 1
	M. O. LACOMBE	Professeur, Université de Paris 6
Examineurs :	M. M. CATHELINÉAU	Directeur de recherche CNRS, Nancy (<i>Directeur de thèse</i>)
	M. C. HIBSCH	Maître de conférence, U.H.P Nancy 1 (<i>Directeur de thèse</i>)
	M. B. BEAUDOIN	Professeur, École des Mines, Paris (<i>Directeur de thèse</i>)
Invités :	M. S. FOURCADE	Professeur, Université de Rennes
	M. P. ÉLION	Ingénieur ANDRA, Paris
	M. A. TROUILLER	Ingénieur ANDRA, Paris

AVANT PROPOS

Remerciements

Cet « avant-propos » est l'occasion de remercier chaleureusement l'ensemble des personnes qui ont participé de près ou de loin à ce travail, que j'espère digne de la confiance que chacun a pu m'accorder.

Ma première dédicace va tout naturellement à Christian Hibsich, qui suit fidèlement mon parcours depuis notre première rencontre à Nancy, cette année de Licence où je fis mes armes sur le terrain en sa compagnie. Après une échappée en solitaire dans le karst Mahafaly, il a su me faire revenir dans ma Lorraine natale, pour ce sujet de thèse, qui a comblé mes souhaits de doctorant. Pour tout cela je te dis : merci Kiki !

Un grand merci à Michel Cathelineau pour les fructueuses discussions que l'on a pu avoir ensemble ; à Bernard Beaudoin, de m'avoir lancé sur la piste de la compaction et des stylolites ; enfin à Serge Fourcade qui m'a accueilli à Rennes où il m'a initié à l'isotopie.

Je remercie François Guillocheau et Olivier Lacombe d'avoir accepté d'examiner mon travail, ainsi que Bernard Lathuilière qui a toujours eu du temps pour répondre à mes questions.

A l'Andra, c'est Pascal Elion et Alain Trouiller qui ont suivi l'avancement de ma thèse durant ces 3 années et je tiens à les remercier pour l'attention qu'ils ont toujours su porter à mon travail, de même que Stéphane Buschaert, Georges Vigneron, Marcel Brocandel, Hervé Rebours et Hervé Pasteau toujours disponibles pour m'aider.

Ce travail est aussi le résultat d'un certain nombre d'heureuses collaborations avec des chercheurs du G²R qui m'ont donné un peu de leur savoir et beaucoup de leur temps, pour ça je remercie chaleureusement the fractal lady : Judith Sausse, notre guide dans les labyrinthiques carrières souterraines : Stéphane Jaillet, les sister clay : Danièle Bartier et Régine Ruck, Organic Marcel Elie, Decompactor Cédric Ménétrier, et l'œil de lynx des microscopes : Marc Brouand.

La majeure partie des résultats d'analyses exploités dans ma thèse est le fruit de la grande maîtrise des ingénieurs et des techniciens, pour ça et leur bonne humeur je remercie Marie-Claude Forette (μ Sonde), Alain Kolher (MEB), Frédérique Diot (μ Sonde), Jean Cornichet (δ), Jean Bachelet et Cédric Demeurie (LM).

Je tiens aussi à remercier les étudiants qui, le temps d'un stage, ont participé à ce travail en allant sur le terrain à la chasse aux filons ou aux stylolites, merci à Claire, Luc, Nicolas, Alexandre et Yohann.

Des futures recrues aux anciens il n'y a qu'un pas que j'ose franchir, en remerciant chaleureusement ceux qui furent mes professeurs de DEUG, Licence et Maîtrise, et qui ont toujours eu du temps pour m'aider dans ma tâche, quoique moins maintenant qu'ils ont une retraite à temps plein, merci à Jacques Le Roux, Pierre-Jean Fauvel et Marc Durand.

A la logistique, merci à Marie-Odile Campadieu, la reine du bon de commande, qui m'a épaulé, voire supporté dans les tâches administratives, qui ne sont pas sans noblesse

d'ailleurs ! Merci aussi à Dominique Vassiliadis et Josiane Choisy avec qui j'ai passé beaucoup de temps au téléphone.

Maintenant il s'agit de dire quelques mots pour ceux qui m'ont supporté durant ces 3 années au labo et que je remercie pour leur bonne humeur : le premier de tous, Cédric C. mon partenaire de bureau et de terrain (les bistrots peuvent être considérés comme faisant partie du terrain dans une certaine mesure, à notre libre convenance, of course), groove devant l'éternel, au final je ne sais pas qui a supporté qui mais en tout cas je vous félicite de l'excellente ambiance du 621 et je te souhaite bien du courage pour finir cette approche géologroove de l'Oxfordien ; les 2 inséparables, Huckle et Jeckle, messieurs Rémy C. et Laurent D. avec qui, via le réseau les pauses du midi furent un temps moins laborieuses que ces derniers temps ; Cécile F., la bonne humeur incarnée ; Jérôme S. au moulinet ; Laurent R. le maître incontesté des fluides à 8°C saturés en inclusions gazeuses de type CO₂ ; Vlad L. n°10 et char russe ; Olivier VDH notre rockeur des pelouses ; Roland Mairet, roi du mp3 et dresseur de puces ; Patrick Lagrange notre agence magnum et enfin les nouvelles forces vives du labo : Olivier kwatkwat master, Nico the hot rabbit et Erwan le dealer de St Nectaire.

Je finis ces remerciements avec ma famille et mes amis qui ont toujours cru en moi et m'ont soutenu à chaque moment ; présents à mes côtés pour savourer les instants de bonheur mais aussi là, lors des turpitudes de la vie, j'ai toujours pu compter sur vous et je vous en suis infiniment reconnaissant. Enfin mes pensées se tournent vers ma petite Mary qui attend ce moment avec autant d'impatience que moi et n'a jamais cessé de m'encourager !

Bonne chance et courage aux suivants !

RÉSUMÉ

L'enchaînement des épisodes de fracturation et de circulation de fluides ainsi que les phases de déformations synsédimentaires a été caractérisé dans les terrains jurassiques de l'Est du Bassin de Paris. L'étude s'appuie sur une base importante d'observations nouvelles de terrain et sur des données de forages ainsi que sur la caractérisation géochimique et isotopique de différents objets diagénétiques et tectoniques.

Sur la base de données de décompaction des terrains et de la découverte de filons sédimentaires, un contexte tectonique extensif est défini entre la fin du Dogger et le Malm. Ces déformations précoces s'intègrent dans un calendrier tectonique partant de la fin du Mésozoïque jusqu'à l'Actuel, dont l'enchaînement des paléocontraintes associées aux phases tardi-crétacées et tertiaires est précisé. L'étude détaillée des stylolites stratiformes a confirmé leur rôle pendant la compaction et lors de réactivations tectoniques. L'analyse des signatures isotopiques ($\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$) des calcites de fentes de tension et des roches encaissantes a permis de proposer plusieurs origines et modes d'écoulements pour les paléocirculations depuis le Jurassique jusqu'au Tertiaire.

Mots clés : Paléocontraintes – Tectonique – Stylolite – Compaction – Filons sédimentaires – Paléofluides – Isotopes stables – Bassin de Paris.

ABSTRACT

The succession of different fracturing and fluid circulation events has been established for the Eastern part of the Paris Basin. Synsedimentary deformations in the Jurassic units, palaeostresses and fluid palaeocirculations are described on the basis of new field observations, drilling data and geochemical and isotopic analyses of diagenetic and tectonic materials.

On the basis of the new decompaction data and the discovery of sedimentary dykes, an extension tectonic context is defined from the end of Dogger to the Malm. These early deformations fit in a general tectonic timetable, starting from the end of the Mesozoic to the present, and in which the palaeostresses relative to the Late Cretaceous to Tertiary tectonic stages have been integrated. A detailed study of bedding stylolites has confirmed their role during compaction as well as during later tectonic reactivation. Finally, analysis of the isotopic composition ($\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$) of calcites from tension gashes and rocks provide important constraints on the origin and nature of the palaeofluids which circulated in the Paris Basin from Jurassic to Tertiary.

Keywords: Palaeostress – Tectonics – Stylolite– Compaction –Sedimentary dykes – Palaeofluids – Stable isotopes – Paris Basin.

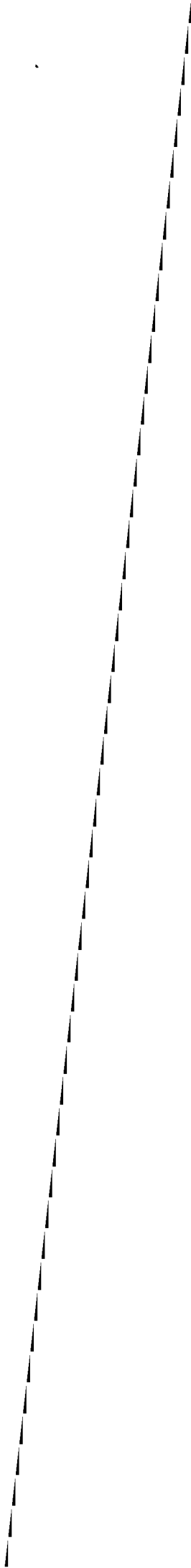


Table des matières

RÉSUMÉ	5
ABSTRACT	7
INTRODUCTION GÉNÉRALE	13
1. CONTEXTE GÉOLOGIQUE	1-19
1. LES GRANDS TRAITES DE L'ÉVOLUTION DU BASSIN DE PARIS	1-19
1.1. <i>Permien - Trias</i>	1-19
1.2. <i>Le Lias</i>	1-19
1.3. <i>Le Dogger</i>	1-22
1.4. <i>Le Malm</i>	1-22
1.5. <i>Le Crétacé</i>	1-24
1.6. <i>Le Cénozoïque</i>	1-24
2. STRUCTURES ET TECTONIQUE RÉGIONALES	1-25
2. RESTAURATION DES ÉPAISSEURS DES DÉPÔTS	2-29
1. INTRODUCTION	2-29
2. PRINCIPES DE LA COMPACTION	2-33
2.1. <i>Qu'est-ce que la compaction ?</i>	2-33
2.2. <i>Pourquoi décompacter ?</i>	2-33
2.3. <i>Relations entre la porosité et le taux de compaction</i>	2-34
3. MESURE DIRECTE DE LA COMPACTION DANS LES ARGILES	2-39
3.1. <i>Nodulisation</i>	2-39
3.2. <i>Application aux Argiles de la Woëvre</i>	2-41
4. RÔLE DES STYLOLITES DANS LA DIAGENÈSE ET LA COMPACTION	2-43
4.1. <i>Objectifs</i>	2-43
4.2. <i>Généralités</i>	2-43
4.3. <i>Distribution verticale et relations avec la lithologie</i>	2-45
4.3.1. <i>En carrière</i>	2-45
4.3.2. <i>Dans le puits d'accès ANDRA</i>	2-49
4.3.3. <i>Relevés sur carottes et classification morphologique</i>	2-49
4.4. <i>Approche morphométrique numérique</i>	2-57
4.4.1. <i>Principe et objectifs</i>	2-57
4.4.2. <i>Méthodologie</i>	2-57
4.4.3. <i>Paramètres de rugosité/tortuosité</i>	2-59
4.4.4. <i>Calcul de la dimension fractale</i>	2-60
4.4.5. <i>Résultats</i>	2-62
4.4.6. <i>Conclusions : Stylolites et rugosité</i>	2-66
4.5. <i>Quantification de la dissolution par stylolitisation</i>	2-66
4.5.1. <i>Mesures directes</i>	2-70
4.5.2. <i>Études des JSS en microscopie, cathodoluminescence et M.E.B.</i>	2-71
4.5.3. <i>Analyses M.E.B. / cartographie minéralogique</i>	2-75
4.5.4. <i>Analyses minéralogiques des argiles</i>	2-77
4.5.5. <i>Analyses des matières organiques</i>	2-77
4.5.6. <i>Composition des JSS en majeurs, traces et TR (microsonde - ICP-MS)</i>	2-80
4.6. <i>Synthèse des résultats sur la stylolitisation</i>	2-85
4.6.1. <i>Origines</i>	2-85
4.6.2. <i>Morphologies</i>	2-86
4.6.3. <i>Chronologies</i>	2-86

4.6.4.	Transferts.....	2-87
4.6.5.	Taux de dissolution/compaction.....	2-87
5.	DÉCOMPACTION DES SÉRIES AUTOUR DES FAILLES DE LA MARNE	2-88
5.1.	<i>Lois de compaction</i>	2-88
5.2.	<i>Données d'entrée</i>	2-90
5.2.1.	Localisation des puits.....	2-91
5.2.2.	Limites chronostratigraphiques.....	2-92
5.2.3.	Logiciel de décompaction.....	2-94
5.3.	<i>Cartes et coupes en isopaques décompactées</i>	2-94
5.3.1.	Courbes d'enfouissement des Schistes carton.....	2-95
5.3.2.	Schistes carton – Base du Dogger calcaire.....	2-97
5.3.3.	Dogger calcaire.....	2-99
5.3.4.	Argiles de la Woèvre (Dalle nacrée – Terrain à chailles).....	2-104
5.3.5.	Oxfordien calcaire (Terrain à chailles – Calcaires rocailloux).....	2-105
5.5.	<i>Conclusions</i>	2-109
3.	RECONSTITUTION DES PALÉOCHAMPS DE CONTRAINTES	
	MÉSO-CÉNOZOÏQUES	3-111
1.	INTRODUCTION.....	3-117
2.	TECTONIC EVOLUTION OF THE PARIS BASIN.....	3-117
3.	REASSESSMENT OF REGIONAL FAULT MAPPING.....	3-123
3.1.	Methodology.....	3-123
3.2.	Isohypse mapping in the Kimmeridgian and Tithonian.....	3-123
3.3.	Isohypse mapping in the Oxfordian limestones.....	3-124
3.4.	Results.....	3-126
4.	PALAEOSTRESS ANALYSIS.....	3-127
4.1.	State of knowledge.....	3-127
4.2.	Methodology.....	3-129
4.2.1.	Quality criteria used for palaeostress computing.....	3-130
4.2.2.	Relative chronology criteria.....	3-133
4.3.	Results.....	3-140
5.	CONCLUSION.....	3-151
5.1.	<i>Jurassic to Early Cretaceous extension(s)</i>	3-151
5.2.	<i>Late Early Cretaceous (Austrian)</i> <i>to Palaeocene (Laramide) strike-slip regimes</i>	3-152
5.3.	<i>Eocene to Oligocene (Pyrenean-Provençal) strike-slip regimes</i>	3-153
5.4.	<i>Oligocene-Miocene(?) transitory extensional period</i>	3-154
5.5.	<i>Miocene to present-day (Alpine) strike-slip regimes</i>	3-155
4.	FILONS SÉDIMENTAIRES OXFORDIENS	4-163
1.	INTRODUCTION.....	4-171
2.	CONTEXTE GÉOLOGIQUE.....	4-171
3.	DONNÉES STRUCTURALES DE TERRAIN.....	4-173
3.1.	<i>Localisation et calage spatio-temporel des filons sédimentaires</i>	4-173
3.2.	<i>Datation relative de la fracturation</i>	4-174
4.	DONNÉES MINÉRALOGIQUES ET GÉOCHIMIQUES.....	4-175
4.1.	<i>Contacts : nature du remplissage et encaissant</i>	4-175
4.2.	<i>Structure des remplissages</i>	4-178
5.	SIGNATURES GÉOCHIMIQUES.....	4-178
6.	DISCUSSION.....	4-180

6.1.	<i>Âge des filons sédimentaires</i>	4-180
6.2.	<i>Interprétation du signal isotopique</i>	4-181
6.3.	<i>Conséquences paléotectoniques</i>	4-182
7.	CONCLUSIONS	4-183
5.	SIGNATURES ISOTOPIQUES ET GÉOCHIMIQUES DES PALÉOFLUIDES	5-189
1.	INTRODUCTION	5-191
2.	MÉTHODOLOGIE	5-192
3.	SIGNATURES EN $\delta^{18}\text{O}$ ET $\delta^{13}\text{C}$	5-192
3.1.	<i>Schéma interprétatif global</i>	5-192
3.1.1.	Le carbone.....	5-192
3.1.2.	L'oxygène.....	5-193
3.2.	<i>Encaissements calcaires</i>	5-195
3.3.	<i>Fissures à remplissages calcitiques : fentes de tension et filons sédimentaires</i>	5-198
3.3.1.	Fossés de Gondrecourt le Château et de Roches Bettaincourt.....	5-198
3.3.2.	Sud Marne – zone inter fossés	5-200
3.3.3.	Nord des failles de Poissons et site de Meuse/H ^{le} -Marne	5-202
3.3.4.	Faille de Vittel	5-204
3.3.5.	Failles de Neufchâteau	5-205
3.3.6.	Nord de la Meuse – faisceau des failles de Metz	5-206
3.3.7.	Brèches hydrauliques dans la craie	5-208
3.3.8.	Relations entre signature isotopique des fentes de tension et direction structurale	5-209
3.4.	<i>Origine des paléofluides</i>	5-212
3.5.	<i>Concrétions karstiques</i>	5-217
3.6.	<i>Fissure à remplissages de quartz</i>	5-218
3.7.	<i>Calcite et dolomite dans les joints stylolitiques</i>	5-218
4.	TRACES ET TERRES RARES DANS LES CALCITES DE FENTES DE TENSION	5-219
4.1.	<i>Résultats</i>	5-219
4.2.	<i>Interprétations de l'anomalie en Cérium</i>	5-221
4.2.1.	Origine diagenétique de l'anomalie en Ce	5-223
4.2.2.	Origine locale de l'anomalie en Ce	5-224
4.2.3.	Spectre de calcites de fentes de tension sans anomalie en Ce	5-225
5.	CONCLUSIONS	5-225
	CONCLUSIONS GÉNÉRALES	229
	BIBLIOGRAPHIE	237
	ANNEXES	251

INTRODUCTION GÉNÉRALE

INTRODUCTION GÉNÉRALE

Si un consensus existe sur l'histoire tectonique cénozoïque de la plate-forme ouest-européenne (Bergerat, 1987), en revanche les périodes plus anciennes sont moins connues et plus controversées (Guillocheau *et al.*, 2000). La première difficulté réside dans le fait que les indices de tectonique mésozoïque ont pu être fortement oblitérés par les derniers événements cénozoïques. De plus, la transition entre les champs de contraintes compressifs décrochants pyrénéen puis alpin reste encore mal comprise tant dans ses directions que dans l'enchaînement des régimes tectoniques, en raison de l'intercalation de déformations extensives très marquées à l'Oligo-Miocène (Coulon, 1992).

L'objectif premier de ce travail est le décryptage des événements tectoniques mésozoïques ayant affecté l'Est du Bassin de Paris (entre la Marne et la Moselle), soit dans l'environnement régional du laboratoire de recherches souterrain de Meuse/Haute-Marne (ANDRA). L'essence même de ce travail repose sur la complémentarité entre :

- Une approche sédimentologique permettant d'identifier précisément, dans le temps et l'espace, les volumes déformés au cours de la sédimentation et de l'enfouissement ;
- Une approche structurale caractérisant la déformation et son intégration dans un schéma tectonique global à l'échelle de l'Est du Bassin de Paris, de la Champagne aux Vosges et de la Bourgogne aux Ardennes ;
- Une approche géochimique, visant à déterminer les conditions et la nature des fluides impliqués dans le colmatage des objets tectoniques.

Les différents aspects abordés dans ce travail s'organisent en 4 parties, après un rappel sur la géologie du Bassin de Paris. Ces parties sont présentées succinctement ici.

RESTAURATION DES ÉPAISSEURS DES DÉPÔTS

La compaction

Elle affecte tous les sédiments avec des degrés divers, en fonction de la nature des éléments constitutifs de la future roche et de l'histoire de leur enfouissement (diagenèse). Pour les argiles et marnes, on proposera une estimation de leur taux de compaction, à partir d'une étude détaillée d'un affleurement situé dans les Argiles de la Woëvre. En ce qui concerne les formations calcaires, le phénomène le plus important à quantifier est celui de la compaction chimique. Cet aspect de la compaction est développé au sein d'un chapitre indépendant, présentant différentes approches méthodologiques.

La stylolitisation

Un des principaux phénomènes qui accompagne la diagenèse d'enfouissement des carbonates est la pression/dissolution ou autrement appelée la stylolitisation. Sa participation à la cimentation et son impact sur la variation d'épaisseur des séries restent encore mal connus.

Les mécanismes et le rôle de la stylolitisation lors de l'enfouissement des sédiments ont été caractérisés par une étude basée sur les relations entre les lithologies et la géométrie

des joints stylolitiques, complétée par des analyses détaillées des produits dit insolubles, résultant de la dissolution des carbonates. Les données permettent de cerner les processus et les paramètres contrôlant le développement des stylolites et leur rôle dans la cimentation des carbonates, ainsi que les interactions avec les épisodes de circulations de fluides.

La quantification de la dissolution, liée au développement des joints stylolitiques stratiformes, a permis de proposer des lois de décompaction, compatibles avec les mécanismes de transfert de masse impliqués lors de leur formation.

La décompaction

Des lois de compaction spécifiques aux séries argilo-carbonatées ont été intégrées dans un programme informatique de décompaction, permettant de proposer de nouvelles cartes en isopaques décompactées, pour une zone comprise entre, Saint-Mihiel au nord-est et Arrantière au sud-ouest, sur un intervalle partant des Schistes carton toarciens, jusqu'au sommet des calcaires oxfordiens.

Cartes et coupes décompactées, ont servi à détecter les activités tectoniques synsédimentaires des failles de la Marne.

RECONSTITUTION DES PALÉOCHAMPS DE CONTRAINTES MÉSO-CÉNOZOÏQUES

L'analyse microtectonique a permis de relever des indices de déformation et de fracturation dans des terrains datés au plus vieux du Dogger et au plus jeune du Crétacé supérieur. Les chronologies relatives entre les objets tectoniques ont été définies sur le terrain et au laboratoire sur échantillons. La mise en évidence de déformations précoces a permis de compléter un calendrier relatif qui sert de base à la discrimination entre les déformations mésozoïques et cénozoïques.

La réactivation des failles sous l'effet de modifications du champ de contraintes (en décrochement, faille normale ou inverse), va influencer la distribution locale de la fracturation et peut être appréhendée sur les nouvelles cartes de paléotenseurs, réalisées à l'échelle régionale. Pour les chronologies relatives de déformation, l'absence de terrains d'âge crétacé supérieur à cénozoïque autour du site de Meuse/H^{te}-Marne amène à considérer l'enchaînement des paléochamps de contraintes dans la craie plus à l'ouest. Ce calage chronologique des événements post craie est ensuite comparé aux chronologies relatives relevées dans la zone Est.

Ces résultats sont présentés sous la forme d'un article rédigé en anglais et constitue une base pour une prochaine soumission à Tectonophysics.

FILONS SÉDIMENTAIRES OXFORDIENS

En complément des données sur les jeux synsédimentaires des grands accidents régionaux, les travaux de terrain ont cherché à identifier au niveau des affleurements, des indices de déformations précoces. Une famille de fissures, au remplissage micro-cristallin, a été identifiée et interprétée comme le témoin d'un épisode de déformation précoce, dont l'orientation paraît cohérente avec les données préexistantes et les résultats sur la décompaction présentés ici.

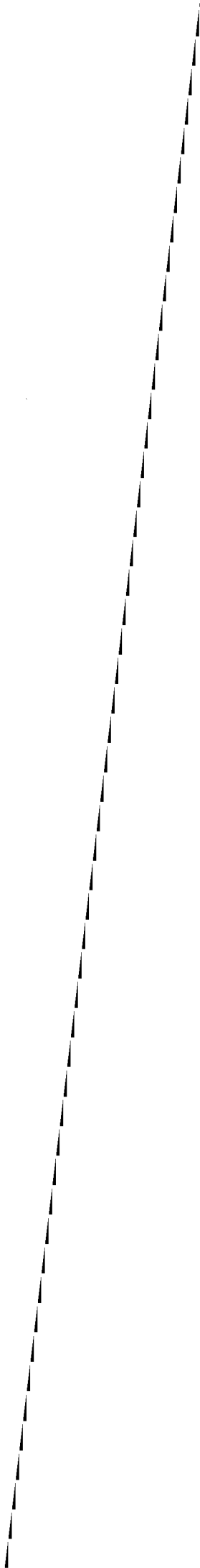
Ces résultats sont présentés sous la forme d'un article rédigé en français et soumis au Bulletin de la Société géologique de France.

SIGNATURES ISOTOPIQUES ET GÉOCHIMIQUES DES PALÉOFLUIDES

Aux différents épisodes de fracturation ont été reliées des paléocirculations de fluides, marquées par des remplissages de calcite et plus rarement de quartz dans les fentes de tension. Ces minéralisations ont fait l'objet d'analyses géochimiques en isotopes stables, en collaboration avec les actions du GdR CNRS-ANDRA Forpro sur ce thème.

Les données sur les paléofluides syntectoniques participent à la compréhension de l'enchaînement des phases de fracturation, notamment en évaluant les paléoconditions (température d'enfouissement) auxquelles se produisent les cristallisations. On peut ainsi chercher à comprendre les relations entre ces fluides, la compaction et la fracturation. L'histoire de l'enfouissement du bassin, basée sur la considération des températures déduites des géothermomètres géochimiques, minéraux ou organiques nous renseigne sur la chronologie relative entre les événements de rupture / cristallisation et les événements fluides dans les étapes d'évolution du bassin.

L'ensemble de ces travaux aboutit à la synthèse régionale sur l'enchaînement des phases tectoniques et à l'évaluation de la fracturation associée. Enfin, bénéficiant de résultats d'autres études ANDRA ou FORPRO, ce travail permet d'envisager un modèle global intégrant l'évolution de la compaction, de la diagenèse, de la fracturation et des paléocirculations dans l'Est du Bassin de Paris depuis la fin du Mésozoïque jusqu'au Cénozoïque.



1. CONTEXTE GÉOLOGIQUE

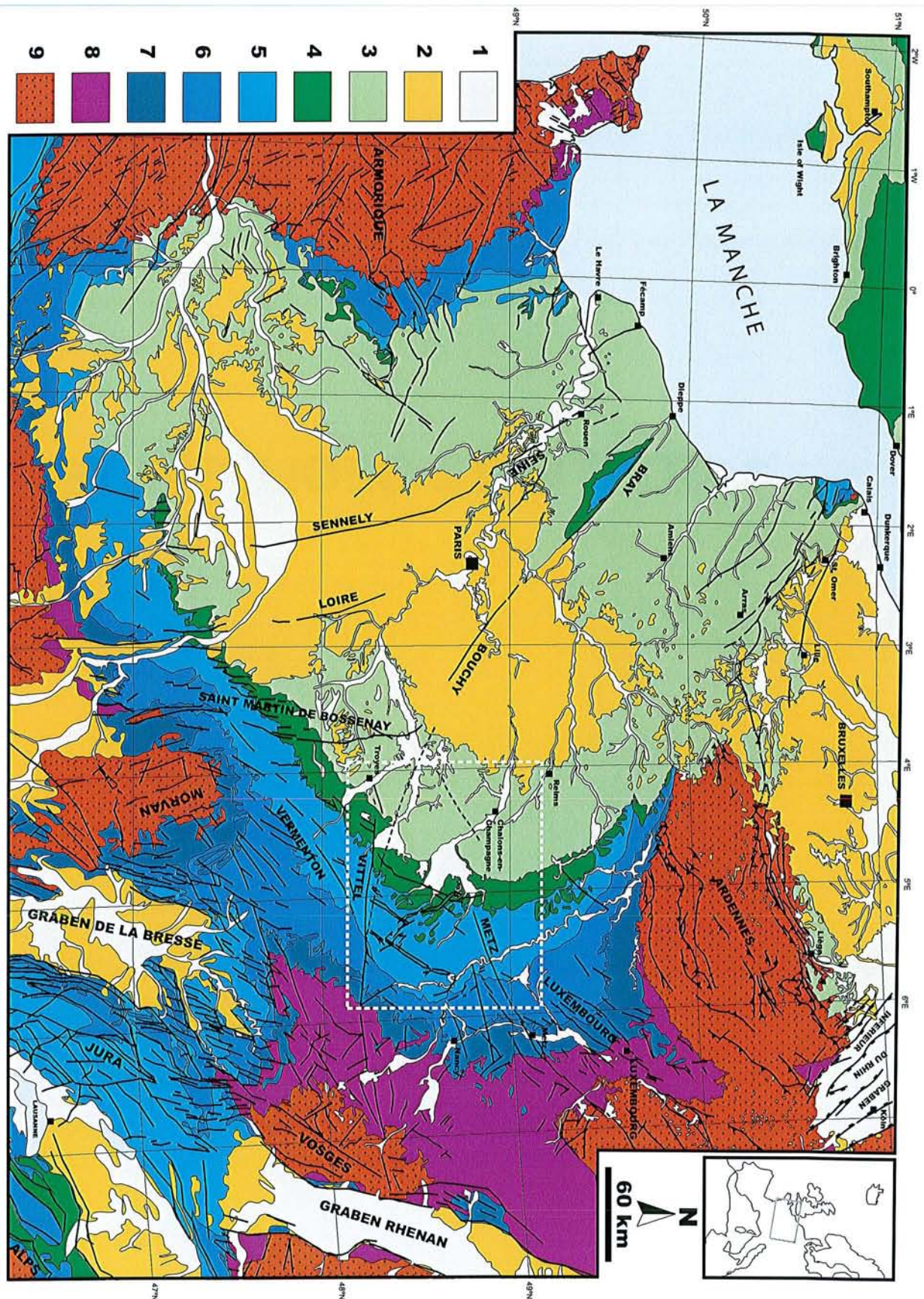


Figure 1 : Carte géologique du Bassin de Paris, d'après la Carte géologique de la France au 1/1.000.000 (Chantraine *et al.*, 1996) ; 1= Quaternaire et alluvions récentes, 2= Tertiaire, 3= Crétacé supérieur, 4= Crétacé inférieur, 5= Jurassique supérieur, 6= Jurassique moyen, 7= Jurassique inférieur, 8= Trias, 9= Paléozoïque et socle ; le cadre blanc représente la zone d'étude.

La zone étudiée se situant dans la partie Est du Bassin de Paris (Figure 1), il est nécessaire de rappeler les grandes lignes de l'évolution du bassin. Seuls les terrains du Bajocien au Crétacé supérieur ont été étudiés à l'affleurement mais l'histoire du Bassin de Paris s'étalant de la fin du Paléozoïque à nos jours, il est intéressant de retracer succinctement les principales étapes de sa genèse ainsi que les épisodes de déformation et d'érosion.

1. LES GRANDS TRAITS DE L'ÉVOLUTION DU BASSIN DE PARIS

Dans l'histoire générale du Bassin de Paris, plusieurs grandes étapes dans la sédimentation et dans l'enregistrement des manifestations tectoniques peuvent être distinguées.

1.1. Permien - Trias

Il s'agit de la période d'initiation du bassin, avec la réactivation des principaux accidents hercyniens comme les failles de Bray-Vittel et de Metz (Figure 1) (Le Roux, 1980; Mégnien *et al.*, 1980; Curnelle et Dubois, 1986; Guillocheau, *et al.*, 2000; Robin *et al.*, 2000). Ces structures compartimentent un vaste domaine en panneaux, dont l'enfoncement préfigure l'architecture des futurs domaines de sédimentation.

Les premiers dépôts du Trias sont constitués de séries conglomératiques et gréseuses, liées à des environnements continentaux (plaines alluviales). Par la suite, ils passent progressivement à des associations argilo-carbonatées, traduisant un passage à des environnements de type marin restreint résultant d'une mise en eau, conséquence de l'ouverture de voies de communication avec le domaine Téthysien plus au sud. A la fin du Trias, l'ensemble du bassin subit un confinement généralisé entraînant d'importants dépôts argilo-évaporitiques (plus de 150 m d'épaisseur).

L'organisation générale des sédiments au cours de cette période est rapportée à un important étirement crustal, affectant l'Ouest européen (rifting continental) (Brunet, 1980; Mégnien, *et al.*, 1980; Curnelle et Dubois, 1986). Les dépôts (500 m d'épaisseur) constituent un sillon orienté ENE-WSW, limité à l'ouest par le sillon N-S de Sennely (Figure 1) et rattaché au domaine germanique à l'Est (Curnelle et Dubois, 1986).

Cette période est aussi marquée par d'importants phénomènes hydrothermaux qui se prolongent jusqu'au Lias et dans une moindre mesure par du volcanisme (Brousse et Bellon, 1983).

La géométrie des dépôts suggère une organisation contrôlée par un contexte géodynamique en extension N-S de la fin du Permien au Trias, passant progressivement en extension E-W à la transition entre le Trias et le Jurassique (Guillocheau, *et al.*, 2000).

1.2. Le Lias

Cette période débute par une mise en eau généralisée entraînant des dépôts gréseux à la base puis très vite des faciès marins argileux. Les milieux de dépôt s'ouvrent rapidement et progressent d'est en ouest en provenance de la Téthys en cours d'ouverture (rifting de la Téthys) (Mégnien, *et al.*, 1980; Curnelle et Dubois, 1986).

Les répercussions de ce rifting, sont pour le Bassin de Paris, l'installation d'une tectonique extensive orientée E-W à NW-SE (Blès *et al.*, 1989; Guillocheau, *et al.*, 2000) et des jeux synsédimentaires pour les accidents N-S (e.g. failles de Sennely). Ce contexte général extensif est tout de même perturbé au Toarcien/Aalénien par un événement supposé lié à un raccourcissement E-W à WSW-ENE, entraînant la formation de plis et une discordance angulaire pour l'Aalénien (Guillocheau, *et al.*, 2000).

1.3. Le Dogger

La nature des dépôts du Dogger est principalement contrôlée par la succession de cycles de variations eustatiques (Guillocheau, *et al.*, 2000). A la base, se développent d'épais niveaux argileux et marno-carbonatés. Au sommet, les dépôts passent progressivement à un important assemblage de calcaires oolithiques ou bioconstruits, constituant une barrière à l'abri de laquelle s'installent de vastes domaines internes, lagons et dépôts infra à supratidaux (Curnelle et Dubois, 1986).

Les dépôts représentent plus de 1100 m d'épaisseur (au centre du bassin) et s'organisent principalement suivant un axe ENE-WSW contrôlé par la faille de Metz (Curnelle et Dubois, 1986). Le domaine est ouvert à l'Est vers la zone Souabe, à l'Ouest toujours bordé par les faisceaux de failles Sennely-Seine, au nord-ouest se développent des liaisons avec le domaine anglo-normand et au sud-est avec la mer alpine.

Au Bathonien, la plate-forme occupe une position centrale, reliant la zone bourguignonne et les Ardennes, rejetant les faciès marins ouverts à l'est et à l'ouest. Cette disposition caractérise une morphologie en bassin inversé (Curnelle et Dubois, 1986).

L'importance des dépôts pendant le Dogger est la conséquence d'une forte extension crustale, marquée par l'ouverture de l'Atlantique Central au début puis de l'Atlantique Nord (Callovien) alors que se termine la période de rifting pour l'océan liguro-piémontais qui passe à la création de croûte océanique. Quelques manifestations hydrothermales sont détectées au Callovien et semblent confirmer une tectonique extensive (Guillocheau, *et al.*, 2000). L'orientation de cette tectonique extensive est assez mal contrainte, et son orientation diffère selon les auteurs, pour certains l'extension est E-W (Blès, *et al.*, 1989) alors que des observations sur des accidents E-W d'autre part, montrent des évidences de jeux en failles normales (Héritier et Villemin, 1971), en faveur d'une extension N-S.

1.4. Le Malm

A nouveau se met en place une succession de cycles eustatiques avec à la base, des termes argileux à argilo-carbonatés (Argiles de la Woëvre) de plate-forme, interne en Lorraine et externe vers le Jura (Oxfordien à Kimméridgien). Au sommet, s'individualisent des zones de lagons allant jusqu'au dépôt d'évaporites et de niveaux dolomitiques (Tithonien).

Les sédiments sont organisés dans un sillon ENE-WSW, contrôlé par la faille de Metz et le synclinal du Luxembourg jusqu'au Tithonien (Le Roux, 1980), avant la fermeture des connexions avec le domaine Souabe et le développement d'environnements évaporitiques (Curnelle et Dubois, 1986; Guillocheau, *et al.*, 2000).

Le contexte géodynamique est principalement contrôlé par les ouvertures atlantiques et

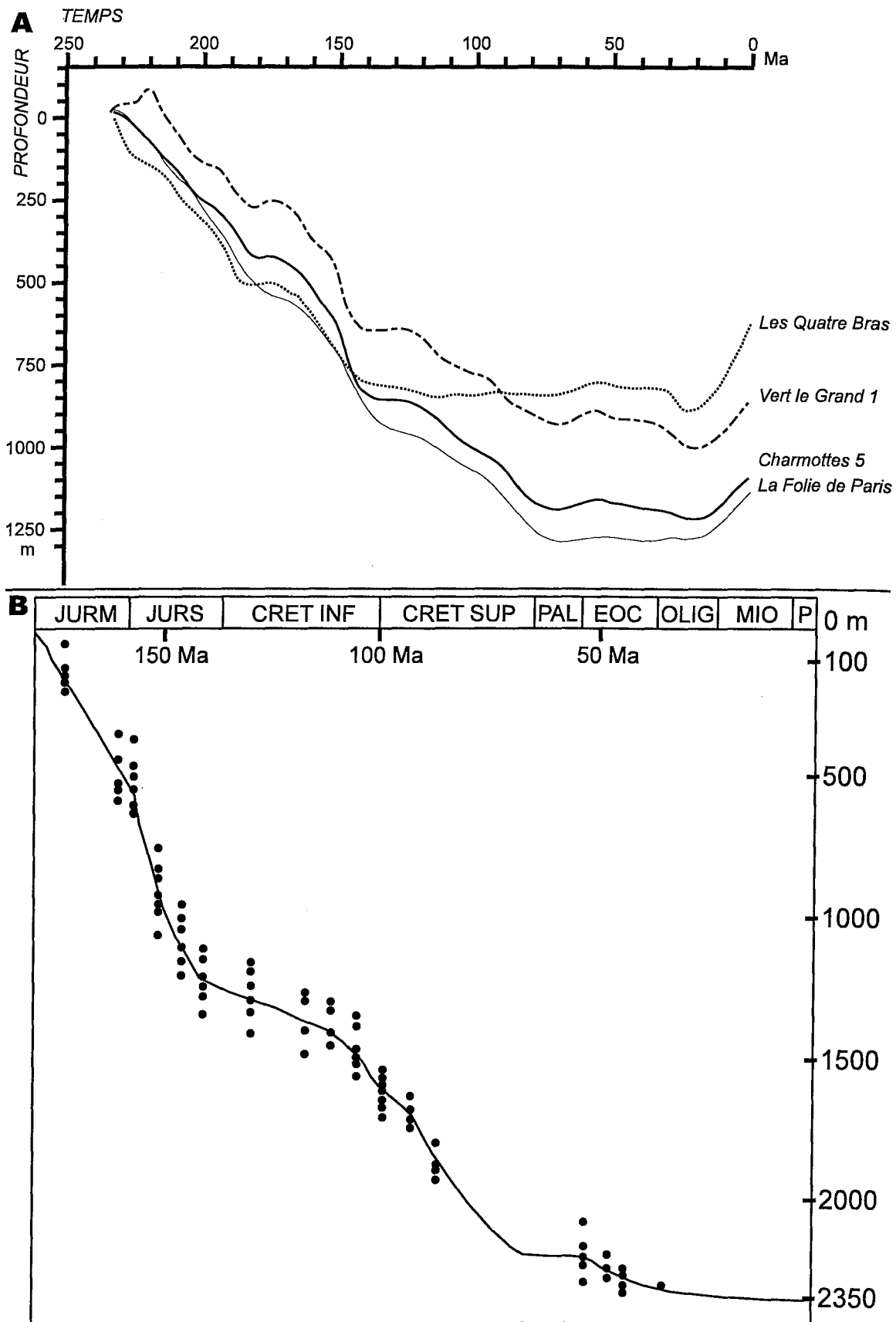


Figure 2 : A, courbes d'accommodation pour différents puits du Bassin de Paris, d'après Guillocheau *et al.* (2000) ; B, courbe d'enfouissement de la base du Toarcien, moyenne sur 7 puits du centre du Bassin de Paris, d'après Brunet (1980).

téthysiennes, qui entraînent pour le bassin une tectonique extensive dont les directions structurales qui semblent influencer la sédimentation sont proches d'E-W (Curnelle et Dubois, 1986; Guillocheau, *et al.*, 2000) mais méritent d'être précisées à l'échelle régionale. Ce contexte géodynamique influence fortement la sédimentation, qui présente pour cette période un des plus forts taux de subsidence de toute l'histoire du Bassin de Paris (Brunet, 1981).

La fin du Jurassique est marquée au Tithonien par un retrait de la mer en direction de l'ouest, affectant principalement l'Est du Bassin de Paris, où vont se développer d'abord des niveaux évaporitiques (dolomites) puis des faciès d'altération météorique (Wealdien).

1.5. Le Crétacé

Après une période marquée par le retrait de la mer jurassique et le développement de dépôt sous environnements continentaux (Mégrien, *et al.*, 1980; Guillocheau, *et al.*, 2000; Quesnel, 2003), l'ensemble du bassin est à nouveau recouvert par la mer. On note une subsidence importante selon un sillon NW-SE reliant le domaine anglo-normand et alpin (Curnelle et Dubois, 1986).

Au Crétacé supérieur, les dépôts de la craie recouvrent tout le bassin avant l'émersion au Crétacé supérieur terminal. La collision entre les ensembles ibérique, africain et européen débute dès le début du Crétacé supérieur (phases autrichienne puis laramienne) avec une répercussion sur la sédimentation du fait d'un contexte compressif qui reste à préciser.

Les structures, principalement des flexures à grandes longueurs d'ondes (Lauverjat, 1971; Guillocheau, *et al.*, 2000), suggèrent une contrainte compressive NE-SW à E-W depuis la base du Crétacé inférieur (phase tardi cimmérienne) et jusqu'à l'Albien (phase autrichienne). Dans le Bassin d'Aquitaine, de la fin du Jurassique au Valanginien, l'ouverture de la baie de Biscay, avec le début de l'accrétion océanique atlantique, entraîne tout d'abord une extension NNE-SSW, puis une compression NE-SW. La tendance compressive N-S à NE-SW s'affirme nettement après le Turonien et entraîne l'inversion des principaux accidents comme Bray-Vittel (Héritier et Villemin, 1971).

1.6. Le Cénozoïque

Les dépôts tertiaires alternent entre des faciès marins et continentaux, avec une extension beaucoup plus réduite que pour les terrains mésozoïques. Ils se retrouvent principalement développés au centre du Bassin de Paris alors que sur ses bordures c'est l'érosion qui domine. Les travaux récents suggèrent que la plupart des cours d'eau actuels résultent d'une mise en place précoce, dès le retrait de la mer crétacée au Paléocène (Le Roux et Harmand, 2003).

Le Tertiaire est le siège d'importants épisodes de déformation dont les interactions avec la sédimentation restent assez mal contraintes (Guillocheau, *et al.*, 2000). Le contexte géodynamique est conditionné par les 2 orogénèses pyrénéenne et alpine, entre lesquelles s'intercale l'épisode de formation du rift ouest-européen. Durant ces événements tectoniques importants, les structures préexistantes (failles de Vittel et Metz) sont réactivées mais il y a aussi la formation de nouveaux accidents (principalement les rifts ouest européens) (Pomerol, 1971; Cavalier et Pomerol, 1979; Bergerat, 1987; Lacombe et Angelier, 1993).

L'histoire cénozoïque est détaillée, principalement à la lumière des chronologies relatives établies sur les fractures affectant la pile mésozoïque.

Du Paléocène à l'Eocène supérieur, s'étend la phase compressive pyrénéenne, dont le paroxysme se produit à la fin de cet intervalle. La contrainte principale est orientée N-S pour la majorité des auteurs (Letouzey et Trémolières, 1980; Villemin, 1986; Bergerat, 1987; Homberg *et al.*, 2002) et plutôt N-S à NE-SW pour une minorité (Steiner, 1980; Rocher *et al.*, 2002). Cet épisode entraîne principalement des jeux décrochants pour les failles, parfois associés à des structures plissées comme l'anticlinal du Bray (Pomerol, 1971).

Ensuite, de la fin de l'Eocène à l'Oligocène, se met en place le système des grabens ouest-européens, dans un contexte tectonique extensif E-W (Coulon, 1992), principalement mis en évidence le long de ces grands accidents (fossé Rhénan, Bresse, Morvan (Gérard, 1971; Héritier et Villemin, 1971; Curnelle et Dubois, 1986)), mais absent à l'ouest de ce couloir N-S (failles de la Loire) où la tectonique compressive N-S semble perdurer (Lorenz, 1984). D'autres éléments au même moment, comme les inversions dans les bassins des Western Approaches et du Wessex (Ziegler, 1987), ainsi que le basculement du graben du Rhin vers le nord posent la question des mécanismes de la déformation crustale pour cette période (Guillocheau, *et al.*, 2000).

A partir du Miocène supérieur, se met en place un régime compressif, selon une direction NW-SE, sous le contrôle de l'orogène alpin. La déformation est accompagnée d'un soulèvement généralisé avec l'enracinement du réseau hydrographique (Curnelle et Dubois, 1986; Guillocheau, *et al.*, 2000; Le Roux et Harmand, 2003).

2. STRUCTURES ET TECTONIQUES RÉGIONALES

L'aperçu rapide des grandes étapes dans la genèse du Bassin de Paris montre combien les structures telles que les failles de Bray-Vittel et de Metz ont eu un rôle dans l'organisation de la sédimentation, à l'échelle du bassin mais aussi à celle de la région.

La région est découpée en 5 compartiments (Le Roux, 1980). Du nord au sud on distingue (Figure 3 A et B) :

- Le compartiment ardennais ne présentant pas de trace d'une tectonique cassante, il est limité au sud par le flanc nord du synclinal du Luxembourg ;
- Le compartiment messin limité au sud par l'anticlinal de Lorraine comprenant la faille de Metz et d'autres accidents satellites N30°E et N50°E ;
- Une zone dite de transition centrée sur l'anticlinal de Lorraine avec des accidents N60°E ;
- Le compartiment nancéien est limité au sud par la faille de Vittel avec le synclinal de Savonnières en Perthois. Cette zone est hâchée par des accidents N135°E et dans sa partie occidentale, on y trouve les fossés N30°E de Gondrecourt, Joinville et la double faille de la Marne N160°E ;

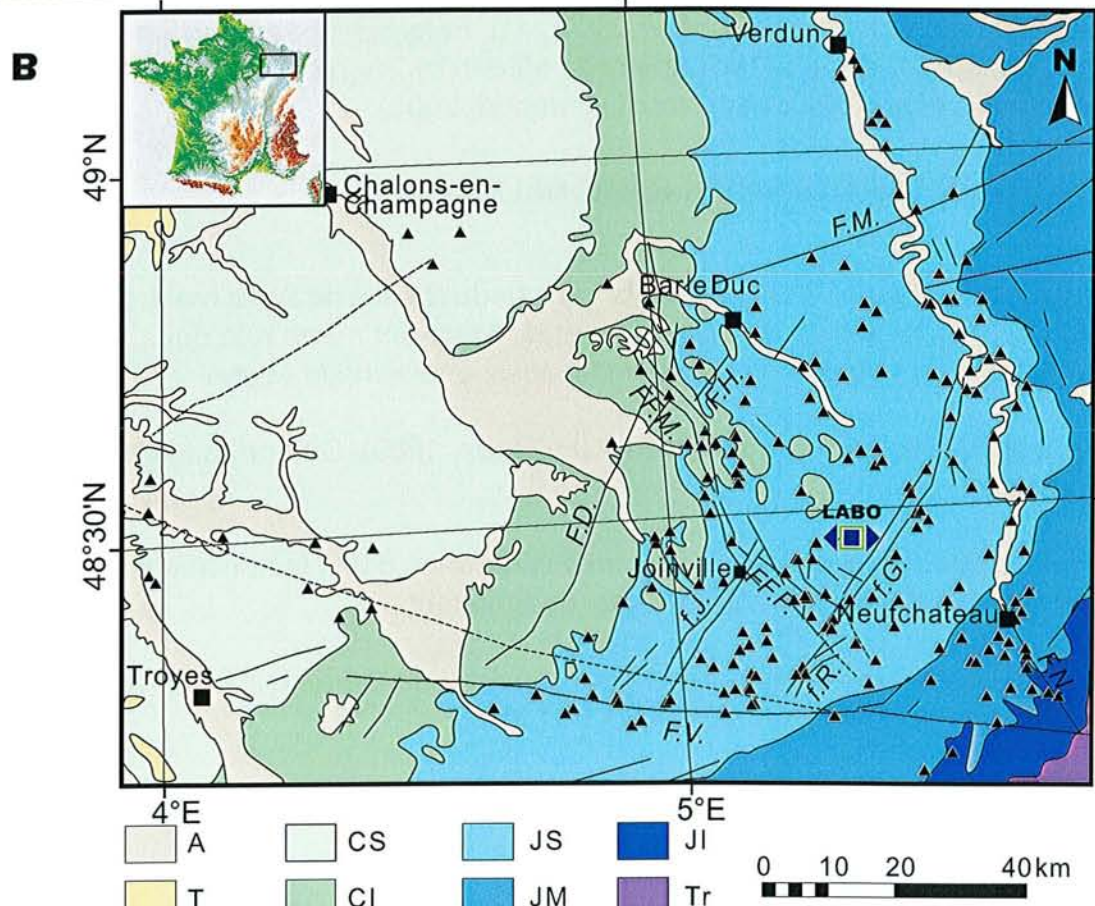
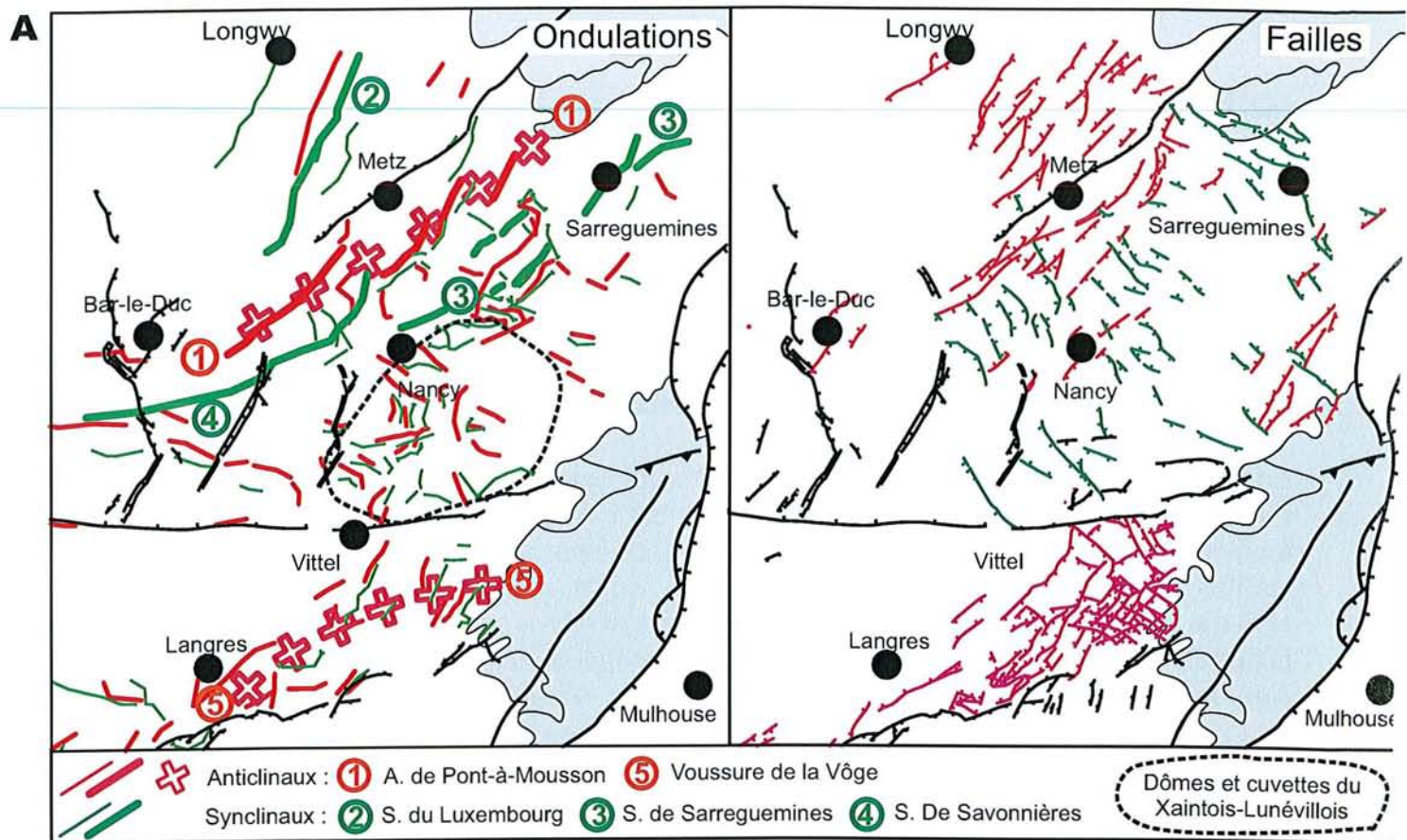


Figure 3 : A, Les principales structures de l'Est du Bassin de Paris (d'après Le Roux 1980, 1999, 2000); B, Carte géologique simplifiée de l'Est du Bassin de Paris ; localisation de tous les sites microtectoniques (triangles noirs) ; F.M.= faille de Metz et satellites, FF.M.= failles de la Marne, F.H.= faille d'Haironville, f.J.= fossé de Joinville, f.G.= fossé de Gondrecourt, f.R.= fossé de Roches-Bettaincourt, F.V.= faille de Vittel, F.N.= faille de Neufchâteau, F.D.= faille du Der, FF.P.= failles de Poissons, A= alluvions, T= Tertiaire, CS= Crétacé supérieur, CI= Crétacé inférieur, JS= Jurassique supérieur, JM= Jurassique moyen, JI= Jurassique inférieur, Tr= Trias.

- Enfin au sud de la faille de Vittel, les contreforts des Vosges avec des accidents N40°E et N120°E.

Se remarquent ainsi des structures de type cassant mais aussi tout un système de synclinaux et d'anticlinaux associés qui, comme les failles, marquent les cartes gravimétriques et magnétiques en anomalies (Le Roux, 1980). Leur rôle dans la sédimentation et la structuration de la partie orientale du Bassin parisien est tout à fait majeur, principalement au Malm, comme pour le synclinal de Savonnières dont le jeu tithonien entraîne une surépaisseur des séries au niveau de son axe (Demassieux, 1971; Le Roux, 1999; Le Roux, 2000).

Si l'on considère maintenant les accidents régionaux cassants, un certain nombre d'époques semblent plus favorables à une tectonique synsédimentaire :

- La faille de Metz joue durant le Permien, elle est réactivée au Lias durant la sédimentation (Le Roux, 1980), fin Lias début Dogger, le compartiment messin est le siège d'une tectonique en périphérie de l'accident principal donnant naissance à d'autres failles N30°E à N50°E (localisées entre Metz et Longwy, Figure 3 A) ;
- La faille de Vittel joue au Permien. Elle est cachetée par le Buntsandstein (Héritier et Villemin, 1971; Le Roux, 1980; Mégnien, 1980). Ensuite au Lias et plus discrètement au Dogger, elle a une action synsédimentaire. Enfin, au Malm, elle fonctionne à nouveau, d'après les travaux des pétroliers, selon une phase compressive qui engendre des flexures à faible rayon de courbure dans tout le bassin (Héritier et Villemin, 1971; Mégnien, 1980).

Les données régionales ne permettant pas de discriminer l'action de la tectonique fini crétacée (phase laramienne) ainsi que toute l'histoire tertiaire, d'où la nécessité de se raccorder aux études d'ensemble et aux travaux concernant les zones du Bassin de Paris où ces terrains existent pour raccorder nos observations (Figure 3 B) à l'évolution globale du bassin.

Cet aperçu des périodes d'activités tectoniques synsédimentaires mésozoïques pour les accidents régionaux pose le problème de la discrimination entre, d'une part, le rôle de la tectonique, et d'autre part, les effets liés à la compaction qui peuvent induire des décalages dans les séries. Il est donc nécessaire de donner un éclairage nouveau sur les relations entre la sédimentation et la tectonique pour l'Est du Bassin de Paris. C'est le propos de la partie suivante, qui va s'attacher à restaurer les épaisseurs des dépôts au moment de leur sédimentation.

2. RESTAURATION DES ÉPAISSEURS DES DÉPÔTS

1. INTRODUCTION

L'importance des phénomènes décrits précédemment comme résultant de l'action de la tectonique synsédimentaire ne doit pas exclure la possibilité d'avoir affaire en partie au réarrangement des sédiments lors de leur diagenèse et plus particulièrement lors des phases de compaction.

La mise en place de décalages dans les séries lors de leur enfouissement est due à des différences dans les degrés de compaction entre 2 zones d'une même unité présentant des forts contrastes de lithologie et/ou une diagenèse particulière. Ce phénomène appelé « compaction différentielle » peut engendrer la formation de structures d'échelles centimétriques mais aussi plurimétriques à décimétriques (Conybeare, 1967; Magara, 1968; Perrier et Quiblier, 1974; Pinoteau, 1986; Maillart et Beaudoin, 1989; Truyol, 1991; Hunt et Fitchent, 1999).

Les cas où la compaction entraîne une modification de la géométrie des dépôts à la suite de mouvements différentiels au sein des séries dépendent de plusieurs facteurs :

- De la nature des sédiments et de leur variabilité latérale ;
- De la géométrie de l'aire de dépôt, qu'elle soit d'origine tectonique (relief de faille) ou sédimentaire (delta, récif....) ;
- De la diagenèse (cimentation précoce).

Des décalages peuvent ainsi apparaître à la faveur de successions lithologiques aux rhéologies contrastées avec des géométries particulières. Par exemple, dans le cas des calcaires récifaux du Bajocien de Lorraine, les faciès marno-calcaires venant combler les espaces entre les massifs bioconstruits sont affectés par une compaction plus intense et peuvent induire de légères pentes sans réelles conséquences sur la structure générale (Figure 4).

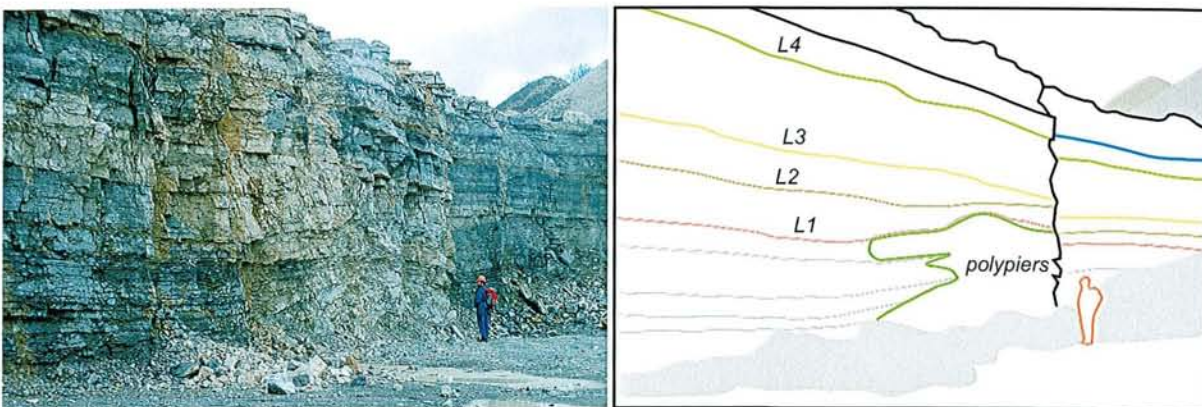


Figure 4 : Carrière de l'Étanchotte, Bajocien inférieur, comblement du relief autour d'un massif construit de L1 à L3, disparition du relief au niveau de L4.

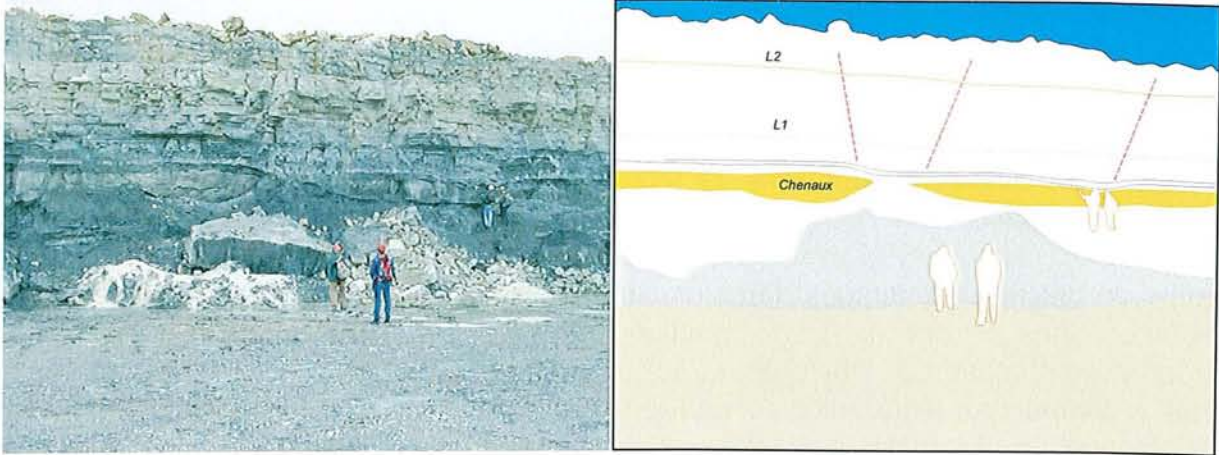


Figure 5 : Carrière de Pagny sur Meuse, Oxfordien supérieur, léger diaclasage entre L1 et L2 en relation avec la compaction différentielle aux limites de chenaux calcaires intercalés dans des argiles.

Un autre exemple a été trouvé dans l'Oxfordien supérieur de Lorraine, où l'on observe des diaclases liées à la compaction différentielle entre des remplissages carbonatés de chenaux disposés au sein d'une couche argilo-marneuse (Figure 5).

Ces exemples de déformation concernent des structures dépassant à peine quelques mètres, avec des rejets verticaux quasi-nuls. Il faudra donc rechercher des morphologies plus importantes, à l'échelle du bassin, susceptibles d'engendrer des décalages plurimétriques. Dans l'histoire du Bassin de Paris il est possible d'identifier un certain nombre de périodes susceptibles de présenter des successions lithologiques favorables au développement de la compaction différentielle. Ces périodes pouvant être aussi le siège d'événements tectoniques, d'où l'intérêt de cette approche qui se propose de faire la part des choses.

L'outil qu'est la décompaction nécessite dans une première étape de préciser les processus contrôlant la compaction, ceci afin de pouvoir proposer par la suite, des lois de compaction adaptées aux différentes lithologies et faciès.

2. PRINCIPES DE LA COMPACTION

2.1. Qu'est-ce que la compaction ?

Le passage de l'état de sédiment à celui de roche implique d'une part la perte de volume par réduction de la porosité et d'autre part le développement de cimentations (Hedberg, 1936; Conybeare, 1967; Beaudoin *et al.*, 1987; Choquette, 1990; Truyol, 1991). Les phénomènes qui participent au processus complexe de lithification sont multiples, on note : les réarrangements entre grains, l'expulsion de l'eau contenue initialement (compaction mécanique) et enfin le comblement de la porosité résiduelle lors de phases de cimentations associées aux circulations et à la pression-dissolution (compaction chimique). La variation de volume peut-être caractérisée par le taux de compaction, calculé simplement comme étant le rapport de l'épaisseur initiale des sédiments sur l'épaisseur finale de la roche (Figure 6). Généralement le taux de compaction est recalculé à partir des porosités.

Il existe de nombreuses données bibliographiques

sur l'évolution de la porosité en fonction de la profondeur, à partir de mesures directes sur forages carottés ou alors par extrapolation des données diagraphiques. Les lois de compaction basées sur l'évolution de la porosité intègrent compaction mécanique et compaction chimique. Ici, on se propose de déterminer des fonctions donnant le taux de compaction en fonction de la profondeur pour les lithologies rencontrées dans l'Est du Bassin parisien.

2.2. Pourquoi décompacter ?

Pratiquement aucun sédiment ne s'est déposé dans l'état dans lequel nous l'étudions aujourd'hui. Les géométries des différents corps sédimentaires et notamment leurs épaisseurs, ont été profondément affectées par la compaction. Il apparaît fondamental de décompacter les séries par étapes pour se rapprocher au mieux des conditions de dépôt et de leur évolution au cours de l'enfouissement. La subsidence tectonique du Bassin de Paris (Figure 2B) a pu être calculée par décompaction des séries corrigée des variations eustatiques (Brunet, 1980; Brunet, 1981). De même, les travaux basés sur la stratigraphie séquentielle et les calculs d'accommodation par décompaction (Robin, 1997; Robin, *et al.*, 2000) ont permis de détailler les grandes phases dans l'évolution du Bassin de Paris (vitesses d'accommodation), ceci sur des échelles temporelles et géographiques relativement larges (Figure 2A).

La compaction peut aussi entraîner des déformations et la création de fractures ou de morphologies induisant des modifications dans l'organisation des dépôts sédimentaires (Conybeare, 1967; Maillart, 1991; Bjorlykke et Hoeg, 1997; Hunt et Fitchent, 1999 et références internes). En décompactant, il est possible de s'affranchir d'artefacts qui peuvent être provoqués par une compaction différentielle sur un substrat structuré ou bien entre des faciès à taux de compaction contrastés. Pour l'objectif structural, la décompaction permet

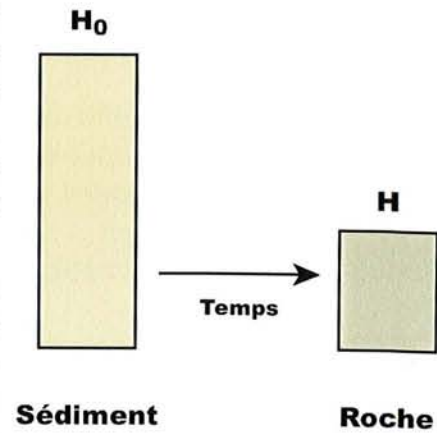


Figure 6 : Evolution de l'épaisseur de la pile de sédimentaire (H_0) à la roche (H) en fonction du temps, le taux de compaction est donné par la relation $T=H_0/H$.

de discriminer une origine tectonique ou purement sédimentaire des mouvements observés (Maillart, 1991).

L'objectif du présent travail est donc dans un premier temps de définir des lois de compaction pour les séries mésozoïques de l'Est du Bassin de Paris, afin de proposer un modèle de décompaction. Ce modèle permet d'établir des cartes en isopaques décompactées ainsi que des coupes autour des accidents régionaux. Ces cartes vont constituer de nouveaux outils dans la détection des périodes d'activité tectonique mais aussi une base de données dont l'exploitation doit permettre de distinguer les décalages dus à la tectonique de ceux provenant de la compaction différentielle. La précision de ces cartes et coupes décompactées dépend des limites stratigraphiques ainsi que du détail des informations lithologiques disponibles, ce qui peut nous amener à travailler sur des épaisseurs de quelques dizaines de mètres à plusieurs centaines de mètres et ainsi repérer des décalages du même ordre de grandeur.

2.3. Relations entre la porosité et le taux de compaction

La compaction intervient dès le dépôt des sédiments et jusqu'aux profondeurs de plusieurs kilomètres (Conybeare, 1967; Bathurst, 1971; Pinoteau, 1986; Beaudoin *et al.*, 1988; Truyol, 1991; Bjorlykke et Hoeg, 1997 et références internes). La réduction de porosité est plus importante dans les premiers stades d'enfouissement avec un rôle majeur de la cimentation sur la valeur de taux de compaction atteint puisqu'une cimentation précoce va limiter les possibilités de réarrangement entre les grains lors du stade de compaction mécanique (Coogan, 1970; Chanda *et al.*, 1977; Schmoker et Halley, 1982; Bathurst, 1983; Meyers et Hill, 1983; Beaudoin, *et al.*, 1988; Beaudoin *et al.*, 1989b; Ricken et Eder, 1991). Le suivi de la compaction au cours de l'enfouissement profond des roches sédimentaires a pu être quantifié grâce aux données de forages. Des études dans des champs pétroliers, à partir des enregistrements diagraphiques (Conybeare, 1967; Magara, 1968; Manus et Coogan, 1974; Beaudoin *et al.*, 1985; Hunt et Fitchent, 1999; Mallon et Swarbrick, 2002) permettent de visualiser l'évolution de la porosité (issue de l'interprétation des outils diagraphiques) avec la profondeur. Les courbes obtenues montrent une relation de type exponentielle entre la porosité et la profondeur d'enfouissement, caractéristique de chacun des matériaux. Les travaux sur les sédiments déposés récemment au fond des océans (Hamilton, 1976) permettent de quantifier l'importance de la compaction dans les premiers mètres et jusqu'à des profondeurs de plusieurs centaines de mètres, ceci par mesure effective de réduction de la porosité. Ces valeurs, provenant de sédiments en cours de compaction, permettent d'établir pour chaque type de matériau (argiles, argiles sableuses, sédiment carbonaté) des lois de réduction de la porosité fonction de l'enfouissement (Figure 7). Toujours d'après les mêmes travaux (Hamilton, 1976) il est proposé pour des sédiments calcaires sous-marins (boue calcaire) une loi d'évolution de la porosité de type :

- $\phi(z) = 0,72 - 0,987(z/1000) + 0,830(z/1000)^2$ avec ϕ = porosité, z = profondeur en mètres ;

et pour des sédiments argileux sous-marins :

- $\phi(z) = 0,814 - 0,813(z/1000) - 0,164(z/1000)^2$ avec ϕ = porosité, z = profondeur en mètres.

D'autres travaux (Beaudoin, *et al.*, 1987) proposent des équations légèrement différentes liant profondeur et porosité (Figure 7) :

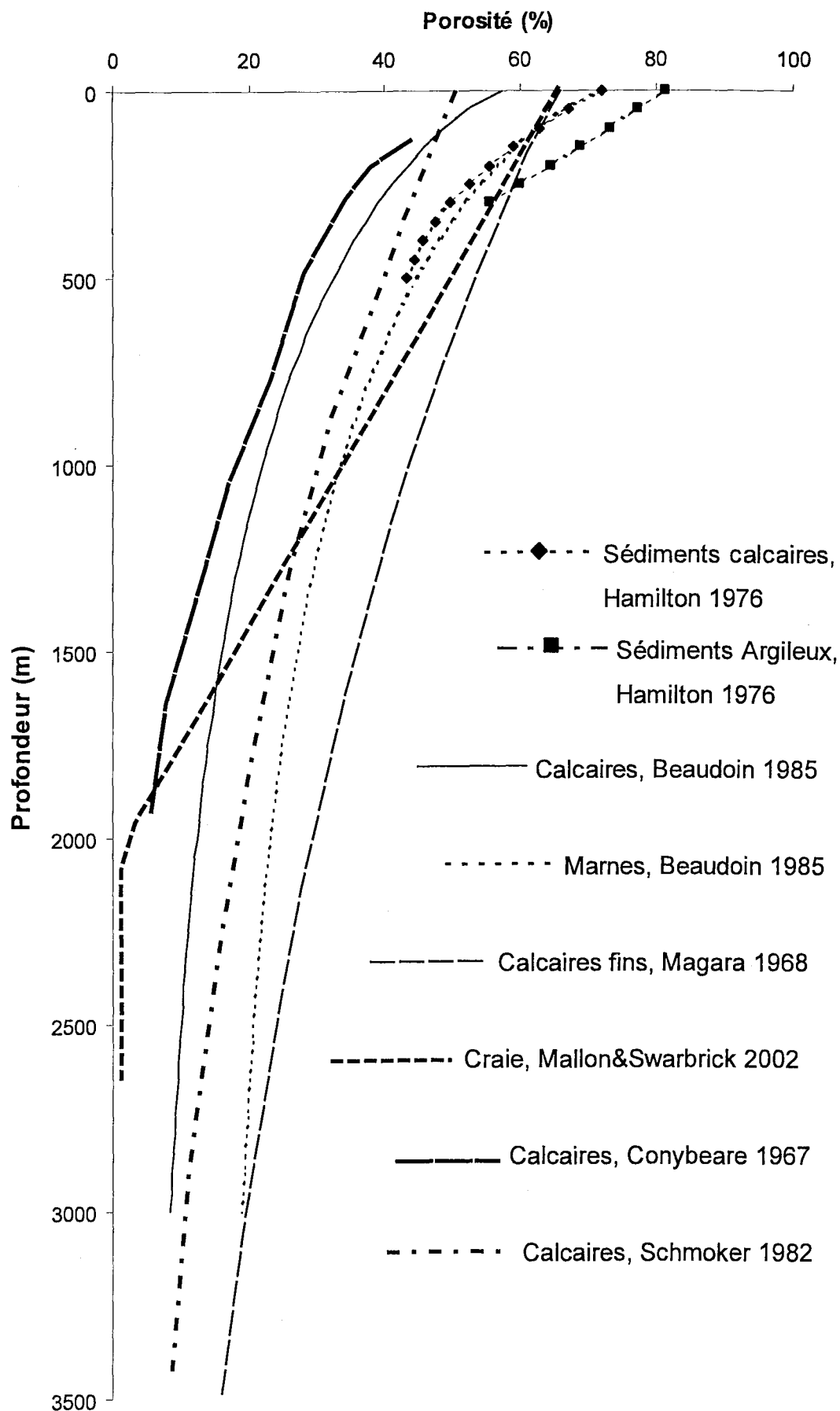


Figure 7 ; Lois d'évolution de la porosité en fonction de l'enfouissement selon différents auteurs pour des lithologies variées.

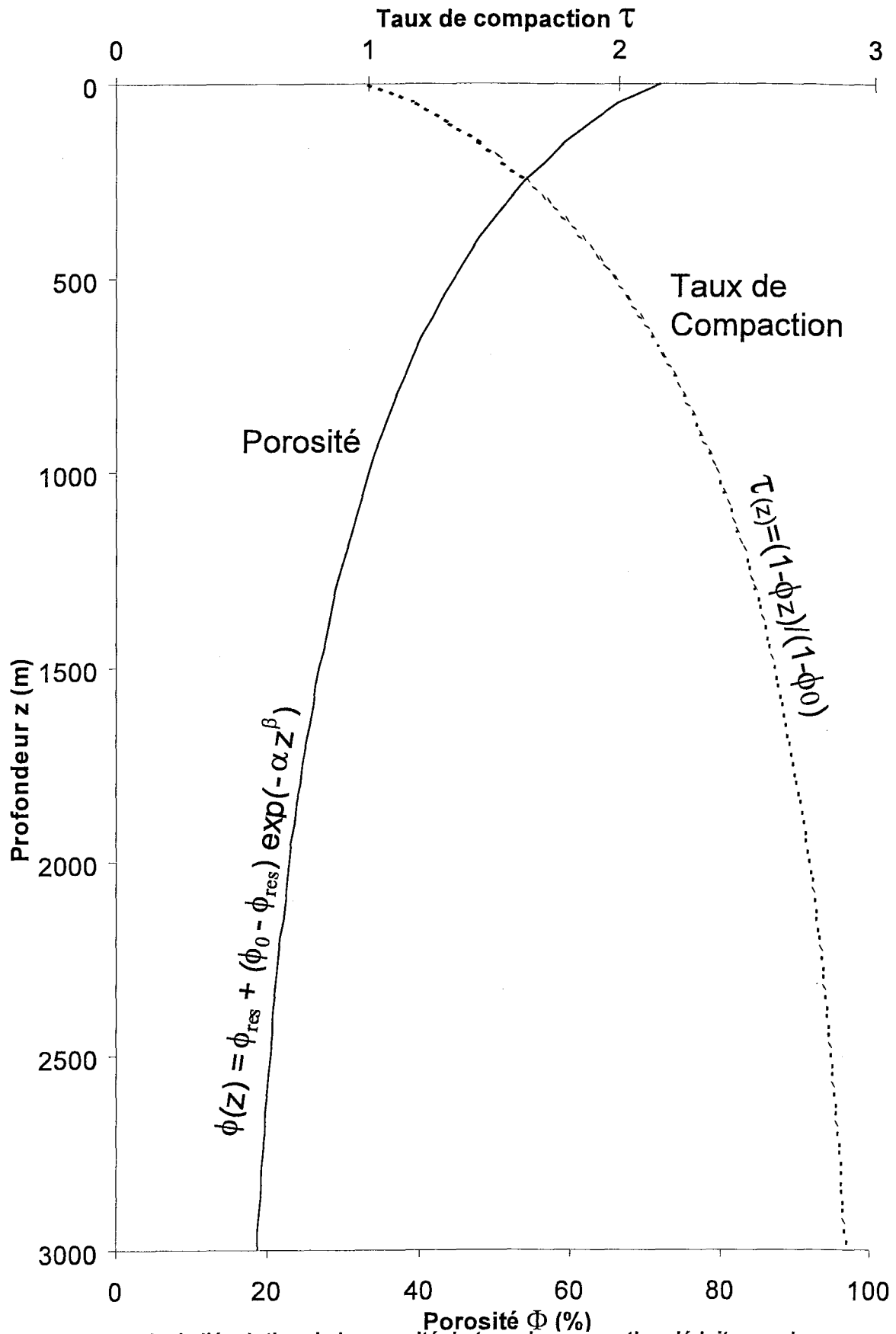


Figure 8 : Exemple de l'évolution de la porosité du taux de compaction déduit pour des marnes avec : $\phi_0 = 0,72$ (sédiment original), $\alpha = 4,5 \cdot 10^{-3}$ $\beta = 0,8$.

- $\phi(z) = \phi_{\text{res}} + (\phi_0 - \phi_{\text{res}}) \exp(-\alpha z^\beta)$ avec ϕ_{res} = porosité résiduelle (à la limite diagénèse/métamorphisme), ϕ_0 = porosité à profondeur nulle (sédiment originel), α et β fixés tel que $\alpha = 4,5 \cdot 10^{-3}$ $\beta = 0,8$ et z recouvrement exprimé en mètres.

Pour des marnes il est proposé (Beaudoin, *et al.*, 1985) :

- $\phi_{\text{res}} = 15\%$
- $\phi_0 = 72\%$

De même, une loi moyenne a pu être établie pour les calcaires, avec les coefficients suivants (Beaudoin, *et al.*, 1985) :

- $\phi_{\text{res}} = 5\%$
- $\phi_0 = 57,5\%$

La différence de comportement des courbes de porosité en fonction de la profondeur ne réside que dans le choix des valeurs de porosité initiale et résiduelle, ce qui implique de connaître précisément la nature de la roche, sans quoi le taux de compaction déduit pourra être sous ou surestimé. De plus, il est à noter que ces lois ne sont valables que si la compaction et les phénomènes de diagénèse se font à quantité de matière solide constante (Beaudoin *et al.*, 1984; Beaudoin, *et al.*, 1987).

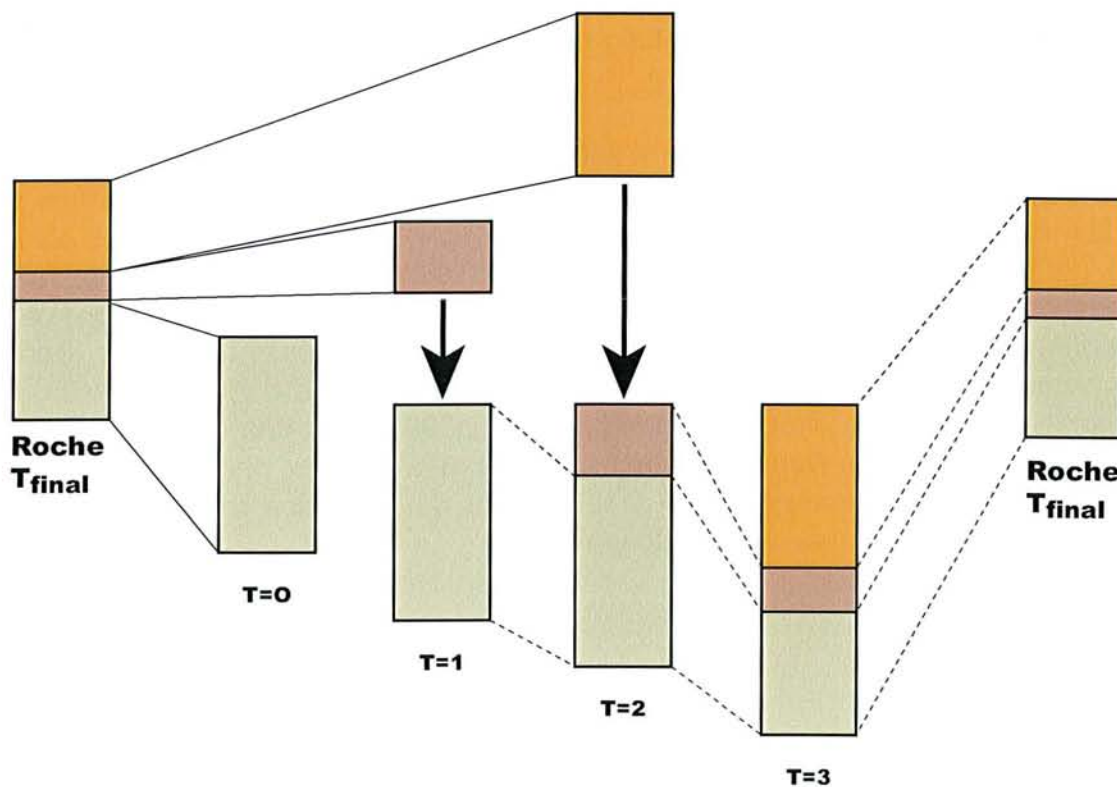


Figure 9 : Procédure de décompaction ; à partir d'une roche, les unités sont décompactées (traits pleins) une à une puis sont empilées l'une sur l'autre (flèches) en intégrant la compaction (traits en pointillés) au fur et à mesure, depuis T=0 jusqu'à l'actuel.

Ces lois rendent compte de la baisse rapide de porosité dans les premières centaines de mètres d'enfouissement, c'est une constante quel que soit le type de sédiment carbonaté. Les nombreuses études effectuées à travers le monde, dans les différents bassins pétroliers, montrent les mêmes tendances dans l'évolution de la porosité avec la profondeur (Figure 7). Il faut tout de même garder à l'esprit que des phénomènes comme les surpressions de fluides (Magara, 1968; Mallon et Swarbrick, 2002) ainsi qu'une diagenèse particulière (e.g. dolomitisation/dédolomitisation (Reinhold, 1998)) peuvent limiter la compaction et induire des anomalies, aussi on veillera à les détecter dans la mesure du possible.

Pour passer de la porosité au taux de compaction on utilise le rapport :

- Taux de compaction $\tau = (1\text{-porosité finale})/(1\text{-porosité initiale})$.

Ce qui permet de construire pour une évolution donnée de la porosité en fonction de la profondeur les variations du taux de compaction (Figure 8).

C'est à partir de ces lois de compaction que sont construits les modèles de décompaction. La pile sédimentaire est alors découpée en unités selon les lithologies prédéfinies (Figure 9), puis en fonction du pas choisi (en général quelques mètres), chaque couche est déposée et voit sa porosité évoluer en fonction de l'enfouissement (Sclater et Christie, 1980; Beaudoin, *et al.*, 1984; Beaudoin, *et al.*, 1985; Maillart, 1991).

La décompaction est utilisée dans les calculs des épaisseurs de paléorecouvrements (Beaudoin, *et al.*, 1984), ainsi que pour estimer la subsidence (Brunet *et al.*, 1984) et plus généralement dans l'étude de l'évolution sédimentaire des champs pétroliers (Baldwin, 1971; Pinoteau, 1986).

L'utilité de ces lois de décompaction n'est donc plus à démontrer, mais dans le cadre de l'étude de séries marno-carbonatées il est nécessaire de prendre certaines précautions. En effet la méthode étant basée sur la mesure des porosités et sur le principe de conservation de la matière, il faut se demander dans quelle mesure les phénomènes, tels que la cimentation et les transferts liés à la migration de fluides (pression-dissolution) ne peuvent pas induire des biais, dans la relation entre compaction et porosité (Beaudoin, *et al.*, 1988). C'est pourquoi dans le cadre de cette thèse, nous proposons d'approcher les valeurs de compaction par mesure directe (Beaudoin, *et al.*, 1987), sur des objets caractéristiques, quand cela est possible. Nous tenterons aussi de quantifier les phénomènes de pression-dissolution pour les calcaires, grâce à une étude détaillée des relations entre les joints stylolitiques et les différents faciès calcaires.

3. MESURE DIRECTE DE LA COMPACTION DANS LES ARGILES

Les objets permettant de mesurer directement la compaction sont nombreux dans les séries argileuses et silico-clastiques (Beaudoin, *et al.*, 1987; Truyol, 1991). Il s'agit de figures liées à la compaction différentielle entre un objet dur peu déformable (fossile, chenal gréseux, filon gréseux) et son encaissant fortement déformable (argiles, marnes). C'est la compaction mécanique qui conduit à de telles déformations. Dans le cas des séries marno-carbonatées du Mésozoïque de l'Est du Bassin de Paris, nous avons étudié en détail les formations argileuses de l'Oxfordien inférieur. Ces niveaux sont constitués de marnes à nodules calcaires qui présentent un très grand intérêt dans l'estimation de la compaction (Hanzo, 1978; Hanzo, 1979; Hanzo et Poirson, 1988; Terrab, 1996 et références internes). En effet, grâce au processus rapide de formation des nodules calcaires il est possible d'estimer les porosités synnodulisation du sédiment et par comparaison, de déduire le taux de compaction post-nodulisation. Le principe (Lippmann, 1955; Seibold, 1962; Beaudoin *et al.*, 1989a; Ricken et Eder, 1991; Truyol, 1991; Marrakachi, 1993; Beaudoin *et al.*, 2002) repose sur la formation des nodules par migration des carbonates dans la porosité autour d'un nucleus (coquille par exemple), puis cimentation sous quelques mètres de recouvrement (<10m). Le processus est quasi instantané à l'échelle géologique, figeant ainsi l'état des sédiments avant une compaction plus poussée.

3.1. Nodulisation

Les hypothèses de départ utilisées sont celles d'un sédiment homogène, avec une quantité totale d'insolubles (minéraux argileux) constante au cours du temps. Le carbonate nécessaire à la cimentation des nodules est puisé dans le sédiment environnant, considéré comme un réservoir infini. La situation de départ est donnée par les pourcentages volumiques : de porosité (Φ_0), de carbonate (C_0) et d'insoluble (I_0) (Figure 10). Lors de la formation des nodules, la porosité est presque intégralement cimentée dans le volume des nodules, figeant ainsi la quantité d'insolubles (I_0). Puis les sédiments subissent l'essentiel de la compaction en perdant l'eau présente dans la porosité. La situation actuelle est définie

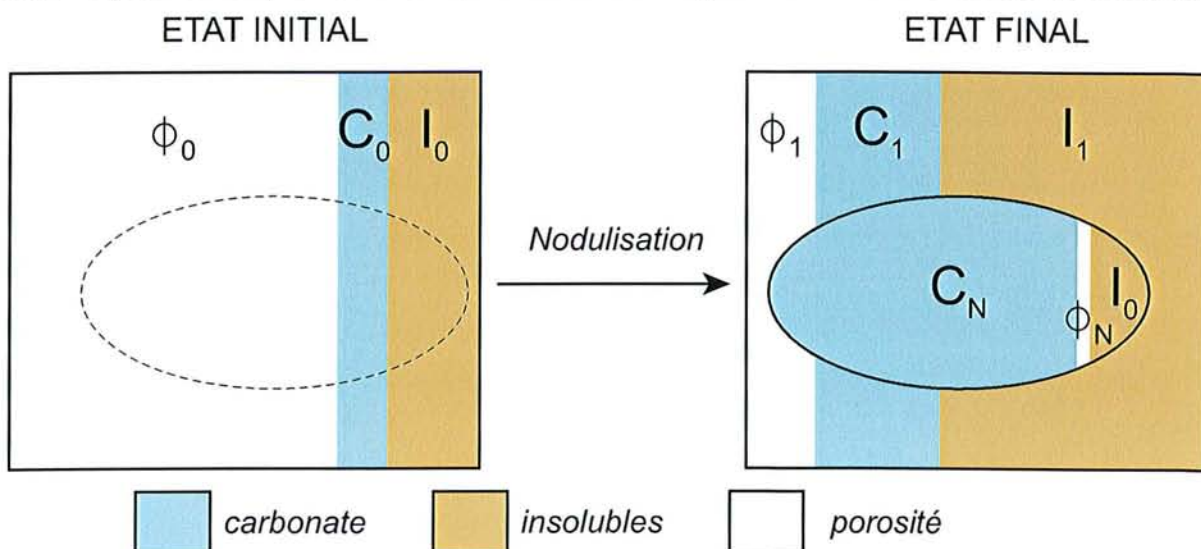


Figure 10 : Principe de la nodulisation, formation précoce de nodules carbonatés par cimentation de la porosité. Φ_0 = porosité initiale, I_0 = volume initial d'insoluble, C_0 = volume initial de carbonate, Φ_1 = porosité finale, I_1 = volume final d'insoluble, C_1 = volume final de carbonate, Φ_N = porosité finale du nodule, C_N = volume final de carbonate dans le nodule. D'après Beaudoin *et al.* (1989a) et Beaudoin *et al.* (2002) modifiés.

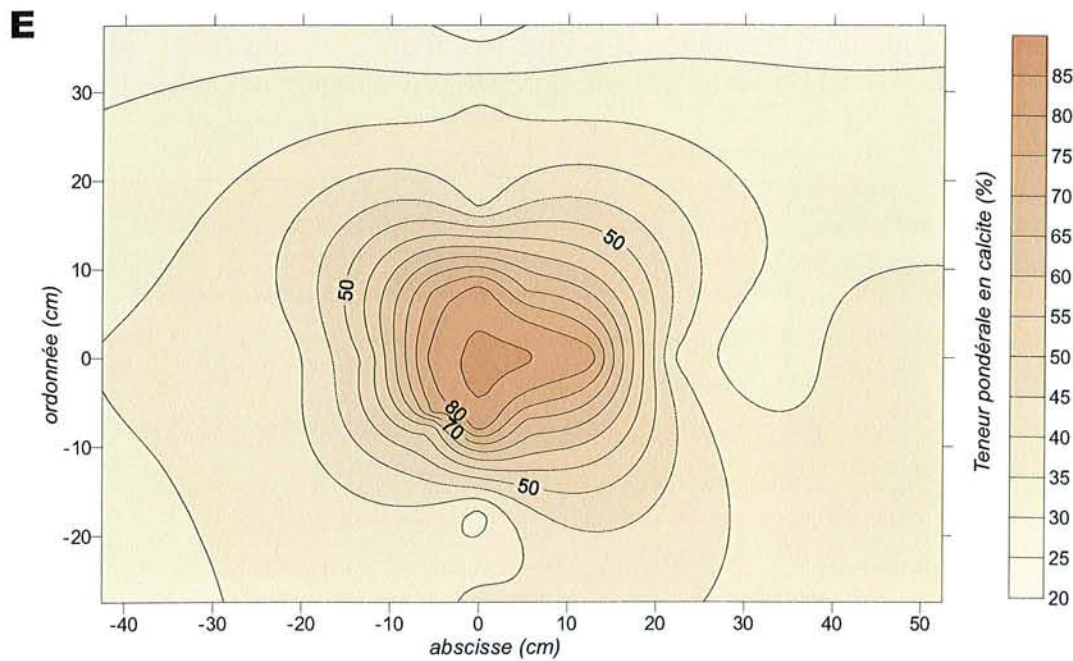
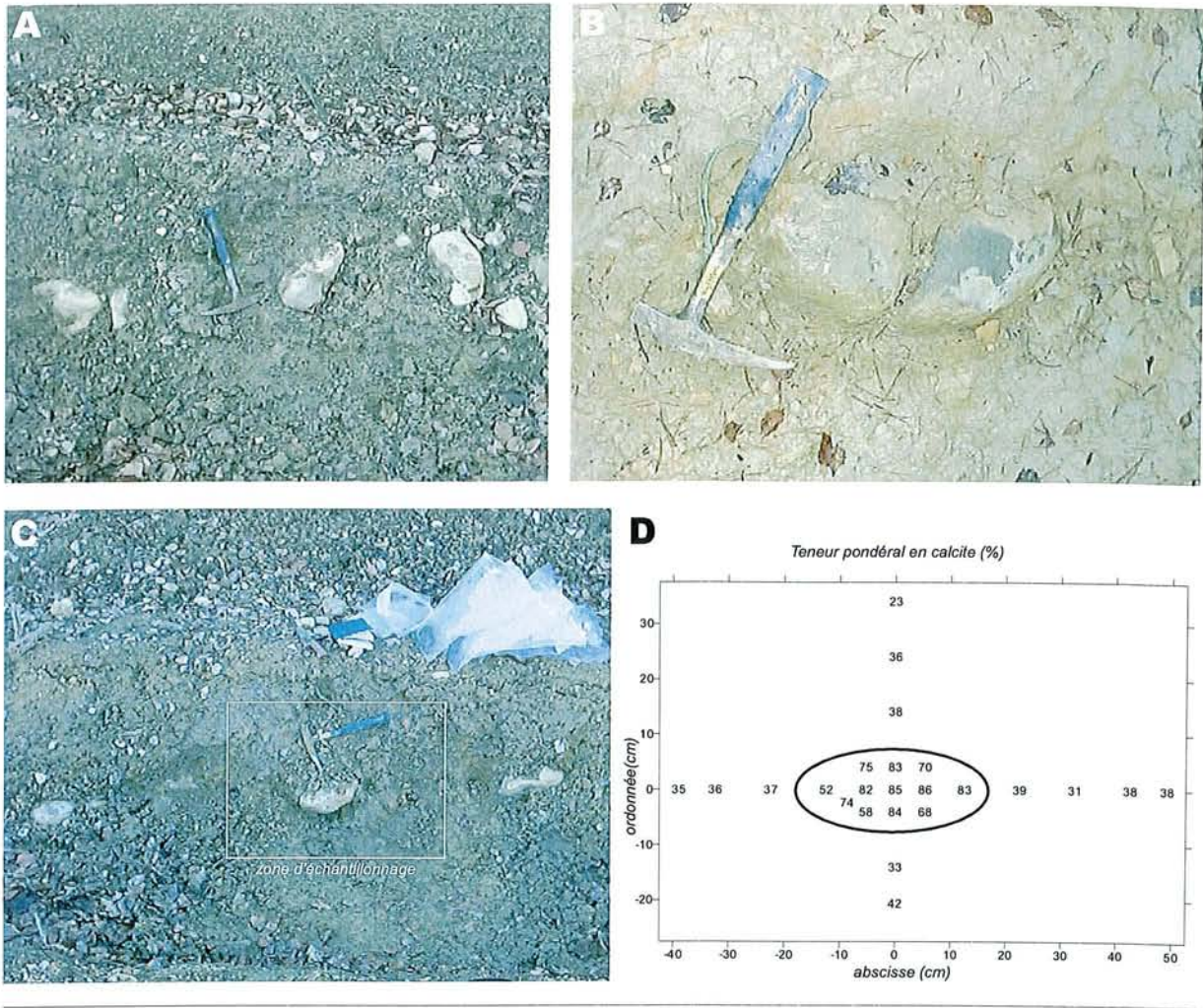


Figure 11 : Nodules carbonatés de l'Oxfordien inférieur, site d'Humberville ; A, photographie d'un alignement horizontal de nodules calcaires dans des marnes ; B, photographie en détail d'un nodule ; C, localisation des analyses de calcimétrie ; D, valeur de la calcimétrie, le repère est centré sur le cœur du nodule (0,0), X et Y en cm ; E, représentation après krigeage des analyses de calcimétrie.

par des nouvelles valeurs de pourcentages volumiques : de porosité (Φ_1), carbonate (C_1) et insoluble (I_1) pour l'encaissant marneux. Au cours de la compaction, du sédiment à la roche, le rapport entre volume de carbonate et volume d'insolubles est supposé constant : $C_0/I_0=C_1/I_1$. Connaissant I_0 , C_1 et I_1 on peut recalculer C_0 et comme $C_0+I_0+\Phi_0=100\%$ on en déduit $\Phi_0=100-C_0-I_0$.

Les valeurs de porosité initiales attendues pour des nodules dans un encaissant marno-argileux sont de l'ordre de 60 à 80% (Lippmann, 1955; Seibold, 1962; Beaudoin, *et al.*, 1989a; Beaudoin, *et al.*, 2002). Nous allons appliquer ce modèle aux niveaux de marnes à « miches » calcaires présents sous le Terrain à chailles au sommet des Argiles de la Woèvre (Collin et Courville, 2000; Hibschi *et al.*, 2001).

3.2. Application aux Argiles de la Woèvre

L'affleurement d'Humberville (Hibschi, *et al.*, 2001), offre une coupe cumulée de 80 m de haut, le long d'un fossé creusé dans les Argiles de la Woèvre (Callovien supérieur – Oxfordien inférieur). Les niveaux de nodules sont subhorizontaux (Figure 11 A) et les nodules ont des formes variées, principalement en ellipsoïdes (Figure 11 B). Deux types d'échantillonnages ont été pratiqués, tout d'abord une coupe verticale traversant 5 niveaux de nodules (15 points dans les marnes et 7 sur les nodules), puis deux prélèvements plus détaillés autour de 2 nodules (23 points dans les marnes et 17 sur les nodules).

Sur chacun des échantillons, la calcimétrie (calcimètre Bernard) et la densité (par pesée hydrostatique) ont été déterminés, ce qui permet de recalculer les pourcentages volumique de carbonate, des insolubles et la porosité (Tableau 1).

	Nombre d'analyses	Moyenne	Minimum	Maximum	Ecart type
Nodules	24				
%vol porosité		3,5	0,1	8,2	1,8
%vol calcite		72,3	48,5	89,7	10,5
%vol insolubles		24,3	4,5	50,6	11,5
Marnes	38				
%vol porosité		20,2	9,0	24,4	2,3
%vol calcite		23,1	6,3	40,0	8,5
%vol insolubles		56,8	37,8	72,6	9,2

Tableau 1 : Résultats d'analyses sur nodules et encaissant en pourcentages volumiques.

L'échantillonnage détaillé autour d'un nodule (Figure 11 C) rend compte des variations de teneurs en carbonate entre le cœur et le cortex, ainsi que pour l'encaissant (Figure 11 D et E). Les plus fortes variations de calcimétrie s'observent dans le nodule avec un différentiel de 30% en CaCO_3 entre le cœur (80%) et la bordure (50%). Cette différence de cimentation s'explique par le processus de nodulisation qui pompe, de façon centripète, le carbonate présent dans l'environnement proche du nodule. C'est pourquoi il faut considérer les

		<i>Valeurs</i>
Cœur des nodules		
<i>%vol insolubles</i>	<i>l1</i>	12,8
Marnes hors zone de nodules		
<i>%vol calcite</i>	<i>C</i>	23,1
<i>%vol insolubles</i>	<i>l</i>	56,8
Taux de compaction	$= (C+l) / (1+(C/l)*l1)$	4,4
Porosité initiale	$= 100 - (C+l) / 4,4$	82

Tableau 2 : Synthèse des données utilisées pour recalculer les taux de compaction et les porosités initiales des sédiments.

teneurs en carbonate du cœur des nodules pour recalculer la porosité initiale. Le calcul de la porosité initiale et du taux de compaction se fait alors en prenant :

- pour les nodules un pourcentage d'insolubles égal à la moyenne moins l'écart type afin de s'approcher des teneurs minimales ;
- pour les marnes, les valeurs moyennes de pourcentage d'insolubles sont utilisées.

Les résultats donnent une porosité initiale de l'ordre de 80% et un taux de compaction autour de 4 (Tableau 2), ce qui correspond à la limite supérieure des valeurs attendues (Lippmann, 1955; Seibold, 1962; Beaudoin, *et al.*, 1989a; Beaudoin, *et al.*, 2002). Par la suite, cette valeur sera utilisée comme référence pour les argiles avec de légères variations liées à la présence de 5-10% d'une fraction détritique silto-sableuse qui va diminuer d'autant la porosité initiale.

Pour les sédiments plus calcaires c'est la compaction chimique qui va constituer le mécanisme principal de réduction de la porosité, avec un impact sur les épaisseurs des séries. La compaction chimique s'exprime sous la forme de joints stylolitiques, qui peuvent aussi être des marqueurs de tectonique et le siège de circulations de fluides lors des épisodes de dissolution. Ces objets vont donc être étudiés sous ces différents aspects dans le chapitre suivant.

4. RÔLE DES STYLOLITES DANS LA DIAGENÈSE ET LA COMPACTION

4.1. Objectifs

Principaux témoins de la compaction chimique, les stylolites méritent largement qu'on s'intéresse en détail à leur organisation et aux processus liés à leur genèse.

Ce chapitre va donc explorer plusieurs approches, dont les objectifs sont d'apporter des compléments d'informations sur les mécanismes contrôlant le développement des stylolites.

Après un bref rappel sur l'état des connaissances, les relations entre la distribution verticale des stylolites et les faciès seront étudiées au travers d'un travail multi-scalaire. Les données traitées vont de l'observation des stylolites à l'échelle d'un front de taille, jusqu'aux relations microscopiques entre les pics stylolitiques et la structure de la roche.

La morphologie même des joints stylolitiques sera détaillée et classifiée par une méthode visuelle puis automatiquement par analyse d'image. Le but est d'établir le plus objectivement possible, les corrélations existantes entre les formes des stylolites (amplitude, rugosité, tortuosité, etc.) et la nature de l'encaissant, au regard de l'histoire diagénétique et tectonique du massif.

Enfin, plusieurs approches seront proposées, permettant d'estimer les volumes de matières dissoutes en intégrant les principaux résultats des parties précédentes. Les techniques utilisées pour retrouver l'état initial sont de 2 types, tout d'abord une reconstruction géométrique de la partie dissoute autour d'objets reconnaissables (oolites), puis à partir de l'étude détaillée de la distribution des insolubles entre le joint stylolitique et la roche encaissante.

L'ensemble de ces travaux doit permettre de proposer une série de lois de compaction spécifiques aux carbonates.

4.2. Généralités

Les effets de la compaction chimique sont très importants dans les séries carbonatées (Bathurst, 1991), ils s'expriment principalement sous la forme de joints stylolitiques stratiformes (notés JSS par la suite) (Arthaud et Mattauer, 1969; Bodou, 1976; Coulon, 1992).

Les auteurs proposent des volumes de dissolution dus à la stylolitisation de 5 à 20% de l'épaisseur initiale de la roche (avant compaction chimique), ce qui pour certains faciès représente plus des $\frac{2}{3}$ de la réduction d'épaisseur totale effective lors de la lithification. Les stylolites sont connus et étudiés depuis le XIX^{ème} siècle, mais leur mode de mise en place a longtemps été sujet à controverse et n'est admis que depuis moins d'un siècle (Stockdale, 1922; Dunnington, 1954).

Le mécanisme de pression-dissolution, responsable de la formation des joints stylolitiques reste relativement mal connu. Les paramètres sont très variés et dépendent fortement de

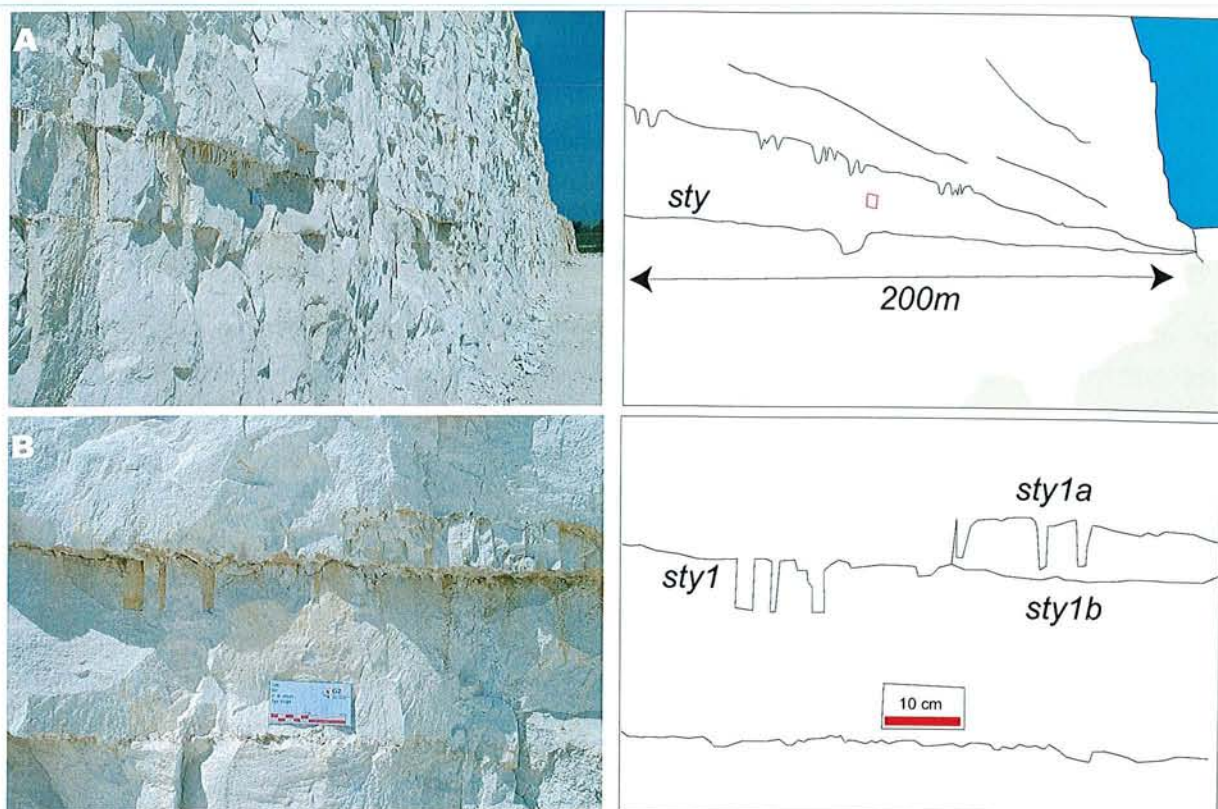


Figure 12 : Photographies des fronts de taille de la carrière de Maxey sur Vaize, Oxfordien moyen à supérieur ; A, stylolite stratiforme (sty) continu sur 200m ; B, détail de dichotomie sur un stylolite stratiforme, sty1= joint principal, sty1a= joint secondaire à pics de forte amplitude, sty1b= joint secondaire à pics d'amplitude quasi nulle.

la lithologie/texture de la roche, de la couverture sédimentaire, de la nature des fluides, de leur pression et de leur composition chimique. Une liste non exhaustive de ces paramètres peut être proposée (Park et Schot, 1968) :

- La contrainte et la pression des fluides ;
- La profondeur d'enfouissement ;
- La forme des grains ;
- Le type d'assemblage des grains ;
- L'anisotropie des minéraux et leurs relations ;
- Le fractionnement molaire des minéraux (constante de dissolution) ;
- L'effet de tension de surface entre les minéraux (capillarité) ;
- La compressibilité des phases liquide et solide ;
- La composition des fluides ;
- Les conditions Eh, Ph et T ;
- Le type et degré de néoformations.

Il est reconnu que les stylolites se forment dans un sédiment déjà induré (Stockdale, 1943; Dunnington, 1954), mais très précocement peuvent s'observer les prémices d'une organisation spatiale laminaire avec la concentration des particules d'argiles et de matières organiques selon des horizons de très faible épaisseur (Shinn et Robbin, 1983). De manière générale les auteurs s'accordent pour des profondeurs de déclenchement de la stylolitisation de l'ordre de 300 à 600 m mais des conditions particulières (e.g. texture favorisant les contacts intergranulaires, présence d'anisotropies au départ) peuvent

déclencher la stylolitisation avec moins de 100 m de recouvrement (Shinn et Robbin, 1983; Choquette, 1990). La formation des stylolites nécessite que les grains constitutifs de la roche soient en contact et que la pression de fluide ne soit pas supérieure à un seuil d'inhibition (Mallon et Swarbrick, 2002), d'où une large gamme de profondeurs de déclenchement du phénomène.

Liée à la pression lithostatique ou à une pression issue d'un champ de contrainte (Railsback, 1993), la stylolitisation a un effet important sur la réduction d'épaisseur des séries (Meyers et Hill, 1983; Tucker et Wright, 1990; Leythaeuser *et al.*, 1995). Dans un deuxième temps, les joints stylolitiques constituent un réseau de discontinuités pour les circulations de fluides (Dunnington, 1954; Ferket *et al.*, 2000). Pour ces deux raisons il est indispensable d'étudier leur organisation spatiale et de quantifier les transferts de carbonates induits lors de leur formation.

En Lorraine, les stylolites horizontaux et verticaux ont été reconnus depuis déjà longtemps dans les terrains calcaires (Steiner, 1980; Coulon, 1992; Vincent, 2001). Les deux approches proposées ici sont dans un premier temps, une reconnaissance morphologique des joints stylolitiques selon les faciès calcaires, puis, dans un deuxième temps, une quantification des transferts de matière.

4.3. Distribution verticale et relations avec la lithologie

L'objectif est de pouvoir proposer un modèle de distribution de la stylolitisation en fonction des paramètres inhérents à la roche (Railsback, 1993), les observations et mesures sont donc toujours replacées dans leur contexte lithologique et stratigraphique. Il a été choisi d'analyser les stylolites selon 2 niveaux d'observation, tout d'abord leur organisation/réseau à l'échelle d'un front de taille (Maxey sur Vaise à 20 km au nord de Neufchâteau, Gudmont Villers à 10 km au sud de Joinville et épisodiquement dans le puits d'accès sur le site de Meuse/Haute-Marne, Figure 3), ensuite descendre à la géométrie des lignes de pics (Guzzetta, 1984; Karcz et Scholz, 2003) sur les échantillons issus des carottes des forages ANDRA.

4.3.1. En carrière

Les relevés en carrière permettent d'appréhender l'organisation 2D des niveaux de JSS, sur des profils pluri-décamétriques. Ces observations effectuées sur les différents fronts de taille, dans des lithologies variées, amènent à établir un certain nombre de corrélations entre lithologie et géométrie des stylolites. Ces corrélations pourront ensuite être extrapolées sur les données de forages, dont nous n'avons qu'un échantillonnage discontinu. Des travaux similaires ont déjà été effectués, d'après une synthèse de données bibliographiques en provenance d'affleurements des U.S.A. (Railsback, 1998) mais n'ont pas pu déterminer de lois de distribution verticale par manque d'information sur les lithologies et la présence éventuelle d'hétérogénéités. C'est pourquoi nous tentons ici de renouveler ce type d'étude mais en considérant le maximum de critères, tels que la texture, les épaisseurs des bancs, les surfaces remarquables, etc.

A l'échelle d'un front de taille, les JSS les plus remarquables sont ceux qui se superposent aux limites de bancs. Le cas le plus fréquent correspond à un changement abrupt de

texture (grainstone/mudstone), souligné par un JSS continu. Par contre, on observe des JSS identiques sans aucune relation avec un changement de texture, leur origine étant probablement liée à la présence de micro-hétérogénéités ayant influencé leur formation lors de la diagénèse (e.g. matière organique). Les JSS s'observent sur des distances pluri-décamétriques (Figure 12A) et apparaissent continus (Figure 12B) malgré de fréquentes dichotomies ou relais (Stockdale, 1922). Ces géométries variées semblent pourtant conserver l'unité d'un même joint car lorsqu'ils se séparent en deux segments, la hauteur des pics stylolitiques diminue et la somme des hauteurs des pics des 2 JSS fils reste identique à celle du joint principal (Stockdale, 1922; Bodou, 1976 ; Figure 12B).

Pour tenter de répondre à la question sur la répartition verticale des JSS, une coupe verticale continue a été levée dans la carrière de Gudmont Villers (Oxfordien supérieur). En effet, sur 40 m de front de taille accessibles le long d'un talus (Figure 13 A et B), le comptage des joints stylolitiques permet d'approcher leur mode de distribution verticale, en rapport avec les différentes textures. Le premier constat est qu'avec un pas d'échantillonnage de 1 mètre, plusieurs niveaux ne présentent aucun stylolite stratiforme alors que d'autres en sont pétris (au maximum 42 joints stylolitiques sur 1 m). De plus, deux échelles d'organisation verticale peuvent être distinguées :

- Des mini-séquences de quelques mètres (3-4m) avec une augmentation assez forte du nombre de stylolites par mètre, entre base et sommet, suivies d'une chute de l'ordre de quelques JSS/m avant la mini-séquence suivante (pente en rouge sur Figure 13C) ;
- Des séquences d'une dizaine de mètres englobant les mini-séquences avec une augmentation progressive du nombre de stylolites par mètre jusqu'à une chute abrupte du nombre de JSS/m retombant presque à 0 avant la séquence suivante (pente en bleu sur Figure 13C).

Même si la notion de nombre moyen de stylolites par mètre (8-9 stylolites stratiformes par mètre) n'a pas de véritable signification pour un banc (écart type de 7), à l'échelle des 40 m de coupe, cela permet d'estimer convenablement le total des stylolites stratiformes. Dans la suite de cette étude, nous considérerons une répartition verticale linéaire des stylolites, afin d'extrapoler leur nombre, d'après une série d'observations ponctuelles.

Les maxima de stylolitisation correspondent à des transitions entre différents faciès marquées par des niveaux remarquables comme L1, la limite entre un packstone/floatstone à gros débris (corail, éponge) et un packstone s.s., L2 est une surface perforée de type hardground, enfin L3 marque la limite entre un grainstone et un mudstone. Immédiatement au-dessus de ces maxima de stylolitisation se retrouvent les minima de la séquence suivante. Les grandes variations de rhéologie contraignent la disposition des séquences dont l'organisation interne présente un gradient croissant.

L'alternance de niveaux faiblement à fortement stylolitisés suggère un fonctionnement par compensation où les zones très stylolitisées fournissent les carbonates qui vont cimenter les zones moins stylolitisées. La présence d'hétérogénéités comme des fonds durcis ou le changement de faciès va guider l'organisation des ces alternances en localisant les maxima de stylolitisation juste en dessous.

En conclusion, la stylolitisation montre à l'échelle d'un front de taille, une répartition organisée selon des mini-séquences pluri-métriques (clusters) dont les fortes variations

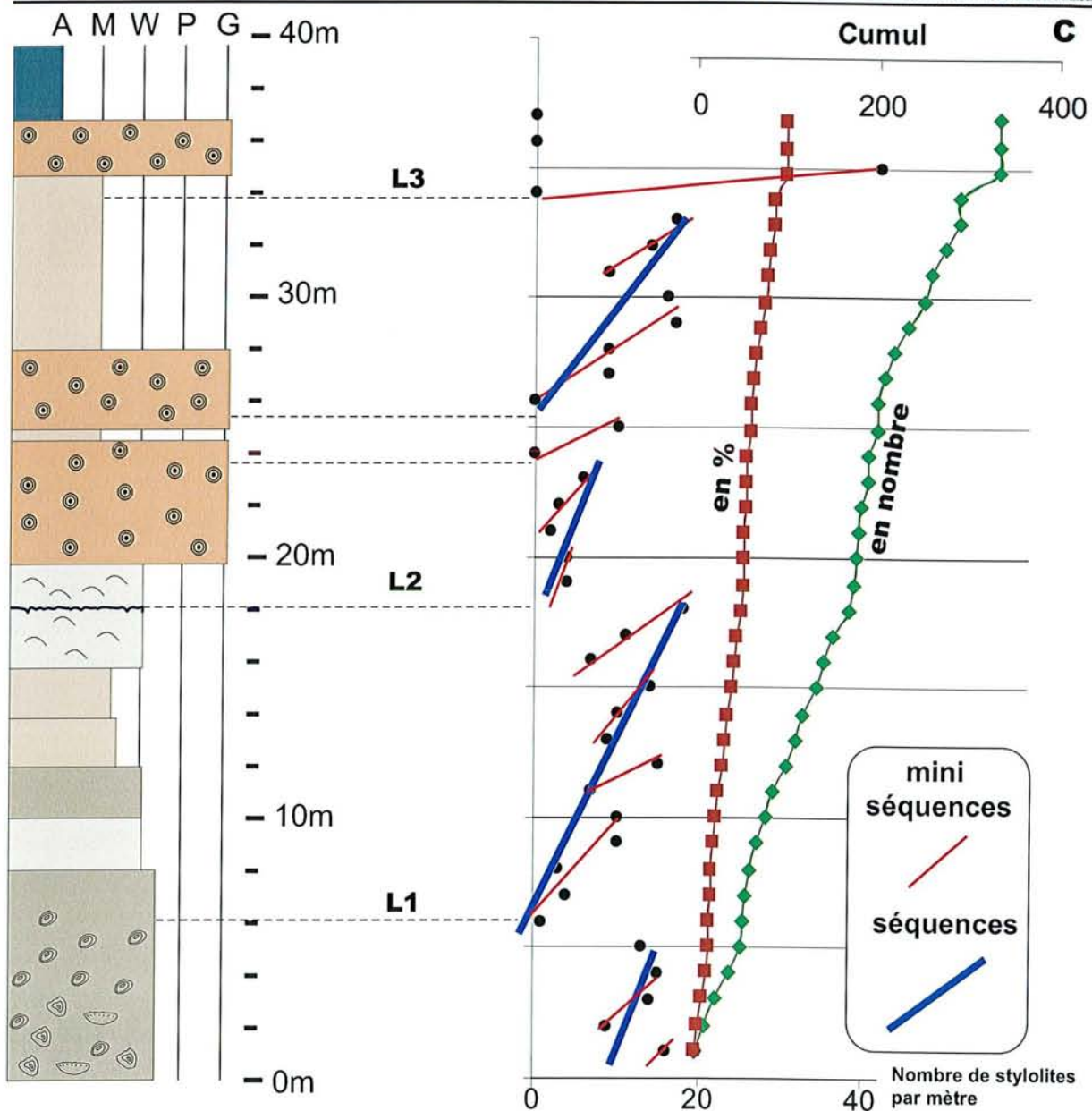
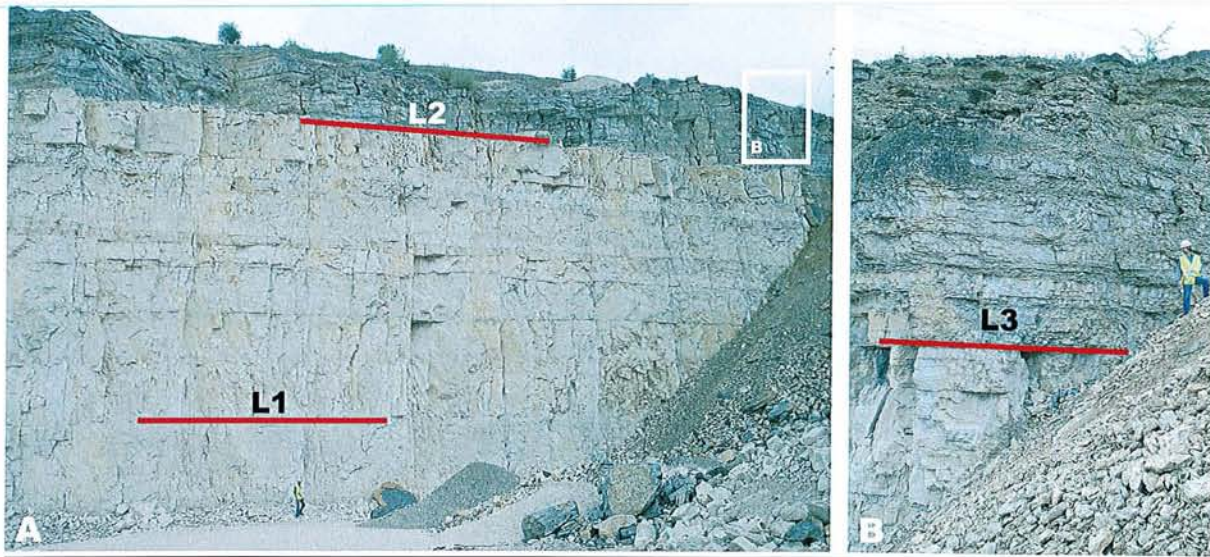


Figure 13 ; Comptage des stylolites stratiformes, Carrière de Gudmont Villers, Oxfordien supérieur ; A, front de taille inférieur ; B, front de taille supérieur ; C, coupe lithologie-texture et évolution verticale du nombre de joints stylolitiques, A= argiles, M= mudstone, W= wackestone, P= packstone, G= grainstone.

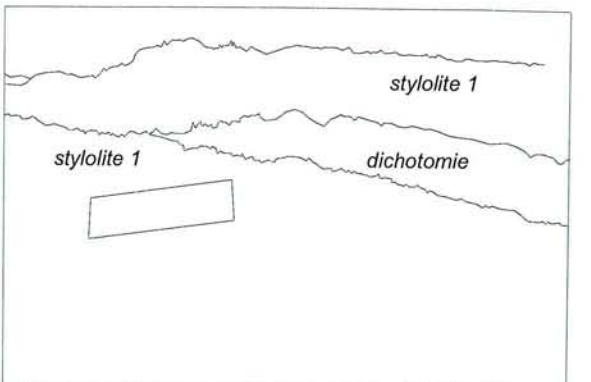
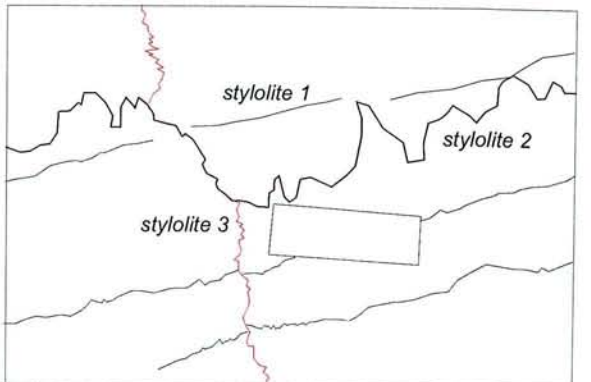
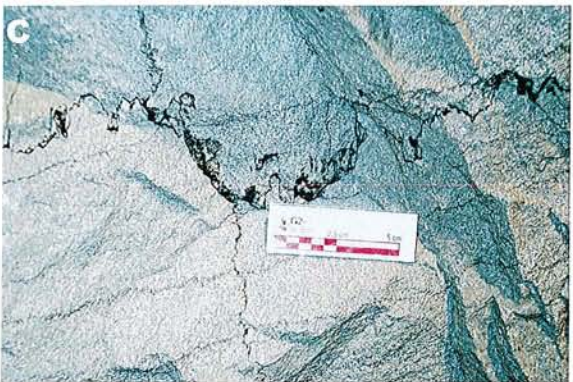
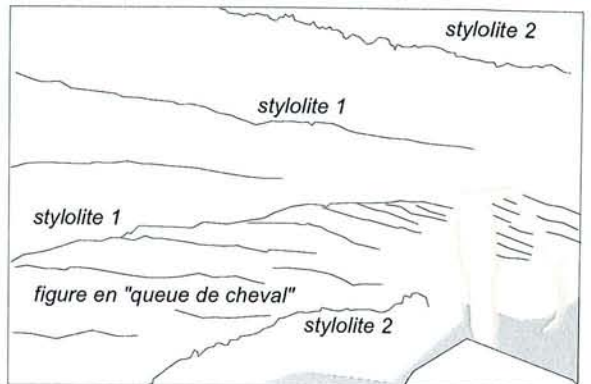
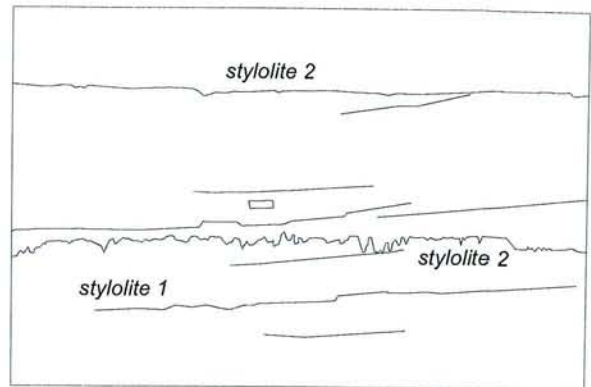
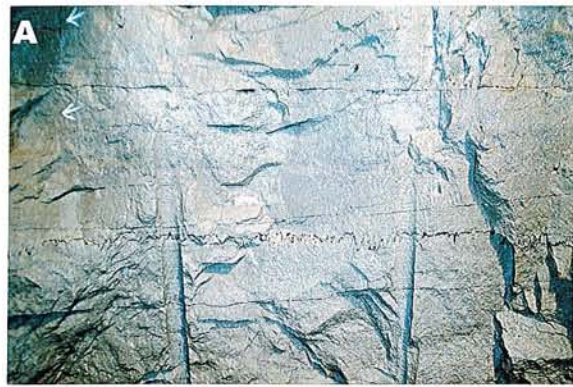


Figure 14 : Photographies dans le puits principal, site Meuse/H^{te}-Marne, volée 1078, cote 175,15m ; A et B vues générales de la paroi, C et D détails ; deux générations de joints stylolitiques stratiformes : stylolite 1 lié à la compaction initiale des sédiments et parallèles aux stratifications obliques ; stylolite 2 subhorizontal associé aux réactivations tectoniques extensives ; une génération de joints verticaux : stylolite 3 liés à la compression alpine avec les pics horizontaux orientés NW-SE.

d'intensité s'intègrent dans des séquences décamétriques. Dans ces séquences, une évolution linéaire du nombre de JSS est observée le long de la colonne de sédiments, du bas vers le haut. Ces informations sont importantes, car l'échantillonnage de la série oxfordienne dans les forages ANDRA a été effectué avec un pas de l'ordre de 10 m, d'où les précautions à prendre dans la construction du modèle d'organisation verticale.

4.3.2. Dans le puits d'accès ANDRA

Les observations ponctuelles sur la paroi du puits de forage ANDRA (puits principal d'accès ou PPA) donnent un aperçu complémentaire des relevés sur carottes. Grâce à ces levées, il est directement possible d'observer les relations latérales entre les différents joints stylolitiques. Les descentes dans le puits étant conditionnées par l'avancement du forage seuls 5 niveaux ont pu être observés en raison d'un arrêt du forage pendant environ un an. Ces données sont essentielles pour comparer les mesures entre le terrain (carrières) et les forages de la zone du laboratoire de Meuse/Haute-Marne. De plus, lors des descentes dans le puits, un certain nombre d'échantillons d'excellente qualité ont été sélectionnés afin d'être analysés de manière plus détaillée au laboratoire. Pour les autres niveaux riches en joints stylolitiques, mais que je n'ai pu observer directement dans le puits, les équipes du suivi scientifique ont prélevé des échantillons qui m'ont été envoyés.

Un niveau particulièrement intéressant se situe à la volée PA1078 (niveau à 175,15 m de profondeur dans le puits principal) située dans les calcaires oolithiques de l'Oxfordien supérieur (Figure 14). Le faciès est homogène sur les 2,5 mètres de haut que constitue la zone d'observation du puits. Les oolites sont organisées selon des stratifications obliques, avec un pendage de 10-15° vers le sud-ouest sur lesquelles se superposent des JSS (Figure 14 A). Cette première génération de joints stylolitiques présente des dichotomies et des figures en queue de cheval (Figure 14 B et D). Une deuxième famille de stylolites stratiformes avec des pics de plus forte amplitude recoupe la première génération (Figure 14 A et C). Cette dernière a déjà été décrite dans des terrains plus anciens (Bajocien) et interprétée comme la réponse à une tectonique extensive durant le Tertiaire (Steiner, 1980; Coulon, 1992), ceci étant argumenté principalement par le fait qu'elle affecte des stylolites à pics horizontaux orientés NE-SW relatifs à la phase pyrénéenne. Enfin, une troisième génération de joints stylolitiques verticaux à pics horizontaux orientés NW-SE rapportés à l'événement alpin (Steiner, 1980; Coulon, 1992) affectent les structures précédentes (Figure 14 C) en empruntant en partie les JSS de seconde génération.

4.3.3. Relevés sur carottes et classification morphologique

Toujours dans le but de quantifier le rôle de la stylolitisation sur la compaction des carbonates, une série de levées a été réalisée sur forages carottés. L'ANDRA a mis à notre disposition l'ensemble des forages carottés disponibles, ce qui a permis de constituer une base de données importante. Les forages EST 204 (dans l'axe du puits principal) et HTM 102 (3 km au sud du laboratoire M/H-M) ont été sélectionnés pour cette étude. La méthodologie choisie fut la suivante :

- La série allant du Callovien au Tithonien a été découpée en unités texturales homogènes (mudstone, wackestone, packstone, grainstone, rudstone et boundstone) ;
- Un échantillonnage et un sciage des carottes a été effectué pour 2 à 3 mètres de carottes par niveaux prédéfinis ;

- Les JSS ont été répertoriés et classifiés en fonction de la typologie décrite ci-après.

La terminologie est directement inspirée des travaux de Logan et Semeniuk (1976) classant les JSS d'après une combinaison entre l'amplitude et la morphologie des pics. Au final 6 familles de JSS sont caractérisées, 3 pour les pics de faible amplitude et 3 pour ceux de grande amplitude (Figure 15).

Résultats des comptages de JSS sur carottes

Le comptage des JSS s'est fait sur des sections longitudinales de carottes aux tailles variables. Pour homogénéiser les résultats, il a fallu extrapoler l'ensemble des observations sur une longueur de référence qui est le mètre. Sont alors distingués les échantillons de taille inférieure à 50 cm, car ils risquent de fausser le comptage en le sur/sous-estimant (en jaune sur la Figure 16).

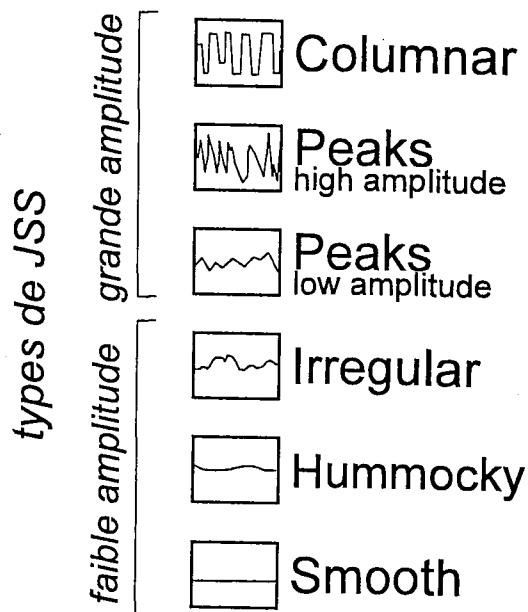


Figure 15 : Classification des joints stylolitiques stratiformes (JSS) d'après Logan et Semeniuk (1976), modifié.

Le résultat des comptages est tout d'abord reporté sur une colonne lithostratigraphique. Le total des JSS observés par mètre de roche montre plusieurs types de variations (Figure 16). A partir des faciès calcaires de l'Oxfordien supérieur le nombre de JSS par mètre augmente sensiblement de 25 à 45 JSS/m jusqu'à la cote de 250 m, puis décroît rapidement, avant d'augmenter à nouveau de 30 à 45 JSS/m. La comparaison avec le levé détaillé en carrière (Figure 13) suggère une première remarque sur le nombre de JSS/m qui tend à être doublé pour les maxima. L'explication doit tenir à la préparation des échantillons, qui grâce à leur surface plane (demi-carottes sciées) offre de meilleures conditions d'observation qu'en carrière. En conséquence, le nombre de JSS observés en carrière est sous-estimé et des compléments de relevés sur des échantillons sciés permettraient d'évaluer plus finement le biais.

Toujours par comparaison avec la coupe de Gudmont Villers (Figure 13), les séquences croissantes décrites sur 10-20 m de hauteur se retrouvent sur les carottes pour des niveaux stratigraphiques différents. En revanche, le pas d'échantillonnage reste ici trop discontinu pour observer des mini-séquences de quelques mètres. Une chute abrupte du nombre de JSS/m à la cote 200 m et dans une moindre mesure à la cote 270 m a attiré notre attention. Ces niveaux correspondent à des faciès très particuliers rassemblés sous l'appellation d'horizons poreux (HP) car dans les forages de reconnaissance ils se superposent à des arrivées d'eau. Leur origine reste encore assez énigmatique (Ferry, 2002) et n'a pas encore fait l'objet de réelles études pétrographiques/géochimiques détaillées. L'excès de porosité n'est pas un frein à la stylolitisation, au contraire (Andrews et Railsback, 1997), il pourrait plutôt s'agir par exemple de surpressions de fluides qui peuvent inhiber les phénomènes de pression dissolution intergranulaire (Mallon et Swarbrick, 2002). La superposition entre 2 des HP et la quasi absence de JSS suggère une origine diagénétique précoce anté-stylolitisation pour ces HP. L'histoire diagénétique particulière à ces niveaux HP peut-être

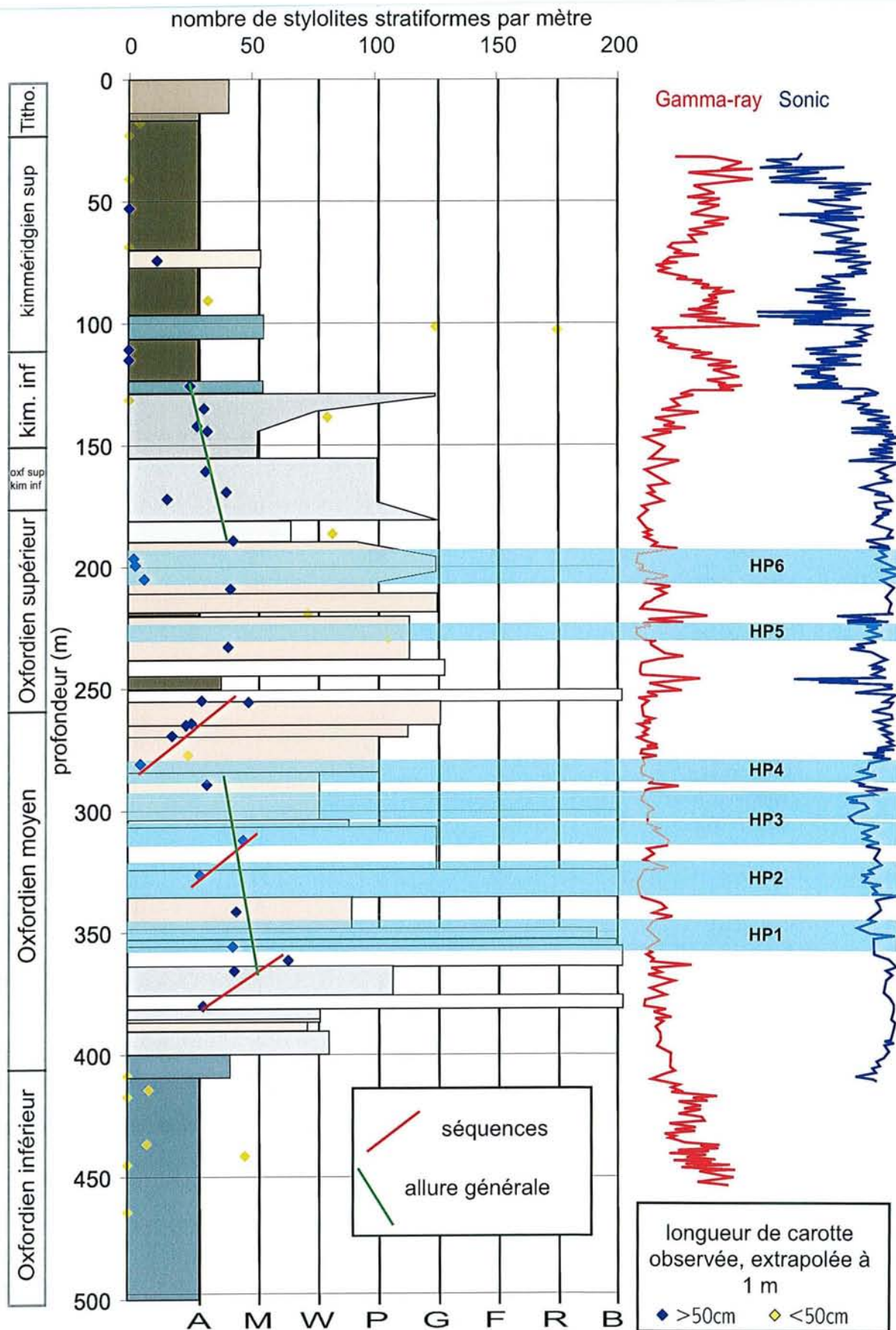


Figure 16 : Nombre de joints stylolitiques stratiformes (JSS) par mètre en fonction de la lithologie, et comparaison avec les signaux diagraphiques Gamma Ray et Sonic pour le forage EST 204 ; A= argiles, M= mudstone, W= wackestone, P= packstone, F= framestone, R= rudstone, B= boundstone, HP= horizons poreux.

	Mudstone	Wackestone	Packstone	Grainstone	Boundstone
<i>Nombre de mètres observés</i>	15,9	17,08	17,46	10,29	12,81
Columnar					
<i>Nbr moyen de JSS par mètre</i>	1	2	4	2	4
<i>Max</i>	5	7	24	9	9
<i>Ecart type</i>	2	2	6	3	3
High Peaks					
<i>Nbr moyen de JSS par mètre</i>	1	1	3	1	2
<i>Max</i>	6	9	20	5	6
<i>Ecart type</i>	2	3	5	1	2
Peaks					
<i>Nbr moyen de JSS par mètre</i>	4	6	7	10	10
<i>Max</i>	29	23	30	73	31
<i>Ecart type</i>	7	7	9	19	8
Irregular					
<i>Nbr moyen de JSS par mètre</i>	6	6	3	6	10
<i>Max</i>	32	48	14	17	29
<i>Ecart type</i>	8	11	5	7	9
Hummocky					
<i>Nbr moyen de JSS par mètre</i>	6	2	1	3	3
<i>Max</i>	35	12	5	11	19
<i>Ecart type</i>	9	3	1	4	6
Smooth					
<i>Nbr moyen de JSS par mètre</i>	3	1	1	1	1
<i>Max</i>	21	17	11	3	12
<i>Ecart type</i>	6	4	2	1	3

Tableau 3 : Comptage des différents types de joint stylolitiques stratiformes (JSS) en fonction de la texture.

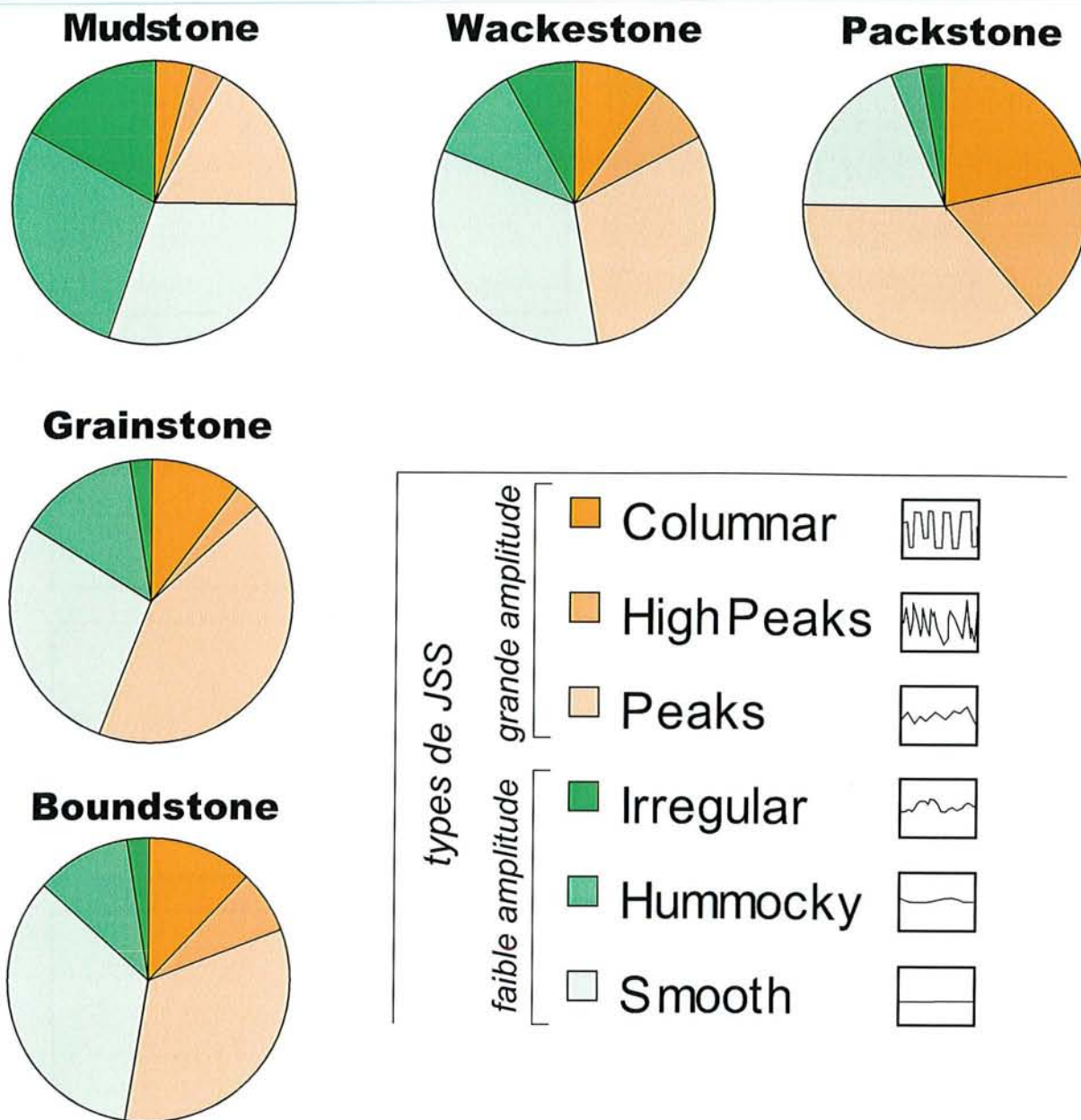


Figure 17 : Répartition des différents types de joint stylolitiques stratiformes (JSS) en fonction de la texture.

à l'origine de la non-stylolitiation de ces niveaux, à moins que le processus conduisant à la formation des HP ne soit plus tardif détruisant alors la trace des JSS. Cette dernière hypothèse semble peu probable car si les stylolites avaient existé à un moment donné il subsisterait une trace des insolubles.

Relations entre les textures des encaissants et les formes de JSS

Sur l'épaisseur explorée de calcaire, une moyenne de 22 JSS/m est déterminée, cette valeur moyenne est certainement représentative des environs proches du puits mais pas de l'ensemble de la zone. Il est très probable que ce nombre de JSS/m peut évoluer en fonction des variations latérales de faciès et de la proximité d'accidents régionaux, aussi le même type d'étude serait nécessaire sur d'autres forages carottés pour mieux appréhender

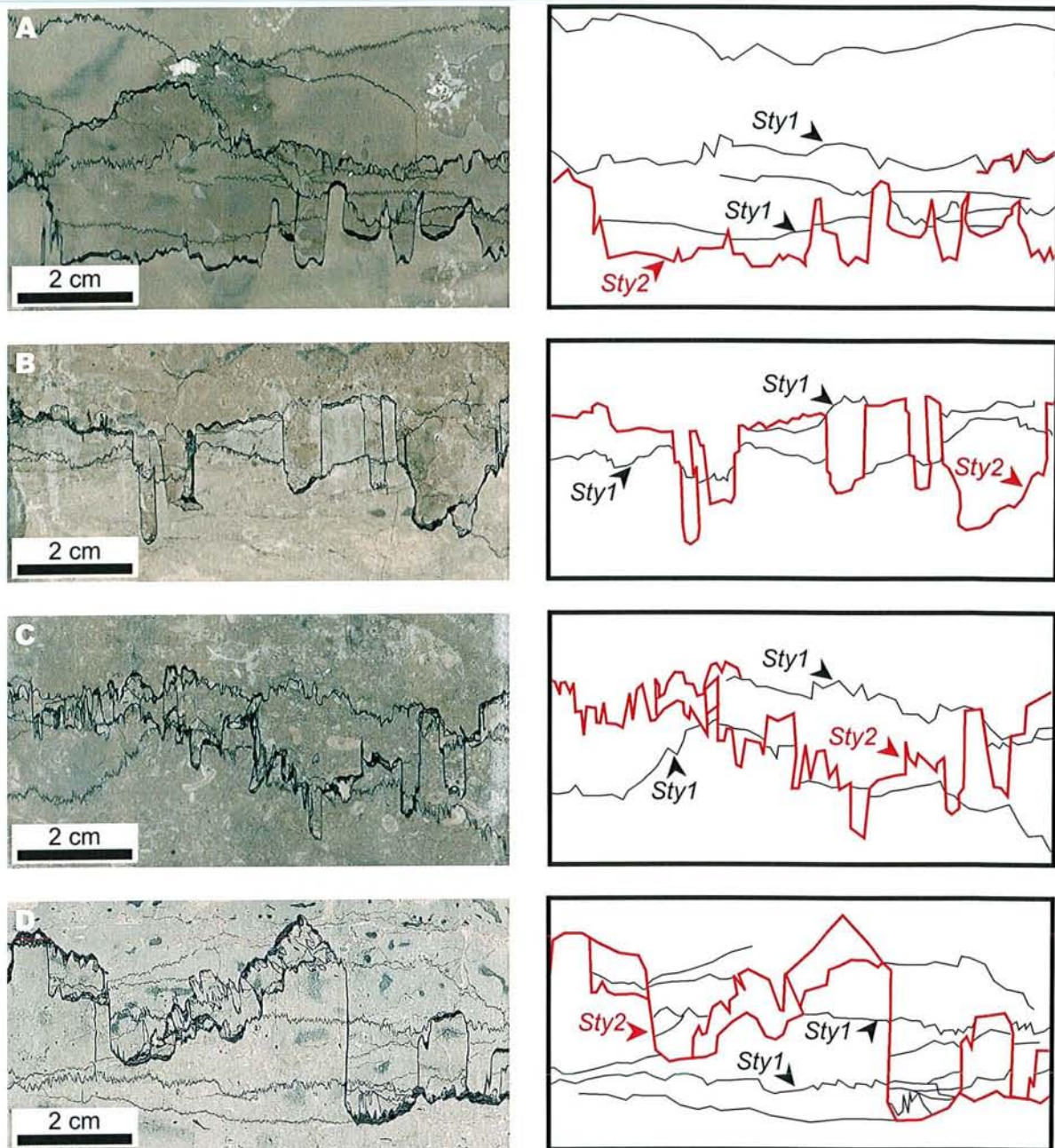


Figure 18 : Chronologies relatives entre joints stylolitiques stratiformes (JSS) ; A, forage EST 204, 186 m, Oxfordien supérieur, wackestone ; B, forage HTM 102, 205 m, Oxfordien supérieur, wackestone ; C, forage EST 204, 160 m, Oxfordien supérieur, packstone ; D, forage HTM 102, 125 m, Oxfordien supérieur, wackestone ; sty1= première génération de JSS, sty2= JSS de seconde génération.

l'organisation spatiale des JSS. Dans la suite de cette étude la valeur de 22 JSS/m sera retenue pour les calculs de volumes de roche dissous. Regardons à présent la répartition des formes de JSS en fonction des textures (Tableau 3 et Figure 17).

On distingue 3 grandes tendances (Figure 17) : d'un côté la texture mudstone avec $\frac{3}{4}$ des JSS de type faible amplitude (irregular, hummocky et smooth) ; d'un autre côté les packstones qui présentent $\frac{3}{4}$ des JSS à grande amplitude (columnar, high peaks et peaks) ; enfin en position intermédiaire le reste des textures dont les JSS sont en proportions équivalentes entre les 2 types d'amplitudes. La forme des JSS est en partie liée au degré d'hétérogénéité

de la roche (Andrews et Railsback, 1997). Plus la roche est composée d'éléments aux tailles variables, plus les JSS vont être tortueux avec de grandes amplitudes. C'est ce qui s'observe entre les mudstones aux JSS de faibles amplitudes et les packstones aux JSS de fortes amplitudes, par contre les autres textures n'ont pas de comportement aussi tranché. Les JSS de type columnar, high peaks et peaks sont tout de même en nombre croissant des mudstones vers les boundstones (Tableau 3). Ces conclusions restent plus qualitatives que quantitatives mais suggèrent une relation étroite entre la texture de l'encaissant et la nature des JSS, plus nombreux avec des faibles amplitudes dans les faciès fins et au contraire moins nombreux mais avec des amplitudes plus fortes pour les faciès grossiers. De même, la fréquence des pics est plus forte sur les faciès fins alors que pour les faciès grossiers, les pics ont tendance à prendre des allures en larges créneaux.

Le comportement des JSS dans les niveaux de texture boundstone appelle une remarque. En effet, les éléments constitutifs de la roche sont grossiers mais la matrice est très fine ce qui explique la répartition des JSS entre les 2 pôles d'amplitudes opposés. L'état de la roche (texture, porosité) explique en partie la forme des JSS qui évoluent avec le degré de lithification/cimentation, en partant des formes à forte fréquence de pics vers les JSS à basse fréquence de pics (Andrews et Railsback, 1997).

Chronologies relatives entre JSS

En considérant que la morphologie des JSS évolue avec l'état d'induration/homogénéité de la roche, alors, pour un même échantillon portant plusieurs JSS, il doit être possible de vérifier leur chronologie de mise en place de 2 façons différentes. La première méthode consiste à étudier les relations géométriques entre les JSS, certains joints sont recoupés et décalés par d'autres joints plus tardifs (Figure 18). La seconde méthode repose sur la morphologie des JSS. La fréquence des pics est censée diminuer pour les stylolites plus tardifs, c'est ce qui s'observe, avec en plus une épaisseur d'insolubles beaucoup plus importante et des amplitudes de pics plus grandes. Les 2 méthodes sont cohérentes (Figure 18 A, B et C) avec tout de même un certain nombre de JSS aux allures de 1^{ère} génération qui semble ne pas être décalé (Figure 18 D) du fait d'une probable réactivation voire néoformation lors de la mise en place des JSS de 2nd génération.

Les 2 générations de JSS ont déjà été décrites (Steiner, 1980; Coulon, 1992) avec pour les premières une origine diagénétique due au poids de la colonne sédimentaire alors que les secondes sont interprétées comme la conséquence d'une réactivation tectonique attribuée à l'extension oligocène. Nos observations de terrain confirment cette hypothèse de réactivation tertiaire des JSS, chronologiquement postérieure à la phase pyrénéenne.

Estimation des taux de compaction par stylolitisation

En considérant le nombre moyen total de JSS en fonction de la texture, il apparaît une variabilité entre les packstones à 13 JSS/m et les boundstones à 33 JSS/m (Tableau 4).

	Mudstone	Wackestone	Packstone	Grainstone	Boundstone	Moyenne
<i>Nombre moyen de JSS/m</i>	24,10	16,77	13,31	20,14	33,48	21,56
<i>Nombre maximum de JSS/m</i>	65,48	30,61	48,48	36,00	46,48	45,41
<i>épaisseur moyenne des insolubles en mm par m</i>	3,15	3,85	5,45	5,02	6,87	4,87
<i>épaisseur maximale des insolubles en mm par m</i>	9,39	8,12	19,29	18,23	12,93	13,59

Tableau 4 : Synthèse du nombre total de joints stylolitiques stratiformes (JSS) en fonction de la texture et épaisseur des insolubles pour 1 m de roche.

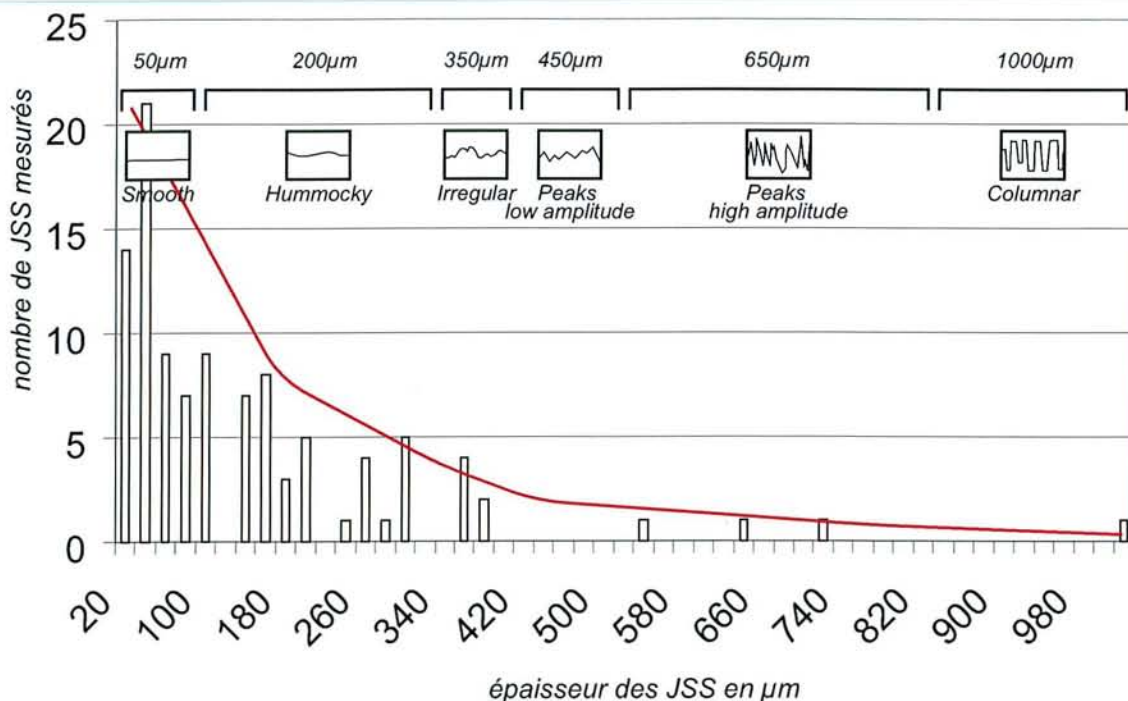


Figure 19 : Epaisseur des joints stylolitiques stratiformes (JSS).

Cet écart n'a de réelle signification qu'au regard de l'épaisseur totale d'insolubles, censée refléter l'intensité de la compaction chimique et la teneur initiale de l'encaissant.

L'épaisseur d'insolubles pour chaque JSS a été déterminée par mesure sur une centaine de lames minces (Figure 19). Le nombre de JSS par mètre observé suit une décroissance exponentielle avec l'augmentation de leur épaisseur. Les JSS de plus de 1 mm d'épaisseur sont rares, par contre le maximum des JSS ont des épaisseurs de 20-100 µm. Des épaisseurs moyennes d'insolubles ont été assignées aux 6 classes morphologiques de JSS : 50, 200, 350, 450, 650 et 1000 µm. Ces valeurs constituent des approximations, étant donné le faible nombre de JSS de forte amplitude observé en lame mince. Nous cherchons ici à approcher l'ordre de grandeur du phénomène de pression-dissolution.

En combinant le nombre de JSS moyen par lithologie et l'épaisseur moyenne des différents type de JSS, nous obtenons une estimation des épaisseurs cumulées d'insolubles par mètre (Tableau 4). Les résultats donnent entre 3 et 7 mm d'insolubles par mètre de verticale, ce qui correspond à 0,3-0,7% de la hauteur de la colonne de roche. Ces valeurs vont servir à déterminer la part de la compaction chimique lorsque les taux de dissolution seront recalculés au niveau des JSS. Dans une première approximation, en reprenant les valeurs de la bibliographie sur la dissolution par stylolitisation, des taux de réduction d'épaisseur peuvent être proposés. Les valeurs extrêmes de dissolution lors de la formation des JSS vont de 10 à 50-60 fois le volume des insolubles (Delair et Leroux, 1978; Hermeline, 1990; Marrakachi, 1993 et références internes). Une réduction de l'épaisseur de la pile sédimentaire par stylolitisation peut être recalculée, ce qui donne entre 3% (0,3x10) qui paraît faible et 42% (0,7x60) qui dépasse les 25% classiquement trouvés dans la bibliographie (Bodou, 1976; Hermeline, 1990; Marrakachi, 1993; Di Primio et Leythaeuser, 1995; Leythaeuser, *et al.*,

1995). Ces premières estimations sont tout de même encourageantes et la quantification de la dissolution des carbonates au niveau des JSS sera développée dans le chapitre 4.5.

Pour conclure sur cette première approche semi-quantitative, nous avons vu le rôle de la texture sur la nature des JSS ainsi que sur leur nombre. Entre les relevés de terrain et ceux de laboratoire, le doublement du nombre de JSS par mètre est attribuable à de meilleures conditions d'observations dans la mesure où il est admis que les JSS suivent une distribution uniforme (verticalement et latéralement à l'échelle de la zone d'étude). Les premières estimations de taux de compaction par stylolitisation amènent à des valeurs proches de celles attendues mais nécessitant d'être affinées. Dans la suite nous allons reprendre une partie des JSS observés sur carotte et leur faire subir un traitement particulier basé sur une technique de reconnaissance d'image afin d'étudier de façon plus objective leurs paramètres géométriques.

4.4. Approche morphométrique numérique

4.4.1. Principe et objectifs

On a vu précédemment que la forme des JSS était fortement liée à la nature de la roche et principalement son faciès (tailles des éléments constitutifs), mais la technique de reconnaissance des JSS à partir de 6 familles morphologiques reste assez subjective. Nous proposons ici de développer une méthode plus objective de caractérisation des JSS à partir de paramètres utilisés classiquement pour la détermination de la rugosité des fractures, ceci pour affiner la compréhension des relations entre la lithologie et les JSS. Les JSS seront alors traités comme des courbes complexes (Smith, 2000) sur lesquelles une analyse statistique multi-critères sera appliquée. Cette batterie de paramètres de forme rendra compte de l'épaisseur des insolubles, de l'amplitude des pics, de leur fréquence (Railsback, 1993), mais aussi de leur dimension fractale (Karcz et Scholz, 2003). Le développement de la méthodologie et la programmation ont été réalisés en collaboration avec Judith Sausse (UMR G²R).

4.4.2. Méthodologie

Les objets complexes que sont les joints stylolitiques vont être discrétisés selon des sections verticales. Le principe général consiste à photographier des demi-carottes puis à analyser les JSS après un traitement par un logiciel d'analyse d'image. Ce programme permet d'extraire les coordonnées des profils 2D des plans stylolitiques, ceci pour les caractériser à l'aide d'outils mathématiques mais aussi par des critères morphométriques. L'étude de la rugosité des stylolites est réalisée par l'intermédiaire de profils discrétisés qui représentent l'intersection (1D) des plans stylolitiques avec un plan quelconque (lame mince ou carotte sciée). L'ensemble des données recueillies concerne les morphologies dans le plan XZ des stylolites mais également les épaisseurs d'insolubles de part et d'autre de ces traces. Cette partie présente donc le traitement d'une base de données morphologiques qui peut être traitée statistiquement ou spatialement.

Pour cela un programme d'analyse d'images a été réalisé sous Visual Basic® 6.0. Le programme part d'une acquisition d'images réalisées à partir de carottes sciées ou de lames minces (Figure 20A). La numérisation de ces images planes permet d'obtenir des images de type « bitmap » qui sont ensuite insérées dans le code. Cette image est importée

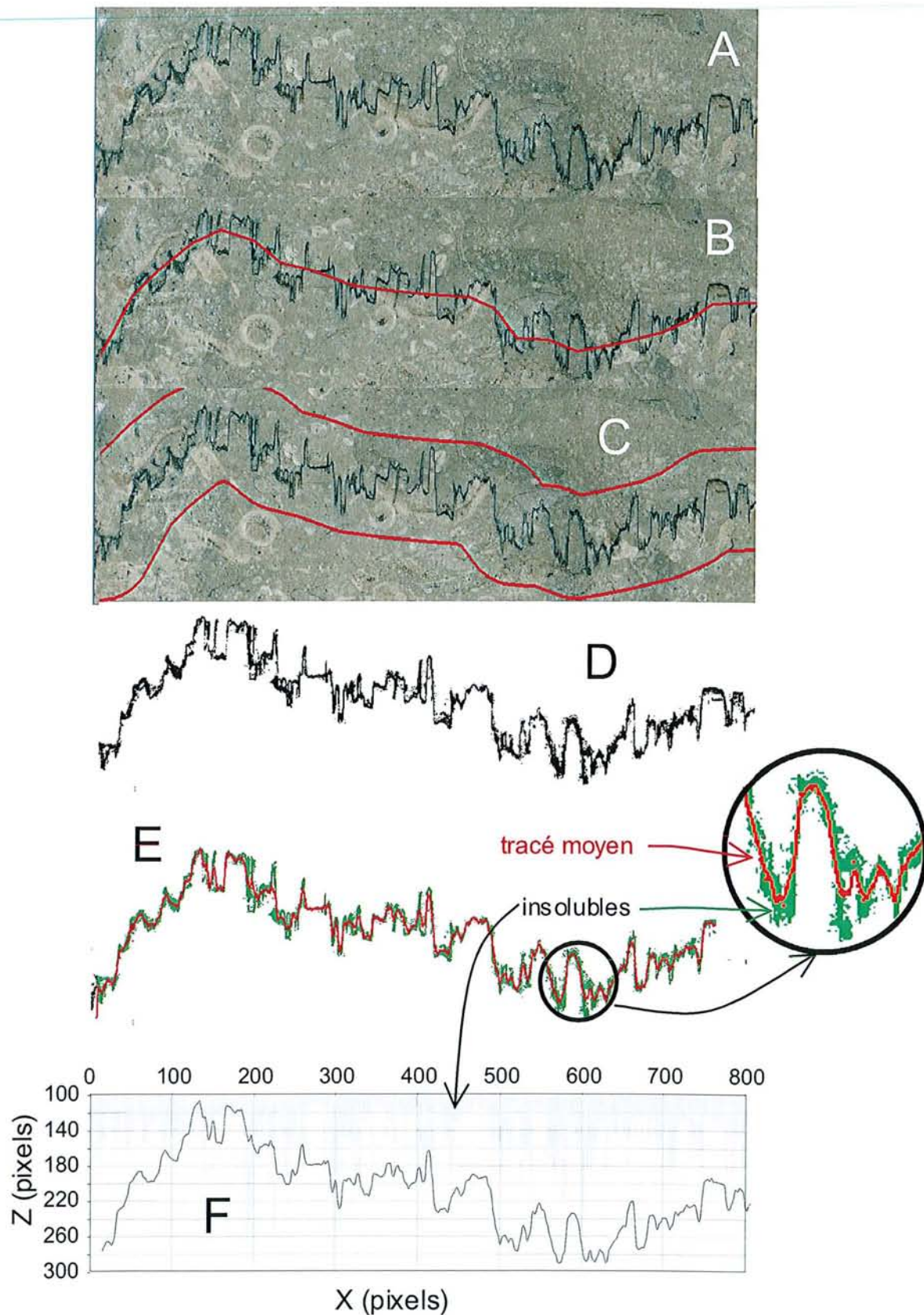


Figure 20 : Différentes étapes et principe du traitement d'images réalisés sous Visual basic 6.0. A) La numérisation d'images correspondant aux traces des stylolites est réalisée à partir de lames minces ou de carottes sciées. B) Un profil de travail est tracé manuellement. C) Il permet d'encadrer le stylolite avec une certaine amplitude en Z de façon à limiter la zone analyse d'images. D) Le traitement d'images est réalisé sur l'image binaire deux couleurs. E) La quantité d'insolubles (vert) correspondant aux pixels noirs est détectée et elle sert de base au tracé du profil moyen pour chaque stylolite (tracé rouge). Ce profil correspond au barycentre des points par pas de X constant.

dans une fenêtre de travail et une des premières étapes est la définition de la ligne de base moyenne du stylolite, c'est à dire un pré-traçage de son profil (Figure 20B). Un encadrement de l'amplitude des pics est réalisé manuellement pour avoir un contrôle exact de la zone dans laquelle le traitement d'images sera réalisé (Figure 20C). La définition de ces deux limites inférieure et supérieure permet de limiter le temps d'acquisition des images dans la suite du programme mais permet également de s'affranchir d'un nettoyage précis des bords des images.

L'analyse d'images a pour objectif de numériser la trace d'intersection du plan stylolitique et la quantité d'insolubles observée le long de cette trace. Un premier traitement d'images qui permet de passer d'un codage des couleurs classiques (RVB) à une image binaire en deux couleurs (Figure 20D) a donc été réalisé. Les pixels noirs correspondent dans ce cas, au squelette du stylolite ainsi qu'aux insolubles. L'hypothèse d'une origine et d'une nature commune des insolubles a donc du être réalisée.

Le traitement d'images permet par la suite de détecter la présence de chaque pixel noir en fonction d'un déplacement suivant l'allongement X du stylolite. Les pixels d'insolubles sont sommés suivant Z et la trace médiane correspondant au tracé stylolitique est représentée par le barycentre des insolubles à chaque pas de X (Figure 20E). Finalement, une base de données (X, Z, somme insolubles) est obtenue sous forme d'un fichier tableur Excel classique. Les profils ont été réalisés sur l'ensemble de la base de données des images de stylolites à échelle de la carotte et à l'échelle de la lame mince.

4.4.3. Paramètres de rugosité/tortuosité

La description statistique des profils numérisés est possible grâce au calcul d'une grande quantité d'indices de rugosité. Ces différents paramètres sont utilisés en fonction des domaines d'intérêt de la caractérisation des surfaces (métallurgie, géologie, ...) et sont plus ou moins intéressants pour la description des aspérités. Les indices les plus communément calculés sont basés sur des moyennes des valeurs de Z; variable hauteur des aspérités d'un profil de longueur L:

- Le paramètre Mean Square Value (**MSV**) du profil est la moyenne arithmétique du carré des hauteurs d'aspérités Z_1 :

$$MSV = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N Z_i^2 \quad [1]$$

N: nombre de mesures discrètes de l'amplitude en fonction de ΔX : pas d'échantillonnage ou pas de discrétisation.

Z_i : amplitude discrète de l'amplitude par rapport à la ligne moyenne.

Le paramètre Z_2 quantifie la moyenne quadratique des écarts entre deux hauteurs d'aspérités espacées d'un pas constant ΔX :

$$Z_2 = \sqrt{\frac{1}{M \cdot \Delta X} \sum_{i=1}^{N-1} (Z_{i+1} - Z_i)^2} \quad [2]$$

M: nombre d'intervalles de mesures discrètes de l'amplitude (N-1)

Z_i : amplitude discrète de l'amplitude par rapport à la ligne moyenne.
 ΔX : pas d'échantillonnage ou pas de discrétisation.

La tortuosité peut également être définie comme la distance L' réellement développée par les épontes d'une fracture (ici le joint stylolitique). Elle est calculée par rapport à la ligne moyenne des profils (équation 2, Figure 21) :

$$\tau = \frac{L'}{L} = \frac{\sum \Delta L'}{L} = \frac{\sum_{i=0}^N \sqrt{(z_{i+1} - z_i)^2 + (\Delta x)^2}}{L} \quad [3]$$

N : nombre de mesures discrètes de l'amplitude

Z_i : amplitude discrète de l'amplitude par rapport à la ligne moyenne.

ΔX : pas d'échantillonnage ou pas de discrétisation.

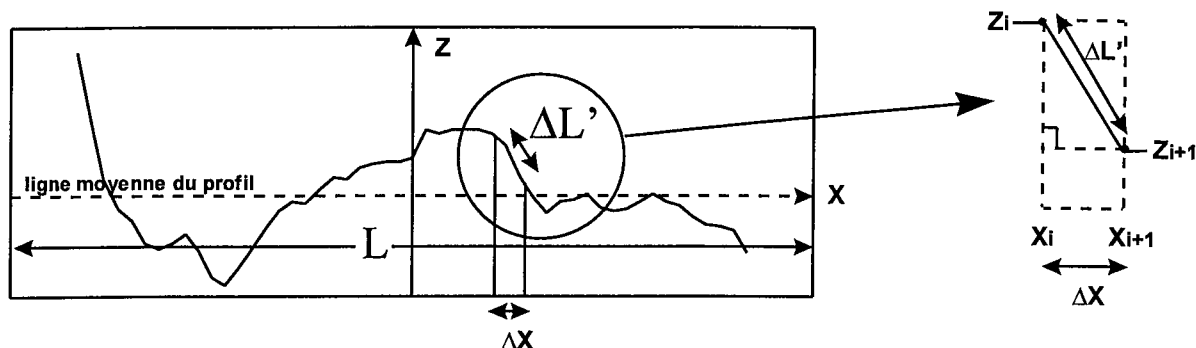


Figure 21 : Tortuosité d'un profil. La déviation du profil par rapport à sa ligne moyenne (régression linéaire) est estimée en calculant le rapport entre la distance réelle du profil ($\sum \Delta L'$) et sa distance linéaire directe L . (cf. équation 3)

4.4.4. Calcul de la dimension fractale

Les surfaces rugueuses naturelles présentent deux types d'organisation spatiale: l'auto-similarité ou l'auto-affinité. L'auto-similarité correspond à une propriété d'invariance par dilatation d'échelle suivant des axes XY (Mandelbrot, 1977). Dans ce cas, la dimension fractale correspondante est supposée constante à toutes les échelles. Les fractales auto-similaires ont de ce fait une dimension fractale D unique. Cependant les structures naturelles ne sont jamais aussi régulières. L'invariance avec le saut d'échelle n'étant pas forcément représentée statistiquement, la dimension fractale devient donc caractéristique de l'échelle d'échantillonnage. On parle alors de dimension fractale locale et l'organisation spatiale des profils de rugosité est dit auto-affine et non auto-similaire. Un profil de rugosité est statistiquement auto-affine, si une portion de ce profil agrandie différemment suivant des axes XY apparaît statistiquement identique au profil entier.

Il est maintenant communément admis que les surfaces de rugosité de fractures sont auto-affines (Brown et Scholz, 1985; Mandelbrot, 1985; Brown, 1995; Schmittbuhl *et al.*, 1995). Cette approche a donc été réalisée en faisant l'hypothèse que les joints stylolitiques pouvaient être également assimilés à des surfaces auto-affines.

Dans ce cas plusieurs méthodes sont disponibles dans la littérature pour estimer la dimension fractale (méthode du compas, méthode des boîtes, utilisation du variogramme, etc.). Une bonne revue de ces différentes méthodes est entre autres proposée par Sabbadini (1994).

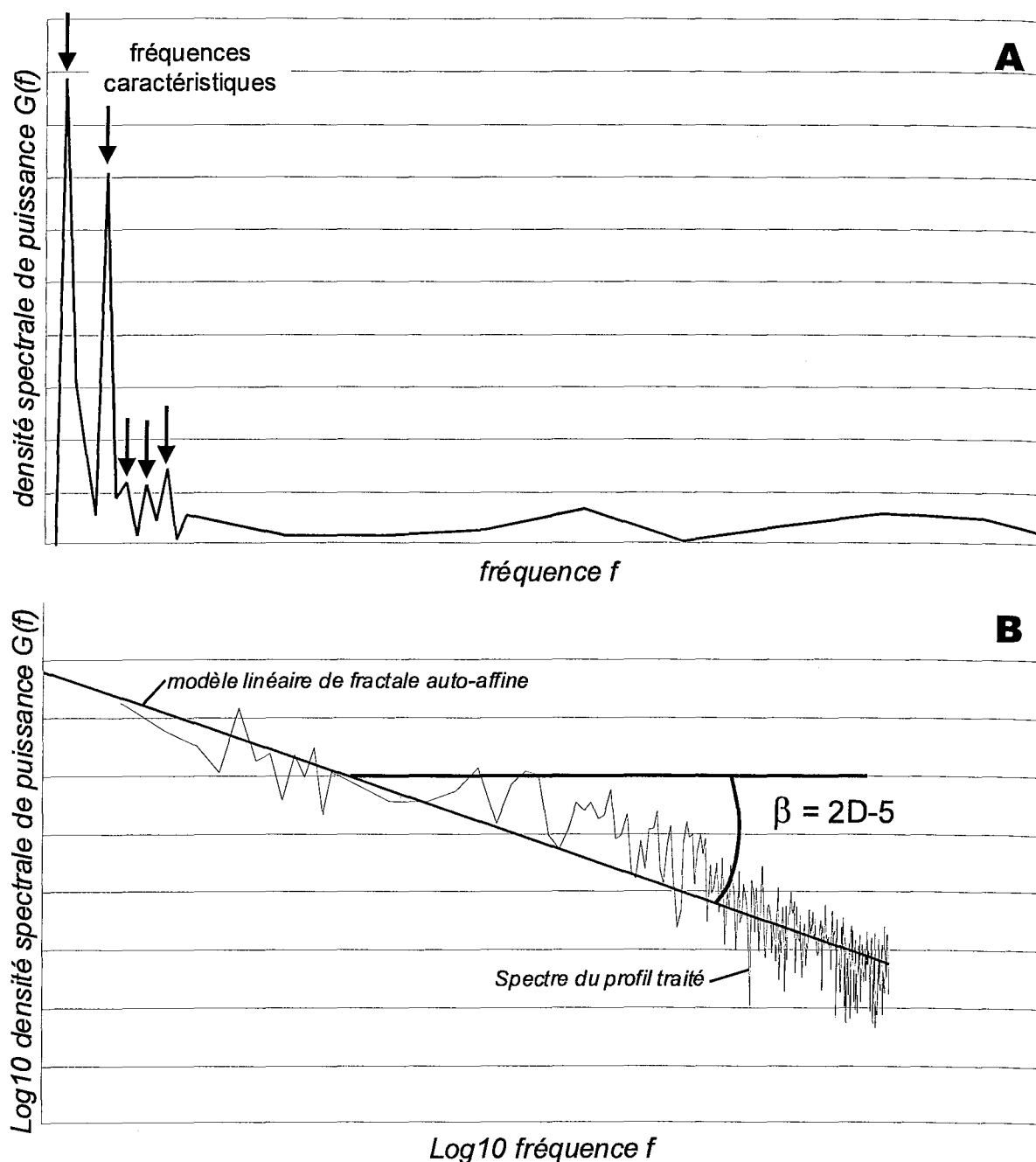


Figure 22 : Résultats graphiques de l'analyse spatiale spectrale ; A, densité spectrale de puissance en fonction de la fréquence spatiale permettant l'identification de fréquences caractéristiques ; B, estimation de la dimension fractale à partir de la représentation bilogarithmique du périodogramme ou densité spectrale de puissance en fonction de la fréquence spatiale.

La méthode retenue dans cette étude correspond à une analyse spatiale spectrale. Cette approche utilise la transformation de Fourier rapide (TFR) et elle s'attache à caractériser un profil différencié en termes de fréquences spatiales. Il s'agit de définir la variation de hauteur des pics styloolithiques par rapport à une moyenne en fonction de la fréquence spatiale f du profil.

Pour cela la fonction de densité spectrale de puissance (DSP) est calculée par le biais de la transformée de Fourier rapide (TFR). La TFR transforme une fonction de temps $x(t)$ (dans notre cas la répartition des hauteurs du profil suivant le pas d'échantillonnage $z(x)$) en composantes complexes de fréquence $X(f)$ pour chaque fréquence f . La fonction de densité spectrale $G(f)$ correspond ensuite au module de la composante complexe de fréquence

élevé au carré. Le seul inconvénient de ce calcul provient alors du fait que la TFR ne peut être calculée que pour un nombre de données en puissance de 2. Dans le cas de cette étude, le nombre de points des profils a donc du être limité à 512 (2^9).

Deux principaux résultats graphiques sont issus de ce calcul, la représentation de la fonction de densité spectrale de puissance $G(f)$ en fonction de la fréquence spatiale f ou périodogramme (Figure 22A) et une représentation bilogarithmique de ces mêmes données (Figure 22B).

Le premier graphe permet d'estimer la présence de périodicité du signal remarquable avec par exemple, deux fréquences principales caractéristiques pour le spectre de la Figure 22.

La seconde représentation graphique permet d'estimer la dimension fractale du profil. En effet, Brown (1987) a montré que le spectre calculé à partir de surfaces idéalement auto-similaires ou auto-affines a une fonction de densité spectrale $G(f)$ de la forme:

$$G(f) = C f^{2D-5} = C f^{-1-2\xi}$$

avec f : fréquence spatiale ($f = 1/\lambda$ longueur d'onde)

C : constante de proportionnalité

D : dimension fractale du profil correspondant

ξ : exposant de rugosité ou exposant de Hurst

Brown (1987) pense que les fractales auto-affines peuvent être utilisées comme modèles de surfaces rugueuses dès lors qu'elles sont sous forme de profils linéaires et que leur fonction de densité spectrale s'exprime par l'équation précédente.

A partir d'une représentation bilogarithmique de la DSP en fonction de la fréquence spatiale, la courbe obtenue présente une allure quasiment linéaire que l'on peut ajuster par la droite des moindres carrés. La pente β de cette droite ajustée est toujours négative du fait qu'aux énergies les plus élevées correspondent de faibles fréquences (Brown, 1995). La dimension fractale est alors déduite de la pente β .

4.4.5. Résultats

Épaisseurs des joints stylolitiques

L'épaisseur des JSS est recalculée directement à partir des profils (X , Z et somme des insolubles) par une simple transposition des pixels en mm^2 (1 pixel = $0,01 \text{ mm}^2$). La quantité totale d'insolubles (une surface sur l'image 2D) est divisée par la longueur du profil (X maximum), ce qui donne une épaisseur moyenne entre $400 \mu\text{m}$ et $2500 \mu\text{m}$ (Figure 23A). Il est à noter que les stylolites sélectionnés pour ce traitement font partie des plus importants en terme d'amplitude de pic et d'épaisseurs de remplissage en insolubles, ce qui explique la fourchette haute par rapport aux comptages et aux mesures sur lames minces.

Chaque profil est reporté sur un graphique donnant son épaisseur moyenne et l'écart type en fonction de la texture de l'encaissant (Figure 23 A et B). Épaisseur moyenne et écart type

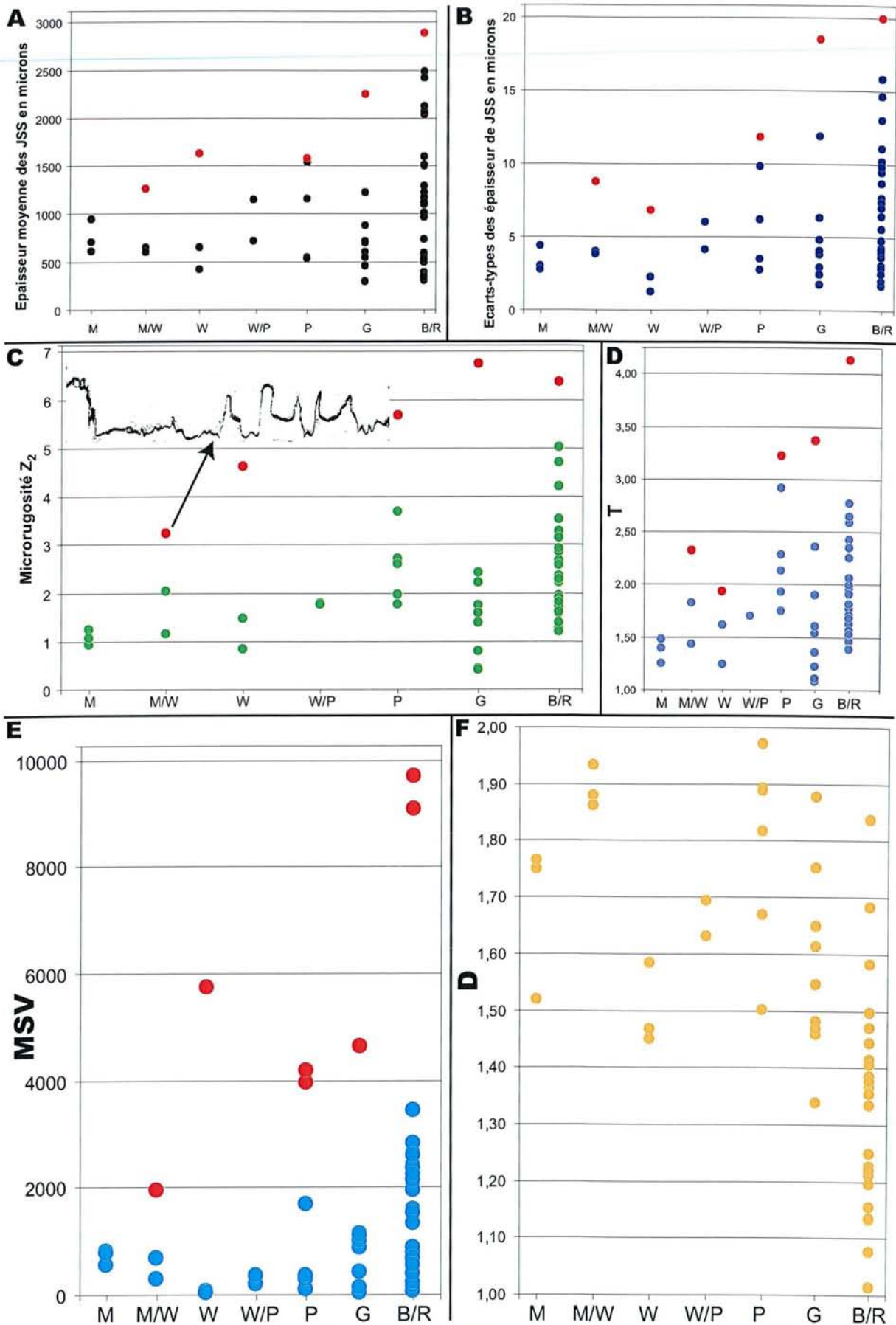


Figure 23 : Relations entre les textures et les différentes propriétés morphologiques des joints stylolitiques stratiformes (JSS) ; A, moyenne des épaisseurs d'insolubles dans les stylolites ; B, écart type des épaisseurs d'insolubles dans les stylolites ; C, microrugosité (Z_2) ; D, tortuosité (T) ; E, Mean square value (MSV) ; F, dimension fractale (D) ; M= mudstone, W= wackestone, P= packstone, G= grainstone, BR= boundstone et rudstone. Les points rouges sur A, B, C, D et E représentent les JSS de type columnar de 2nd génération.

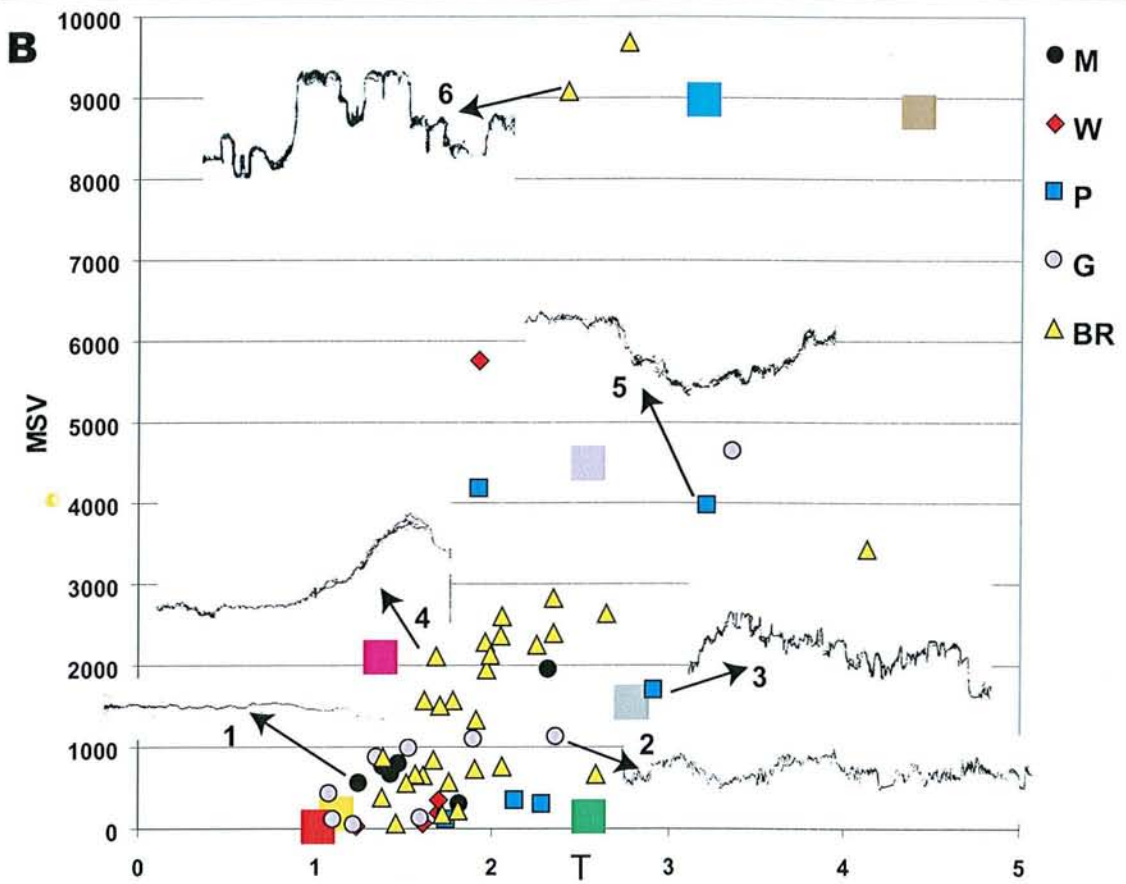
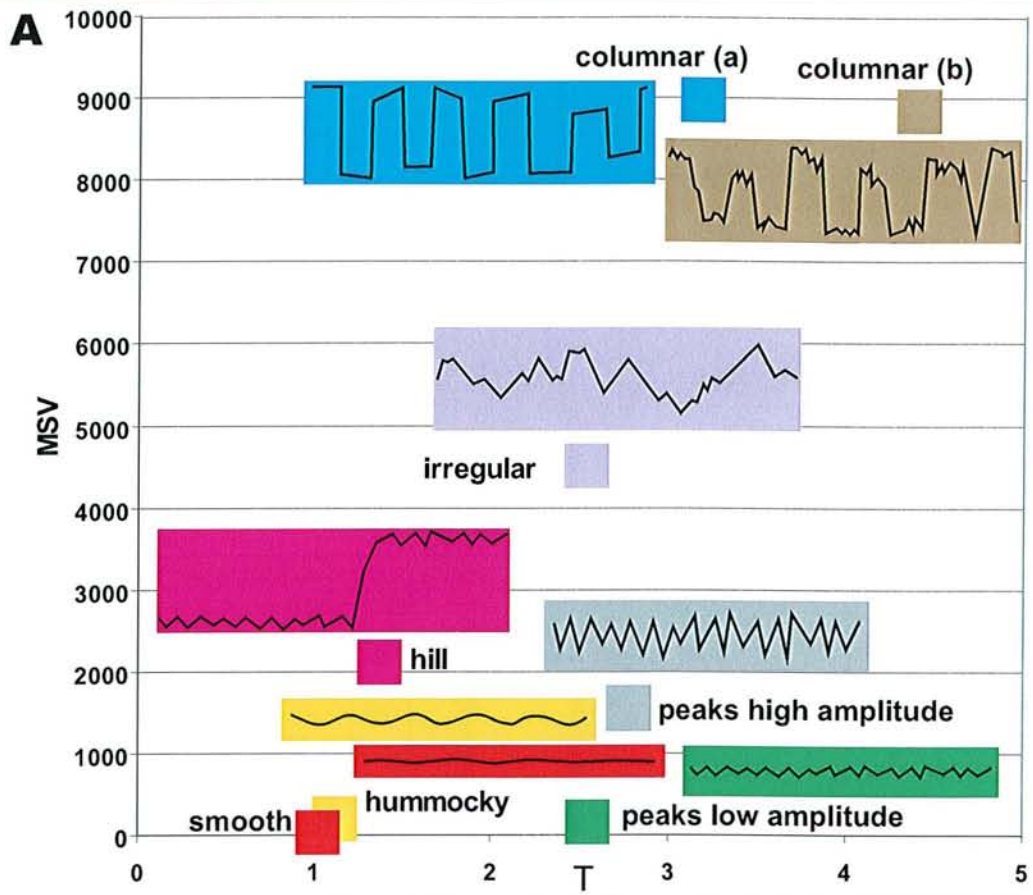


Figure 24 : Mean Square Value (MSV) en fonction de la tortuosité (T) ; A, pour les morphologies théoriques ayant servi à définir les abaques ; B, pour les stylolites scannés puis analysés en fonction des 5 classes de textures ; M= mudstone, W= wackestone, P= packstone, G= grainstone, BR= boundstone et rudstone.

augmentent de façon continue depuis les faciès fins jusqu'aux faciès les plus grossiers. Les valeurs les plus fortes sont légèrement déconnectées de la tendance générale pour chaque faciès (points rouges sur Figure 23 A et B).

Comme vu précédemment, l'amplitude des JSS est directement corrélée à la texture de la roche, avec une diversification des tailles de pics vers les faciès les plus grossiers.

Microrugosité (Z_2) Tortuosité (T) et Mean square value (MSV)

On observe une répartition croissante des valeurs de Z_2 , T et MSV (Figure 23 C, D et E), depuis les faciès fins jusqu'aux faciès les plus grossiers avec une légère chute au niveau des grainstones pour Z_2 et T. On retrouve les points singuliers en rouge, nettement détachés du groupe. Ces points correspondent à des morphologies particulières de stylolites, en effet, il s'agit des JSS de seconde génération, avec des pics en larges créneaux (Figure 23C), augmentant radicalement la valeur des paramètres de rugosité.

Sur un diagramme représentant ces trois paramètres (Figure 25A), on peut vérifier qu'il existe une relation linéaire entre Z_2 et T. En revanche le MSV croit légèrement pour $T < 3,5$ et $Z_2 < 2,5$; puis au-delà il a tendance à exploser vers des valeurs maximales. Les JSS à fort MSV sont ceux aux morphologies de type « columnar ».

Relation entre le mean square value (MSV) et la tortuosité (T)

On se propose ici de tester la corrélation entre T et MSV, l'objectif étant de caractériser plus finement les types morphologiques de JSS. Dans un premier temps nous avons construit une série de profils modèles, basés sur les formes observées lors des comptages, afin de proposer des abaques en T et MSV. Ensuite, 8 formes de JSS ont été retenues, des plus discrets (smooth), simples ondulations, aux plus rugueux avec des pics en créneaux centimétriques (columnar). Les profils ainsi créés ont subi le même traitement d'image que les JSS naturels, afin d'obtenir leurs paramètres de rugosité. Les modèles de JSS sont représentés dans un diagramme avec $MSV_f(T)$, qui permet de définir les grands pôles morphologiques (Figure 24A). Ces abaques construits à partir de T et MSV semblent convenables aux vues des positions bien individualisées pour les stylolites de référence.

Les JSS des différents faciès sont alors projetés dans le diagramme contenant les modèles (Figure 24B). L'essentiel des points se place entre les formes les plus douces de types « smooth » ou « hummocky » (faible MSV) et le type « irregular », localisé en position intermédiaire vers les formes « columnars ». Seuls deux JSS se retrouvent autour du pôle « columnar » pour les faciès grossiers (B/R), alors qu'ils sont présents pour chaque texture en un exemplaire au minimum. Il est probable que la hauteur des créneaux n'est pas suffisante dans les faciès fins pour projeter les JSS de type « columnar » au delà de 5000 MSV. Malgré des lacunes pour les formes en créneaux, il existe une bonne cohérence entre les morphologie des JSS et les pôles de référence (Figure 24B, images de 1 à 6).

Dimension fractale (D)

Il n'apparaît pas de relation claire, comme précédemment, entre les textures et la dimension fractale (D) des JSS (Figure 23F). La D prend des valeurs au-dessus de 1,5 pour les faciès allant du mudstone au grainstone, alors que pour les boundstones/rudstones les valeurs de D se concentrent entre 1 et 1,5. Dans le cadre du modèle fractal auto-affine, D varie entre 1 et 1,5 avec $D=1,5$ étant la valeur idéale (Mandelbrot, 1983). Pour les $D > 1,5$ on considère

que le phénomène n'est plus fractal et qu'il peut être décrit entièrement dans le domaine Euclidien (Brown et Scholz, 1985). Le contraste pour D, entre les faciès très grossiers et les autres faciès plus fins est marqué par la présence de stylolites aux morphologies de type fractal pour les boundstones/rudstones alors que dans le reste des faciès se retrouvent essentiellement des profils stylolitiques plus complexes ou tout du moins incompatibles avec le modèle fractal. Il faut donc chercher à préciser la relation entre D et la forme des JSS.

Si D est représenté en fonction de T (Figure 25B), les JSS des faciès B/R en rouge se retrouvent dans la partie inférieure ($D < 1,5$) du graphique. En revanche, pour les faciès plus fins, les JSS se répartissent dans la partie supérieure ($D > 1,5$). L'ensemble des JSS issus des faciès fins ne permet pas d'identifier de regroupement. Des diagrammes similaires avec D en fonction de MSV ou Z_2 ne donnent pas plus d'information.

Pour comprendre les variations de D entre les faciès fins et grossiers, 4 JSS dont les D correspondent aux limites supérieures et inférieures de l'ensemble des profils traités sont représentés en détail (Figure 26). Les JSS proviennent pour les D minima de boundstone/rudstone et pour les D maxima de packstone et mudstone/wackestone. Les deux profils provenant des faciès grossiers sont caractérisés par deux niveaux d'ondulations (Figure 26 A et B), un premier ordre à faible fréquence (F1) mais forte amplitude (A1) sur lequel se surimpose un second signal à haute fréquence (F2) mais faible amplitude (A2). Cette organisation imbriquée sur 2 niveaux est compatible avec les morphologies dites fractales et les coefficients de rugosité sont d'autant plus élevés que F1 est faible et A1 élevé. En revanche, pour les JSS des faciès plus fins (Figure 26 C et D), F1 est relativement faible mais A1 aussi, alors que F2 est élevé et A2 presque égal à A1. C'est donc le signal de 2nd ordre qui s'impose avec une amplitude proche de celle du 1^{er} ordre et commande la morphologie des JSS pour ces faciès. Les propriétés du second ordre ne sont plus en accord avec le principe d'auto-affinité fractale, expliquant les $D > 1,5$. De plus ces JSS ont une T et un MSV plus faibles, du fait des petites amplitudes des pics de 1^{er} ordre.

La dimension fractale apparaît donc comme un facteur discriminant pour les populations de stylolites entre : les faciès grossiers, pour lesquels les JSS vérifient les propriétés d'auto-affinité fractale alors que les faciès plus fins sont majoritairement affectés par des stylolites aux formes non fractales.

4.4.6. Conclusions : Stylolites et rugosité

L'approche numérique confirme le rôle de la texture des encaissants sur la morphologie des JSS. Les paramètres de rugosité des JSS augmentent vers les textures grossières, ce qui revient à dire que les stylolites aux plus fortes amplitudes de pics se retrouvent préférentiellement dans les faciès de type boundstone et rudstone. La dimension fractale s'avère être un critère non caractéristique de l'ensemble des différentes formes de JSS, mis à part pour les types « columnar » qui satisfont au principe d'auto-affinité. En revanche, les paramètres de tortuosité, Z^2 et le MSV ont permis de distinguer les JSS selon les modèles de formes utilisés pour le comptage visuel. Cette première tentative de classification automatique des profils stylolitiques à partir de leurs paramètres de rugosité s'avère plutôt satisfaisante et constitue une base pour des approches ultérieures comme par exemple la quantification des contraintes impliquées dans la genèse des JSS. L'ajout de classes intermédiaires avec des amplitudes de pics variables pourrait apporter de nettes

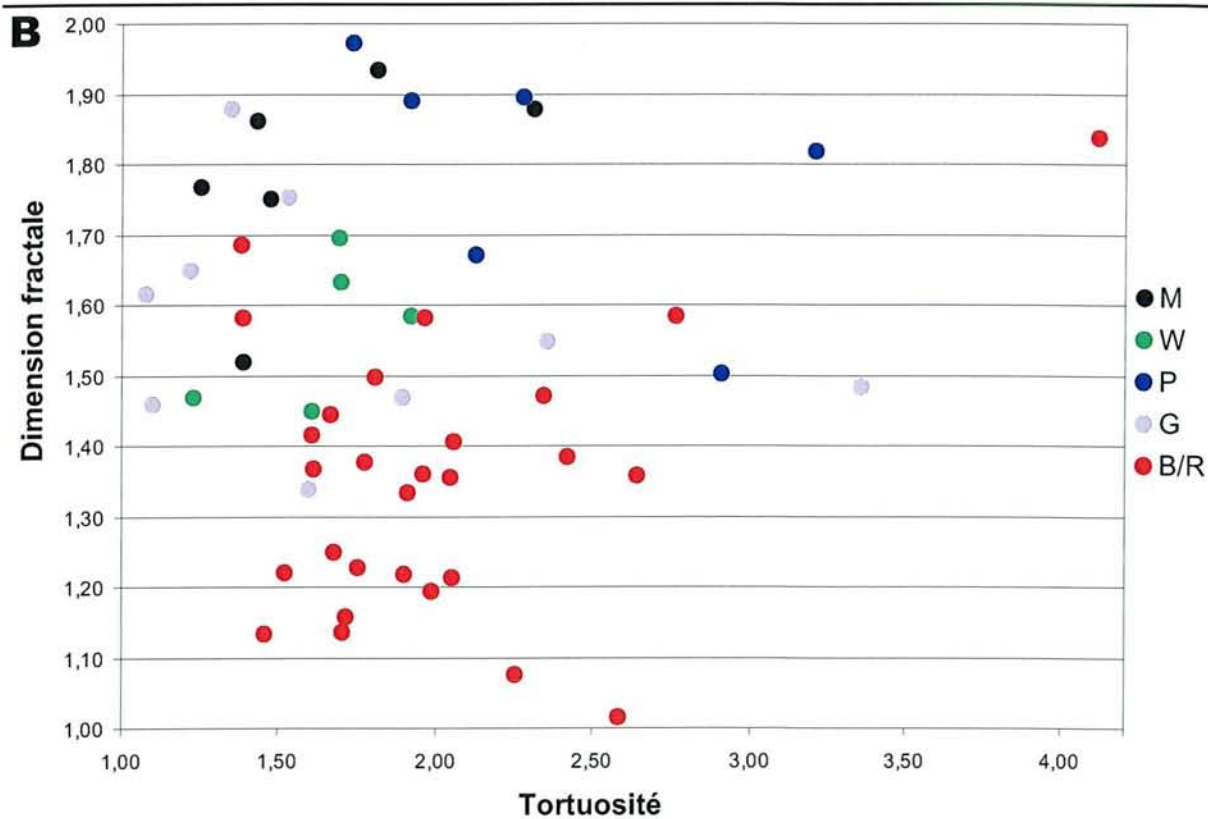
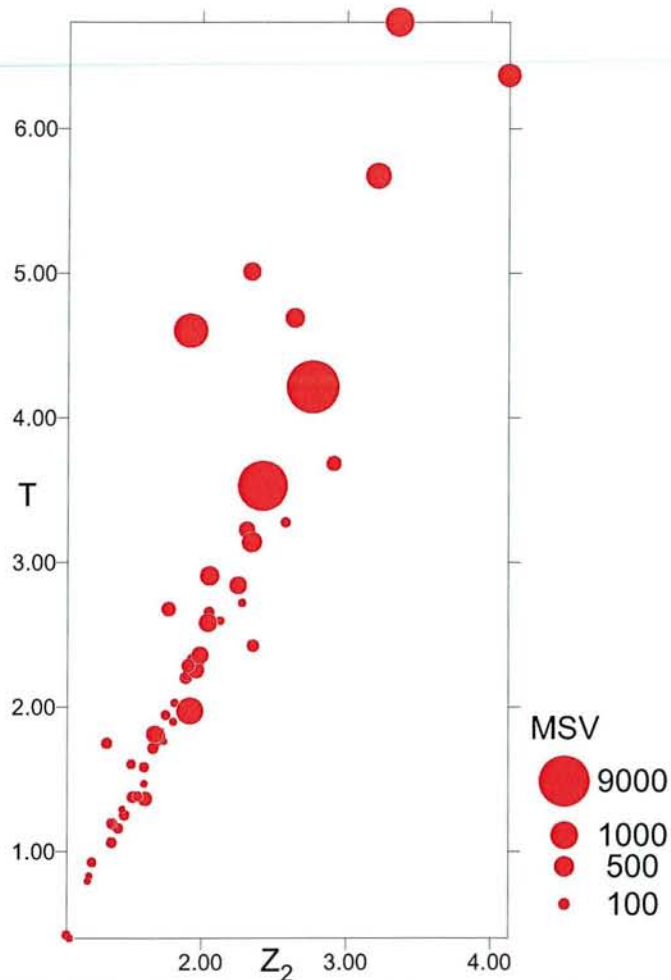
A

Figure 25 : A, Relations entre microrugosité (Z_2), tortuosité (T) et mean square value (MSV) ; B, Dimension fractale (D) en fonction de la tortuosité (T) ; M= mudstone, W= wackestone, P= packstone, G= grainstone, BR= boundstone et rudstone.

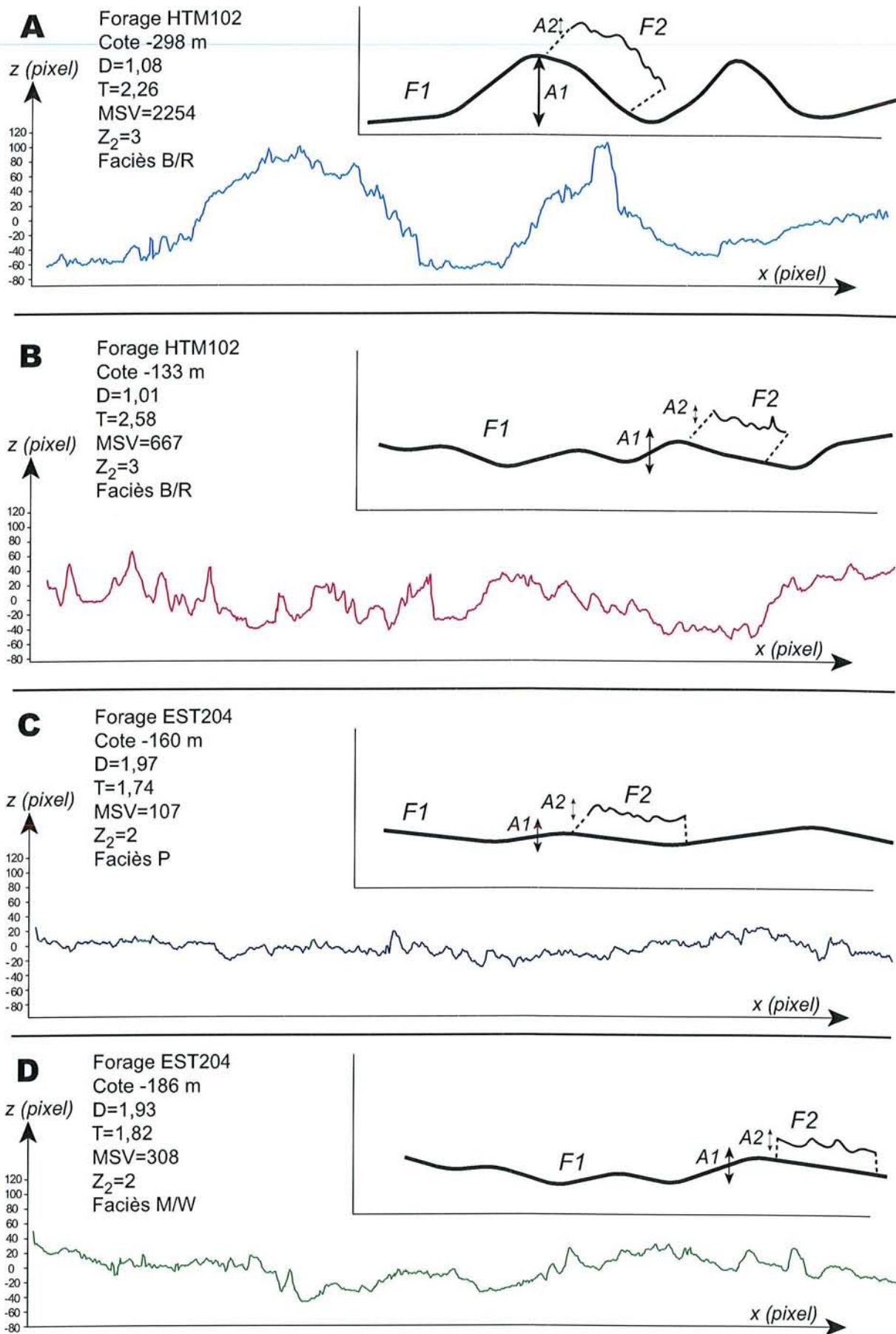


Figure 26 : Relation entre les fréquences et amplitudes des ondulations de 4 joints stylolitiques stratiformes avec leur dimension fractale et les paramètres de rugosité ; D= dimension fractale, T= tortuosité, MSV= mean square value, Z₂= microrugosité, M= mudstone, W= wackestone, P= packstone, BR= boundstone et rudstone, F1= fréquence de 1^{er} ordre, A1= amplitude de F1, F2= fréquence de 2^{ème} ordre, A2= amplitude de F2.

améliorations quant à la reconnaissance des morphologies de JSS.

La présence de JSS avec des paramètres de rugosité *s.l.* élevés, que leur origine soit liée à l'enfouissement pour les faciès les plus grossiers ou alors liée à la réactivation tectonique dans tous les faciès, suggère fortement un rôle prépondérant du degré d'homogénéité de la roche dans la genèse des JSS. Dans le cas d'une roche homogène ou avec des horizons différenciés (*e.g.* présence d'intercalations plus gréseuses), la proximité des zones de stylolitisation (point d'initiation aux limites de grains par exemple) va conduire au développement d'un réseau de JSS avec de nombreux pics de faible amplitude. En revanche, dans une roche où les hétérogénéités sont disséminées de façon éparses les JSS vont s'initier préférentiellement aux interfaces entre ces éléments et la matrice, créant ainsi des points de dissolution relativement espacés, d'où la formation de relais verticaux, conduisant aux morphologies en crénaux. Cette interprétation rend possible la détermination de l'état d'homogénéité relatif de la roche au moment de la formation des JSS, au regard de leur morphologie.

4.5. Quantification de la dissolution par stylolitisation

Les auteurs sont tous d'accord pour dire que la stylolitisation joue un rôle majeur lors de la compaction et constitue l'une des principales sources du carbonate des ciments. Les taux de dissolution proposés lors de la stylolitisation sont des plus variés, de 10 à 60 fois le volume d'insolubles présent dans les JSS (Delair et Leroux, 1978; Hermeline, 1990; Marrakachi, 1993), ce qui entraîne des réductions variables de l'épaisseur des séries. Voici quelques exemples relevés dans la bibliographie :

- 1-2% de raccourcissement horizontal pour des joints stylolitiques verticaux d'origine tectonique (Railsback et Andrews, 1995) ;
- 10-20% de raccourcissement vertical pour des joints stylolitiques stratiformes dans des calcaires fins (Bodou, 1976; Leythaeuser, *et al.*, 1995) ;
- 20-35% de raccourcissement vertical pour des joints stylolitiques stratiformes dans différents calcaires (Meike et Wenk, 1988; Choquette, 1990; Hermeline, 1990; Marrakachi, 1993; Di Primio et Leythaeuser, 1995; Bäuerle *et al.*, 2000).

Malgré un étalement des valeurs de compaction liées à la stylolitisation, l'ordre de grandeur reste entre 10 et 30% selon la lithologie. Ces valeurs sont en accord avec la théorie générale sur les transferts de carbonates nécessaires à la cimentation des calcaires (Bathurst, 1971; Purser, 1975; Chamley, 1987; Choquette, 1990; Tucker et Wright, 1990).

Pour quantifier le transfert de carbonates au niveau d'un joint stylolitique, l'idée maîtresse est de considérer la quantité d'insolubles présente dans les joints comme résultant d'une concentration relative par départ de la phase carbonatée initiale (Stockdale, 1922; Dunnington, 1954; Coogan, 1970; Logan et Semeniuk, 1976; Delair et Leroux, 1978; Gratier, 1993; Dewers et Ortoleva, 1994; Di Primio et Leythaeuser, 1995; Hofmann et Leythaeuser, 1995; Leythaeuser, *et al.*, 1995; Railsback, 1995). Cette démarche se veut plus précise que la simple mesure de l'amplitude des pics stylolitiques (Bodou, 1976; Bäuerle, *et al.*, 2000). La composition minéralogique des insolubles est généralement un mélange d'oxydes, d'argiles, de sulfures et de matière organique (Carrio-Schaffhauser *et al.*, 1990). La comparaison des concentrations en insolubles entre joint stylolitique et roche encaissante donne une approximation de la quantité de carbonates dissous et donc du rôle joué lors

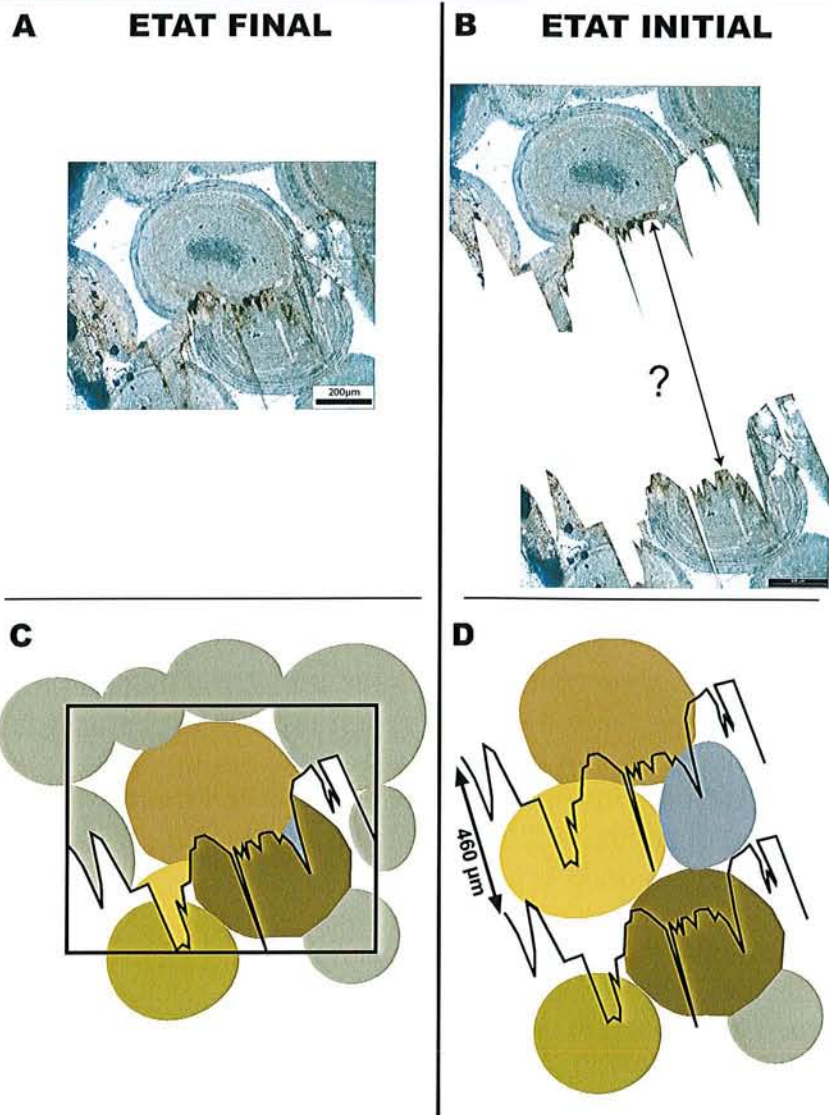


Figure 27 : Reconstitution de l'état initial ante-stylolitisation, calcaire oolithique, forage ANDRA EST 204, cote 172,94m ; A, état final ; B, découpage selon le joint stylolitique ; C, état final dessiné ; D, reconstitution de l'état initial.

de la compaction par les stylolites stratiformes (Delair et Leroux, 1978). L'élément utilisé en ponctuel ou par micro-prélèvements pour quantifier ces transferts de carbonates est l'aluminium (Delair et Leroux, 1978 et références internes), considéré comme relativement stable chimiquement et peu mobile. Cette approche n'est valable que si les insolubles sont indemnes de néoformations liées à des circulations et que la roche est considérée comme homogène dans sa teneur initiale en insolubles. Ces conditions préalables sont très discutées, principalement en raison de l'existence d'hétérogénéités minéralogiques et sédimentologiques qui guident la mise en place des joints stylolitiques (Stockdale, 1922; Logan et Semeniuk, 1976; Andrews et Railsback, 1997), de déplacement de certains éléments chimiques (Meike et Wenk, 1988) mais aussi en raison des phénomènes de cimentation précoce qui peuvent bloquer la stylolitisation (Coogan, 1970).

Les différentes techniques proposées dans ce travail consistent tout d'abord en la vérification de l'ordre de grandeur du taux de dissolution des JSS, à l'aide d'un exemple où le taux de compaction peut être estimé directement. Ensuite, nous détaillerons la nature

du matériel renfermé dans les joints stylolitiques à l'aide d'observations en microscopie, en cathodoluminescence (CL) et grâce au microscope électronique à balayage (MEB). Le MEB va aussi être utilisé pour calculer les surfaces relatives des différentes espèces minérales présentes dans les JSS. Des analyses complémentaires (matière organique et rayon x) apporteront quelques éléments de réflexion sur l'état de la roche avant stylolitisation ainsi que sur la diagenèse. Enfin, les analyses en majeurs et éléments traces plus terres rares permettront de calculer les transferts de masse entre encaissant et JSS.

4.5.1. Mesures directes

Dans cet exemple particulier un taux minimum de dissolution peut être estimé au niveau d'un JSS dans un faciès grainstone oolithique. Il s'agit de reconstituer l'état de la roche avant stylolitisation en extrapolant les formes des oolithes ayant été dissoutes intégralement ou en partie. Cette approche permet de déterminer une valeur approximative du taux de dissolution qui donne au moins l'ordre de grandeur du phénomène.

L'exemple traité provient de l'Oxfordien supérieur (forage EST 204, profondeur 172m94), il s'agit d'un calcaire oolithique dont les oolithes sont très légèrement déformées par une première phase de compaction mécanique (Figure 27A). A partir d'une photographie de lame mince, les limites des oolithes sont retracées dans un premier temps (Figure 27C), puis pour tous les grains tronqués par le joint stylolitique on cherche à reconstituer leur géométrie initiale en s'inspirant de la forme des oolites intactes (Figure 27B). Par cette méthode un état initial est reconstitué (Figure 27D). Il reste discutable puisqu'il est toujours possible d'intercaler encore des oolites, mais définit néanmoins un minimum du volume dissous.

D'un joint stylolitique de 25 μm d'épaisseur en moyenne, le minimum d'épaisseur de matériel dissous peut être estimé à 460 μm soit : un taux de dissolution de l'ordre de 20 fois le volume initial. Cette valeur correspond au bas de la gamme des valeurs présentées dans la littérature, qui vont de 10 (Delair et Leroux, 1978) jusqu'à 50 (Hermeline, 1990) et même 60 (Marrakachi, 1993). Pour la suite de cette étude on gardera en mémoire cette valeur (20) du taux de dissolution pour les JSS de type low peaks dans les faciès oolithiques.

4.5.2. Études des JSS en microscopie, cathodoluminescence et M.E.B.

Les JSS ont fait l'objet d'un grand nombre d'études mais la nature des insolubles est rarement détaillée. Selon l'objectif des différents travaux existants, c'est la fraction organique (Di Primio et Leythaeuser, 1995; Leythaeuser, *et al.*, 1995) ou une partie de la phase minérale (Delair et Leroux, 1978; Rousset, 2002) qui a été étudiée. L'assemblage minéralogique constitutif des JSS est ici étudié à l'aide de la microscopie optique, la cathodoluminescence (CL) et de la microscopie électronique à balayage (MEB).

Microscopie classique et cathodoluminescence

Ce qui à l'échelle macroscopique apparaît comme un fin drapage argileux de teinte sombre se révèle bien plus complexe à plus fort grossissement. En effet, le résidu noir est un mélange entre des argiles et de nombreux cristaux automorphes (Figure 28A) principalement de calcite et de dolomite mais aussi des sulfures de fer sous la forme de pyrites cubiques ou framboïdales. Selon l'endroit où les JSS sont observés, la proportion dans ces éléments varie. Sur les segments horizontaux des JSS, les argiles dominent alors que sur les parties

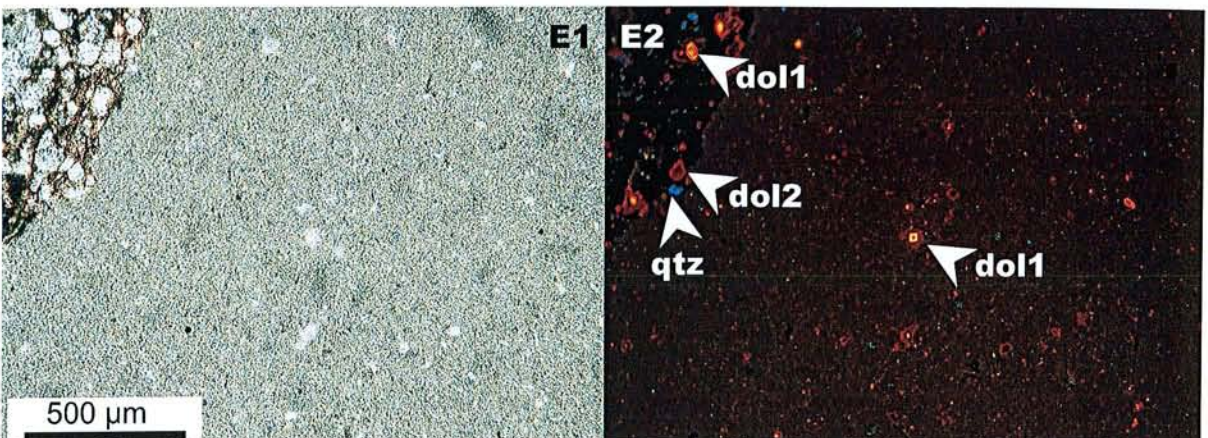
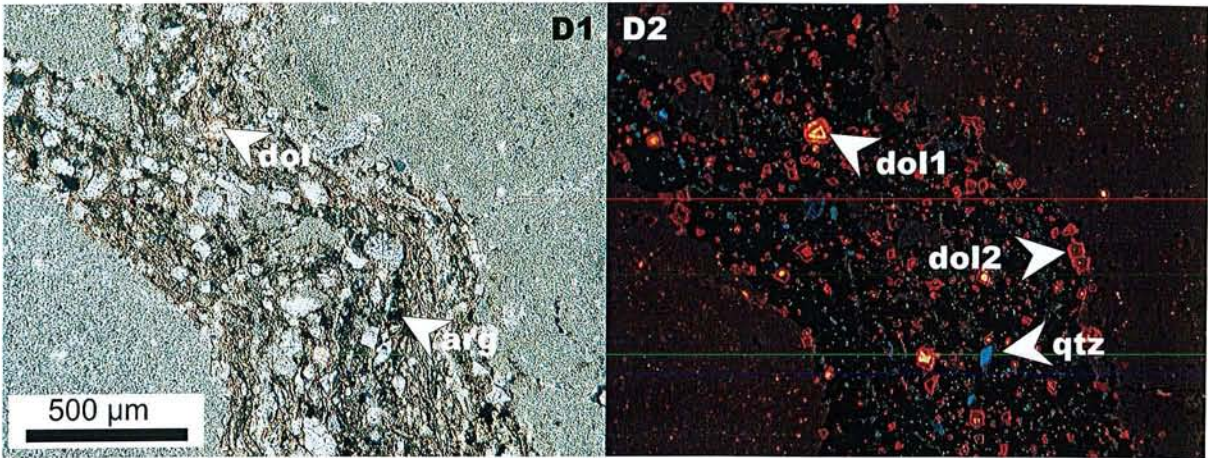
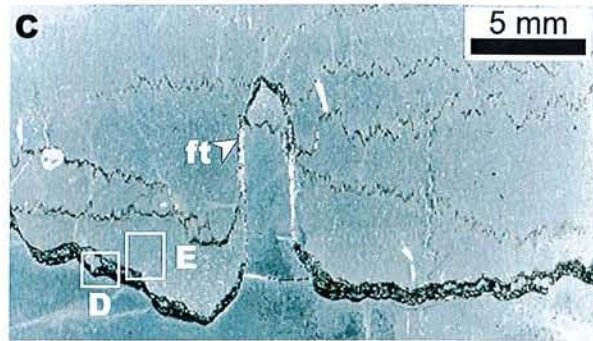
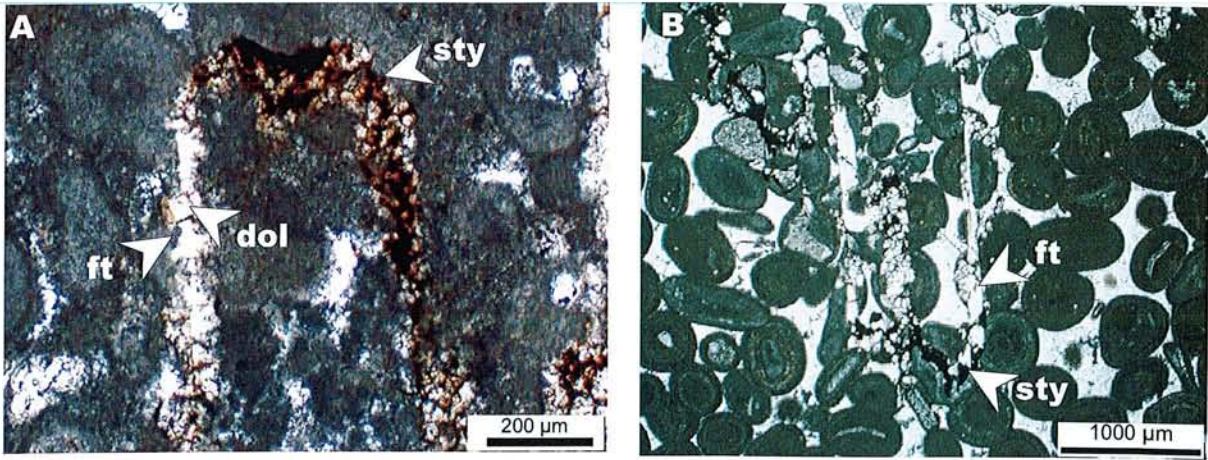


Figure 28: Observations de joints stylolitiques stratiformes (JSS) au microscope, calcaires de l'Oxfordien supérieur ; A, packstone ; B, grainstone ; C, D1 et E1 mudstone ; D2 et E2 en cathodoluminescence ; Sty= joint stylolitique, ft= fente de tension, dol1= dolomite au cœur jaune et périphérie orange, dol2= dolomite au cœur sombre et périphérie orange foncé, qtz= quartz, arg= argiles.

verticales des pics il peut y avoir un maximum de calcite et dolomite à la manière d'une fente de tension. Les montants verticaux des JSS jouent le rôle de transformantes et résultent d'une ouverture en transtension pouvant largement contribuer à la mise en place de minéralisations (Figure 28 A, B et C).

La quantité de dolomite semble bien plus importante que ne le laissait présager l'observation macroscopique. En CL, en plus des cristaux de dolomite, se retrouvent quelques grains de quartz (Figure 28 D2 et E2). Les dolomites sont fréquemment zonées en CL, 2 types peuvent être distingués : les premières avec un cœur très lumineux dans les jaunes et une périphérie dans des teintes orangées, les secondes au cœur sombre et au cortex orange foncé. De plus des dolomites se retrouvent à l'intérieur de l'encaissant mais en quantité moindre que dans les JSS. L'histoire de ces dolomites semble donc complexe et polyphasée.

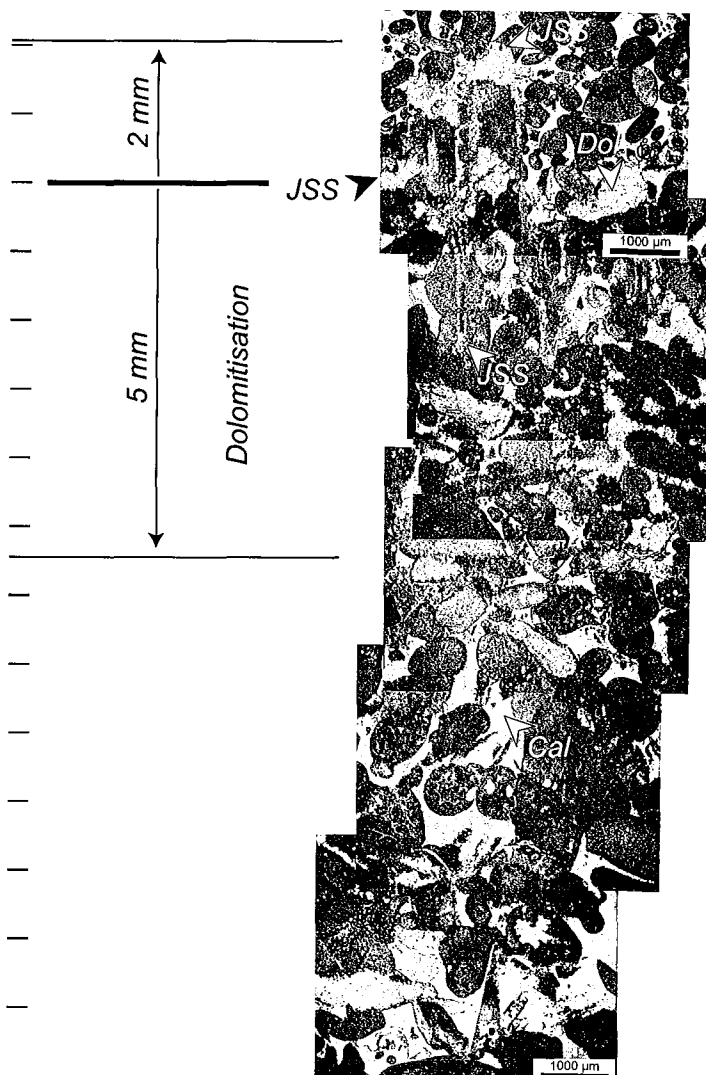


Figure 29 : Auréole de dolomitisation autour d'un joint stylolitique stratiforme (JSS), Oxfordien supérieur, calcaire grainstone ; Dol= dolomite en blanc verdâtre, Cal= calcite en rose.

Sur une lame mince traitée à l'alizarine et au ferricyanure de potassium s'observe une auréole de dolomitisation centrée autour d'un JSS (Figure 29).

Il s'agit d'un grainstone dont la porosité est cimentée par de la dolomite sur les 2 mm supérieur et les 4 mm inférieurs au JSS. Encore une fois l'association entre dolomite et JSS pose la question de leur mise en place et du rôle respectif de l'un sur l'autre. Les cristaux de dolomites ne font que quelques μm le long du JSS alors que dans la porosité ils font plusieurs dizaines de μm et semblent recristalliser d'anciens ciments calcitiques de remplissage. Les phénomènes de dolomitisation et dédolomitisation sont classiques dans les séries carbonatées, ils peuvent être précoces ou beaucoup plus tardifs et l'établissement précis de leur chronologie nécessite des études poussées en CL couplées à de la géochimie isotopique (Feng Zengzhao *et al.*, 1998; Reinhold, 1998; Heasley *et al.*, 2000; Torok, 2000; Railsback et Hood, 2001). Ici la seule étude en microscopie classique et CL permet de proposer la mise en place précoce de dolomite (cœur lumineux) lors de la formation des premiers stylolites (Torok, 2000; Vincent, 2001), avec une diffusion au sein de la roche à proximité du JSS. La dissolution des calcites plus ou moins riches en magnésium va nourrir les dolomites (Logan et Semeniuk, 1976; Wanless, 1979). Ensuite les dolomites montrent des évidences de recristallisations probablement associées à des épisodes de réactivation des JSS et des événements de circulations fluides. L'étude fine (isotopes stables) de ces dolomites semble incontournable pour déterminer l'évolution diagénétique des séries

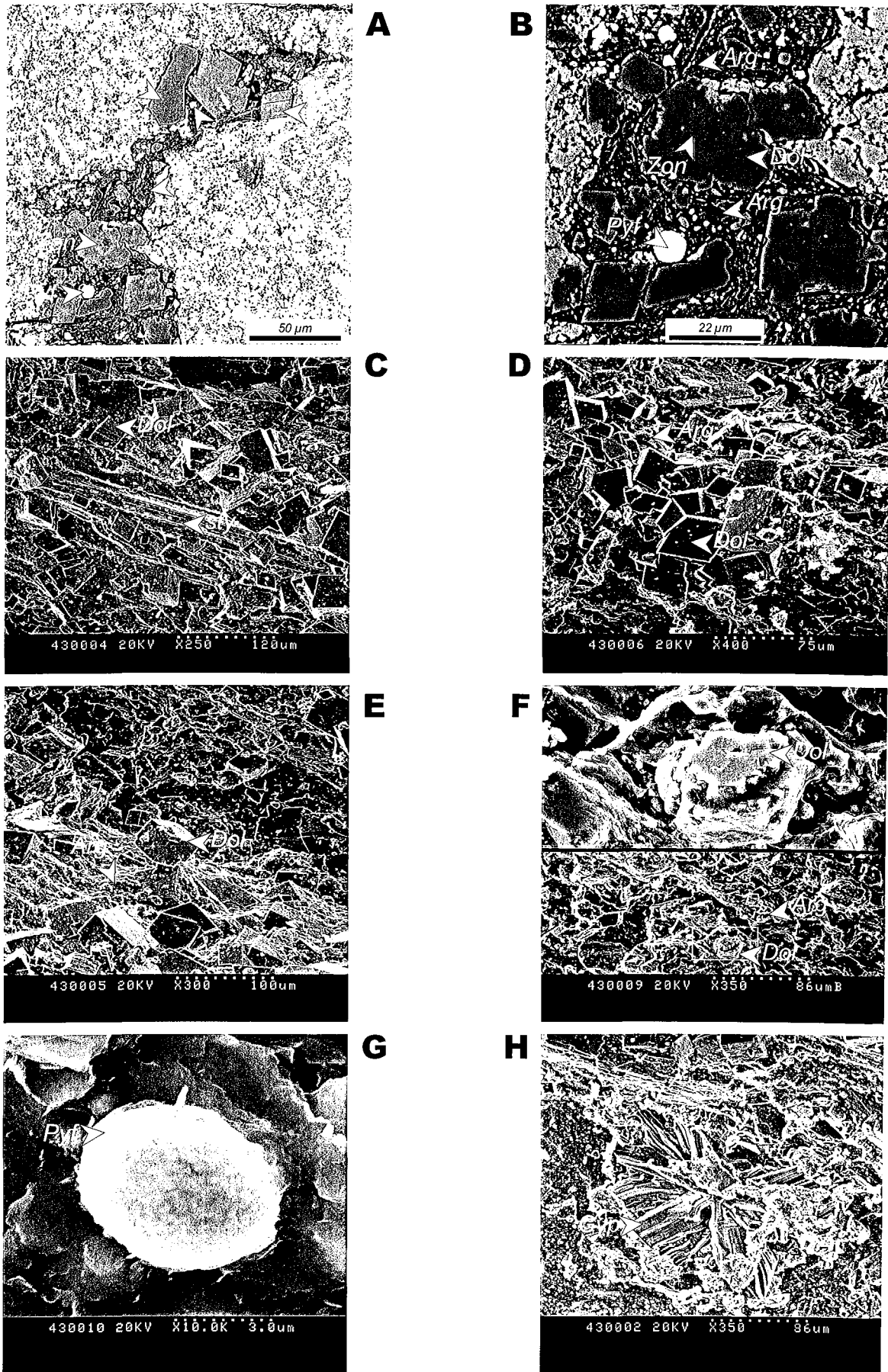


Figure 30 : Images au microscope électronique à balayage sur un joint stylolitique stratiforme (JSS), Oxfordien supérieur, calcaire wackestone, en électrons rétrodiffusés (A et B) en électrons secondaires (C à H), Arg= argiles, Dol= dolomite, Qtz= quartz, Zon= dolomite zonée, Py= pyrite, Pyf= pyrite framboïdale, sty= stries stylolitiques, Gyp= gypse en fleur.

oxfordiennes. Cet aspect est abordé succinctement au chapitre 3.7.

Ce qui nous intéresse au-delà de la présence des cristaux de dolomite c'est leur proportion par rapport à la quantité d'insolubles, afin de calculer au plus juste l'enrichissement des JSS en éléments tels que l'aluminium. Dans ce sens, l'observation au microscope électronique à balayage (MEB) va permettre d'identifier et surtout de quantifier les différentes phases minéralogiques présentes dans des JSS de quelques dizaines de μm d'épaisseur.

Imagerie M.E.B.

L'imagerie MEB en électrons rétrodiffusés permet de distinguer les minéraux par leur masse atomique, les éléments légers apparaissant plus foncés que les lourds. L'observation majeure dans ces JSS est la faible quantité d'argiles (Figure 30 A à F) par rapport aux autres phases minéralogiques. Les dolomites dominent l'assemblage, elles sont zonées (Figure 30 A et B) mais présentent aussi des traces de dissolution/corrosion (Figure 30 F) et de dédolomitisation (Figure 30 B). Les cristaux de dolomite, pour la plupart automorphes, sont enveloppés par les argiles. Des pyrites cubiques (Figure 30 A) et framboïdales (Figure 30 A, B et G) complètent la composition des insolubles avec la possibilité de retrouver des sulfates de calcium (Figure 30 H) probablement liés à l'oxydation du matériel lors du stockage des échantillons. De façon encore plus anecdotique il peut être observé de rares cristaux de fluorite dans les JSS.

4.5.3. Analyses M.E.B. / cartographie minéralogique

Le couplage entre la microscopie électronique à balayage (MEB) et l'analyse par rayons X (EDX), tous deux associées au traitement d'image permet de déterminer les proportions relatives des différentes phases minéralogiques. Ce travail a été réalisé en collaboration avec Danièle BARTIER (G²R).

Méthodologie

L'analyse des surfaces par EDX sur lames minces permet d'identifier tous les éléments présents dans l'échantillon puis d'obtenir une carte de leur répartition spatiale (Figure 31A). La composition pluri-élémentaire est donnée par analyse spectrométrique par dispersion d'énergie. Lors d'un bombardement électronique et à condition que l'énergie des électrons incidents soit suffisante, il peut y avoir ionisation des couches profondes des atomes de l'échantillon. L'atome ionisé étant instable, un électron des couches périphériques vient donc combler cette lacune. L'électron « retombe » à un niveau d'énergie inférieur et émet un photon dont l'énergie est égale à la différence des niveaux électroniques. Comme tous

	<i>argiles</i>	<i>dolomite</i>	<i>calcite</i>	<i>quartz</i>	<i>pyrite</i>
Grainstone	41%	50%	5%	2%	2%
	35%	55%	5%	5%	5%
Packstone	27%	58%	4%	11%	0%
	60%	35%	0%	5%	1%
Boundstone	27%	57%	3%	11%	2%

Tableau 5 : Surfaces occupées par les différentes phases minérales (en pourcentages) dans différents joints stylolitiques stratiformes (JSS) pour des calcaires aux textures variées.

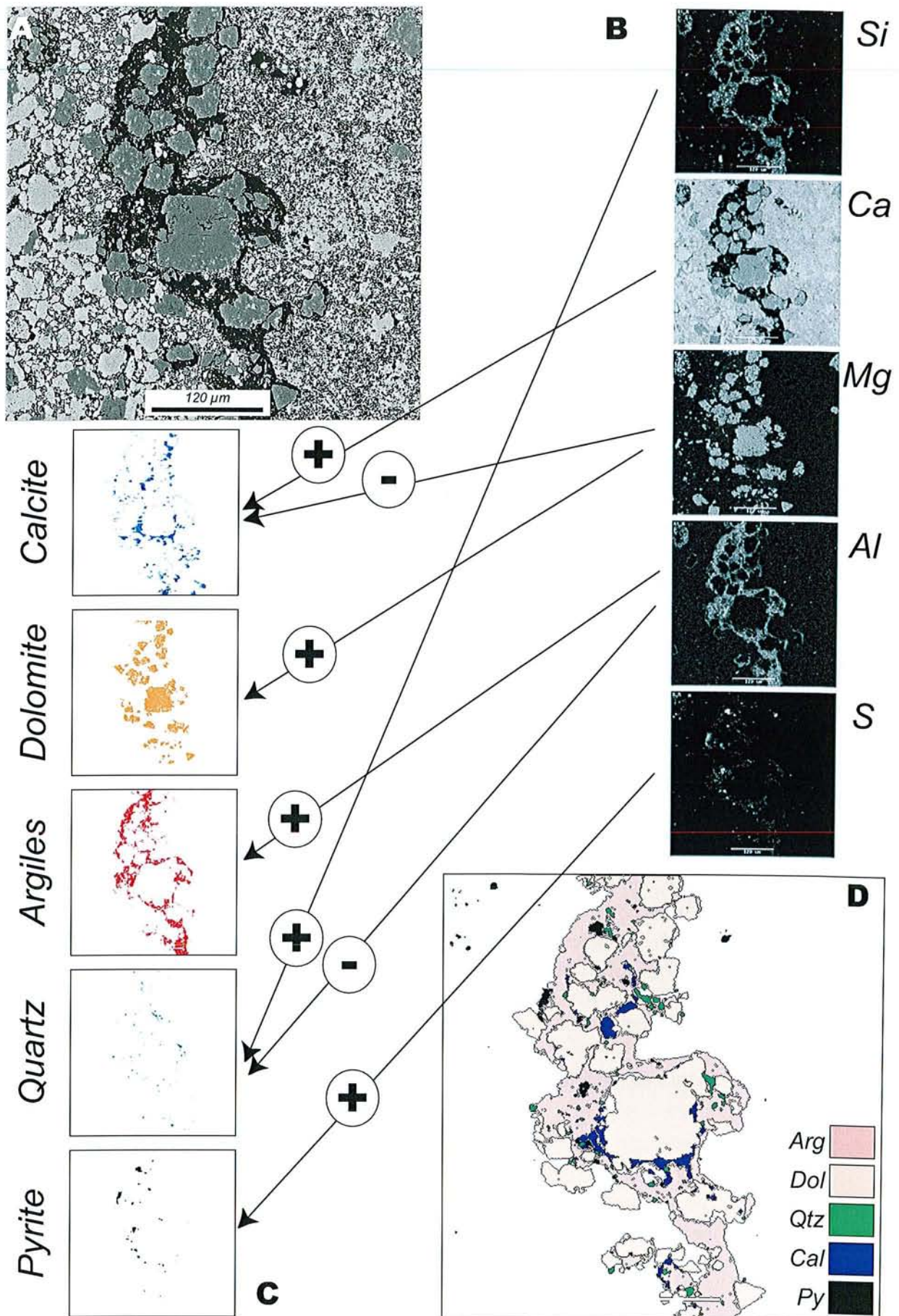


Figure 31 : Cartographie élémentaire et reconstitution de l'assemblage minéralogique d'un joint stylolitique stratiforme (JSS), Oxfordien supérieur, calcaire mudstone ; A, image en électrons rétrodiffusés ; B, cartes élémentaire ; C, cartes minéralogiques par combinaison des cartes élémentaires ; D, assemblage minéralogique reconstitué ; Si= silicium, Ca= Calcium, Mg= magnésium, Al= aluminium, S= soufre, Arg= argiles, Dol= dolomite, Qtz= quartz, Cal= calcite, Py= pyrite.

les atomes ont des niveaux électroniques qui leur sont propres, l'analyse des énergies des photons émis par l'échantillon nous renseigne sur sa composition chimique. On obtient ainsi une carte de répartition par élément (Figure 31B).

Dans un deuxième temps les cartes de répartition élémentaire sont combinées pour reconstituer les différentes phases minéralogiques (Figure 31C). Ainsi pour chacun des JSS étudiés on connaît les proportions relatives d'argiles, dolomite, pyrite, quartz et calcite (Figure 31D).

Résultats de la cartographie minéralogique

Ce protocole a été appliqué à différentes lithologies sur des JSS d'amplitudes variables. Les résultats (Tableau 5) confirment l'ubiquité de la dolomite dans les JSS avec des proportions d'argiles de l'ordre de 30-60%. Ces valeurs remettent alors sérieusement en cause les taux de dissolutions proposés sur la base de la différence de concentration en aluminium entre l'encaissant et les JSS. En effet dans ces calculs le principe est de considérer que l'intégralité des insolubles est constituée d'argiles, on doit donc revoir les taux de compaction en fonction des pourcentages relatifs d'argiles. On peut alors recalculer des nouveaux taux de dissolution 70% à 40% plus faibles, ce qui donne pour les valeurs maxima proposées : $60 \cdot 30 / 100 = 18$ à $60 \cdot 60 / 100 = 36$. On retrouve des taux encadrant la valeur de 20 déterminés par mesure directe sur un calcaire oolithique.

Ces calculs de surface vont être exploités dans les paragraphes suivants afin d'extrapoler les analyses à la microsonde électronique. Enfin, les analyses des majeurs, traces et Terres rares effectuées par la méthode ICP-MS devraient valider la méthode.

4.5.4. Analyses minéralogiques des argiles

L'analyse minéralogique des argiles a pour objectif de vérifier l'homogénéité du matériel constituant la fraction dite « insoluble » des carbonates mais aussi de détecter d'éventuelles néoformations dans les JSS. La difficulté de prélèvement dans les JSS n'a pas permis de fournir assez de matériel pour tous les niveaux échantillonnés. Seules les textures mudstone et packstone donnent des résultats complets pour l'encaissant et le JSS associé (Tableau 6).

Au vu de ces résultats, il n'apparaît aucune différence majeure entre les argiles contenues dans la roche encaissante et celles des JSS, ce qui suggère une stabilité des argiles, d'origine détritique, lors des processus de stylolitisation.

Type	Illite	Smectite+I/S	Kaolinite	Chlorite
Mudstone				
Encaissant supérieur	50%	25%	20%	5%
JSS	50%	20%	20%	10%
Encaissant inférieur	50%	20%	20%	10%
Packstone				
Encaissant supérieur	65%	10%	15%	10%
JSS	60%	15%	15%	10%
Encaissant inférieur	65%	10%	15%	10%

Tableau 6 : Résultats des analyses aux rayons X sur la fraction inférieure à 2 µm, pourcentages calculés à partir des hauteurs de pics des diffractomètres.

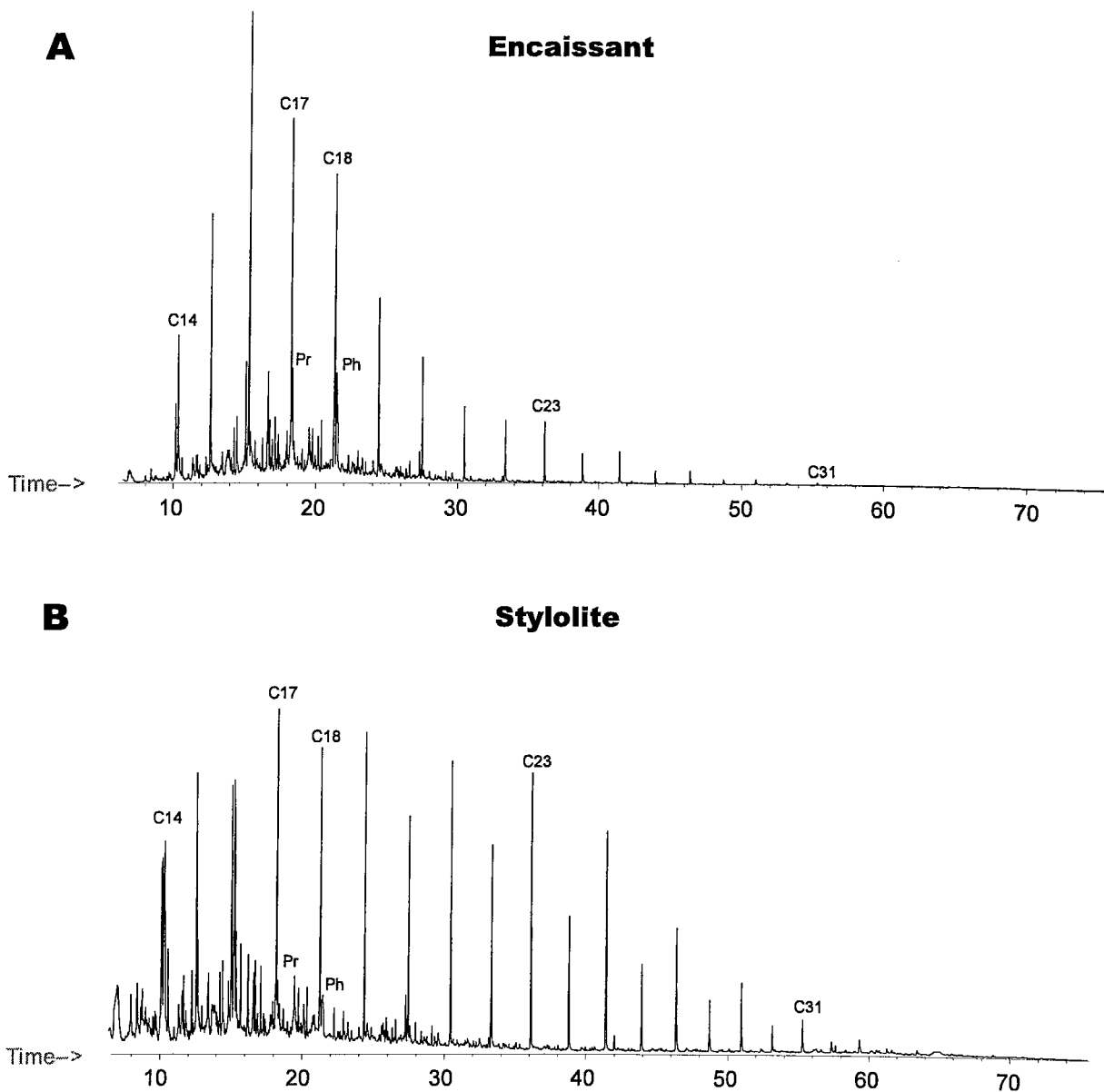


Figure 32 : Distribution des n-alcanes (m/z 57) pour l'encaissant (A) et le joint stylolitique (B), forage EST 204, 289.59 m de profondeur, dans un calcaire à texture packstone. Ci : nombre d'atomes de carbone, Pr : pristane et Ph : phytane.

4.5.5. Analyses des matières organiques

La faible quantité des résidus récupérés dans les JSS n'a pas permis d'effectuer une étude quantitative mais uniquement qualitative.

Ici c'est la nature des molécules organiques qui va rendre compte des transferts et de l'évolution entre l'encaissant et les JSS. Cette étude a été effectuée en collaboration avec M. Élie.

Les molécules organiques des échantillons ont été extraites avec du dichlorométhane à l'aide d'un extracteur Dionex ASE 200. Les extraits organiques ont ensuite été fractionnés par chromatographie liquide sur microcolonnes de silice en hydrocarbures saturés en aromatiques et en composés polaires. Les fractions saturées ont été analysées par

couplage chromatographie en phase gazeuse (Hewlett-Packard HP 6869)-spectrométrie de masse (Hewlett-Packard HP 5972).

Nature des matières organiques des formations carbonatées encaissantes

Les distributions des *n*-alcanes (*m/z* 57) des encaissants carbonatés sont similaires pour les différents échantillons avec une forte contribution des courtes chaînes aliphatiques (nC_{14} - nC_{22}) et un maximum vers nC_{16} (Figure 32A). Ce type de distribution est caractéristique d'une matière organique d'origine marine (type II). On note également que les *n*-alcanes impairs sont prédominants dans l'intervalle nC_{22} - nC_{34} . Cette imparité peut être mesurée par le « Carbon Preference Index » (CPI) défini comme le rapport de la somme des *n*-alcanes impairs sur la somme des *n*-alcanes pairs par Bray et Evans (1961) :

$$CPI = \frac{1}{2} * \sum_n C_{2n+1} * (1/\sum_n C_{2n} + 1/\sum_n C_{2n+2}); \text{ avec } n=12 \text{ à } 16$$

L'évolution de ce paramètre géochimique depuis des valeurs très supérieures à 1 vers des valeurs proches de 1 permet d'estimer le degré de maturité et donne des informations sur l'origine des matières organiques. Pour les encaissants, le CPI est compris entre 1.63 et 1.78 ce qui rend compte d'une contribution de végétaux supérieurs (type III) et de l'immaturité des échantillons.

L'étude géochimique montre que les matières organiques des encaissants carbonatés sont identiques entre eux quelle que soit la profondeur. La distribution des *n*-alcanes révèle une contribution mixte [marine (type II) et terrestre (type III)] marquée par un apport substantiel de matière organique d'origine marine. Les paramètres géochimiques indiquent également que les matières organiques sont très immatures c'est à dire qu'elles ont connu un enfouissement limité. Cette immaturité est confirmée par la présence de hopanes (*m/z* 191), molécules héritées des bactéries, dans la configuration biologique $\beta\beta$.

Effets des phénomènes de pression dissolution des carbonates sur le signal organique

La distribution des *n*-alcanes des stylolites est caractérisée par une augmentation de la contribution des longues chaînes aliphatiques (Figure 32B). Cette évolution suggère que les hydrocarbures lourds sont concentrés par des phénomènes de pression dissolution dans les stylolites. Les rapports Pristane/*n*- C_{17} et Phytane/*n*- C_{18} sont plus faibles dans les joints de dissolution que dans les encaissants carbonatés suggérant ainsi que les isoprénoïdes pristane et phytane sont plus efficacement expulsés que les alcanes linéaires *n*- C_{17} et *n*- C_{18} (Hofmann et Leythaeuser, 1995). En revanche, la distribution des hopanes (*m/z* 191) ne montre pas de différences majeures entre les joints stylolitiques et les encaissants carbonatés. Ces résultats montrent que les stylolites sont le lieu de concentration et de migration de certaines espèces organiques.

Les chromatogrammes des hydrocarbures aliphatiques montrent également que la prédominance des *n*-alcanes impairs dans la gamme C_{24} - C_{35} est plus marquée pour les stylolites (Figure 32B). Le CPI des joints de dissolution est compris entre 2 et 3. Une telle évolution ne peut s'interpréter en terme d'effet des phénomènes de pression dissolution. L'augmentation de la prédominance des *n*-alcanes impairs révèle que l'apport de sédiments détritiques a été plus important pour les épaisseurs ayant été dissoutes au niveau des joints stylolitiques.

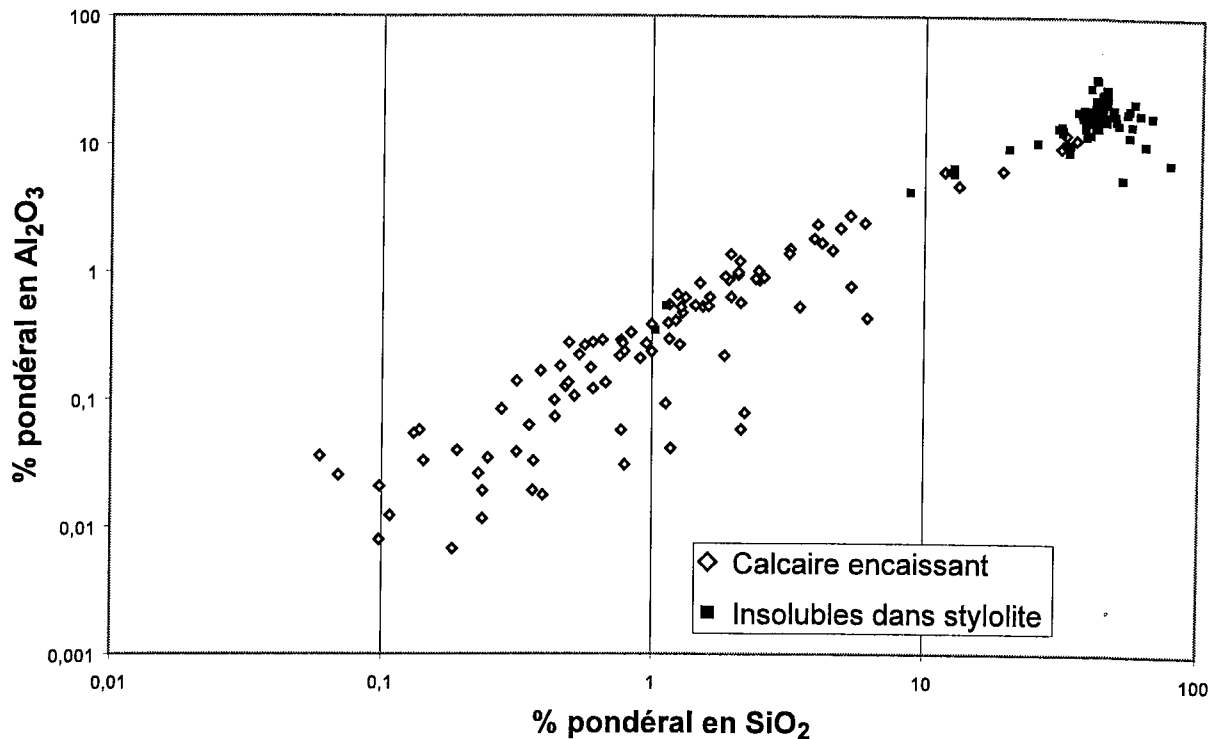


Figure 33 ; Alumine en fonction de la silice, d'après les résultats d'analyses à la microsonde sur encaissant carbonaté et remplissage des joints stylolitiques.

Synthèse de l'analyse des matières organiques

Les indices d'apports continentaux, plus importants que pour l'encaissant, se superposent aux JSS suggérant l'existence d'hétérogénéité ayant guidé la formation des stylolites. De plus les indices d'une activité bactérienne cohérente avec la présence de pyrite framboïdale, suggèrent un rôle des composés organiques sur la genèse des JSS. Cette idée rejoint en partie les résultats expérimentaux sur la formation des JSS, ayant démontré l'organisation précoce de films riches en matière organique, précurseurs de la stylolitisation (Shinn et Robbin, 1983).

Notre approche qualitative n'a pas permis d'utiliser les matières organiques pour quantifier la dissolution mais il existe un certain nombre de travaux qui ont calculé des valeurs de compaction par stylolitisation en faisant les rapports des teneurs entre JSS et encaissant (Di Primio et Leythaeuser, 1995; Hofmann et Leythaeuser, 1995; Leythaeuser, *et al.*, 1995). Les pourcentages de réduction de la pile sédimentaire proposés par ces auteurs pour la stylolitisation sont entre 20 et 30%. Ces valeurs sont à relativiser étant donnée la différence de conservation de la matière organique entre l'encaissant et les JSS mais on gardera en tête cet ordre de grandeur afin de comparer aux résultats des autres techniques.

	Stylo.	Roche	enrichissement
Mudstone			
Al	17,97%	0,75%	23,89
Wackestone			
Al	13,41%	0,39%	34,53
Packstone			
Al	16,34%	0,39%	41,56
Grainstone			
Al	19,91%	0,33%	60,15
Boundstone			
Al	18,60%	0,29%	65,10

Tableau 7 : Teneur en alumine dans les roches encaissantes et dans les insolubles des joints stylolitiques stratiformes (JSS), calcul de l'enrichissement relatif.

<i>Mudstone (Qtz,Dol,Arg.,Py.)</i> 10/50/35/5				<i>Mudstone (Qtz,Dol,Arg.,Py.)</i> 10/35/45/5				<i>Mudstone (Qtz,Dol,Arg.,Py.)</i> 10/10/75/5			
	<i>Roche</i>	<i>Stylo</i>	<i>Enr.</i>		<i>Roche</i>	<i>Stylo</i>	<i>Enr.</i>		<i>Roche</i>	<i>Stylo</i>	<i>Enr.</i>
Al	0,53	6,45	12,27	Al	0,53	8,20	15,60	Al	0,53	13,51	25,72
Mg	0,99	10,23	10,31	Mg	0,99	7,50	7,55	Mg	0,99	3,16	3,18
Si	1,29	25,96	20,18	Si	1,29	30,53	23,74	Si	1,29	44,26	34,41
Fe	0,23	4,17	18,36	Fe	0,23	4,62	20,30	Fe	0,23	6,01	26,41
Ca	52,65	17,58	0,33	Ca	52,65	12,68	0,24	Ca	52,65	4,78	0,09
K	0,04	1,05	29,70	K	0,04	1,35	38,18	K	0,04	2,25	63,64
Na	0,06	0,06	0,99	Na	0,06	0,08	1,28	Na	0,06	0,13	2,13
Mn	-	-	-	Mn	-	-	-	Mn	-	-	-
Sr	0,09	0,19	1,99	Sr	0,09	0,20	2,11	Sr	0,09	0,26	2,78
S	0,36	3,42	9,39	S	0,36	3,55	9,76	S	0,36	3,96	10,87

<i>Wackestone(Qtz,Dol,Arg.,Py.)</i> 10/50/35/5				<i>Wackestone(Qtz,Dol,Arg.,Py.)</i> 10/35/45/5				<i>Wackestone(Qtz,Dol,Arg.,Py.)</i> 10/10/75/5			
	<i>Roche</i>	<i>Stylo</i>	<i>Enr.</i>		<i>Roche</i>	<i>Stylo</i>	<i>Enr.</i>		<i>Roche</i>	<i>Stylo</i>	<i>Enr.</i>
Al	0,39	4,69	12,09	Al	0,39	6,04	15,54	Al	0,39	10,06	25,90
Mg	0,74	9,22	12,49	Mg	0,74	6,74	9,13	Mg	0,74	2,80	3,79
Si	0,99	16,44	16,56	Si	0,99	21,14	21,29	Si	0,99	35,23	35,48
Fe	0,29	3,61	12,62	Fe	0,29	3,85	13,46	Fe	0,29	4,66	16,30
Ca	51,67	17,58	0,34	Ca	51,67	12,65	0,24	Ca	51,67	4,65	0,09
K	-	-	-	K	-	-	-	K	-	-	-
Na	-	-	-	Na	-	-	-	Na	-	-	-
Mn	-	-	-	Mn	-	-	-	Mn	-	-	-
Sr	0,09	0,16	1,69	Sr	0,09	0,18	1,97	Sr	0,09	0,27	2,93
S	-	-	-	S	-	-	-	S	-	-	-

<i>Packstone (Qtz,Dol,Arg.,Py.)</i> 10/50/35/5				<i>Packstone (Qtz,Dol,Arg.,Py.)</i> 10/35/45/5				<i>Packstone (Qtz,Dol,Arg.,Py.)</i> 10/10/75/5			
	<i>Roche</i>	<i>Stylo</i>	<i>Enr.</i>		<i>Roche</i>	<i>Stylo</i>	<i>Enr.</i>		<i>Roche</i>	<i>Stylo</i>	<i>Enr.</i>
Al	0,39	5,72	14,55	Al	0,39	7,35	18,70	Al	0,39	12,25	31,17
Mg	0,53	9,09	17,01	Mg	0,53	6,71	12,55	Mg	0,53	2,96	5,54
Si	1,29	23,56	18,30	Si	1,29	27,45	21,32	Si	1,29	39,11	30,38
Fe	0,14	3,66	25,64	Fe	0,14	4,05	28,37	Fe	0,14	5,22	36,55
Ca	48,98	17,22	0,35	Ca	48,98	12,48	0,25	Ca	48,98	4,85	0,10
K	0,08	1,11	13,12	K	0,08	1,43	16,87	K	0,08	2,39	28,12
Na	0,03	0,06	1,85	Na	0,03	0,08	2,38	Na	0,03	0,13	3,97
Mn	-	-	-	Mn	-	-	-	Mn	-	-	-
Sr	-	-	-	Sr	-	-	-	Sr	-	-	-
S	-	-	-	S	-	-	-	S	-	-	-

Tableau 8 : Synthèse des analyses en pourcentage de poids d'oxydes réalisées à la microsonde entre les insolubles des JSS et les roches encaissantes, pondérés par les proportions des différents minéraux ; Enr.= enrichissement relatif en un élément entre la roche et le styloélite.

<i>Grainstone (Qtz,Dol,Arg.,Py.)</i> 10/50/35/5				<i>Grainstone (Qtz,Dol,Arg.,Py.)</i> 10/35/45/5				<i>Grainstone (Qtz,Dol,Arg.,Py.)</i> 10/10/75/5			
	<i>Roche</i>	<i>Stylo</i>	<i>Enr.</i>		<i>Roche</i>	<i>Stylo</i>	<i>Enr.</i>		<i>Roche</i>	<i>Stylo</i>	<i>Enr.</i>
Al	0,33	6,97	21,05	Al	0,33	8,96	27,07	Al	0,33	14,93	45,11
Mg	0,66	9,23	13,90	Mg	0,66	6,84	10,30	Mg	0,66	3,11	4,68
Si	0,85	25,95	30,55	Si	0,85	30,52	35,93	Si	0,85	44,24	52,07
Fe	0,12	3,78	30,93	Fe	0,12	4,20	34,38	Fe	0,12	5,46	44,74
Ca	50,54	17,02	0,34	Ca	50,54	12,08	0,24	Ca	50,54	3,96	0,08
K	0,06	1,77	28,31	K	0,06	2,28	36,40	K	0,06	3,80	60,67
Na	0,03	0,07	2,44	Na	0,03	0,09	3,13	Na	0,03	0,15	5,22
Mn	-	-	-	Mn	-	-	-	Mn	-	-	-
Sr	0,10	0,12	1,26	Sr	0,10	0,16	1,62	Sr	0,10	0,26	2,70
S	-	-	-	S	-	-	-	S	-	-	-

<i>Boundstone (Qtz,Dol,Arg.,Py.)</i> 10/50/35/5				<i>Boundstone (Qtz,Dol,Arg.,Py.)</i> 10/35/45/5				<i>Boundstone (Qtz,Dol,Arg.,Py.)</i> 10/10/75/5			
	<i>Roche</i>	<i>Stylo</i>	<i>Enr.</i>		<i>Roche</i>	<i>Stylo</i>	<i>Enr.</i>		<i>Roche</i>	<i>Stylo</i>	<i>Enr.</i>
Al	0,29	6,51	22,78	Al	0,29	8,37	29,29	Al	0,29	13,95	48,82
Mg	0,61	9,57	15,65	Mg	0,61	7,03	11,50	Mg	0,61	3,02	4,94
Si	0,92	26,09	28,35	Si	0,92	30,70	33,36	Si	0,92	44,54	48,40
Fe	0,20	3,33	16,99	Fe	0,20	3,63	18,49	Fe	0,20	4,51	22,99
Ca	50,49	17,15	0,34	Ca	50,49	12,38	0,25	Ca	50,49	4,68	0,09
K	0,09	1,43	15,86	K	0,09	1,84	20,39	K	0,09	3,06	33,98
Na	0,02	0,06	2,66	Na	0,02	0,08	3,41	Na	0,02	0,14	5,69
Mn	0,04	0,01	0,29	Mn	0,04	0,02	0,37	Mn	0,04	0,03	0,62
Sr	-	-	-	Sr	-	-	-	Sr	-	-	-
S	-	-	-	S	-	-	-	S	-	-	-

suite du Tableau 8

4.5.6. Composition des JSS en majeurs, traces et TR (microsonde - ICP-MS)

Les différents éléments présents dans les carbonates ont des propriétés variables en terme de mobilité et de solubilité (Gratier, 1993). L'aluminium présent essentiellement dans les argiles est peu sujet aux phénomènes de pression dissolution et les argiles elles mêmes sont assez stables vis à vis des circulations fluides. Le comportement d'autres éléments comme le silicium, le calcium et le magnésium seront aussi regardés. Les analyses ont été effectuées à l'aide des microsondes électroniques CAMEBAX (EMP, Fontainebleau), SX100 (UHP, Nancy) et ICP-MS (CRPG, Nancy).

Analyses à la microsonde électronique

Les mesures réalisées à la microsonde électronique rendent compte de la stabilité du rapport Al_2O_3/SiO_2 pour les argiles (Figure 33). La constance de ce rapport suggère une évolution similaire pour les argiles entre les calcaires encaissants et les JSS, ce qui est confirmé par les analyses minéralogiques sur la fraction $<2 \mu m$ (2.4.5.4). L'enrichissement en aluminium dans les JSS va donc permettre de quantifier le départ de carbonates avec comme approximation majeure le fait de négliger le léger enrichissement en phase détritique dans l'environnement proche des JSS.

Les résultats des mesures de la teneur en aluminium pour les roches encaissantes correspondent à des reconstitutions faites à partir des éléments analysés (oolithes,

clastes, ciments, matrice, etc.) au prorata de leur volume. Le calcul de l'enrichissement des JSS en Al vis à vis de leur encaissant est présenté dans un premier temps avec 100% des insolubles considérés comme des argiles. Les valeurs obtenues vont de 23 pour les calcaires aux textures les plus fines (mudstone) à 65 pour les plus grossiers (boundstone). On retrouve la gamme de variation proposée par les différents auteurs. La porosité étant un des facteurs contrôlant la stylolisation, cette gradation des taux de compaction/dissolution entre les faciès fins et les plus grossiers s'explique logiquement par la porosité disponible qui va croissant des mudstones aux boundstones. En effet, les mudstones, quoique très poreux à l'état de sédiments (70-80% du volume), le sont beaucoup moins lors de la stylolisation du fait d'une compaction mécanique plus importante que pour les faciès plus grossiers. En revanche, les faciès à charpente granulaire résistent plus à la compaction mécanique et c'est la stylolisation qui va fournir l'essentiel des carbonates nécessaires à leur cimentation. Ces résultats apparaissent satisfaisants mais ne rendent pas compte de la forte présence de dolomite dans les insolubles. C'est pourquoi nous allons recalculer ces taux d'enrichissement pour les différents éléments analysés au prorata des minéraux constitutifs de la phase dite insoluble.

Les surfaces calculées précédemment pour chacune des phases minéralogiques permettent d'envisager plusieurs configurations de JSS plus ou moins riches en dolomite. On retiendra pour les calculs 3 situations avec 35%, 45% et 75% d'argiles (Tableau 8). Les taux d'enrichissement en aluminium entre la roche encaissante et les JSS varient de 12 à 22 en présence de 50% de dolomite, de 15 à 30 pour le cas intermédiaire et enfin de 25 à 48 pour le maximum d'argiles. Si on considère le cas intermédiaire avec 45% d'argiles et 35% de dolomite, il est intéressant de noter le comportement des autres éléments par rapport à l'aluminium. La silice, le potassium et le fer ont tendance à s'enrichir plus que l'alumine dans les JSS ce qui nécessite d'invoquer des processus de lixiviation de la roche et de reconcentration au niveau des stylolites. En revanche, le magnésium semble quitter le système puisqu'il se retrouve moins concentré que l'alumine dans les JSS. L'ensemble de ces remarques repose sur des calculs réalisés à partir d'un assemblage minéralogique particulier, c'est pourquoi nous avons aussi procédé à des analyses sur roche totale et insolubles en ICP-MS pour tenter de les valider.

Analyses en ICP-MS

Sur les deux échantillons traités les teneurs en CaO sont bien trop élevées pour ne correspondre qu'au calcium des dolomites, il s'agit certainement d'une contribution de la roche encaissante par des microfragments mélangés aux insolubles lors de la préparation des échantillons par grattage. Néanmoins les taux d'enrichissement en aluminium sont dans les ordres de grandeur de ceux déterminés précédemment, entre 17 et 37. L'enrichissement supplémentaire en silicium se retrouve et la perte de magnésium aussi.

	<i>Ech. STY 1071 (mudstone)</i>			<i>Ech. STY 43 (wackestone)</i>		
	<i>Roche</i>	<i>Stylo.</i>	<i>Enr.</i>	<i>Roche</i>	<i>Stylo.</i>	<i>Enr.</i>
Al₂O₃	0,27	4,70	17,4	0,25	9,22	36,9
SiO₂	0,49	13,00	26,5	0,45	30,63	68,1
MgO	0,54	3,48	6,4	0,50	1,91	3,8
CaO	54,12	33,09	0,6	54,80	18,73	0,3

Tableau 9 : Analyses des majeurs en poids d'oxyde réalisées par ICP-MS sur roches encaissantes et insolubles des JSS.

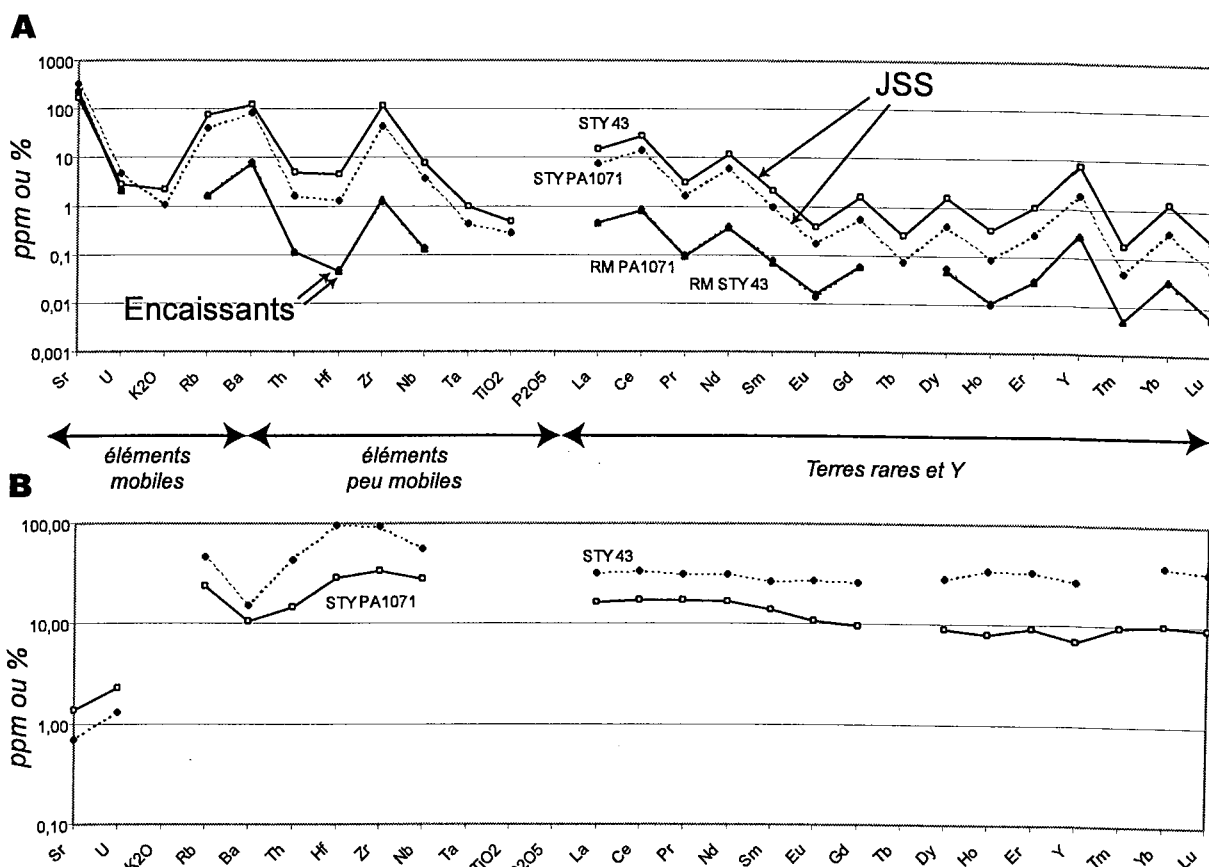


Figure 34 : Spider diagrammes pour les roches encaissantes et les insolubles des JSS ; A, teneurs brutes ; B, teneurs des stylolites normalisées à leur roche encaissante ; teneurs pondérales en % pour les oxydes et en ppm pour les autres.

En complément, les teneurs en éléments traces et terre rares confirment l'enrichissement autour de 10-15 pour l'échantillon STY-PA1071 et de 30-35 pour STY 43. On remarque le comportement des éléments très mobiles (Sr et U) qui sont en même quantité aussi bien dans la roche que dans les JSS probablement en raison de lessivages liés à des événements circulants avec des fluides plutôt oxydants.

Au contraire certains éléments sont enrichis dans des proportions considérables à l'intérieur des JSS (Rb, Th, Hf, Zr et Nb), ceci en raison de leur affinité pour les argiles mais le Zr est directement lié à la présence de zircons. En effet on peut observer un certain nombre de zircons en baguettes automorphes (origine proche, en provenance d'une roche acide, communication personnelle de M. Brouand), dans les JSS ou sur leurs épontes. Ces minéraux extrêmement résistants servent de poinçon à la stylolitisation et l'enrichissement en Zr des JSS peut s'interpréter comme étant à l'origine des niveaux légèrement plus riches en phase détritique. Ces éléments confirment les indices révélés par l'étude des matières

	Mudstone	Wackestone	Packstone	Grainstone	Boundstone	Moyenne
Nombre moyen de JSS/m	24,10	16,77	13,31	20,14	33,48	21,56
épaisseur moyenne des insolubles en mm par m	3,15	3,85	5,45	5,02	6,87	4,87
Taux de compaction des JSS	15	15	18	27	29	20,8
Volume de roche dissoute	5%	6%	10%	14%	20%	10%

Tableau 10 : Calcul des volumes de roche dissous par stylolitisation pour les différentes textures.

organiques sur la superposition d'apports en sédiments d'origine détritique et les JSS. Le rôle mécanique des sédiments détritiques est évident lors du développement des JSS par contre on peut s'interroger sur la quantité d'argiles apportée. En effet les argiles ayant servi de traceur de la dissolution, les facteurs d'enrichissements ainsi calculés sont probablement légèrement surestimés.

Estimation des volumes de roche dissous par stylolitisation

A partir de ces estimations des taux de dissolution par stylolitisation, on peut calculer la réduction du volume de roche associée. Pour ce faire, les taux de dissolution sont multipliés par l'épaisseur des JSS (Tableau 10). Cette approche constitue évidemment une approximation du phénomène mais nous cherchons ici à vérifier l'ordre de grandeur et quantifier la part de la compaction chimique dans les modèles de compaction/décompaction.

Les calculs sont effectués pour chacune des textures avec des proportions de minéraux dans les insolubles correspondant à la situation intermédiaire (Tableau 8). Selon la texture, on observe une variation des volumes de roche dissoute de 5% pour les faciès fins à un maximum de 20% pour les plus grossiers. L'explication de cette gradation de la compaction chimique entre les différents faciès tient encore une fois à la porosité disponible lors de la dissolution. En effet, pour les faciès fins, la lithification se fait au cours de la compaction mécanique par départ d'eau et cristallisation de ciments calcitiques amenant de l'état de boue à celui de roche avec une porosité très réduite laissant peu de place à la compaction chimique. Par contre, pour les faciès à éléments granulaires il subsiste une grande porosité (20-40%) lors de l'enfouissement et même pendant les premiers stades de lithification, aussi lors de la compaction chimique, le volume des vides va être colmaté par les carbonates dissous au niveau des JSS.

Les ordres de grandeurs des volumes de carbonate dissous répondent en partie à la question sur l'origine des calcites de colmatage des calcaires (Park et Schot, 1968; Bathurst, 1971; Manus et Coogan, 1974; Shinn *et al.*, 1977). Par exemple pour des faciès oolithiques avec une porosité initiale de 35%, la compaction chimique entraîne la réduction de 14% du volume des vides et pour arriver au 10% de porosité finale il suffit d'ajouter 11% de perte de volume par réarrangement des grains lors de la compaction mécanique. Pour les faciès à boues carbonatées, les calculs sont moins évidents car la compaction mécanique constitue l'essentiel du processus de réduction de la porosité.

Les lois de compaction étant basées sur l'évolution de la porosité en fonction de la profondeur, on veillera par la suite à ce que la réduction de porosité intègre les effets de la compaction chimique.

4.6. Synthèse des résultats sur la stylolitisation

L'étude approfondie des JSS apporte des éléments de réponse quant aux facteurs contrôlant la dissolution mais aussi sur la dynamique de mise en place des JSS. La stylolitisation affectant la quasi totalité des formations calcaires du Jurassique de Lorraine.

4.6.1. Origines

Les superpositions entre JSS et les discontinuités rhéologiques liées aux variations de texture, présence de biohermes, diastèmes et hard-ground attestent du rôle de ces

hétérogénéités dans la mise en place des zones de pression/dissolution. Verticalement les JSS s'organisent en clusters autour des discontinuités. Pour les séries de l'Oxfordien calcaire on ne décèle pas de relation évidente entre le degré d'enfouissement et l'intensité de stylolitisation. On peut supposer que la stylolitisation a eu lieu à partir d'une profondeur jouant le rôle de seuil.

Des niveaux particuliers à forte porosité (HP) sont indemnes de stylolitisation, suggérant un effet des surpressions de fluides inhibant le développement des processus de cimentation et pression/dissolution. Les réserves émises par certains auteurs sur l'état d'homogénéité de la roche au moment de la stylolitisation semblent étayées par la présence d'hétérogénéités particulières dans les JSS. La signature plus continentale des matières organiques et la présence de zircons dans les insolubles extraits des JSS suggèrent que ces derniers se développent de préférence sur des épaisseurs enrichies en sédiments légèrement plus terrigènes. Ces informations amènent à reconsidérer à la baisse les calculs de taux de dissolution mesurés à partir de l'enrichissement en argiles des JSS, même si ces dernières ne montrent pas d'évolution minéralogique distincte entre l'encaissant et les JSS.

4.6.2. Morphologies

Le facteur principal contrôlant la forme des JSS est la texture des roches, avec des stylolites aux pics à haute fréquence mais de faible amplitude dans les calcaires fins (mudstone, wackestone) alors que pour les calcaires plus grossiers (packstone, grainstone, boundstone, rudstone) les JSS ont des pics de plus grande amplitude mais basse fréquence. Les mesures des paramètres de rugosité pour les JSS vont aussi dans le même sens. Tortuosité, Z_2 et MSV sont faibles pour les faciès fins et augmentent vers les faciès plus grossiers. Cette répartition des morphologies en fonction de la texture se vérifie aussi pour un même niveau au cours du temps. L'avancement de la lithification réduit les hétérogénéités et fait évoluer les JSS des formes high peaks vers les formes columnars.

4.6.3. Chronologies

En Lorraine, deux générations de JSS peuvent être distinguées, les premiers avec des pics de faible amplitude mais haute fréquence, les seconds avec des pics de grande amplitude et basse fréquence. On attribue les premiers JSS à la charge sédimentaire, donc précocement, à partir d'un minimum d'environ 100 m de recouvrement (Choquette, 1990). Ensuite, pendant l'enfouissement des terrains jusqu'à la fin du Crétacé supérieur (craie), les JSS peuvent continuer à se développer. Les JSS de seconde génération, avec leur morphologie contrastée, sont postérieurs aux pics stylolitiques horizontaux attribués à la phase de déformation pyrénéo-provençale (Crétacé supérieur - Eocène). Les JSS de seconde génération se mettent en place alors dans un contexte érosif post-Crétacé supérieur avec une chute continue de l'épaisseur de la couverture. Si la charge lithostatique n'est alors plus le moteur de cette seconde phase de stylolitisation, on se doit d'invoquer un mécanisme différent. Les auteurs (Steiner, 1980; Coulon, 1992) ont proposé que cette phase de stylolitisation soit le résultat de la permutation des contraintes principale et minimale à l'Oligo-Miocène lors de la formation du rift ouest-européen (voir aussi la partie 3).

Le changement de morphologie des JSS rend compte d'une évolution poussée de l'état de la roche entre ces 2 épisodes extrêmes. La porosité ainsi que le degré d'hétérogénéité de la roche diminuent au cours du temps, contrôlant la morphologie des stylolites, nettement

moins dentelés et s'organisant en larges créneaux lors de l'événement tertiaire.

4.6.4. Transferts

Les différentes approches méthodologiques révèlent la surimposition d'au moins deux épisodes de transferts d'éléments. Le premier associé à la formation des JSS conduit au départ des carbonates, ainsi que de la fraction fine des matières organiques et certainement d'une partie du magnésium plus ou moins remobilisé localement pour former des dolomites. Cette première étape entraîne l'enrichissement relatif dans le JSS en grosses molécules organiques, en argiles et en fraction détritique. Par la suite, des épisodes de circulation de fluides vont faire évoluer le système avec un lessivage généralisé de la roche et des JSS en éléments mobiles comme l'uranium et le strontium et dans une moindre mesure la remobilisation de magnésium avec tantôt dolomitisation et tantôt dédolomitisation. Cette histoire polyphasée conduit à la formation de nombreuses phases minérales dans les JSS en plus des argiles (comme par exemple de la fluorite) et des données géochimiques complémentaires sont présentées dans la partie 5.

4.6.5. Taux de dissolution/compaction

A partir des compositions minéralogiques reconstituées pour les insolubles des JSS, on calcule l'enrichissement en aluminium à partir de celui de l'encaissant. Les volumes de roche dissoute sont calculés en intégrant les valeurs de dissolutions (entre 15 et 30 fois le volume initial) en fonction des textures et du nombre de JSS comptabilisés par mètre de roche. On trouve entre 5% et 20% de réduction d'épaisseur des séries, avec le maximum pour les faciès les plus grossiers.

Ces résultats sont cohérents avec l'idée selon laquelle la stylolitisation participe de façon majeure à la cimentation des carbonates en fournissant l'essentiel des carbonates. Dans l'évolution de la porosité des sédiments calcaires on peut donc considérer qu'une grande partie de sa diminution correspond à la perte de volume due à la dissolution au droit des JSS. Cette dissolution profitant directement à la cristallisation des ciments qui vont boucher la porosité restante.

Les valeurs de réduction de l'épaisseur des calcaires en fonction des faciès sont compatibles avec les données connues par ailleurs et permettent l'utilisation de lois de compaction basées sur la relation entre profondeur et porosité.

5. DÉCOMPACTION DES SÉRIES AUTOUR DES FAILLES DE LA MARNE

Comme vu précédemment, la compaction est omniprésente dans l'histoire diagénétique des séries de l'Est du Bassin de Paris, ce qui peut entraîner la mise en place de structures dont l'interprétation en terme de mouvement tectonique serait erronée. C'est pour cela qu'il est nécessaire de restituer aux séries leur état initial, c'est à dire l'épaisseur la plus proche de celle du moment de leur dépôt. Pour ce faire, nous allons utiliser des lois de compaction qui intègrent au mieux les données déjà présentées.

5.1. Lois de compaction

Les lois de compaction sont construites à partir de l'équation définie par Beaudoin (1987) exprimant la porosité en fonction de l'enfouissement :

- $\phi(z) = \phi_{res} + (\phi_0 - \phi_{res}) \exp(-\alpha z^\beta)$ avec ϕ_{res} = porosité résiduelle (à la limite diagénèse/métamorphisme), ϕ_0 = porosité à profondeur nulle (sédiment originel), α et β fixés, z profondeur en mètres.

Dans les cas des séries de l'Est du Bassin de Paris les paramètres α et β sont calés à partir des argiles de la Woëvre sur lesquelles ont pu être déterminé ϕ_0 et ϕ_{res} (voir 3). Il faut en plus estimer le recouvrement maximum des séries crétacées aujourd'hui érodées. Les études basées sur le degré de maturité des matières organiques estiment entre 200 et 400 m l'épaisseur des terrains jurassiques et crétacés ayant recouvert la surface actuelle de cette partie du bassin (Landais et Elie, 1997). Ceci conduit à fixer : $\alpha = 4,5 \cdot 10^{-3}$ et $\beta = 1$.

Les valeurs de ϕ_0 et ϕ_{res} sont choisies pour les différentes lithologies et textures d'après les données disponibles dans les travaux régionaux ou par défaut dans la bibliographie plus générale. On distingue 8 lithologies/textures différentes représentant les principaux pôles entre les argiles et les calcaires. Il n'est pas nécessaire d'étoffer plus le nombre de catégories au vu de la précision, toute relative, des données d'entrées provenant des rapports de forages. En effet la plupart du temps il est tout juste possible de faire la différence entre un calcaire fin et un calcaire plus grossier.

<i>Lithologie/texture</i>	<i>Porosité initiale</i>	<i>Porosité finale</i>
Argiles	80	10
Argiles sableuses	75	10
Marnes	72	10
Calcaires mudstones	70	10
Calcaires wackestones	65	10
Calcaires grainstones/packstones	35	10
Calcaires bounstones/rudstones	25	10
Dolomies	25	5

Tableau 11 : Valeurs de porosité initiale et finale utilisées pour les différentes lithologies et faciès dans les lois de décompaction.

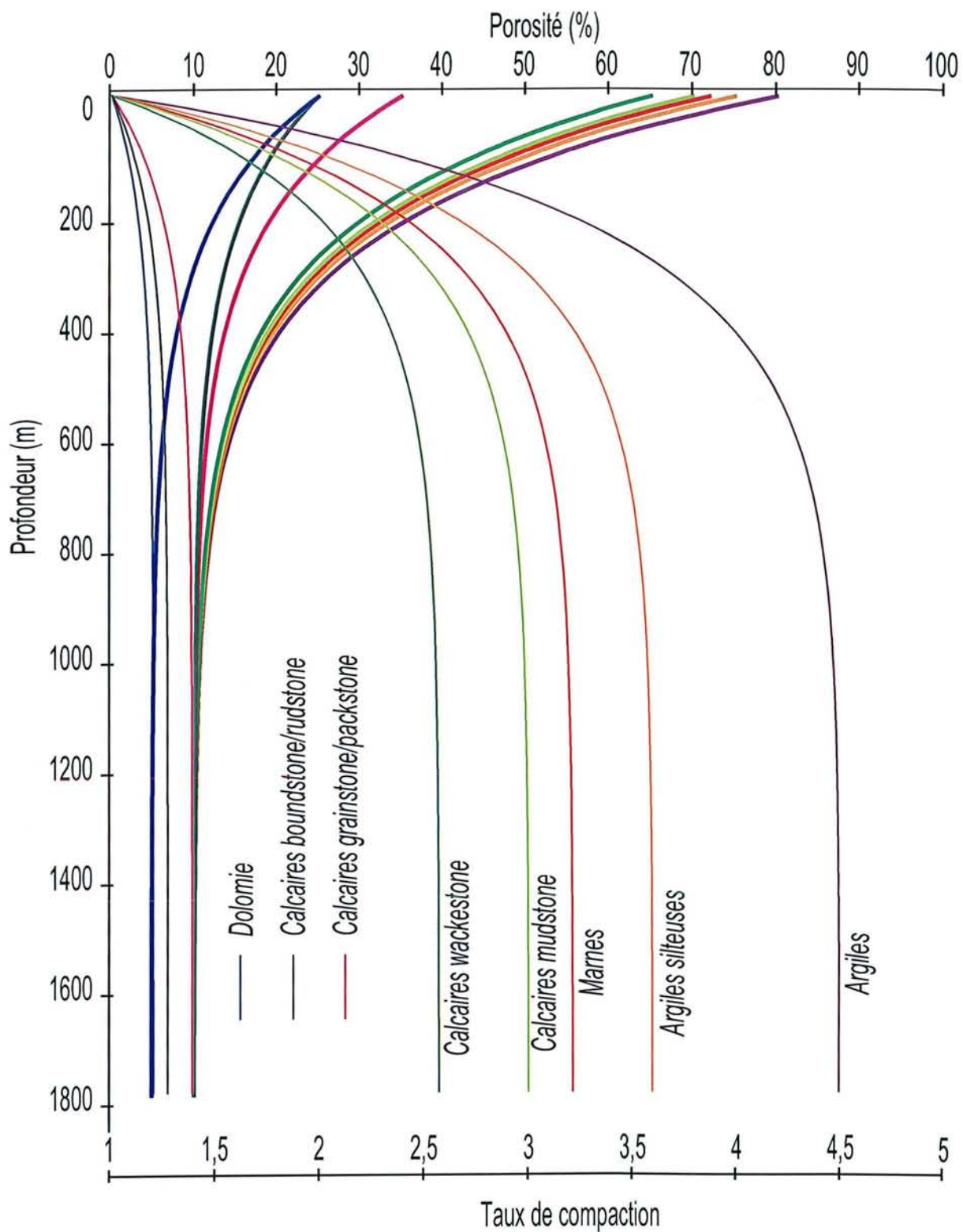


Figure 35 : Courbes d'évolution de la porosité (traits gras) et du taux de compaction (traits fins) pour différentes lithologies/textures en fonction de la profondeur d'enfouissement.

Argiles

Pour les argiles 3 types sont distingués : un pôle pur, un mélange avec une fraction silto-sableuse et enfin des marnes. La porosité finale est sensiblement la même (10%), par contre les porosités initiales varient légèrement de quelques pour-cent. Sera alors retenue la valeur de 80% de porosité comme point de départ pour une argile pure, 75% pour une argile sableuse et 72% pour des marnes (Hamilton, 1976; Hanzo, 1979; Ricken, 1986; Hanzo et Poirson, 1988).

Calcaires fins

A la transition avec les marnes se trouvent les calcaires fins de type mudstone. L'état initial des sédiments n'est pas tellement différent de celui des argiles, la porosité est assez élevée, autour de 70% pour décroître vers un état final proche de 10% (Bathurst, 1971; Hamilton, 1976; Shinn, *et al.*, 1977; Tucker et Wright, 1990; Marrakachi, 1993; Vincent, 2001; Mallon et Swarbrick, 2002). Dans le cas d'une texture wackestone la porosité initiale descend à 65% du fait de la présence d'éléments figurés (coquilles, rares oolites, etc.).

Calcaires grossiers

Sur les données de forages il n'est pas toujours possible de distinguer les grainstones des packstones et les boundstones des rudstones. Aussi, ils sont regroupés en 2 classes. Concernant les grainstones/packstones la porosité de départ est fixée à 35% et l'état final à 10% (Coogan, 1970; Manus et Coogan, 1974; Schmoker et Halley, 1982; Bathurst, 1983; Meyers et Hill, 1983; Shinn et Robbin, 1983; Bhattacharyya et Friedman, 1984). Les calcaires plus grossiers, boundstones/rudstones auront pour leur part une porosité initiale de 25% et un état final à 10% (Magara, 1968; Schneider *et al.*, 1996; Hunt et Fitchent, 1999; Thiry-Bastien, 2002).

Un cas particulier correspond aux dolomies, rares dans l'intervalle stratigraphique étudié mais tout de même présentes. On prendra des valeurs de porosité initiale à 25% et finale de 5% (Bathurst, 1971; Schmoker et Halley, 1982; Choquette, 1990; Tucker et Wright, 1990; Marrakachi, 1993).

Les valeurs de ϕ_0 et ϕ_{res} sont résumées dans le Tableau 11 et les courbes d'évolution de la porosité et de la compaction en fonction de la profondeur sont représentées sur la Figure 35.

A partir de ces lois de compaction, nous allons procéder au backstripping des séries en fonction de leur lithologie/texture. En procédant au re-dépôt des séries, nous allons pouvoir décrypter les mouvements dus à une tectonique synsédimentaire d'éventuels réajustements, conséquences de la compaction différentielle (Conybeare, 1967; Maillart *et al.*, 1987).

5.2. Données d'entrée

Pour s'approcher au mieux de l'épaisseur des sédiments en cours de dépôt il faut connaître le plus précisément les lithologies et textures actuelles. Les données de forages sont le seul moyen d'accéder aux informations lithologiques et stratigraphiques, pour un maximum d'épaisseur, sur une zone couvrant d'est en ouest, les affleurements de Callovien jusqu'à ceux du Crétacé inférieur. C'est pourquoi il faut sélectionner les puits possédant les rapports de forage les plus complets, avec des colonnes lithostratigraphiques les plus précises.

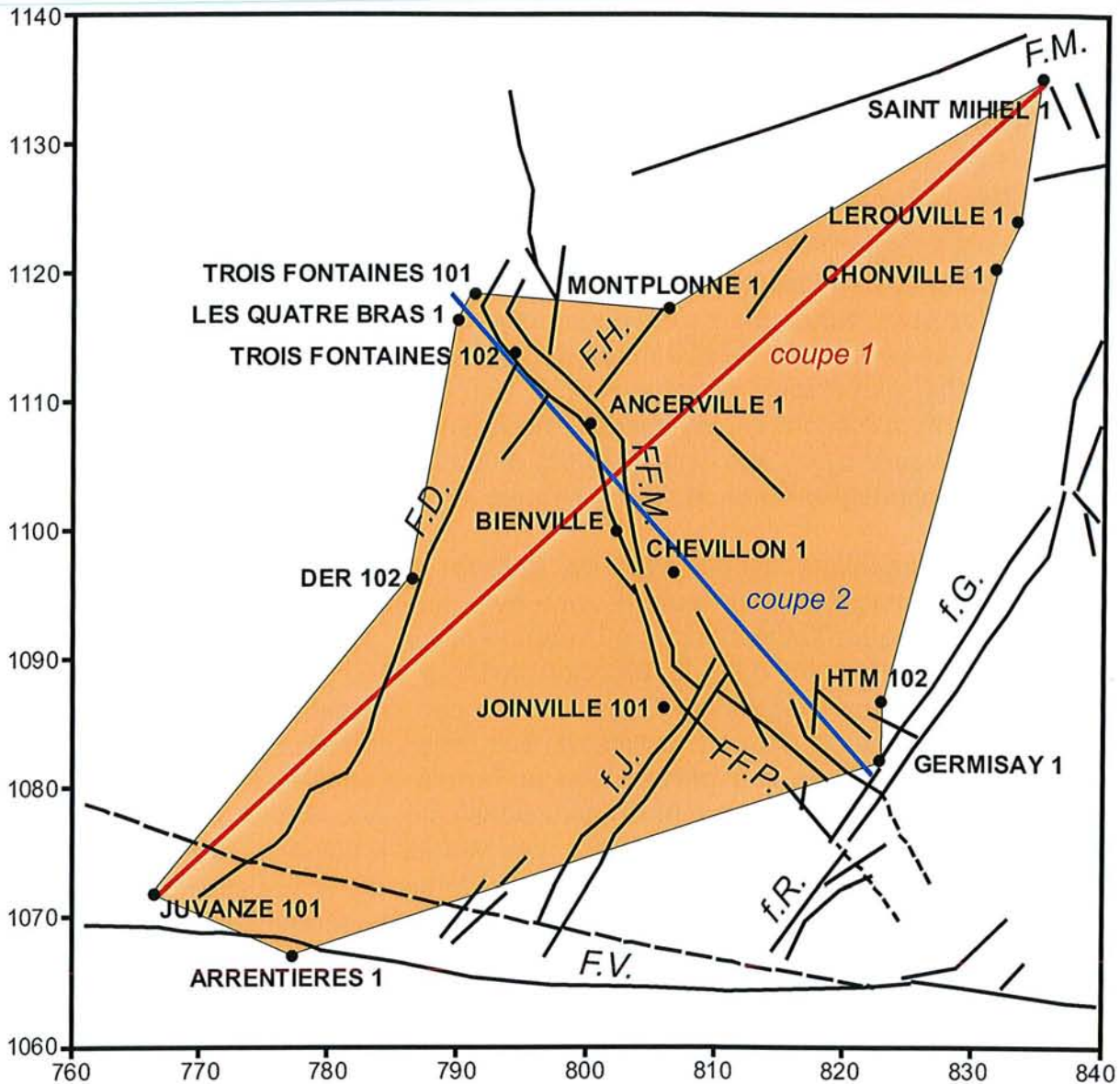


Figure 36 : Localisation des puits, de la zone décompactée et position des coupes (A et B sur la Figure 47, 2) ; F.M.= faille de Metz et satellites, FF.M.= failles de la Marne, f.J.= fossé de Joinville, f.G.= fossé de Gondrecourt, f.R.= fossé de Roches-Bettaincourt, F.V.= faille de Vittel, F.D.= faille du Der, F.H.= faille d'Haironville, FF.P.= failles de Poissons, A= alluvions, T= Tertiaire, CS= Crétacé supérieur, CI= Crétacé inférieur, JS= Jurassique supérieur, JM= Jurassique moyen, JI= Jurassique inférieur, Tr= Trias.

C'est la qualité des rapports de forage qui a contraint la sélection des puits, avec au départ un nombre limité de forages disponibles, mise à part dans le secteur Nord des failles de la Marne. En effet cette zone bénéficie d'un grand nombre de forages, en raison de la présence du gisement de gaz naturel de Trois Fontaines.

5.2.1. Localisation des puits

Le choix a été fait de s'intéresser aux failles de la Marne dont l'activité tectonique, avérée sur profils sismiques, reste encore mal calée dans le temps. Elles présentent des rejets dans le Crétacé inférieur de l'ordre de 40 m au Nord et de 80 m au Sud, avec de nombreux indices en sismique d'activité synsédimentaire, comme au Dogger (Proudhon et Combes, 2003). La zone étudiée s'étend entre : à l'Est, la vallée de la Meuse en limite des structures satellites de la failles de Metz et au Sud-Ouest, la terminaison occidentale de la faille de

Vittel. Au final 16 puits ont été retenus, ils vont permettre de discriminer les effets de la compaction différentielle des mouvements des failles de la Marne mais aussi des satellites de la faille de Metz, de la faille du Der, de la partie Ouest de la faille de Vittel et du fossé de Gondrecourt.

5.2.2. Limites chronostratigraphiques

Au-delà du découpage lithologique, il faut repérer sur les différents puits des niveaux ayant valeur d'isochrone. Ces limites doivent être repérables à l'échelle de la zone d'étude sur l'ensemble des puits. Notre choix s'est donc porté sur une dizaine de niveaux repères, du Lias au Malm, couvrant près de 800 m de séries. Les niveaux repères du Dogger ont été repris pour le Bajocien d'après les travaux de P. Thiry-Bastien (2001). Pour le Malm, c'est à dire essentiellement l'Oxfordien, les limites proviennent des travaux de C. Carpentier (thèse en cours). Par la suite c'est l'âge de la base des niveaux repères qui sera considéré comme marqueur chronostratigraphique, afin de construire les courbes d'enfouissement.

L'intervalle stratigraphique débute avec les Schistes carton toarciens, caractérisant un milieu de dépôt homogène pour toute la zone avec au sommet un épisode gréseux plus ou moins bien marqué (Tableau 12). Le troisième repère est représenté par la base des calcaires Dogger, débutant dans le Bajocien inférieur et se terminant au niveau de la Dalle nacrée (Bathonien supérieur). Cet ensemble calcaire est interrompu par un niveau argilo-marneux (Argiles à *Ostrea acuminata*). Suit l'ensemble des terrains argilo-marneux comprenant les Argiles de la Woëvre jusqu'au Terrain à chailles à l'Oxfordien inférieur. Commencent ensuite les niveaux à bioconstructions calcaires, avec à la base le Complexe récifal inférieur (Oxfordien inférieur à moyen). Les Marnes à huîtres supérieures (Oxfordien supérieur) s'intercalent dans les faciès calcaires oxfordiens ; elles passent latéralement à des calcaires riches en sables. Au sommet de l'Oxfordien supérieur se développe l'Oolithe de Lamothe, niveau défini sur la bordure de plate-forme et dont on retrouve les équivalents latéraux. Enfin, à la limite du Kimméridgien inférieur, les Calcaires rocaillieux riches en glauconie terminent l'intervalle étudié. Les âges absolus retenus pour construire les courbes d'enfouissement en fonction du temps sont les suivants : Schiste carton à 184 Ma, base du Dogger calcaire à 173 Ma, sommet du Dogger calcaire à 164 Ma, base de l'Oxfordien

<i>Code</i>	<i>Age</i>	<i>Niveaux repères</i>
X	Kimméridgien inférieur	Calcaires rocaillieux
IX	Oxfordien supérieur	Oolithe de Lamothe
VIII	Oxfordien supérieur	Marnes à huîtres
VII	Oxfordien moyen	Complexe récifal inférieur
VI	Oxfordien inférieur	Terrain à chailles
V	Bathonien supérieur	Dalle Nacrée
IV	Bajocien supérieur	Base Argiles à O. A.
III	Bajocien inférieur	Base Dogger calcaire
II	Toarcien supérieur	Grès supraliasiques
I	Toarcien inférieur	Schistes carton

Tableau 12 : Niveaux repères sélectionnés du Lias au Malm.

TROIS FONTAINES 102

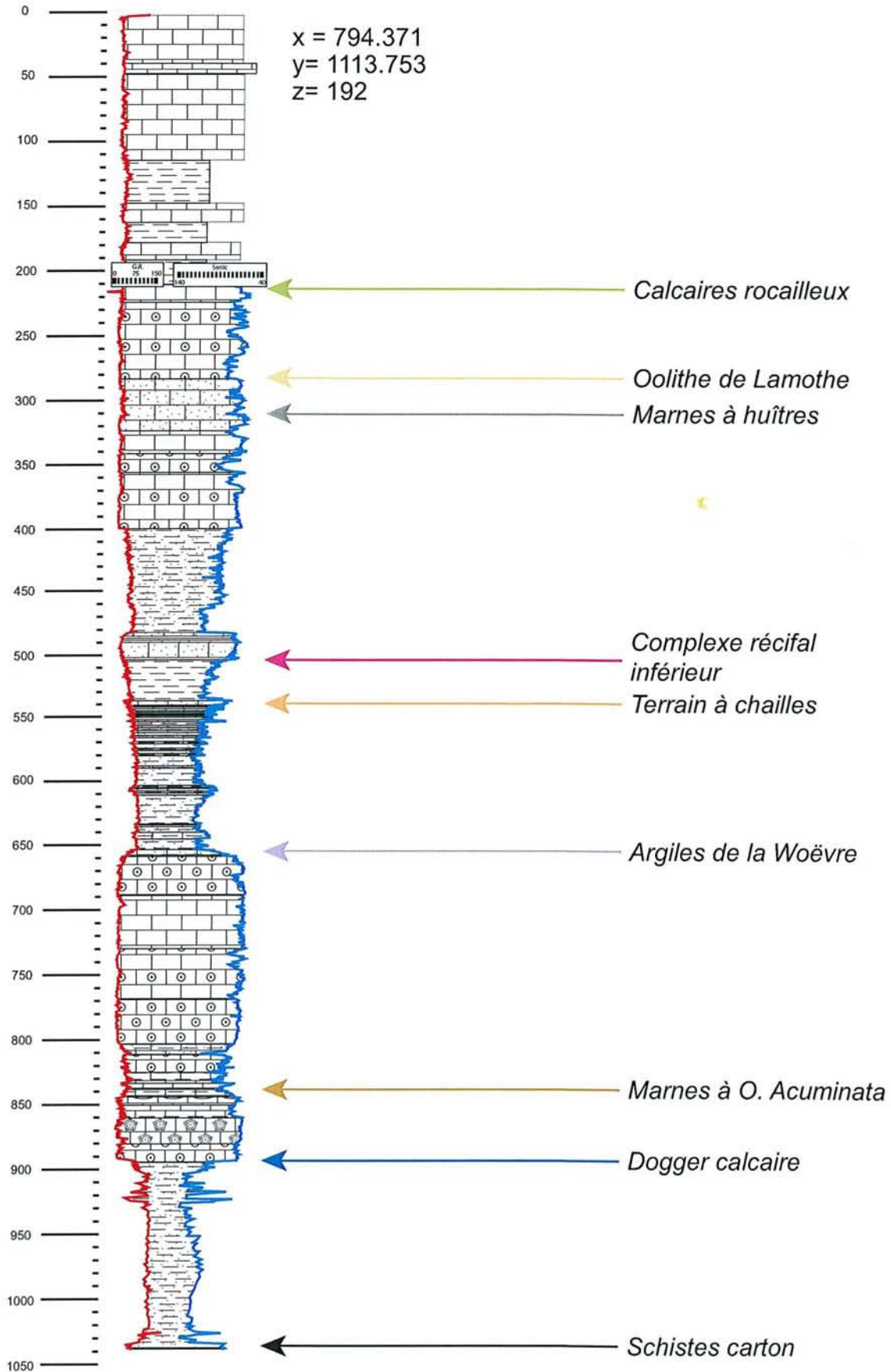


Figure 37 : Colonne lithostratigraphique du forage de Trois Fontaines 102, avec la base des niveaux repères.

calcaire 158 Ma et sommet à 154 Ma (B. Beaudoin, 2000, communication personnelle).

Les 16 puits sont découpés en unités lithologiques et texturales homogènes, correspondant aux 8 faciès prédéfinis. Les niveaux repères sont pointés et le tout est compilé sous la forme de fichiers Excel afin d'être traité par un logiciel de décompaction (détails du découpage en annexes).

5.2.3. Logiciel de décompaction

Les lois de compaction prédéfinies sont intégrées au modèle TherMO'S 1D, développé par L. Abmir (Amir, 2002) afin de procéder à la décompaction des séries sédimentaires identifiées sur chaque puits. Pour chacun des puits, le logiciel va procéder à la décompaction puis à la recompaction des différentes formations constituant la pile sédimentaire (Conybeare, 1967; Magara, 1968; Baldwin, 1971; Perrier et Quiblier, 1974; Sclater et Christie, 1980; Bond *et al.*, 1983; Beaudoin, *et al.*, 1985; Pinoteau, 1986; Allen et Allen, 1990). L'épaisseur de la pile ainsi reconstituée évolue en fonction des lois de compaction attribuées aux différents faciès. Au fur et à mesure que les séries se déposent, les formations sous-jacentes voient diminuer leur porosité et leur volume, considéré ici en terme d'épaisseur. Les profondeurs d'enfouissement des niveaux repères sont restituées sous la forme de tableaux numériques pour chaque étape. Les données décompactées brutes (Tableau 13) sont traitées de manière à construire les courbes d'enfouissement, les cartes en isopaques et les coupes géologiques.

5.3. Cartes et coupes en isopaques décompactées

La construction des cartes en isopaques à partir des données de puits décompactées nécessite l'emploi de méthodes d'interpolation. Sur la zone étudiée les puits sont disposés principalement le long des failles de la Marne laissant de grandes plages sans aucune information, ce qui conditionne l'emploi d'une méthode d'interpolation la plus souple possible. Il existe une batterie de techniques avec leurs avantages et leur défauts (Thiry-Bastien, 2002), mais dans notre cas c'est le krigeage qui sera utilisé, car c'est la méthode qui présente le plus de souplesse d'utilisation.

Les valeurs d'enfouissement des différents repères sont traitées avec Surfer® 7. Après krigeage la grille d'interpolation est superposée à un masque (blank) correspondant aux limites extérieures de la zone afin de réduire les effets de bord.

A ce stade du traitement il est nécessaire d'envisager 2 approches dans l'interprétation des résultats de la décompaction. Dans un premier temps les cartes et les coupes en isopaques sont construites avec une surface supérieure (base de l'intervalle suivant) à l'horizontal impliquant de faibles variations de bathymétrie pour les dépôts. Cette première approche conduit, dans le cas de variations importantes des épaisseurs, à une interprétation uniquement en terme de tectonique synsédimentaire. Pour valider cette première interprétation il est nécessaire de vérifier l'hypothèse de départ sur la bathymétrie considérée comme homogène. Pour cela, le second mode d'interprétation consiste à regarder en détail l'évolution verticale et latérale des faciès sur chacun des puits. Par cette approche il est ainsi possible de proposer une paléotopographie (en fonction des bathymétries supposées pour chaque faciès) au cours des différents intervalles et de distinguer les morphologies héritées (tectonique) d'éventuels jeux de la compaction différentielle n'affectant que les

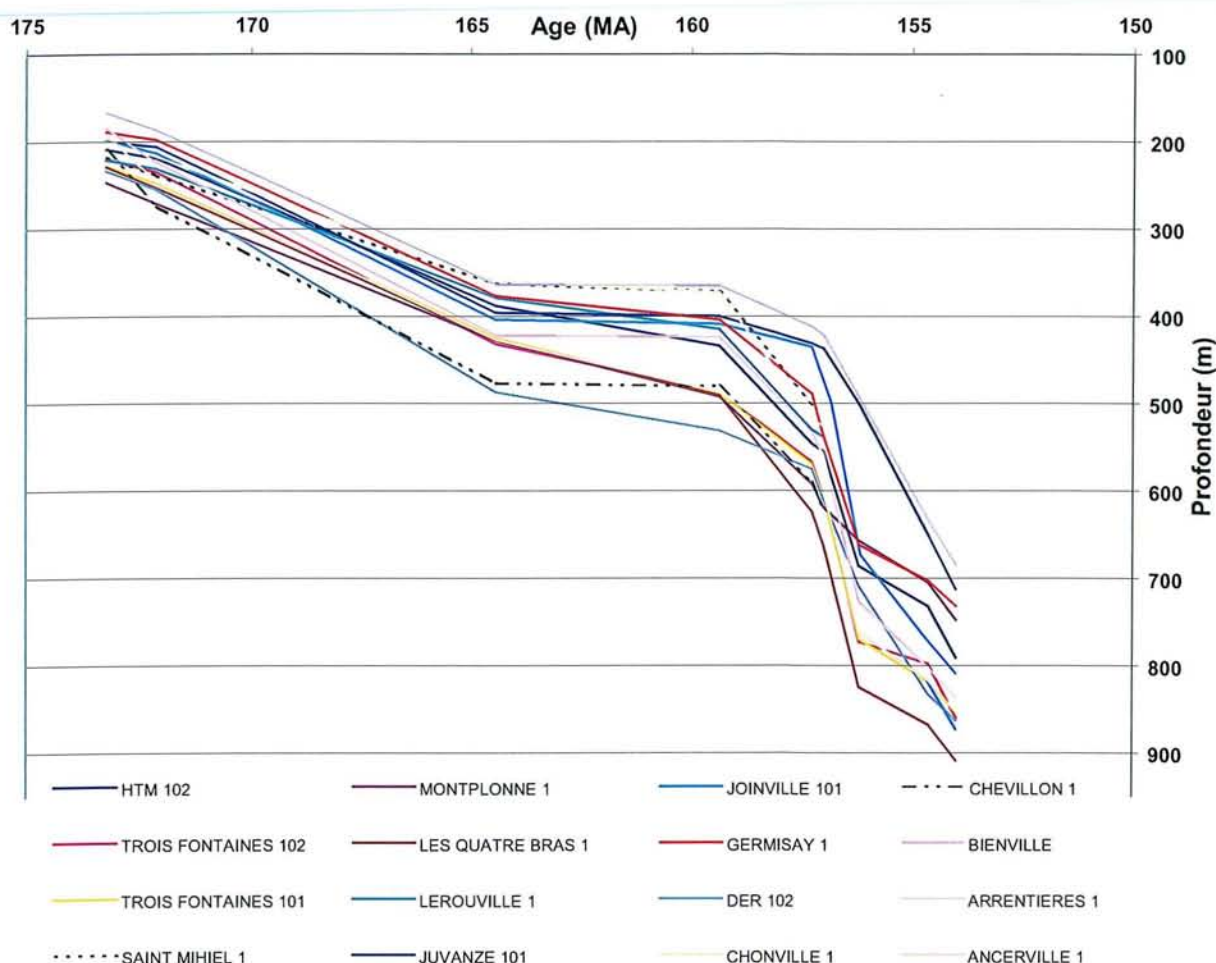


Figure 38 : Courbes d'enfouissement des Schistes carton depuis le Bajocien inférieur (173 Ma) jusqu'au Kimmériidgien inférieur (154 Ma).

niveaux supérieurs.

5.3.1. Courbes d'enfouissement des Schistes carton

L'ensemble des courbes d'enfouissement (Figure 38) montre des allures homogènes pour les différents intervalles : tout d'abord, un enfouissement progressif de la base des Schistes carton jusqu'à la fin du Dogger calcaire (#164 Ma), puis une longue période avec très peu de dépôt, caractérisée par des niveaux condensés (oolithe ferrugineuse). Ensuite, la sédimentation reprend et accélère en continu de 157 Ma à 156 Ma, marquant un changement important dans la dynamique de dépôt. C'est dans cet intervalle que certains puits se distinguent, comme Germisey et Les-Quatre-Bras, avec un enfouissement encore plus prononcé, suggérant un rejeu des accidents à proximité de ces puits (Figure 36). Après 156 Ma, la vitesse d'enfouissement décroît légèrement mais reste tout de même à un rythme soutenu.

Les premières grandes tendances dans l'évolution de la sédimentation au cours du temps et les éventuelles participations de failles régionales vont être approfondies grâce aux cartes

Nom Forage	Enfouissement des Schistes Cartons (en m)												Isopaques (en m)							
	X	Y	Z	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	I-III	I-II	II-III	III-V	III-IV	IV-V	V-VI	VI-X
ANCERVILLE 1	800	1108	243	192	246	427	487	560	600	762	817	853	184			300	91	193	170	373
ARRENTIERES 1	777	1067	317	167	187	364	365	412	422	492	633	685	159			256	45	188	62	333
BIENVILLE	802	1100	217	185	224	422	424	534	559	727	802	837	171			304			168	400
CHEVILLON 1	807	1097	274	209	274	477	480	590	623				175	136	58	363	86	265	166	
CHONVILLE 1	832	1120	266	200	217	360	373	518	526				166	129	53	245	77		216	
DER 102	786	1096	155	234	255	487	531	575	610	709	833	863	206			347	77	243	136	379
GERMISAY 1	823	1082	389	189	198	377	404	489	538	662	703	732	153	131	34	275	67	190	148	320
JOINVILLE 101	806	1086	311	193	201	401	407	448	487	674	766	812	176			282	41	193	60	435
JUVANZE 101	766	1072	139	200	206	396	400	431	437	500	650	713	176			281	50	214	57	365
LEROUVILLE 1	833	1124	243	221	231	379	415	530	538				189	153	55	248	69		203	
LES QUATRE BRAS 1	790	1116	197	229	253	427	491	624	663	825	868	909	190	149	62	295	60	189	238	374
MONTPLONNE 1	806	1117	275	247	271	428	492	592	619	657	705	748	194	157	56	296	81	180	201	227
SAINT MIHIEL 1	835	1135	224	218	239	363	372	501					188	134	76	225	76		200	
TROIS FONTAINES 101	791	1118	163	228	248	425	489	570	609	770	819	854	183			298	95	174	185	364
TROIS FONTAINES 102	794	1114	192	220	235	432	487	567	605	773	798	860	197			302	41	200	185	384
HTM 102	823	1087	366	209	219	388	434	546	555	686	732	791	170	134	53	272	59	178	193	325

Tableau 13 : Profondeurs d'enfouissement des Schistes carton et épaisseurs décompactées des intervalles stratigraphiques traités.

en isopaques décompactées ainsi qu'aux coupes.

5.3.2. Schistes carton – Base du Dogger calcaire

Le premier intervalle couvre une longue période (#20 Ma) avec des isopaques de l'ordre de 150 à 200 m. La carte en isopaques (Figure 39 A) montre un gradient croissant des épaisseurs en direction du NW.

Les faciès sont homogènes sur l'ensemble des puits avec principalement des argiles, qui localement peuvent être plus marneuses ou à l'inverse sableuses. Seuls les puits de la partie NE ont permis de reconnaître un niveau particulier marqué par une vingtaine de mètres de grès (Grès supraliasiques – Toarcien supérieur) alors que pour les puits au SW, ce niveau semble correspondre plutôt au passage entre des argiles marneuses et des argiles noires gréseuses. Cette observation permet de proposer une direction d'apport du matériel détritique du N ou NE vers le S ou SW. Mis à part cet épisode plus gréseux, l'homogénéité des dépôts de type argilo-marneux limite les possibilités pour expliquer leur épaissement vers le NW.

Plusieurs hypothèses peuvent être proposées pour expliquer l'organisation des isopaques. Il est possible d'envisager une morphologie sédimentaire (muscle argileux) avec dans ce cas une direction de progradation vers le sud à sud-est (Figure 40 1 et 2). Cette possibilité implique alors un approfondissement de la bathymétrie vers le sud. Une autre hypothèse est de considérer soit, dès le départ, une pente ou alors de la tectonique synsédimentaire avec un basculement ou une déformation moyenne longueur d'onde (flexure, Figure 40 1' et 2').

A l'échelle de l'Est du Bassin de Paris, l'épaississement des dépôts vers le NW paraît cohérent avec la présence dès le Lias-Dogger d'un contrôle de la sédimentation suivant une gouttière NE-SW (sillon du Luxembourg) en connexion avec la Mer Germanique (Mégnién, *et al.*, 1980; Guillocheau, *et al.*, 2000; Thiry-Bastien, 2002; De Graciansky et Jacquin, 2003). Cette direction étant en partie commandée par les failles de Metz et du Luxembourg (Thiry-Bastien, 2002), l'hypothèse d'une activité tectonique contrôlant les dépôts apparaît alors plus probable que celle d'une morphologie progradante. Toutefois, ces 2 phénomènes peuvent se superposer et seules des informations complémentaires sur la bathymétrie pourraient lever le doute. Les données manquent au Nord de la zone pour vérifier si la terminaison SW de la faille de Metz influence ou non les dépôts.

Malgré la bonne adéquation entre, d'une part notre carte en isopaques et d'autre part la structure connue pour les dépôts à cette période, il subsiste sur le puits de Der 102 une surépaisseur d'une vingtaine de mètres par rapport aux puits voisins. Cette anomalie locale pourrait alors correspondre à un jeu tectonique pour la faille du Der, dont l'activité est encore mal connue.

Afin d'affiner notre interprétation, il est possible de construire 2 nouvelles cartes en isopaques de part et d'autre de la limite matérialisée par les Grès supraliasiques. La moitié des puits a permis de construire de nouvelles isopaques pour un domaine légèrement plus réduit. Avec ce nouveau découpage (Figure 39 B et C), la tendance à l'épaississement des couches vers le NW est mieux marquée pour la partie inférieure (Schistes carton au Grès supraliasiques) que pour la fin de l'intervalle, suggérant un ralentissement de la déformation ou alors un comblement d'une morphologie héritée. En revanche, il n'est pas possible de

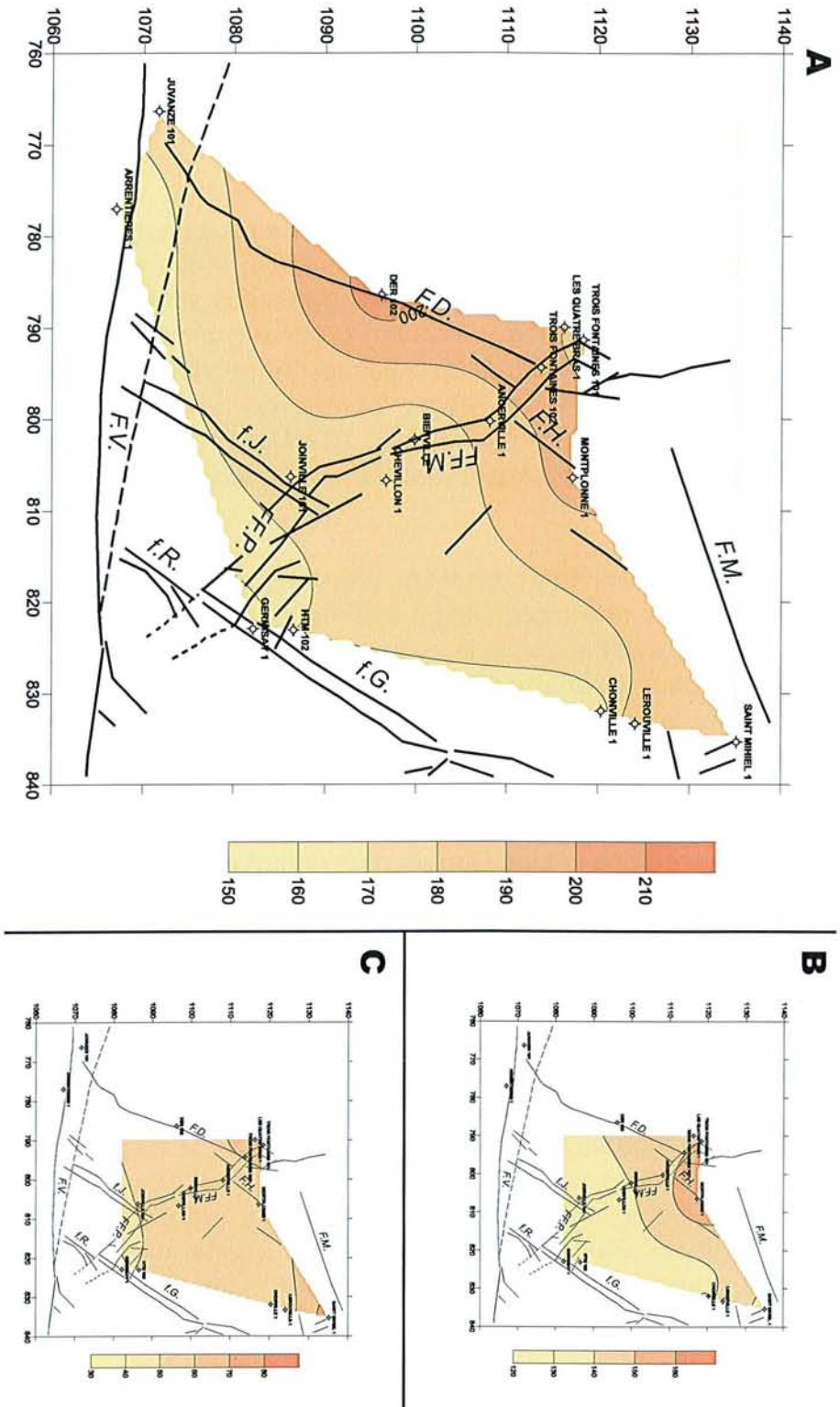


Figure 39 : Cartes en isopaques décompactées sur l'intervalle entre les Schistes carton (Toarcien inférieur) et la base du Dogger calcaire (Bajocien inférieur), les épaisseurs sont en mètres ; A, intervalle complet ; B, intervalle entre les Schistes carton et les Grès supraliasiques (Toarcien supérieur) ; C, intervalle entre les Grès supraliasiques et la base du Dogger calcaire.

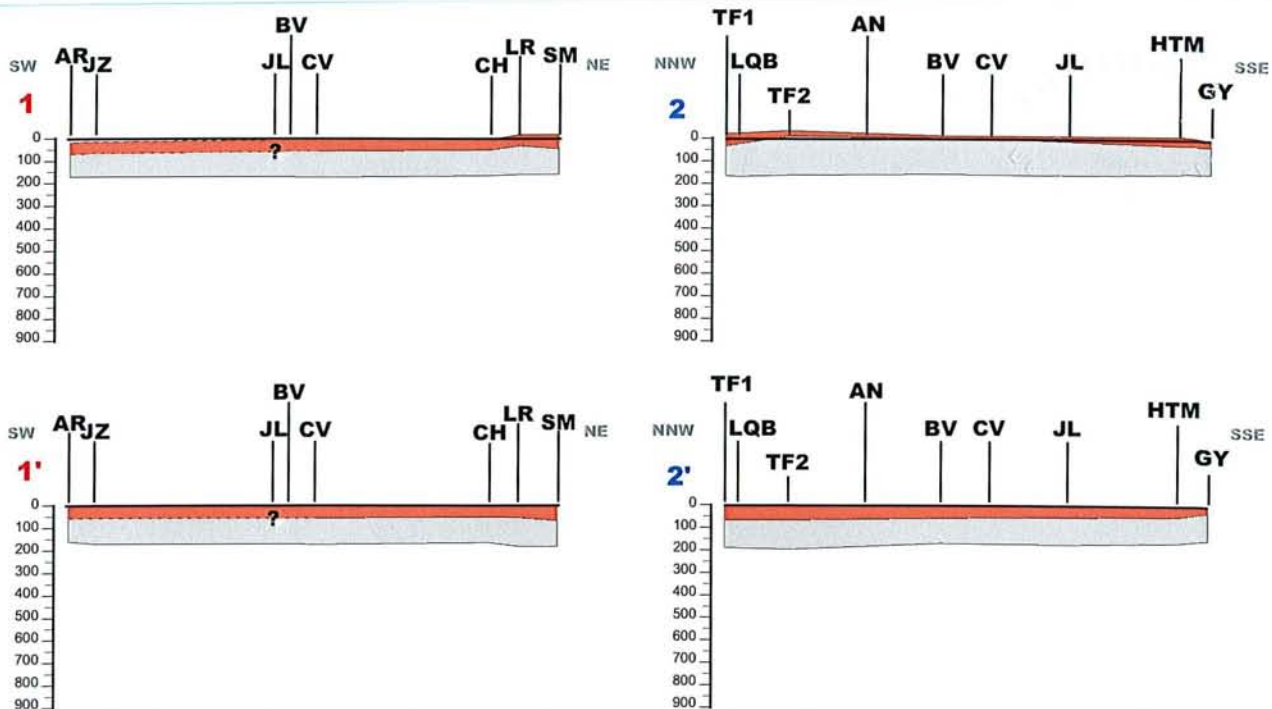


Figure 40 : Coupes décompactées sur l'intervalle entre les Schistes carton (Toarcien inférieur) et la base du Dogger calcaire (Bajocien inférieur), en gris l'intervalle entre les Schistes carton et les Grès supraliasiques (Toarcien supérieur), en rouge l'intervalle entre les Grès supraliasiques et la base du Dogger calcaire ; 1 et 2 coupes avec la dernière surface de dépôt à l'horizontale ; 1' et 2', coupes avec la base des Schistes carton à l'horizontale.

préciser la période d'activité autour de la faille du Der du fait de l'absence du repère des Grès supraliasiques.

Ce premier intervalle semble subir l'influence discrète du sillon du Luxembourg mais la possibilité d'avoir une rampe dès le départ ne peut être exclue. Seule une anomalie de 10-20 m sur le puits de Der 102 pourrait correspondre au jeu de la faille du Der. Il n'est pas possible à partir des ces faciès argileux de préfigurer de la morphologie au toit de cet intervalle mais les faciès carbonatés suivants devraient permettre de mieux contraindre les paléobathymétries.

5.3.3. Dogger calcaire

Les épaisseurs de dépôts sont de l'ordre de 200 à 350 m pour une période d'environ 10 Ma. Les faciès changent radicalement par rapport aux niveaux précédents avec au départ des calcaires bioconstruits (récif bajocien inférieur), un intermédiaire marneux (Argiles à *Ostrea acuminata*) puis la plus grande partie des dépôts représentée par des calcaires oolithiques (bordure Est de la plate-forme bathonienne).

La tendance générale sur la carte en isopaques (Figure 41) est un épaissement vers la partie centrale où l'on observe de fortes anomalies positives pour les puits de Chevillon 1, Bienville et Der 102. Les surépaisseurs aux niveaux des failles du Der et de la Marne suggèrent fortement la participation d'une activité tectonique mais les faciès étant variés aussi bien verticalement que latéralement il est maintenant nécessaire de regarder leur organisation spatio-temporelle afin de discriminer les morphologies sédimentaires des jeux tectoniques. L'analyse des faciès doit permettre entre autre de déterminer si les premiers

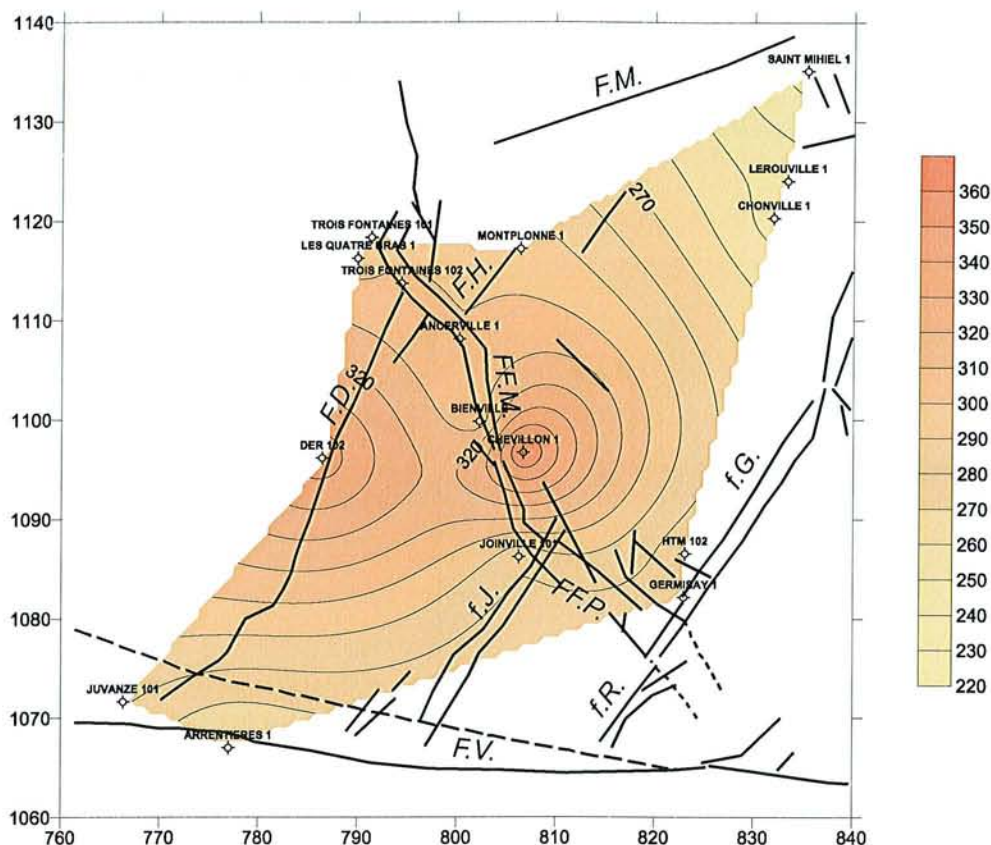


Figure 41 : Carte en isopaques décompactées sur l'intervalle entre la base du Dogger calcaire (Bajocien inférieur) et son sommet, la Dalle nacrée (Bathonien supérieur).

niveaux calcaires sont influencés par une morphologie héritée.

Les 3 niveaux précédemment décrits en terme d'évolution des faciès vont permettre de découper cet intervalle en autant d'étapes. Pour chacun de ces niveaux, les cartes en isopaques décompactées sont comparées à la répartition spatiale des faciès.

Le premier niveau est constitué de faciès hétérogènes entre des calcaires fins et des calcaires bioconstruits passant par des calcaires oolithiques qui représentent l'essentiel des dépôts (Figure 42 α). Cette diversité reflète un environnement de plate-forme peu profonde. Les alternances d'oolithes et de calcaires à polypiers semblent s'organiser selon une disposition avec au centre une zone riche en calcaires oolithiques et sur ses bords le développement de constructions récifales. Il faut toutefois émettre des réserves sur l'allure de ce dispositif car les données de faciès des rapports de forage sont souvent peu précises. En conséquence, il est fort probable que les calcaires à oolithes soient associés de façon plus régulière avec les calcaires à polypiers. Par rapport à la situation précédente, au toit des argiles du Lias-Dogger, l'extension de faciès de faible bathymétrie suggère que la surface soit relativement plane au départ sur toute la zone. La carte en isopaques montre des surépaisseurs de l'ordre de 10-30 m pour les puits d'Ancerville 1, Bienville, Chevillon et Montplonne 1 (Figure 42 A). Ce dernier puits montre pour cet intervalle des dépôts de marnes et de calcaires fins alors que les 3 autres puits présentent des dépôts oolithiques sur tout l'intervalle. Se pose alors la question de l'origine de ces surépaisseurs pour des faciès de haut fond et donc du moteur

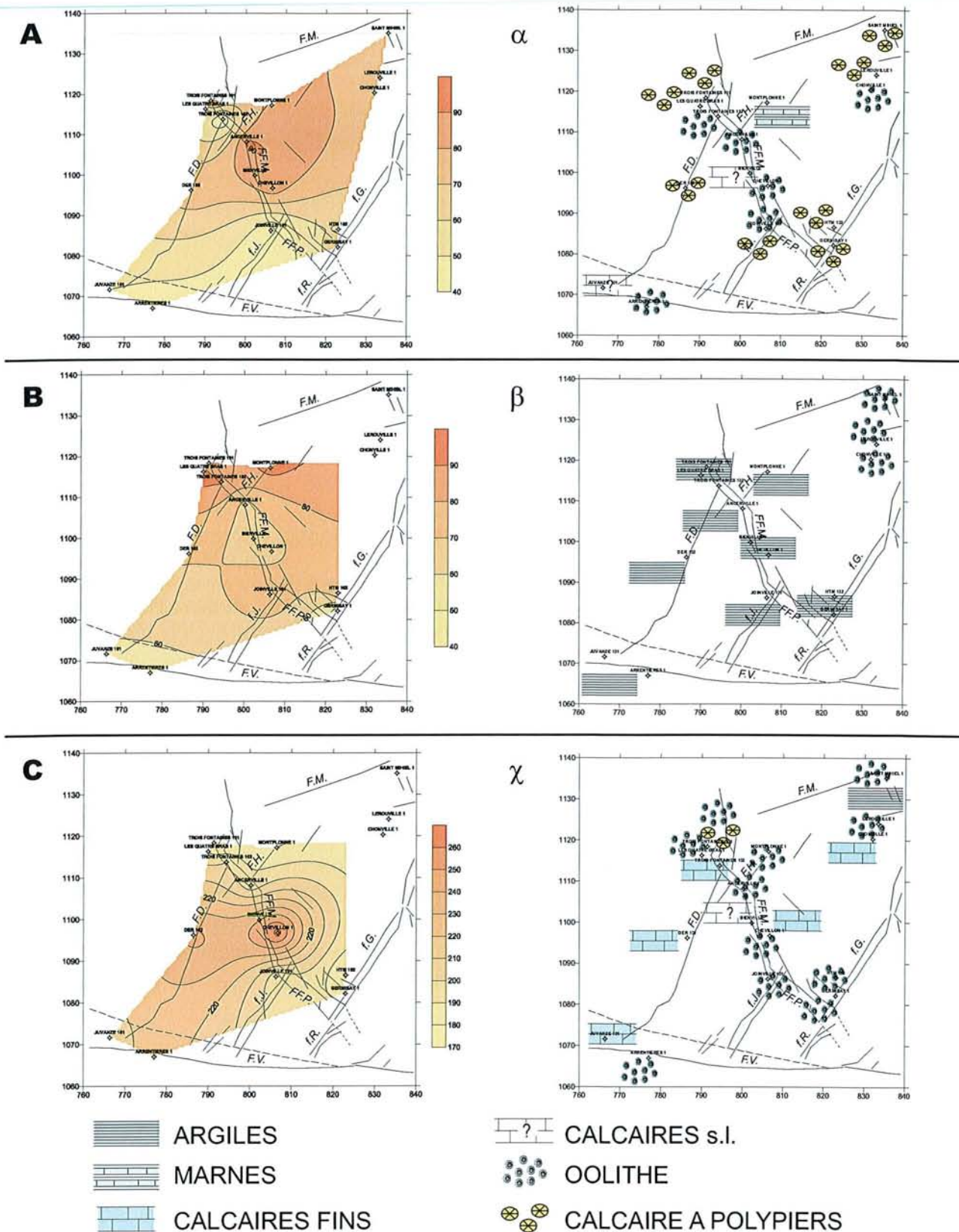


Figure 42 : Cartes en isopaques décompactées et distribution des faciès sur 3 intervalles au sein du Dogger calcaire ; A et α , entre la base du Dogger calcaire et la base des Marnes à *Ostrea acuminata* (Bajocien supérieur) ; B et β , entre la base des Marnes à *Ostrea acuminata* et leur sommet (Bajocien supérieur) ; C et χ , entre le sommet des Marnes à *Ostrea acuminata* et la Dalle nacrée (Bathonien supérieur).

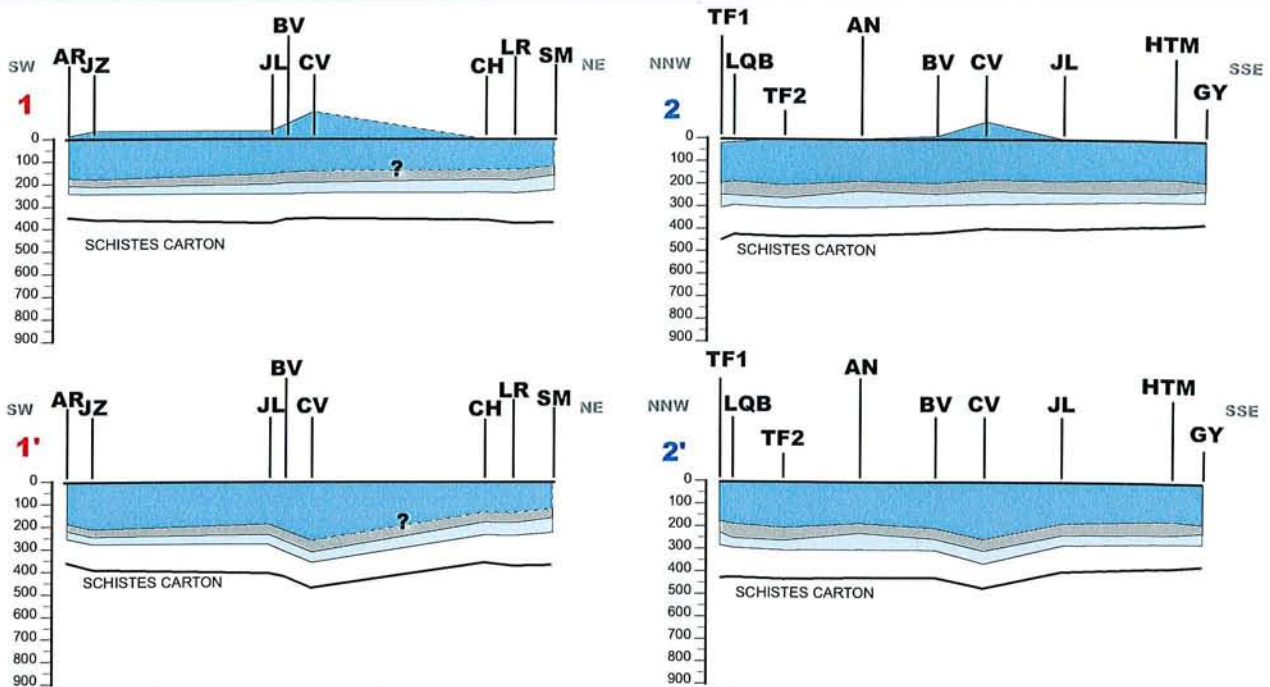


Figure 43 : Coupes décompactées sur l'intervalle entre la base du Dogger calcaire (Bajocien inférieur) son sommet représenté par la Dalle nacrée (Bathonien supérieur) ; en bleu ciel, l'intervalle entre la base du Dogger calcaire et la base des Marnes à *Ostrea acuminata* (Bajocien supérieur) ; en gris, l'intervalle entre la base des Marnes à *Ostrea acuminata* et leur sommet ; en bleu, l'intervalle entre le sommet des Marnes à *Ostrea acuminata* et la Dalle nacrée ; 1 et 2 coupes avec le premier niveau déposé sur une surface à l'horizontale ; 1' et 2', coupes avec la Dalle nacrée à l'horizontale.

ayant conduit à une telle création d'accommodation. La proximité des failles de la Marne permet de proposer une origine tectonique pour ces surépaisseurs, avec l'effondrement du compartiment Est qui peut alors accumuler des oolites en provenance du compartiment surélevé. Pour confirmer cette hypothèse il faudrait avoir des informations sur le mode de dépôt des oolites, à savoir si elles sont sous la forme de dunes ou plutôt remaniées. Enfin la présence de marnes et de calcaires fins au droit du puits de Montplonne 1 suggère une bathymétrie plus importante dont l'origine peut être rapportée à une activité tectonique pour la faille d'Haironville, ce qui vient appuyer l'hypothèse du jeu des failles de Marne à cette époque.

Ensuite, la bathymétrie augmente et la presque totalité de la zone présente des dépôts aux faciès argileux, hormis la partie NE où subsistent des faciès oolithiques (Figure 42 β). Le domaine couvert par les isopaques est plus réduit que pour l'intervalle précédent car au NE il n'a pas été possible de déterminer clairement l'équivalent de la base des Marnes à *O. A.* (Figure 42 B). Les isopaques présentent un épaississement vers le nord avec des gradients faibles (50 m en 50 km). L'homogénéité des faciès et l'augmentation des épaisseurs vers le nord rappelle la même situation qu'au Lias, suggérant une influence du sillon du Luxembourg.

Après cet épisode argilo-marneux, la bathymétrie diminue et se développent alors principalement des faciès oolithiques (Figure 42 χ). La carte en isopaques est à nouveau tronquée au NE par manque d'information permettant les corrélations, par contre les faciès

sont connus (Figure 42 C). Cette carte rend compte d'un épaissement des dépôts du NE vers le SW avec des surépaisseurs de l'ordre de 40 m sur les puits de Bienville, Chevillon 1 et de 10-20 m sur Der 102. Pour les puits de Bienville et Chevillon 1, les faciès sont plus fins que la tendance générale, ce qui suggère fortement un jeu tectonique au niveau des failles de la Marne. Pour la légère surépaisseur marquée au niveau du puits de Der 102, elle semble cohérente avec l'augmentation des épaisseurs vers le SW et n'implique pas forcément de tectonique. Ce qui apparaît comme un axe E-W entre le puits de Der 102 et celui de Chevillon 1, ne peut être considéré que comme un artefact en raison du manque de puits intermédiaires. L'intervalle se termine par la Dalle nacrée qui, à l'échelle de la zone, paraît continue avec les dépôts de calcaires oolithiques et bioclastiques de faibles bathymétries.

Pour tester les différentes hypothèses émises sur un possible contrôle des épaisseurs de dépôts par une tectonique synsédimentaire, il est possible de représenter les isopaques en coupes. Dans un premier temps, la base des premiers niveaux à oolithes et polypiers va être considérée comme une surface plane horizontale. Dans ce cas (Figure 43 1 et 2), apparaît un bourrelet de 100 m d'épaisseur autour des puits de Joinville 101, Bienville et Chevillon 1 alors que les dépôts sont sensés être relativement homogènes avec principalement des oolithes lors de la mise en place de la Dalle nacrée. Cette hypothèse semble donc peu probable. La seconde approche consiste à déposer les derniers niveaux à une bathymétrie quasi-identique sur toute la zone (Figure 43 1' et 2') et conduit au décalage des différents niveaux repères y compris la base des Schistes carton. Cette disposition implique une déformation qui traverse l'ensemble des intervalles et pas uniquement la partie supérieure de la pile dans le cas de compaction différentielle. L'activité tectonique des failles de la Marne semble alors évidente, avec le maximum de rejet pour la période comprise entre le sommet des Marnes à *Ostrea acuminata* et la Dalle nacrée.

Il semble donc que l'activité des failles de la Marne soit tout d'abord discrète au Bajocien inférieur, et plus franche au Bathonien, avec une activité ayant entraîné des surépaisseurs dans sa partie centrale (Chevillon 1), durant le Bajocien supérieur c'est plutôt le sillon du Luxembourg qui contrôle l'organisation des dépôts. L'activité tectonique Dogger a été décrite plus au nord-est sur des satellites NE-SW de la faille de Metz dans la région de Briey avec des jeux en failles normales (Le Roux, 2000). A l'échelle de la plate-forme bajocienne, le sillon du Luxembourg a largement contrôlé les dépôts (Thiry-Bastien, 2002). Les données de sismique 3D à l'aplomb du site de Meuse/H^{te}-Marne révèlent des mouvements tectoniques synsédimentaires, sous la forme de horst et graben NW-SE avec des rejets de l'ordre de 5-10 mètres dans les terrains du Bajocien-Bathonien (Cuilhe, 2003). Ces accidents synsédimentaires semblent cachetés durant le Bathonien. Les jeux tectoniques des failles de la Marne exprimés de façon discrète à la base du Dogger calcaire et plus franchement dans l'intervalle supérieur sont cohérents avec de tels éléments. Pour l'ensemble du bassin, les régimes tectoniques à cette période sont mal documentés mais d'un point de vue géodynamique, l'Ouest européen est influencé par l'ouverture de l'Atlantique central qui contraint une extension proche d'E-W (Ziegler, 1987) compatible avec l'orientation des failles de la Marne. Cet aspect sera abordé dans la partie 3 de la thèse.

A la fin du Dogger calcaire, la Dalle nacrée paraît continue à l'échelle de la zone, ce qui suggère une bathymétrie relativement homogène et donc une surface faiblement déformée (peu de relief) pour les niveaux suivants.

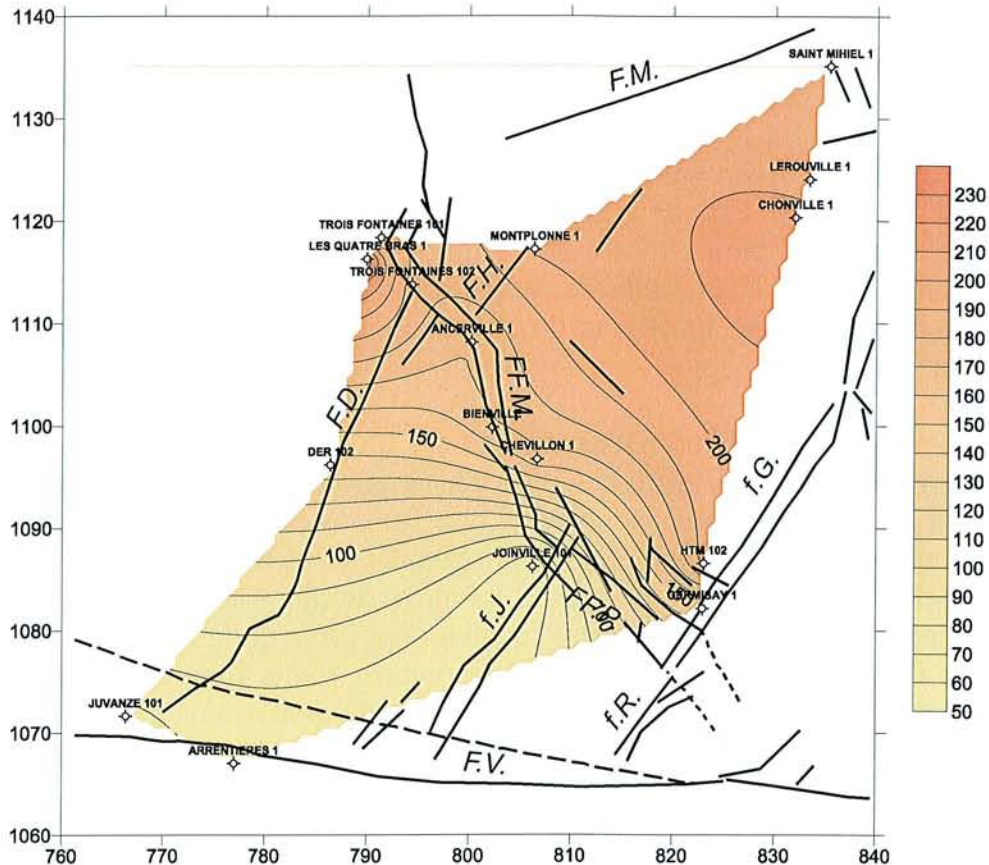


Figure 44 : Carte en isopaques des Argiles de la Woëvre, intervalle partant de la Dalle nacrée (Bathonien supérieur) jusqu'à la base du Terrain à chailles (Oxfordien inférieur).

5.3.4. Argiles de la Woëvre (Dalle nacrée – Terrain à chailles)

L'intervalle présente de grands écarts d'épaisseurs, de 50 à 230 m pour une durée assez courte de 2 Ma avec sur toute la zone, le dépôt de terrains argilo-marneux riches en silts témoignant d'une importante remise en eau.

Les Argiles de la Woëvre se déposent sur la Dalle nacrée qui est considérée comme relativement plane. Les isopaques présentent une forte tendance à l'épaississement vers le NE (Figure 44) et se resserrent clairement à l'approche de la partie sud des failles de la Marne. Entre les puits de Joinville 101 et Chevillon 1 les Argiles de la Woëvre voient leur épaisseur augmenter de 90 m en moins de 10 km. Cet épaississement se marque particulièrement sur les coupes (Figure 45 1 et 2) avec un décalage qui paraît encore plus fort en raison de la projection du puits de Joinville 101 sur l'axe NE-SW du tracé de la coupe 1. Sur la coupe NNW-SSE (Figure 45 2) l'épaississement est moins brutal entre Joinville 101 et HTM 102 ou Germisay 1 mais conserve une allure très inclinée qui est difficilement compatible avec des morphologies de dépôts argileux. Il manque clairement un puits entre Bienville et Der 102 pour pouvoir estimer convenablement le gradient dans l'épaississement des isopaques. La superposition du faisceau d'isopaques resserrées avec les failles de la Marne suggère alors fortement leur participation dans l'organisation des dépôts pour cette période.

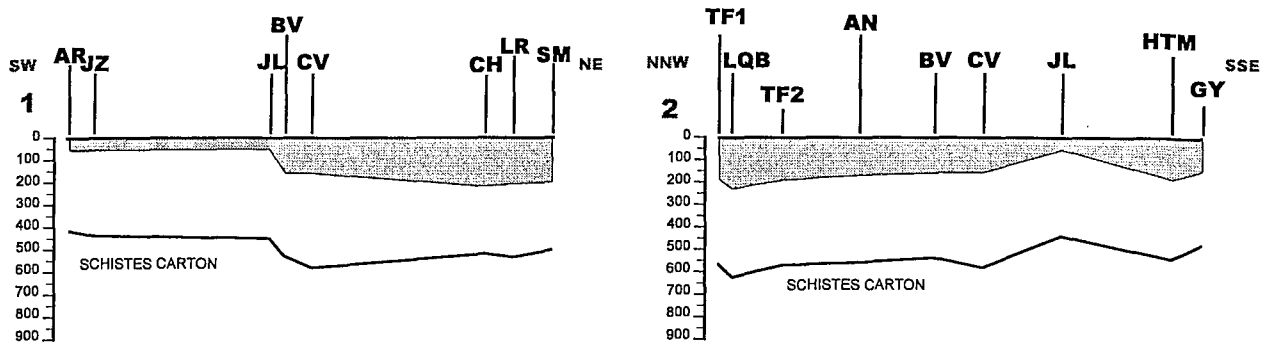


Figure 45 : Coupes des Argiles de la Woëvre, intervalle partant de la Dalle nacrée (Bathonien supérieur) jusqu'à la base du Terrain à chailles (Oxfordien inférieur).

La morphologie de ce « paquet » argileux reste assez mal connue malgré les nombreuses études qui comme la sismique ont montré des géométries en onlap ou downlap au contact avec la Dalle nacrée. Il faudrait utiliser des niveaux repères supplémentaires au sein même de cette couche pour pouvoir comprendre sa géométrie et vérifier si la chute brutale des épaisseurs ne peut être induite par une morphologie sédimentaire (e.g. muscle argileux ?).

Malgré ces nombreuses incertitudes, le jeu synsédimentaire des failles de la Marne apparaît tout à fait possible sur cet intervalle, avec des décalages probablement de plusieurs dizaines de mètres. Des travaux en cours sur l'Oxfordien à l'échelle de l'Est du Bassin de Paris présentent des indices équivalents pour la zone Nord des failles de la Marne, avec un rejet d'une trentaine de mètres (thèse en cours, Cédric Carpentier). Plus à l'ouest dans le Bassin de Paris, l'accident de Saint-Martin-de-Bossenay (faille N-S) présente pour cette même période des décalages beaucoup plus importants (Mégnyen, 1980).

Comme pour l'épisode des argiles du Dogger, il n'est pas aisé de définir la géométrie du fond marin après le dépôt de ces argiles. Les premiers niveaux de calcaires construits et oolithiques oxfordiens vont permettre de proposer une nouvelle géométrie.

5.3.5. Oxfordien calcaire (Terrain à chailles – Calcaires rocailloux)

L'intervalle considéré est le plus épais de l'ensemble des séries étudiées avec d'importantes variations dans les puissances, qui s'échelonnent de 220 à 430 m pour une durée d'environ 3 Ma. Les dépôts sont d'abord marno-calcaires avant d'être essentiellement calcaires. La carte en isopaque révèle un gradient croissant vers le SW avec un bourrelet dans la partie centrale entre les puits de Joinville 101, Chevillon 1 et Bienville (Figure 46). Afin de déterminer l'origine de cette surépaisseur nous allons considérer successivement 4 intervalles intermédiaires.

L'évolution des faciès de dépôts atteste d'une diminution de la bathymétrie avec des marnes de plus en plus calcaires. Les faciès marneux occupent au départ les 2/3 SW de la zone alors qu'au NE apparaissent les premiers niveaux de calcaires fins (Figure 47 α). Les épaisseurs sont les plus importantes dans un couloir NNW-SSE parallèle aux failles de la Marne mais décalé vers le SW au niveau du compartiment surélevé de ces failles (Figure 47 A). Ces surépaisseurs sont de l'ordre de quelques dizaines de mètres. L'organisation des faciès avec les marnes au SW et des calcaires fins au NE suggère un approfondissement en direction du SW. Au cours de cet intervalle, les faciès deviennent de plus en plus calcaires,

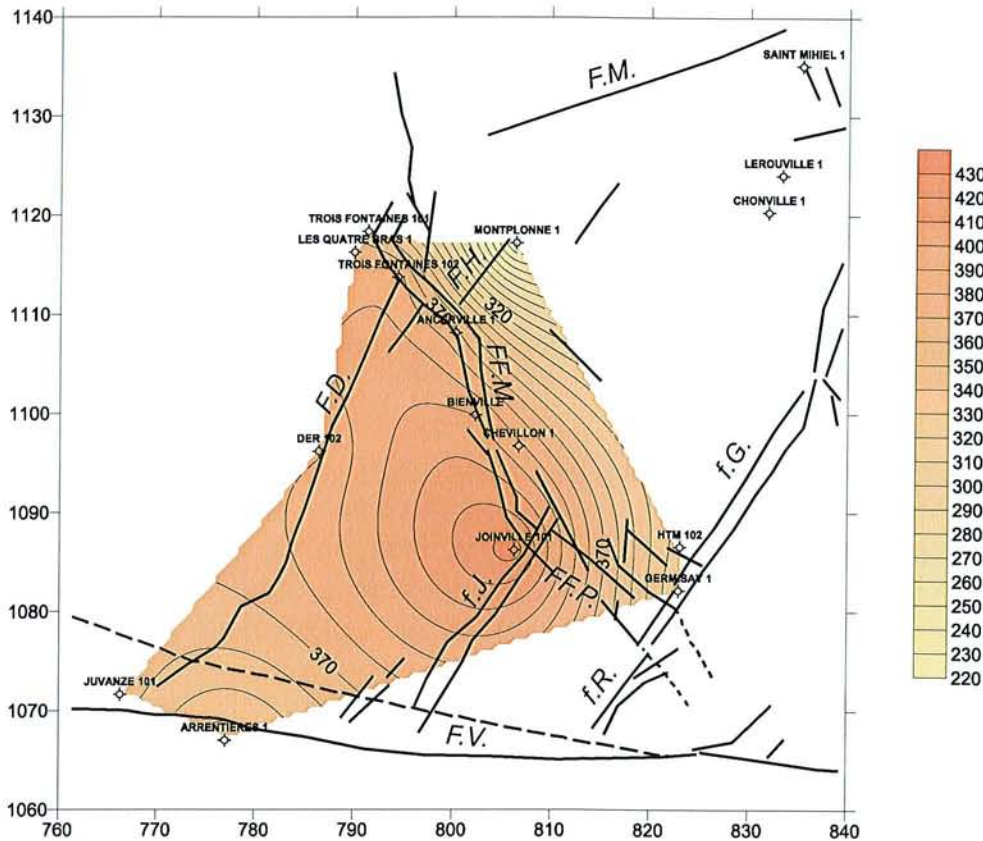
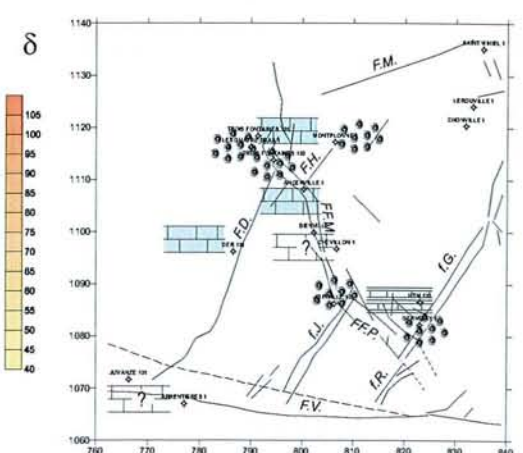
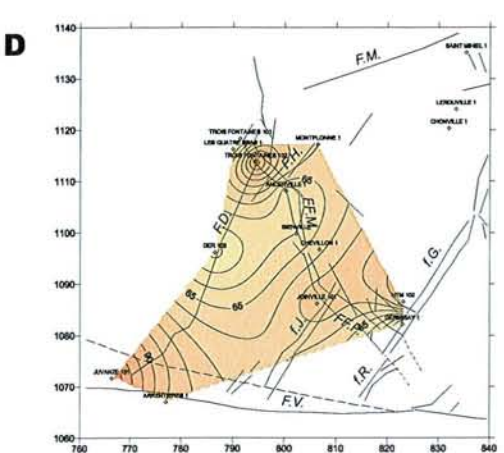
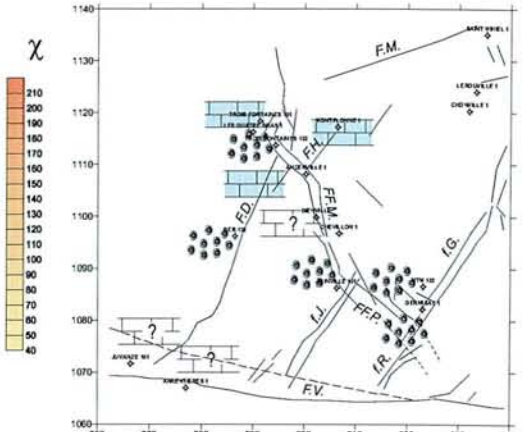
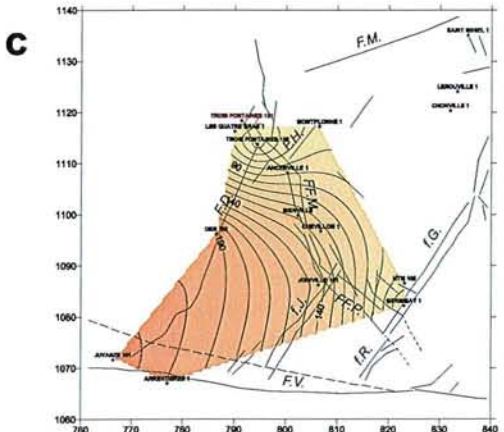
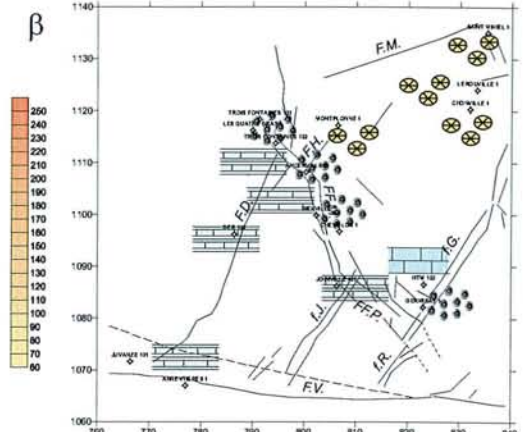
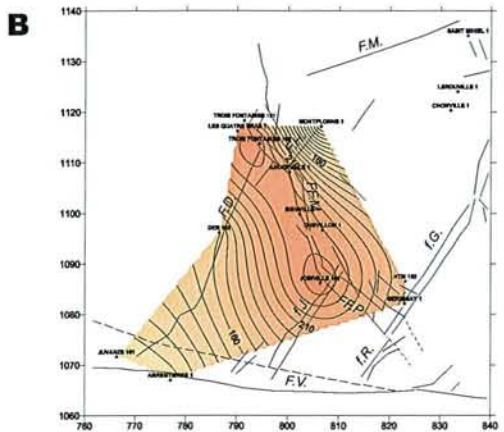
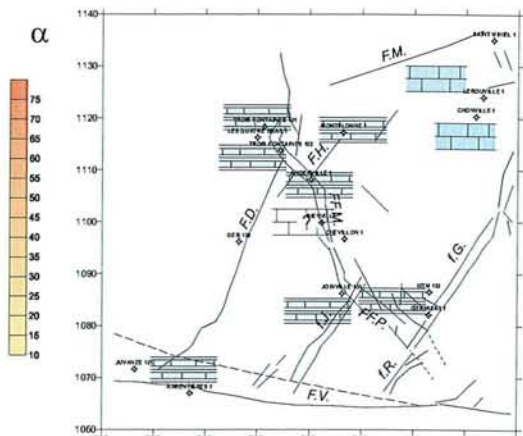
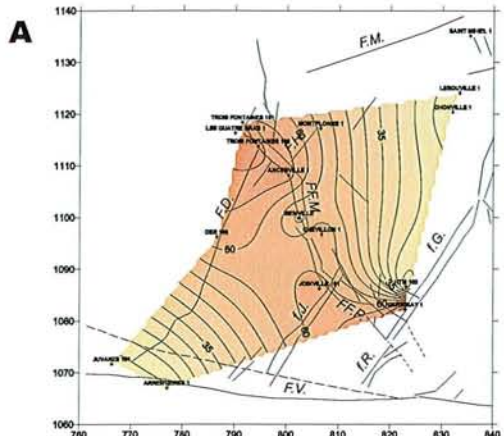


Figure 46 : Carte en isopaques décompactées des calcaires de l'Oxfordien, sur l'intervalle entre la base du Terrain à chailles (Oxfordien inférieur) et la base des Calcaires rocailloux (Kimméridgien inférieur).

d'abord au NE puis progressivement vers le centre de la zone. Cette évolution des faciès marque la naissance de la plate-forme carbonatée oxfordienne (Cédric Carpentier, thèse en cours). La surépaisseur au centre de la zone correspond alors au front de progradation.

Les faciès calcaires fins sont progressivement remplacés par des niveaux à coraux alors que se met en place une bordure de plate-forme constituée de calcaires oolithiques. La bordure se calque selon un axe NNW-SSE entre les puits de Joinville 101 et Trois Fontaines 101 (Figure 47 B et β ; C. Carpentier, 2003, communication personnel). Les surépaisseurs au niveau du bourrelet NNW-SSE sont de l'ordre de 30-40 m par rapport aux puits relativement proches comme HTM et Germisay, et correspondent clairement aux faciès de bordure de plate-forme (calcaires oolithiques). En revanche, le gradient d'épaisseur entre Ancerville 1 et Montplonne 1 est considérable (140 m en moins de 10 km). Cette disposition, à l'aplomb des failles de la Marne, suggère alors un rôle de la tectonique mais les données manquent à l'est et au sud de Montplonne pour le vérifier.

Figure 47 : Carte en isopaques décompactées (A, B, C et D) et distribution des faciès (α , β , χ et δ) pour 4 intervalles au sein de l'Oxfordien calcaire ; A et α , de la base du Terrain à chailles (Oxfordien inférieur) à la base du Polypier inférieur (Oxfordien moyen) ; B et β , de la base du Polypier inférieur à la base des Marnes à huîtres (Oxfordien supérieur) ; C et χ , de la base des Marnes à huîtres à la base de l'Oolithe de Lamothe (Oxfordien supérieur) ; D et δ , de la base de l'Oolithe de Lamothe à la base du Calcaire rocailloux (Kimméridgien inférieur).



- OOOLITHE
- CALCAIRE S.I.
- CALCAIRE A POLYPIERS
- CALCAIRES FINS
- ARGILES
- MARNES

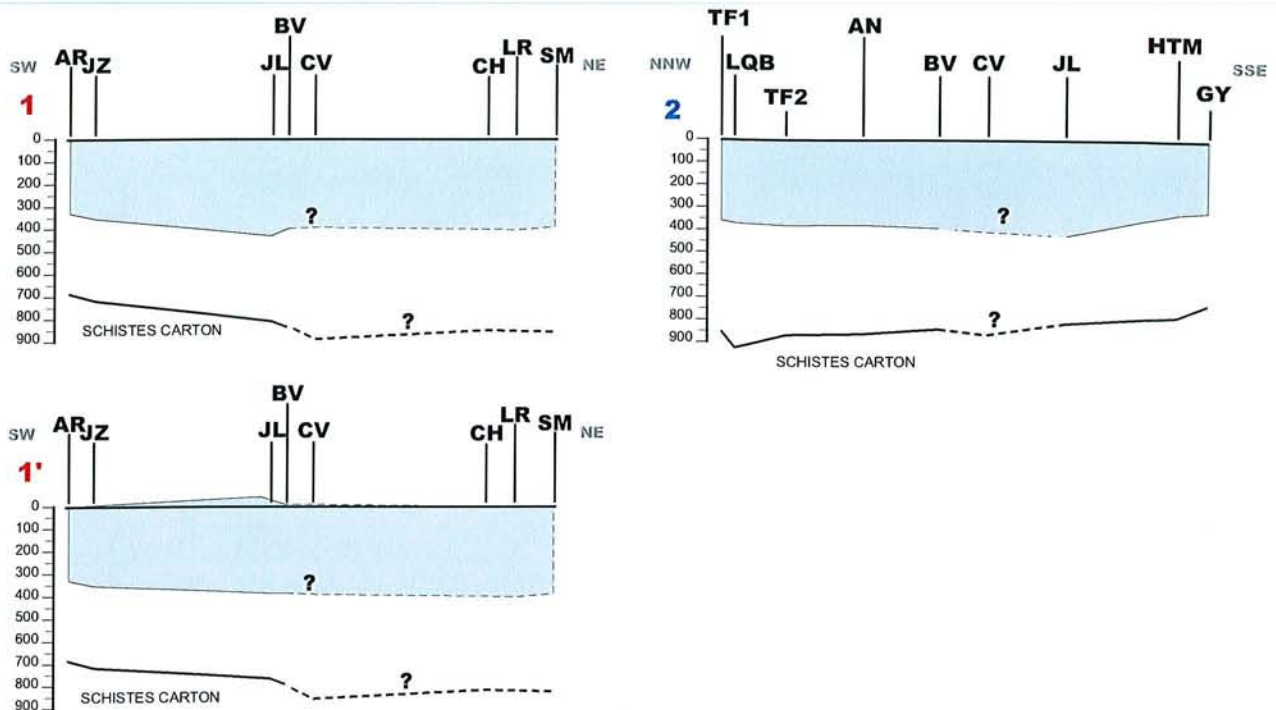


Figure 48 : Coupes décompactées sur l'intervalle entre la base de l'Oxfordien calcaire (Terrain à chailles, Oxfordien inférieur) et la base des Calcaires rocaillieux (Kimméridgien inférieur) ; 1 et 2 coupes avec les derniers dépôts à l'horizontale ; 1', coupe avec la zone de bordure de plate-forme (forages JL, BV et CV) considérée comme un relief.

Un tel fonctionnement entre tectonique et mise en place d'une plate-forme carbonatée n'est pas inconnu à l'Oxfordien pour d'autres régions. Dans le Jura suisse, la même organisation s'observe avec la plate-forme carbonatée qui s'installe au droit des niveaux marneux les plus épais avec en plus un contrôle par le jeu de failles synsédimentaires (Contini, 1989; Allenbach, 2002; Wetzel *et al.*, 2003). A cette période, le jeu synsédimentaire des failles de la Marne pourrait donc contrôler en partie la disposition de la bordure de la plate-forme carbonatée mais sur les coupes (Figure 48 1 et 2) il apparaît clairement un épaississement à l'ouest des failles de la Marne. Cette surépaisseur étant constituée des faciès de bordure de plate-forme, il faut la considérer comme un point haut avec une bathymétrie plus faible et les faciès plus fins rejetés vers le bassin à l'ouest et le lagon à l'est (Figure 48 1').

La tendance progradante de la bordure de la plate-forme se poursuit toujours vers le SW et les isopaques (Figure 47 C) reflètent le comblement des zones plus distales (Figure 47 χ). Pour l'intervalle suivant, les isopaques montrent plusieurs zones d'épaississement de l'ordre de 10-20 m (Figure 47 D), principalement dans des zones de dépôt des faciès oolithiques (Figure 47 δ). Les isopaques et l'organisation des faciès suggèrent la persistance de 2 zones de haut-fond avec des oolithes, une au nord sur le puits de Trois Fontaines 102 et une au sud vers Joinville 101, alors qu'entre les deux, les dépôts sont plus fins suggérant une morphologie en gouttière ENE-WSW. Cette dernière se superpose à l'actuel synclinal de Savonnières, dont l'axe N80°E passe entre Bienville et Ancerville 1. Cette structure souple est clairement active à la fin du Malm (Demassieux, 1971; Le Roux, 2000) et les éléments décrits précédemment suggèrent un démarrage dès l'Oxfordien.

L'activité tectonique des failles de la Marne semble donc influencer l'installation des calcaires oxfordiens mais son activité n'a pas pu être clairement révélée pour cette période. En revanche, il semble qu'à la fin de cet intervalle, les dépôts soient influencés par le jeu du synclinal de Savonnières.

5.4. Conclusions

Le traitement des puits par décompaction a permis de mettre en évidence un certain nombre d'indices de tectonique synsédimentaire au Dogger et au Malm. Pendant ces périodes, les sédiments ont enregistré les mouvements tectoniques des failles mais aussi des déformations à plus grande longueur d'onde (plis, flexures).

Pendant le Lias-Dogger argileux, les dépôts sont contrôlés par le sillon du Luxembourg avec dans notre zone des épaissements vers le NW. Cette influence semble ralentir vers la fin de cet intervalle et la morphologie du fond marin apparaît alors relativement plane et horizontale. Ceci étant confirmé par les dépôts suivants qui dénotent une bathymétrie homogène et relativement faible. Pendant cette période, de légères surépaisseurs suggèrent une activité tectonique pour la faille du Der mais la couverture en terme de forage est trop réduite pour pouvoir le confirmer.

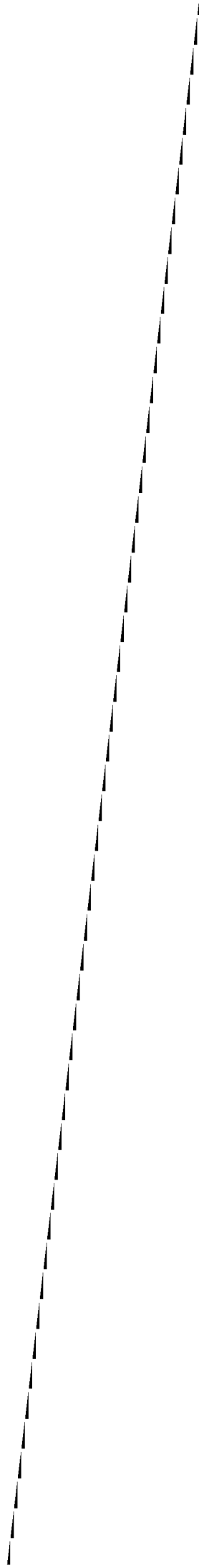
Au Dogger calcaire, l'influence du synclinal du Luxembourg perdure de façon discrète alors que les failles de la Marne et d'Haironville entraînent des décalages importants. Leur activité semble d'abord assez faible au Bajocien puis s'exprime pleinement au Bathonien. La fin de cet épisode correspond à la mise en place de la Dalle nacrée qui recouvre la quasi totalité de la zone.

Les Argiles de la Woèvre marquent le retour à des bathymétries plus importantes. Leurs isopaques réduites au SW et très épaisses au NE du tracé des failles de la Marne, suggèrent fortement une activité tectonique, mais il n'a pas été possible de distinguer clairement le rôle de la tectonique d'une morphologie sédimentaire. C'est sur ces niveaux argilo-marneux que va se développer la plate-forme carbonatée oxfordienne.

Pour le dernier intervalle, la superposition d'une bande de surépaisseurs NNW-SSE à l'ouest des failles de la Marne pose le problème de l'influence des failles sur une telle disposition mais il n'a pas été possible de clairement le démontrer. En revanche, les derniers faciès déposés suggèrent une activité tectonique au niveau du synclinal de Savonnières qui va contrôler la mise en place de faciès plus fins dans l'allongement de sa partie basse et des faciès de plus haute énergie sur ses flancs.

Cette analyse a donc permis de distinguer un certain nombre d'indices de tectonique synsédimentaire sur une période couvrant la fin du Lias jusqu'au début du Malm. De telles informations vont constituer des points de repères notables dans la construction du calendrier des épisodes de déformation sur une échelle temps allant du Mésozoïque au Cénozoïque.

3. RECONSTITUTION DES PALÉOCHAMPS DE CONTRAINTES MÉSO-CÉNOZOÏQUES



PRÉAMBULE

Le chapitre qui suit constitue une synthèse des données de microtectonique acquises aux cours de plusieurs campagnes de terrain. Les premières mesures ont été effectuées dans le cadre d'un contrat Andra (1997 et 1998) visant à caractériser l'état de fracturation des terrains mésozoïques de Lorraine et de les comparer aux directions d'écoulement de surface et subsurface. Ces premiers travaux ont permis de définir les directions de fracturation à l'échelle régionale ainsi que de faire un premier inventaire des principales paléocontraintes ayant affecté l'Est du Bassin de Paris.

En 2000, l'Andra a souhaité affiner la connaissance cartographique de la zone au sud du site de Meuse / H^{ie}-Marne et a pour cela financé un projet développé par l'équipe du G²R et de l'IGAL. Ces travaux ont conduit à une meilleure définition des géométries des accidents présents dans le domaine étudié ainsi qu'à un complément de données microtectoniques.

Enfin, au cours de cette thèse, la base de données microtectonique a été à la fois revisitée et enrichie en mettant l'accent d'une part sur l'amélioration de la précision des paléocontraintes mais surtout d'autre part en récoltant le maximum d'informations permettant de préciser les chronologies relatives entre les différents régimes tectoniques afin de recalibrer au mieux les épisodes de fracturation mésozoïques approchés par ailleurs par l'analyse des failles régionales.

Sur la zone d'étude 198 sites ont permis d'effectuer des relevés qui sont classés sous forme de fichier Excel avec une codification permettant d'extraire chaque type d'objet (faille, fente de tension, stylolite) pour traitement ultérieur.

Les sites les plus complets ont permis de déterminer un enchaînement des épisodes de déformation, argumenté par des chronologies relatives entre les objets tectoniques associés à chacune des phases tectoniques définies. Une sélection de ces sites est présentée en annexe sous la forme de fiches avec les stéréogrammes des calculs de paléocontraintes accompagnés de photographies de détail des éléments ayant permis d'argumenter les chronologies relatives. La méthodologie ainsi que les synthèses des travaux de cartographie et des données de microtectonique associées à l'analyse des chronologies relatives est explicitée en détail dans la partie 3, rédigée en anglais, qui sert de base à la préparation d'un article à soumettre à *tectonophysics*. La partie 4 met en valeur un point clef de réponse à la question posée par le sujet de thèse, puisqu'elle illustre un épisode de fracturation syndiagénétique de la fin du Jurassique sous la forme d'un article en Français soumis au Bulletin de la Société géologique de France.

Si dans la partie 3, les cartes des trajectoires de paléocontraintes sont présentées avec un seul exemple de calcul, l'ensemble des valeurs numériques sont rassemblées en annexes sous forme de tableaux pour chacun des épisodes de déformation (σ_1 , σ_2 , σ_3 , R, le pôle des fentes et la direction des pics stylolitiques). Un complément de discussion à propos des résultats de l'analyse microtectonique, des rapports R et de l'angle 2θ est proposé en introduction des annexes. Un accent particulier est porté sur les tenseurs en extension radiale et la mise en relation soit avec des épisodes précoces de fracturation polygonale, soit avec des reprises de la stylolitisation stratiforme. Le sujet est également soutenu en annexe par un article paru au Journal de la Société Géologique de Londres.

**Palaeostress confrontation: microtectonic to regional scale
tectonic framework around the Meuse/H^{te}-Marne underground
laboratory (Paris Basin, France)**

**Grégoire André^{a,b}, Christian Hibscha, Cédric Carpentier^a, Jacques Le
Roux^a, Judith Sausse^a, Pascal Elion^b**

^aUMR CNRS 7566 G2R, UHP, BP 239, 54506 Vandoeuvre lès Nancy cedex, France

^bAndra, French Agency for Nuclear Waste Management, Châtenay-Malabry, France

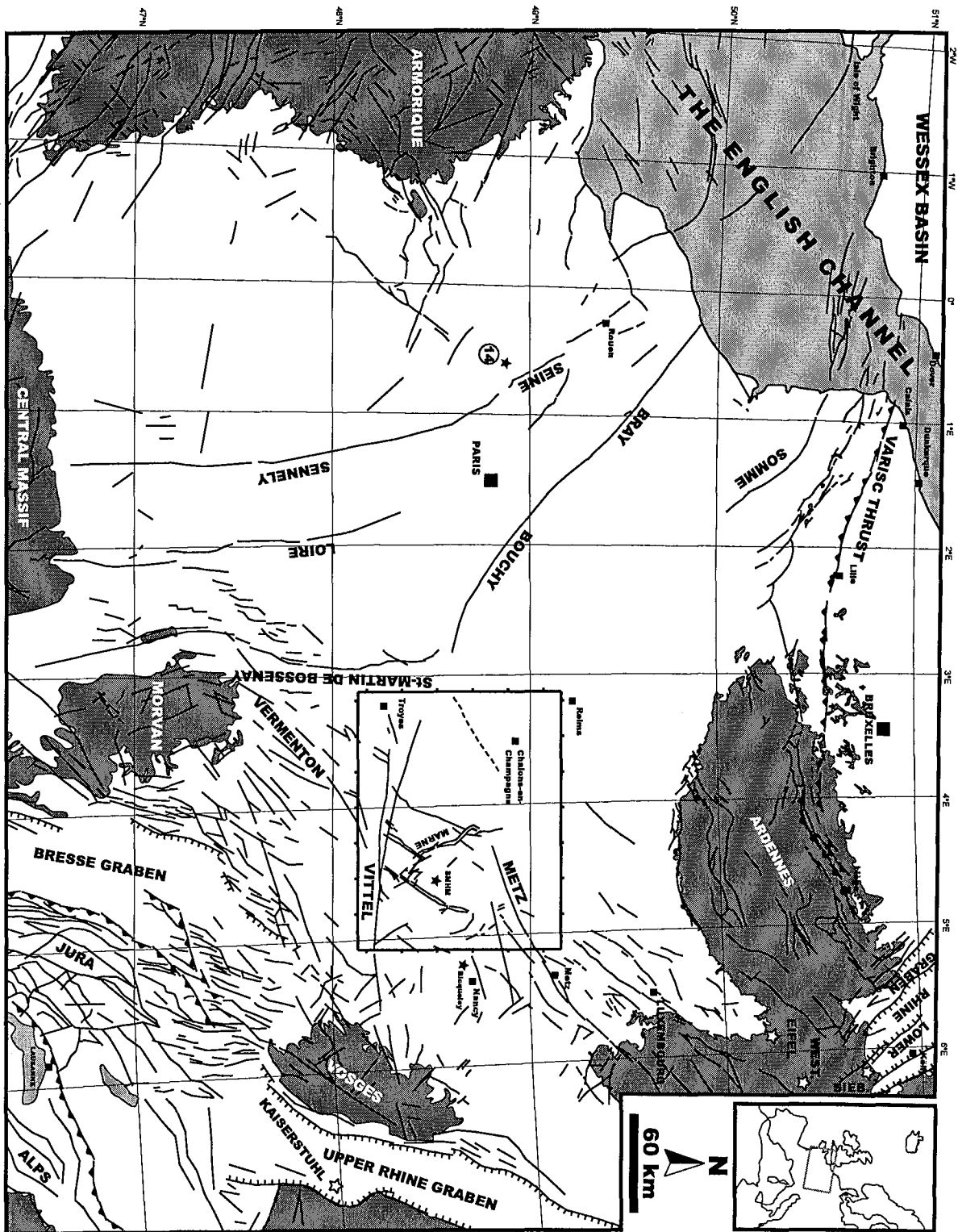


Fig. 1: Structural map of the Paris Basin with main faults, Paleozoic and basement in gray, sedimentary deposit in white, the square localizes the studied zone, modified from the Carte Géologique de la France au 1/1,000,000 (Chantraine et al., 1996) with tectonic structures addition from Guillocheau (2000); white stars represented volcanoes (West.= Westerwald, Sieb.= Siebengebirge and 50 km to the East Vogelsberg out of the map)

1. Introduction

Several ways are considered to deal with nuclear wastes, one of these is their confining at depth in geological units. The French National Agency (ANDRA) is presently managing the construction of an underground laboratory at the limit between the Meuse and Haute-Marne (M/H-M) departments where the interest is focusing on Late Callovian to Early Oxfordian clays at about 450 metres depth. The safety of geological barrier depends of the natural thermomechanical and hydrogeological properties of this rock but also of its possible interactions with discontinuities such as the net of anthropogenic access to the underground geological unit and at larger scale with the tectonic framework. In order to discriminate the possible impact of the tectonic discontinuities on its large scale confining properties, one must first decipher the regional structural framework at various scales, the tectonic history and its implications on the hydrogeological history. When this global framework is achieved, it can be compared to the diagenetic history of these clays during their burial and exhumation to check the hypothesis of fluid propagation along structural discontinuities inside the Callovo-Oxfordian clays and possible impact on the overall permeability of this unit.

This palaeostress study which focused on the eastern part of the Paris basin has been also combined with fault mapping, unpacking analysis and stable isotopic analysis of syntectonic mineral fillings (André, 2003). It documents the knowledge about the syn-burial extensional stages followed by syn-exhumation inversion stages related to far influences from the Pyrenees and the Alps. The time span during which compressional stress fields from the Pyrenees than from the Alps interacted in this region also corresponds to the onset of the Western Europe rift system and makes the understanding rather complicated. Special emphasis is put on the quality of relative chronologies between tectonics features at various scales. The analysis cover about 18.000 km², where more than 200 microtectonic sites were analysed and new field isohypse mapping was achieved to the South of the M/H-M site (Fig. 1). The final conclusions do not only propose a new palaeostress timetable for this eastern part of the Paris Basin but also try to understand the local palaeostress changes within the global geodynamic framework. Located at the vicinity of several strongly expressed palaeostress fields centred around active margins (North Sea and Tethyan rifts, Pyrenees and Alps), this area has been torn apart by these influences as a result of a global palaeostress confrontation (Fig. 1).

2. Tectonic evolution of the Paris Basin

The Paris Basin, initiated at the end of Palaeozoic times, is now filled by about 3000 m of Mesozoic to Cainozoic sediments in its centre (Mégny et al., 1980). It is bordered (Fig. 1) to the North by the Variscan thrust and the Ardenne crystalline massif, to the East by the Vosges massif and the Upper Rhine graben, to the South by the Morvan / Massif Central crystalline basement crosscutted by the Limagnes and Bresse grabens and finally to the West by the Armorican basement. The Paris Basin is connected to the Northwest with the Wessex and Channel basins. Far from strongly active margins, it suffered some periods of tectonic activity with local faulting and large scale buckling which have influenced the sedimentation (Brunet, 1980; Curnelle and Dubois, 1986; Guillocheau et al., 2000). The tectonic history of the Paris Basin has been influenced by rifting processes from Permian to Early Cretaceous times then followed by compressional regimes coeval with Pyrenean and Alpine orogenesis interrupted by the onset of a new rifting stage during Eocene times (Villemin, 1986; Sissingh, 2003).

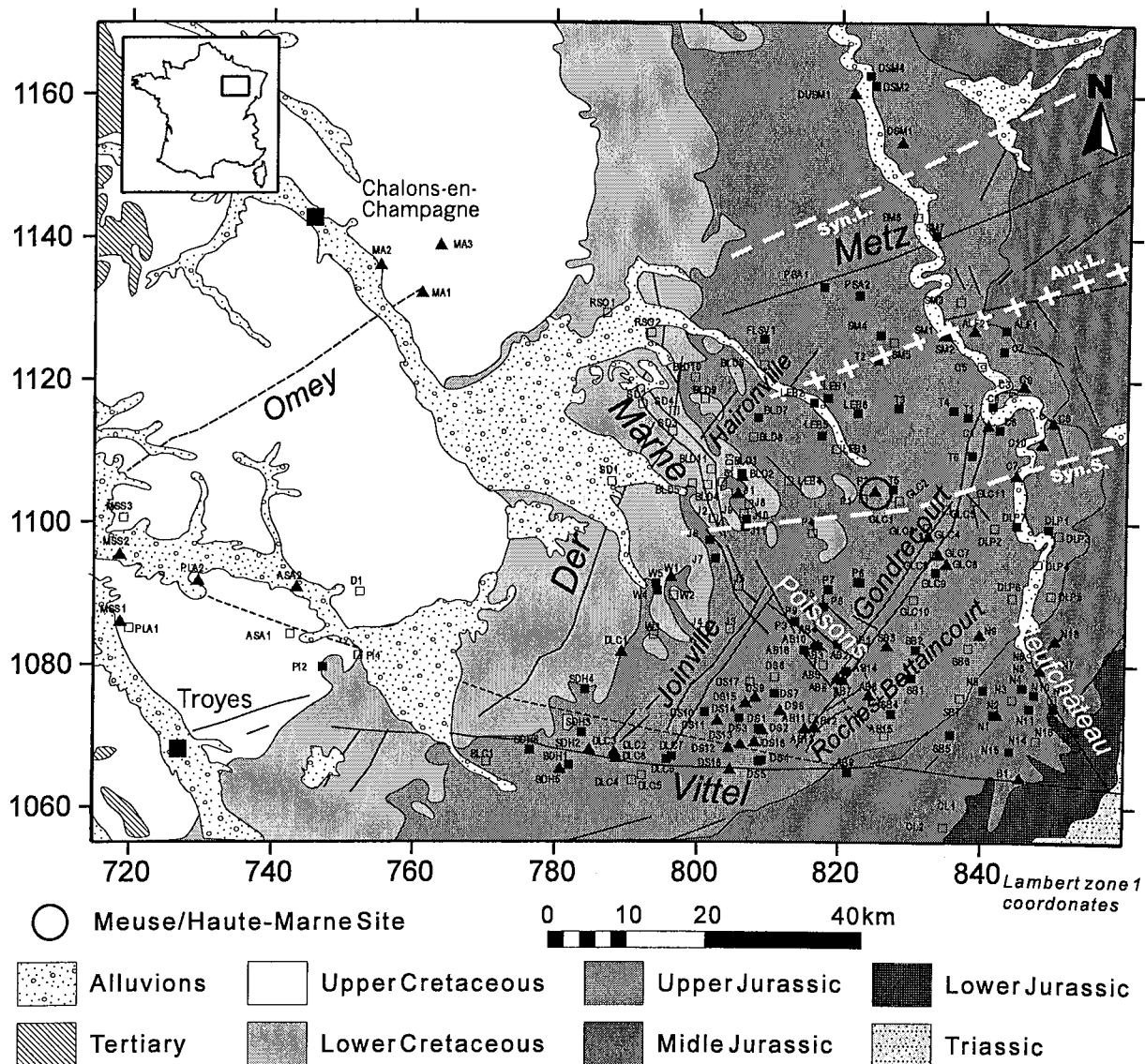


Fig. 2: Simplified geological map of the North East part of the Paris Basin and sites of measurement, black triangles for sites with relative chronology criteria, black squares for sites with well palaeostress, empty square for sites without relative chronology criteria or well palaeostress, Syn. L.= synclinal of Lorraine, Ant. L.= anticline of Lorraine, Syn. S.= synclinal of Savonnières.

Activity and particularly synsedimentary activity of the main faults of the Paris Basin appears as an important guideline to correlate our palaeostress timetable to geodynamic global changes.

Within the basin the main tectonic structures are Bray-Vittel fault, Vermenton / Marne / Metz / Luxembourg fault system and the Seine / Sennely / Loire / Saint-Martin-de-Bossenay fault system (Fig. 1). At regional scale one goal of this work was to decipher precisely the tectonic activity of the Vittel, Marne and Metz faults but also of more local structures such as the NNE-SSW striking Der, Hainville, Joinville, Roches-Bettaincourt and Gondrecourt faults, the NW-SE striking Poissons and Neufchâteau faults and the ENE-WSW striking Omey fault (Fig. 2).

Most of the major faults from the Paris Basin were inherited from Hercynian tectonic stages

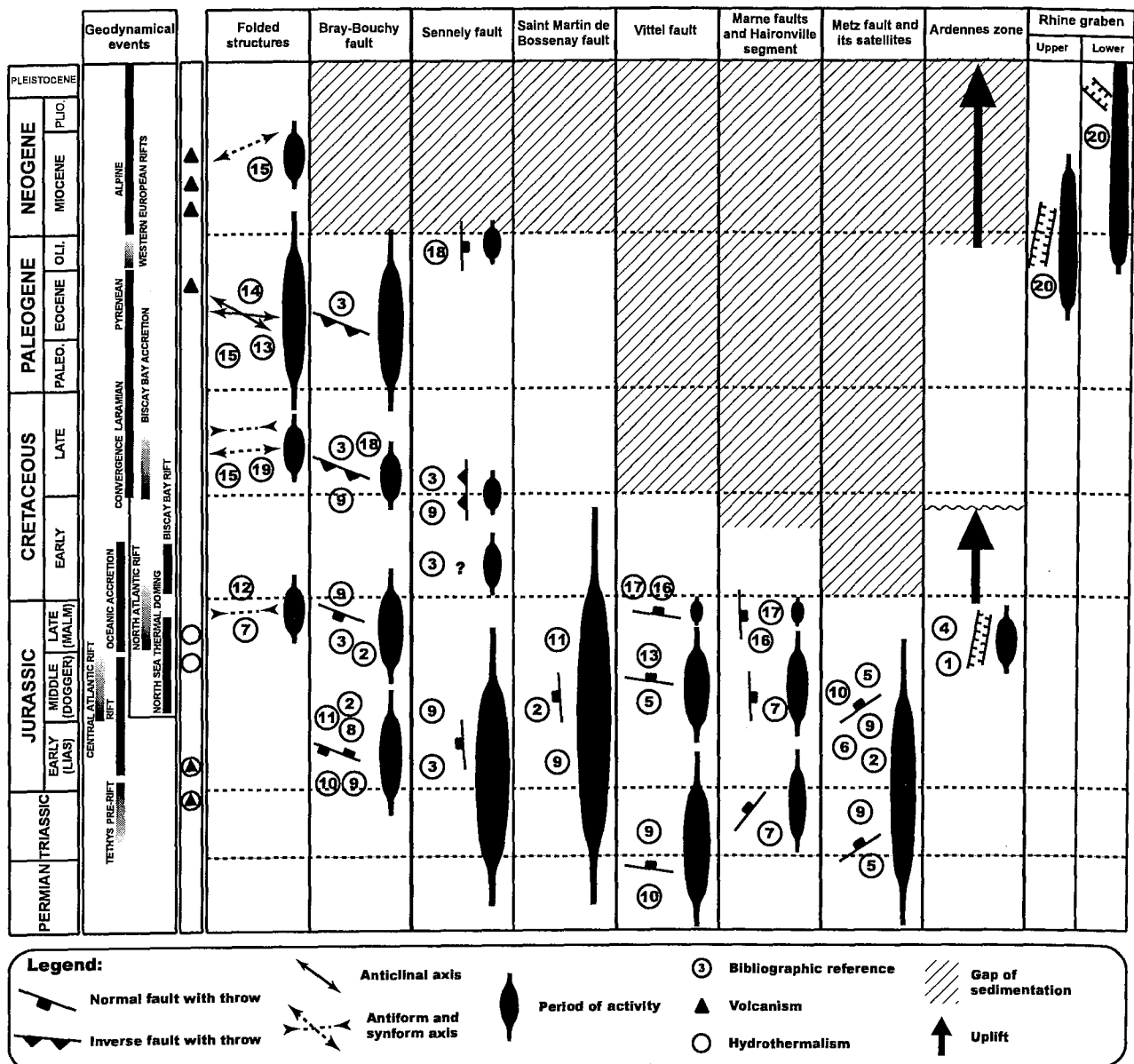


Fig. 3: Main synsedimentary movement on principal faults of the Paris Basin and the Eastern part, references are 1, Blanchin (1992); 2, De Graciansky and Jacquin (2003); 3, Héritier and Villemin (1971); 4, Lefrançois et al. (1996); 5, Le Roux et al. (1978); 6, Le Roux (1999); 7, Le Roux (2000); 8, Mascle et al. (1994); 9, Mégnien (1980); 10, Steiner (1980); 11, Grellet (1999); 12, Demassieux (1971); 13, Pomerol (1971); 14, Lacombe and Obert (2000); 15, Guillocheau et al. (2000); 16, Carpentier (thesis in progress); 17, André (thesis in progress); 18, Perrodon and Zabek (1991); 19, Mortimore and Pomerol 1991); 20, Sissingh (2003).

such as the Sennely-Loire system (northern part of the Sillon houiller), the Metz, and the Marne faults (Fig. 1). The Bray-Vittel fault separates the Morvano-Vosgian zone to the South from the Rheno-Hercynian zone to the Northwest and the Saxo-Thuringian zone to the Northeast, these last two zones being separated by the Metz fault (Franke, 1989; Matte et al., 1990).

In Eastern France, from the Westphalian to the Permian, the deposits were confined in an ENE-WSW gutter corresponding to a part of the Saxo-Thuringian area, between the Metz, the Vittel and the Marne faults (Fig. 1) (Donsimoni, 1981). This subsidence of the Saxo-Thuringian area is interpreted as a general collapse of the Hercynian belt (Le Roux, 1980)

and points out the onset of rifting stages which have initiated the Paris Basin. The Bray-Vittel and Metz faults were Hercynian thrusts which have been inverted as normal faults from the Permian to the Middle Triassic. This large-scale crustal stretching accommodated several hundreds of metres of continental to coastal plain sedimentation (Curnelle and Dubois, 1986).

During the Late Triassic (Carnian) occurred a general geodynamic change expressed by the westward displacement of the depocentre towards the present centre of the Paris Basin. Sedimentation changed from continental to coastal plain deposits. New synsedimentary faults started to be clearly active such as the Seine-Sennely, Loire and Saint-Martin-de-Bossenay N-S striking fault system (Fig. 3) (Curnelle and Dubois, 1986). At regional scale, the Marne faults, especially its NE-SW striking Haironville segment (Fig. 2) showed a synsedimentary activity during Late Triassic times (Fig. 3) (Le Roux, 2000). The onset of clear tectonic control along sub-meridian structures coeval with the migration of the depocentre, argue for a change from a N-S extension to an E-W extension, which will prevail during Jurassic times (Masclé and Cazes, 1988; Guillocheau et al., 2000).

From the Early to the Late Jurassic, the Paris Basin recorded local extensional tectonics involving the main faults (Fig. 3) during a supposed period of general thermal subsidence (Perrodon and Zabek, 1991). The increase of the accommodation continued during Liasic times as represented by open marine deposits until the limit between Toarcian and Aalenian which corresponded to a regressive sequence associated to local unconformities (Guillocheau et al., 2000). During Dogger and Malm times the succession of three main retrogradation / progradation cycles led to the alternation of carbonate platform and open marine deposits.

The onset of the Bray-Bouchy fault activity since the Late Triassic involved the westward migration of the depocentre. Its extensional fault activity continued over Jurassic times with pulses during Early and Late Jurassic (Fig. 3). On the contrary, its eastern prolongation along the Vittel segment displayed a decrease of normal faulting during the Early Jurassic, but started to be clearly active again since the Middle Jurassic. The Metz fault system and Luxembourg trough continued to control the sedimentation until the Dogger (Le Roux, 1980). This control seemed to have decreased during the Malm (Fig. 3). Along the southern part of the Paris Basin, several N-S striking faults have been strongly reactivated during the Jurassic such as the Seine / Sennely system, the Loire and the Saint-Martin-de-Bossenay faults (Fig. 3). To the East of this last structure, the Morvan horst has strongly influenced the Liasic sedimentation and has suffered hydrothermalism episodes (Mégnién et al., 1971). At more local scale, normal movement of Dogger age has been described for the Marne faults (Le Roux, 2000), and our recent work pointed out the continuation of its activity during the Oxfordian (André, 2003) (Fig. 3). Once more, extension is attested by synsedimentary movements but the direction of extension can not be clearly deduced. 2D apparent normal movements were evidenced in the Paris Basin either for NW-SE, N-S, NE-SW and E-W structures. In the hypothesis of a single E-W trending extensional regime (Masclé et al., 1994), several tectonic trends would have suffered oblique normal faulting (transtension). A second hypothesis is a subtle succession of different directions of extension. Such interpretation has been proposed to explain the change of sedimentary distribution from NE-SW during the Lias to NW-SE during the Dogger, coeval with the mid-Cimmerian tectonic stage (De Graciansky and Jacquín, 2003). During the Jurassic, the Paris Basin was located between two main rift system, the North Sea area and the Central-Atlantic / Tethys

domain. According to the timing of the tectonic pulses in these two domains, the Paris Basin probably suffered palaeostress confrontation and the Paris Basin best fitting faults have been reactivated episodically according to the extensional palaeostress.

At the end of the Jurassic, a widespread regression took place and led to continentalisation associated with erosion and alteration (Mégnyen et al., 1980). This environment has continued until the Early Cretaceous when the Ardennes were uplifted (Fig. 3) and strongly eroded (Quesnel, 2003). The sea progressively came back in the Paris Basin during Early Cretaceous times. The sea level rise at the Aptian-Albian and the transgression, advancing from west to east, is outlined by a major unconformity where Turonian Chalk deposits overlaid the basement of the Ardennes massif (Guillocheau et al., 2000; Quesnel, 2003). This unconformity has been related to the Austrian tectonic stage. Synsedimentary flexures during the late Early Cretaceous have been described, most of them being related to fault inversion such as along the Bray-Bouchy and Sennely faults (Héritier and Villemin, 1971) (Fig. 3). Interpretation of these deformations suggests compressional tectonics with an E-W shortening for Héritier (1971) while Guillocheau (2000) rather consider a large scale NE-SW buckling. These apparent discrepancies between shortening directions probably reveal more complicated transpressional deformation. Since Late Jurassic times global geodynamic changes occurred in the western European platform. The opening of the northern Atlantic started from the South and propagated northward during the Cretaceous and part of the Cainozoic (Ziegler, 1990). This evolution led to the progressive opening of the Biscay Bay which induced NNE-SSW trending extensional rejuvenation of E-W striking basins in France and Great Britain (Ziegler, 1987). This deformation may explain the E-W trend of some Late Jurassic deposits in the Paris Basin (Curnelle and Dubois, 1986), as for example in Lorraine where the synclinal of Savonnières (Fig. 2) has developed above a previous E-W zone of Late Jurassic synsedimentary thickening and palaeogeographic changes (Demassieux, 1971; Le Roux, 1999). On the contrary, at the same time, the French South-East Basin recorded E-W trending extension (Hibsch et al., 1992) and in the Lower Saxony Basin in north-western Germany, synsedimentary right-lateral transtensional faulting along NW-SE structures also suggest an E-W extension despite the general E-W strike of this basin (Betz et al., 1987). All these data point out a global palaeostress confrontation which continued with the onset of the oceanic accretion of Aptian age in the Biscay Bay. This last event was coeval with transpressional deformation along various faults from the Paris Basin as described above, deformations which have been interpreted either by E-W or NE-SW shortening. At the same time, the forebulge deformation of the Durancian isthmus in Provence and synsedimentary deformations towards the Vocontian Basin in south-eastern France (Hibsch et al., 1992) rather identify N-S trending shortening.

The onset of the Chalk sedimentation since the beginning of the Late Cretaceous corresponded to the change from rift-tectonics to thermal subsidence at the Southern North Sea scale. It was accompanied by a worldwide sea-level rise illustrated by onlaps over the bordering massifs where the Chalk directly overlay the basement. The Chalk sea migrated towards the North by the end of the Late Cretaceous and during the Palaeocene and was replaced by epicontinental environments in the Paris Basin. This cycle ended by a general emersion which involved the erosion of most of Upper Late Cretaceous to Palaeocene deposits in the Paris Basin. During the Late Cretaceous, first evidences of compressional deformation in the Pyrenees and in the South-East Basin (e.g. Dévoluy) were coeval with inversion features on tectonic structures such as Bray-Bouchy and Sennely faults (Fig. 3). These deformations have continued until the Palaeocene and may be related to the

Laramide tectonic stage which direction of shortening is not well known.

During the Eocene, the marine sedimentation has been restricted to the centre of the Paris Basin, surrounded by continental environments. The eastern part of the Paris Basin remained emerged and suffered weathering. From the Early Eocene, this emerged zone separated these last marine incursions in the centre of the basin from new marine pathways to the East, located along the growing Upper Rhine graben (Sissingh, 2003). During this period, inversion tectonics continued and has been observed on several structures from the Paris Basin such as the Bray fault (Fig. 3) and the Seine fault (Curnelle and Dubois, 1986; Mascle et al., 1994). Short wavelength fold structures have been described on the Western part of the basin (Mortimore and Pomerol, 1991; Guillocheau et al., 2000; Lacombe and Obert, 2000). These deformations are related to the Pyreneo-Provençal tectonic stage which horizontal shortening direction is considered to be submeridian. Right-lateral transpressional displacement along the Bray-Bouchy fault induced strong compressional deformation in the Channel Basin located in a left-step en échelon position at the north-western end of this fault. These compressional evidences continued during the Oligocene to the West of the Paris Basin as revealed by inversions (e.g. sub-vertical dips affecting Cainozoic beds from the Island of Wight, Fig. 1) while it evolved towards the Western European rift system to the East (e.g. Limagne, Bresse and Rhenish grabens; Fig. 1). This zone which separates western Pyrenean from eastern Alpine domains is characterised by a broad E-W trending extensional direction and some periods of volcanism since Eocene times (Sissingh, 2003). The extension in the Upper Rhine graben started during the Early Eocene and was followed by the onset of the Lower Rhine graben subsidence since the Late Eocene–Oligocene. Both had a maximum subsidence during the Early Oligocene (Sissingh, 2003). The western limit extent of Oligocene-related extensional features in the Paris Basin are still under debate. During this period of extension, evidences of N-S compression occurred in the central part of the Paris Basin (e.g. E-W anticlines dated as Rupelian (Lorenz, 1984)) as well as with inversions more to the West in the Western Approaches and Channel basins (Ziegler, 1990) and to the North in the Lower Saxony Basin (Betz et al., 1987). At local scale, the extensional faulting activity of NNE-SSW to NE-SW striking structures such as the Omey, Der, Joinville, and Gondrecourt fault systems (Fig. 2) are supposed to be related to this rifting stage (Le Roux, 1980; Coulon, 1992). The E-W striking Vittel Fault clearly acted as a limit to the southward propagation of these faults and is supposed to have transferred the deformation westward towards the Morvan fault system (Le Roux et al., 1978; Coulon, 1992) (Fig. 1). On the contrary, relations between the NNW-SSE to NW-SE striking Marne fault system and the NNE-SSW troughs were not clear on old geological maps and led to realize new structural mapping which main results are presented in this article.

After the subsidence pulse in the Western European rift, a widespread uplift event involving the Vosges / Black Forest arc as well as the Ardennes / Rhenish massif started since the Late Oligocene and was accompanied by volcanism in the Rhenish region (Guillocheau et al., 2000; Sissingh, 2003). It started west of the southern part of the Lower Rhine graben with the Eifel volcanism (Late Eocene to Late Oligocene), followed to the East by the Westardwald, Siebengebirge and Vogelberg volcanism which presented a paroxysm at the Oligocene – Early Miocene (Fig. 1) (Sissingh, 2003). This last tectonic event related to the Alpine orogeny began during Burdigalian and culminated during Tortonian as revealed by the onset of the Jura orogenic front. In the Paris Basin this event, defined by a NW-SE direction of shortening, led to the formation of large-scale NE-SW antiforms and synforms (Guillocheau et al., 2000).

3. Reassessment of regional fault mapping

In order to improve the knowledge of the regional fault pattern and to better understand the relative chronologies between fault activities, three main structures (Fig. 2) have been mapped in detail : i) the NE-SW striking Roches-Bettaincourt trough mainly affecting Oxfordian limestones, and its «en échelon» tectonic pattern at the southern end of the NNE-SSW striking Gondrecourt trough and, ii) the NW-SE to NNW-SSE striking Marne / Poissons / Épizon (M/P/É) fault system, especially its intersections with the previous NE-SW to NNE-SSW structures.

3.1. Methodology

Since most part of the Joinville, Gondrecourt and M/P/É fault traces affect Kimmeridgian-Tithonian limestone and clayey contrasted lithologies, the mapping was favoured by a previous geomorphological study based on DEM analysis. On the contrary, the fault trace of the Roches-Bettaincourt trough concerns Oxfordian reefal and oolitic limestones and needed a specific sedimentological approach to be able to clearly point out the fault displacements.

Natural outcrops are scarce in this region mainly covered by fields and forests and structural mapping has been achieved thanks to the construction of isohypses with altitudinal points controlled by geomorphological data and loose-stones sampling. Special key beds have been recognized to define relatively precise geometric references. Usually, the hanging-wall of the key beds have been considered in order to discard uncertainties in altitude due to the sliding of the loose stones along the slope which may partly cover the foot-wall contacts. The plotting of the altitude of these “key contacts” allows to draw isohypse maps. Since the regional structural dip is usually less than 2°, and thickness variations were negligible at local scale for Kimmeridgian and Tithonian series, it has been possible to define a single geometric reference simply by adding or removing the thickness of the beds without any correction for the dip value (Fig. 4). The obtained surface was called «transposed surface» and has been defined close to the medium part of the Kimmeridgian and Tithonian lithological succession. On the contrary, in the Oxfordian limestones, numerous lithological changes are linked to sedimentological slopes in prograding systems and it has been necessary to draw independent isohypses for each unit. It implied a combined sedimentological analysis to be able to correlate these units and to discriminate i) thickness variations, ii) synsedimentary altitude variations due to the paleoslopes and iii) post-sedimentary altitude variations due to tectonic displacements.

Sudden changes defined in the isohypses maps have been related to vertical fault displacements. The combining of such structural isohypse mapping and the analysis of fault traces and slight flexures on seismic profiles allowed to improve the regional structural mapping.

3.2. Isohypse mapping in the Kimmeridgian and Tithonian

In the Kimmeridgian the key contacts are (Fig. 4) : i) the top of the «Calcaires rocailleux» bioclastic limestones, ii) the top of the «Calcaires blancs inférieurs (CBI)» argillaceous limestones and iii) the top of the «Calcaires blancs supérieurs (CBS)» argillaceous limestones. These limestones are separated by oyster-rich clayey sediments referred as

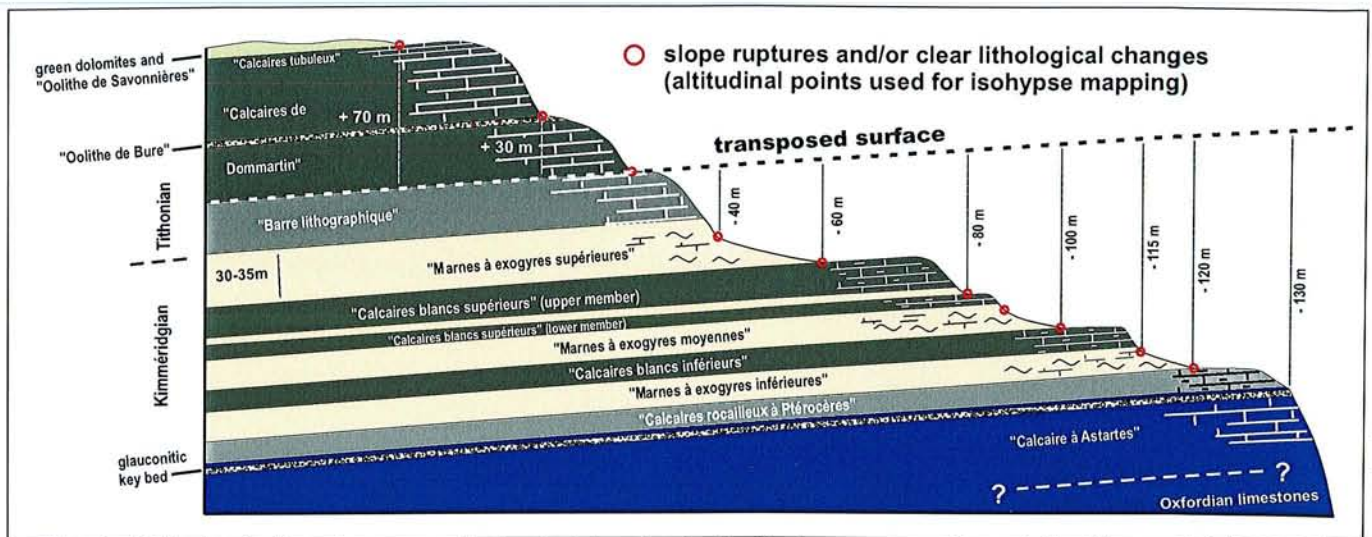


Fig. 4 : Lithological and geomorphological key beds for isohypse mapping of the Kimmeridgian and Tithonian Units from southern Lorraine.

Lower, Medium and Upper «Marnes à Exogyres». Bigger exogyres and ammonites-rich horizons characterize the Medium unit. The contacts between clayey and calcareous sediments are clearly expressed in the morphology by slope ruptures and has been spotted on a DEM analysis prior to the field analysis (Fig. 4). A strong slope rupture is also expressed between the Upper «Marnes à Exogyres» and the Tithonian limestones, but this contact at the hanging-wall position of the calcareous unit is not very precise due to colluvial cover. This geomorphological landmark is placed several metres below the contact defined in wells in base of lithological change and was rarely used.

In the Tithonian the key contacts are (Fig. 4) : i) the top of the «Barre lithographique» limestone usually expressed in the morphology by slope ruptures which is also defined in the field by the presence of 10 to 20 cm thick strong shelly beds, ii) the contact on top of the 1 to 2 metres thick oolitic bed called the «Oolithe de Bure» which is sometimes also expressed by slope discontinuities and iii) to the top, the Tithonian limestones which pass to dolomitic beds in which is intercalated the «Oolithe de Savonnières» oolitic horizon. The following lithological contact with the overlying Early Cretaceous sands and clays is erosional and has not been considered for structural isohypse construction.

3.3. Isohypse mapping in the Oxfordian limestones

Despite the geometry between the various sedimentary units is much more complicated, the combined efforts of structural geologists and sedimentologists has allowed to decipher both signals and to make the difference between sedimentological and structural slopes. Independent isohypses have been drawn and sudden ruptures due to fault displacements have been pointed out. The defined key beds are : i) the top of the «Complexe récifal inférieur», easily remarkable by the apparition of the oolitic-oncolithic facies of the «oncolithe intermédiaire», ii) the top of the «oncolithe intermédiaire» which is marked by the occurrences of high dimension coral bioconstructions, included in a fine chalky sediment at the base of the «Complexe récifal supérieur», iii) the top of the «Complexe récifal supérieur» marked by the development of oolitic facies which are interrupted by the clayed limestone of the «Calcaires à Astartes inférieurs», iv) the top of the «Calcaires à Astartes inférieurs»

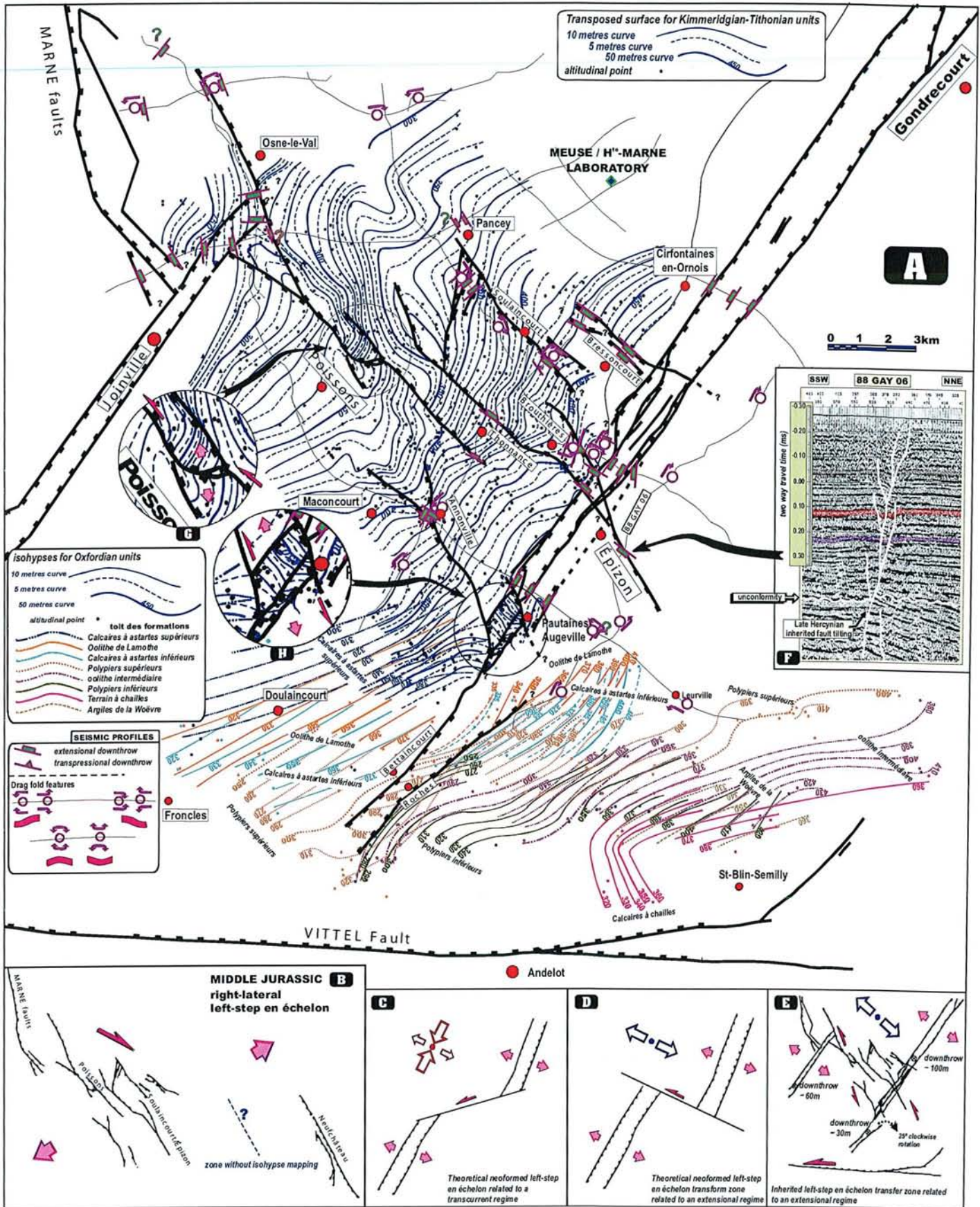


Fig. 5 : Isohypse structural mapping of the Joinville, Marne / Poissons and Gondrecourt / Roches-Bettaincourt fault systems.

which corresponds in this zone to an alternation of clayed facies and oolitic facies of the «Oolithe de Saucourt», its top is marked by the apparition of the oolitic chalky facies of the «Oolithe de Lamothe», v) the top of the «Oolithe de Lamothe» is identified by a remarkable level with *Cladocoropsis*, vi) the top of the «Calcaires à Astartes supérieurs» is marked by a level of glaucony with a regional extension.

3.4. Results

A right-lateral en échelon geometry due to the southward propagation of the Marne Fault has been evidenced for the NW-SE striking Poissons, Brouthières, Soulaincourt and Épizon faults (Fig. 5 B). Seismic profiles suggest that this fault system is partly developed above inherited structures affecting the basement such as exemplified on Fig. 5 F. The average vertical displacement is about 20 metres with a local increase to 60 metres in the central part of the Poissons Fault where Early Cretaceous sediments have been preserved.

The mapping of this particular zone suggests left-lateral movement in a releasing bend of the fault (Fig. 5 G). This fault system intersects the NNE-SSW to NE-SW Joinville, Gondrecourt and Roches-Bettaincourt troughs. Relations between this latter fault system and deep-seated inherited faults is not clear and it is usually considered that these troughs are detached within Triassic (Proudhon and Combes, 2003). The maximum vertical displacement reach 100 metres in the Gondrecourt graben. These troughs are relatively narrow, the bordering faults show almost vertical dips and no clear block tilting have been evidenced within the grabens. They can be interpreted as a kind of kilometre-scale tension gashes.

Locally on seismic profiles some folded horse structures and flower-shaped fault traces suggest possible transcurrent movements which have been also observed on the field at microtectonic scale. The northern end of the Joinville trough is limited by the M/P/É fault system (Fig. 5 A). To the East, the left-step echelon between the Gondrecourt and Roches-Bettaincourt troughs occurs at the intersection with the M/P/É fault system (NW-SE striking Annonville Fault, Fig. 5 H) and is accompanied by a 25° clockwise rotation of the trough axes from North to South. The NE-SW strike of the Roches-Bettaincourt structure may reveal palaeostress deviations due to the coeval left-lateral movement of the Vittel Fault during the main opening stage of this graben system. The M/P/É fault system separate, on one hand, the Joinville and Roches-Bettaincourt on its southern side and, on the other hand, the Gondrecourt graben on its northern side. The combination of the 60m vertical downthrow in the Joinville structure and the 30m vertical downthrow in the Roches-Bettaincourt one is rather close to the 100m vertical fault displacement in the Gondrecourt graben (Fig. 5 E). Similar WNW-ESE extension rate (β) can be estimated on both sides of the M/P/É fault system which can be considered as a transform fault system associated to the opening of these grabens. Its supposed left-lateral kinematics is also coherent with the releasing bend observed on the Poissons fault (Fig. 5 G). On the contrary, the en échelon geometry of the M/P/É fault is related to a right-lateral displacement component (Fig. 5 A). In a classical neogenic fault pattern two possible right step en échelon geometries would have been generated between the NNE-SSW striking Joinville and Gondrecourt troughs : i) NE-SW to ENE-WSW striking sinistral strike-slip fault under transcurrent regime (Fig. 5 B), WNW-ESE sinistral pure transform fault under extensional regime (Fig. 5 C). In fact, the M/P/É transfer fault system is striking NW-SE to NNW-SSE.

This observation suggests that this fault system appeared first in the geological history and has been reactivated as left-lateral transform fault under WNW-ESE to NW-SE trending extensional regime despite its obliquity from a theoretical transform fault (Fig. 5 E). This obliquity may have generated transtensional deformation in this fault system but part of the vertical displacements observed may also be related to its original right-lateral en échelon geometry due to the southward propagation of the Marne Fault. This relative chronology between two major structural directions is now compared with the fracturing history deduced from microtectonic analysis.

4. Palaeostress analysis

4.1. State of knowledge

Palaeostress reconstructions are usually based on microtectonic analysis and retrotectonic method (Bergerat, 1985). The succession of tectonic stages makes the deciphering of each event more and more complicated in the oldest series since the last tectonic movements may have partly erased older microtectonic features. The repetition of similar palaeostress fields at different periods may not be distinguished by the retrotectonic method which tend to relate the whole fracturing to the youngest event. This interpretation may lead to overemphasize the more recent tectonic stages and to neglect older ones.

Furthermore, disequilibria exist in the microtectonic record according to the kind of palaeostress field. Located at a same distance from an active rifting zone or from an active orogenic domain, a platform such as the Paris Basin tends to better record microtectonic movements due to horizontal shortening, than to extension. Thus, in such settings, extensional evidences are scarcer than strike-slip features except in case of normal fracturing due to polygonal faulting of non-tectonic origin (Hibsch et al., 2003; see the annexes of this thesis). For the Paris Basin, all these factors and its specific geological history have involved overemphasie of Cainozoic strike-slip tectonic regimes while Mesozoic regimes were not so well documented. An overview of recent works summarises the palaeostress evolution and points out the discrepancies between authors (Fig. 6).

During the Permian-Triassic rifting stage, σ_3 was broadly trending N-S in accordance with the E-W strike of main subsidence axes. The change to the next palaeostress field is not well constrained in time but has probably started since the Late Triassic and was specially active during the Lias-Dogger period. The direction of σ_3 was broadly E-W for most authors (Fig. 6) and locally NW-SE for Blès *et al.* (1989, 1991). This palaeostress field located between the Central North Sea and the Central Atlantic – Tethys domain seem to have showed slight variations from ENE-WSW to WNW-ESE, according to time. This apparent homogeneity ended during the Malm with the opening of the North Atlantic rift which involved palaeostress confrontation revealed by either N-S, NE-SW and E-W σ_3 . Such σ_3 directions seem to have been active until the late Early Cretaceous and possibly associated with horizontal shortening (E-W for Benard et al. (1985), and NE-SW for Guillocheau (2000).

The Late Cretaceous period corresponded to the end of extension-related differential subsidence for the southern North Sea basins and to the onset of clear inversion tectonics. The palaeostress fields for this time span are not well defined but supposed to be transcurrent such as for the Maastrichtian with σ_1 ranging from N-S to E-W (Fig. 6) (Vandycke, 2002)

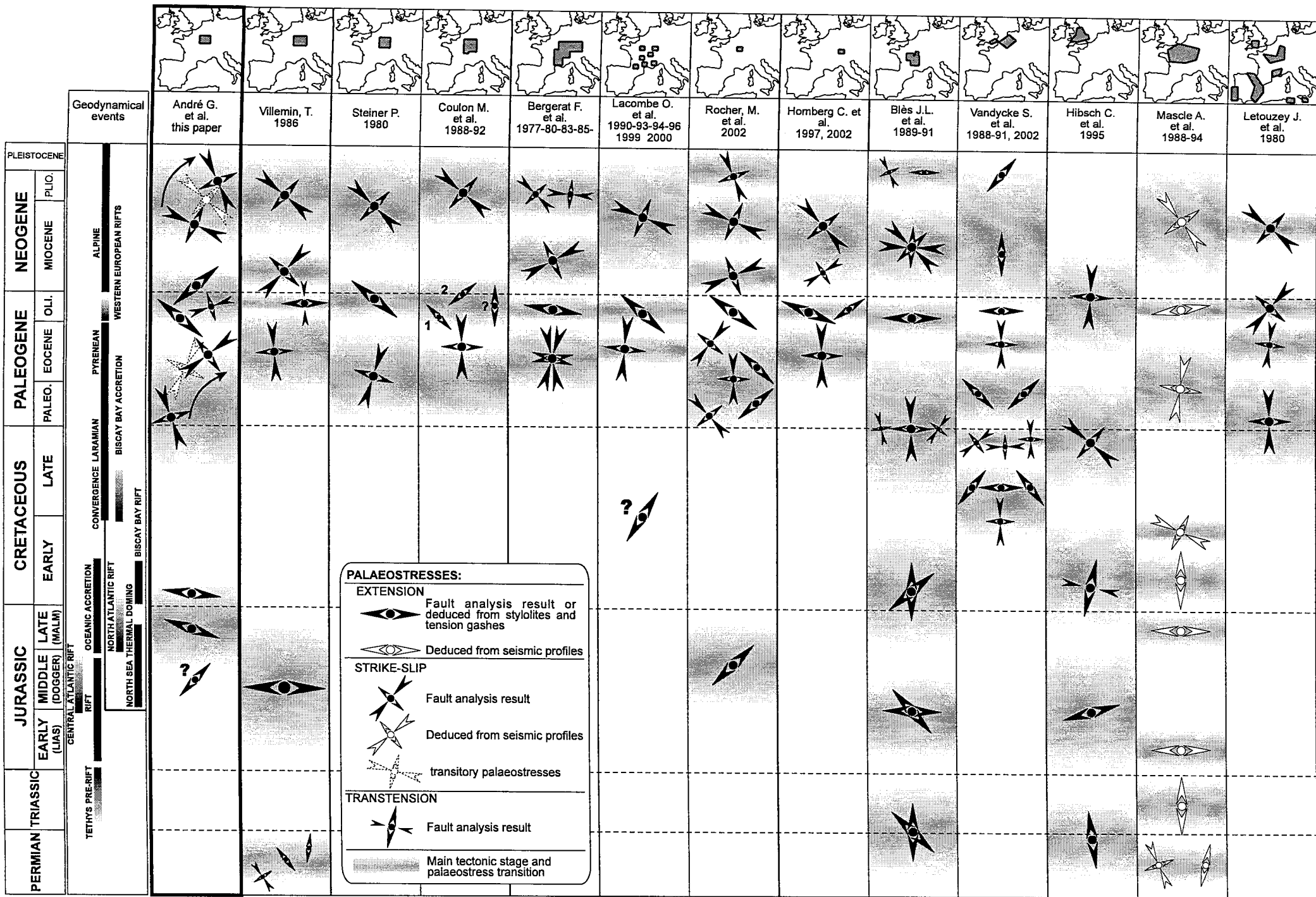


Fig. 6: Main palaeostress results from the central Western Europe for the bibliography see at the general references part.

or from NW-SE to N-S (Letouzey and Trémolières, 1980; Ziegler, 1987; Blès et al., 1989; Hibschi et al., 1995). This tectonic stage corresponds to the Laramide event which continued during Palaeocene times. The extensional palaeostress fields supposed to be active during the Chalk sedimentation (Late Cretaceous to Palaeocene) according to Vandycke (2002) are rather interpreted as non-tectonic polygonal faulting due to this particular sediment (Hibschi et al., 2003).

The following compressional stage is referred to the Pyreneo-Provençal orogeny of Eocene age. Most of the authors agree for a submeridian σ_1 which tended to change to NE-SW. Transition between Pyrenean and Alpine orogeny corresponded to a period of palaeostress confrontation in the Western European platform attested by the onset of the Western European Eocene-Oligocene rift (Sissingh, 2003). The palaeostress field for this period corresponded to an E-W to NW-SE extension (σ_3). It is supposed to be almost coeval with a NE-SW trending σ_3 which is interpreted as a result of a radial extensional palaeostress field (Coulon and Frizon de Lamotte, 1988b). After this extensional episode, during the Early Miocene, some authors suggest the occurrence of local strike-slip regimes with a NE-SW to ENE-WSW shortening. The geodynamic explanation for this palaeostress field is not clear. Finally, since the middle of the Miocene, the Alpine orogeny induced in its foreland a palaeostress evolution from a WNW-ESE to NNW-SSE direction of σ_1 . This last direction of shortening is still active today, varying from NW-SE to NNW-SSE (Muller et al., 1997).

This overview of palaeostress analyses points out coherences but also discrepancies which can correspond to real spatial palaeostress anisotropies or to inaccuracies in the chronology and dating of the events. Lack of Cainozoic units in Lorraine led us on one hand to look at relative chronologies precociously and on the other hand to look for direct dating evidences such as synsedimentary and/or syndiagenetic tectonic features in the Mesozoic sequence.

4.2. Methodology

The lack of strong rotational deformation in the Eastern Paris Basin allows palaeostress reconstruction based on microtectonic measurements. Most of the previous palaeostress analyses achieved in the Western European platform relied on three specific software based on the analysis of striated fault planes. They are identified with author's names such as Carey (1976); Etchecopar (1984) and Angelier (1990). The obtained palaeostress directions may be confirmed with other microtectonic data since maximum (σ_1) and minimum (σ_3) stress directions can be classically deduced from stylolites and tension gashes respectively (Arthaud and Mattauer, 1969). To define a palaeotectonic regime, both must be associated to get σ_1 orthogonal to σ_3 . Horizontal stylolitic planes can be related to either extensional regimes ($\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$) or to chemical compaction ($\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3$) during their burying without any specific tectonic event. They are almost present everywhere and on the contrary, vertical stylolitic planes are rather scarce. Vertical tension gashes can be either related to extensional or transcurrent faulting according to their association with either horizontal or vertical stylolites. Associations of these features with the horizontal stylolitic planes (which may have a non-tectonic origin) can result in doubtful conclusions. That is why extensional regimes are quite difficult to demonstrate only with tension gashes and stylolites and explain the priority given to striated fault planes in most palaeostress studies referred in Fig. 6.

DS9		Carey		Angelier				Etchecopar	
		Sigma 1	Sigma 2	Sigma 3	R4DT		INVD		Rapport R
Strike-slip NE-SW	Sigma 1	42,0	1,0	43,5	0,8	45,9	1,0	41,0	0,5
	Sigma 2	269,0	89,0	288,0	88,1	236,9	89,0	222,0	89,5
	Sigma 3	132,0	1,0	133,6	1,7	135,9	0,2	131,0	0,0
	Rapport R	0,718		0,242		0,489		0,230	
Extension NW-SE	Sigma 1	252,0	86,0	41,2	65,2	40,9	65,1	233,0	85,5
	Sigma 2	44,0	4,0	222,0	24,8	221,8	24,9	337,8	1,1
	Sigma 3	134,0	2,0	131,9	0,3	131,6	0,4	67,8	4,4
	Rapport R	0,997		0,009		0,022		0,000	
Strike-slip WNW-ESE	Sigma 1	283,0	3,0	285,8	1,0	285,4	0,6	298,8	3,9
	Sigma 2	141,0	86,0	177,4	86,8	183,1	87,1	61,4	82,9
	Sigma 3	13,0	2,0	15,8	3,0	15,5	2,8	208,4	6,0
	Rapport R	0,420		0,542		0,467		0,000	
Strike-slip NW-SE	Sigma 1	305,0	1,0	299,4	0,5	298,8	1,0	288,6	1,2
	Sigma 2	62,0	87,0	116,7	89,5	160,0	88,7	50,3	87,8
	Sigma 3	215,0	3,0	209,4	0,0	28,9	0,8	198,5	1,9
	Rapport R	0,656		0,433		0,473		0,720	
Strike-slip NNW-SSE	Sigma 1	353,0	2,0	351,0	1,5	349,1	1,8	11,7	3,9
	Sigma 2	241,0	85,0	240,8	85,5	243,3	83,5	206,0	86,0
	Sigma 3	83,0	4,0	81,1	4,2	79,3	6,2	101,8	1,0
	Rapport R	0,642		0,475		0,503		0,320	

AB10		Carey		Angelier				Etchecopar	
		Sigma 1	Sigma 2	Sigma 3	R4DT		INVD		Rapport R
Strike-slip NE-SW	Sigma 1	71,0	1,0	72,1	7,0	71,8	6,7	69,2	12,4
	Sigma 2	323,0	87,0	306,2	78,2	304,5	79,0	304,6	68,9
	Sigma 3	161,0	3,0	163,2	9,5	162,9	8,7	163,0	16,8
	Rapport R	0,547		0,566		0,511		0,500	
Extension NW-SE	Sigma 1	325,0	78,0	313,9	68,8	315,2	67,8	309,1	64,4
	Sigma 2	55,0	0,0	22,6	0,5	221,2	21,6	218,5	0,3
	Sigma 3	145,0	12,0	132,5	21,2	130,6	22,1	128,3	25,6
	Rapport R	0,939		0,167		0,323		0,220	
Strike-slip NW-SE	Sigma 1	134,0	8,0	129,5	4,8	129,0	4,3	118,9	10,7
	Sigma 2	324,0	81,0	302,3	85,2	310,1	85,7	302,4	79,3
	Sigma 3	224,0	1,0	39,4	0,6	219,0	0,1	209,0	0,6
	Rapport R	0,771		0,167		0,311		0,400	
Strike-slip NNW-SSE	Sigma 1	341,0	3,0	328,5	0,7	328,9	1,1	347,2	2,7
	Sigma 2	72,0	2,0	72,6	87,2	85,4	87,6	257,0	3,1
	Sigma 3	198,0	86,0	238,4	2,7	238,8	2,1	118,4	85,9
	Rapport R	0,681		0,001		0,303		0,460	

Table 1: Directions of palaeostress for the both sites DS9 and AB10, calculated with the three different softwares.

4.2.1. Quality criteria used for palaeostress computing

Based on inversion method, the three software minimise the sum of intervals between calculated stria and measured stria (Bott, 1959). It defines direction and dip of the three main stress axes and a ratio characterising the stress ellipsoid shape. This ratio differs according

to the authors: $R=(\sigma_2-\sigma_1)/(\sigma_3-\sigma_1)$ (Carey, 1979) or $R=\Phi=(\sigma_2-\sigma_3)/(\sigma_1-\sigma_3)$ (Etchecopar, 1981; Angelier, 1990). Several parameters are taken into account to define quality criteria. A minimum of four faults are required for inversion method (Bott, 1959). All the faults retained should have an angular difference lower than 20° between directions of shear stress (τ) resolved on the fault plane and the real measured striation (s) (Carey and Brunier, 1974; Angelier, 1984; Ritz and Taboada, 1993).

Since most available published palaeostress results from Fig. 6 were obtained with three different software referred as Carey, Angelier and Etchecopar, they have been tested on various fault sets to define the limit of their coherence. The objective was to use only one software (Carey) under conditions where all software would have provided similar results. This stability allows comparisons with other studies discarding most of computing bias.

They have been tested with data from two specific sites: AB10 and DS9, including both strike-slip and normal faults. From a general point of view, one can consider that faulting of tectonic origin would rather correspond to deformation developed under triaxial stress conditions with R or Φ around 0.5. Instabilities appeared in particular conditions thus defining thresholds in the fault sorting. Extreme values of this shape ratio (close to 0 or 1) may correspond to special stress conditions (radial extension associated to polygonal faulting for example) but usually correspond to a mathematical solution obtained with a mix of faults generated under different palaeotectonic regimes or disequilibria in the fault set population (Ritz and Taboada, 1993). For example, in AB10, for the transcurrent regime NNW-SSE (Table 1), disequilibrium between only one dextral plane for seven sinistral planes resulted in a stress ellipsoid revolution around σ_1 for the Angelier's program, with permutation of σ_2 and σ_3 and Φ closed to 0 while Carey and Etchecopar's program provided coherent results. This confirms the impact of the disproportion of the fault planes repartition on both sides of σ_1 - σ_2 plane (Ritz and Taboada, 1993). In a second example for a population of normal faults (extension NW-SE for DS9, Table 1), the Etchecopar software defined a σ_3 parallel to the fault planes and a Φ equal to zero while the other software gave a solution with σ_3 perpendicular to the fault planes more in accordance with a classical extensional regime. The explanation comes from the presence of some vertical fault plane with dip-slip striae more characteristics of radial extension due to compaction. Extreme ratio values (Φ or R closed to 0 or 1), must be checked to see whether it reveals a particular phenomenon which has to be understood in the regional fracturing evolution or if it comes from a wrong data set considered in the computing. Therefore the homogeneity between the three software allows to select Carey's one, already used in previous regional studies (Coulon and Frizon de Lamotte, 1988b; Coulon and Frizon de Lamotte, 1988a; Coulon, 1992; Hibschi et al., 1995; Hibschi et al., 1998; André, 2002; Hibschi et al., 2003), considering the condition of use defined below.

The population of faults must cover at least four clearly different dip-directions (Bott, 1959), more or less equally divided on both side of the σ_1 - σ_2 plane. If these requisites are fulfilled, stability of results is satisfactory for at least 8 faults measures. These bases define a first quality criteria for each computed palaeostress. If combined to compatible stylolites and tension gashes in the same site, it also defines first order palaeostress directions considered with a maximum confidence factor in the stress trajectory maps, while palaeostress computed from only faults or deduced from stylolites and veins are considered with low confidence factor.

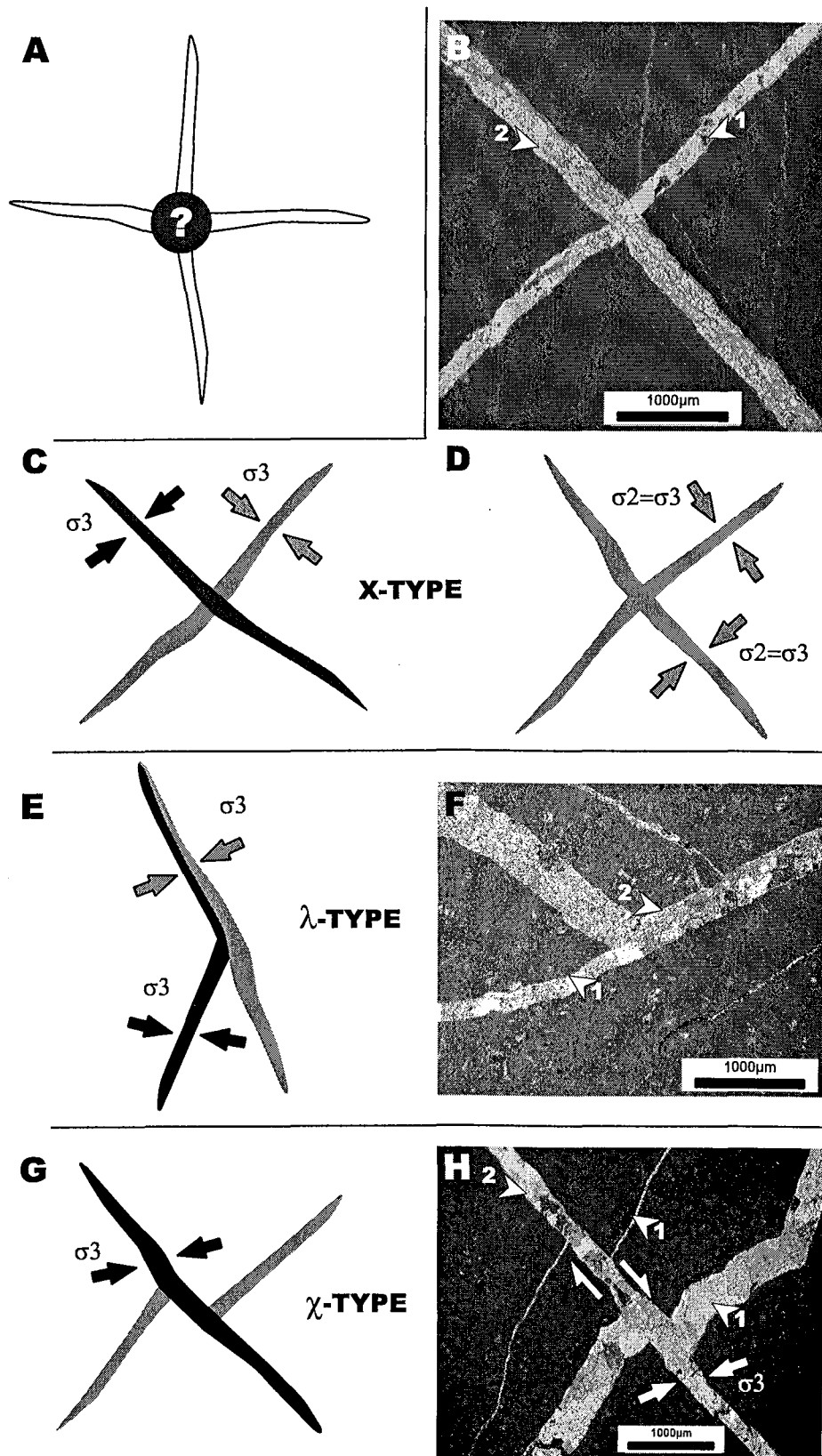


Fig. 7: Criteria of relative chronologies between tension gashes; A, problem of chronology determination; B, photograph on thin section with an older NE-SW tension gash (1), crosscutting by a younger NW-SE tension gash (2), from site SB3; C, theory for X-type with first generation in grey and second one in black; D, theory for X-type with one generation during radial extension; E, theory of λ -type with first generation in grey and second one in black; F, photograph on thin section with an older NE-SW tension gash (1) blocking a younger NW-SE tension gash (2) from site DS9; G, χ -type theory with first generation in grey and second one in black; H, photograph on thin section with an older NE-SW tension gash (1) crosscutting by a younger NW-SE tension gash (2) with transcurrent component from site SB3.

4.2.2. Relative chronology criteria

In the area of study, since the age of the youngest rocks affording microtectonic data is Late Cretaceous (Fig. 2), relative chronology criteria are essential to approach the Cainozoic tectonic history. Fault kinematics, deduced from slickenside features have been detailed by several authors (Petit et al., 1983; Gidon, 1987) but relative chronology criteria were rarely discussed in detail (Lacombe et al., 1990; Coulon, 1992). Such criteria have been observed from outcrop to microscope scale on thin section in laboratory. Several traps can be encountered, which may led to mistaken conclusions . From these criteria can be distinguished the crosscutting relations between any tectonic features and chronologies of slip-vectors on slickensides.

Vein vs. vein

The crosscutting between two veins can be of three types: X, λ and χ -shape, involving different interpretations (Fig. 7). For the X-type crossing, if mineral fillings are clearly different for each direction it clearly defines two generations with distinct σ_3 (Fig. 7 B and C). If the filling is homogeneous it implies a synchronous opening related to a single radial extension ($\sigma_2 = \sigma_3$) (Fig. 7 D). For the λ -type crossing the interrupted vein corresponds in

fact to the second generation which propagation has been blocked by the previous rectilinear vein (Fig. 7 E and F). In such case the vein filling is clearly different. Sometimes the same feature appears but with a synchronous filling interpreted as a result of transtensional deformation with en échelon geometries. In such case, the σ_3 is slightly oblique to the main vein strike. For the χ -type shape the youngest vein not only cross the previous one but also displays a strike-slip component indicating an oblique σ_3 (Fig. 7 G and H). In such case the fillings are different. For the particular geometry with two orthogonal veins, the strike-slip component on one of them is not compatible with radial extension and thus no synchronous mineral filling should be observed for both veins.

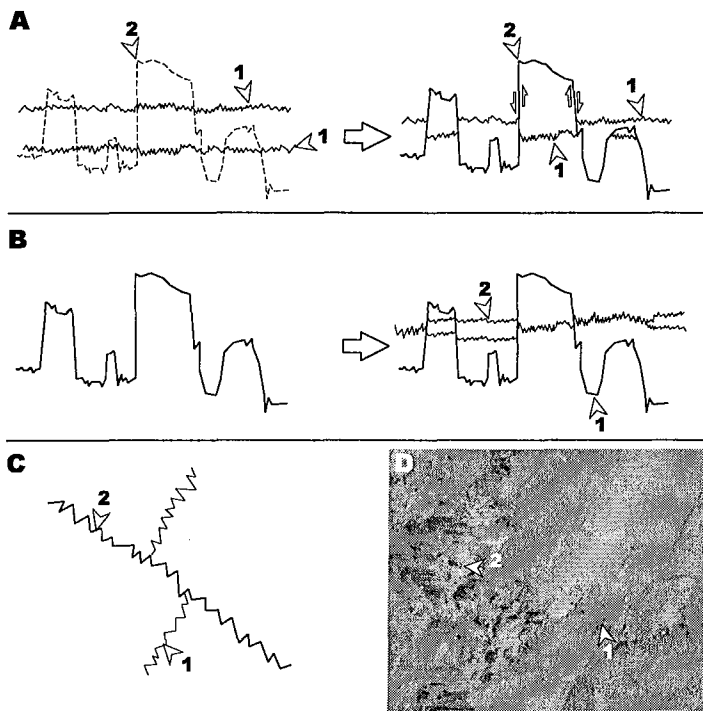


Fig. 8: Criteria of relative chronologies between stylolites planes; A, a first generation of stylolitic planes with small peaks (1) crosscutting by a second generation of stylolitic plane with large peaks (2); B, a first generation of stylolitic plane with large peaks (1) crosscutting by a second generation of stylolitic plane with small peaks (2); C, two generations of crosscutting non-parallel stylolitic planes; D, photograph of bedding stylolites (1) affected by horizontal stylolites N143°E (2) from site DS9.

Stylolite vs. stylolite

Orientation of the stylolite peaks indicates the σ_1 direction but it is noteworthy that these peaks are not always orthogonal to the stylolitic plane (e.i. slycolites) pointing out the importance to prefer the measurement of the peaks instead

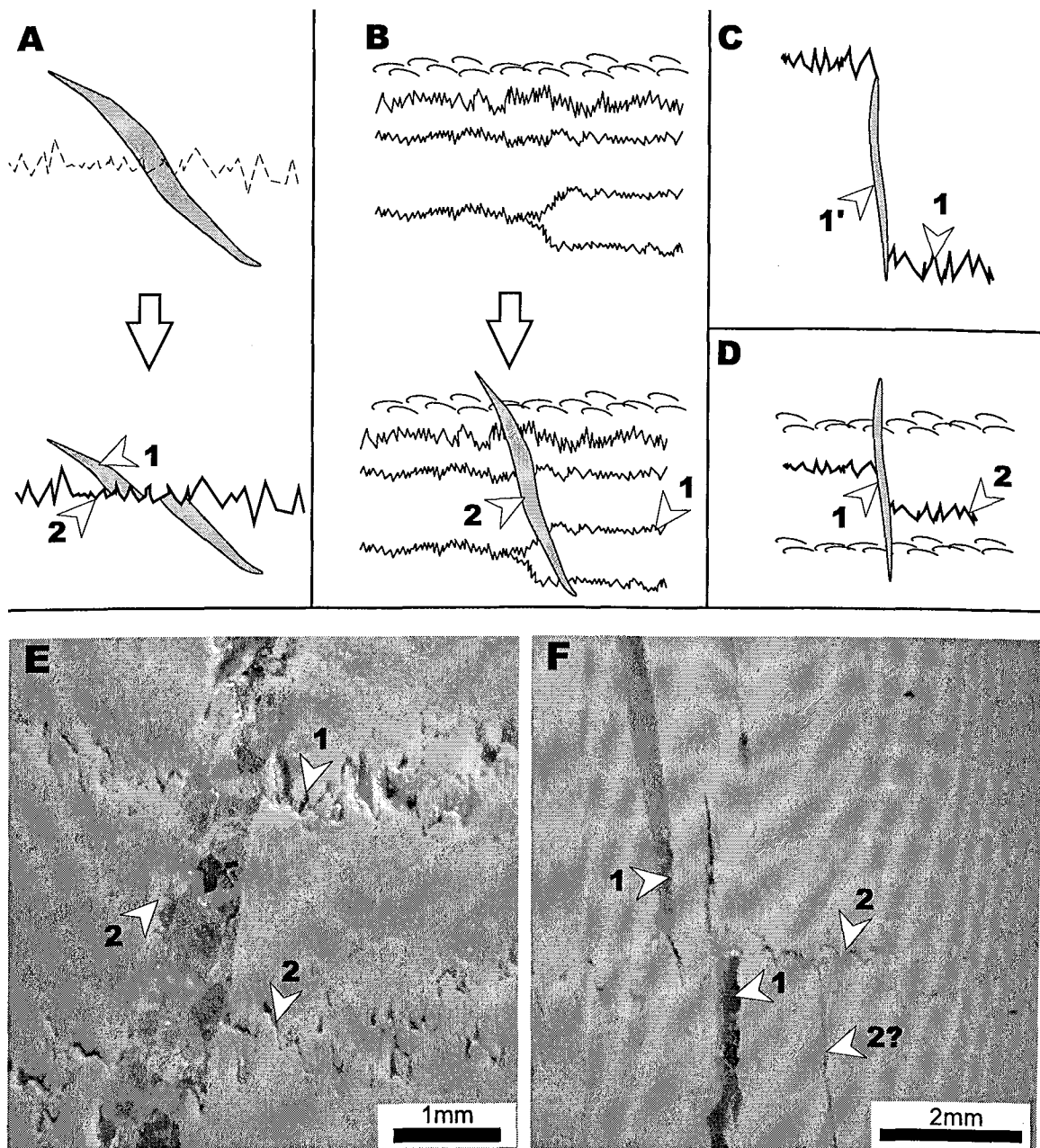


Fig. 9: Criteria of relative chronologies between stylolites planes and veins; A, tension gash (1) affected by a stylolitic plane (2); B, pre-existing bedding stylolites (1) affected by a younger vein (2); C, stylolitic plane (1) with relay zone where tension gash developed (1'); D, stylolitic plane (2) apparently shifted by a vein (1) but a shelled level attests of non-displacement and rather suggests a role of transfer zone for the pre-existing vein against stylolites; E, photograph of bedding stylolites (1) affected by tension gash N42°E (2) from site AB8; F, tension gash N21°E (1), affected by horizontal stylolites N143°E (2) from site DS15.

of the stylolitic plane (Fig. 8). The lateral propagation of stylolitic planes is frequently interrupted by transfer fractures which reveal striations.

There is two types of stylolite intersection, one where the peaks show a same direction and a second where their directions are clearly different. In the first case, the deciphering of stylolitisation stages is quite difficult but noticeable when stylolites display different typologies. In a first example (Fig. 8 A), larger peaks indent smaller ones while in the other case (Fig. 8 B), the smaller ones have developed after the larger ones. In this last case, the second generation remains rectilinear when crossing the previous one or is diffracted at the

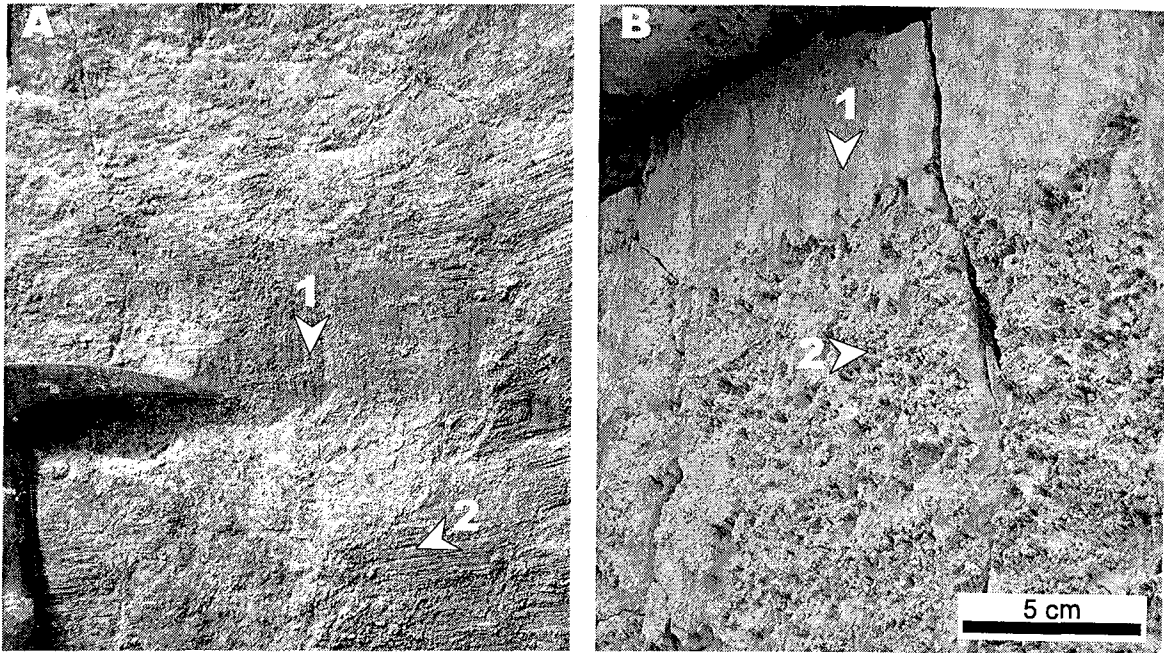


Fig. 10: A, photograph of normal fault which striae (1) affect an older sedimentary dyke and were themselves affected by strike-slip fault (2), normal striae are only preserved in sheltered zone, example from site SM1; B, normal fault (1) affected by horizontal stylolites (2), example from site DS13.

intersection with the previous transfer discontinuities (Fig. 8 B). In this way the number of stylolites and typology may not necessary be the same on both sides of this discontinuity but the amount of dissolution should be the same. The second kind of intersection is more evident, since where stylolites strikes are not parallel the more continuous surface shows the youngest peaks (Fig. 8 C and D).

Stylolite vs. vein

Four types of relationships can be considered. A vein affected by a stylolite suffers a loss of matter which may be expressed by an apparent displacement on both sides of the stylolitic plane (Fig. 9 A and F). In the reverse chronology the vein remain intact and rectilinear (Fig. 9 B). If the particular case where the vein and the peaks have exactly the same direction it is more complicated since no apparent displacement is directly noticeable. Then, it needs thin section analysis to see whether the stylolite affects the vein mineral filling (Fig. 9 E). In this specific case the σ_1 related to the vein formation may be parallel to the σ_1 of the stylolite and then both may correspond to the same palaeostress regime. In such case, the relative chronology may not be significant. Similarly, for the next example (Fig. 9 C), the vein developed coevally along transfer discontinuity between two stylolitic planes. Last, in the next example, stylolites seem displaced by rectilinear vein thus suggesting a chronology with a following transtensional movement along the vein (Fig. 9 D). In this example other non-displaced markers (e.g. bedding planes) prove in fact the lack of transtensional movement and argue for the reverse chronology: the vein was pre-existing and the following stylolites have diffracted at its intersection.

Chronologies involving faults

The cinematic features recorded upon slickensides are frequently related to pressure-resolution processes and lead to the detailed analysis of the relationships between striations,

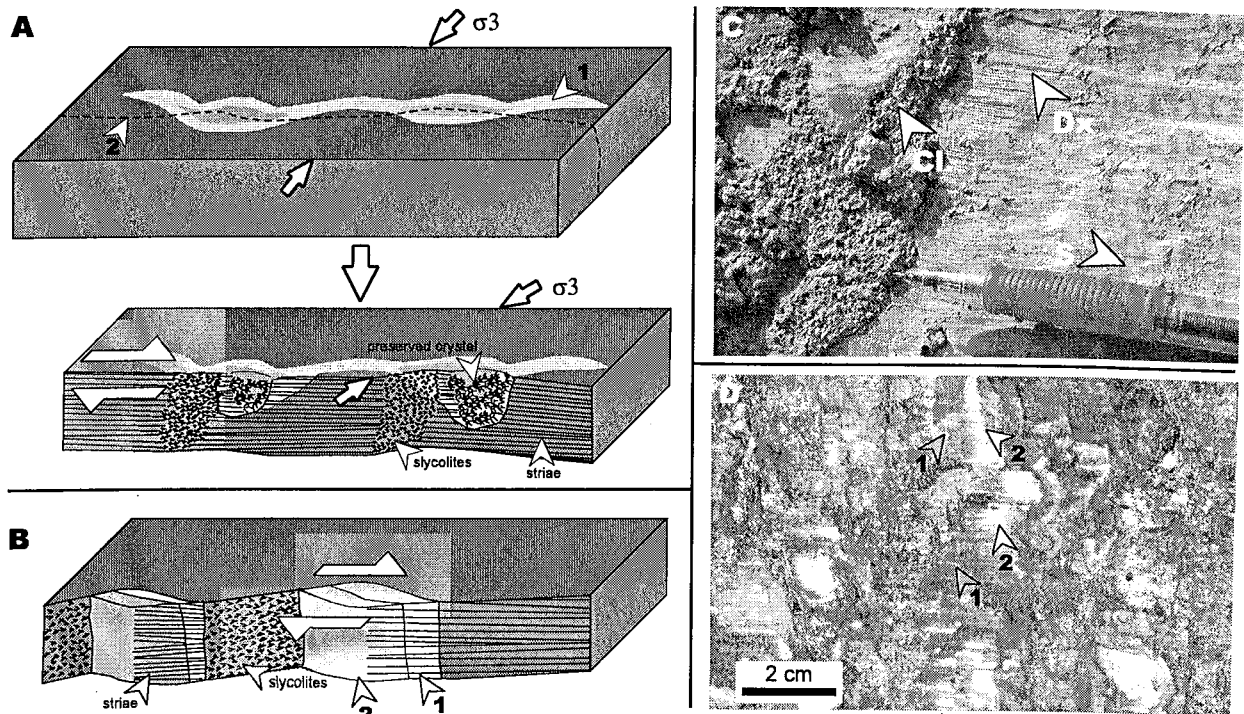


Fig. 11: Criteria of relative chronologies between faults and calcite; A, a pre-existing vein (1) was crosscutting by a right-lateral fault (2); B, a right-lateral fault has developed two generations of syn-tectonic calcite (1 then 2); C, a photograph of a right-lateral fault (Dx= dextral striae) which has been reactivated in left-lateral fault (S= sinistral striae and Cl.= shelter calcite) from site DS11; D, left-lateral fault with two generations of syn-tectonic calcite (1 then 2).

stylolites and mineral fillings. There are two kinds of relative chronologies, on the one hand intersection between tectonic features and on the other hand reactivation of the same discontinuity under a different palaeostress.

The first ones are more evident since the intersections are very clear, for example a tension gash can be either striated or can cross the striated plane without being displaced; a stylolitic plane can be displaced by a fault or the slickenside may be affected by stylolitic peaks (Fig. 10 A and B) or a fault plane can be displaced by another one. As in a same palaeostress regime the conjugated faults, the veins and the stylolitic planes have very different directions (Arthaud and Mattauer, 1969), such crosscutting is very common and is not significant for the palaeostress timetable setup. On the contrary, cinematic changes for a same discontinuity clearly attests of palaeostress modification. The mineral fillings observed on slickensides are of major interest to establish the chronology according to their typologies. First example is a vein affected by a fault movement. The vein filling can be preserved in releasing bends of the fault while stylolites (slycolites) appear in restraining bends (Fig. 11 A). In such case the vein predate the fault movement and a stress change occurred. In the second example, the mineral filling which only occurred in the releasing bends was coeval with the fault movement and did not correspond to a stress change (Fig. 11 B). It is fundamental to distinguish these two possibilities which consequences in term of palaeostress and palaeofluids history are totally different. Usually the synfaulting mineral fillings show regular widths from one releasing bend to another. Moreover they usually

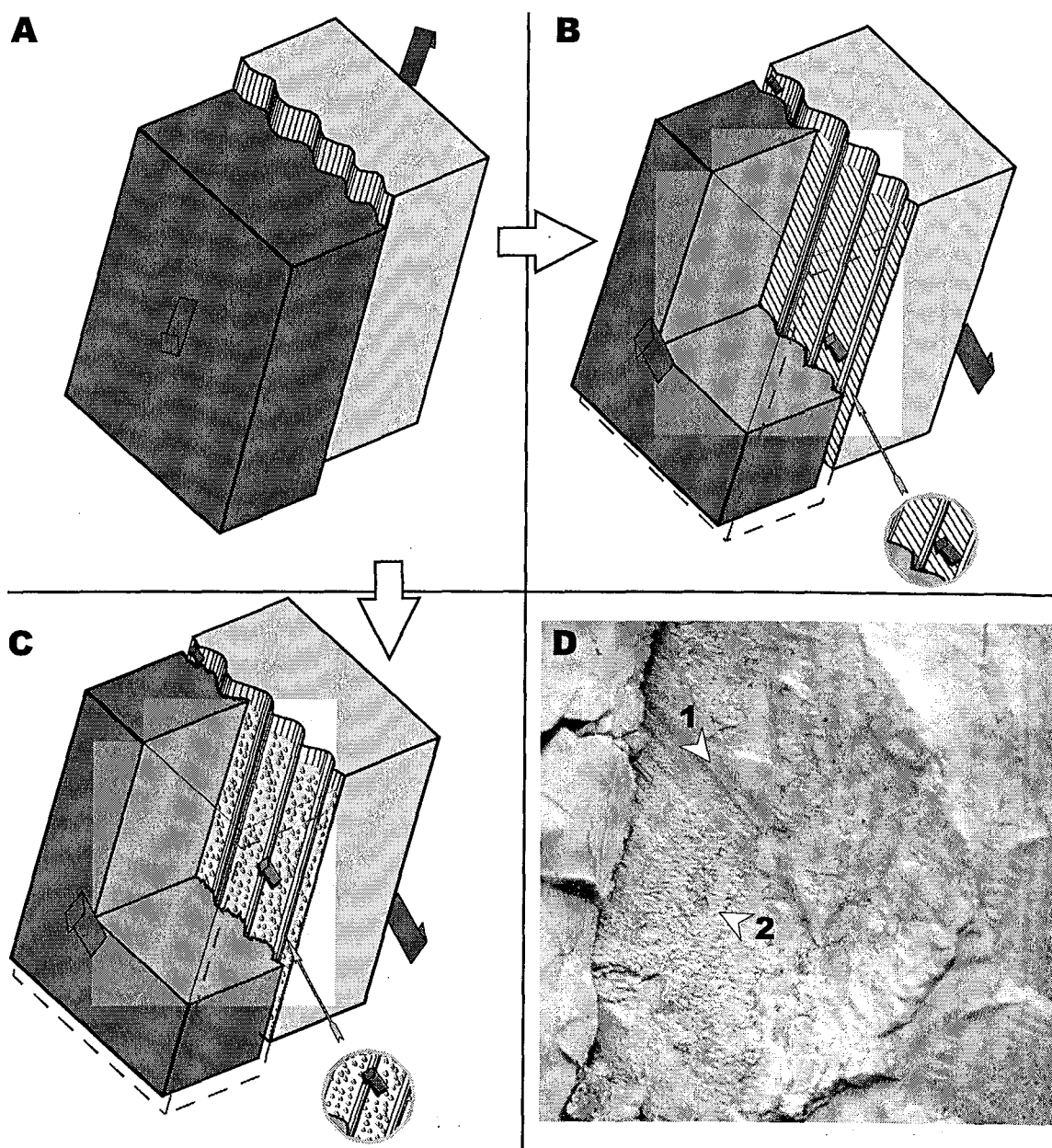


Fig. 12: Criteria of relative chronologies between two generations of faults movement; A, fault with corrugations; B, reactivation of the first fault by an orthogonal movement which is expressed by striae affecting the relief part of the corrugations; C, reactivation of the first fault by an orthogonal movement which is expressed by slycolites affecting the relief part of the corrugations; D, photograph of a fault plane NW-SE with a first generation of normal oblique striae (1) which has been affected by a second generation of right-lateral striae(2), example from site MA1.

display a zoning of mineralization with a typical dissymmetry (Fig. 11 B and D) whereas in case of a pre-existing vein, a previous zoning would be also noticeable but with symmetric features (Fig. 11 A).

Fault movements are recorded on slickensides by friction features of different scales such as corrugations, furrows and striae, respectively from the biggest to the smallest. A change of stress can induce a crossing relationship between these features. The depth of striation must be absolutely taken into account for the diagnostic of the relative chronology as describe in the following examples. In the first case, the primary faulting is expressed by large corrugations (Fig. 12 A). The following movement only affected one side of the corrugations,

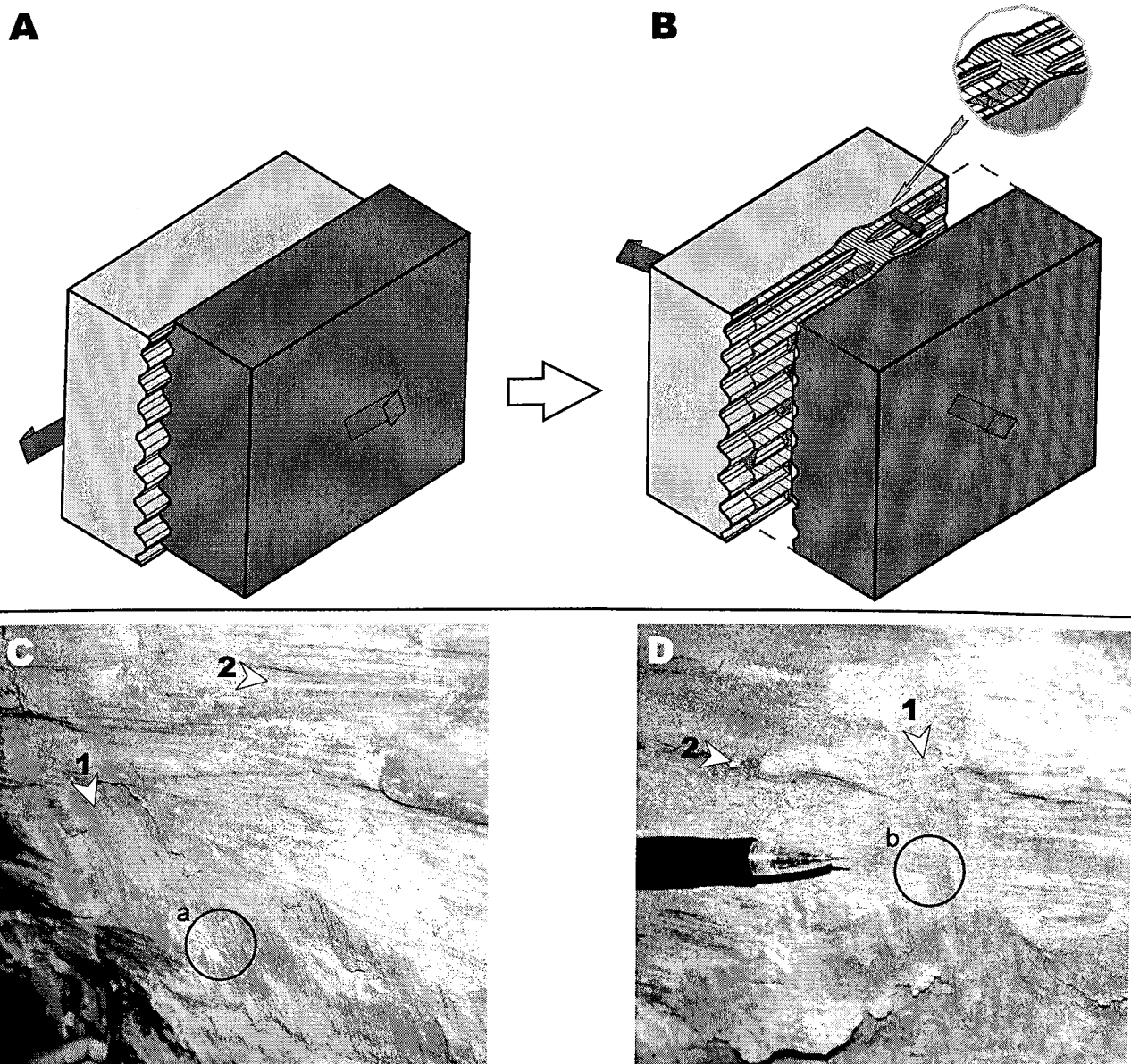


Fig. 13: Criteria of relative chronologies between two generations of faults movement; A, fault which movement is expressed by furrow; B, reactivation of first movement by orthogonal one which truncated furrows and striated the surface or displayed deeper corrugations; C, photograph of an older normal fault affected by a younger left-lateral movement, normal furrows are affected by strike-slip striae when they are on the same depth (a), example from site J1; B, detail of the previous photograph showing a deeper normal corrugation not affected by the horizontal striae (b).

either with striations or with slycolites (Fig. 12 B, C and D) while striations parallel to the corrugation were preserved and sometime covered by mineral filling on the opposite side. In the second example, the primary faulting is expressed by smaller corrugations (furrows) (Fig. 13 A). The reactivation of the fault truncated the furrows. This second movement is expressed by striae on the truncated surface whereas evidences of the primary movement are preserved in the deeper furrows (Fig. 13 B and C). This configuration shows the striae apparently interrupted by the continuous furrows and could lead to a wrong chronological interpretation. The proof of the real chronology is evidenced when depth of the two friction features are similar and where it is clearly observed that the striae are continuous while

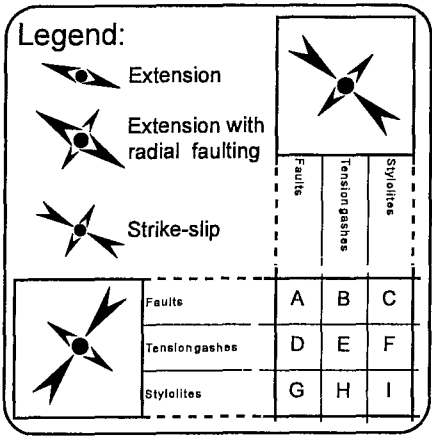
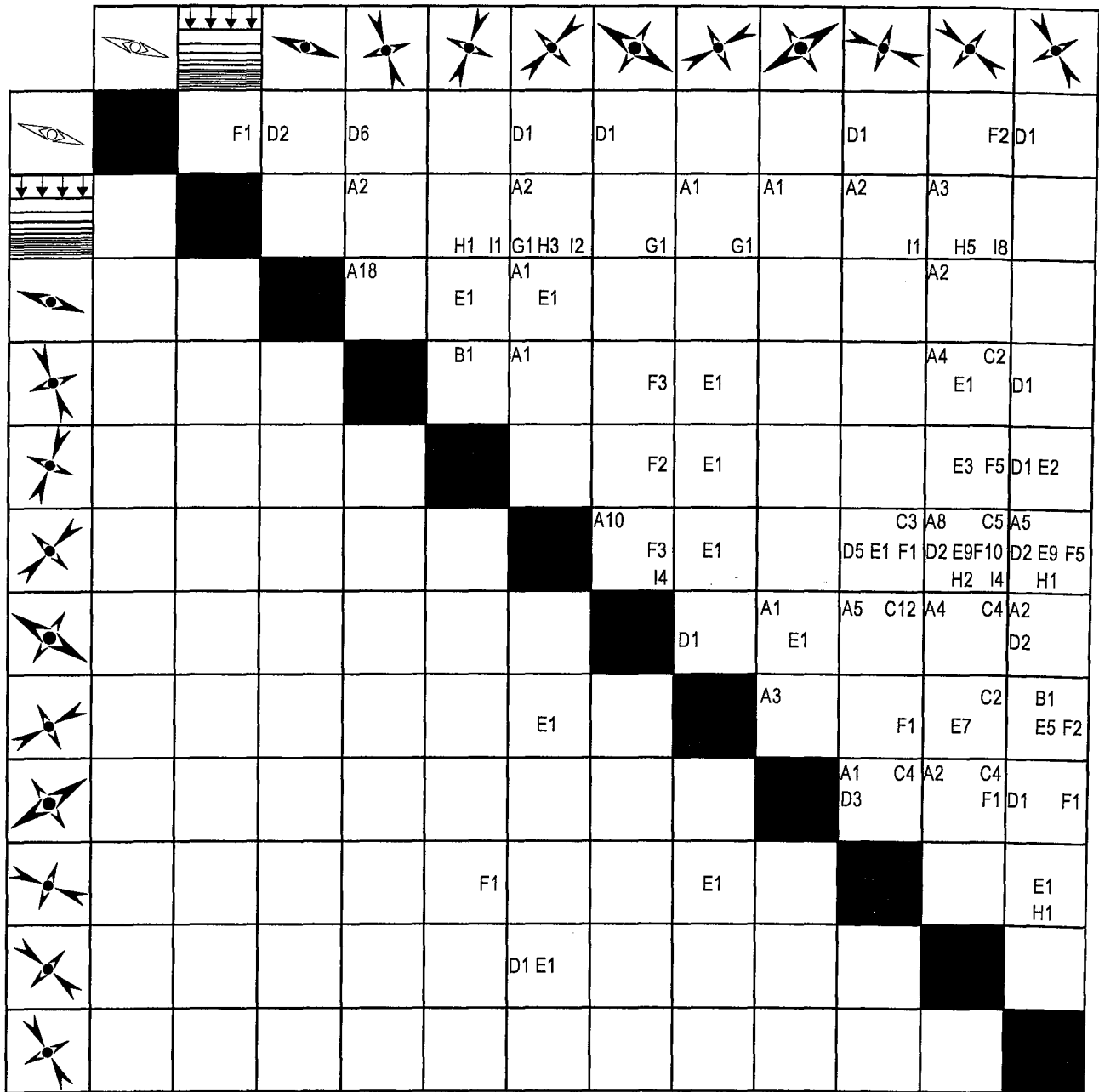


Fig. 14: Matrix of chronologies between different palaeostresses; it allows to optimise the timetable of tectonic events regards to the relative chronology between faults, tension gashes and stylolites; to read it: the first event to occur in a succession of two events corresponds to the row heading whereas the second one corresponds to the column heading; the type of tectonic features involve in the relative chronology is expressed by the letter and the number corresponds to its occurrences.

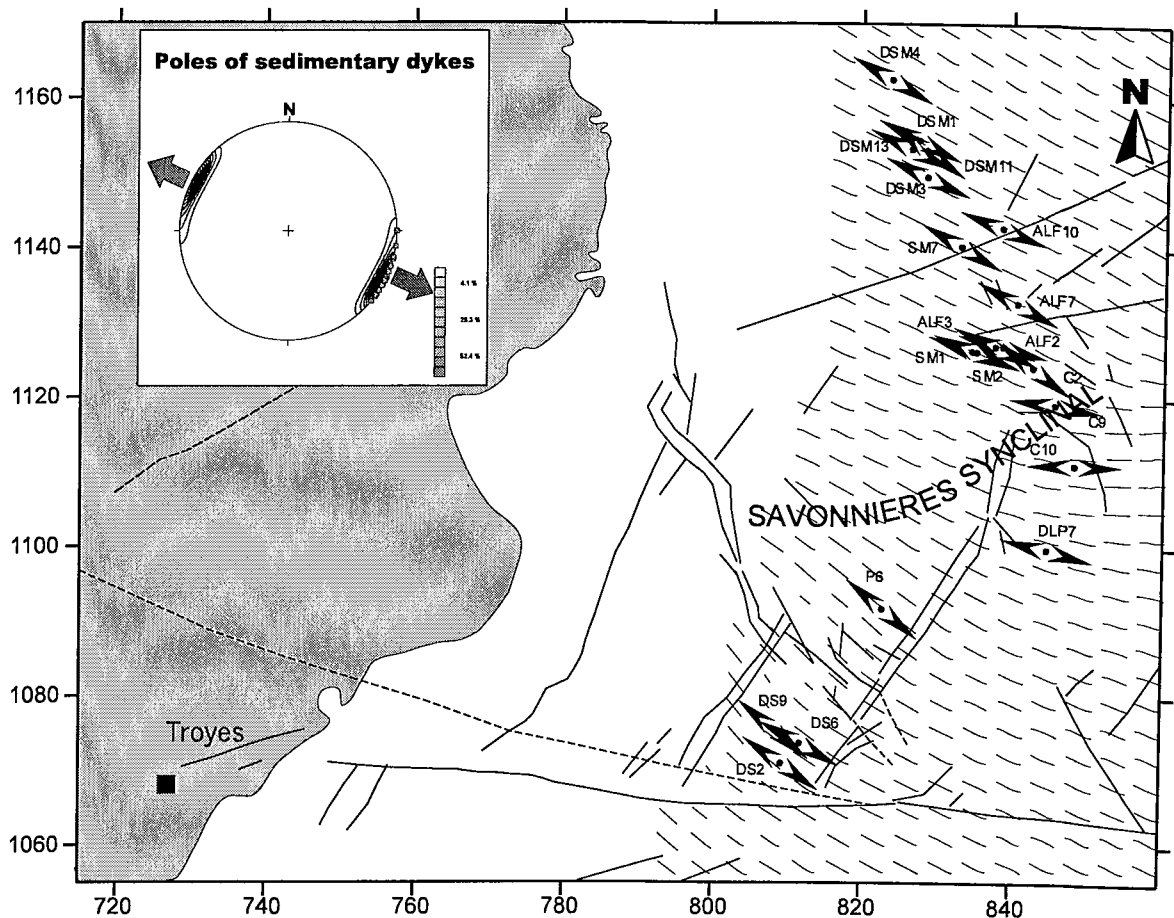


Fig. 15: Reconstruction of the early extension (Oxfordian to Kimmeridgian ?), defined with the sedimentary dykes.

the furrows are interrupted (Fig. 13 B and D). A last particular case corresponds to a fault reactivation where the friction features do not display crosscutting evidences. This is typical of the dextral-sinistral / sinistral-dextral fault movement. In this case the chronology between stylolitic striae and mineralization gives the solution (Fig. 11 C).

4.3. RESULTS

From the 198 microtectonic sites (Fig. 2), 54 displayed relative chronology data providing more than 250 criteria. The microtectonic sites are named by the initial of the IGN 1/25000 topographic map with a number as DS9 for site n°9 on the map of «Doulaincourt-Saucourt». The three tectonic features, faults, tension gashes and stylolites, have been considered for each palaeostress direction: . Vertical tension gashes were associated with either strike-slip or normal faulting when their directions of σ_3 were compatible with stylolites and/or faults from the same site. In some cases it has not been possible to remove the ambiguity between the two tectonic regimes.

The relative chronologies have been organised (Fig. 14) thanks to the method of square matrix (Angelier, 1991), where the first event to occur in a succession of two events corresponds to the row heading whereas the second one corresponds to the column heading. The matrix analysis allows to find the best sequence of tectonic events by sorting each event to optimise the sum of chronologies in the upper part of the diagonal (Fig. 14).

In this figure, the code corresponds to a letter for the type of combination between specific tectonic features with the total number of such combination. The first treatment has revealed several incompatibilities which suggested the recurrence of similar palaeostress directions. This repetition allows us to propose a final succession of events with a minimum of incompatible data. The timetable explain more than 98% of relative chronologies (Fig. 14). From the 5 remaining data, 2/5 correspond to site DLC8 affected by rotational deformation due to its location at the vicinity of the Vittel fault. The 3 other data correspond to sites where centimetric-scale tension gashes are affected by other tectonic features: AB10, WNW-ESE calcite vein affected by NNE-SSW stylolites; SB3, NW-SE calcite vein affected by a N11°E right-lateral fault and SDH2, NW-SE calcite vein cross-cut by a NE-SW one. The small dimension of these veins may argue for a non tectonic origin (compaction ?) which may explain this apparent incoherence. The final palaeostress timetable (Fig. 6 and Fig. 14) is supported by key arguments, some of them being described hereafter.

Dogger extension ?

In the Bicqueley quarry (Fig. 1), NW-SE joints filled by russet silts were interpreted as evidences of an early fracturing during the Bajocian (Ledit, 1985). The supposed NE-SW direction of extension seems coherent with synsedimentary normal faulting defined for regional NW-SE main structures such as the Marne faults (André, 2003) and at more local scale below the Meuse/H^{te}-Marne site according to the 3D seismic data (Cuilhe, 2003). Unfortunately such early joints have not been encountered elsewhere and no relative chronology helped to confirm their supposed Middle Jurassic age.

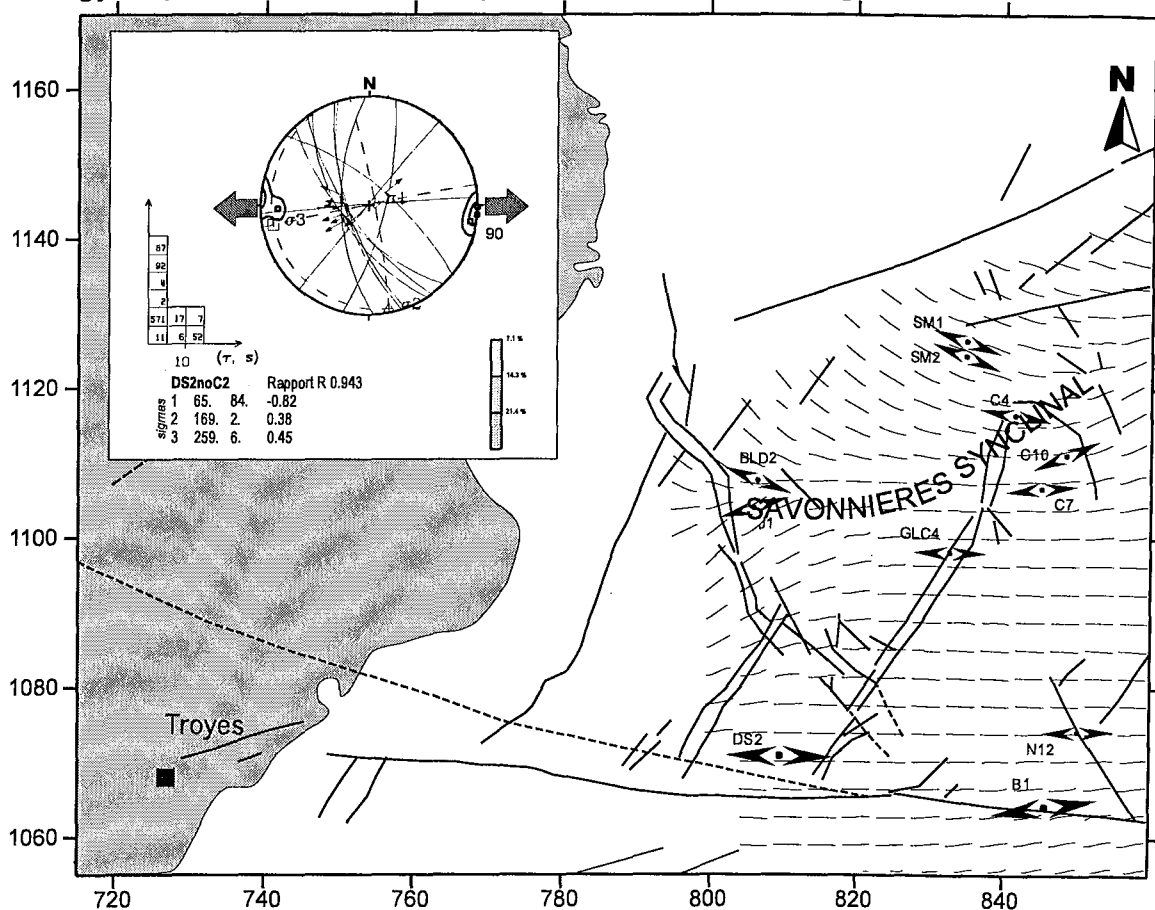


Fig. 16: Reconstruction of the Late Jurassic (Early Cretaceous ?) extensional stress field, segments correspond to σ_3 stress trajectories, stereogram corresponds to faults analysis of site DS2 with the poles of tension gashes.

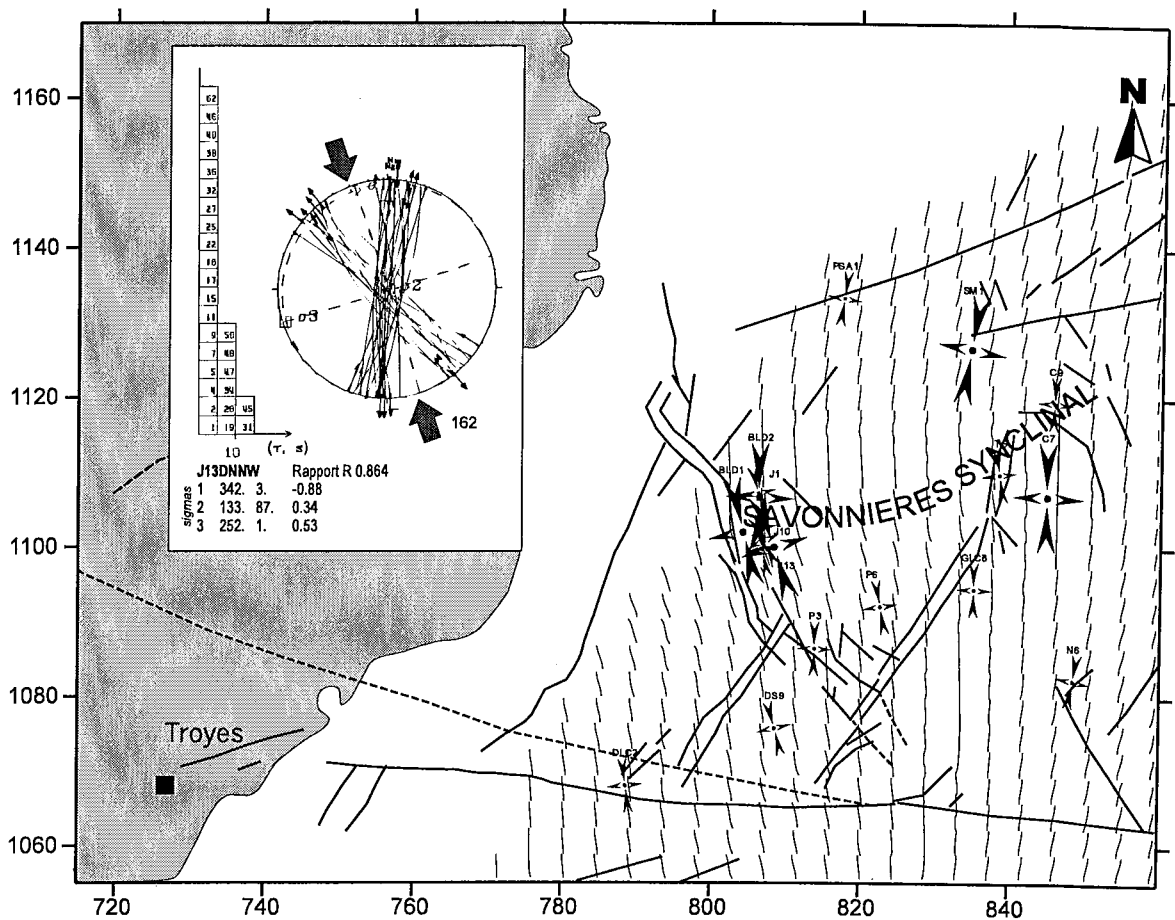


Fig. 17: Reconstruction of the NNW-SSE late Early Cretaceous to Palaeocene (?) (Austrian – Laramide) transcurent stress field, segments correspond to σ_1 stress trajectories, stereogram corresponds to faults analysis of site J13.

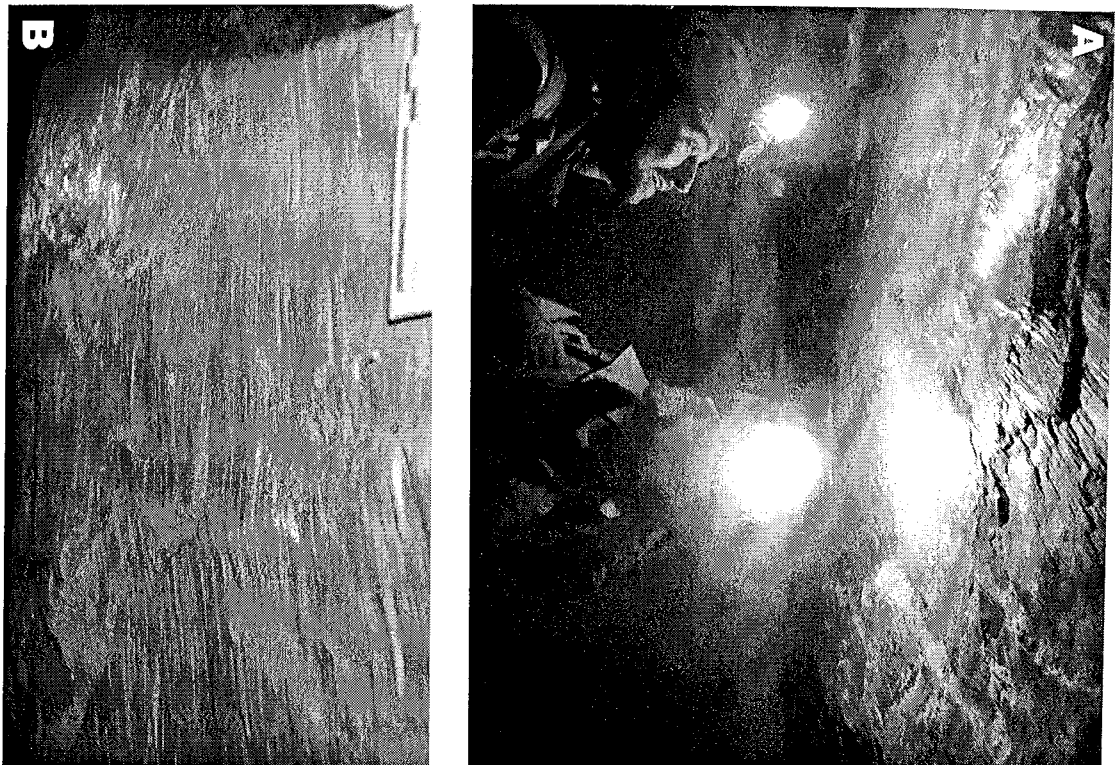


Fig. 18: A, Photograph of bed to bed movement on the roof of the underground quarry of Savonnières (site J1), direction of the movement is top to the North; B, detail of the previous one.

Late Jurassic (Early Cretaceous ?) syndiagenetic extension

N-S to NNE-SSW metric-scale fractures filled by sediments affect Oxfordian limestones. These features correspond to sedimentary dykes which age depends of the lithification velocity but is supposed to be Oxfordian to Kimmeridgian (André et al., submitted; see part 4 of this thesis) [pour les détails voir l'article en partie 4]. These sedimentary dykes are widespread distributed in the region and define a Late Jurassic WNW-ESE trending extension (Fig. 6, Fig. 14 and Fig. 15). All the other tectonic features affect these dykes (Fig. 14), even bedding stylolites related to burial processes. This extensional regime continued after this early fracturing as revealed by the occurrence of crosscutting normal faults (Fig. 10 A) in the sites SM1 and SM2 (Fig. 16), which faults were affected by the following tectonic stages (Fig. 14). Such E-W extension defined with faults seems to be also expressed in the Tithonian (J1 and BLD2, Fig. 16).

Other normal faults striking ENE-WSW have been found in the sites DUSM1 (Oxfordian), BLD2 and J1 (Tithonian) (Fig. 2). These very few normal faults characterise a NNW-SSE direction of extension which has not been replaced in the palaeostress timetable because of the lack of relative chronology. It has not been observed in the Chalk and suggests a Late Jurassic to Early Cretaceous age. This local deformation may illustrate the particular palaeostress confrontation period where either E-W to N-S tectonic structures were active during the sedimentation. Both E-W and NNW-SSE σ_3 may have been alternatively active in the region by the end of Jurassic times.

Late Early Cretaceous (Austrian ?) to Palaeocene (Laramide ?) first transcurrent stage

The N-S to NNE-SSW normal faults from sites SM1 and SM2 are affected by a NNW-SSE strike-slip regime (Fig. 17 and Fig. 10 A), covered by a posterior calcite which is itself affected by a NE-SW strike-slip regime related to the Pyreneo-Provençal stage (Fig. 14). In the sites J1 and BLD2, normal faults of similar direction are only affected by the NNW-SSE transcurrent regime making the interpretation more difficult since this succession of palaeostress can be encountered at a more recent period between Western European rifting and Alpine stages (Fig. 14). This NNW-SSE strike-slip regime was probably synchronous with the folding of the Savonnières synclinal (Fig. 17) as attested by bed to bed displacements with the same strike (Fig. 18).

The dating of this regime is not evident. According to our relative chronologies in the Chalk it has not been possible to demonstrate such an early NNW-SSE transcurrent regime prior to the main Eocene-Oligocene extensional features. Coulon (1992) described a first N-S strike-slip regime which he considered to be of Eocene age but it has not been possible to confirm this interpretation. More to the West, we rather consider the Eocene tectonic stage to range from NNE-SSW to NE-SW. The NNW-SSE trend of this first transcurrent regime led us to attribute it to the Austrian or Laramide stages.

Eocene - Oligocene Pyreneo-Provençal transcurrent to extensional stage

Two σ_1 have been determined and related to this geodynamic event. The early stage striking NNE-SSW is related to an opening affecting a fault from the previous strike-slip regime in site SM1 as revealed by calcite covering the striations. This regime is coherent with the

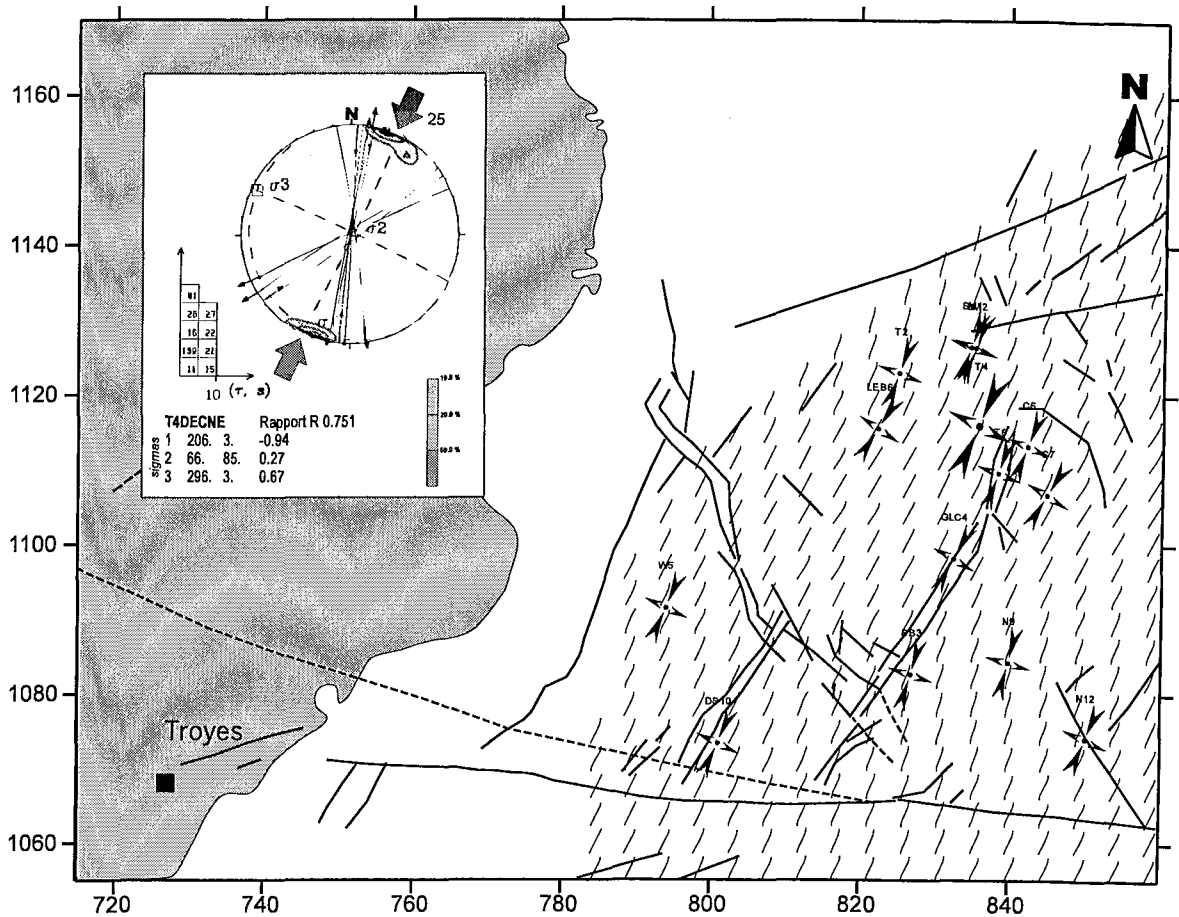


Fig. 19: Reconstruction of the NNE-SSW early Pyreneo-Provençal transcurrent stress field, segments correspond to σ_1 stress trajectories, stereogram corresponds to faults analysis and stylolitic peaks of site T4.

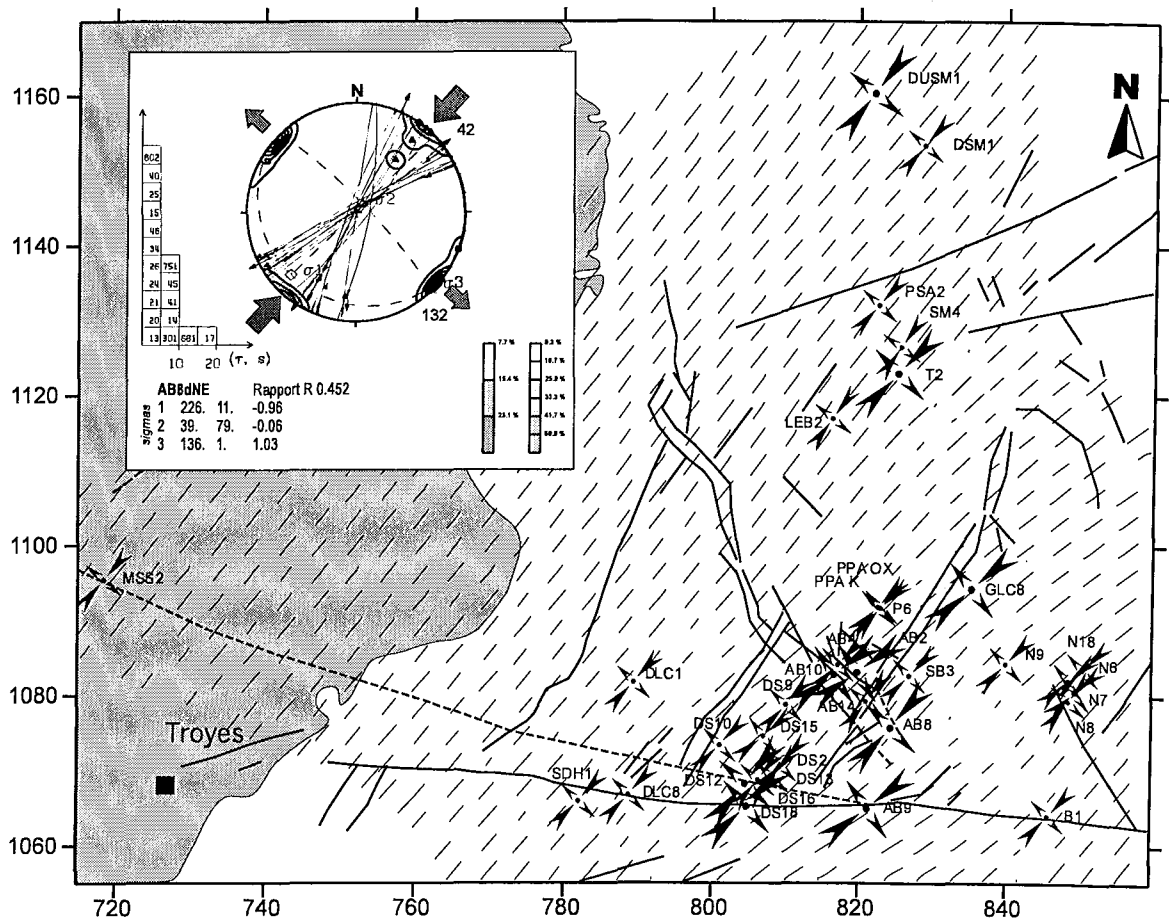


Fig. 20: Reconstruction of the NE-SW late Pyreneo-Provençal transcurrent stress field, segments correspond to σ_1 stress trajectories, stereogram corresponds to faults analysis, stylolitic peaks and tension gashes poles of site AB8.

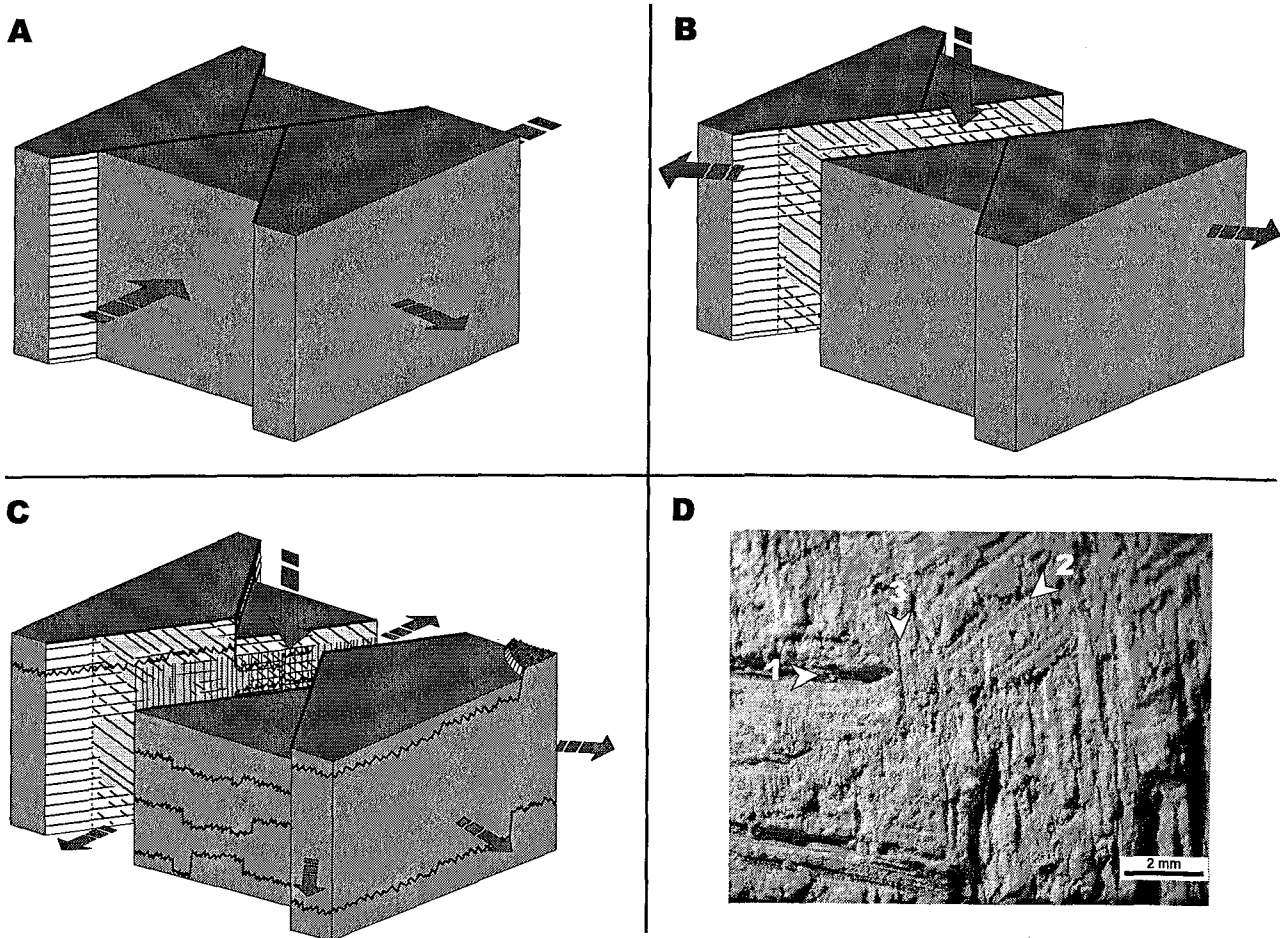


Fig. 21: Reactivation of strike-slip regime by extensional one and then radial extension; A, conjugated strike-slip faults; B, reactivation during extensional regime expressed by oblique striae; C, all the previous striae were affected by dip-slip striae which are interpreted as the expression of radial extension with $\sigma_2 = \sigma_3$; D, photograph of a fault plane with the succession of three generations of striae, 1= left-lateral striae, 2= oblique normal striae, 3= dip-slip striae, example from the site DS9.

direction of main regional troughs such as Joinville and Gondrecourt (Fig. 19) and makes the link with the Eocene onset of the Upper Rhine graben subsidence (Sissingh, 2003). The relative chronology with the following NE-SW transcurrent regime is attested in the site SM2 where these previous calcites are striated by strike-slip faults related to this event (Fig. 14). This regime is strongly expressed in the studied area and has been found in one site in the Chalk (MSS2) close to the Vittel fault trace (Fig. 20).

Many faults from this transcurrent regime are affected by dip-slip to oblique-slip (Fig. 21 A and B) movements related to NW-SE extension (Fig. 6, Fig. 14 and Fig. 22). This regime is well expressed by normal faults and tension gashes especially along the Joinville – Poissons – Gondrecourt fault pattern. In the Chalk this regime is recorded in site PLA2 near the Vittel fault and strongly expressed around Chalons-en-Champagne where it is associated with hydraulic breccia (Coulon and Frizon de Lamotte, 1988a).

In site AB7 (Fig. 22), located above the eastern border of the Gondrecourt trough, a decimetre-thick calcite vein related to the NW-SE opening is affected by a right-lateral movement associated to an ENE-WSW strike-slip regime. This regime is recorded along the Vittel – Joinville – Poissons – Gondrecourt fault pattern with one occurrence in the Chalk (site ASA2, Fig. 23). For Bergerat (1987), this event occurred after the extensional rift period

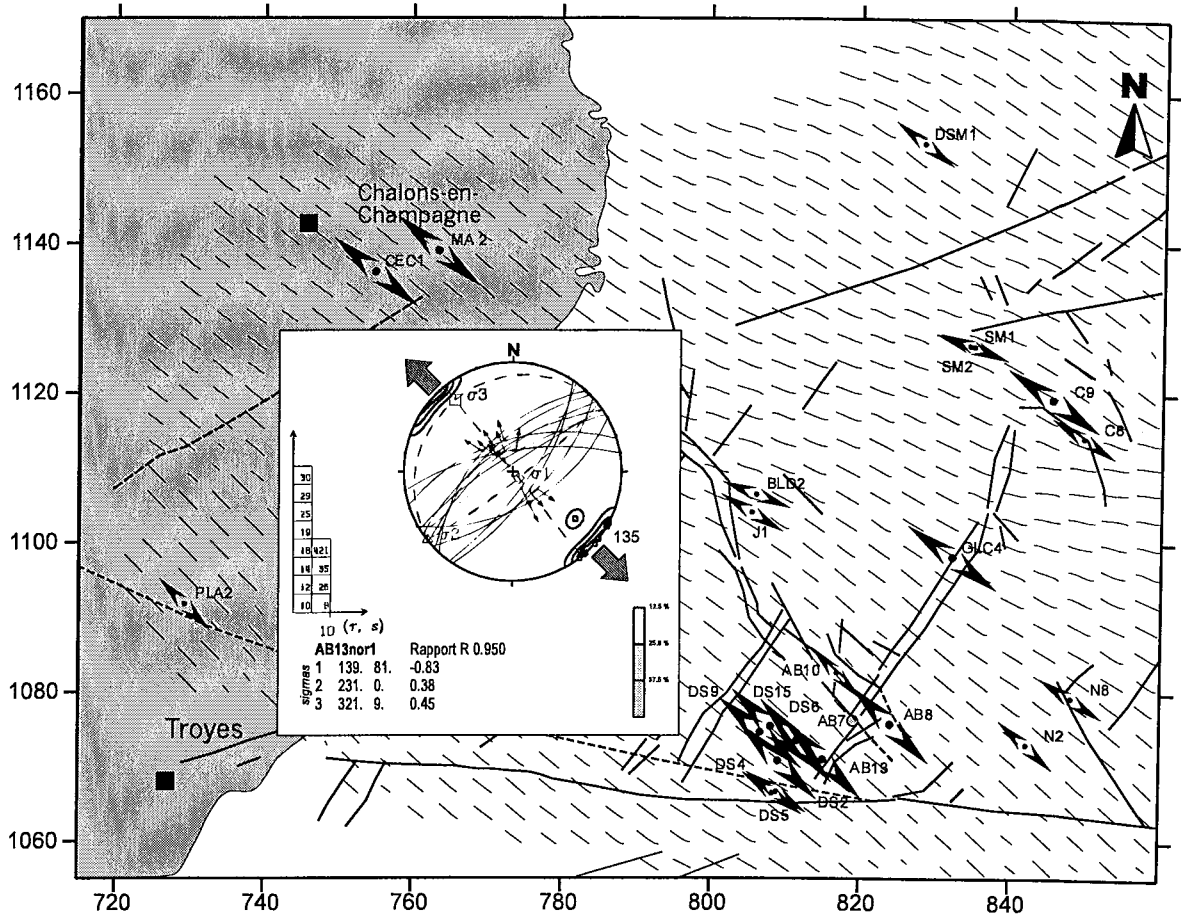


Fig. 22: Reconstruction of the NW-SE Oligocene – Miocene (?) extensional stress field, segments correspond to σ_3 stress trajectories, stereogram corresponds to faults analysis and tension gashes poles of site AB13.

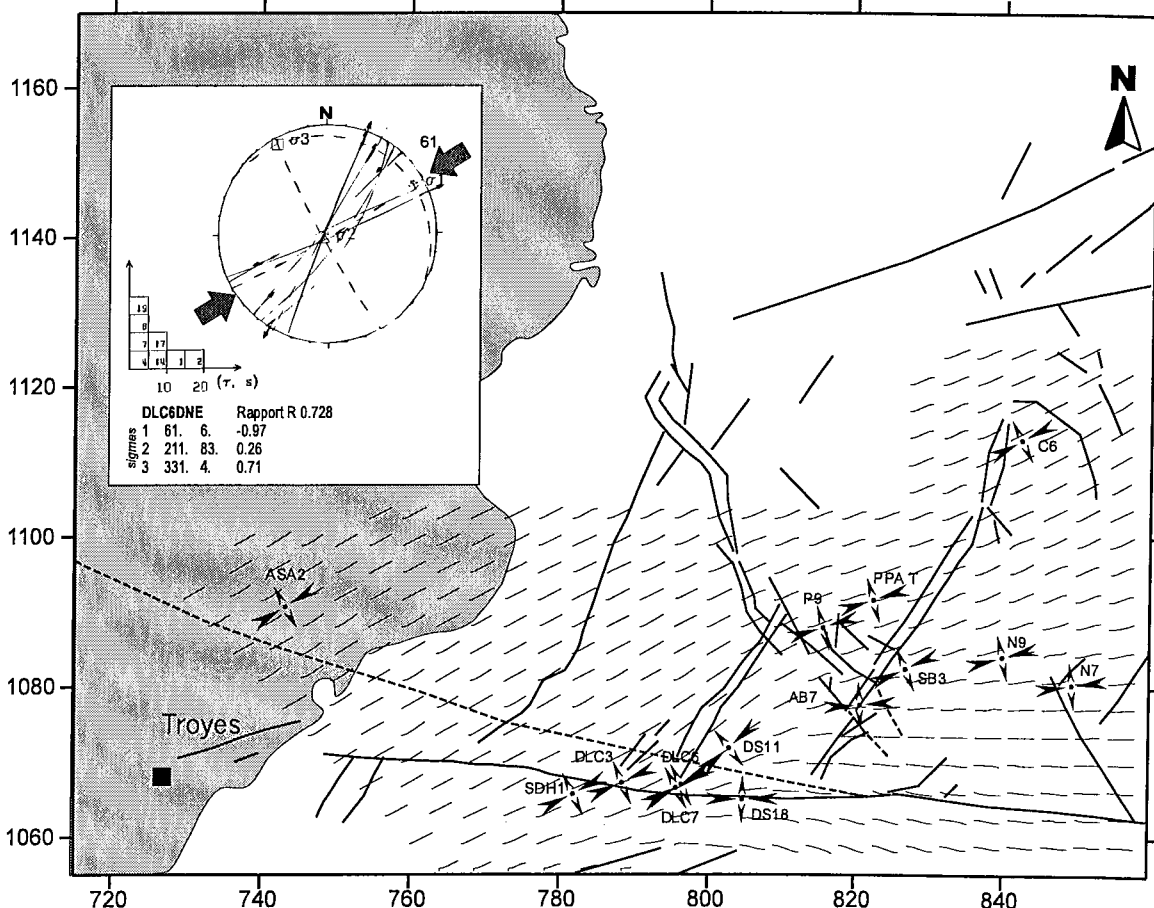


Fig. 23: Reconstruction of the possible late Pyreneo-Provençal transcurrent stress deviation around the Vittel – Metz left-step en échelon, segments correspond to σ_1 stress trajectories, stereogram corresponds to faults analysis of site DLC6.

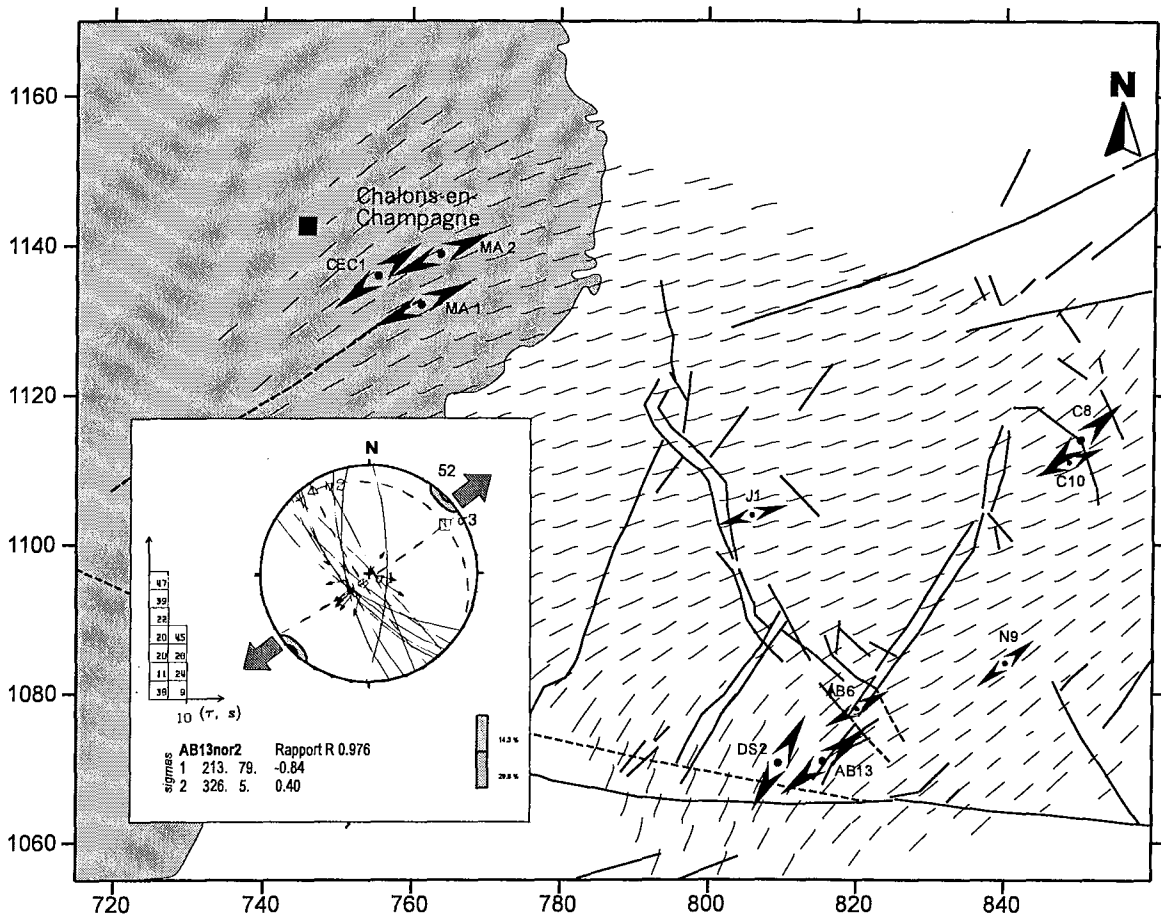


Fig. 24: Reconstruction of the NE-SW Oligocene – Miocene (?) transitory extensional stress field, segments correspond to σ_3 stress trajectories, stereogram corresponds to faults analysis and tension gashes poles of site AB13.

and was found only eastward of the Rhine graben. Since this regime, clearly oblique to the Joinville - Gondrecourt grabens, affects their border faults it has possibly involved their transtensional reactivation.

Oligocene – Miocene transition to the Alpine transcurrent regime

Observations in the Chalk around Chalons-en-Champagne are fundamental (Fig. 22 and Fig. 24). Thick calcite veins and hydraulic breccias are associated to normal faults related either to NW-SE or NE-SW extensional directions. These two directions were interpreted as a single radial extensional regime by Coulon (1988b) nevertheless this author refers to relative chronologies indicating anteriority of the NW-SE extension compared to the NE-SW one. Our observations confirm this succession. He also mention few evidences of N-S extension without any chronology criteria. During our field study it appeared that the normal faults compatible with such extension lack for associated calcite and rather display hydroplastic striation characteristic of polygonal faulting of non-tectonic origin (Hibsch et al., 2003). All these data argue for an evolution from NW-SE to NE-SW extensional regime under constant hydraulic conditions (similar calcite and breccias associated to both regimes) which suggest a succession going through a step of permutation between σ_2 and σ_3 close

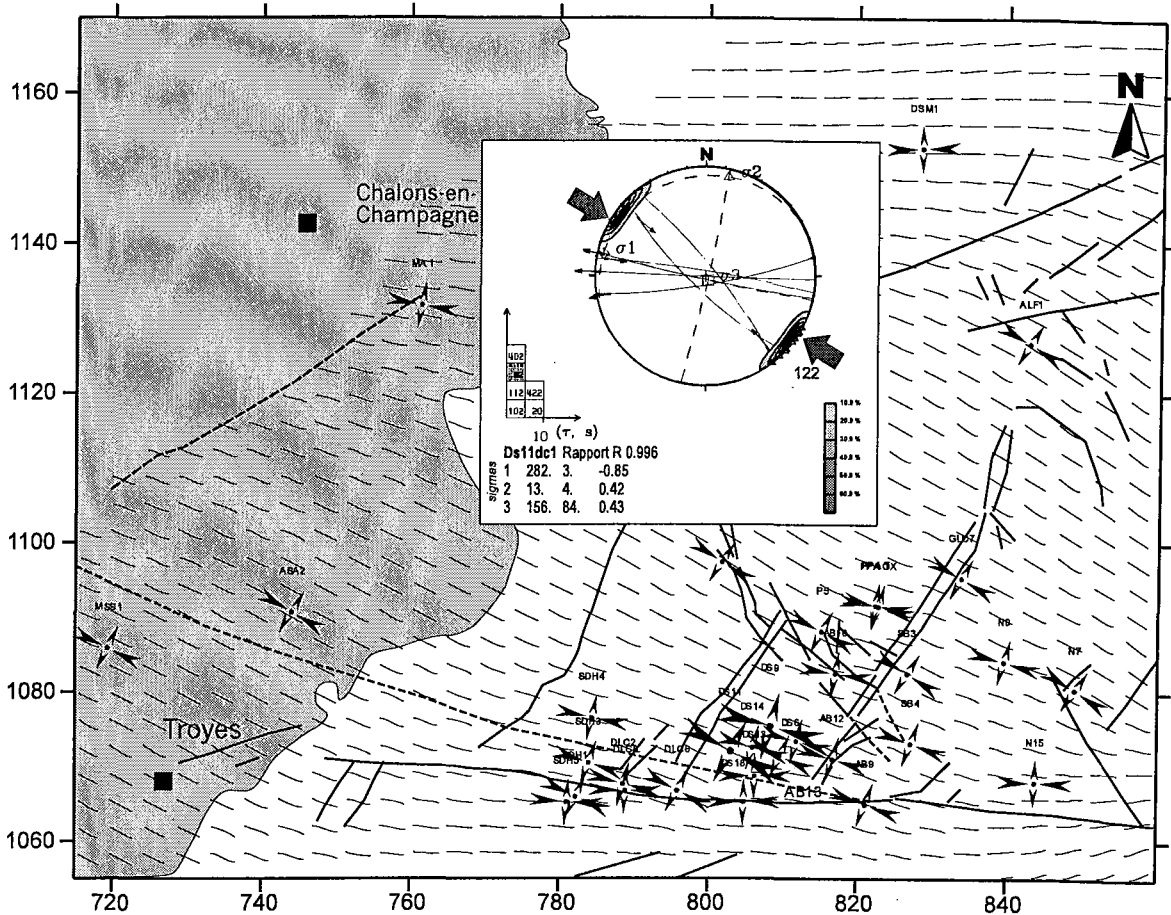


Fig. 25: Reconstruction of the WNW-ESE Miocene – Pliocene (?) Alpine transcurrent stress field, segments correspond to σ_1 stress trajectories, stereogram corresponds to faults analysis and stylolitic peaks of site DS11.

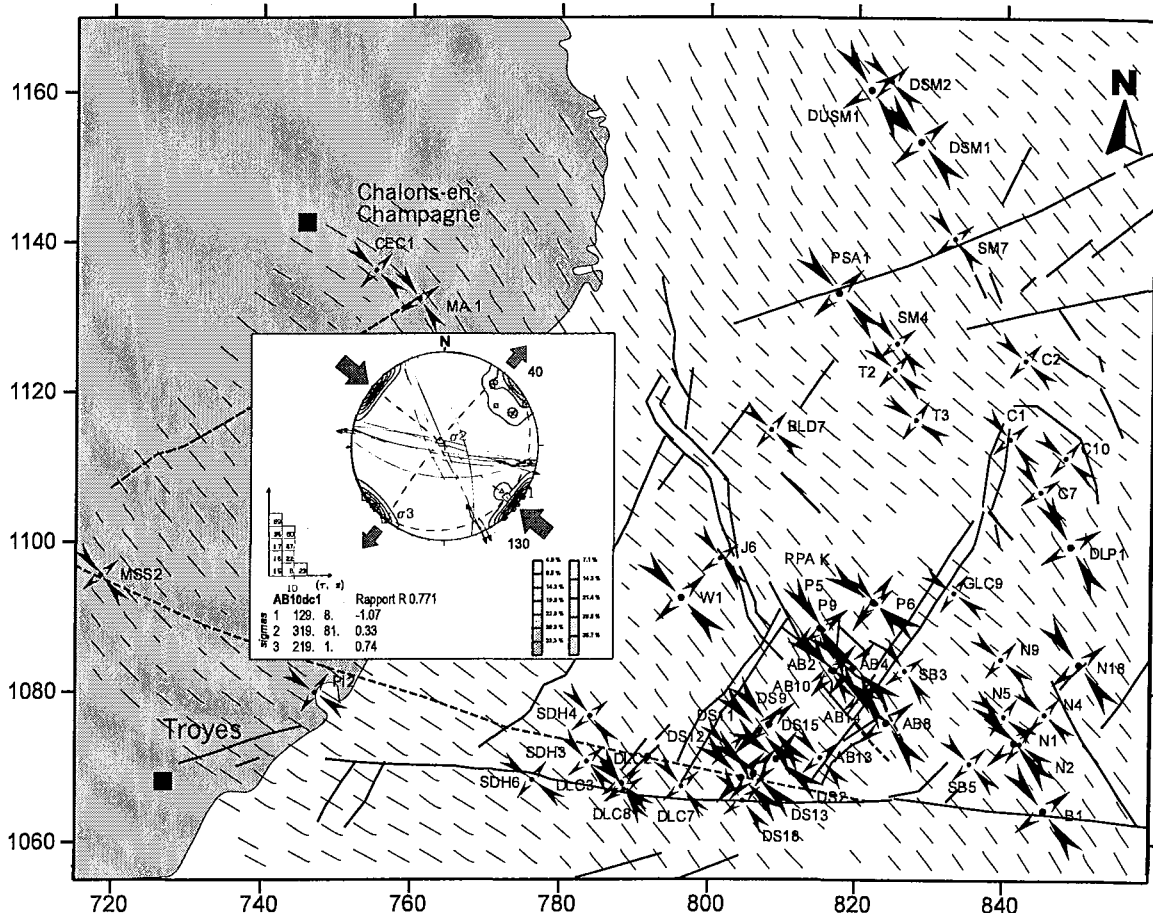


Fig. 26: Reconstruction of the NW-SE Miocene – Pliocene (?) Alpine transcurrent stress field, segments correspond to σ_1 stress trajectories, stereogram corresponds to faults analysis, tension gashes poles and stylolitic peaks of site AB10.

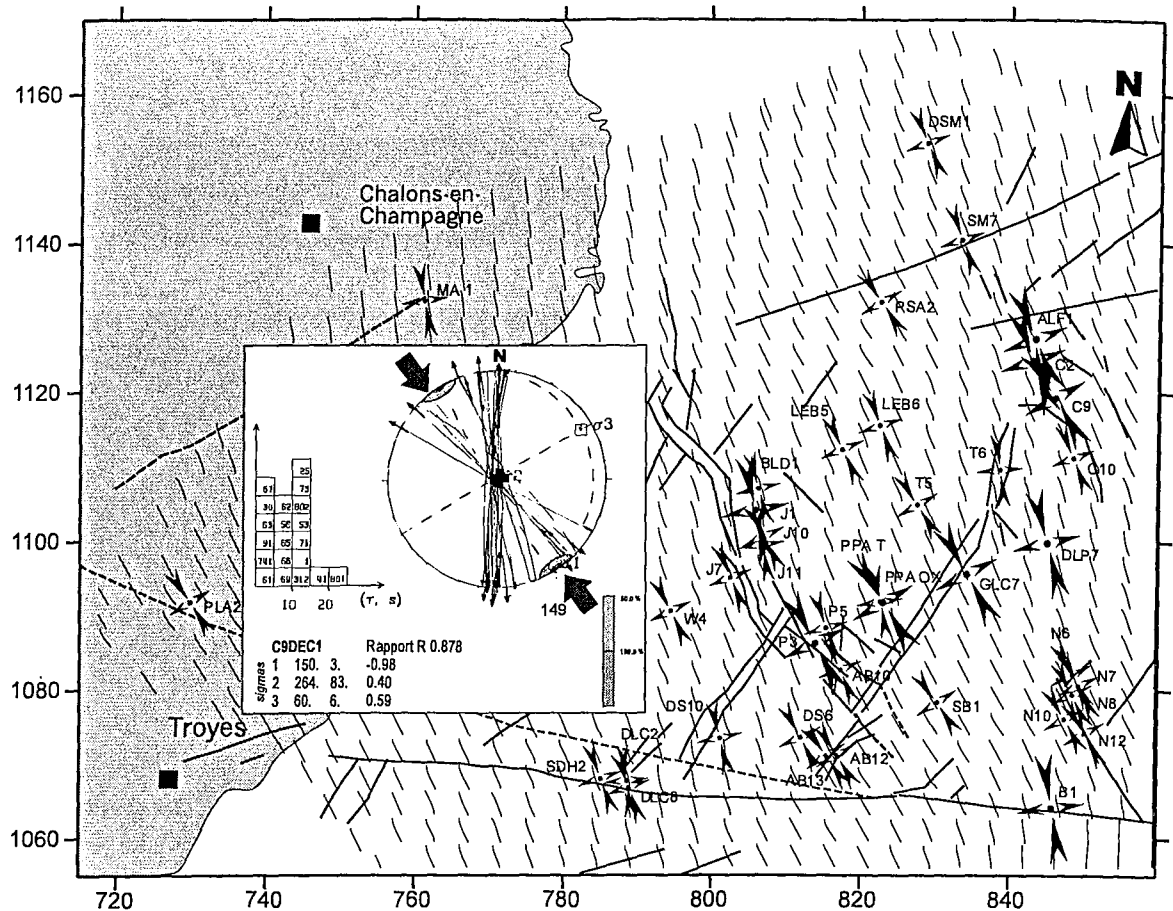


Fig. 27: Reconstruction of the NNW-SSE Pliocene to present-day (?) Alpine transcurrent stress field, segments correspond to σ_1 stress trajectories, stereogram corresponds to faults analysis and stylolitic peaks of site C9.

to radial extension. Coulon (1988) considered a single radial extension active in the Eastern Paris Basin to the South of the Omev – Metz fault trend and also noticed an increase of bedding stylolitisation in the same zone.

Our relative chronology data clearly show dip-slip normal reactivation on all strike-slip faults related to the previous transcurrent regimes. These vertical normal faults scattered in many directions could not be interpreted with a classical triaxial extensional stress regime and rather have been related to a rejuvenation of bedding stylolitisation during the radial extensional transitory step (Fig. 21).

Miocene – present-day Alpine transcurrent regimes

Three palaeostress directions have been defined for this period, WNW-ESE, NW-SE and NNW-SSE. It is noteworthy that the strike-slip faults related to these regimes are never affected by dip-slip normal faulting and thus clearly post-date the main extensional stages related to the Upper Rhine graben activity. Numerous relative chronologies confirm their position in the palaeostress timetable (Fig. 14) and evidences have been found in various places in the Late Cretaceous chalk. In site MA1 (Fig. 27), the NNW-SSE trending transcurrent regime clearly affects oblique-slip striations related to a previous extensional regime (Fig. 12 D) and could not be associated to the Laramide tectonic stage despite

ÉCAILLAGE TECTONIQUE TRANSPRESSIF DE LA FAILLE DE VITTEL (site DLC3)

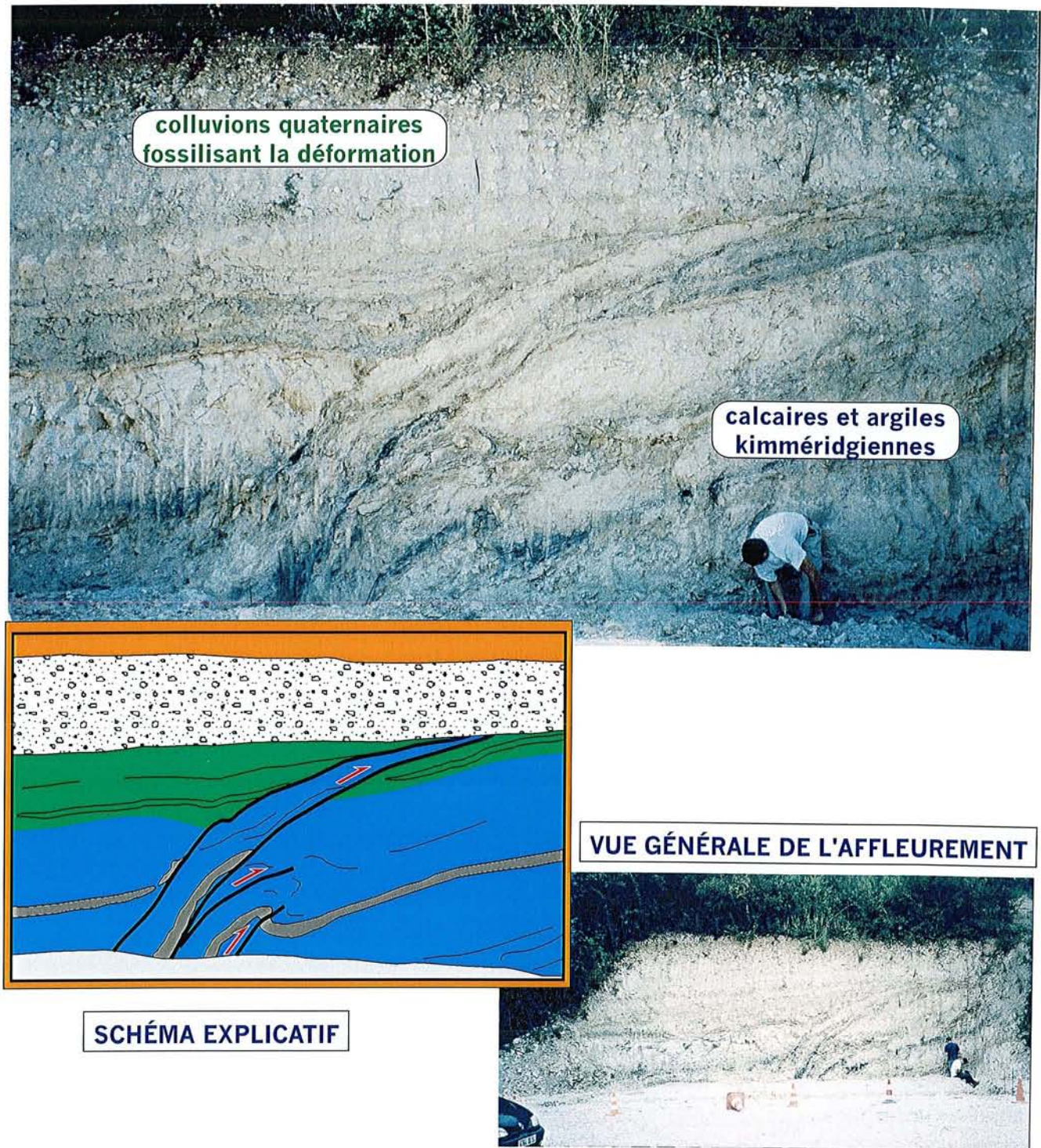


Fig. 28: Photograph of spectacular transpressional deformation in site DLC3.

similar σ_1 directions.

While the WNW-ESE trending regime is mainly expressed at the vicinity of inherited regional faults (Fig. 25), the NW-SE and NNW-SSE regimes are the more strongly and widely expressed in the region (Fig. 26 and Fig. 27). The NW-SE strike-slip regime is associated to spectacular transpressional deformation in site DLC3 (Fig. 26 and Fig. 28) due to the reactivation of the Vittel fault. The relative chronologies between these three regimes only argue for the occurrence of the NNW-SSE regime after the WNW-ESE one but no chronologies are available with the NW-SE transcurrent regime. Since present-day borehole deformation (Heitz, 1997) and earthquake focal mechanism data (Becker, 1989; Muller et al., 1992) suggest a NNW-SSE horizontal shortening, this regime has been considered to be the last one. The NW-SE trending strike-slip regime may have occurred before the WNW-ESE regime, but we preferred to intercalate it between WNW-ESE and NNW-SSE in order to propose a continuous evolution with a clockwise rotation of σ_1 .

5. CONCLUSIONS

The tectonic history of the Eastern Paris Basin, proposed here, is based on relative chronologies and evidences of syndiagenetic fracturing. The tentative dating of the different palaeostress fields is related to possible correlations with far geodynamic events and evidences of synsedimentary faulting and folding in the Paris Basin and immediate borders. These palaeostress fields are figured with stress trajectories (Fig. 15 to Fig. 27). Such trajectories (σ_1 for strike-slip tectonics or σ_3 for extension) were obtained with a smooth interpolation (using gOcad® software) between each site and balanced by the degree of reliability: 1 for a satisfactory palaeostress result (small arrows) and 2 for an excellent one (big arrows). These degrees of confidence have been defined in the chapter about quality criteria (4.2.1).

5.1. Jurassic to Early Cretaceous extension(s)

Synsedimentary extensional fault activity during this period is recorded along various regional tectonic trends. A broad E-W trending σ_3 direction during the Jurassic is proposed (Masclé and Cazes, 1988) but for more specific studies (De Graciansky and Jacquín, 2003) some authors concluded to the transition between a NW-SE to a NE-SW extension at the Lias-Dogger boundary related to the mid-Cimmerian event. This rifting event induced thermal doming in Central North Sea (Ziegler atlas) and a first uplift of the Brabant-Ardenne zone. Several unconformities related to this event have been noticed in the Paris Basin (Guillocheau et al., 2000). The last NE-SW extension is coherent with evidences of normal faulting during the Bajocian-Bathonian along the NNW-SSE to NW-SE striking Marne fault system (André, 2003) and with smaller evidences of synsedimentary normal faulting along N120°E structures below the M/H-M site as revealed by the 3D seismic (Cuilhe, 2003). These faults belong to the Marne-Poissons-Épizon (M/P/É) fault system which has been remapped in detail during this analysis. Seismic profiles show their rooting in the basement and data about the Late to post-Hercynian tectonic stages suggest that they are old inherited structures. In the field, few synsedimentary data helped to define the Dogger palaeostress field except maybe some evidences of silt-filled NW-SE joints in the upper Bajocian limestones (Bicqueley Quarry) which also suggest NE-SW extension (Fig. 6).

With the progressive opening of the Northern Atlantic rift, the overall palaeostress fields

became very unstable. Syntectonic 2D apparent normal faulting has been observed along more or less E-W trending basins to the West of the Paris Basin as well as in the studied area where Late Jurassic sediments seem to be concentrated along an E-W Late Jurassic trough. This morphology is presently partly reactivated by the N80°E Savonnières syncline on the eastern side of the Marne Fault (Fig. 2). For the same period, E-W trending extension was also supposed to be active considering syntectonic normal faulting along the N-S striking St-Martin-de-Bossenay Fault. Data from both southeastern (N-S to NNE-SSW syntectonic normal faulting in the South-East Basin - Hibsich et al., 1992) and northeastern side of the Paris Basin (syntectonic right-lateral transtensional faulting along NW-SE structures in the Lower Saxony Basin - (Betz et al., 1987)) also suggest an E-W extension. To the West, the Late Jurassic-Early Cretaceous extension was trending NNE-SSW (Hibsich et al., 1995). In the studied area, nice evidences of Late Jurassic syndiagenetic NNE-SSW sedimentary dikes (André et al., submitted;) are compatible with this extension (Fig. 15) but local normal faulting along ENE-WSW has been also suspected and would confirm the instability of the palaeostress field. In the field, an ongoing WNW-ESE to E-W extension (Fig. 16) is supposed with the occurrence of normal faulting post-dating the previous sedimentary dikes and predating the following strike-slip regime. The same palaeostress succession has been observed in Late Jurassic sediments from the Savonnières syncline close to the Marne fault system but it is noteworthy that this palaeostress succession also occurred more recently with the Eocene-Oligocene rifting followed by the Alpine stage. Since the dating is not confirmed for these sites due to the lack of other relative chronologies, these palaeostress results have been presented on either maps (Fig. 16 and Fig. 22).

From a general geodynamic point of view, this instability could be related to the rotation of the Iberic block which culminated with the Aptian oceanic accretion in the Biscay Bay. Early Cretaceous extensional evidences are recorded from the Iberic block to the Valaisan domain in the Alps, but the associated complex palaeostress field still has to be defined since it was also linked to rotations of crustal-blocks (Iberian, Apulian ?) which have induced stress deviations.

5.2. Late Early Cretaceous (Austrian) to Palaeocene (Laramide) strike-slip regimes

During the late Early Cretaceous, coevally with the increase of the Iberic block rotation since the Aptian, local inversion have been registered on either N-S and NW-SE striking structures (Sennely and Bray-Vittel faults) strongly suggesting transcurrent reactivations. The direction of shortening is not well known, WNW-ESE to NE-SW according to the authors (Guillocheau et al., 2000) while at the same period the direction of shortening was submeridian in the South-East Basin (Hibsich et al., 1992). A coeval uplift of the Brabant-Rhenish massif has led to strong karstification of Early Cretaceous age. Palaeoaltitudes of 2000 m have been proposed according to the analysis of karstic data and palaeoweathering profiles (Quesnel, 2003). This NW-SE striking uplifted zone has been explained as a large scale buckling due to NE-SW shortening (Guillocheau et al., 2000). This interpretation is problematic since at the same period the area to the Southwest of the Paris Basin suffered crustal thinning which does not seem to be compatible with the NE-SW shortening. The amount of uplift seems also too important to be explain by forebulge-type structure related to the Pyrenean active zone, such flexural deformation should rather concern the Provençal domain. The other

possible explanation is an uplift related to rift shoulders (Quesnel, 2003). The uplifted zone to the South of the Paris Basin can be clearly related to the rift in the Biscay Bay but the uplift of the Brabant-Rhenish zone is not so clear and may be related to the rift in the Central/West-Netherlands grabens (Ziegler, 1990). The observed inversion along the NW-SE Bray-Bouchy and N-S Sennely faults led to the previous apparently contradictory shortening directions. Instead of compression, if this inversion is related to transpression, an alternate interpretation could be a conjugated fault movement of both N-S and NW-SE regional faults. An Early Cretaceous E-W transcurrent regime has been proposed by Benard et al. (1985) but the aperture angle between these fault directions rather suggest a NNW-SSE σ_1 similar to the following strike-slip regime observed in our study.

During the Late Cretaceous and until the Palaeocene, tectonic inversions have been observed in the Paris basin and in surrounding basins. E-W to ENE-WSW striking antiforms and synforms have been described in the Campanian for example (Mortimore and Pomerol, 1991; Guillocheau et al., 2000).

In our palaeostress timetable, the NNW-SSE strike-slip regime has been related to either one or the other of these tectonic stages. It has not been clearly defined in the Chalk and it has not been possible to decide, but it seems also compatible with the Laramide tectonic stage rather related to Alpine deformations (Ziegler, 1987; Hibschi et al., 1995). Few dating elements for this event are available in the Paris Basin. Danian synsedimentary faulting has been described in the Vigny anticline and related to WNW-ESE shortening according to a supposed Riedel geometry but in the same site, the authors also describe NNW-SSE sedimentary dikes (Montenat et al., 2002) in accordance with the palaeostress regime we defined. On the contrary, in our studied region, this early transcurrent regime has been related to the Pyrenean event by Rocher (Rocher et al., 2002).

5.3. Eocene to Oligocene (Pyrenean-Provençal) strike-slip regimes

The classically described N-S Pyrenean compression (Villemin, 1986; Bergerat, 1987; Coulon and Frizon de Lamotte, 1988b; Blès and Gros, 1991; Lacombe et al., 1993; Homberg et al., 2002) is not clearly expressed in the studied area and rather subdivided into a previous NNW-SSE strike-slip regime which has been related to the Laramide event and a following NNE-SSW strike-slip regime we considered more compatible with the Pyrenean-Provençal event (Fig. 19). The NNE-SSW strike is more in accordance with the onset of the tectonic activity of the Upper Rhine graben (Sissingh, 2003) and at local scale with the probable onset of the opening of the Joinville-Gondrecourt trough system (Fig. 19). This early Pyrenean stage is followed in the region by a strongly expressed NE-SW transcurrent regime (Fig. 20) which still can activate this trough system. In fact, our field mapping pointed out the peculiar fault pattern at the intersection between this fault trend and the NW-SE striking M/P/É fault system (Fig. 5) which suggest that most of the activity of the Joinville / Roches-Bettaincourt / Gondrecourt trough system occurred during the following extensional stage where the M/P/É fault system acted as a sinistral transfer fault. From a geodynamic point of view, the clockwise rotation of the Pyrenean palaeostress field can be related to the similar clockwise rotation within the main extensional system where the σ_3 tended toward a NW-SE extension during the Oligocene (Séranne, 1999).

5.4. Oligocene-Miocene(?) transitory extensional period

It has been differentiated with the previous regimes according to the relative chronologies, but it can be considered that these two regimes are coeval as revealed by the continuation of compressive inversion during Oligocene times to the West (Ziegler, 1987) while the main rift system displayed its main subsidence stage to the East (Sissingh, 2003). The NW-SE σ_3 obtained with microtectonic analysis is almost the same as for the previous regime and suggest a permutation between σ_2 and σ_3 at least in the main extensional zones (Fig. 22). This direction, as well as the clockwise rotation of the σ_3 are compatible with later stages of the extension which prevailed in the Western European rift and which evolved towards oceanic accretion in the Algero-Provençal Basin during the Miocene (Séranne, 1999). This regime is also clearly observed in the Chalk in the whole Chalons-en-Champagne region where it is associated with hydraulic breccias (Coulon and Frizon de Lamotte, 1988a). This author explained the intense deformation in the Chalk with the activity of the NE-SW Omev fault which has been related to an en échelon geometry between the Metz fault system and the N-S striking normal faults affecting the North of the Massif Central. In fact the Omev Fault displays a maximum vertical displacement of 30m and this particular deformation is restricted to the Turonian-Coniacian Chalk. Its regional importance seems to have been overemphasised and the intense deformation is probably due to a particular behaviour of the Chalk since it disappears in the older sediments (Hibsich et al., 2003).

A dextral reactivation of a NE-SW calcite vein belonging to the Eastern border fault of the Gondrecourt trough is related to a following ENE-WSW transcurrent regime (Fig. 23). This suggests the continuation of the strike-slip regimes related to the Pyrenees and the opening of the NNE-SSW grabens as local extensional systems within a global transcurrent context. The ENE-WSW strike-slip regime is only expressed in a transtensional zone en échelon between the Metz and Vittel faults (Fig. 23). It can be interpreted as a local stress deviation of the NE-SW strike-slip regime due to the left-lateral displacement of the Metz-Vittel fault system and in some regards remain the stress deviations described along the Rhine-Rhone transfer fault system (Lacombe et al., 1990). Regional microtectonic data show that this regime is almost immediately followed by a NE-SW extensional stage also expressed in Chalons-en-Champagne chalks with calcite veins and hydraulic breccias. Coulon (1992) interpreted both the NW-SE and NE-SW extensional deformation as a single radial extensional event. In fact we consider these two regimes to evolve through time as a signal of the transition from the Pyrenean to the Alpine influence in the Paris Basin. During the Pyrenean palaeostress field, the σ_3 was trending NW-SE. The previous NE-SW striking σ_1 permuted to a vertical position during extensional periods. At the same time, the NW-SE horizontal σ_1 relative to the Alpine orogeny was not strong enough to affect the Paris Basin, but progressively, the palaeostress value increased in the NW-SE direction. A direct consequence was the increase of the minimum stress axis (σ_3) until a step where it equalled the NE-SW striking σ_2 axis. This step involved a transitory stage of rotational extension revealed by the hydraulic breccia in the chalk (Coulon and Frizon de Lamotte, 1988a) and by a strong renewal of the stylolitisation in the region as revealed by dip-slip movements on all the previous vertical strike-slip faults (Steiner, 1980; Coulon, 1992). The onset of the extension in the NW-SE Lower Rhine Graben is dated of the Oligocene (Sissingh, 2003) and may be coeval with this palaeostress change and expressed by volcanism at the triple junction between the Upper and Lower Rhine grabens. The ENE-WSW strike-slip regime was considered as an Early Miocene palaeostress field (Villemin, 1986; Bergerat, 1987)

which would then be coeval with the 16-17 My volcanic activity of the Kaiserstuhl to the South of the Upper Rhine Graben (Sissingh, 2003).

5.5. Miocene to present-day (Alpine) strike-slip regimes

Postdating this dip-slip local faulting due to rotational extension, three transcurrent regimes, WNW-ESE, NW-SE and NNW-SSE have been observed in the region and related to the deformations in the Alpine foreland. The only chronology observed indicates that the NNW-SSE strike-slip regime post-dated the WNW-ESE one. This last regime is almost only expressed around the main inherited faults and may reveal local stress deviations. On the contrary, the two other regimes are strongly expressed and we suggest a clockwise rotation of the σ_1 from WNW-ESE to NNW-SSE since this last regime corresponds to the present-day *in-situ* maximum horizontal stress (Heitz, 1997). These regimes affected the Eastern Paris Basin probably since the Miocene as attested by the onset of the Jura foreland thrust belt formation. During this period, a general uplift affected both the Vosgian and Black Forest massifs either related to thermal influences of the crustal thinning below the Rhine Graben and crustal buckling affecting the Alpine foreland. This uplift is also attested by the inversion from South to North of the Rhine river drainage during the Tortonian (Sissingh, 2003).

This work pointed the relationships between regional fault pattern and global palaeostress evolution. A new palaeostress timetable has been achieved in base of accurate relative chronology data and syndimentary to syndiagenetic tectonic evidences. New field mapping of regional fault intersections replaced in a cinematic understanding improved the knowledge of the tectonic pattern around the Meuse / H^{le}-Marne French underground laboratory. This new spatial and temporal tectonic setting provides a new database for palaeocirculation analysis which primary results are presented in Part 5 of this thesis.

REFERENCES

- André, G., 2002. Evolution des paleocontraintes tectoniques le long d'un accident regional, exemple de la faille de Vittel, Journée de l'Ecole Doctorale RP2E, Nancy. CD-R.
- André, G., 2003. Caractérisation des déformations méso-cénozoïques et des circulations de fluides dans l'Est du Bassin de Paris. Thèse de 3^{ème} cycle, Université Henri Poincaré, Nancy, 311 p.
- André, G. et al., submitted. Filons sédimentaires Oxfordiens : fracturation et remplissages dans le contexte régional du laboratoire souterrain de Meuse/Hte-Marne (France). Bull. Soc. géol. Fr.
- Angelier, J., 1984. Tectonic analysis of fault slip data sets. *Journal of Geophysical Research*, 89(87): 5835-5848.
- Angelier, J., 1990. Inversion of fields data in fault tectonics to obtain the regional stress. III : A new rapid direct inversion method by analytical means. *Geophys. J. Int.*, 103: 363-376.
- Angelier, J., 1991. Analyse chronologique matricielle et succession régionale des événements tectoniques. *C. R. Acad. Sci. P*, 312(2): 1633-1638.
- Angelier, J. and Bergerat, F., 1983. Système de contrainte et extension intracontinentale. In: *Elf-Aquitaine (Editor)*, Bull. Centres Rech. Explor.-Prod, Pau, 137-147.
- Angelier, J., Lacombe, O., Bergerat, F., Byrne, D. and Dupin, J.-M., 1991. Contraintes et déformations superficielles et profondes dans un segment transformant de rift continental, Réunion spécialisée de la SGF, Les failles : analyse et modélisation. Paris VI, Paris, 9.
- Arthaud, F. and Mattauer, M., 1969. Exemple de stylolites d'origine tectonique dans le Languedoc, leurs relations avec la tectonique cassante. *Bull. Soc. géol. de France*, 5(7): 738-744.
- Becker, A., 1989. Detached neotectonics stress field in the northern Jura Mountains, Switzerland. *Geologische Rundschau*, 78(2): 459-475.
- Benard, F., de Charpal, O., Mascle, A. and Trémolières, P., 1985. Mise en évidence d'une phase de serrage Est-Ouest au Crétacé inférieur en Europe de l'Ouest. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 300(15): 765-768.
- Bergerat, F., 1985. Déformation cassantes et champs de contrainte tertiaires dans la plate-forme européenne. Thèse d'état Thesis, Université Pierre et Marie Curie, Paris, 315 p.
- Bergerat, F., 1987. Paléo-champs de contrainte tertiaires dans la plate-forme européenne au front de l'orogène alpin. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 3(8): 611-620.
- Betz, D., Führer, F., Greiner, G. and Plein, E., 1987. Evolution of the Lower Saxony Basin. In:

P.A. Ziegler (Editor), Compressional Intra-Plate Deformation in the Alpine Foreland. Tectonophysics. Elsevier Science, Amsterdam, 127-170.

Blanchin, 1992. Modélisation géométrique de la structure du site de l'Aisne. 621 RP BRG 92-010, Andra, Paris.

Blès, J.L., Bonijoly, D., Castaing, C. and Gros, Y., 1989. Successive post-Variscan stress fields in the French Massif Central and its borders (Western European plate) : comparison with geodynamic data. Tectonophysics, 169: 79-111.

Blès, J.L. and Gros, Y., 1991. Stress field changes in the Rhone valley from the Miocene to the present. Tectonophysics, 194: 265-277.

Bott, M.H.P., 1959. The mechanism of oblique slip faulting. Geol. Mag., 96: 109-117.

Brunet, M.-F., 1980. Effet des variations eustatiques sur la subsidence dans le Bassin de Paris. Bull. Soc. géol. Fr., 4: 631-637.

Carey, E., 1976. Analyse numérique d'un modèle mécanique élémentaire appliqué à l'étude d'une population de failles : calcul d'un tenseur moyen des contraintes à partir des stries de glissement, Centre Orsay, Orsay, 138 p.

Carey, E., 1979. Recherche des directions principales de contraintes associées au jeu d'une population de failles. Revue de Géologie dynamique et de Géographie physique, 21(1): 57-66.

Carey, E. and Brunier, B., 1974. Analyse théorique et numérique d'un modèle mécanique élémentaire appliqué à l'étude d'une population de failles. C. R. Acad. Sc. Paris, 279: 891-894.

Chantraine, J. et al., 1996. Carte géologique de la France. BRGM, Orléans.

Coulon, M., 1992. La distension oligocène dans le nord-est du bassin de Paris (perturbation des directions d'extension et distribution des stylolites). Bull. Soc. géol. Fr., 5: 531-540.

Coulon, M. and Frizon de Lamotte, D., 1988a. Les craies éclatées du secteur d'Omey (Marne, France) : le résultat d'une bréchification par fracturation hydraulique en contexte extensif. Bull. Soc. géol. France, 8(1): 177-185.

Coulon, M. and Frizon de Lamotte, D., 1988b. Les extensions cénozoïques dans l'Est du Bassin de Paris : mise en évidence et interprétation. C. R. Acad. Sc. Paris, 307: 1113-1119.

Cuilhe, L., 2003. Laboratoire de recherche souterrain Meuse/Haute-Marne, Sismique 3D, Interprétation des horizons du Dogger carbonaté pour l'optimisation des implantations et trajectoires des forages FRF. C RP 0BEI 03-001, ANDRA, Chatenay Malabry.

Curnelle, R. and Dubois, P., 1986. Evolution mésozoïque des grands bassins sédimentaires français ; bassin de Paris, d'Aquitaine et du Sud-Est. Bull. Soc. géol. Fr., 8(4): 529-546.

- De Graciansky, P.-C. and Jacquin, T., 2003. Evolution des structures de la paléogéographie au passage Lias-Dogger dans le bassin de Paris d'après les données de la subsurface. *Bull. géol. France*, 1(174): 3-17.
- Demassieux, L., 1971. Structures tectoniques du Portlandien dans l'Est de la France : Relations avec la sédimentation. *Bull. B.R.G.M.*, 3(2): 145-147.
- Donsimoni, M., 1981. Le bassin houiller lorrain. *Mém. BRGM*, 117, Orléans, 100 pp.
- Etchecopar, A., 1981. An inverse problem in microtectonics for determination of stress tensors from fault striation analysis. *Journal of Structural Geology*, 3(1): 51-65.
- Etchecopar, A., 1984. Etude des états de contrainte en tectonique cassante et simulations de déformations plastiques (approche mathématique), Thesis, Université des sciences et techniques du Languedoc, Montpellier, 270 p.
- Franke, W., 1989. Variscan plate tectonics in Central Europe - current ideas and open questions. *Tectonophysics*, 169: 221-228.
- Gidon, M., 1987. Les structures tectoniques. Manuel & Méthodes, 15. B.R.G.M., Orléans, 208 pp.
- Grellet, B., 1999. Laboratoire de recherche souterrain de Meuse / Haute-Marne, Détermination des structures tectoniques potentielles à l'aplomb du site du laboratoire. D RP 0GTR 99-002, ANDRA, Châtenay Malabry.
- Guillocheau, F. et al., 2000. Meso-Cenozoic geodynamic evolution of the Paris Basin: 3D stratigraphic constraints. *Geodinamica Acta*, 13(4): 189-245.
- Heitz, J.-F., 1997. Géomécanique des argilites du Callovo-Oxfordien : traits caractéristiques. In: E. Sciences (Editor), *Etudes de l'Est du Bassin Parisien - Actes des Journées Scientifiques CNRS/ANDRA*, Bar-le-Duc.
- Héritier, F. and Villemin, J., 1971. Mise en évidence de la tectonique profonde du Bassin de Paris par l'exploration pétrolière. *Bull. du B.R.G.M.*, 1(2): 11-30.
- Hibsch, C. et al. (2003). Normal faulting in the chalk : tectonic stresses vs compaction-related polygonal faulting. *Journ. Geol. Soc London Sp publ*, 208: 291-308.
- Hibsch, C., Jarrige, J.-J., Cushing, E.M. and Mercier, J., 1995. Palaeostress analysis, a contribution to the understanding of basin tectonics and geodynamic evolution. Example of the Permian/Cenozoic tectonics of Great Britain and geodynamic implications in western Europe. *Tectonophysics*, 252(1-4): 103-136.
- Hibsch, C., Kandel, D., Montenant, C. and Ott D' Estevou, P., 1992. Evénements tectoniques cré-tacés dans la partie méridionale du bassin subalpin (massif Ventoux-Lure et partie orientale de l'arc de Castellane, S.E. France). Implications géodynamiques. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 163(2): 147-158.
- Hibsch, C. et al., 1998. Analyse des relations entre réseaux de fracturation et réseaux hydrographiques régionaux-EST. D RP 0GSE 98-002/1, G2R, Nancy.

- Homberg, C., Bergerat, F., Philippe, Y., Lacombe, O. and Angelier, J., 2002. Structural inheritance and cenozoic stress fields in the Jura fold-and-thrust belt (France). *Tectonophysics*, 357(1-4): 137-158.
- Lacombe, O., Angelier, J., Bergerat, F. and Laurent, P., 1990. Tectoniques superposées et perturbations de contrainte dans la zone transformante Rhin-Saône : apport de l'analyse des failles et des macles de la calcite. *Bull. géol. France*, 5(8): 853-863.
- Lacombe, O., Angelier, J., Byrne, D. and Dupin, J.-M., 1993. Eocene-Oligocene tectonics and kinematics of the Rhine-Saone continental transform zone (Eastern France). *Tectonics*, 12(4): 874-888.
- Lacombe, O. and Obert, D., 2000. Héritage structural et déformation de couverture : plissement et fracturation tertiaires dans l'Ouest du bassin de Paris. *C.R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des planètes*, 330: 793-798.
- Le Roux, J., 1980. La tectonique de l'auréole orientale du Bassin de Paris. Ses relations avec la sédimentation. *Bull. Soc. géol. Fr.*, n°4: 655-662.
- Le Roux, J., 1999. Le contexte structural de l'Est du Bassin parisien et les relations avec la sédimentation. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, 36(1): 7-13.
- Le Roux, J., 2000. Structuration du Nord-Est du bassin de Paris. *Bull. Inf. Bass. Paris*, 37(4): 13-34.
- Le Roux, J., Steiner, P., Pironon, B. and Bellorini, J.-P., 1978. Subsidence et sédimentation dans l'est du Bassin de Paris. Manifestations tectoniques au Jurassique moyen dans le synclinal de Joeuf (Moselle et Meurthe-et-Moselle), *Congrès national des sociétés savantes, Nancy*, 363-374.
- Ledit, D., 1985. Etude sédimentologique de l'Oolithe miliaire supérieure (Bajocien terminal) de Pierre-La-Treiche (Meurthe-et-Moselle) - Structures sédimentaires d'origine tidale et fracturation synsédimentaire, DEA, Université Henri Poincaré, Nancy, 77p.
- Lefrançois, A., Marchand, D., Beaudoin, B., Chamley, H. and Trouiller, A., 1996. Contexte géodynamique au passage Callovien-Oxfordien dans le NNE du Bassin Parisien. *C. R. Acad. Sc.*, T. 323(série II a): 229-235.
- Letouzey, J. and Trémolières, P., 1980. Paleo-stress fields around the Mediterranean since the Mesozoic derived from microtectonics : comparisons with plate tectonic data. *Mém. B.R.G.M.*, 115: 261-273.
- Lorenz, C., 1984. Manifestations tectoniques intrastampiennes dans le sud du Bassin de Paris. *Bull. Inf. Bass. Paris*, 21: 89-91.
- Masclé, A., Bertrand, G. and Lamiroux, C., 1994. Exploration for and production of oil and gas in France : a review of the habitat, present activity, and expected developments. in MASCLÉ A., eds, *Exploration and Petroleum Geology of France*, Springer-Verlag, Eur. Ass. Petroleum Geoscient., n°sp. 4: 3-27.
- Masclé, A. and Cazes, M., 1988. La couverture sédimentaire du Bassin parisien - Profil nord

de la France. In: Technip (Editor), Etude de la croûte terrestre par sismique profonde. Programme ECORS, 157-169.

Matte, P., Maluski, H., Rajlich, P. and Franke, W., 1990. Terrane boundaries in the Bohemian Massif. Result of large scale Variscan shearing. *Tectonophysics*, 177: 151-170.

Mégnien, C., 1980. Tectogenèse du Bassin de Paris : étapes de l'évolution du bassin. *Bull. Soc. géol. Fr.*, n°4: 669-680.

Mégnien, C., Mégnien, F. and Debrand-Passard, S., 1980. Synthèse Géologique du Bassin de Paris. *Mém. du B.R.G.M.*, 101, 102, 103, Orléans, 460 pp.

Mégnien, C., Turland, M. and Villalard, P., 1971. Structure tectonique des terrains sédimentaires au Nord-Ouest du Morvan. *Bull. B.R.G.M.*, 3: 163-170.

Montenat, C., Barrier, P. and Ott D'Estevou, P., 2002. The Vigny limestones: a record of Palaeocene (Danian) tectonic-sedimentary events in the Paris Basin. *Sedimentology*, 49(3): 421-440.

Mortimore, R.N. and Pomerol, B., 1991. Upper Cretaceous tectonic disruptions in a placid Chalk sequence in the Anglo-Paris Basin. *Journal of the Geological Society, London*, 148: 391-404.

Muller, B., Wehrle, V., Zeyen, H. and Fuchs, K., 1997. Short-scale variations of tectonic regimes in the western European stress province north of the Alps and Pyrenees. *Tectonophysics*, 275(1-3): 199-219.

Muller, B., Zoback, M.L., Fuchs, K., Mastin, L. and Gregersen, S., 1992. Regional patterns of tectonics stress in Europe. *J. Geophys. Res.*, 97: 11783-11803.

Perrodon, A. and Zabek, J., 1991. Paris Basin. *AAPG Mem.*, 51(Interior Cratonic Basins): 633-679.

Petit, J.-P., Proust, F. and Tapponnier, P., 1983. Critères de sens de mouvements sur les miroirs de failles en roches non calcaires. *Bull. Soc. géol. France*, (7), 25(4): 589-608.

Pomerol, C., 1971. Sur la tectogénèse cénozoïque du bassin de Paris. *Bull. B.R.G.M.*, 2: 67-74.

Proudhon, B. and Combes, P., 2003. Site Meuse-Haute-Marne - Consolidation du modèle structural de secteur - Intégration des données sismiques 2D, 3D avec les données cartographiques de terrain. C RP 1GTR 02-002, ANDRA, Chatenay Malabry.

Quesnel, F., 2003. Paleoweathering and paleosurfaces from northern and eastern France to Belgium and Luxembourg. *Géologie de la France*, 1: 95-104.

Ritz, J.-F. and Taboada, A., 1993. Revolution stress ellipsoid in brittle tectonics resulting from an uncritical use of inverse methods. *Bull. Soc. géol. France*, 164(4): 519-531.

Rocher, M. et al., 2002. Une reconnaissance fine du cycle alpin par l'analyse microtectonique

en domaine intraplaque : exemple dans l'Est de la France, RST 2002, Nantes, pp. 204-205.

Séranne, M., 1999. The Gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) revisited by IBS: An overview. In: B. Durand, L. Jolivet, F. Horvath and M. Séranne (Editors), *The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen*. Geological Society, London, 15-36.

Sissingh, W., 2003. Tertiary paleogeographic and tectonostratigraphic evolution of the Rhenish Triple Junction. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 196(1-2): 229-263.

Steiner, P., 1980. Lithostratigraphie et fracturation du Dogger Lorrain. Thesis, Université Henri Poincaré, Nancy, 203 p.

Vandycke, S., 2002. Palaeostress records in Cretaceous formations in NW Europe: extensional and strike-slip events in relationships with Cretaceous-Tertiary inversion tectonics. *Tectonophysics*, 357(1-4): 119-136.

Villemin, T., 1986. La chronologie des événements tectoniques dans le Nord-Est de la France et le Sud-Ouest de l'Allemagne du Permien à l'Actuel. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 303(18): 1685-1690.

Ziegler, P.A., 1987. Late Cretaceous and Cenozoic intra-plate compressional deformations in the Alpine foreland - a geodynamic model. In: P.A. Ziegler (Editor), *Compressional Intra-Plate Deformation in the Alpine Foreland*. Tectonophysics. Elsevier Science, Amsterdam, 389-420.

Ziegler P.A. (1990). - Geological Atlas of Western and Central Europe. - Shell Int. Petr. Mij., The Hague, Distributed by Geol. Soc. Publ. House, Bath, 239 p.

4. INDICES DE TERRAIN : FILONS SÉDIMENTAIRES OXFORDIENS

**FILONS SEDIMENTAIRES OXFORDIENS : FRACTURATION ET REMPLISSAGES
DANS LE CONTEXTE RÉGIONAL DU LABORATOIRE SOUTERRAIN DE MEUSE/H^{TE}-
MARNE (FRANCE)**

**OXFORDIAN SEDIMENTARY DYKES : FRACTURING AND INFILLS IN THE REGIONAL
ENVIRONMENT OF THE MEUSE/H^{TE}-MARNE UNDERGROUND LABORATORY
(FRANCE)**

Grégoire ANDRÉ^{1,2&3}, Christian HIBSCH², Bernard BEAUDOIN³, Cédric CARPENTIER²,
Serge FOURCADE⁴, Michel CATHELINEAU², Pascal ÉLION¹

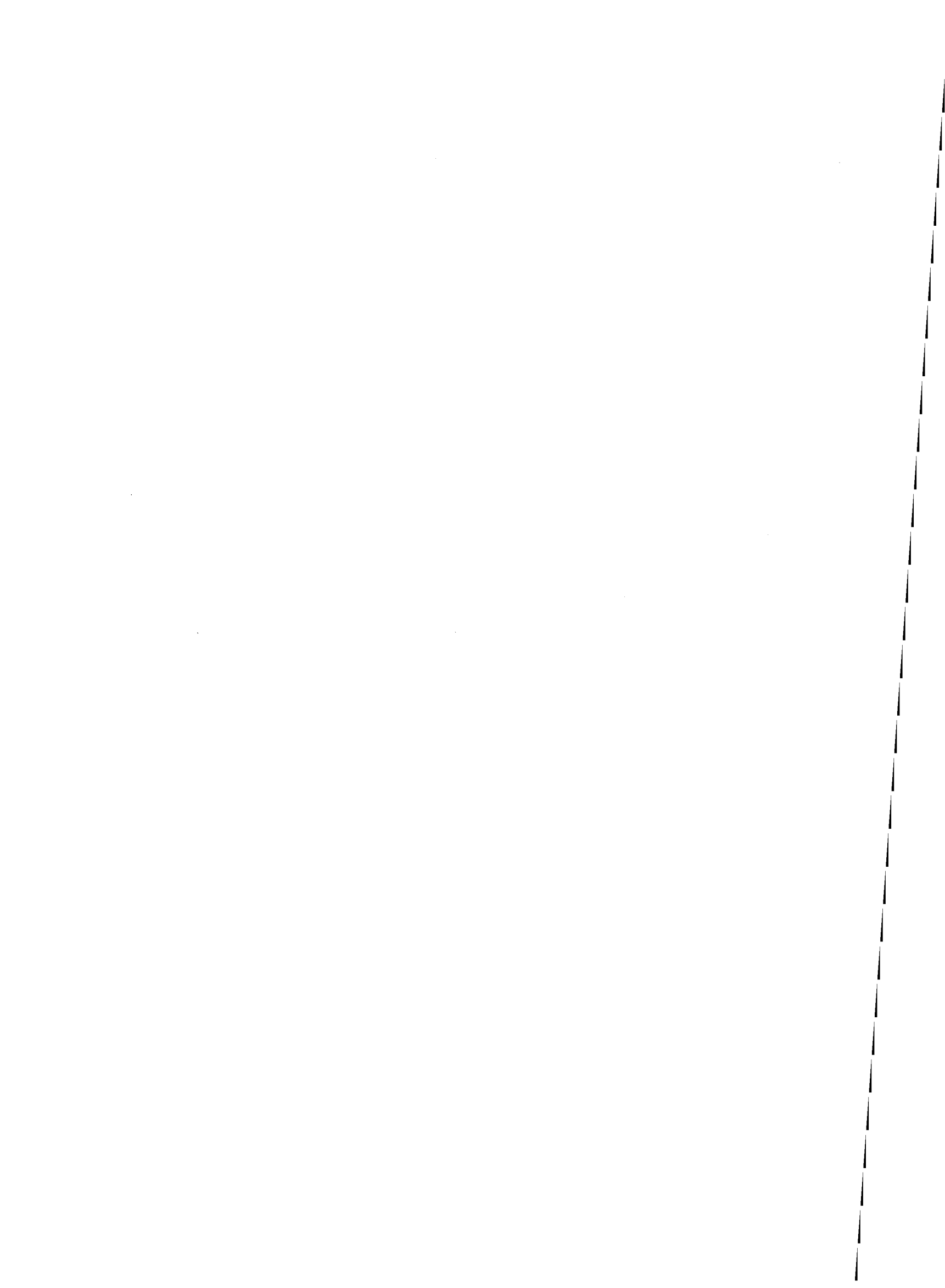
¹ANDRA, Parc de la Croix Blanche, 92298 Châtenay-Malabry, France

²UMR CNRS 7566 G2R, UHP, BP 239, 54506 Vandoeuvre lès Nancy cedex, France

³CGES, Ecole des Mines de Paris, 35 rue Saint Honoré, 77305 Fontainebleau, France

⁴Géosciences Rennes, bâtiment 15, 263 avenue Général Leclerc, 35042 Rennes, France

Article soumis au Bulletin de la Société géologique de France.



Résumé

Localisées exclusivement dans l'Oxfordien calcaire, des fractures verticales NNE-SSW de 10-20 m de haut, à remplissage microgranulaire, apportent des éléments nouveaux sur l'histoire tectonique mésozoïque de l'Est du Bassin de Paris.

Ces fractures affectent principalement des grainstones à entroques ou oolithiques. Leur remplissage, composé de micrite, microsparite et clastes, correspond à une ancienne boue calcaire issue de niveaux supérieurs non encore lithifiés ou de sédiments marins en cours de dépôt ; elles peuvent donc être qualifiées de filons sédimentaires. Les figures de tri granulométrique traduisent un dépôt par décantation. Des fluages hydroplastiques *per descensum* et des bréchifications intraformationnelles indiquent la poursuite d'une déformation synlithification. Ceci permet d'expliquer la prédominance des filons dans les grainstones, précocement lithifiés et sujets à la fracturation, et leur rareté dans les mudstones alors plus plastiques. Ces derniers apparaissent comme la source probable d'alimentation en boue carbonatée des filons, par fluage et circulation en suspension.

La géométrie des épontes et l'histoire diagénétique des remplissages permet de distinguer deux générations de filons sédimentaires : la première présente une fracturation qui dessine des épontes irrégulières contournant les éléments constitutifs de l'encaissant (entroques ou ooïdes) voire même leur ciment syntaxique, alors que la seconde recoupe nettement les éléments de la roche encaissante et présente sur les épontes une frange de sparite ante remplissage sédimentaire.

Pour la première famille de filons, l'enchaînement est : i) mise en place locale de premiers ciments syntaxiques ; ii) fracturation sous faible contrainte de confinement avec ruptures suivant les contours des grains ; iii) remplissage sédimentaire et infiltration dans la porosité. En revanche, le second type de filons est formé sous plus fort recouvrement comme l'atteste la préexistence de stylolites stratiformes et la cristallisation de sparites précédant le remplissage sédimentaire. La précocité de cette fracturation et la disponibilité d'un matériel de remplissage sédimentaire non lithifié suggère un âge oxfordien à kimméridgien pour les filons sédimentaires.

L'orientation subméridienne de ces filons sédimentaires contraint un régime extensif (E-W) qui semble se prolonger vers la fin du Jurassique par des jeux en failles normales, avant d'être affecté par les régimes décrochants créacés à tertiaires.

Les signatures isotopiques montrent une baisse continue du $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ entre l'encaissant (26-27‰), les filons sédimentaires précoces (24-25‰) et les plus tardifs (21‰ pour les sparites et 22‰ pour le remplissage sédimentaire).

Ces filons sédimentaires suggèrent une extension E-W d'âge oxfordien-kimméridgien, en accord avec l'histoire tectonique de la plate-forme ouest-européenne au Jurassique supérieur, d'autant plus intéressante qu'une telle direction est le plus souvent attribuée au rifting oligocène.

Mots clés

filons sédimentaires, tectonique synsédimentaire, extension, Oxfordien, plate-forme carbonatée, diagenèse, Bassin parisien, géochimie isotopique

Abstract

Fractures displaying vertical dimensions reaching 20 m for a maximum opening of 50 mm, and NNE-SSW striking fractures were observed only in the Oxfordian limestones and are filled with microcrystalline material. They are considered as evidences of synsedimentary deformations which occurred during Mesozoic times in the Eastern part of the Paris Basin. The fractures affects crinoidal and oolitic grainstones. Micritic and microsparitic clast-bearing infills are related to an ancient mud which came from non-lithified overlying levels of recently-deposited marine sediments. They should then be referred to as sedimentary dykes.

Graded layering reveal decantation, whereas later hydroplastic flows and breccia features indicate a synlithification deformation. Theses observations are consistent with a predominance of sedimentary dykes in grainstones (which are quickly lithified and therefore subject to fracturing) and the rarity of these dykes in more plastic mudstones. These last, seem to be the source of infilling material.

Early and late sedimentary dykes have been distinguished. For the early ones, we propose the following scenario: i) syntaxial cement on crinoidal elements and early cement on ooids ; ii) fracturing following grain limits under low burial strain; iii) filling of fractures and porosity by the muddy sediment. The later sedimentary dykes were formed under deeper burial conditions, as revealed both by pre-existing bedding stylolites and a more linear fracturing, cross-cutting the grains which is associated with sparite fringes along the edges, this last being anterior to sediment infills.

The chronologies define an E-W extension, recorded by the sedimentary dykes, followed by normal faulting probably of Late Jurassic/Early Cretaceous age before strike-slip reactivations of Late Cretaceous to Tertiary ages. The synlithification criteria for the deformation argue for a Late Jurassic emplacement of the sedimentary dykes.

The isotopic signatures of infills show a continuous decrease in $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ from the rock (26-27‰), to the earlier sedimentary dykes infill (24-25‰) then for the later dykes (21‰ for the early sparite and 22‰ for the sedimentary infill).

The sedimentary dykes described above suggest an E-W extension during the Oxfordian-Kimmeridgian, which is in good agreement with the Late Jurassic tectonic history for the Western Europe platform. This early Oxfordian-Kimmeridgian fracturing, and paleo-circulation stage, appears quite interesting in the tectonic history, since most of the N-S to NNE-SSW striking tension gashes were classically attributed to the Eocene Pyrenean shortening and Oligocene rifting stages.

Key words

Sedimentary dykes, synsedimentary tectonics, extension, Oxfordian, carbonate platform, diagenesis, Paris Basin, isotopic geochemistry

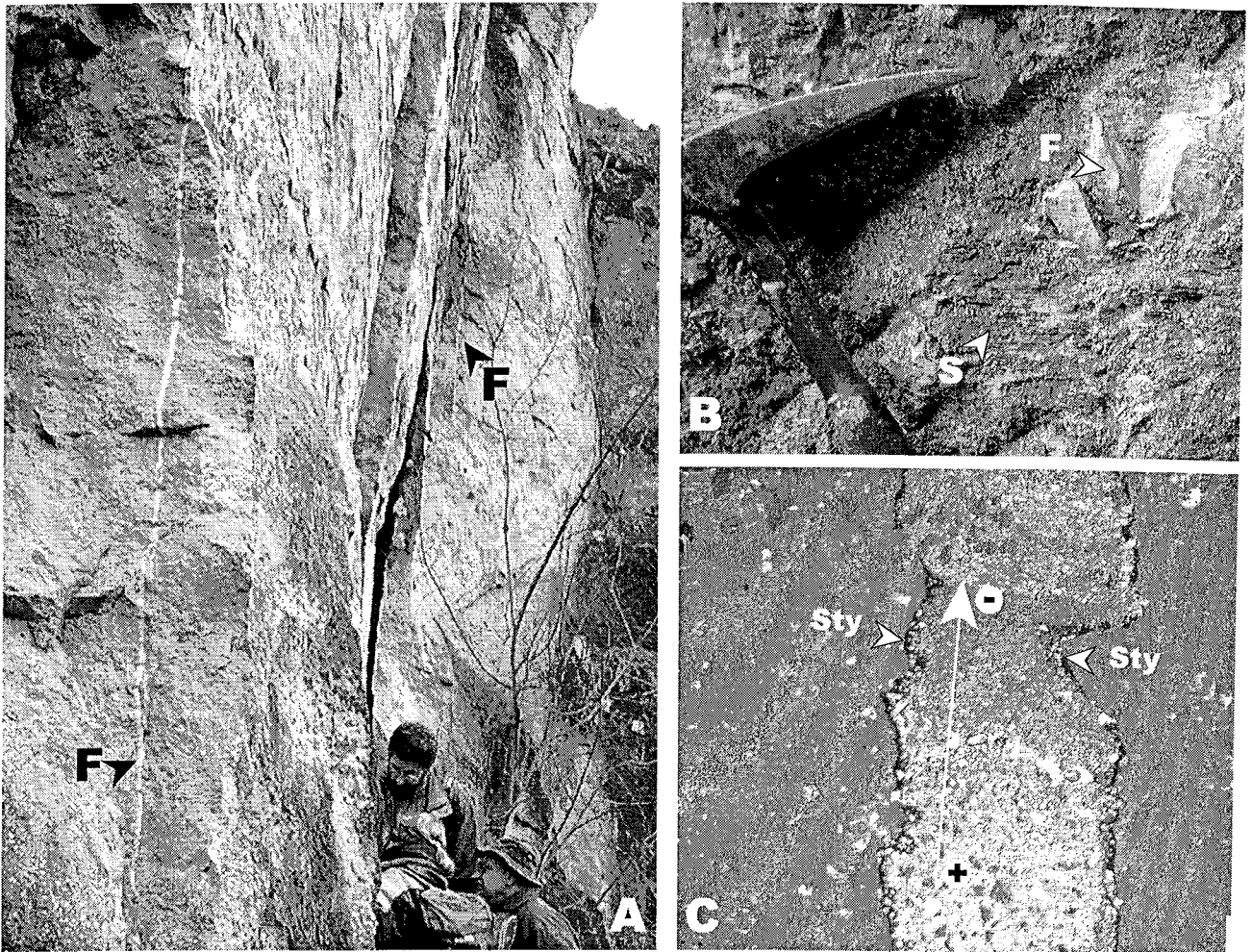


Fig. 1 : A, filon (F) à l'affleurement dans les entroquites, site DSM1 ; B, stries décrochantes sénestres (S) affectant un filon (F) N15°E, site SM1 ; C, filon NNE-SSW en lame mince dans les Calcaires à astartes du site P6, montrant un remplissage avec un tri granulométrique ; réactivation par des pics stylolitiques horizontaux (Sty) NW-SE.

Fig. 1: A, microsparitic dyke (F) at outcrop scale in the crinoidal limestones, site DSM1 ; B, left-lateral striations (S) affecting a N15°E striking microsparitic dyke (F), site SM1 ; C, NNE-SSW striking dyke in «Calcaires à astartes» from site P6 at thin-section scale showing graded filling ; reactivation by NW-SE striking transverse stylolites (Sty).

1 Introduction

L'histoire de la déformation lors de la sédimentation mésozoïque dans l'Est du bassin de Paris reste fragmentaire, en particulier son rôle dans la formation de structures tectoniques à remplissage. La découverte d'une famille originale de fractures à remplissage microgranulaire a permis de révéler une phase de fracturation et de remplissage précoce ayant affecté l'Oxfordien en Lorraine (Fig. 1).

Le travail de terrain en carrière, sur affleurements naturels et dans le puits de forage du laboratoire de Meuse/Hte-Marne ANDRA (P6, Fig. 2 A), a permis d'identifier plus de 110 de ces fractures présentant des remplissages microgranulaires, blancs laiteux, contrastant avec les sparites des fentes de tension qui constituent les objets tectoniques les plus courants dans ces formations. Le remplissage originel de ces fractures peut être interprété comme une ancienne boue calcaire, ce qui confère à ces objets le caractère de filons sédimentaires. Ces structures de direction subméridienne sont aussi réactivées par d'autres événements tectoniques dont l'enregistrement permet également de suivre le polyphasage des circulations et des cristallisations. Les caractéristiques minéralogiques et structurales de ces filons, leur origine et les implications en terme de paléofracturation et paléocirculations syndiagénétiques sont présentées et discutées dans ce travail.

2 Contexte géologique

Le bassin de Paris présente, malgré un faible taux de déformation, des périodes d'activité tectonique ayant influencé les dépôts sédimentaires [Brunet, 1980 ; Curnelle & Dubois, 1986 ; Guillocheau *et al.*, 2000]. Les principaux accidents de la zone d'étude (Fig. 2 A) sont, d'une part, ceux hérités de l'Hercynien (failles de Vittel, de la Marne et de Metz) et, d'autre part, les fossés réputés tertiaires (Gondrecourt et Joinville). Les failles de Vittel, de la Marne et de Metz ont eu une activité post-hercynienne durant le Lias et le Dogger, avec de possibles réactivations au Crétacé supérieur [Héritier & Villemin, 1971 ; Le Roux, 1980 ; Mégnien, 1980]. En revanche, les fossés de Joinville et Gondrecourt sont depuis longtemps considérés comme synchrones de l'activité oligocène du rift ouest-européen [Coulon, 1992 ; Héritier & Villemin, 1971]. L'inventaire des données sur les principales structures de la zone d'étude montre combien leur activité tectonique au Jurassique supérieur reste mal définie, dans un contexte paléogéographique simple à l'échelle ouest-européenne (plate-forme carbonatée entre la Lorraine et le Jura, avec augmentation de la tranche d'eau en direction du bassin téthysien), mais plus contrasté à l'échelle régionale, avec l'existence d'îlots, de seuils et de hauts fonds [Mégnien *et al.*, 1980].

Les fractures présentées dans cet article n'affectent que l'Oxfordien, représenté en Lorraine par des dépôts de plate-forme carbonatée. Les indices de déformations synsédimentaires pour cette période sont très lacunaires. À l'Oxfordien moyen, la Pierre de Lérouville-Euville (Fig. 3) correspondait à un système en barres de déferlement dont les allongements ENE-WSW ont été rattachés à un possible contrôle tectono-sédimentaire de la faille de Metz [David, 1998]. Quelques failles normales de même direction ont été observées dans la région, depuis l'Oxfordien moyen jusqu'à l'Oxfordien supérieur, mais elles n'ont jusqu'alors montré aucun indice de mouvement synsédimentaire.

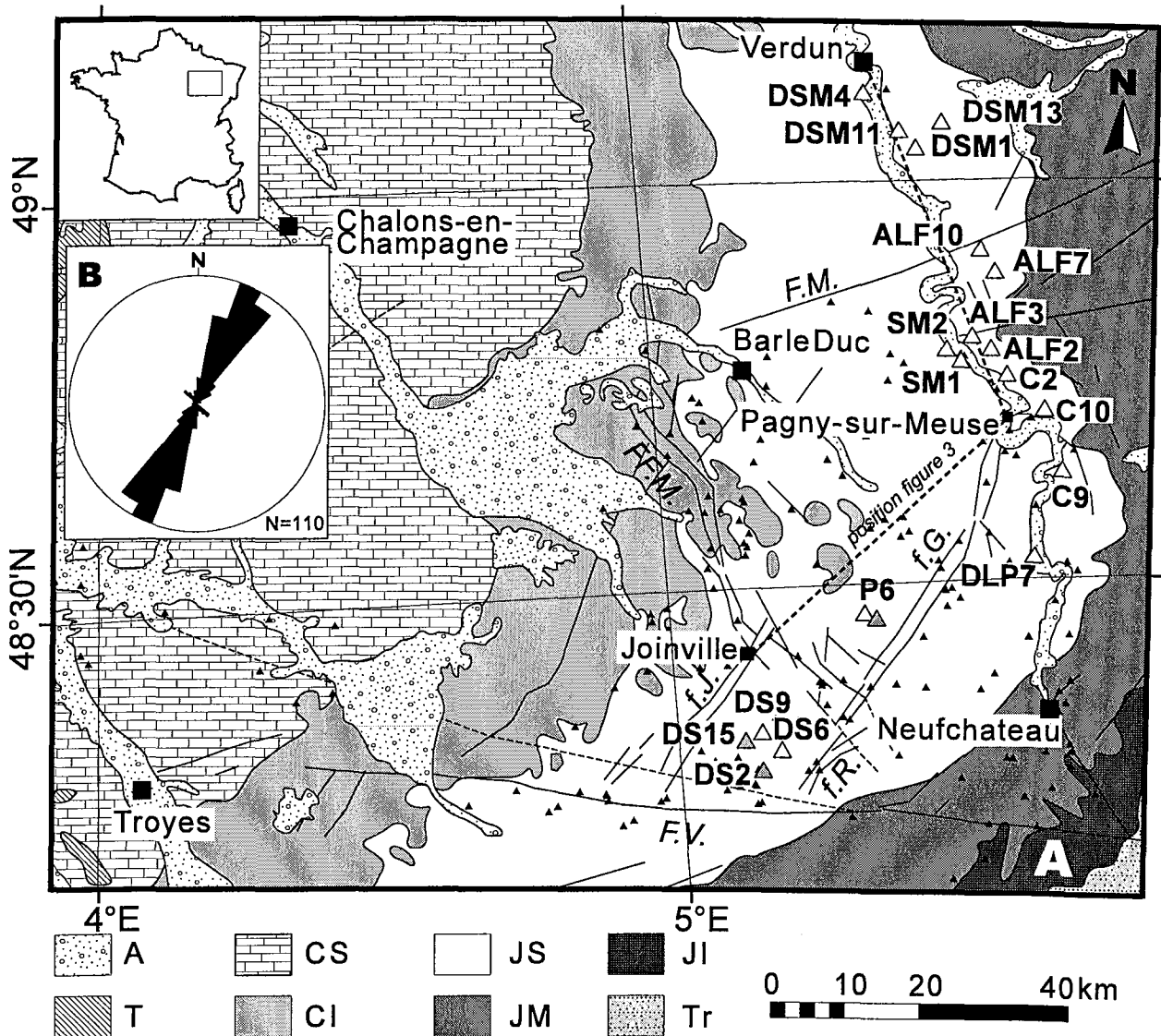


Fig. 2 : A, carte géologique simplifiée de l'Est du bassin de Paris et transect lithostratigraphique de la Fig. 3 ; localisation de tous les sites microtectoniques (triangles noirs) dont ceux avec fentes à microsparites : précoces (triangles blancs) ou tardives (triangles gris) ; B, rosace de distribution directionnelle, N= nombre de fentes à microsparite ;

F.M.= faille de Metz, FF.M.= failles de la Marne, f.J.= fossé de Joinville, f.G.= fossé de Gondrecourt, f.R.= fossé de Roches-Bettaincourt, F.V.= faille de Vittel, A= alluvions, T= Tertiaire, CS= Crétacé supérieur, CI= Crétacé inférieur, JS= Jurassique supérieur, JM= Jurassique moyen, JI= Jurassique inférieur, Tr= Trias.

Fig. 2 : A, simplified geological map of the eastern Paris basin and lithostratigraphic profile from Fig. 3 ; location of all microtectonic sites (dark triangles) of which those with microsparite-filled tension gashes : early (white triangles) or late (gray triangles) ; B, rose diagram of gash trends, N= number of microsparite-filled tension gashes;

F.M.= Metz fault, FF.M.= Marne faults, f.J.= Joinville trough, f.G.= Gondrecourt trough, f.R.= Roches-Bettaincourt trough, F.V.= Vittel fault, A= alluvion, T= Tertiary, CS= Upper Cretaceous, CI= Lower Cretaceous, JS= Upper Jurassic, JM= Middle Jurassic, JI= Lower Jurassic, Tr= Triassic.

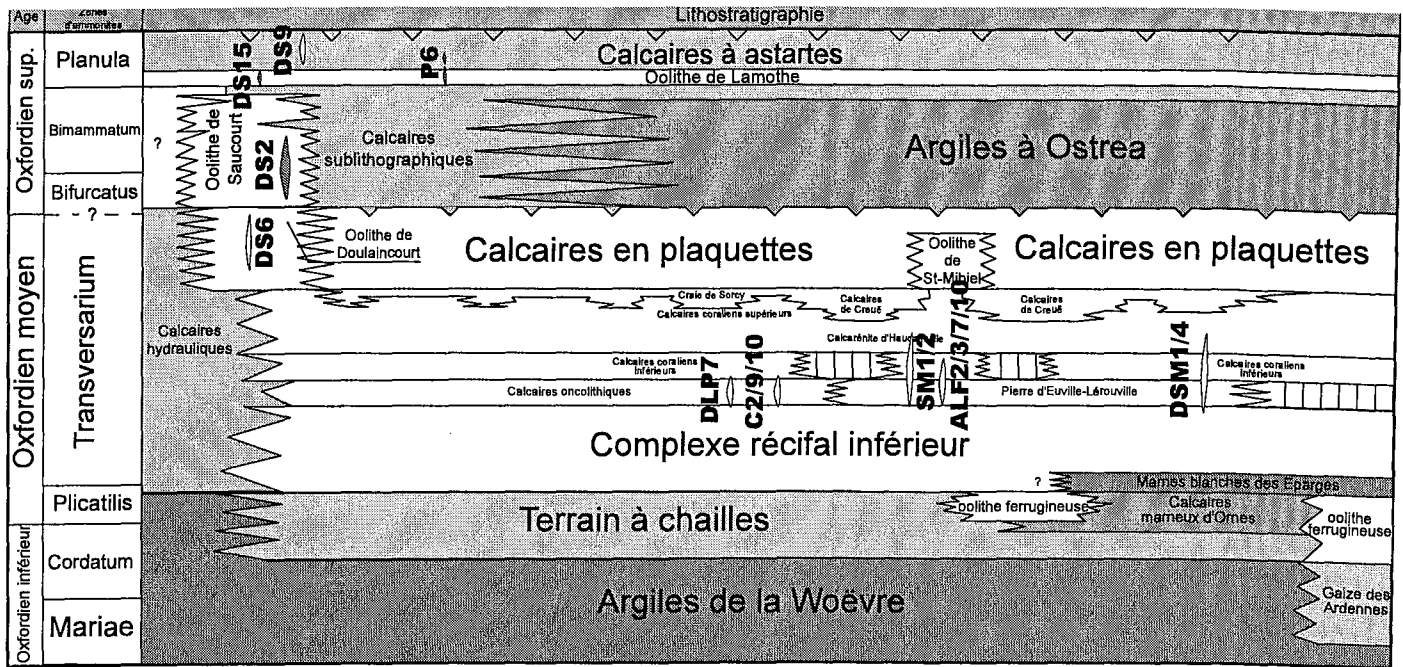


Fig. 3 : Lithostratigraphie des terrains sédimentaires oxfordiens de Lorraine (modifié d'après Humbert 1971 ; Marchand & Menot 1980 ; Vincent 2001) suivant le transect de la Fig. 1 ; fuseaux blancs pour les filons précoces, gris pour les plus tardifs.

Fig. 3: Lithostratigraphy of Oxfordian sedimentary units from Lorraine (modified from Humbert 1971; Marchand & Menot 1980; Vincent 2001) following the profile from Fig. 1; white lenses for early dykes and grey lenses for late ones

3 Données structurales de terrain

3.1 Localisation et calage spatio-temporel des filons sédimentaires

Les filons sédimentaires se rencontrent exclusivement dans l'Oxfordien sur la zone d'étude (Fig. 2 A), mais avec des densités variables suivant la position géographique et stratigraphique (Fig. 3). Dans la moitié Nord de la zone d'étude, les filons n'ont pour l'instant été observés que dans l'Oxfordien moyen, soit dans la «Pierre d'Euville-Lérouville» (Fig. 1 A & Fig. 4 A) constituée d'un grainstone à débris de crinoïdes (entroquite), soit dans ses équivalents latéraux oolithiques ou oncolithiques. Ils montent localement jusque dans les Calcaires coralliens inférieurs et la Calcarénite d'Haudainville (Fig. 3), mais n'ont en revanche jamais été observés dans les Calcaires coralliens supérieurs ni dans leurs équivalents latéraux fins que sont les mudstones des Calcaires de Creuë. Dans les entroquites, les filons, subverticaux et parfois anastomosés, atteignent 10-20 m de haut et jusqu'à 50 mm d'ouverture (Fig. 1 A).

Dans la partie Sud, les filons sédimentaires se rencontrent du sommet de l'Oxfordien moyen jusqu'à la limite Oxfordien supérieur-Kimméridgien (Fig. 3). Ils affectent, soit des grainstones oolithiques à oncolithiques (Oolithe de Doulaincourt, Oolithe de Saucourt, Oolithe de Lamothe ; Fig. 4 B), soit des mudstones (Calcaires à astartes ; Fig. 1 C). Pour ces encaissants, les filons semblent de dimensions plus réduites, ce qui peut s'expliquer en partie par une plus grande hétérogénéité lithologique favorisant les dispositions en échelons et relais.

3.2 Datation relative de la fracturation

Les filons sédimentaires étudiés sont majoritairement orientés NNE-SSW et très localement NW-SE (Fig. 2 B). Les filons NW-SE n'ont été observés que dans les carrières du site DSM1 (Fig. 2 A) où ils semblent correspondre à des diverticules connectés aux filons principaux NNE-SSW.

L'histoire tectonique de la plate-forme ouest européenne est marquée par les périodes de convergence, durant les orogènes pyrénéen et alpin, et par un important épisode extensif lors de la formation du rift oligocène ouest-européen [Bergerat, 1987 ; Rocher *et al.*, 2002]. Les chronologies mises en évidence sur les sites de SM1 et SM2 (Fig. 2 A) sont particulièrement significatives lorsqu'on les replace dans cette histoire (Fig. 5). Un filon sédimentaire subvertical de direction N15°E (SM1) est affecté par une faille normale de même direction et de rejet métrique, dont les cannelures indiquent une extension E-W similaire à celle ayant permis la formation du filon. Ces cannelures ont été striées en décrochement sénestre (Fig. 1 B), compatible avec un σ_1 de direction NNW-SSE, avant d'être recouvertes de scalénoèdres de calcite lors d'une extension postérieure. Sur le site de SM2, de gros cristaux de calcite également post- σ_1 NNW-SSE sont moulés par un enduit composé de microcristaux de calcite de type « crystal-silt » [Tucker, 1990]. Cette deuxième génération de calcite microgranulaire est synchrone ou antérieure à une deuxième réactivation décrochante liée, cette fois, à un σ_1 horizontal NE-SW. Ces régimes décrochants et les ouvertures à calcite associées peuvent être rattachés, d'après leurs orientations, aux phases laramiennes puis pyrénéo-provençales *s.l.* démarrant au Crétacé et se poursuivant au moins jusqu'à l'Oligocène avec l'ouverture du rift (Fig. 5). Les filons sédimentaires liés à une extension E-W

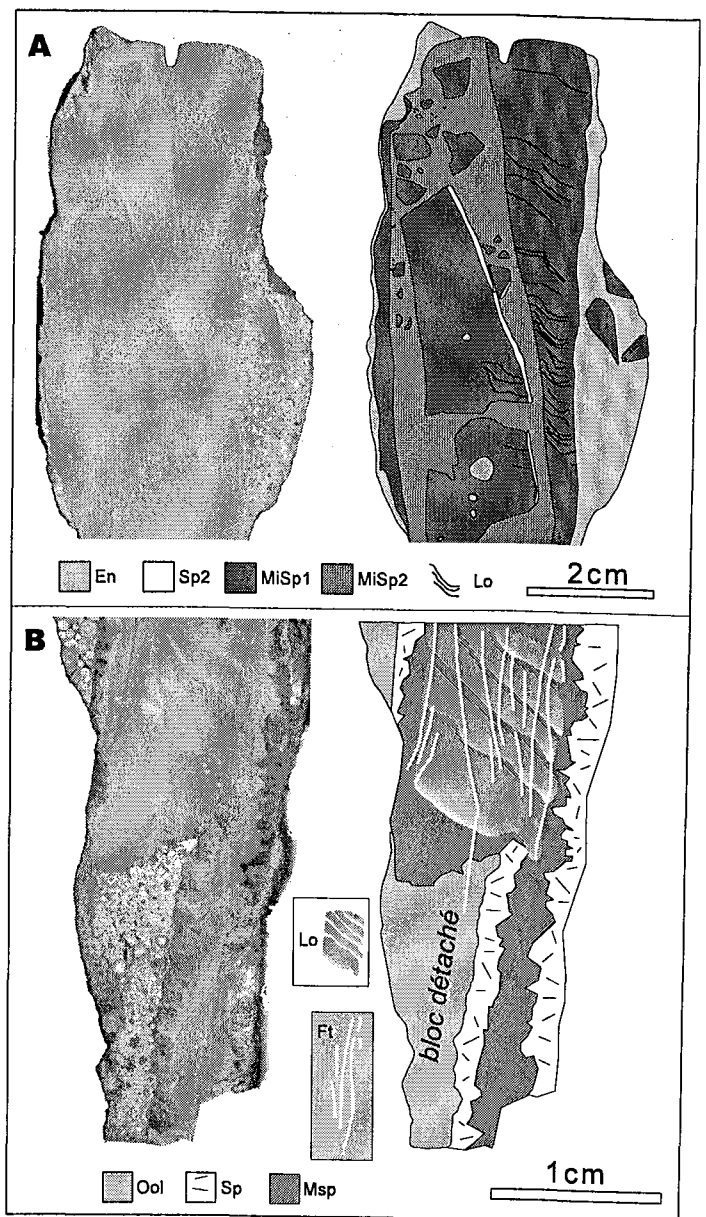


Fig. 4: Sections polies verticales de filons sédimentaires ; A, précoce, site SM1 ; B, tardif, site DS2 ; En= grainstone à entroques, Ool= grainstone oolithique, Sp1= sparite précoce, Sp2= sparite tardive, Msp= microsparite tardive, Misp1= microsparite sombre bréchifiée, Misp2= microsparite claire secondaire, Lo= lamines obliques sédimentaires ; Ft= fentes de tension tardives à sparites.

Fig. 4: Vertical polished section of sedimentary dykes; A, early dykes, site SM1; B, late dykes, site DS2; En= crinoidal grainstone, Ool= oolitic grainstone, Sp1= early sparite, Sp2= late sparite, Msp= late microsparite, Misp1= dark brecciated microsparite, Misp2= secondary bright microsparite, Lo= oblique sedimentary laminae, Ft= late sparite-filled tension gashes.

sont donc nettement antérieurs à une extension de même direction mais matérialisée par un jeu de failles normales, précédant des réactivations décrochantes crétacées à tertiaires.

La direction générale NNE-SSW de ces filons les rattachait *a priori* aux épisodes pyrénéo-provençaux *s.l.* datés de l'Eocène à l'Oligocène (σ_3 E-W à NW-SE) [Bergerat, 1987 ; Rocher *et al.*, 2002]. Cependant, les réactivations tectoniques en failles (Fig. 1 B) ou les recoupements par des stylolites (Fig. 1 C) amènent à réviser cette attribution (Fig. 5).

4 Données minéralogiques et géochimiques

4.1 Contacts : nature du remplissage et encaissant

Les remplissages de fractures ont été étudiés en sections polies et en lames minces. L'utilisation de la microscopie optique a permis de décrypter les relations géométriques entre les différents constituants des remplissages et la roche encaissante. Cette approche est complétée par une étude en cathodoluminescence (CL) afin de préciser la typologie des différentes phases diagénétiques (observations à 15 kV, 400-500 μ A sur CITL).

On distingue deux types de remplissages de calcite microgranulaire. Le premier correspond à des calcites de type micrite à microsparite, emballant des clastes en proportion variable.

La micrite, dans laquelle on distingue des micro-fragments de fossiles indéterminables, n'a été observée que très localement, soit directement en contact avec la roche encaissante, piégée dans des golfes au niveau des épontes (Fig. 6 C1), soit sous forme de taches disséminées au sein de la microsparite (Fig. 6 E1). La microsparite constitue la majorité du filon, drapant les éléments plus grossiers et englobant entroques avec ou sans ciment syntaxique et oïdes. Les taches de micrites semblent correspondre à des fragments remaniés sous forme de clastes mais l'hypothèse de micrite préservée d'une recristallisation est aussi envisageable. Les remplissages

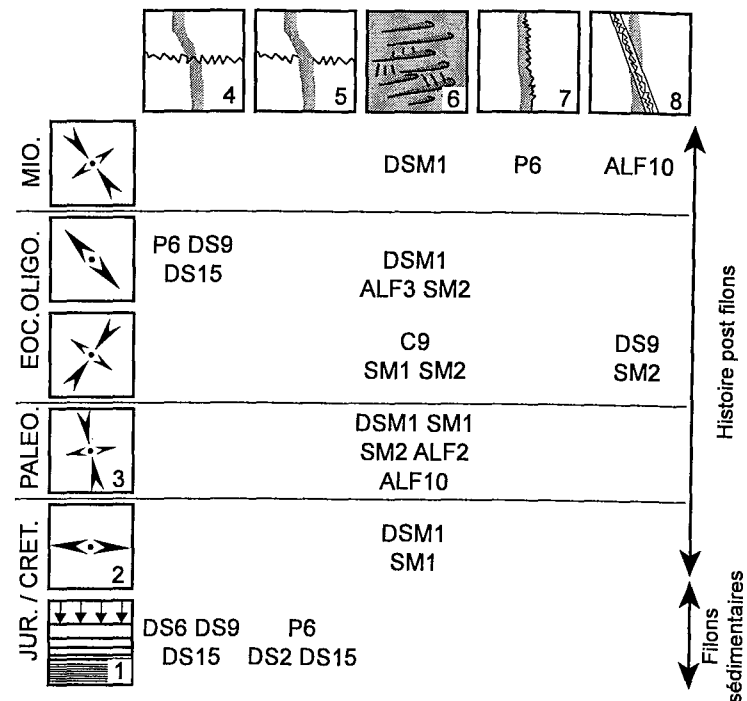


Fig. 5 : Chronologies relatives des filons et bjets microtectoniques ; 1, compaction chimique ; 2, régime extensif ; 3, régime décrochant ; 4, stylolites stratiformes post-filon ; 5, stylolites stratiformes anté-filon ; 6, stries post-filon ; 7, stylolites horizontaux post-filon ; 8, fente de tension post-filon.

Fig. 5 : Relative chronologies of sedimentary dykes and microtectonic features ; 1, chemical compaction ; 2, extensional regime ; 3, strike-slip regime ; 4, post-dykes bedding-parallel stylolites ; 5, pre-dykes bedding-parallel stylolites ; 6, post-dykes slickensides ; 7, post-dykes transverse stylolites ; 8, post-dykes tension gashes.

présentent une organisation complexe, avec des tris granulométriques (Fig. 1 C), évoquant principalement une décantation pouvant résulter d'une sédimentation marine directe ou du remaniement d'une boue calcaire issue de niveaux supérieurs non encore lithifiés. Les couleurs macroscopiques des litages dépendent de ce tri granulométrique, le remplissage apparaissant plus sombre lorsque les particules sont petites (Fig. 1 B ; Fig. 6 A1, A2 & C2). Tous ces éléments convergent vers une origine sédimentaire précoce des remplissages.

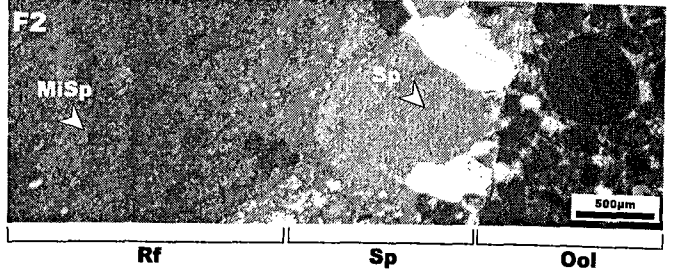
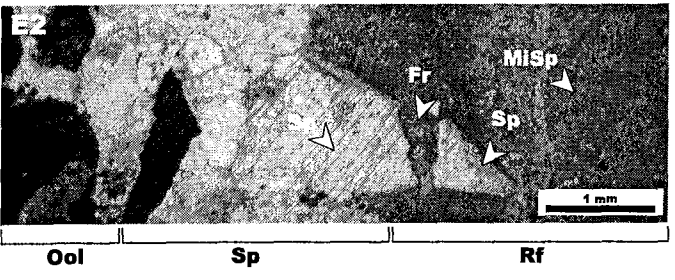
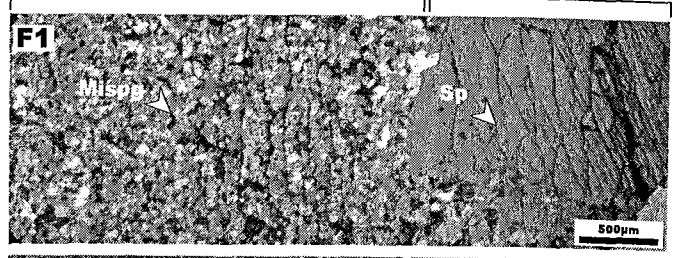
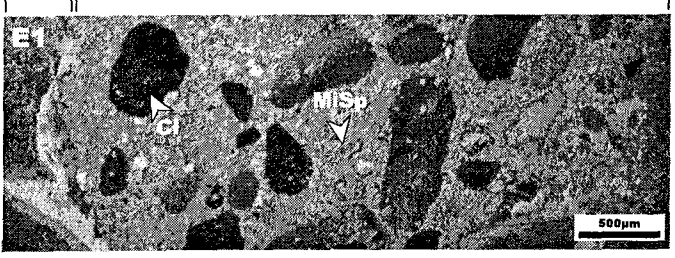
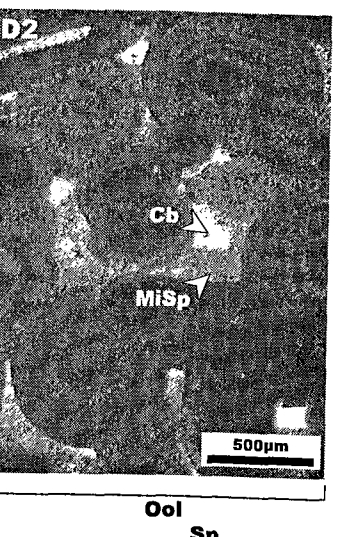
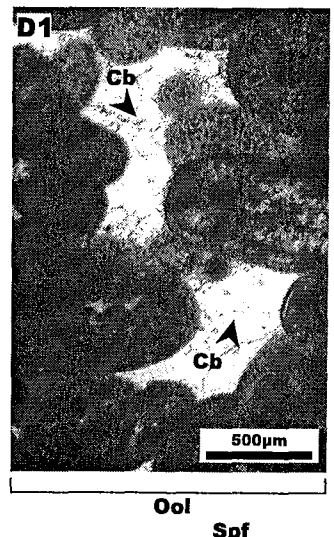
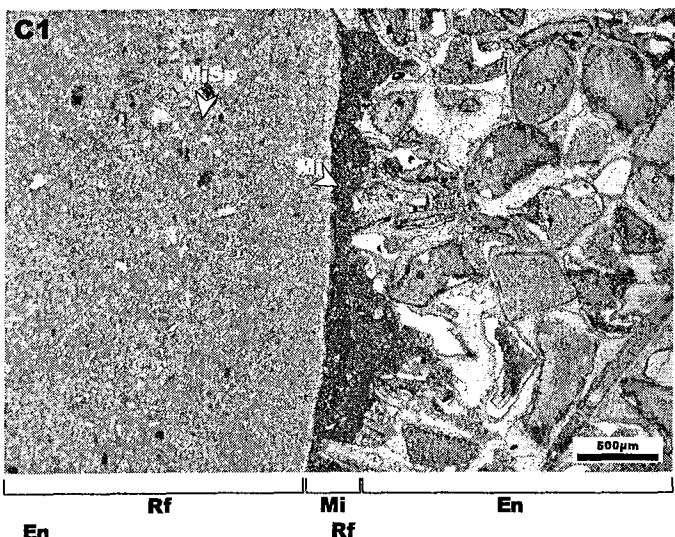
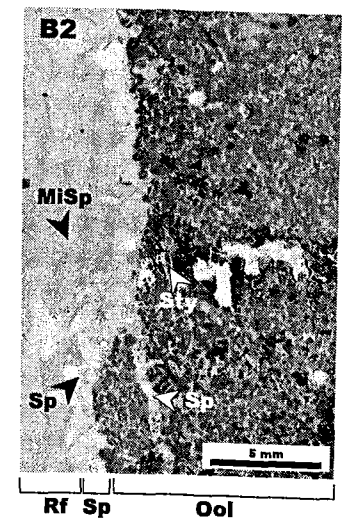
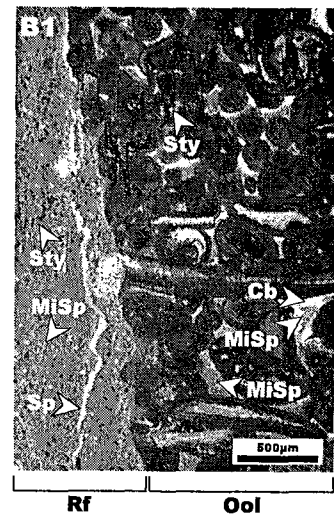
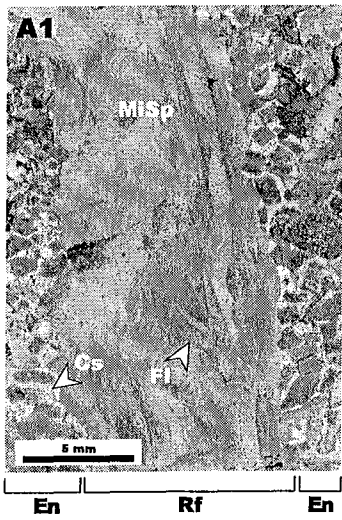
Un deuxième type de remplissage microgranulaire d'aspect macroscopique similaire présente une texture très différente, sous la forme d'une mosaïque isotrope de microcristaux plus grossiers (Fig. 6 F1). Ces derniers sont à rapprocher de remplissages de type silt vadose ou « crystal-silt » formés dans des conditions d'émergence et sont alors clairement différenciés des filons sédimentaires précédents.

La géométrie des épontes et l'histoire diagénétique des remplissages permet de distinguer deux générations de filons sédimentaires : i) la première, type I, présente une fracturation qui dessine des épontes irrégulières (Fig. 1 A & Fig. 6 B1) contournant les éléments constitutifs de l'encaissant (entroques ou ooïdes) voire même leur ciment syntaxique (Fig. 6 A1), alors que ii) la seconde, type II, recoupe nettement les éléments de la roche encaissante (Fig. 1 B & Fig. 6 B2).

L'examen en lames minces et sous CL montre que, de part et d'autre des filons les plus précoces (I), une partie de la porosité initiale de la roche encaissante a pu être comblée par le matériel sédimentaire de remplissage des filons jusqu'à 4 cm des épontes (Fig. 6 B1 et D2), ceci directement sur les entroques/ooïdes (Fig. 6 D2) ou bien sur les cristaux de ciment syntaxique. La porosité résiduelle a ensuite été totalement obturée, comme dans l'ensemble de la roche, par de grands cristaux de calcite sparitique, probablement beaucoup

Fig. 6 : Lames minces en lumière polarisée ; A1/A2, sites DSM1/SM1, figures de fluage et brèches hydraulique ; B1, site DS9, éponte de filon tortueuse et stylolithes stratiformes postérieurs ; B2, site DS2, éponte de filon rectiligne, stylolithes stratiformes antérieurs et frange de sparite post stylolite / anté-microsparite filonienne ; C1, site SM1, plages de micrite préservées ; D1, site DS9, pores avec uniquement du ciment de remplissage (à plus de 5 cm d'un filon) ; D2, site DS9, pores avec microsparite anté-ciments de blocage (à moins de 5cm d'un filon) ; E1, site SM1, intraclastes dans le remplissage filonien ; E2, site P6, fracturation des sparites précoces et remplissage filonien ; F en lumière polarisée analysée → F1, site SM1, fente de tension à crystal-silt ; F2, site DS2, remplissage microsparitique sédimentaire ; En= grainstone à entroques, Ool= Oolithe, Rf= remplissage sédimentaire du filon, Mi= micrite, Sp= sparite, MiSp= microsparite, Misp= microsparite grossière, Fr= fracture à remplissage filonien, Sty= joint stylolitique stratiforme, Cs= ciment syntaxique, Cb= ciments de remplissage, Br= brèches hydrauliques, Fl= fluage, Cl= claste.

Fig. 6 : Thin sections in polarized light ; A1/A2, sites DSM1/SM1, creep features and hydraulic breccias ; B1, site DS9, tortuous fracture walls pre-dating bedding-parallel stylolithes ; B2, site DS2, planar fracture walls post-dating bedding-parallel stylolithes, but pre-dating sparite crystallization followed by the dyke microsparite filling ; C1, site SM1, preserved micritic area ; D1, site DS9, only blocky-cement filled pores (over 5 cm from a sedimentary dyke) ; D2, site DS9, pores with microsparite-filling pre-dating the blocky-cement filling (below 5cm from dyke walls) ; E1, site SM1, clasts floating within the sedimentary filling ; E2, site P6, early sparites affected by the dyke fracturing and sedimentary filling ; F in analysed polarized light → F1, site SM1, tension gashes with crystal-silt ; F2, site DS2, sedimentary microsparite filling ; En= crinoidal grainstone, Ool= oolitic grainstone, Rf= dyke sedimentary filling, Mi= micrite, Sp= sparite, MiSp= microsparite, Misp= coarse microsparite, Fr= fracture with sedimentary dyke filling, Sty= bedding-parallel stylolithes, Cs= syntaxial cement, Cb= blocky cement, Br= hydraulic breccia, Fl= creeping, Cl= clast.



plus tardive (Fig. 6 D1 et D2). Dans certains pores, les couleurs de cathodoluminescence révèlent que de telles grandes plages de sparite résultent de la recristallisation de micrites/microsparites semblables à celles des filons. Ceci suggère qu'à des stades plus tardifs, une forte porosité résiduelle de l'encaissant a favorisé une circulation significative de fluides, contrairement au remplissage filonien, plus fin qui est demeuré moins perméable. Ce type de filons se retrouve au Nord dans l'entroquite et au Sud, dans l'Oolithe de Doulaincourt d'une part et dans des niveaux oolithiques intercalés dans les mudstones des Calcaires à astartes supérieurs d'autre part (Fig. 2 et Fig. 3).

La deuxième génération de filons (II) qui a été observée dans l'Oolithe de Lamothe et dans l'Oolithe de Saucourt, s'est formée dans une roche dont l'état d'induration était plus avancé. La rupture est intervenue sous un recouvrement plus important, attesté par, la rectitude des épontes, la préexistence de certains stylolites stratiformes vis à vis de la fracturation (Fig. 5 et Fig. 6 B2) et enfin par la cristallisation de sparite sur les épontes (Fig. 6 B2), alors que dans le cas de la première génération de filons (I), tous les stylolites d'enfouissement affectent le remplissage (Fig. 6 B1). Ces sparites, contemporaines d'un colmatage important de la porosité, sont antérieures à un remplissage sédimentaire, très similaire à celui observé dans les filons précoces (I). Certains de ces cristaux sparitiques tapissant les épontes, présentent, en effet, des microfissures remplies par ce sédiment (Fig. 6 E2). Lors de la formation de ces filons tardifs (II), la porosité entre les oolithes, devenue très réduite, ne permettait plus d'infiltrations latérales.

4.2 Structure des remplissages

Des zonations obliques ou verticales apparaissent (Fig. 4). Les lamines obliques, parfois en auge (Fig. 4 A), résultent du tri granulométrique des particules (Fig. 1 C). Fréquentes sont également les figures en fuseaux anastomosés verticaux évoquant un fluage hydroplastique *per descensum* du matériau de remplissage non encore lithifié (Fig. 6 A1). Ce processus peut évoluer jusqu'à être à l'origine d'une bréchification qui isole dans une matrice claire des fragments sombres, arrondis ou anguleux, probablement fonction de leur état de lithification au moment du fluage (Fig. 4 A et Fig. 6 A2). Cette bréchification pourrait aussi être favorisée par une injection hydraulique du matériel clair mais les infiltrations en sills dans l'encaissant sont quasi-inexistantes et ne plaident pas en faveur de ce mécanisme. En CL, toutes les microsparites, que ce soit avec ou sans figures de fluage ou de bréchification, présentent le même type de luminescence.

Il est à noter que les filons sédimentaires, de type I ou II, sont aussi affectés par des fentes verticales tardives, colmatées par de la sparite (Fig. 4 B et Fig. 6 B1). En CL, cette sparite et une grande partie des ciments de colmatage ont une luminescence faible, confirmant qu'il s'agit d'un événement différent de celui à l'origine de la première génération de ciments de remplissage. Les sparites de ces fentes de tension tardives sont aussi observées en plus petits cristaux développés au sein des filons sédimentaires, ce qui suggère une recristallisation du matériel sédimentaire lors de phases de circulations probablement tertiaires d'après des études régionales [Buschaert, 2001].

5 Signatures géochimiques

Les roches encaissantes et les remplissages des fractures ont également été caractérisés par leur signature isotopique ($\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$). La fraction carbonatée réduite en poudre (quelques mg) a subi une attaque à l'acide orthophosphorique à 25°C [McCrea, 1950] avec un coefficient de fractionnement isotopique à l'extraction de 1,01025. Les analyses isotopiques ont été effectuées sur le CO_2 gazeux à l'aide d'un spectromètre de masse VG SIRA 10 au laboratoire Géosciences de Rennes avec un standard interne ainsi qu'un standard international (NBS 19). Les rapports isotopiques (δ) sont exprimés par rapport au PDB pour C et au SMOW pour O, avec une précision meilleure que 0.1‰.

Les rapports isotopiques $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ et $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ (Fig. 7) mesurés sur les roches totales et les différents types de remplissages sont fonction de la nature et de la source des fluides ainsi que des conditions physico-chimiques prévalant lors des phases de cristallisation. Les $\delta^{13}\text{C}$ sont relativement proches entre les encaissants, les filons sédimentaires et les fentes de tension, ce qui va dans le sens d'une néoformation de carbonates à partir d'un fluide dont la source en carbone est l'encaissant immédiat. Les roches totales ont des $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ de l'ordre de 26‰ et 25‰, respectivement, pour l'entroquite au Nord et les calcaires oolithiques au Sud (Fig. 7). Ces valeurs sont déplacées par rapport à la signature

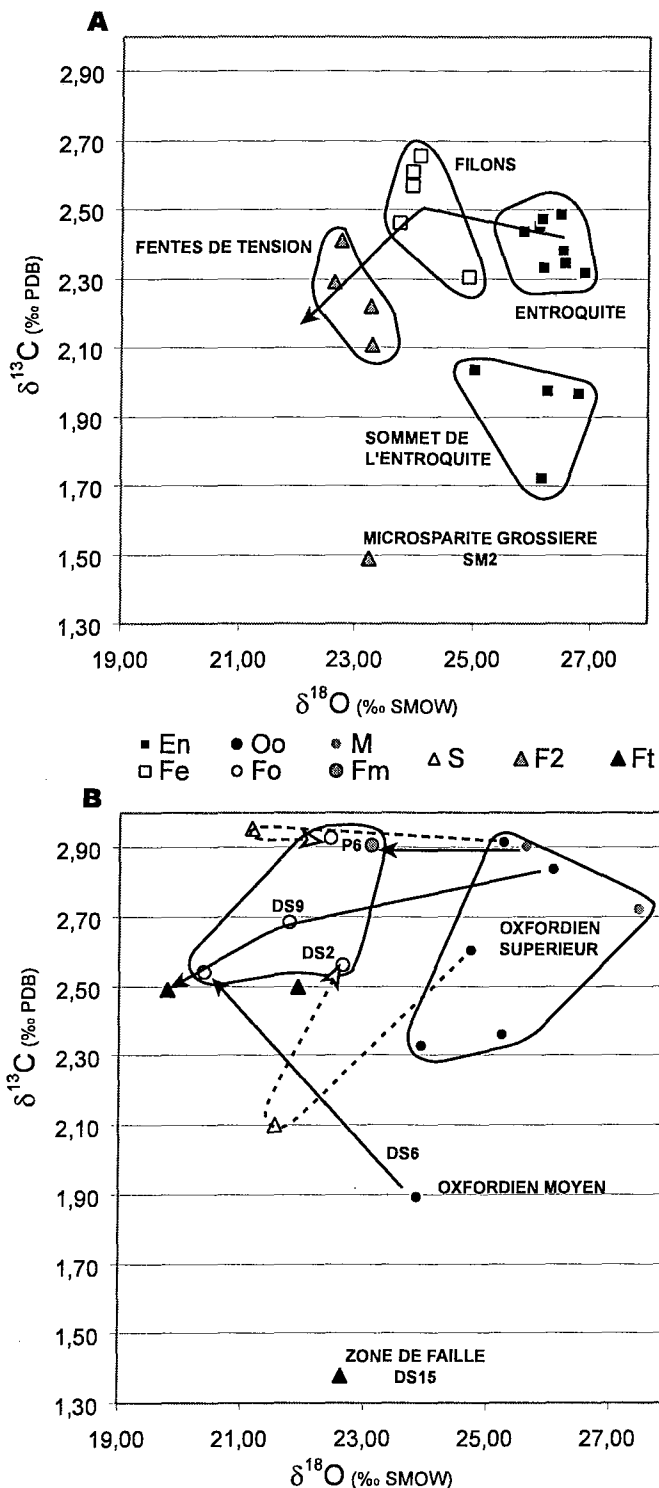


Fig. 7 : $\delta^{13}\text{C}$ PDB en fonction de $\delta^{18}\text{O}$ SMOW, A dans l'entroquite, B dans les calcaires oolithiques ; En/Fe= grainstones à entroques/filons associés, Oo/Fo= grainstones oolithiques/filons associés, M/Fm= mudstone/filon associé, S= calcites sparitiques précoces pré-remplissage filonien, F2= microsparite grossière (SM2), Ft= sparites des fentes de tension liées aux réactivations tectoniques post-jurassiques.

Fig. 7 : $\delta^{13}\text{C}$ PDB versus $\delta^{18}\text{O}$ SMOW, A in the crinoidal mimestones, B in the oolitic limestones ; En/Fe= associated crinoidal grainstones and sedimentary dykes, Oo/Fo= associated oolitic grainstones and sedimentary dykes, M/Fm= associated mudstone and sedimentary dyke, S= early sparitic tension gashes, F2= coarse microsparite (SM2), Ft= sparite-filled tension gashes related to post-Jurassic tectonic reactivation.

marine caractéristique des calcaires encaissants (27‰ à 29‰, [Buschaert, 2001]). Le seul encaissant de type mudstone analysé dans cette étude a un $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ de 27,5‰.

Les filons sédimentaires présentent des compositions isotopiques distinctes selon qu'ils se développent dans l'entroquite au nord ou dans l'oolithe au sud. Les premiers, situés dans la partie nord (Fig. 2 A), ont des valeurs en $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ de 25‰, soit 2-3‰ plus basses que leur encaissant et leur $\delta^{13}\text{C}$ varie peu ($\pm 0,2\%$). Pour les seconds, localisés dans la partie Sud (Fig. 2 A), les premières calcites sparitiques sur les épontes ont des valeurs de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ à 21,5-22‰, alors que le cœur à microsparite remonte de 1‰, soit 3-4‰ plus bas que leur encaissant (Fig. 7 B) et leur $\delta^{13}\text{C}$ varie peu également ($\pm 0,4\%$).

Les fentes de tension à sparites tardives sécantes sur les deux types de filons sédimentaires I et II sont encore plus basses en $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ (20-21‰) et en $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ (0,2 à 0,5‰ de moins que l'encaissant), signant une néoformation en système plus ouvert en contexte de rapports eaux/roches élevés et possible mise en connexion d'aquifères.

6 Discussion

6.1 Âge des filons sédimentaires

On peut résumer l'histoire de ces filons sédimentaires comme suit, i) mise en place locale des premiers ciments syntaxiques et précoces ; ii) fracturation du massif rocheux sous faible contrainte de confinement favorisant une rupture suivant les contours des grains ; iii) sédimentation d'une boue calcaire, probablement micritique à l'origine ; iv) formation de lamines verticales et de brèches suite à des fluages synlithification *per descensum*, éventuellement accompagnés de fracturation hydraulique et pénétration de cette boue calcaire dans la porosité de la roche autour des filons. Tous ces éléments convergent vers une origine précoce de ces filons sédimentaires, lors d'une phase de fracturation dont l'âge pourrait être borné par la non-observation de filons dans les terrains plus récents que les Calcaires à astartes (Oxfordien supérieur – Kimméridgien inférieur).

La présence de stylolites à pics verticaux antérieurs à la mise en place des filons sédimentaires de type II pourrait paraître contradictoire avec cet âge quasi synsédimentaire de ces remplissages. Certains stylolites à disposition stratiforme, postérieurs aux filons de type II (Fig. 5) prouvent la poursuite de la compaction chimique. Deux explications sont alors envisageables : i) soit des conditions de remplissage sédimentaire de fractures ont pu se produire sur de relativement longues périodes (plusieurs Ma), mais se pose alors la question de la pérennité d'une source des remplissages (niveau carbonaté non lithifié), ii) soit il s'agit de la propagation du remplissage boueux vers le bas, toujours à l'Oxfordien, mais dans une roche présentant un degré de lithification plus avancé en profondeur. Les niveaux ainsi affectés par des filons de type II sur DS2, DS15 et P6 concernent les Oolithes de Saucourt et de Lamothe (Fig. 3). Ils se situent plus bas que les niveaux oolithiques interstratifiés dans les Calcaires à astartes de DS9 pour lesquels les filons présentent des critères de précocité (type I). Dans l'hypothèse d'un synchronisme des événements, la fracturation à épontes irrégulières et remplissage sédimentaire, à faible profondeur, a pu se traduire par une rupture plus cassante en profondeur et par des circulations de fluides propices à la cristallisation de sparites. La propagation *per ascensum* de la fracture jusque dans les niveaux de mudstone a pu entraîner en retour, un trajet *per descensum* du remplissage sédimentaire atteignant

ces niveaux plus profonds. A ce titre, l'exemple du puits d'accès au laboratoire de Meuse/H¹⁶-Marne (P6, Fig. 2 A) est intéressant, dans la mesure où, sur une même verticale, on observe un filon à caractère « tardif » dans l'Oolithe de Lamothe, une dizaine de mètres sous un remplissage filonien dans les mudstones des Calcaires à astartes (Fig. 1 C). Ces niveaux de calcaires fins apparaissent alors comme une source possible d'alimentation en boue carbonatée pour les filons observés dans les grainstones sous-jacents, ceci grâce à des processus de fluage et circulation en suspension.

Si l'hypothèse d'une rupture synchrone était exacte, cela imposerait l'existence d'un paléo-recouvrement minimal au-dessus des calcaires à oolithes de DS2 et DS15, nécessaire à la formation des stylolites stratiformes précédant à la première fracturation à sparite. En même temps, la fracturation « précoce » pouvait affecter les niveaux supérieurs à oolithes comme en DS9. Les niveaux affectés de DS2 et DS15 et ceux de DS9 sont respectivement séparés par 40 m et 60 m de calcaires qui, une fois décompactés, donnent une pile sédimentaire avoisinant les 100 m. Cette épaisseur reste compatible avec le déclenchement de la stylolitisation qui varie selon les conditions physico-chimiques des fluides et peut débuter à partir de 50-100 m de recouvrement [Choquette, 1990].

6.2 Interprétation du signal isotopique

La chute du $\delta^{18}\text{O}$ entre l'encaissant et les filons amène à formuler plusieurs hypothèses, compte-tenu du fait que l'on peut raisonnablement supposer que la néoformation d'une sparite s'accompagne d'un équilibrage isotopique avec le milieu (fluide) ambiant : i) le fluide contemporain de la mise en place des filons possédait une signature marine, ce qui aurait nécessité une température de cristallisation élevée (40°C) envisageable sous un enfouissement important mais incompatible avec les critères de précocité de ces filons ; ii) lors de la mise en place du remplissage filonien, les fluides de formation comportaient déjà une composante météorique (émersions précoces dues aux faibles bathymétries des dépôts oxfordiens ou liée un peu plus tardivement à l'émersion tardi-jurassique) ; iii) la signature actuelle des filons correspond à celle d'un mélange de micrite originelle de signature proche de celle d'un carbonate marin avec une phase largement recristallisée au $\delta^{18}\text{O}$ plus bas ; cette valeur pouvant être obtenue soit toujours à partir du fluide marin, mais à température plus élevée et donc sous enfouissement plus important, soit à partir d'un nouveau fluide présentant une contribution météorique plus importante.

Dans un même ordre d'idée, pour les filons sédimentaires de type II (DS2 et DS15), on observe une baisse du $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ dès les premières sparites frangeantes (21,5‰) antérieures au remplissage sédimentaire (>22,5‰). Même si cette baisse s'explique en partie par un paléo-enfouissement révélé notamment par la préexistence des stylolites stratiformes (100-200 m), ce dernier n'apparaît pas suffisant pour expliquer à lui seul les valeurs de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ à 21,5‰. En revanche, contrairement aux néoformations sparitiques, le matériau du remplissage filonien ne peut être formellement identifié comme équilibré avec un seul type de fluide. En effet, ses éléments figurés peuvent, tout en étant initialement cristallisés en conditions marines, avoir subi ultérieurement un ré-équilibrage partiel à total avec un ou plusieurs fluides diagénétiques. Compte-tenu des contraintes de paléo-thermicité, il faut nécessairement admettre la participation d'un fluide météorique à un moment ou l'autre de l'évolution de ces filons (Fig. 7 B), participation dont l'âge est non contraint.

Dans l'hypothèse de la présence précoce d'un fluide météorique lors du remplissage des filons sédimentaires, on doit se placer à des températures de l'ordre de 30°C, compte-tenu des profondeurs d'enfouissement (100-200 m au Kimméridgien et 300 m au Crétacé inférieur), sachant que la température moyenne de surface est proche de 25°C au Malm, et de 20°C au Crétacé inférieur [Lecuyer *et al.*, sous presse]. Les compositions de fluides en $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ ainsi déduites sont $\leq -6\text{‰}$ à -7‰ . Elles sont donc clairement météoriques puisque le calcul se place dans le cas extrême où l'on considère que le fluide présent au stade de la néoformation des sparites (ou la recristallisation des filons sédimentaires) a gardé sa composition primitive. Ce qui implique pour le fluide, une absence de mélange avec de l'eau marine porale mais aussi le non-équilibre de sa composition isotopique (augmentation en $\delta^{18}\text{O}$) par suite d'échange isotopique avec les roches encaissantes. De telles compositions d'eaux météoriques apparaissent difficilement compatibles avec un climat supposé de type tropical, et on doit alors s'interroger sur d'éventuelles conditions spécifiques conduisant à de telles valeurs.

Une autre hypothèse est une recristallisation lors d'épisodes tardifs voire beaucoup plus tardifs, comme à l'Oligocène, époques où les directions d'extension sont favorables à la réactivation des filons sédimentaires. Cette dernière éventualité est d'autant plus probable qu'on observe un grand nombre de micro-fentes de tension, qui viennent affecter les filons sédimentaires. Néanmoins, les chronologies relatives montrent dans les filons de type II que le remplissage sédimentaire remplit des micro-fissures affectant des sparites précoces dont la signature en $\delta^{18}\text{O}$ est basse sans montrer en CL de recristallisations postérieures à cette fissuration.

En conclusion, la signature isotopique des filons sédimentaires manifeste clairement l'intervention d'eaux météoriques à un certain stade de l'histoire du bassin. On ne peut exclure que ces eaux météoriques aient pu intervenir de façon pénécemporaine au dépôt de l'Oxfordien mais plus vraisemblablement tardivement, soit durant l'épisode d'émergence wealdien soit, lors de l'épisode majeur de diagenèse continentale attribué au Tertiaire *s.l.* sur la base d'une étude régionale des calcites de fentes de tension [Buschaert, 2001].

6.3 Conséquences paléotectoniques

La remarquable constance directionnelle autour de NNE-SSW des filons sédimentaires, tout comme leur extension géographique et stratigraphique depuis l'Oxfordien moyen jusqu'à l'Oxfordien supérieur, voire le début du Kimméridgien (Fig. 2 A et Fig. 3), plaident en faveur d'une origine tectonique et non pas d'une formation consécutive à des tassements gravitaires désordonnés. Les plus jeunes de ces structures semblent mourir dans les Calcaires à astartes supérieurs (Oxfordien supérieur – Kimméridgien inférieur) car elles n'ont jamais été observées à partir des Calcaires rocailloux (Kimméridgien). Les boues calcaires à l'origine des Calcaires à astartes (calcaires micritiques) ou des Calcaires de Creuë constituent de bons candidats pour expliquer le remplissage des filons. Hormis un rare indice en P6, les filons sont presque exclusivement observés dans les grainstones. Ceci s'explique par le caractère syn-diagénétique de la fracturation où la lithification était plus avancée dans les grainstones, à cimentation précoce, que dans les mudstones, peu propices à la formation précoce de fentes de tension mais plutôt sujets à un fluage généralisé. Ces propriétés de fluage pourraient d'ailleurs être matérialisées par les réseaux de fracturation polygonale décimétrique observés dans ces calcaires fins.

Les filons sédimentaires décrits dans cet article contraignent une direction d'extension E-W à WNW-ESE d'âge possible oxfordien-kimméridgien, cohérente avec le jeu synsédimentaire de failles régionales pour cette époque (thèse à paraître). Dans les Ardennes, des grabens N-S présentent des surépaisseurs dans les niveaux oxfordiens [Lefrançois *et al.*, 1996]. En Bourgogne, une origine tectonique est également envisagée pour expliquer les directions paléo-géographiques N-S de la barrière récifale ainsi que des failles listriques et des filons clastiques [Chevalier *et al.*, 2001]. Vers le centre du bassin de Paris les accidents N-S de Sennely mais surtout de Saint-Martin-de-Bossenay ont eu, au Jurassique supérieur, une activité tectonique en jeu normal, remarquable sur profils sismiques [Héritier & Villemain, 1971 ; Mégnien, 1980]. Dans le Jura, la mise en place de la plate-forme oxfordienne serait contrôlée par une tectonique extensive s'exprimant par des failles normales N-S et des flexures [Allenbach, 2002 ; Contini, 1989 ; Wetzel *et al.*, 2003]. Plus au sud, dans le bassin du Sud-Est, l'activité tectonique synsédimentaire oxfordienne est reconnue pour les failles NNE-SSW de la Durance et des Cévennes [Curnelle & Dubois ; 1986, Graciansky *et al.*, 1999]. Tous ces indices sont en accord avec l'histoire tectonique de la plate-forme ouest-européenne pour le Jurassique supérieur et les ouvertures de l'Atlantique central, de l'océan liguro-piémontais et de la Mer du Nord [Brunet, 1986 ; Mascle *et al.*, 1994]. Cette fracturation précoce, dès l'Oxfordien moyen, pourrait s'exprimer dans les niveaux sous-jacents, mais les affleurements d'argiles du Callovo-Oxfordien ne permettent pas d'approfondir cette question.

7 Conclusions

La découverte de filons sédimentaires NNE-SSW dans les terrains oxfordiens constitue un indice nouveau d'une activité tectonique jurassique dans cette région, d'autant plus intéressant que cette direction tectonique était le plus souvent attribuée au seul rifting oligocène. Cette extension proche d'E-W est en accord avec l'histoire géodynamique de la plate-forme ouest-européenne et montre qu'il est nécessaire de prendre en compte l'histoire tectonique jurassique pour décrypter la fracturation de l'Est du bassin de Paris.

Géochimiquement, l'analyse des isotopes stables dans ces filons implique une participation de fluides d'origine météorique. Dès lors les questions se posent de l'introduction précoce d'eau douce dans le système, celle-ci pouvant être favorisée par la fracturation liée à la mise en place des filons. Les cas favorables démarrent à partir d'émersions locales dès l'Oxfordien moyen en raison de la faible bathymétrie des dépôts et se reproduisent dans l'hypothèse de fracturations plus tardives dès l'émersion généralisée tardi-Jurassique, mais nécessairement préalable à la lithification des boues calcaires susceptibles de fournir le remplissage observé. Enfin, les épisodes plus tardifs de circulation (Tertiaire), ont probablement entraîné la recristallisation des micrites de remplissage des filons mais ne semblent pas clairement avoir affecté les sparites précoces précédant les remplissages filoniens de type II.

Remerciements :

Les auteurs tiennent à remercier l'ANDRA pour avoir financé cette étude ainsi que le GdR FORPRO qui a fourni des échantillons du puits de fonçage du laboratoire de Meuse/H^{te}-Marne, M. Durand et B. Lathulière d'avoir pris de leur temps pour relire ce manuscrit et enfin Alexandre, Claire, Luc et Nicolas pour avoir compléter notre échantillonnage.

BIBLIOGRAPHIE

Allenbach R.P. (2002). - The ups & downs of "Tectonic Quiescence" recognizing differential subsidence in the epicontinental sea of the Oxfordian in the Swiss Jura Mountains. - *Sedimentary Geology*, **150**, 323-342.

Bergerat F. (1987). Paléo-champs de contrainte tertiaires dans la plate-forme européenne au front de l'orogène alpin. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, **3**, 611-620.

Brunet M.-F. (1980). - Effet des variations eustatiques sur la subsidence dans le Bassin de Paris. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, **4**, 631-637.

Brunet M.-F. (1986). - La subsidence dans les trois bassins sédimentaires français (Paris, Aquitaine, Sud-Est). - *Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, **10**, 23-32.

Buschaert S. (2001). - Origine, âge et processus physico-chimiques des circulations de fluides dans les fractures : Exemple de socle sous couverture (Vienne) et de formations riches en argiles (Gard, Est). - Thèse de l'Université Henri Poincaré, Nancy, 238 p.

Chevalier F., Garcia J.-P., Quesne D., Guiraud M. & Menot J.-C. (2001). - Corrélations et interprétations génétiques dans les formations récifales oxfordiennes de la haute vallée de l'Yonne (sud-est du bassin de Paris, France). - *Bull. Soc. géol. Fr.*, **1**, 69-84.

Choquette, P. W. (1990). - Limestone: The Burial Diagenetic Environment. - A. Mc Ilreath and D. W. Morrow, *Diagenesis*, Ottawa, Geoscience Canada: 75-111.

Contini D. (1989). - L'Oxfordien du Jura septentrional. Définition des formations. Evolution paléogéographique. - *Annales Scientifique de l'Université de Franche-Comté*, **9**, 3-16.

Coulon M. (1992). - La distension oligocène dans le nord-est du bassin de Paris (perturbation des directions d'extension et distribution des stylolites). - *Bull. Soc. géol. Fr.*, **5**, 531-540.

Curnelle R. & Dubois P. (1986). - Evolution mésozoïque des grands bassins sédimentaires français ; bassin de Paris, d'Aquitaine et du Sud-Est. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, **8**, 529-546.

David C. (1996). - Contrôle de la sédimentation carbonatée oxfordienne en Lorraine : le site de Dompcevrin dans son contexte régional. - DEA, Université Henri Poincaré, Nancy, 37 p.

Graciansky P.-C.D., Dardeau G., Bodeur Y., Elmi S., Fortwengler D., Jacquin T., Marchant D. & Thierry J. (1999). - Les Terres Noires du Sud-Est de la France (Jurassique moyen et supérieur) : interprétation en termes de stratigraphie séquentielle. - *Bull. Centre Rech. Elf Explor. Prod.*, **22**, 35-69.

Guillocheau F., Robin C., Allemand P., Bourquin S., Brault N., Dromart G., Friedenberg R., Garcia J.-P., Gaulier J.-M. & Gaumet F. (2000). - Meso-Cenozoic geodynamic evolution of the Paris Basin: 3D stratigraphic constraints. - *Geodinamica Acta*, **13**, 189-245.

Héritier F. & Villemin J. (1971). - Mise en évidence de la tectonique profonde du Bassin de Paris par l'exploration pétrolière. - *Bull. du B.R.G.M.*, **1**, 11-30.

Humbert L. (1971). - Recherches méthodologiques pour la restitution de l'histoire bio-sédimentaire d'un bassin; L'ensemble carbonaté oxfordien de la partie orientale du bassin de Paris. - Thèse d'état, Université de Nancy, 364 p.

Lecuyer, C., Picard, S., Garcia, J.P., Sheppard, S.M.F., Grandjean, P. & Dromart, G. (2003). - Thermal evolution of the Tethyan surface waters during the Middle-Late Jurassic : Evidence from $\delta^{18}O$ values of marine fish teeth. *Paleoceanography*, sous presse.

Le Roux J. (1980). - La tectonique de l'auréole orientale du Bassin de Paris. Ses relations avec la sédimentation. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, **4**, 655-662.

Lefrançois A., Marchand D., Beaudoin B., Chamley H. & Trouiller A. (1996). - Contexte géodynamique au passage Callovien-Oxfordien dans le NNE du Bassin Parisien. - *C. R. Acad. Sc.*, **323**, 229-235.

Marchand D. & Menot J.C. (1980). - Jurassique supérieur : Adrennes et Lorrain. - *in* C. Mégnien (ed), *Synthèse géologique du Bassin de Paris*, Vol 1, Stratigraphie et Paléogéographie, Mem. B.R.G.M., **101**, 204-206.

Masclé A., Bertrand G. & Lamiroux C. (1994). - Exploration for and production of oil and gas in France : a review of the habitat, present activity, and expected developments. - *in* Masclé A. (ed), *Exploration and Petroleum Geology of France*, Springer-Verlag, *Eur. Ass. Petroleum Geoscient.*, **4**, 3-27.

McCrea J.M. (1950). - On the isotope chemistry of carbonates and paleotemperature scale. - *J. Chem. Physics*, **18**, 849-857.

Mégnien C. (1980). - Tectogenèse du Bassin de Paris : étapes de l'évolution du bassin. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, **4**, 669-680.

Mégnien C., Mégnien F. & Debrand-Passard S. (1980). - Synthèse du Bassin de Paris. - *in* Mém. B.R.G.M., 3 volumes, **101 à 103**.

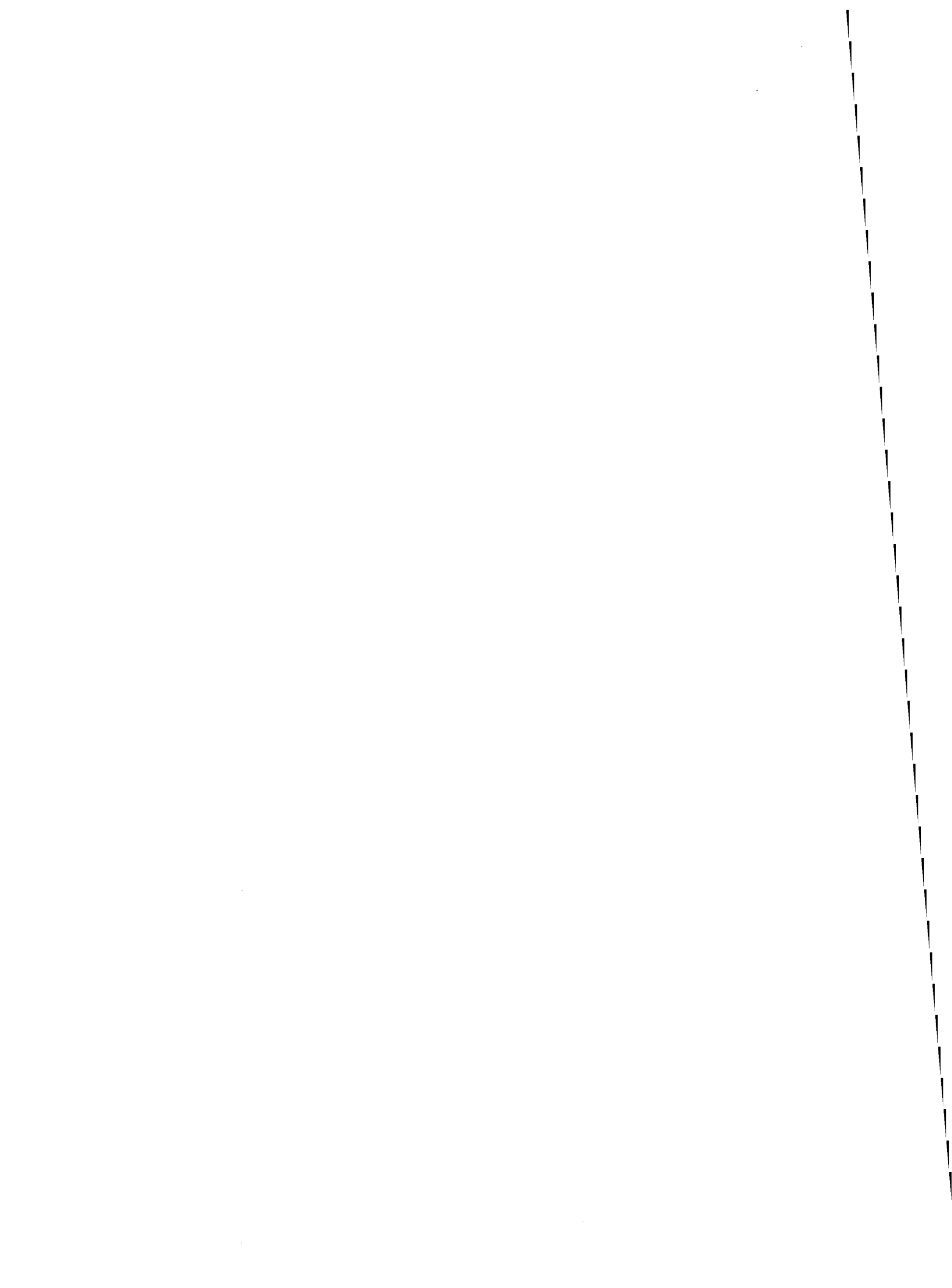
Rocher M., Baize S., Cushing M., Lemeille F., Lozac'h Y. & Angelier J. (2002). - Une reconnaissance fine du cycle alpin par l'analyse microtectonique en domaine intraplaque : exemple dans l'Est de la France. - *RST 2002*, Nantes, 204-205.

Tucker M.E. & Wright V.P. (1990). - Carbonate sedimentology. - *in* Ltd B.S. (eds), Oxford, 469 p.

Vincent B. (2001). - Sédimentation et Géochimie de la diagenèse des carbonates, Application au Malm de la Bordure est du Bassin de Paris. - Thèse de l'Université de Bourgogne, Dijon, 323 p.

Wetzel A., Allenbach R. & Allia V. (2003). - Reactivated basement structures affecting the sedimentary facies in a tectonically «quiescent» epicontinental basin: an example from NW Switzerland. - *Sedimentary Geology*, **157**, 153-172.

5 SIGNATURES ISOTOPIQUES ET GÉOCHIMIQUES DES PALÉOFLUIDES



1. INTRODUCTION

Les mesures de $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ effectuées par S. Buschaert (Buschaert, 2001) sur roche totale, géodes et remplissages de fissures ont démontré l'existence de cristallisations en fissures ou de recristallisation (ciment sparitique) dans les calcaires à partir d'un fluide à la signature météorique lors d'un épisode dont l'âge est donné pour Oligocène (notamment sur la base des calcites de colmatage des failles du fossé de Gondrecourt-le-Château). L'objectif est ici d'étendre la zone d'échantillonnage afin de mettre en relation la signature isotopique des remplissages, le contexte structural, la lithostratigraphie et les épisodes tectoniques responsables des phases successives de fracturation. L'échantillonnage des roches encaissantes et fentes de tension (Figure 49) a été réalisé autour du site de Meuse/H^{le}-Marne, entre les vallées de la Marne et celle de la Meuse, principalement le long des accidents tels que les fossés de Gondrecourt et Roches-Bettaincourt, ainsi qu'en bordure des failles de Poissons, Neufchâteau et Vittel.

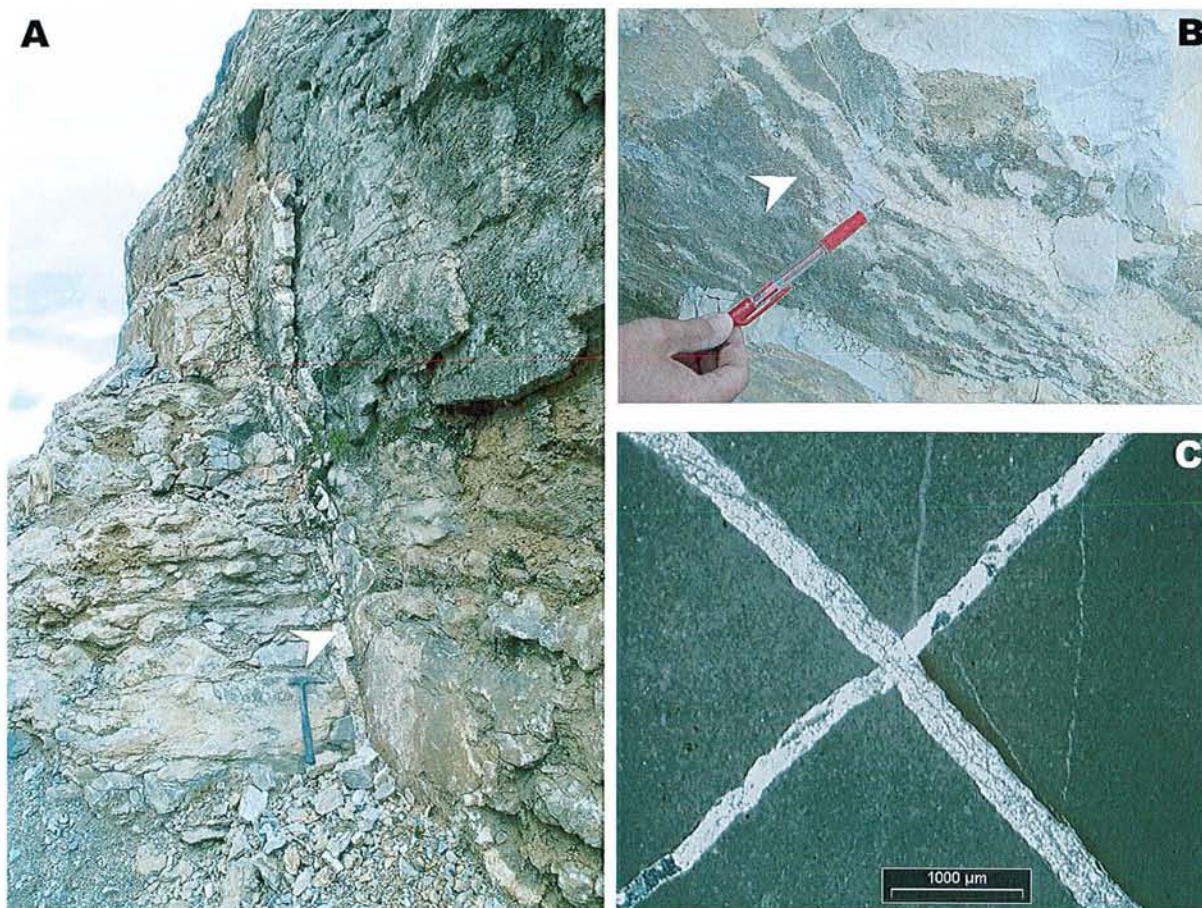


Figure 49 : Exemple de fentes de tension, sur le terrain, dans le Bajocien sur le site CH2 (A) avec une extension métrique et plus de 10 cm de remplissage, dans l'Oxfordien supérieur sur le site DS15 (B) avec une reprise par des stylolites à pics horizontaux et en lame mince (C) avec une chronologie entre une première fente NE-SW recoupée par une fente NW-SE prélevée sur le site SB3 dans l'Oxfordien supérieur.

2. METHODOLOGIE

Les roches encaissantes et les remplissages de fractures ont été caractérisés par leurs $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$. La séparation entre les calcites des fentes de tension et l'encaissant a été réalisée à l'aide des outils de type microburin et microfraiseuse.

J'ai procédé à l'analyse des signatures isotopiques en $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ de ces calcites au laboratoire Géosciences de Rennes, en collaboration avec Serge Fourcade. La fraction carbonatée réduite en poudre (1 à 10 mg) a subi une attaque à l'acide orthophosphorique à 25°C (Mc Crea, 1950) avec un coefficient de fractionnement isotopique à l'extraction de 1,01025. Les analyses isotopiques ont été effectuées sur le CO_2 gazeux à l'aide d'un spectromètre de masse VG SIRA 10 en utilisant un standard interne ainsi qu'un standard international (NBS 19). Les rapports isotopiques (δ) sont exprimés par rapport au PDB pour C et au SMOW pour O. Les résultats ont une précision meilleure que 0,1‰.

Une partie des échantillons a été envoyée au CRPG (Nancy) pour être analysée par ICP-MS, afin de mesurer les majeurs, traces et REE. Ce type d'analyse sur les Terres rares a été effectué par une seule méthode ponctuelle, le micro-SIMS (Lecocq, 2002), sur des fentes de tension dans l'Oxfordien calcaire ainsi que dans l'Oxfordien argileux. Les travaux de Lecocq (2002), montrent une relation entre la nature de l'encaissant et les spectres en Terres rares des fentes de tension et suggèrent des conditions plus ouvertes dans les calcaires que pour les argiles. Les spectres de terres rares sont cependant pour une partie relativement inhabituels, mais aucune explication n'est donnée.

3. SIGNATURES EN $\delta^{18}\text{O}$ ET $\delta^{13}\text{C}$

3.1. Schéma interprétatif global

L'existence de travaux antérieurs (Buschaert, 2001) et la conformité de nos résultats avec ceux-ci, permet de proposer initialement, un «schéma interprétatif global», qui va permettre d'ouvrir la discussion sur les données présentées ici.

3.1.1. Le carbone

Le $\delta^{13}\text{C}$ des calcites de fentes de tension est, de façon générale, similaire à celui des calcaires encaissants ($\pm 0,5\%$). Les seules exceptions sont les calcites provenant des zones de failles majeures, pour lesquelles, le $\delta^{13}\text{C}$ est différent de plus de 1‰ par rapport à celui de l'encaissant.

Pour les calcites au $\delta^{13}\text{C}$ du même ordre de grandeur que leur encaissant, le C apparaît contrôlé par la source la plus proche, constituée des calcaires hôtes. Autrement dit, le C est transféré des calcaires adjacents dans la fracture, directement sans fractionnement. Ce qui signifie que : i) le fluide n'est pas marqué par un carbone provenant d'une source extérieure et, ii) les effets de fractionnement isotopique liés à la dissolution sont annulés par la cristallisation.

En revanche, les calcites des zones de failles (fossé de Gondrecourt-le-Château et faille

de Neufchâteau) ne suivent pas le même fonctionnement. Les variations de la composition isotopique du C reflètent : i) soit un fractionnement isotopique pendant les interactions fluide/roche, ou ii) des sources différentes de C, ou enfin la combinaison de ces deux possibilités. En ce qui concerne la nature des sources de C envisageables, autres que l'encaissant, les niveaux calcaires du Dogger peuvent, par exemple, avoir marqué les fluides de leur empreinte dans le cas d'une circulation *per ascensum*, facilitée le long des accidents.

3.1.2. L'oxygène

Le $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ des calcites de fentes de tension prend toute une gamme de valeurs, entre 18‰ et 26‰, avec le maximum de valeurs entre 20‰ et 23‰ (Figure 50). Cet étalement des valeurs est principalement dû au rapport fluide/roche, dont on peut supposer qu'il a varié au cours de épisodes de cristallisations. Les calcaires encaissants ont des compositions isotopiques en $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ supérieures à 24‰ et le plus souvent comprises entre 26‰ et 28‰ (Figure 50). Les valeurs basses sont attribuées à des faciès très recristallisés et riches en sparite de même nature que celle des fentes de tension (Buschaert, 2001). Les valeurs les plus basses de $\delta^{18}\text{O}$ pour les fentes de tension correspondent à des rapports fluide/roche élevés et donc sont les plus représentatives vraisemblablement de la composition du fluide pour une température donnée.

Il s'agit maintenant de rechercher les différentes solutions possibles pour cristalliser de telles calcites, en terme de conditions thermiques et de composition isotopique des fluides en utilisant les données de O'Neil (O'Neil et Clayton, 1969). Nous allons donc considérer les populations de calcites de fentes de tension au $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ les plus bas, c'est à dire à 20‰, afin de se rapprocher des rapports fluides/roche les plus forts.

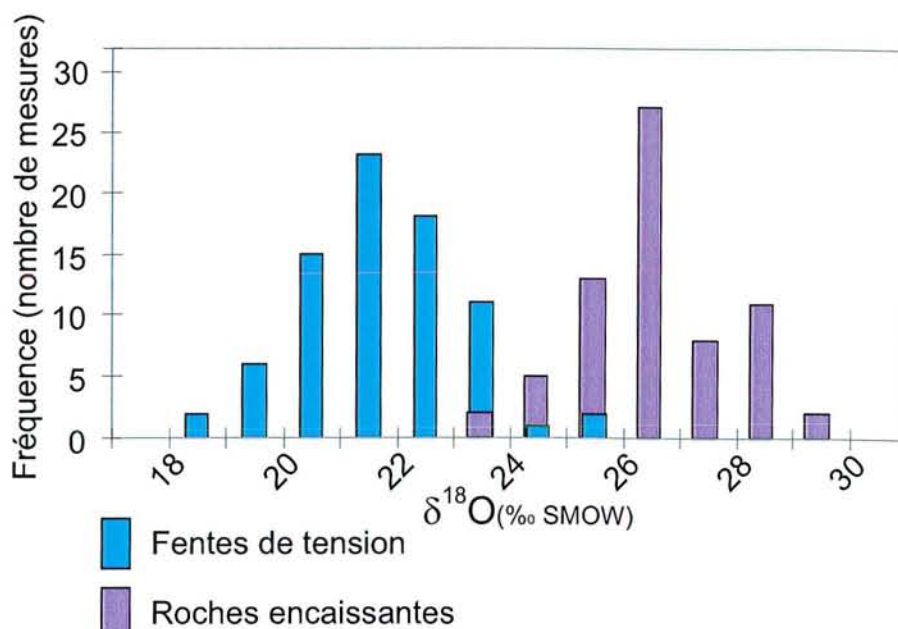


Figure 50 : Fréquences des signatures en $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ (‰) pour l'ensemble des roches encaissantes et des fentes de tension.

Une première approche consiste à tester la possibilité de cristalliser ces calcites à partir d'une eau de mer originelle (Figure 51A). Avec un rapport eau/roche infini, une eau de mer au $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ à 0‰ et des calcaires encaissants à 30‰, il faut envisager une température, lors de la cristallisation, de 73°C.

La seconde approche est d'envisager ces cristallisations à partir d'une eau d'origine météorique (Figure 51B). Dans ce cas, toujours avec un rapport eau/roche infini, une eau météorique au $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ à -7‰ et des calcaires encaissants à 30‰, il faut envisager une température, lors de la cristallisation, de 30°C.

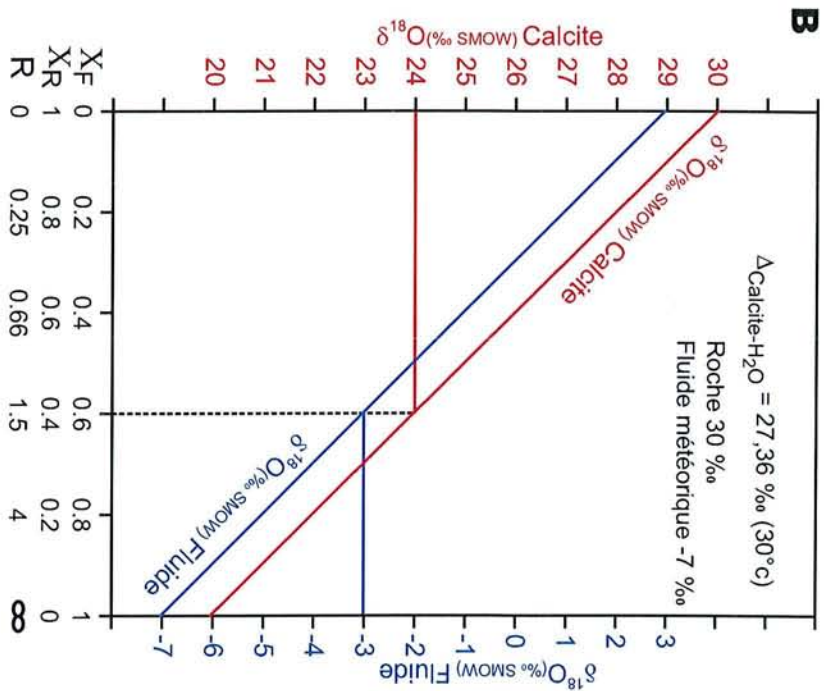
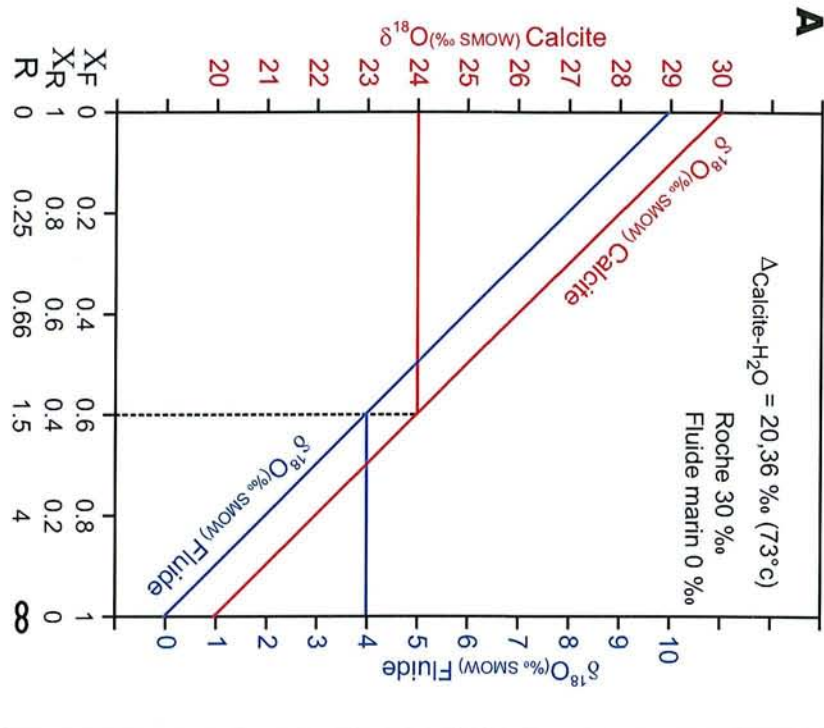


Figure 51 : A ; évolution du $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ en ‰ d'une eau marine ($\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ initial = 0‰), et des calcites cristallisées au cours d'une équilibration avec un calcaire ($\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ initial = 30‰) à une température de constante 73°C (soit $\Delta_{\text{calcite-H}_2\text{O}}$ constant) mais rapport eau/roche (R) variable. X_F et X_R ($X_F + X_R = 1$) représentent les fractions massiques d'oxygène dans la roche et le fluide, respectivement ; B, diagramme équivalent au premier pour une eau météorique ($\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ initial = -7‰) et une température constante de 30°C.

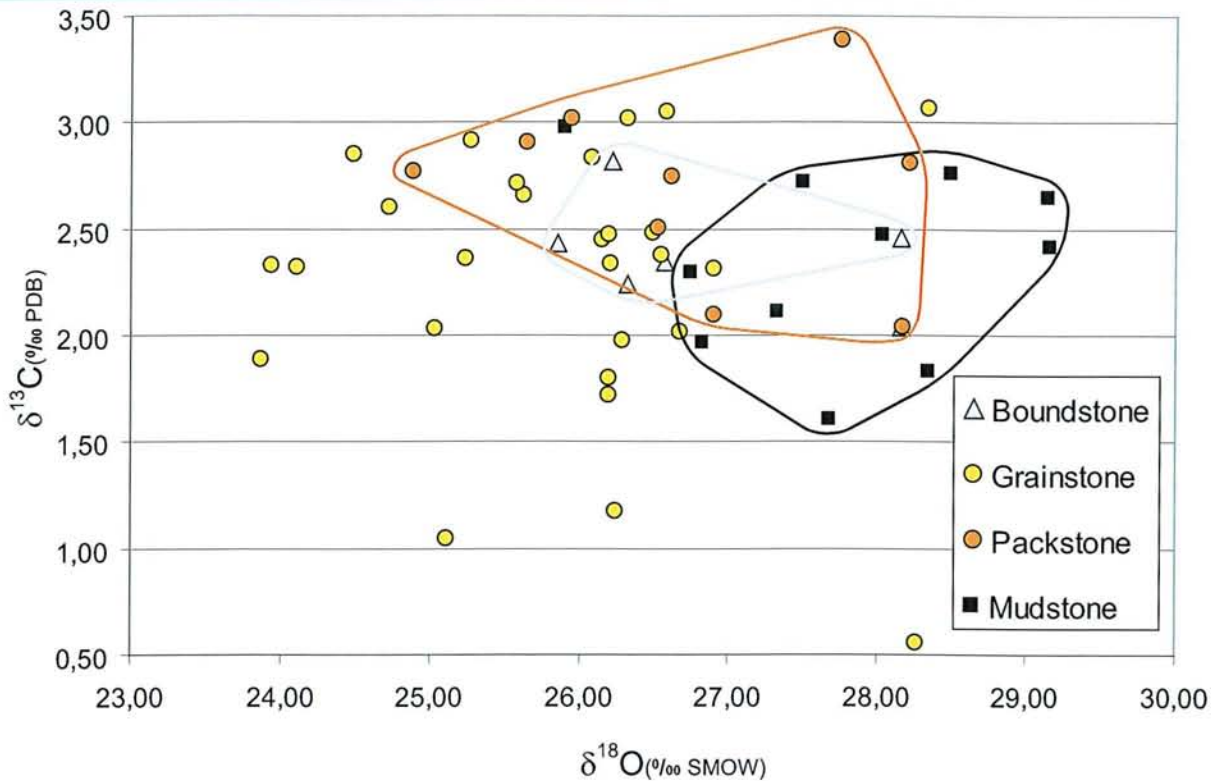


Figure 52 : Composition isotopique en $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ des roches encaissantes en fonction de leur faciès.

Parmi ces 2 hypothèses, la première doit être écartée, étant donnée l'histoire thermique de cette partie du Bassin de Paris, dont les températures maximales, liées à l'enfouissement, ont été estimées à 40°C (Cathelineau *et al.*, 1997; Landais et Elie, 1997). Subsiste donc la seconde hypothèse, qui fait intervenir une eau météorique. La détermination précise, de la composition isotopique de ce fluide, d'origine météorique, reste conditionnée au choix des températures. En effet, plusieurs solutions peuvent être proposées comme une eau au $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ à -7‰ avec une température de 30°C, mais d'autres couples $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ /température sont possibles, comme par exemple, une eau au $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ à -5‰ avec une température de 40°C.

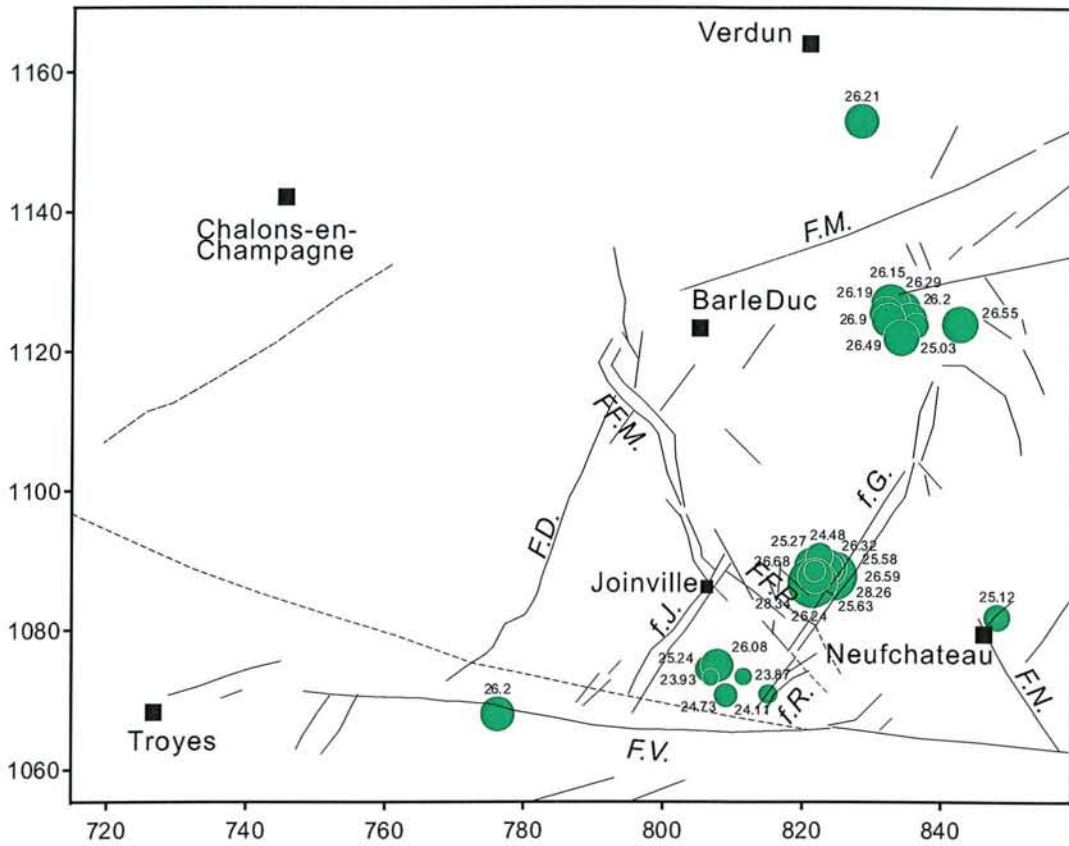
Les résultats présentés par la suite vont permettre d'affiner ces hypothèses, en replaçant les différents objets dans leur contexte lithostratigraphique et structural.

3.2. Encaissants calcaires

Les différents encaissants analysés ont des compositions isotopiques (Figure 52) en $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ comprises entre 24 et 29,5‰ avec un $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ compris entre 2 et 3‰. Il n'existe pas de relation simple et directe entre la lithostratigraphie et la signature en $\delta^{13}\text{C}$. En revanche, les signatures en $\delta^{18}\text{O}$ sont d'autant plus basses que la porosité cimentée est élevée. Alors que pour les mudstones les valeurs de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ sont autour de 27-30‰, celles des grainstones sont à 24-27‰.

Les éléments constitutifs des calcaires (bioclastes, oolites, oncolites, clastes, etc.) ont des signatures clairement marines ($\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = 28-30‰$, (Vincent, 2001)), c'est donc la

GRAINSTONE



MUDSTONE

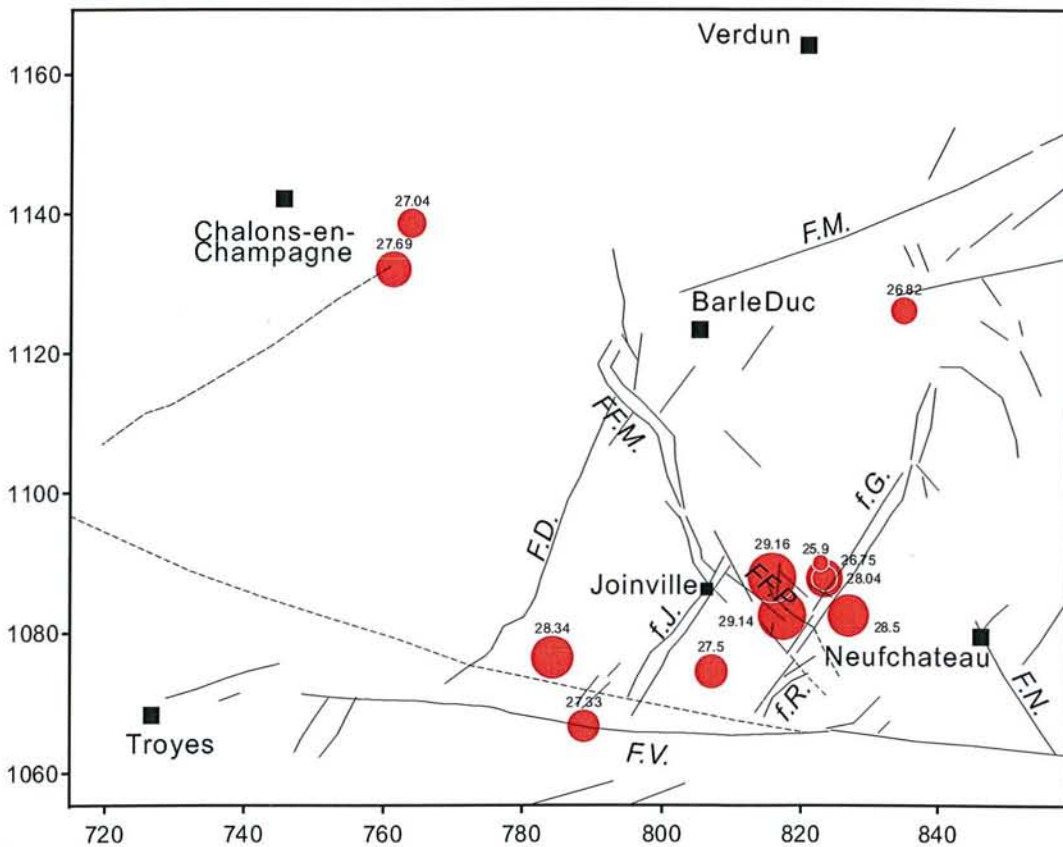


Figure 53 : Relation entre la signature en $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ des roches encaissantes, leur localisation spatiale et le faciès ; la taille des pastilles vertes (grainstone) et rouges (mudstone) est proportionnelle à la compositions en $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$

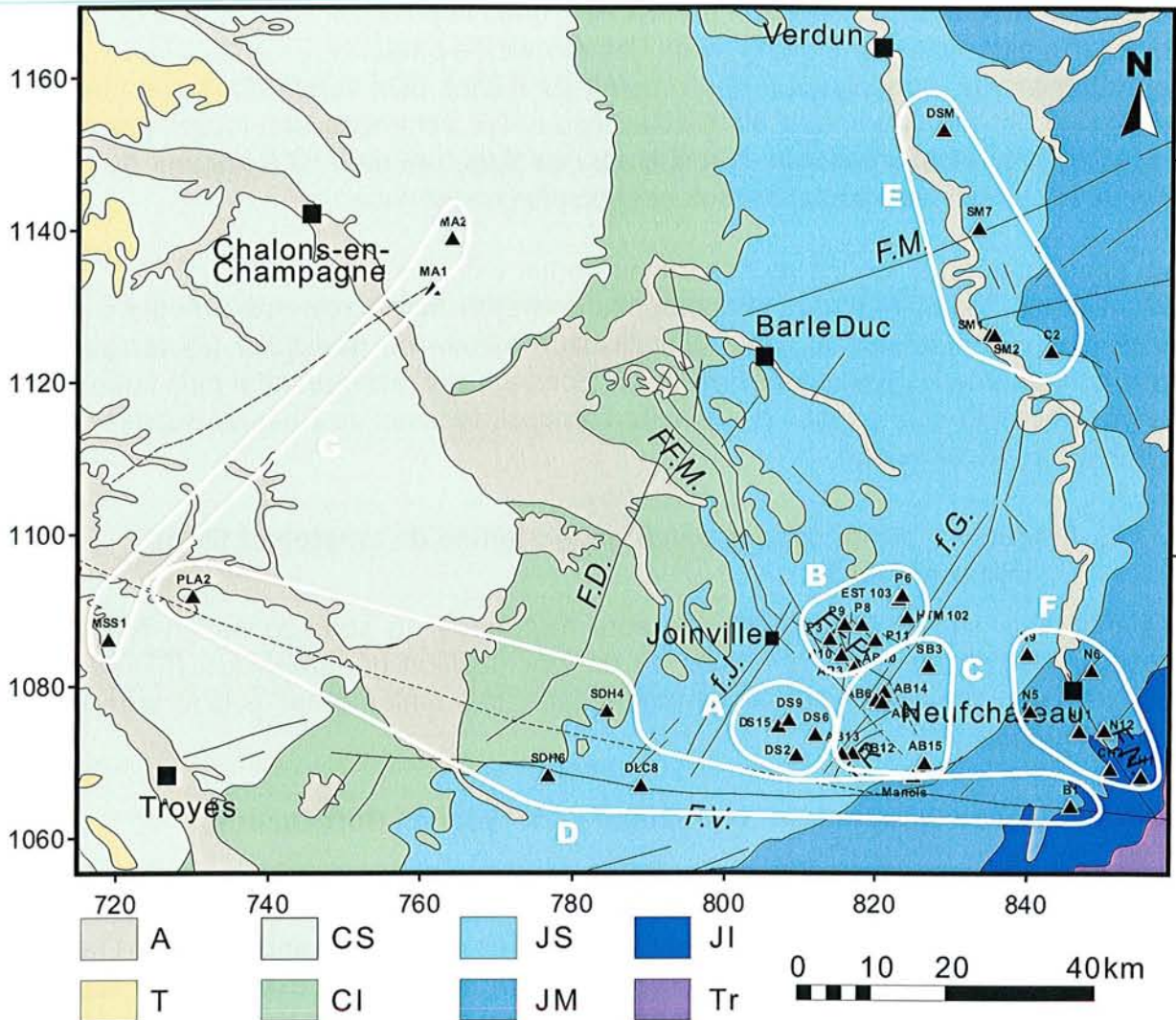


Figure 54 : Carte de localisation des sites d'échantillonnage des remplissages de fissures ; A, Sud de la vallée de la Meuse ; B, Nord des failles de Poissons ; C, fossés de Gondrecourt et Roches-Bettaincourt ; D, faille de Vittel ; E, Nord de la vallée de la Meuse ; F, failles de Neufchâteau ; F.M.= faille de Metz et satellites ; FF.M.= failles de la Meuse, F.H.= faille d'Haironville, f.J.= fossé de Joinville, f.G.= fossé de Gondrecourt, f.R.= fossé de Roches-Bettaincourt, F.V.= faille de Vittel, F.N.= faille de Neufchâteau, F.D.= faille du Der, FF.P.= failles de Poissons, A= alluvions, T= Tertiaire, CS= Crétacé supérieur, CI= Crétacé inférieur, JS= Jurassique supérieur, JM= Jurassique moyen, JI= Jurassique inférieur, Tr= Trias.

composition isotopique du ciment (calcite claire avec une faible luminescence) qui fait chuter la signature en $\delta^{18}\text{O}$ de la roche totale (Buschaert, 2001). Le rôle de la proximité des structures tectoniques sur les compositions en $\delta^{18}\text{O}$ des calcites a déjà été démontré pour les fentes de tension (Buschaert, 2001), c'est pourquoi il est intéressant de faire la même analyse pour les roches encaissantes.

Les faciès grainstones (Figure 53) ont de manière générale une composition en $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ proche de 26‰, à l'exception d'une zone située entre les fossés de Joinville et de Roches-Bettaincourt où elles descendent en dessous des 24‰. Cette zone semble avoir été le siège d'un important épisode de diagenèse.

Pour les calcaires fins (mudstones) il y a peu de variations pour les compositions en $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ avec des valeurs toujours aux alentours de 27-28‰ sauf pour une analyse à 25,9‰. Cette dernière valeur, la plus faible mesurée pour ces faciès fins, correspond à un

échantillon provenant de l'horizon poreux HP6 dans le puits principal du site de Meuse/H¹⁶-Marne. Il s'agit donc d'une roche ayant des propriétés particulières en terme de porosité et de transmissivité, conduisant à des circulations fluides plus importantes que pour le reste du massif. On peut supposer alors qu'au cours des échanges eau-roche, entraînant des cristallisations dans la porosité, la roche a vu sa signature en $\delta^{18}\text{O}$ s'éloigner du pôle marin originel vers des valeurs plus basses et donc plus météoriques.

Les signatures en $\delta^{18}\text{O}$ des roches encaissantes calcaires, principalement bajociennes et oxfordiennes, témoignent des phénomènes de (re)cristallisations des ciments à partir d'un fluide d'origine météorique. Cette cristallisation affecte en particulier les roches les plus poreuses comme les grainstones et les horizons poreux, avec un effet plus important dans la zone encadrée par le fossé de Joinville à l'ouest, le fossé de Roches-Bettaincourt à l'est et la faille de Vittelet au sud.

3.3. Fissures à remplissages calcitiques : fentes de tension et filons sédimentaires

Les différents sites d'échantillonnage sont regroupés en sous-zones en fonction de la proximité des structures tectoniques ou de leur position géographique (Figure 54). Ces contextes sont présentés indépendamment dans un premier temps puis ils seront discutés dans leur globalité.

3.3.1. Fossés de Gondrecourt le Château et de Roches Bettaincourt

Cette zone fait partie des contextes spécifiques où l'on observe, pour les fentes de tension, des valeurs de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ assez homogènes, centrées sur 22‰ avec un étalement des compositions en $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ qui va bien au delà de celles des roches encaissantes (Tableau 14, et Figure 55,). Alors que les roches encaissantes, principalement oxfordiennes supérieures, ont des $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ autour de 2,5‰, les fentes de tension s'organisent en 2 groupes. Un premier groupe conserve la signature en $\delta^{13}\text{C}$ de l'encaissant avec une chute de $\delta^{18}\text{O}$ de presque 7‰. Le second groupe de fentes de tension montre la même chute en $\delta^{18}\text{O}$ mais les $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ sont par contre inférieurs à 2‰ et descendent même jusqu'à 0,6‰.

Ces deux comportements distincts, en terme de composition des fentes de tension en $\delta^{13}\text{C}$ peuvent s'expliquer par une différence dans le degré d'équilibre eau-roche. En effet, la roche constitue un réservoir infini en C vis à vis du fluide, aussi ce dernier a tendance à s'équilibrer beaucoup plus rapidement en $\delta^{13}\text{C}$ qu'en $\delta^{18}\text{O}$. Les fentes de tension ayant la même signature en $\delta^{13}\text{C}$ que leur encaissant, sont probablement issues de cristallisations en présence d'un fluide ayant parcouru le massif calcaire au travers de la porosité et de la petite fracturation, donc avec des vitesses relativement faibles, ce qui conduit pour les remplissages calcitiques, à une signature isotopique en $\delta^{13}\text{C}$ proche de l'encaissant (transfert de C via le fluide sans fractionnement intégré notable depuis la zone de recharge en C jusqu'à la zone de décharge).

En revanche, les fentes de tension très différenciées en $\delta^{13}\text{C}$ vis à vis de leur encaissant sont le résultat de cristallisations à partir d'un fluide ayant circulé le long des systèmes de failles majeures avec des temps de parcours plus réduits, des rapports eau/roche élevés et un degré d'équilibration moindre au niveau de la zone de recharge. Dans ce cas, la composition isotopique différente du carbone peut signifier soit une origine allochtone du

Site	Réf.	X	Y	Stratigraphie	Faciès	Objets	dir.	Accident régional	$\delta^{18}\text{O}$ (SMOW)	$\delta^{13}\text{C}$ (PDB)
AB10	AB10 A2	817,4	1082,6	Oxfordien supérieur		Fente de tension	96	Fossé de Gondrecourt	22,28	2,38
"	AB10 A1	"	"	"		"	158	"	21,88	2,45
"	AB10 RM	"	"	"	Mudstone	Encaissant		"	29,14	2,65
AB14	AB14-F*	821,2	1079,2	Tithonien		Fente de tension	52	"	21,72	1,66
AB15	AB15-F*	826,5	1069,8	Oxfordien inférieur		Fente de tension	25	"	22,02	2,70
AB3	AB3-F*	817,2	1082,3	Oxfordien supérieur		Fente de tension		"	22,22	2,47
AB6	AB6 F N170*	820,1	1078,1	Oxfordien supérieur		Fente de tension	170	"	21,99	0,67
"	AB6 F N140*	"	"	"		"	140	"	21,76	0,68
"	PMGA 10/2	"	"	"		"	10	"	22,25	0,87
"	PMGA 10/3	"	"	"		"	140	"	22,29	0,99
"	AB6 F N040*	"	"	"		"	40	"	22,08	1,03
"	PMGA 10/1	"	"	"		"	50	"	22,03	2,38
AB7	AB7-F3*	820,9	1077,8	Oxfordien supérieur		Fente de tension	30	"	21,54	1,11
"	PMGA 9/4	"	"	"		"	40	"	22,00	1,34
"	AB7-F2*	"	"	"		"	30	"	21,10	1,82
"	PMGA 9/2	"	"	"		"	40	"	21,72	1,84
"	AB7-F4*	"	"	"		"	30	"	21,47	1,90
"	AB7-F1*	"	"	"		"	30	"	21,84	2,65
SB3	SB3 A1	827	1082,6	Oxfordien supérieur		Fente de tension	140	"	22,94	2,59
"	SB3 A2	"	"	"		"	40	"	23,16	2,60
"	SB3 RM	"	"	"	Mudstone	Encaissant		"	28,50	2,77
AB12	PMGA 7/2	817	1071,1	Oxfordien moyen		Fente de tension	50	Fossé Roche Bettaincourt	21,98	1,20
"	AB12-F*	"	"	"		Fente de tension	160	"	21,79	1,55
AB13	PMGA 7/5	815,6	1071	Oxfordien moyen	Grainstone	Encaissant		"	24,11	2,32

Tableau 14 : Localisation géographique (coordonnées Lambert 1), positions lithostratigraphiques, type d'objets, nature des remplissages et signatures isotopiques en $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ et $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ des échantillons prélevés sur le terrain dans la zone des fossés de Gondrecourt et Roches-Bettaincourt (les références marquées d'un * proviennent des travaux de S. Buschaert, 2001).

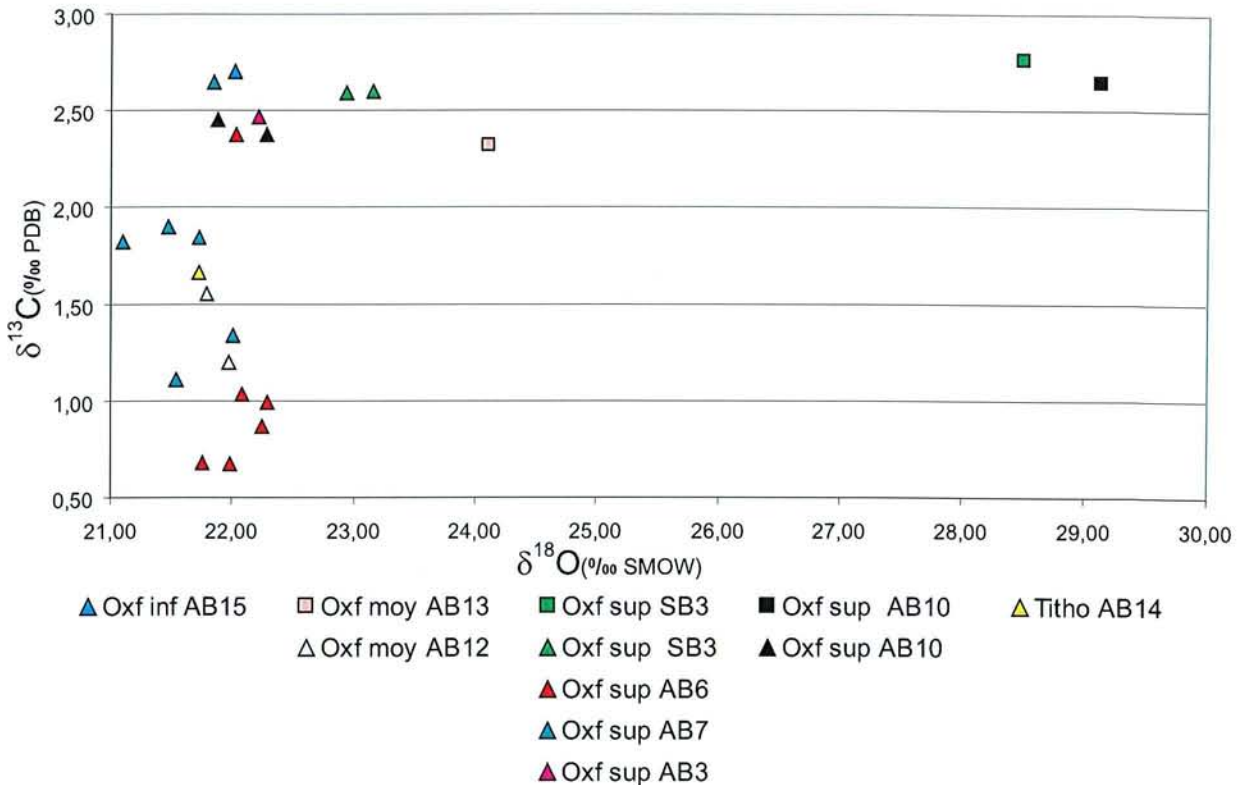


Figure 55 : Composition isotopique en $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ des roches encaissantes et fentes de tension pour la zone des fossés de Gondrecourt et Roches-Bettaincourt ; carrés= roches encaissantes, triangles= fentes de tension.

C contenu dans le fluide, soit que la précipitation de calcite s'effectue en milieu ouvert où les paramètres régissant les équilibres entre espèces de C dissous (CO_2 , CO_3^{2-} , HCO_3^- , CH_4 ...) conditionnent la valeur du fractionnement isotopique calcite/fluide (ex : Ohmoto, 1986 et références internes ; Longstaffe et al., 1987 et références internes; O'Neil, 1987 et références internes).

Les zones de fossés apparaissent donc comme des systèmes privilégiés de transferts de fluides conditionnant, en grande partie, l'intensité des phénomènes de circulation/cristallisation. L'origine des fluides et les conditions de cristallisation seront discutées plus loin.

3.3.2. Sud Marne – zone inter fossés

Nous avons vu que la signature isotopique des roches encaissantes dans cette zone présentait les $\delta^{18}\text{O}$ les plus bas, en particulier pour les faciès grainstones. Pour les fentes de tension, se retrouvent des $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ assez bas, entre 20 et 22‰ avec des $\delta^{13}\text{C}$ proches de ceux des encaissants (Tableau 15, et Figure 56). Une seule fente de tension présente un $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ très différencié de celui de son encaissant avec une chute de 1‰. Ce point singulier correspond sur le terrain à une zone de faille normale avec plusieurs mètres de rejets. A nouveau, la chute du $\delta^{13}\text{C}$ est flagrante pour ces calcites de remplissage de fissure à proximité d'accidents.

Site	Réf.	X	Y	Stratigraphie	Faciès	Objets	dir.	$\delta^{18}\text{O}$ (SMOW)	$\delta^{13}\text{C}$ (PDB)
DS15	DS15B	807,2	1074,6	Oxfordien supérieur		Fente de tension	37	22,63	1,38
"	DS15A	"	"	"		"	40	21,91	2,50
"	PMGA 8/1	"	"	"		"	130	20,38	2,76
"	DS15C RM	"	"	"	Grainstone	Encaissant		23,93	2,33
"	PMGA 8/3	"	"	"	"	"		25,24	2,36
"	PMGA 8/2	"	"	"	Mudstone	"		27,50	2,72
DS2	DS2 SP	809,6	1070,8	Oxfordien supérieur		Filon sédimentaire	36	21,55	2,10
"	DS2 F	"	"	"		"	36	22,67	2,56
"	DS2 RM	"	"	"	Grainstone	Encaissant		24,73	2,60
DS6	DS6 F	812,1	1073,5	Oxfordien moyen		Filon sédimentaire	36	20,39	2,54
"	DS6 RM	"	"	"	Grainstone	Encaissant		23,87	1,89
DS9	DS9 A2	808,6	1075,4	Oxfordien supérieur		Filon sédimentaire	40	21,77	2,69
"	DS9 A1	"	"	"		Fente de tension	40	19,78	2,49
"	DS9 RM	"	"	"	Grainstone	Encaissant		26,08	2,84

Tableau 15 : Localisation géographique (coordonnées Lambert 1), positions lithostratigraphiques, type d'objets, nature des remplissages et signatures isotopiques en $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ et $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ des échantillons prélevés sur le terrain dans le Sud de la Vallée de la Marne.

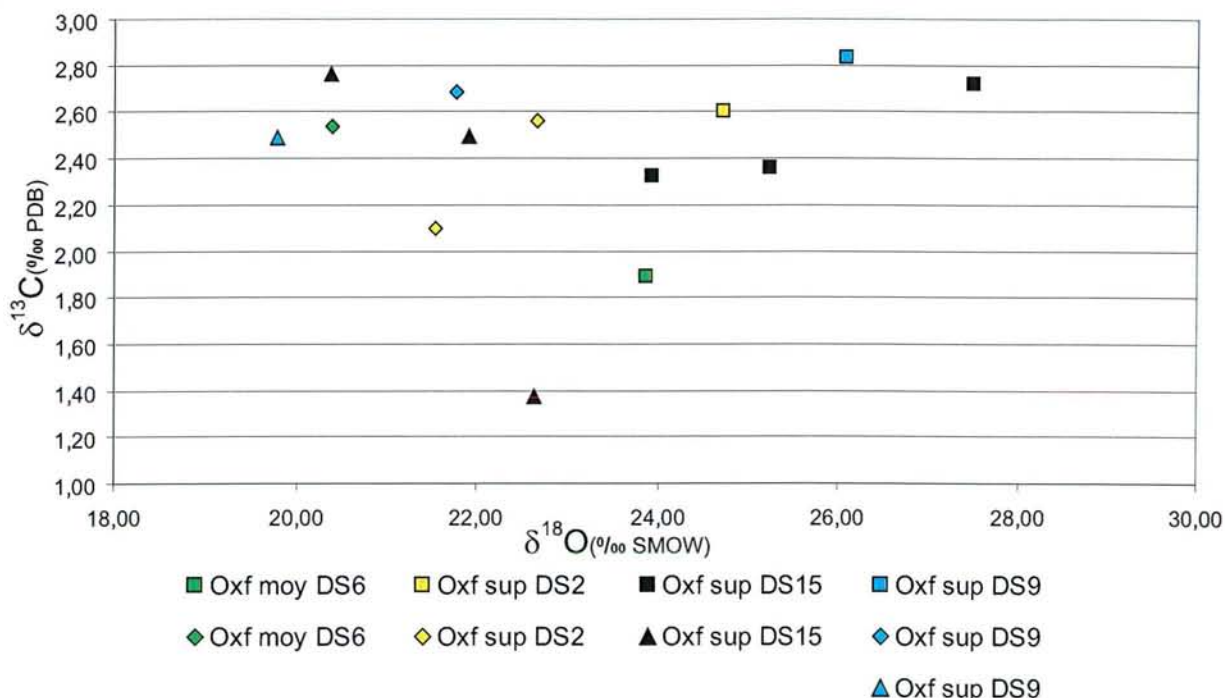


Figure 56 : Composition isotopique en $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ des roches encaissantes et fentes de tension pour la zone Sud de la vallée de la Marne ; carrés= roches encaissantes, losanges= filons sédimentaires, triangles= fentes de tension.

Cette zone semble donc le siège d'importantes circulations ayant conduit à des cristallisations à partir d'un fluide à la signature météorique évidente. Il n'y a pas d'accidents majeurs au niveau des sites d'échantillonnage mais, en revanche, les failles de Vittel, Poissons, Joinville et Roches-Bettaincourt limitent la zone sur ses bordures. On peut supposer qu'à l'échelle de ce bloc, délimité par des failles majeures, les circulations fluides sont facilitées, d'une part le long des accidents, mais aussi dans les roches de la zone, du fait d'une microfracturation plus importante.

Site	Réf.	X	Y	Stratigraphie	Objets	dir.	Accident régional	$\delta^{18}\text{O}$ (SMOW)	$\delta^{13}\text{C}$ (PDB)
P10	PMGA 15/1	815,5	1084	Tithonien inférieur	Fente de tension		Poisson	22,80	1,96
P11	PMGA 18/3	820	1086	Oxfordien supérieur	Fente de tension		"	23,09	1,95
P3	P3 B1	814	1086,1	Tithonien inférieur	Fente de tension	154	"	22,38	0,51
"	PMGA 12/3	"	"	"	Encaissant		"	28,85	1,16
P8	P8 A1	818,2	1088	Tithonien inférieur	Fente de tension	48	"	23,74	1,46
"	P8 C1	"	"	"	"	127	"	23,85	2,16
P9	P9 D	815,9	1088,04	Tithonien inférieur	Géode		"	23,30	2,18

Tableau 16 : Localisation géographique (coordonnées Lambert 1), positions lithostratigraphiques, type d'objets, nature des remplissages et signatures isotopiques en $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ et $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ des échantillons prélevés sur le terrain dans la zone des failles de Poissons.

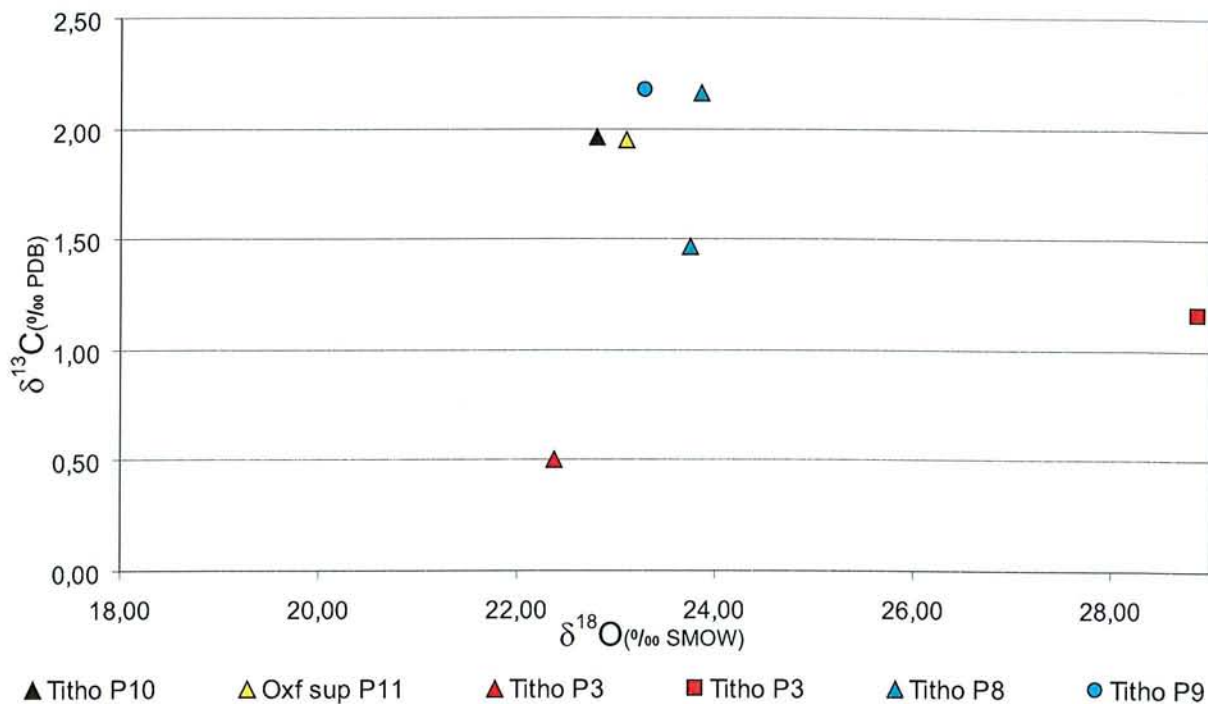


Figure 57 : Composition isotopique en $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ des roches encaissantes et fentes de tension pour la zone des failles de Poissons ; carrés= roches encaissantes, disques= géodes, triangles= fentes de tension.

3.3.3. Nord des failles de Poissons et site de Meuse/H^{te}-Marne

Les données de surface sont assez réduites pour cette zone qui se développe principalement dans le Tithonien. A l'affleurement, le Tithonien est composé par une grande diversité de faciès (Oolithe, Dolomie, Calcaire lithographique, Lumachelle) et présente un important système karstique sous forme de grandes poches verticales à remplissage sableux, limitant les possibilités de trouver des fentes de tension analysables. Les quelques données traitées ici (Tableau 16, et Figure 57) montrent des fentes de tension aux $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ entre 23 et 24‰, ce qui constitue des valeurs assez hautes par rapport aux valeurs de 22‰ mesurées plus au sud.

Dans les forages situés autour du laboratoire de Meuse/H^{te}-Marne, nous avons pu effectuer un nombre important d'analyses sur les encaissants, les géodes et les fentes de tension ou filons sédimentaires (compilation avec les travaux déjà réalisés par S. Buschaert en 2001).

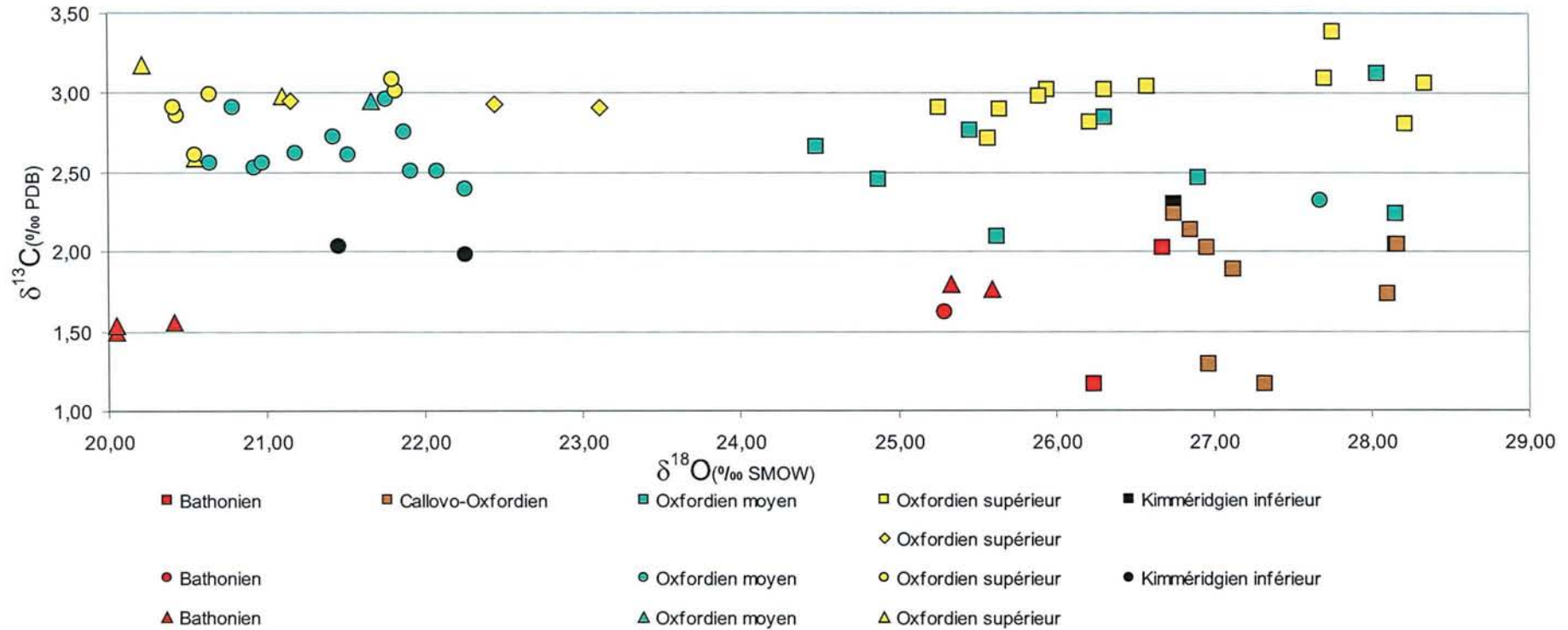


Figure 58 : Composition isotopique en $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ des roches encaissantes et fentes de tension pour les forages (HTM 102 et EST 103 d'après les travaux de S. Buschaert, EST 204 et puits de fonçage, pour le tableau de données voir en annexes) ; carrés= roches encaissantes, disques= géodes, losanges= filons sédimentaires, triangles= fentes de tension.

Les fentes de tensions présentent des $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ entre 20 et 22‰ (Figure 58) alors que les géodes ont des compositions légèrement supérieures entre 20,5 et 22,2‰. Les $\delta^{13}\text{C}$ des fentes de tension et des géodes sont très proches de ceux des encaissants, ce qui indique un contrôle local de la composition du fluide, à la différence de ce qui est observé dans les zones plus fracturées en connexion avec les grands accidents.

3.3.4. Faille de Vittel

Le long du tracé de la faille de Vittel, les fentes de tension ont des compositions en $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ entre 22 et 24‰ (Tableau 17, et Figure 59) et des $\delta^{13}\text{C}$ similaires à ceux de leur encaissant. Les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ de ces calcites sont plus hautes que pour les autres zones et la constance du $\delta^{13}\text{C}$ traduit un contrôle local de la source en C du fluide. Il semble

Site	Réf.	X	Y	Stratigraphie	Faciès	Objets	dir.	Accident régional	$\delta^{18}\text{O}$ (SMOW)	$\delta^{13}\text{C}$ (PDB)
B1	PMGA 6/4	845,8	1064,1	Bajocien		Fente de tension	90	Faille de Vittel	23,36	2,06
"	PMGA 6/2	"	"	"		"	60	"	21,65	2,20
"	PMGA 6/5	"	"	"	Packstone	Encaissant		"	26,53	2,51
DLC8	DLC8 A2	789	1066,8	Tithonien inférieur		Fente de tension	152	"	20,51	2,19
"	DLC8 A1	"	"	"		"	49	"	21,81	2,31
"	DLC 8 RM	"	"	"	Mudstone	Encaissant		"	27,33	2,11
MSS1	MSS1	719	1086	Crétacé supérieur				"	27,30	Quartz
PLA2	PLA2 B1	730	1091,7	Crétacé supérieur		Fente de tension	35	"	24,25	0,76
SDH4	SDH4 B1	784,5	1076,6	Tithonien		Fente de tension		"	23,11	1,51
"	SDH4 RM	"	"	"	Mudstone	Encaissant		"	28,34	1,83
SDH6	SDH6 A2	776,8	1068,1	Tithonien		Fente de tension	140	"	22,10	1,34
"	SDH6 RM	"	"	"	Grainstone	Encaissant		"	26,20	1,80

Tableau 17 : Localisation géographique (coordonnées Lambert 1), positions lithostratigraphiques, type d'objets, nature des remplissages et signatures isotopiques en $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ et $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ des échantillons prélevés sur le terrain le long de la faille de Vittel.

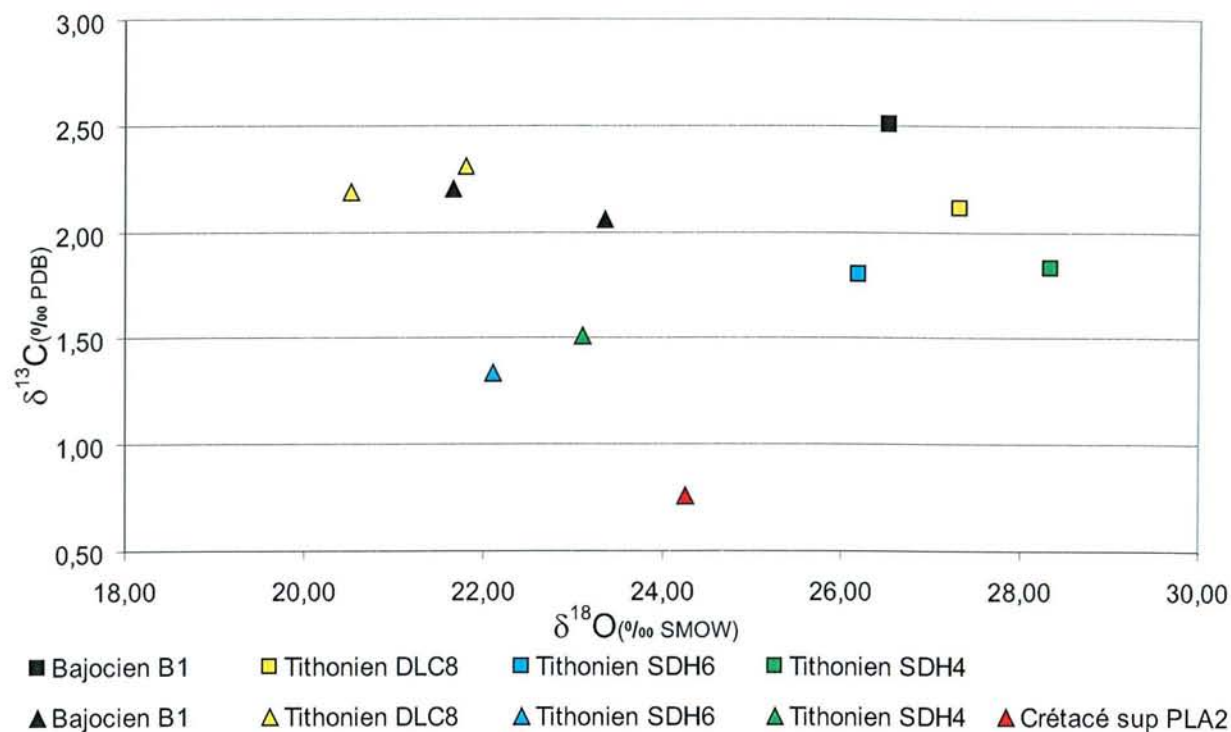


Figure 59 : Composition isotopique en $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ des roches encaissantes et fentes de tension le long de la faille de Vittel ; carrés= roches encaissantes, triangles= fentes de tension.

donc que les circulations ayant conduit à la cristallisation des fentes de tension se soient produites dans des conditions contrôlées par des vitesses de déplacement réduites, permettant d'équilibrer les fluides en $\delta^{13}\text{C}$ avec la roche. En ce qui concerne le $\delta^{18}\text{O}$, soit la composition isotopique de l'eau était plus élevée (initialement ou du fait d'un effet de bilan moins favorable à l'eau dans l'interaction eau/roche), soit la température d'interaction était significativement différente.

3.3.5. Failles de Neufchâteau

Pour les fentes de tension à proximité de l'accident régional de Neufchâteau, les comportements isotopiques décrits autour du fossé de Gondrecourt se retrouvent (Tableau 18, et Figure 60). Les calcites de fentes de tension ont des signatures en $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ entre 18,5 et 24‰ avec un regroupement autour de 21‰, les géodes ont des $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ plus élevés à 23‰. Une minorité de fentes de tension montre un décalage en $\delta^{13}\text{C}$ supérieur à 1‰ vis à vis de leur encaissant.

Encore un fois, la proximité d'un accident majeur et son rôle sur les vitesses des paléocirculations influence les signatures isotopiques des calcites de fentes de tension.

Site	Réf.	X	Y	Stratigraphie	Faciès	Objets	dir.	Accident régional	$\delta^{18}\text{O}$ (SMOW)	$\delta^{13}\text{C}$ (PD)
CH1	PMGA 3/1	855	1068	Bajocien		Fente de tension	35	Faille de Neufchateau	18,41	1,82
"	CH1 A1	"	"	"		"	40	"	19,26	1,87
"	CH1 A2	"	"	"		"	160	"	22,08	2,13
"	CH1 A3	"	"	"		"	160	"	24,06	2,22
"	PMGA 3/3	"	"	"	Grainstone	Encaissant		"	25,33	1,87
CH2	PMGA 5/3	851	1069	Bajocien		Fente de tension	30	"	21,15	1,31
"	PMGA 5/2	"	"	"		"	24	"	21,24	1,46
"	CH2 A1	"	"	"		"	30	"	20,90	1,50
"	PMGA 5/4	"	"	"	Packstone	Encaissant		"	26,62	2,75
N11	N11-F*	846,9	1074	Bajocien		Fente de tension	30	"	18,51	1,22
"	N11 G 4b*	"	"	"		Fente de tension	30	"	22,77	1,89
N12	N12b-F1*	850,2	1074,1	Bajocien		Fente de tension	10	"	21,39	0,99
"	N12a-F5*	"	"	"		"	32	"	19,89	1,02
"	Vil F 1*	"	"	"		"	12	"	19,31	1,05
"	N12a-F1*	"	"	"		"	32	"	19,31	1,05
"	N12a-F2*	"	"	"		"	32	"	19,83	1,06
"	N12b-F3*	"	"	"		"	10	"	20,90	1,07
"	PMGA 1/4	"	"	"		"	40	"	21,61	1,24
"	N12a-F3*	"	"	"		"	32	"	19,43	1,26
"	N12b-F2*	"	"	"		"	10	"	20,84	1,31
"	PMGA 1/2	"	"	"		"	40	"	20,85	1,41
"	N12b-F4*	"	"	"		"	10	"	20,88	1,42
"	N12a-F6*	"	"	"		"	32	"	21,02	1,43
"	PMGA 2/4	"	"	"		"		"	20,81	1,76
"	PMGA 2/3	"	"	"		"		"	21,32	1,79
"	N12a-F4*	"	"	"		"	32	"	20,49	1,84
N5	N5-F*	840,4	1076,6	Oxfordien inférieur		Fente de tension		"	20,84	2,85
N6	N6 B2	848,5	1082	Callovien inférieur		Fente de tension	46	"	21,44	1,55
"	N6 RM	"	"	"	Grainstone	Encaissant		"	25,12	1,05
N9	N9 D1	840	1084,2	Oxfordien supérieur		Fente de tension	110	"	23,19	2,96
"	N9-F*	"	"	"		"	30	"	20,63	3,08
"	N9 G 1*	"	"	"		Géode		"	22,91	2,88
"	N9 G 2*	"	"	"		"		"	22,87	3,15

Tableau 18 : Localisation géographique (coordonnées Lambert 1), positions lithostratigraphiques, type d'objets, nature des remplissages et signatures isotopiques en $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ et $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ des échantillons prélevés sur le terrain le long des failles de Neufchâteau (les références marquées d'un * proviennent des travaux de S. Buschaert, 2001).

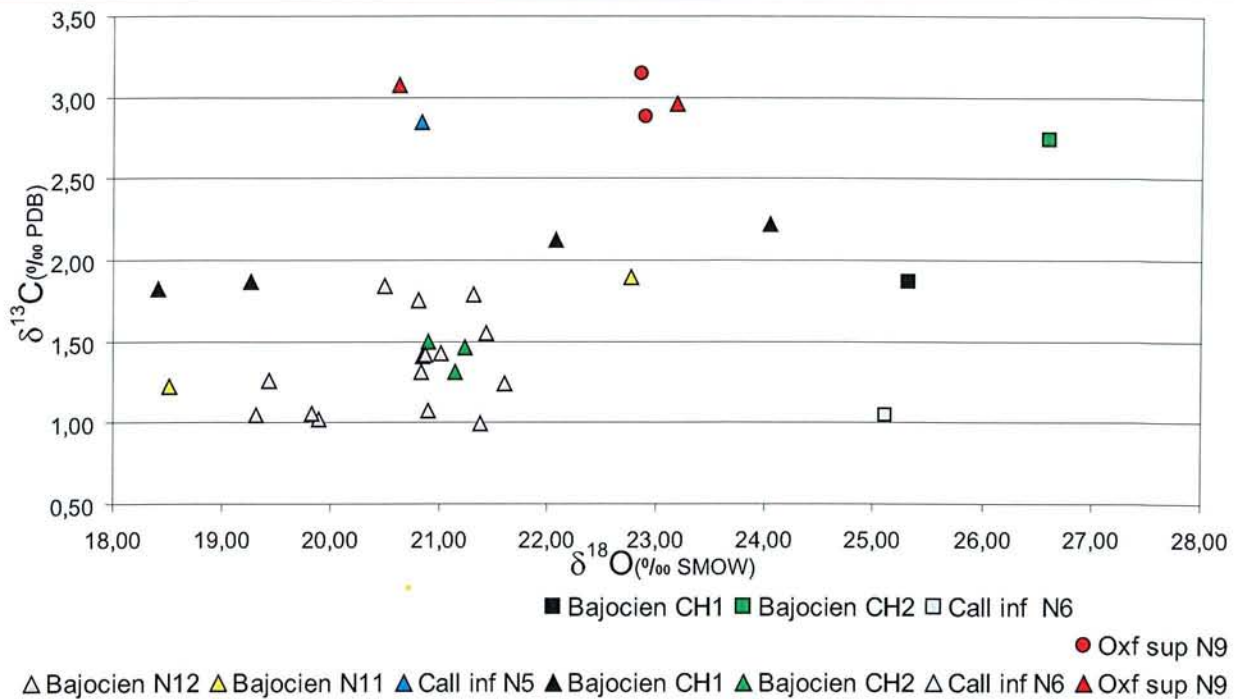


Figure 60 : Composition isotopique en $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ des roches encaissantes et fentes de tension le long des failles de Neufchâteau; carrés= roches encaissantes, disques= géodes, triangles= fentes de tension.

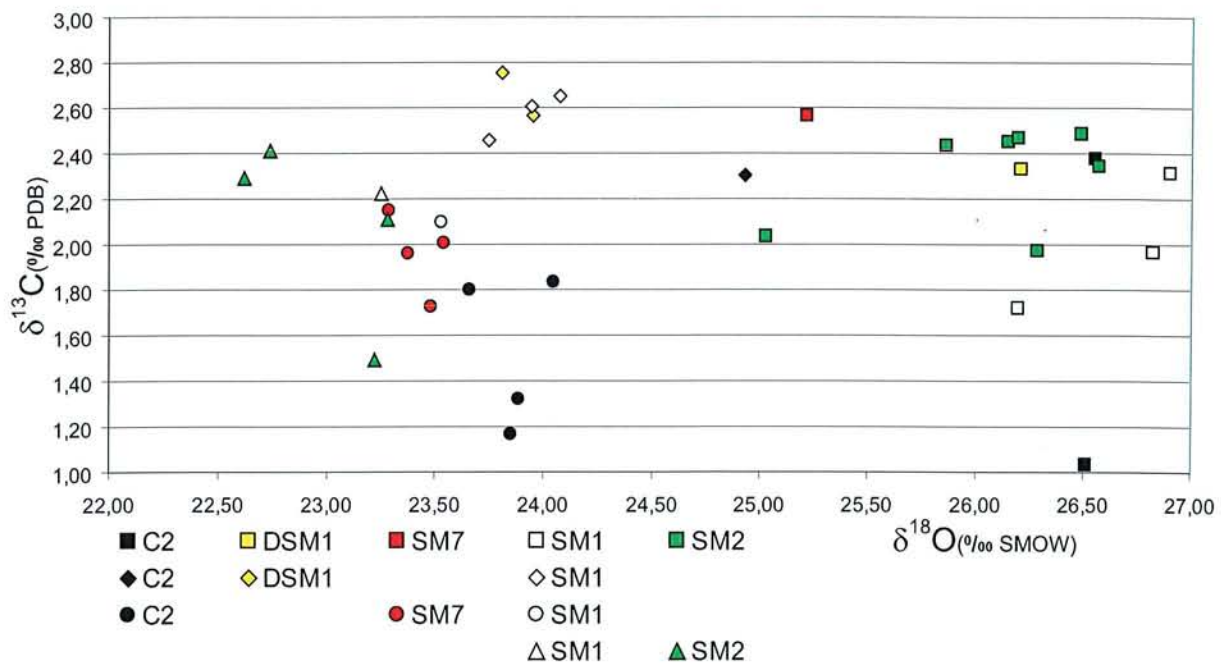


Figure 61 : Composition isotopique en $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ des roches encaissantes et fentes de tension dans le nord de la vallée de la Meuse; carrés= roches encaissantes, disques= géodes, losanges= filons sédimentaires, triangles= fentes de tension.

3.3.6. Nord de la Meuse – faisceau des failles de Metz

Dans cette zone, les valeurs en $\delta^{18}\text{O}$ des fentes de tension et géodes sont plus élevées que pour les sites plus au sud (Tableau 19, et Figure 61). Les fentes de tension ont des $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ entre 22,5 et 23,3‰, les valeurs des géodes sont comprises entre 23,5 et 24‰. Il n'est

Site	Réf.	X	Y	Stratigraphie	Faciès	Objets	dir.	$\delta^{18}\text{O}$ (SMOW)	$\delta^{13}\text{C}$ (PDB)
C2	Euv1	843	1124	Oxfordien moyen		Filon sédimentaire	40	24,93	2,30
"	Euv G 4*	"	"	"		Géode		23,85	1,17
"	Euv G 3*	"	"	"		"		23,89	1,32
"	Euv G 1*	"	"	"		"		23,66	1,80
"	Euv G 2*	"	"	"		"		24,05	1,84
"	Euv C*	"	"	"	Boundstone	Encaissant		26,54	0,99
"	Euv3 RM	"	"	"	Grainstone	"		26,55	2,38
DSM1	DSM1 A2 MIS	828,7	1153,1	Oxfordien moyen		Filon sédimentaire	16	23,96	2,57
"	DSM1 A1 Sp	"	"	"		"	16	23,81	2,75
"	DSM1 RM	"	"	"	Grainstone	Encaissant		26,21	2,33
SM7	Dom G 4*	833,4	1140,2	Oxfordien moyen		Géode		23,48	1,73
"	Dom G 3*	"	"	"		"		23,38	1,96
"	Dom G 2*	"	"	"		"		23,54	2,01
"	Dom G 1*	"	"	"		"		23,29	2,15
"	Dom C*	"	"	"		Encaissant		25,22	2,57
SM1	LV FLS top	834,9	1126,2	Oxfordien moyen		Filon sédimentaire	16	23,75	2,46
"	LV FLS base	"	"	"		"	16	23,95	2,61
"	SM1 A1	"	"	"		"	26	24,08	2,65
"	LV FT	"	"	"		Fente de tension	20	23,25	2,22
"	Ler*	"	"	"		Géode		23,53	2,10
"	LVRM	"	"	"	Grainstone	Encaissant		26,20	1,72
"	SM1c	"	"	"	Mudstone/Boundstone	"		26,82	1,97
"	SM1d	"	"	"	Grainstone	"		26,90	2,32
SM2	SM2 MSP dupl	835,5	1126,1	Oxfordien moyen		Fente de tension	40	23,22	1,49
"	SM2 SP2	"	"	"		"	40	23,28	2,11
"	SM2 SP1 dupl	"	"	"		"	40	22,62	2,29
"	SM2 SP1	"	"	"		"	40	22,74	2,41
"	SM2 RM	"	"	"	Grainstone	Encaissant		26,29	1,97
"	SM2c RM	"	"	"	Grainstone	"		25,03	2,04
"	SM2d RM	"	"	"	Boundstone	"		26,57	2,34
"	SM2a RM	"	"	"	Boundstone	"		25,86	2,43
"	SM2 RM	"	"	"	Grainstone	"		26,15	2,45
"	SM2 RM dupl	"	"	"	Grainstone	"		26,19	2,47
"	SM2b RM	"	"	"	Grainstone	"		26,49	2,48

Tableau 19 : Localisation géographique (coordonnées Lambert 1), positions lithostratigraphiques, type d'objets, nature des remplissages et signatures isotopiques en $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ et $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ des échantillons prélevés sur le terrain dans le Nord de la vallée de la Meuse (les références marquées d'un * proviennent des travaux de S. Buschaert, 2001).

pas réellement possible de raisonner avec les compositions en $\delta^{13}\text{C}$ car l'échantillonnage provient principalement de la Pierre d'Euville-Lérouville, au sommet de laquelle un niveau particulier présente des valeurs de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ entre 1 et 1,5‰ (niveau associé à une émergence importante, (Carpentier, 2003)) différents des classiques 2,5 à 4‰ de l'Oxfordien.

Il est à noter que les filons sédimentaires présentent des signatures isotopiques singulières, nombreux dans cette partie de la région, regroupés autour de 24‰ en $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ et 2,6‰ en $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$. Leur signature en $\delta^{18}\text{O}$ les apparente à des grainstones cimentés lors d'un épisode marqué par la présence d'un fluide à la composition météorique. En CL, l'importance de cette phase de recristallisation apparaît clairement.

Les calcites de géodes et fentes de tension dans cette zone semblent légèrement moins marquées par des valeurs faibles de $\delta^{18}\text{O}$, ce qui suggère des circulations plus modérées que dans la partie Sud de la région.



Figure 62 : A, photographie d'une zone de craie indurée et bréchifiée dans la carrière de Marson (MA1) ; B, photographie de détail des calcites de brèches hydrauliques.

3.3.7. Brèches hydrauliques dans la craie

Ces objets ont déjà largement été décrits dans la littérature (Figure 62) et sont associés à l'épisode tectonique oligocène (Coulon et Frizon de Lamotte, 1988; Richard, 1996; Richard *et al.*, 1997). Les calcites associées aux bréchifications hydrauliques ont une signature isotopique reconnaissable avec un $\delta^{18}\text{O}$ plus bas de 2-3‰ par rapport à la craie saine et un $\delta^{13}\text{C}$ largement négatif (Tableau 20, et Figure 63). Une remarque est à faire concernant l'échantillon de craie MA2 qui n'a visiblement pas été prélevé assez loin des zones de brèches et en présente toutes les caractéristiques avec un $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ à 27,2‰ et un $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ à -2‰.

Les valeurs les plus basses de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ autour de 25,5‰ pour les calcites témoignent de la présence d'un fluide de composition mixte marine/météorique et les $\delta^{13}\text{C}$ négatifs suggèrent l'intervention de processus liés à de la matière organique. Quoiqu'il en soit, les fluides associés à cet épisode de bréchification sont très différents de ceux ayant conduit aux cristallisations de fentes de tension analysées précédemment et sont circonscrits aux affleurements dans la craie.

Site	Réf.	X	Y	Stratigraphie	Faciès	Objets	dir.	$\delta^{18}\text{O}$ (SMOW)	$\delta^{13}\text{C}$ (PDB)
MA1	MA1 A2	761,43	1132,11	Crétacé supérieur		Brèches hydraulique	160	25,54	-5,52
"	MA1 A1	"	"	"		"	22	25,97	-4,76
"	MA1 RM	"	"	"	Mudstone	Encaissant		27,69	1,60
MA2	CPV4	764,0	1138,7	Crétacé supérieur		Brèches hydraulique		26,27	-5,31
"	CPV1	"	"	"		"		25,61	-3,70
"	CPV3	"	"	"		"		26,18	-3,14
"	CPV2 RM	"	"	"	Mudstone	Encaissant		27,04	-1,96

Tableau 20 : Localisation géographique (coordonnées Lambert 1), positions lithostratigraphiques, type d'objets, nature des remplissages et signatures isotopiques en $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ et $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ des échantillons prélevés sur le terrain dans la craie.

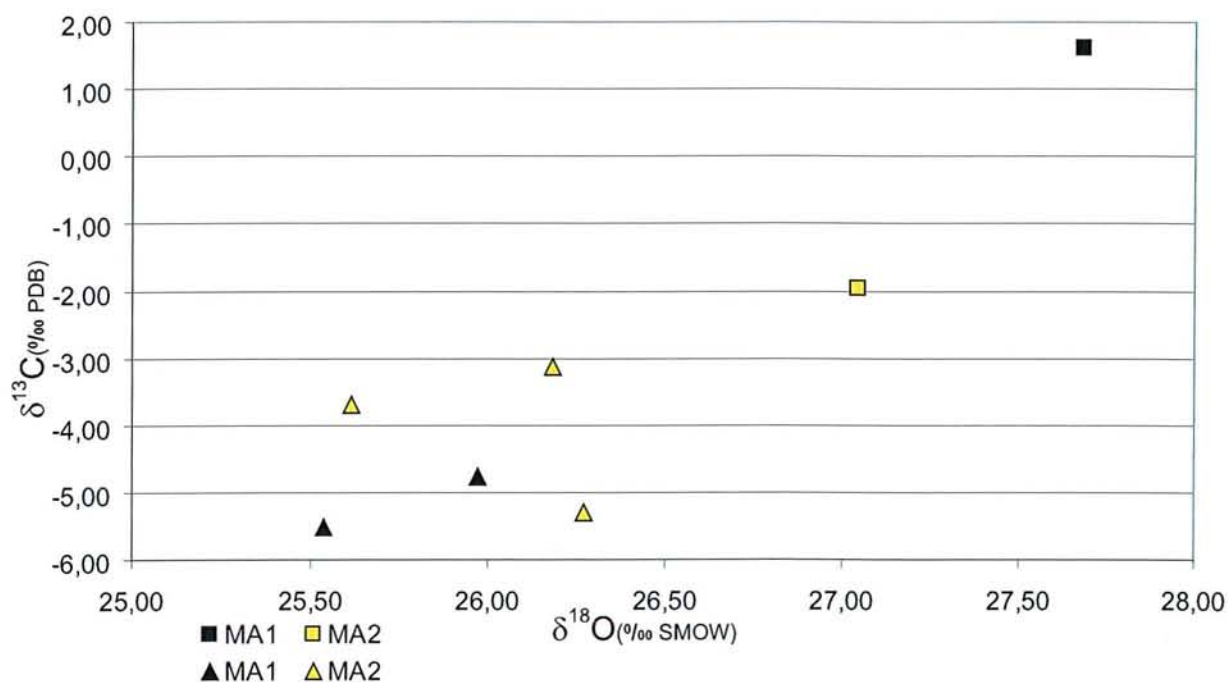


Figure 63 : Composition isotopique en $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ des roches encaissantes et calcites de cimentation de brèches hydrauliques dans la craie; carrés= roches encaissantes, triangles= calcites de brèches.

3.3.8. Relations entre signature isotopique des fentes de tension et direction structurale

La reconstruction de l'enchaînement des épisodes de déformation permet de classer les différentes directions de fentes de tension selon une chronologie relative. Nous avons distingué 4 groupes de fentes de tension appartenant aux 2 grandes phases tectoniques ayant affecté le Bassin de Paris. Les fentes de tension orientées NNE-SSW et NE-SW sont respectivement les plus précoces et les plus tardives de la phase pyrénéo-provençale. Les fentes de tension orientées NW-SE et NNW-SSE sont respectivement les plus précoces et les plus tardives de la phase alpine.

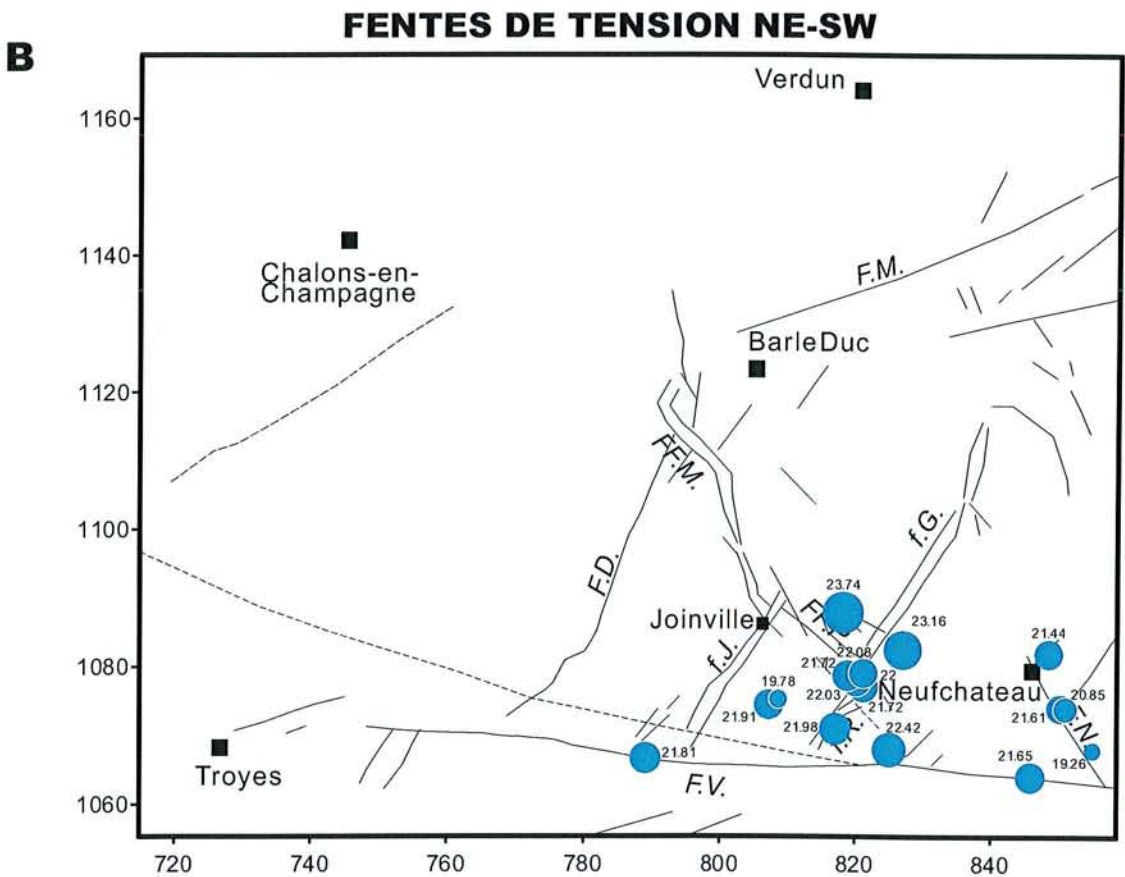
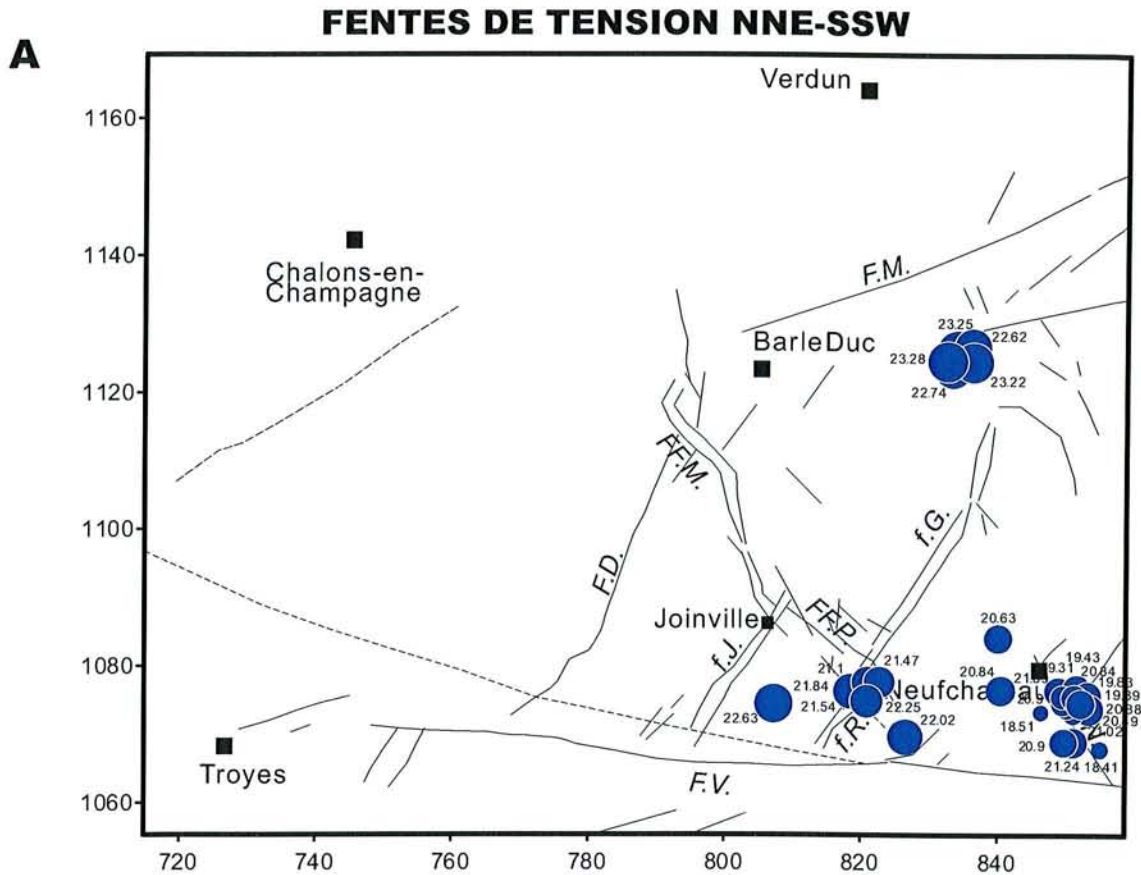
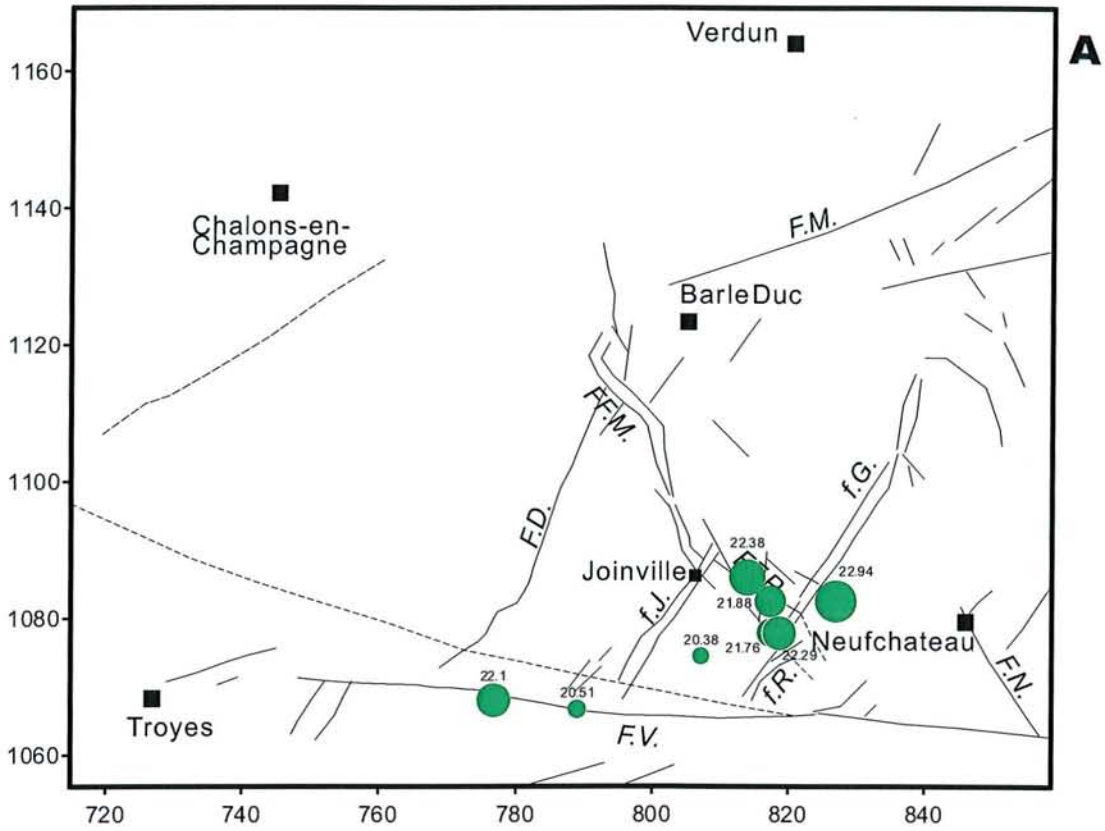


Figure 64 : Cartes de localisation des signatures isotopiques en $\delta^{18}O_{SMOW}$ des fentes de tension associées à la phase Pyrénéo-provençale ; orientées NNE-SSW pour les premières (A) et NE-SW pour les dernières (B) ; la taille des disques est proportionnelle à la signature en $\delta^{18}O_{SMOW}$

FENTES DE TENSION NW-SE



FENTES DE TENSION NNW-SSE

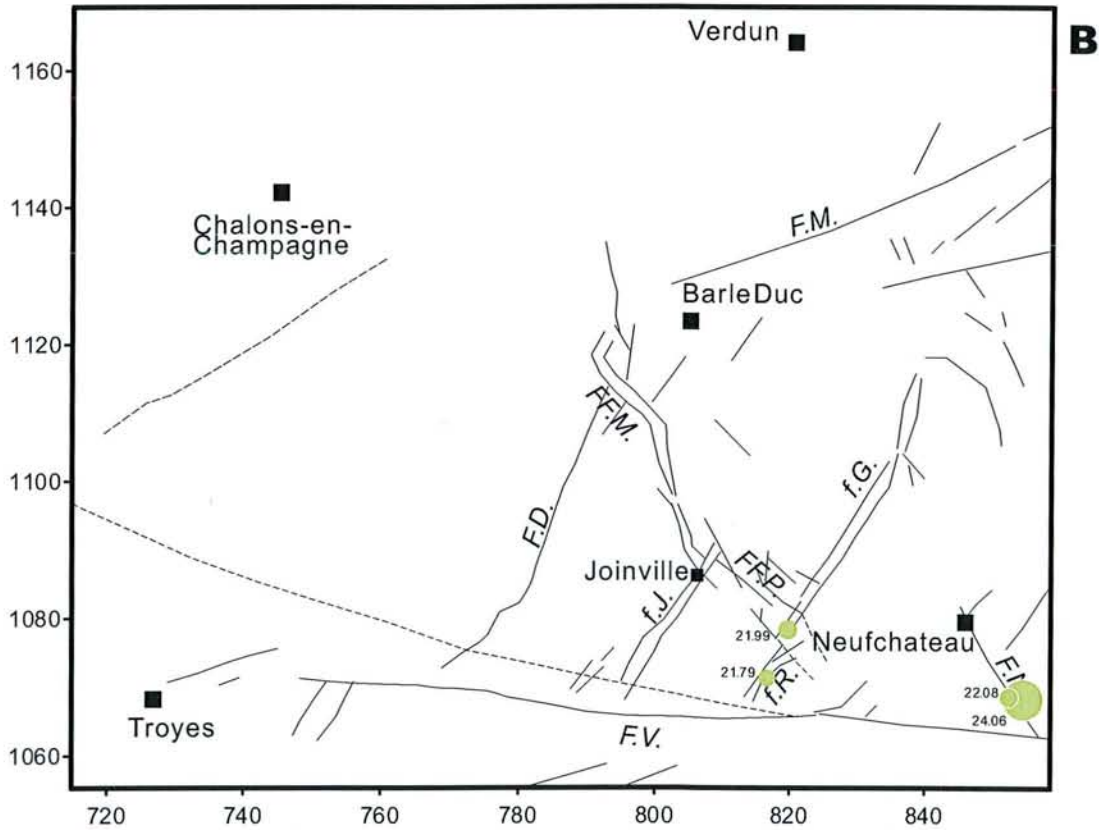


Figure 65 : Cartes de localisation des signatures isotopiques en $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ des fentes de tension associées à la phase Alpine ; orientées NW-SE pour les premières (A) et NNW-SSE pour les dernières (B) ; la taille des disques est proportionnelle à la signature en $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$

Pour les premières fentes de tension NNE-SSW de la phase pyrénéo-provençale (Figure 64) se distingue une séparation entre le Sud avec des valeurs de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ les plus basses (18-22‰) et le Nord (22-23‰). Dans la partie Sud, les calcites à la signature en $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ les plus basses (18,5‰) et plus généralement inférieures à 21‰ sont localisées à l'Est, à proximité des failles de Neufchâteau.

Les fentes de tension NE-SW confirment la restriction des calcites possédant les $\delta^{18}\text{O}$ les plus faibles à la partie Sud-Est autour de Neufchâteau avec tout de même une mesure de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ à 19,7‰ entre les fossés de Joinville et Roches-Bettaincourt.

Les données disponibles pour les épisodes alpins sont plus lacunaires (Figure 65). Sur les fentes NW-SE se retrouve la signature en $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ la plus basse à 20,3‰, toujours entre les fossés de Joinville et Roches-Bettaincourt. Le second point le plus bas en $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ à 20,5‰ est localisé sur la faille de Vittel.

Les dernières fentes de tension NNW-SSE ont des signatures en $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ sensiblement équivalentes autour de 22‰ aussi bien sur les fossés de Gondrecourt et de Roches-Bettaincourt que pour la faille de Neufchâteau.

La tendance générale est donc plutôt vers des valeurs croissantes de $\delta^{18}\text{O}$ depuis les épisodes les plus anciens vers les plus récents. D'un point de vue géographique, un gradient croissant en $\delta^{18}\text{O}$ apparaît entre le Sud-Est et l'Ouest ou le Nord lors de la phase pyrénéo-provençale. Pour les dernières fentes de tension NNW-SSE, les données ne sont pas suffisantes pour vérifier ce comportement. En revanche, les accidents de Gondrecourt, Neufchâteau et la zone entre les fossés de Joinville et Roches-Bettaincourt sont toujours marqués par la persistance de valeurs minimales de $\delta^{18}\text{O}$ pour chacune des générations de fentes de tension à remplissage calcitique.

Ces observations conduisent à formuler plusieurs hypothèses sur l'origine des paléofluides et leurs cheminements. Pour les périodes les plus anciennes, il est probable que la couverture de craie n'était pas tout à fait érodée et que la recharge des aquifères se faisait essentiellement sur les bordures est et sud-est du bassin. Ainsi les eaux météoriques s'infiltrant à proximité de Neufchâteau vont participer aux épisodes de cristallisation pyrénéo-provençaux tout en s'équilibrant progressivement avec les roches en allant vers l'ouest, ce qui est compatible avec la croissance des valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ des remplissages de fentes de tension, dans cette direction. En même temps qu'un contrôle par la dynamique de recharge d'est en ouest, il peut y avoir des « courts-circuits » au niveau des grands accidents permettant des circulations plus rapides en provenance de la surface ou d'horizons plus profonds. Ces différents points vont être discutés dans le paragraphe suivant concernant l'origine des paléofluides.

3.4. Origine des paléofluides

L'origine météorique des paléofluides ayant conduit à la cristallisation des fentes de tension et à la plupart des ciments de remplissage ne fait aucun doute, elle a déjà été largement mise en évidence par les travaux récents (Buschaert, 2001; Vincent, 2001). Toutefois, le trajet des paléocirculations et l'âge des cristallisations sont controversés.

Plusieurs hypothèses ont été formulées : i) une partie des ciments pourrait être issue de la

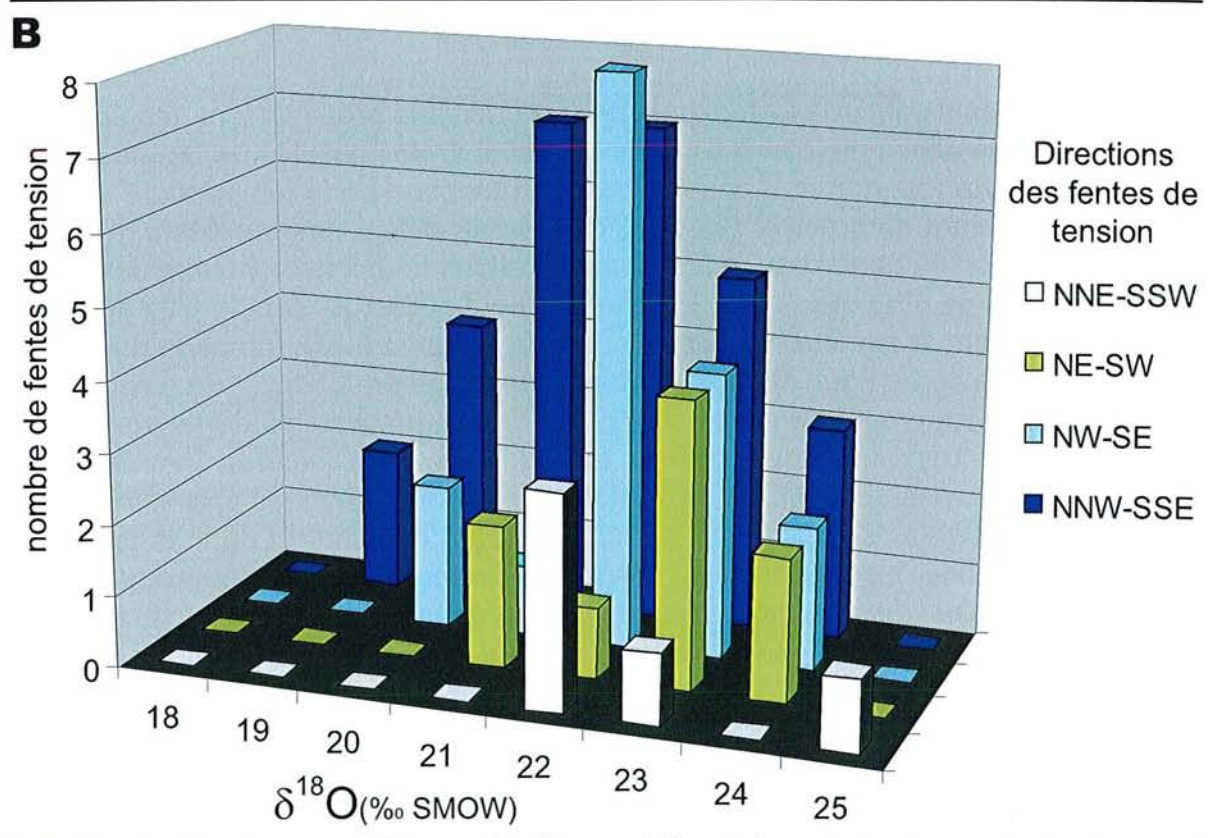
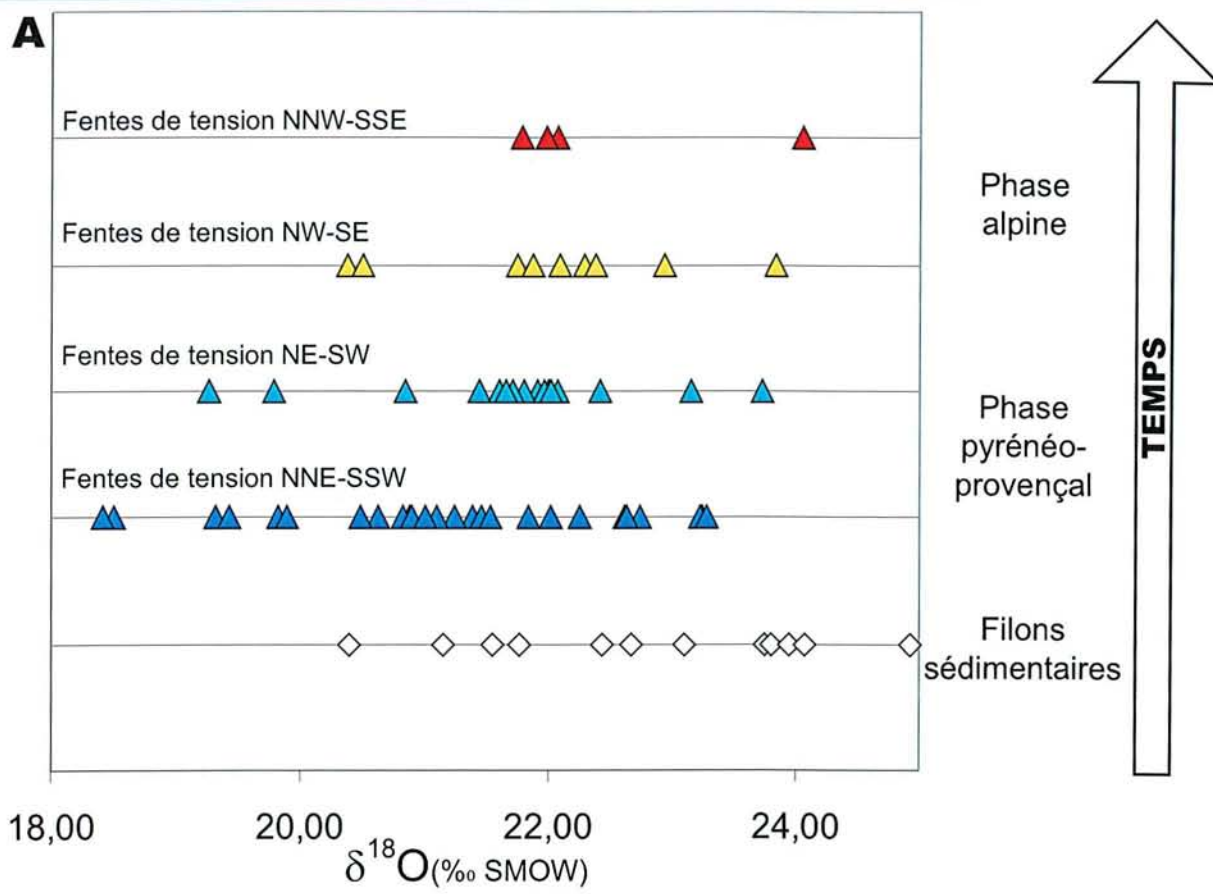


Figure 66 : A, signatures en $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ des filons sédimentaires et des fentes de tension pyrénéo-provençales à alpines ; B, histogrammes des fréquences de fentes de tension en fonction de leur signature en $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ pour les différentes familles directionnelles.

crystallisation à partir d'eaux météoriques infiltrées précocement au cours de l'Oxfordien, période caractérisée par une très faible bathymétrie et de fréquentes émerSIONS. Ensuite, dès le Tithonien supérieur, l'Est du Bassin de Paris est sujet à une émerSION généralisée qui permet une recharge en eaux météoriques, c'est l'hypothèse de Vincent (Vincent, 2001). Puis, entre Crétacé inférieur et Crétacé supérieur, le bassin est à nouveau émergé sur sa bordure nord au niveau des Ardennes ; ii) à partir du Tertiaire, la recharge des différents aquifères se fait directement par les bordures au droit des reliefs de cuesta mais aussi le long des accidents majeurs par infiltration per descensum ainsi que par la possibilité de remontées d'eaux profondes, éventuellement du Trias (Buschaert, 2001), comme semblent l'indiquer les signatures en strontium des fentes de tension (Maes, 2002).

Toutes ces hypothèses nécessitent d'être testées mais, pour les fentes de tension pyrénéo-provençales à alpines, seules les infiltrations du Crétacé supérieur et du Tertiaire sont envisageables. Afin de déterminer les compositions de ces paléofluides, il est nécessaire de disposer des paléotempératures de cristallisation des calcites. Ces températures ont été déduites de l'étude des inclusions fluides et donnent un intervalle compris entre 31 et 37,9°C (Cathelineau et al., 1997) pour les calcites de l'Oxfordien et du Bajocien prélevées sur des fentes de tension dans le forage HTM 102. Ce qui est en bon accord avec la permanence d'un enfouissement de l'ordre de 500-600 m du Jurassique supérieur jusqu'à l'Oligocène (Cathelineau, 1997 ; Guillocheau *et al.*, 2000 ; Le Roux, 2000).

Nous discuterons ici de l'origine des paléofluides à partir des données de fentes de tensions provenant de l'échantillonnage de surface. Sur la Figure 66 se retrouvent les différentes familles de remplissages de fissures dont les signatures en $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ ont tendance à croître vers les fentes de tension les plus récentes.

Pour déterminer les signatures isotopiques des paléofluides présents lors des épisodes de cristallisation, nous allons projeter les compositions $\delta^{18}\text{O}$ des calcites de fentes de tension dans un diagramme reportant le fractionnement en fonction de la température, paramètre que nous allons tenter de préciser (Figure 67). Il existe différentes familles directionnelles de fentes de tension et, dans chaque famille, nous allons nous baser, pour le calcul, sur les valeurs minimales de $\delta^{18}\text{O}$ mesurées. En effet, ce sont celles qui sont le plus susceptibles de nous informer sur la signature isotopique initiale du paléofluide (cf. cette partie, § 3.1). En procédant de la sorte, nous obtenons des compositions en $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ de paléofluides qui vont progressivement croître de $-8,6\text{‰}$ à $-5,2\text{‰}$, depuis les familles de fentes de tension les plus anciennes (pyrénéennes, éocène), aux plus récentes (alpines, miocènes). Cette première lecture n'a pas de signification géologique puisque, entre les premières fentes de tension et les dernières, les conditions d'enfouissement évoluent et donc la température, alors que nous avons, jusqu'à présent, considéré un intervalle de température constant (31 à 37,9°C). De plus, les conditions climatiques étant reliées à la latitude, la tendance est plutôt au refroidissement avec les latitudes croissantes de l'Eocène au Miocène (Dercourt *et al.*, 1985) et donc à une chute du $\delta^{18}\text{O}$ des eaux de pluie. Ces premiers résultats sont donc, en désaccord avec l'évolution paléoclimatique de la zone, en conséquence de quoi, cette première approche à température constante doit être revue, en intégrant les paramètres liés à l'exhumation des terrains, du fait de la combinaison entre, l'érosion et le soulèvement généralisé au Miocène.

On peut alors proposer une interprétation plus réaliste en considérant une évolution de la température, d'un état initial proche de 40°C vers un stade plus avancé dans les processus

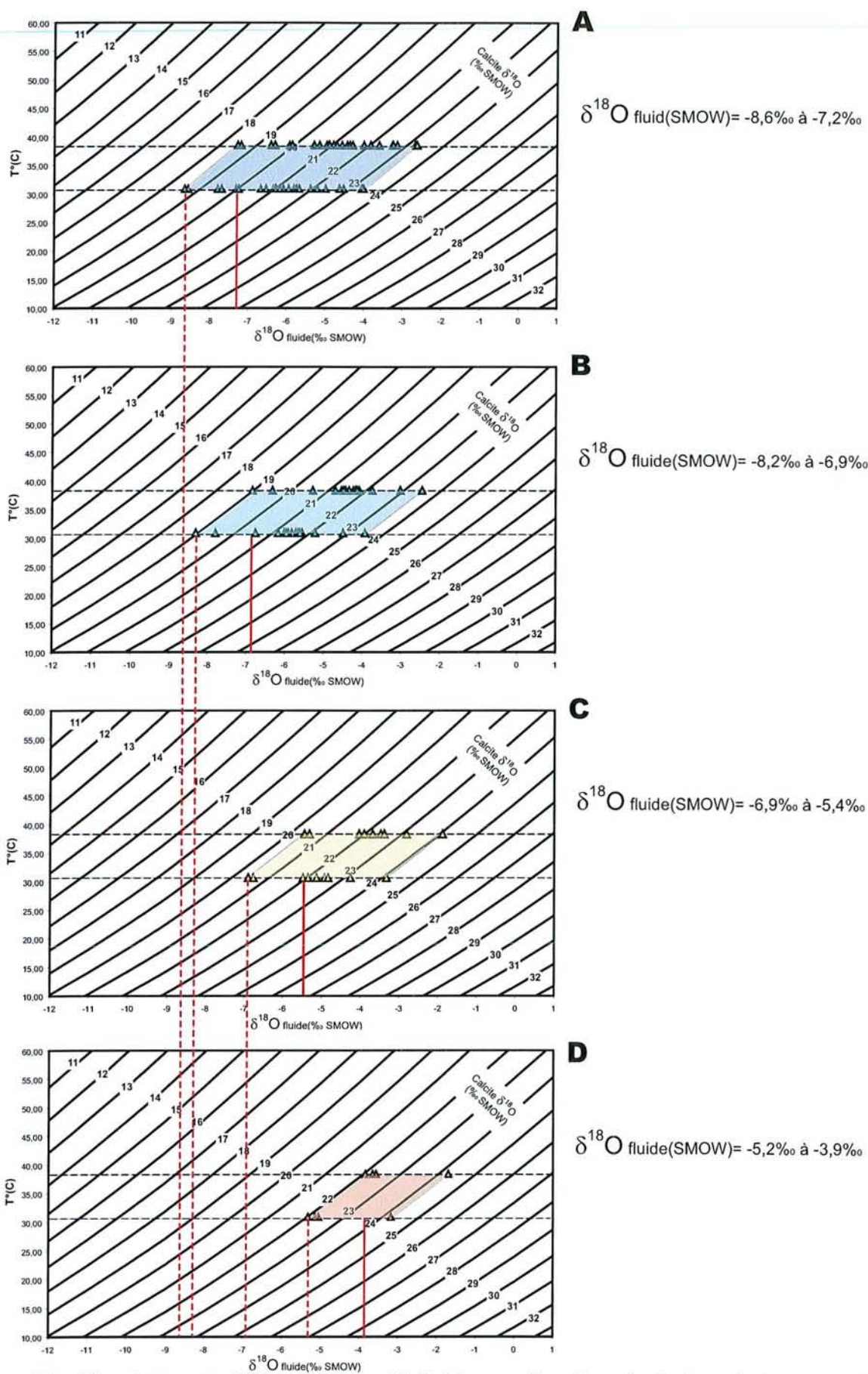


Figure 67 : Signatures en $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ des paléofluides en fonction de la température, courbes de fractionnement calcite-fluide (O'Neil, 1969) ; les températures de 31 et 37,9°C sont issues de l'étude des inclusions fluides par Cathelineau et al. (1997) ; A, fentes de tension NNE-SSW ; B, fentes de tension NE-SW ; C, fentes de tension NW-SE ; D, fentes de tension NNW-SSE.

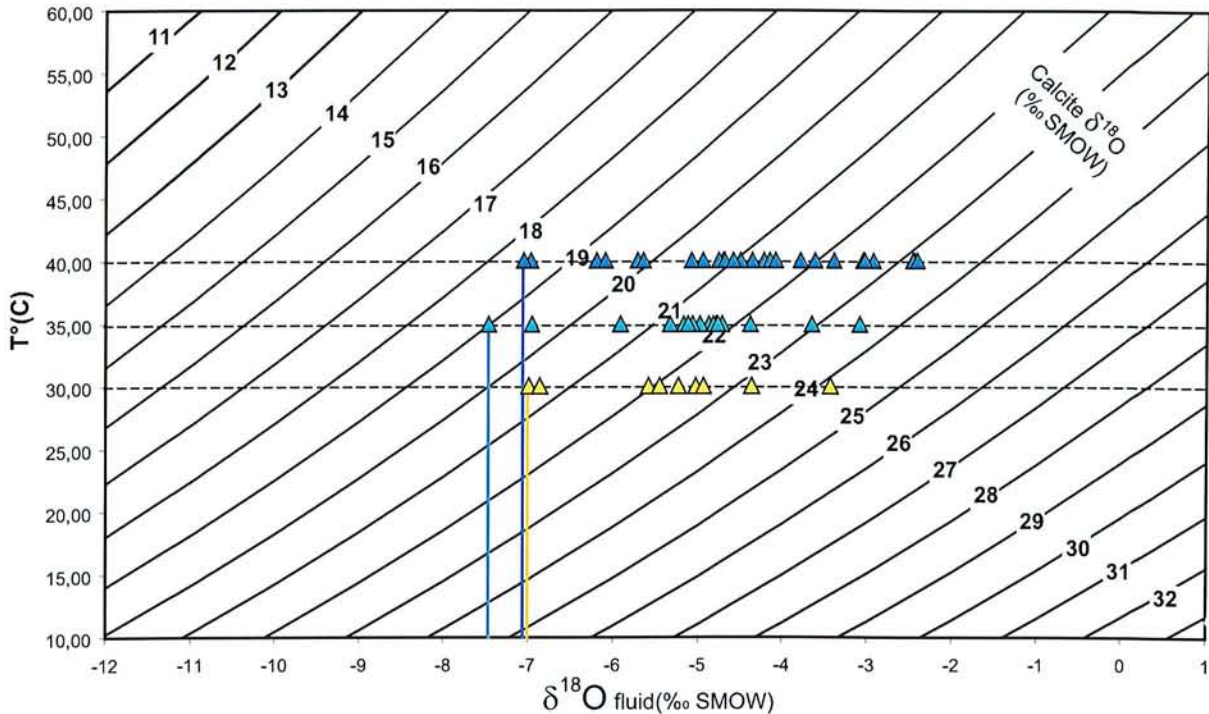


Figure 68 : Signatures en $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ des paléofluides en fonction de la température, courbes de fractionnement calcite-fluide (O'Neil, 1969) ; simulation pour 3 températures données de 40°, 35° et 30°C ; triangles bleu foncé= fentes de tension NNE-SSW (début de la phase pyrénéo-provençale), triangles bleu ciel= fentes de tension NE-SW (fin de la phase pyrénéo-provençale), triangle jaunes= fente de tension NW-SE (phase alpine).

d'érosion et d'exhumation avec une température de 30°C. En effet, les données obtenues sur inclusions fluides sont peu nombreuses et se rattachent à un épisode de croissance des calcites néoformées de remplissage. Elles ne peuvent donc être considérées comme représentatives de la totalité de l'histoire thermique des systèmes sédimentaires. En effet, entre l'épisode pyrénéo-provençal d'âge fini-crétacé à tardi-éocène et l'épisode alpin miocène, une érosion ainsi qu'une exhumation des séries de l'ordre de 200 à 400 m est envisageable, principalement due au décapage de la craie (Guillocheau *et al.*, 2000; Le Roux, 2000). Ce qui correspond à une chute de la température de l'ordre de 6-12°C avec un gradient moyen de 30°C/km. Pour cette simulation la dernière génération de fentes de tension est exclue, étant donné le faible nombre d'échantillons et donc sa mauvaise représentativité.

La Figure 68 résume les conditions de température et donc la signature en $\delta^{18}\text{O}$ des paléofluides pour chacune des générations de fentes de tension considérée. Les cristallisations débutent avec un fluide à la signature en $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ proche de -7 ‰ pour une température de l'ordre de 40°C et les fentes de tension NNE-SSW, ensuite à 35°C pour les fentes NE-SW on trouve un fluide à -7,5 et enfin à la dernière étape, avec 30°C pour les fentes NW-E le fluide est à -7‰.

Entre les 2 approches proposées, la seconde semble la plus logique. Dans cette configuration, la composition en $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ pour le fluide est quasi-constante autour de -7‰, à chaque étape de cristallisation des fentes de tension.

L'ensemble de ces interprétations reposant sur un grand nombre d'hypothèses, il faudrait

pouvoir contraindre au moins les températures pour les différentes familles de fentes de tension. L'étude détaillée des inclusions fluides semble mal adaptée pour ces basses températures (<50°C), aussi, l'analyse du δD des fluides piégés dans les inclusions (extraction par broyage : crush-leach), pourrait permettre de retrouver le $\delta^{18}O$ originel des fluides.

3.5. Concrétions karstiques

Les encroûtements, draperies et spéléothèmes karstiques sont fréquemment associés aux réseaux de fracturation (Figure 69). Ces concrétions karstiques sont, à l'inverse des fentes de tension étudiées précédemment, liées à des circulations beaucoup plus récentes (Pléistocène et Quaternaire). Leur prélèvement n'a pas fait l'objet d'un échantillonnage systématique mais il nous a semblé intéressant d'en caractériser en certain nombre par leur

Site	Réf.	X	Y	Stratigraphie	Accident régional	$\delta^{13}C$ (PDB)	$\delta^{18}O$ (SMOW)
C2	Euv2	843	1124	Oxfordien moyen	-	-9,80	24,04
CH1	PMGA 4/1	855	1068	Bajocien	Faille de Neufchateau	-7,38	24,90
P3	PMGA 13/1	814	1086,1	Tithonien	Poisson	-6,00	24,68
P3	PMGA 12/1	"	"	"	"	-8,81	25,28

Tableau 21 : Localisation géographique (coordonnées Lambert 1), positions lithostratigraphiques, et signatures isotopiques en $\delta^{18}O_{SMOW}$ et $\delta^{13}C_{PDB}$ des concrétions karstiques.

signature isotopique en $\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$.

Les signatures en $\delta^{13}C_{PDB}$ des calcites karstiques sont très distinctes de celles de toutes autres sparites analysées sur zone, avec des valeurs allant de -6 à presque -10‰ (Tableau 21). Ces valeurs négatives en $\delta^{13}C$ sont à mettre en relation avec, d'une part le CO_2 atmosphérique ($\delta^{13}C_{PDB} = -7‰$) mais surtout la respiration racinaire et l'activité bactérienne ($\delta^{13}C_{PDB}$ moyen = -25‰ pour les plantes de type « C3 ») des sols qui influence nettement la composition du carbone en solution dans l'eau (ex : Cerling, 1984). En revanche, les $\delta^{18}O_{SMOW}$ des concrétions sont relativement élevés (24 à 25‰) du fait des faibles températures, supposées autour de 10°C (O'Neil et Clayton, 1969) pour les périodes récentes (Pléistocène à Actuel).



Figure 69 : (67) Photographie de stalactites développées le long d'une diaclase, Tithonien, carrière de Wassy (W1).

Ces quelques points d'analyses sur des objets karstiques apportent un éclairage intéressant sur l'ensemble des signatures isotopiques mesurées pour les fentes de tension. En effet, au niveau des zones de circulations rapides, à proximité des grands accidents, les $\delta^{13}C$ des calcites de fentes de tension étaient fréquemment inférieurs de plus d'1‰ à celui de la roche encaissante. Ceci suggère, que l'eau météorique responsable de ces cristallisations avait conservé des traces de son origine atmosphérique et de son passage à travers les sols. Cette hypothèse allant dans le sens de circulations *per descensum* de la surface

vers la profondeur au travers des réseaux de failles. Cette hypothèse devra être confrontée à l'ensemble des analyses géochimiques (terres rares).

Une autre conséquence de ces résultats, c'est la possibilité d'identifier sans ambiguïté des objets formés/cristallisés dans la zone d'activité karstique. Dans ce sens les brèches hydrauliques de la craie peuvent être considérées comme s'étant formé avec un fluide encore très marqué par son passage aux travers des sols.

3.6. Fissure à remplissages de quartz

Ce type de remplissage est unique, il n'a été observé qu'une seule fois en limite ouest de la zone d'étude. Les cristaux de quartz sont associés à un plan décrochant dextre orienté ENE-WSW. Il est probable que la silice provienne de la dissolution des niveaux de silex nombreux dans la craie. La signature en $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ du quartz est de 27,3, ce qui correspond à une cristallisation à partir d'un fluide à la signature météorique (-7‰) pour une température proche de 30°C (Zheng, 1993). Ces éléments sont cohérents avec les données sur les calcites de la partie Est.



Figure 70 : Photographie des cristaux de quartz se développant dans un plan de faille dextre N73°E, Crétacé supérieur, Carrière de Droupt-St-Basle (MSS1).

3.7. Calcite et dolomite dans les joints stylolitiques

L'analyse de détail des signatures isotopiques des calcites et dolomites associées aux joints stylolitiques vient en complément de l'ensemble des études effectuées sur les processus de pression/dissolution (c.f. cette partie, § 2.4).

Les calcites analysées dans la fraction dite insoluble des stylolites sont très proches de leur encaissant tant pour leur $\delta^{18}\text{O}$ que pour le $\delta^{13}\text{C}$ (Tableau 22). Il s'agit très certainement de fragments de roche encaissante non dissoute qui subsistent au cœur de la phase insoluble. En revanche les dolomites sont nettement différenciées de l'encaissant avec un $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ à 24,57 et un $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ à 3,93‰.

Il n'existe pas de calibration directe du fractionnement isotopique dolomite/calcite pour le carbone et l'oxygène. Cependant les calibrations empiriques indiquent qu'à l'équilibre ou à l'équilibre avec un réservoir tiers commun (eau par exemple) la dolomite est enrichie en ^{18}O et ^{13}C par rapport à la calcite, quelle que soit la température. C'est ce que l'on observe pour le carbone. En effet, bien que la « température isotopique » déduite du fractionnement apparent dolomite/calcite ne soit pas raisonnable eut égard aux connaissances de paléothermicité sur le Bassin de Paris, il n'est pas possible de conclure à un fort déséquilibre isotopique pour cet élément aux vues des incertitudes sur les coefficients de fractionnements et celles associées au processus d'attaque différentielle mises en jeu pour l'analyse de la dolomite. Ceci suggère que, dans les processus qui ont conduit à la formation de dolomite, le stock de carbone utilisé était en gros contrôlé par la même source que celle ayant fourni la calcite (voire même, que ce carbone provenait de la calcite elle-même).

En revanche, le $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ de la dolomite, nettement inférieur à celui de la calcite associée implique que ces deux minéraux n'étaient pas (ou ne sont plus) en équilibre lors de leur formation. Etant donnée la marge de températures possibles pour l'évolution du sédiment hôte, il est clair qu'un $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ à 24,57 implique la participation d'un fluide météorique (Golyshev *et al.*, 1981), lors de la cristallisation de la dolomite. Le problème est de savoir à quel niveau cette participation a pu avoir lieu. Dans la masse de la roche hôte elle-même, ces dolomites étant, par la suite, concentrées en tant que phase résiduelle au niveau du joint stylolithique, ou au niveau de ce dernier, au cours du processus de redistribution de matière qui a permis de libérer des carbonates pour colmater la porosité ou plus probablement postérieurement sur la base du caractère automorphe des cristaux (cristallisation libre, relâchement des contraintes).

Des analyses ponctuelles des cristaux individuels de dolomite disséminés dans la masse du carbonate permettraient certainement d'apporter une réponse à cette question.

Les observations faites en CL, qui montraient clairement des auréoles de nourrissage pour

Site	Réf.	X	Y	Stratigraphie	Faciès	Objets	$\delta^{13}\text{C}$ (PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (SMOW)
P6	STY 43 RM	823,5	1091,9	Oxfordien supérieur	Wackstone	Encaissant	2,81	28,22
P6	STY 43 Dol seule	"	"	"	"	Dolomite	3,93	24,57
P6	STY 43 Cc + Dol	"	"	"	"	Calcite	2,86	27,57

Tableau 22 : Localisation géographique (coordonnées Lambert 1), positions lithostratigraphiques, et signatures isotopiques en $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ et $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ pour l'encaissant et les calcites/dolomites présentes dans un joint stylolithique stratiforme.

une majorité de dolomites, à partir d'un noyau similaire à celui des matrices sont plutôt en accord avec l'existence d'événements circulant postérieurs à la formation des stylolithes.

4. TRACES ET TERRES RARES DANS LES CALCITES DE FENTES DE TENSION

4.1. Résultats

L'analyse des majeurs, traces et terres rares (TR), aussi bien sur les calcites de fentes de tension et géodes, que pour les roches encaissantes permet d'étayer les hypothèses proposées lors de l'analyse de leurs signatures isotopiques.

L'allure générale des spectres, tous éléments confondus, montre une relative cohérence entre les roches encaissantes et les calcites des géodes et fentes de tension (Figure 71 et 72).

Pour les spectres de terres rares (TR) normalisés aux chondrites 2 comportements différents sont distingués. Une minorité des spectres, présente des allures considérées comme classiques pour les carbonates, c'est à dire des rapports aux chondrites inférieurs à 10 avec un enrichissement en TR légères et une anomalie négative en europium (Eu) (Figure 71). Dans ce groupe, il n'y a qu'une seule roche encaissante bajocienne (calcaire marneux), dont l'importante fraction détritique tire le spectre vers le haut. En revanche, les

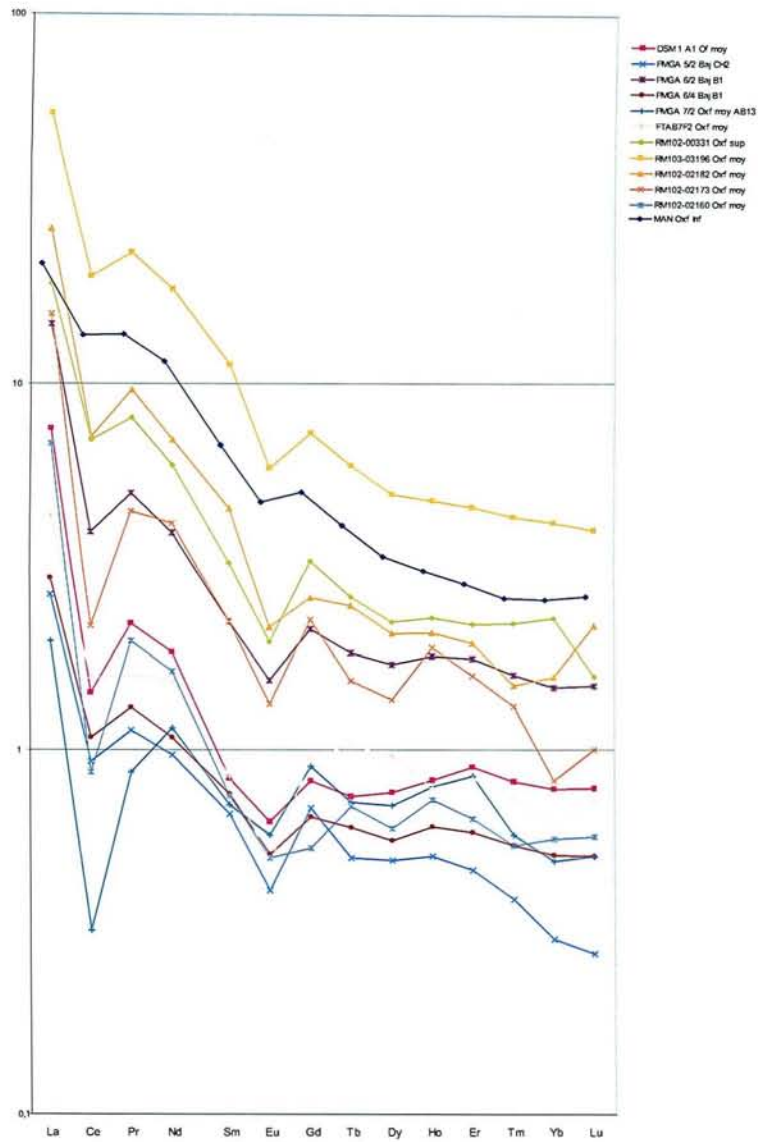


Figure 72 : Spectres des Terres rares normalisés aux Chondrites pour les calcites présentant une anomalie en Ce.

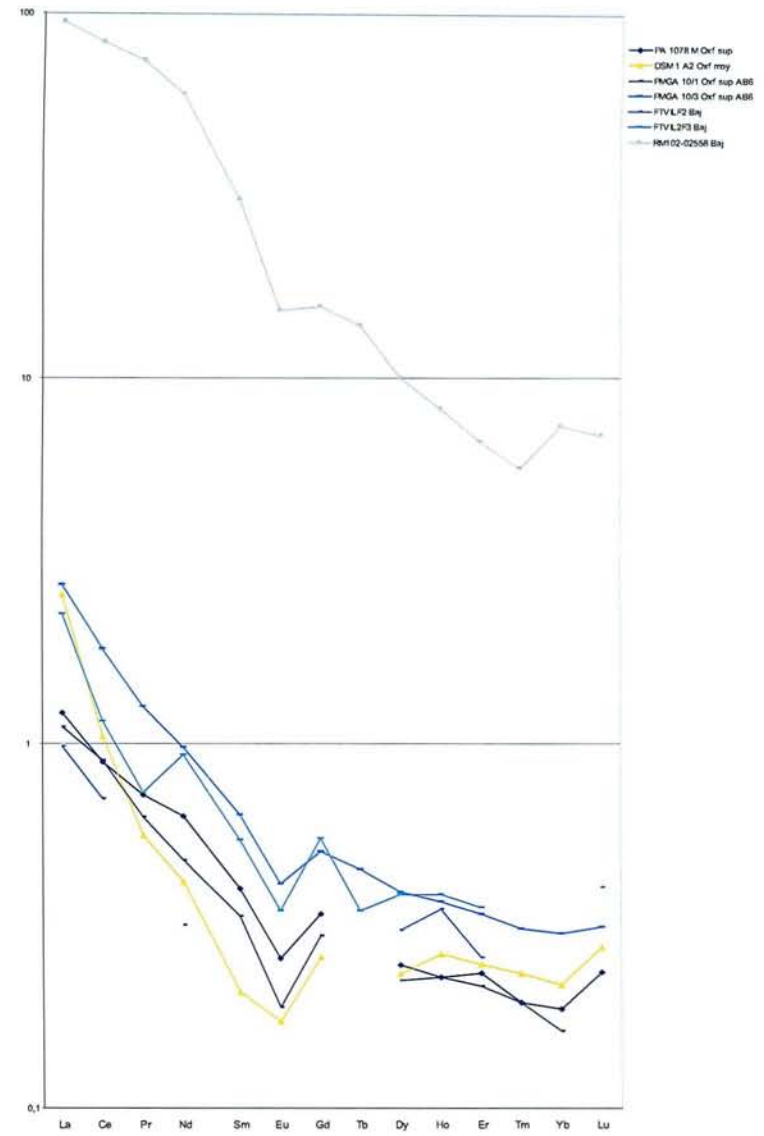


Figure 71 : Spectres des Terres rares normalisés aux Chondrites, allure normale.

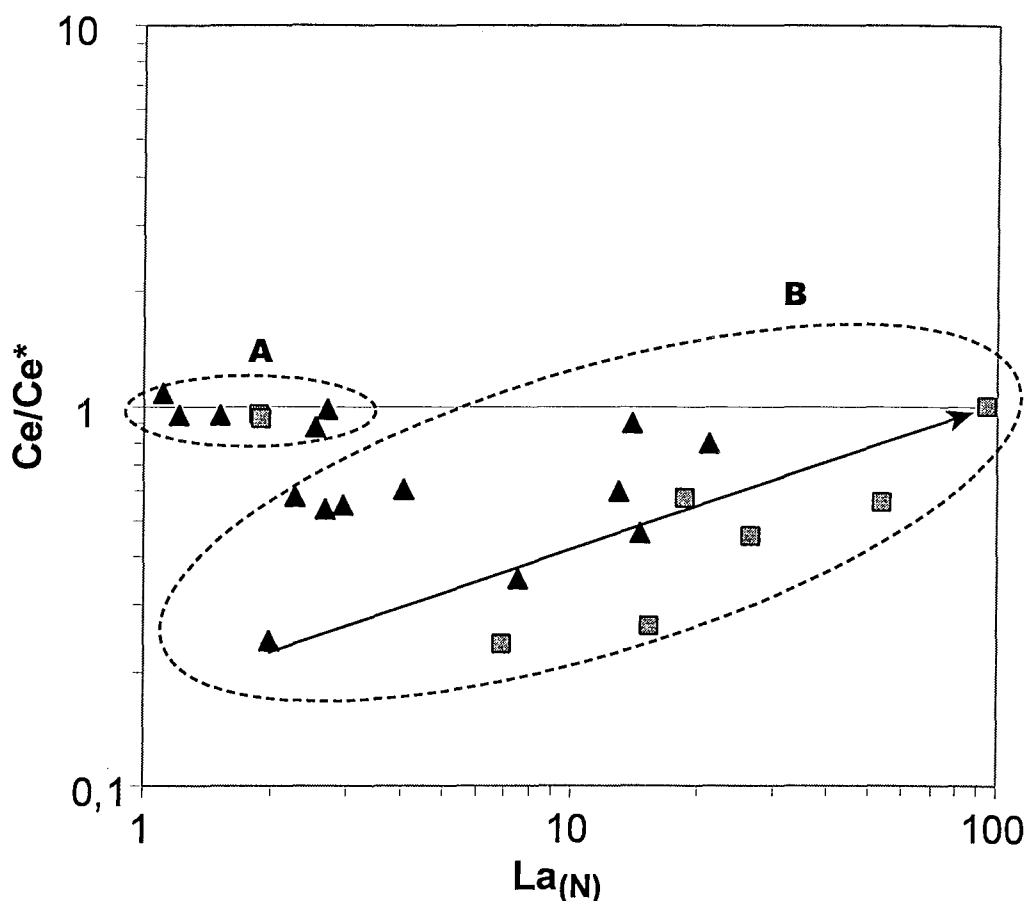


Figure 73 : Diagramme Ce/Ce^* en fonction du $La_{(N)}$ pour l'ensemble des calcites de fentes de tension et roche encaissantes. A, fentes de tension et roches encaissantes provenant des zones du fossé de Gondrecourt-le-Château et de la faille de Neufchâteau ; B, fentes et roches encaissantes montrant une anomalie en Ce/Ce^* qui diminue avec l'augmentation de la teneur en terres rares légères représentées ici par $La_{(N)}$.

filons sédimentaires et les calcites de fentes de tension sont très appauvris. Le matériel provient pour les fentes de tension du fossé de Gondrecourt et de la faille de Neufchâteau. Les filons sédimentaires ont été prélevés dans le nord de la vallée de la Meuse et dans le puits principal d'accès.

Le second groupe est caractérisé par des allures de spectres plus complexes, avec une anomalie négative en cérium (Ce) en plus de celle en Eu (Figure 72). Dans cet ensemble se trouvent des calcites de fentes de tension et la majorité des roches encaissantes. Ces dernières sont pour la plupart enrichies vis à vis des calcites de fentes de tension.

Les spectres avec ou sans anomalie en Ce sont nettement différents de ceux présentés dans les travaux de Lecocq (2002). La robustesse de nos analyses face à la technique expérimentale en ponctuelle employée par Lecocq (2002) suggère un problème dans le traitement de ses analyses (problèmes de standard, interférences, ..).

4.2. Interprétations de l'anomalie en Cérium

Les 2 types de spectres en TR peuvent être caractérisés sous une autre forme, en considérant l'anomalie en Ce vis à vis de la teneur en La. L'anomalie en Ce, notée Ce/Ce^* est calculée de la façon suivante:

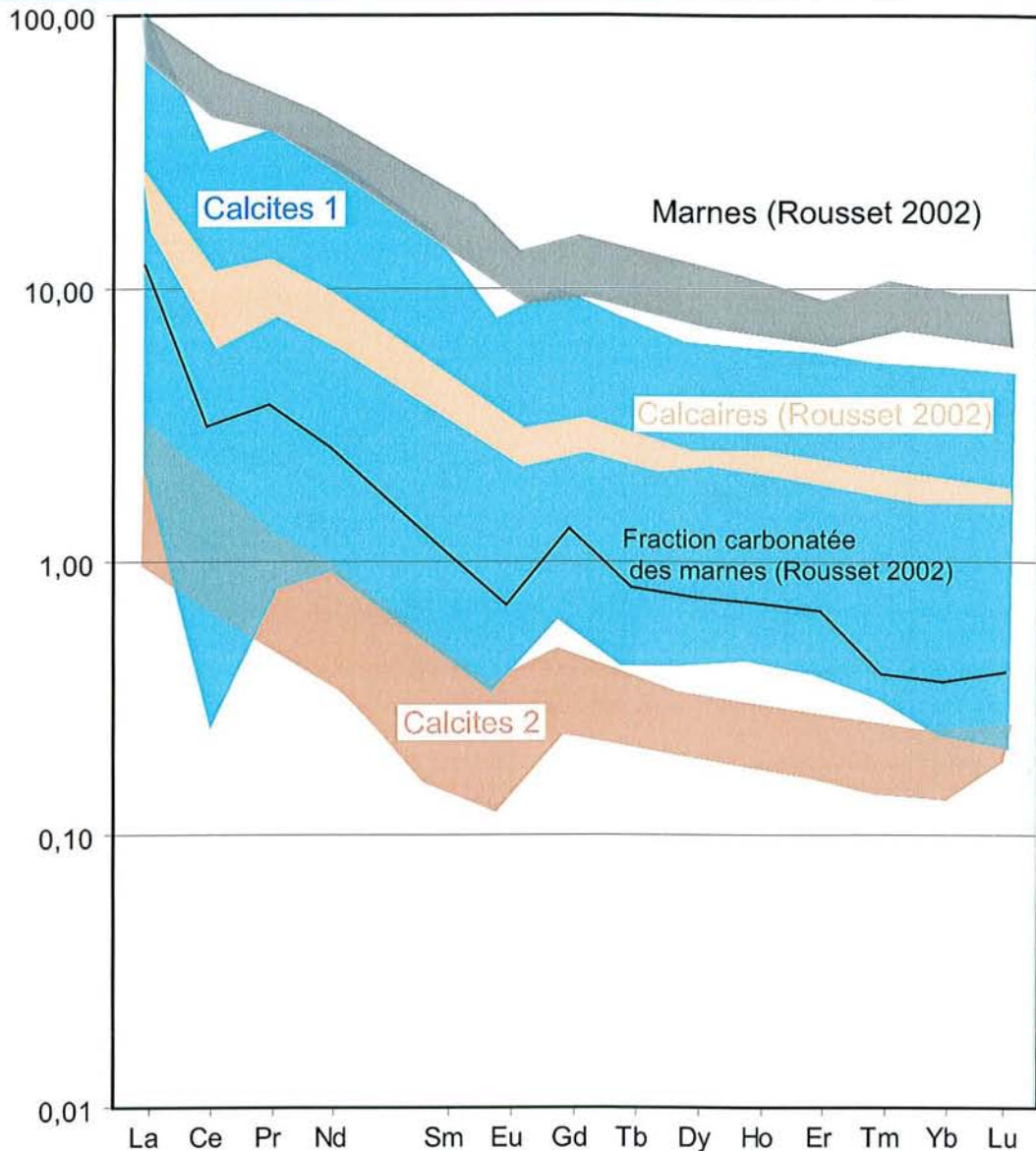


Figure 74 : Spectres des Terres rares normalisés aux Chondrites pour les calcites présentant une anomalie en Ce (Calcites 1), celles sans anomalies en Ce (Calcites 2) et des données issues de Rousset (2002) pour les Argiles de la Woëvre (Marnes), leur fraction carbonatée et des calcaires de l'Oxfordien (Calcaires).

$$Ce/Ce^* = Ce_N / \sqrt{(La_N \cdot Pr_N)}$$

Ce_N , La_N et Pr_N étant les valeurs normalisées aux chondrites.

Sous cette forme (Figure 73), 2 groupes peuvent être distingués, un premier avec des fentes de tension et des roches encaissantes dont l'anomalie en Ce diminue avec l'augmentation de la teneur en La; le second groupe, constitué d'une majorité de fentes de tension présente une anomalie en Ce quasi nulle ($Ce/Ce^*=1$) pour des teneurs en La les plus faibles. Ce dernier groupe est constitué de filons sédimentaires et de fentes provenant des zones de failles majeures (fossé de Gondrecourt et faille de Neufchâteau), en revanche, les roches encaissantes proviennent du puits ANDRA.

La présence d'une forte anomalie en Ce ($\leq 0,5$), pour certaines roches encaissantes et la majorité des calcites de fentes de tension, rappelle fortement des compositions en TR de calcites pures, cristallisées à partir d'une eau de mer (Bellanca *et al.*, 1997). En effet, la composition des eaux marines ou même lacustres, présente une forte anomalie en Ce (Holser, 1997), qu'on retrouve principalement dans les carbonates organo-chimiques bien conservés et indemnes d'une diagenèse trop poussée (Bellanca *et al.*, 1997; Barrat *et al.*, 2000; Webb et Kamber, 2000; Picard *et al.*, 2002). Cette signature originelle en TR peut très rapidement être altérée, par un simple ajout d'une phase détritique (argiles), beaucoup plus riche en TR et ne présentant pas d'anomalie en Ce (Webb et Kamber, 2000). Dans notre cas, la corrélation entre les fortes teneurs en TR et la diminution de l'anomalie en Ce pour les roches encaissantes et les filons sédimentaires suggère fortement, un rôle de la phase détritique. En revanche, pour les calcites des fentes de tension des zones du fossé de Gondrecourt et de la faille de Neufchâteau, la présence de phase détritique ne peut pas être envisagée, il faut alors faire intervenir un fluide sans anomalie en Ce.

La distribution en TR des carbonates marins est rarement mesurée. La raison en est que cette composition résulte d'un mélange entre la contribution de concentrations très faibles en TR de la phase carbonatée authigénique marine (chimique ou biochimique) et de celles, beaucoup plus fortes, de la phase silicatée. Les coefficients de partage phase carbonatée/eau de mer sont en effet très faibles (Barrat, 2000) et le spectre de TR de l'eau marine est, aux coefficients de partage près, transmis à cette phase carbonatée. Le plus souvent, l'eau de mer, milieu oxique, présente une anomalie négative en Ce ((Holser, 1997) et multiples références), laquelle peut se communiquer au carbonates authigéniques (Barrat *et al.*, 2000). Il en va tout autrement de la phase silicatée dont une fraction peut être également authigénique, mais est dans son ensemble contrôlée par la fraction détritique, de provenance et d'histoire continentales variées. Cette phase détritique, qui peut être correctement décrite par le NASC (North American Shale Composite), lorsqu'elle est terrigène, possède de fortes teneurs en terres rares légères mais pas d'anomalie négative en Ce. La composition globale d'un carbonate est donc le résultat d'un mélange complexe de phases non à l'équilibre chimique.

L'autre raison de la difficulté d'utiliser le spectre de TR (dont le rapport Ce/Ce*) comme proxy des conditions de dépôt est le fait qu'il est extrêmement difficile, dans ces conditions, de décrypter ce qui provient des conditions de précipitations de ce qui relève des épisodes de diagenèse.

Dans notre cas, la présence d'anomalies négatives en Ce dans les sparites néoformées dans les fractures peut s'expliquer dans deux contextes totalement opposés.

4.2.1. Origine diagenétique de l'anomalie en Ce

Dans le cas où cette anomalie en Ce est d'origine diagenétique, elle est héritée de la percolation d'eaux de surface qui ont transmis leur signature chimique aux matériaux de remplissage néoformés.

Nous avons vu, en effet, que l'empreinte d'eaux météoriques était omniprésente dans ces sparites de remplissage, que ce soit dans les fractures ou dans la porosité des roches. Les eaux météoriques sont connues pour posséder une nette anomalie négative en Ce (Dia *et*

al., 2000), résultat de leur interaction en conditions oxydantes avec les substrats de surface et l'on pourrait considérer que cette signature a été transmise aux calcites néoformées au cours de leur cristallisation.

En fait, cette hypothèse se heurte à une objection d'importance : les eaux météoriques sont connues pour posséder de très faibles teneurs en terres rares légères, typiquement 10^{-4} à 10^{-6} fois les chondrites (Dia et al., 2000 et références internes), contre des teneurs de 1 à 10 fois les chondrites dans nos calcites de remplissages. Ceci signifie que pour expliquer les teneurs en REE de nos remplissages sparitiques (et leurs anomalies négatives en Ce), il faudrait un rapport fluide/roche minimum de 10^5 à 10^7 . Minimum, car il suppose que toute l'eau est réactive dans ce cas et que la totalité des terres rares qu'elle contient est extraite par la calcite en formation. De tels rapports sont incompatibles avec le fait que la composition isotopique du carbone des fractures et du ciment sparitique des roches adjacentes soit contrôlée par l'encaissant immédiat, au moins en dehors des drains principaux que sont les zones de failles (Buschaert, 2001). Sous de très grands rapports eau/roches les caractéristiques $\delta^{13}\text{C}$ des eaux de surface devraient se retrouver, telles qu'elles sont bien exprimées au niveau des stalactites du karst récent (cf. 3.5), ce qui n'est pas le cas. Nous ne retiendrons donc pas cette explication.

4.2.2. Origine locale de l'anomalie en Ce

L'anomalie en Ce étant présente dans la phase carbonatée marine dès sa formation il est fort probable qu'elle soit transmise aux calcites de remplissage via un transport où la diffusion domine sur l'advection.

Ce mécanisme peut s'expliquer ainsi : dans la zone de recharge du fluide (recharge en C, ions Ca, TR) au niveau des joints stylolithiques, seule la matière soluble est mobilisée, la matière insoluble (phase détritique silicatée, oxydes, matière organique réduite) se concentrant en tant que phase résiduelle. Le stock de TR issu de la seule phase carbonatée marine est alors disponible pour être incorporé à la sparite néoformée, par un processus de type co-précipitation (Zuddas P. et Michard G., 1990), transmettant ainsi à ces sparites (aux abondances près), la distribution initiale acquise en conditions marines. La différence fondamentale avec le processus précédent est le mode de transport dominant qui ne nécessite plus les très hauts rapports fluides/roches exigés par la faible solubilité aqueuse des TR à basse température. Le processus dominant de diffusion permet le transport, à travers le fluide, de quantités importantes de TR dans un gradient de potentiel chimique dont les pôles sont i) les joints stylolithiques (dissolution sous contraintes), ii) les fentes de tension ou fractures (dépôt). Ce mécanisme de transport de matière depuis une matrice vers le remplissage d'une fracture a été largement sous-estimé jusqu'à présent même à plus haute température (Gratier, 1993).

L'analyse des sparites reviendrait donc dans ce dernier modèle à analyser la phase carbonatée pure des roches carbonatées voisines (exercice toujours quasi impossible à réaliser même par leaching ménagé de la roche, lequel n'épargne jamais totalement la fraction détritique) aux rapports d'abondance près.

Cette explication est compatible avec d'une part, les nombreuses réactivations de la stylolithisation au cours du temps et d'autre part, les données isotopiques O/C, puisque même sous des rapports eau/roche modérés, l'eau est un réservoir significatif d'oxygène vu

sa forte concentration en cet élément, alors que le C dissous n'y constitue qu'un élément mineur, contrôlé donc par le système carbonaté adjacent.

4.2.3. Spectre de calcites de fentes de tension sans anomalie en Ce

Maintenant, il faut examiner les spectres de type sans anomalie en Ce, cassés au niveau de l'Eu. Il est probable qu'il s'agisse d'un fluide qui a mieux fait le mélange entre les deux composants carbonaté et détritique, ou bien qui a la signature du seul détritique. Plusieurs hypothèses sur l'origine des TR peuvent être retenues : i) les formations détritiques de type marnes (Figure 74) qui cependant ne sont pas susceptibles de fournir de grandes quantités de fluides, du fait de leur faible perméabilité et dont la faible proportion de carbonates présente tout de même l'anomalie en Ce (Figure 74 et Rousset, 2002) ; ii) d'autres formations détritiques, comme par exemple le Trias.

Des tests existent pour tenter de préciser cette explication mais le temps ne nous a pas permis de les mettre en œuvre.

5. CONCLUSIONS

L'étude des signatures géochimiques et isotopiques des roches encaissantes, des géodes et des fentes de tension de l'Est du Bassin de Paris apporte un éclairage nouveau sur l'histoire des paléocirculations, principalement durant le Tertiaire.

Les signatures en $\delta^{18}\text{O}$ des calcites des fentes de tension et des géodes attestent de la participation d'un fluide d'origine météorique, ceci dès les premières générations de cristallisations au Crétacé supérieur – Éocène.

Les entrées d'eaux météoriques semblent contrôlées par la morphologie du bassin avec des zones de recharge sur sa périphérie et des courts-circuits le long des grands accidents régionaux.

L'intensité de ces paléocirculations dépend de la nature des roches et du degré de fracturation des différentes zones. Les roches les plus poreuses (grainstones) vont enregistrer les paléocirculations par la (re)cristallisation de la quasi-totalité de leur ciment. Les zones les plus marquées par ces (re)cristallisations sont celles à proximité des accidents régionaux mais aussi celles encadrées par les grandes failles dont on peut supposer qu'elles sont plus fracturées.

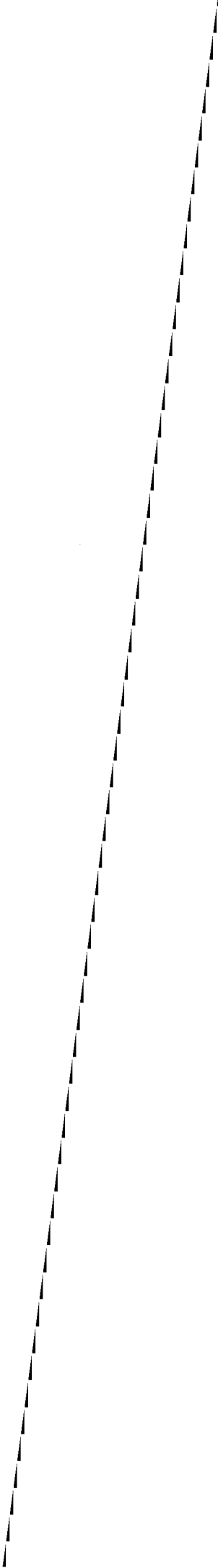
Une remarque s'impose à propos des relations entre la localisation des failles régionales et, les zones les plus affectées par les paléocirculations. En effet, le contexte tectonique et plus particulièrement l'orientation des contraintes va conditionner la perméabilité des failles selon leur direction. C'est pour cela que la faille de Vittel ne joue pas le rôle de drain préférentiel, alors que les failles de Poissons et les fossés de Gondrecourt et Roches-Bettaincourt ont un effet important sur l'intensité des paléocirculations.

Au delà de l'origine des fluides, les signatures en $\delta^{18}\text{O}$ des fentes de tension ont permis de proposer un schéma d'exhumation des terrains, ceci à partir des chronologies relatives établies pour chacune des directions de fracturation. L'ordre de grandeur des 200-400 m

d'érosion est cohérent avec la baisse de température d'environ 10° enregistrée par les calcites. Ces calculs impliquant une composition isotopique des eaux météoriques stable entre l'Éocène et le Miocène.

Enfin, les analyses en TR des roches encaissantes et des calcites de fentes de tension indiquent que les fentes de tension ont cristallisé en milieu relativement fermé, à bas rapport fluide/roche, à partir de fluides ayant gardé la mémoire « marine » des carbonates des calcaires, et ceci grâce aux processus de dissolution (stylolitisation → cristallisation des fentes). L'origine « locale » de l'anomalie en Ce est à rapprocher du caractère « local » du carbone. En revanche, les calcites des fentes de tension des zones de failles (fossé de Gondrecourt-le-Château et faille de Neufchâteau) suggèrent la participation d'un fluide à la composition en TR ne présentant pas d'anomalie en Ce donc signant plutôt une origine profonde (Trias ?).

CONCLUSIONS GÉNÉRALES



CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Cette étude se fonde sur un grand nombre d'observations de terrain, de données de forages et diagraphiques, ainsi que sur des analyses géochimiques et isotopiques des différents objets liés à la diagenèse et à la tectonique, permettant de proposer un enchaînement des épisodes de déformation et de circulation dans l'Est du Bassin de Paris (Figure 75).

Le but était de mettre en évidence d'éventuelles phases de déformations synsédimentaires dans les terrains jurassiques et de caractériser les contextes tectoniques ainsi que les paléocirculations de fluides associées. La connaissance de ces événements est de toute première importance dans la construction d'un modèle global sur les épisodes de fracturation et de paléocirculations de fluides. Ces épisodes doivent pouvoir alors être replacés dans une histoire plus générale des grandes phases tectoniques à l'échelle de la plate-forme Ouest Européenne.

Importance de la stylolitisation

La stylolitisation affecte la quasi-intégralité des formations calcaires du Jurassique supérieur de Lorraine. L'étude approfondie des joints stylolitiques a apporté des éléments de réponse quant aux facteurs contrôlant la dissolution dans les carbonates, mais aussi sur leur dynamique de mise en place et les interactions vis à vis de la tectonique et des paléocirculations de fluides.

Les relations entre les différents types de faciès carbonatés et l'intensité de la stylolitisation, démontrent clairement le rôle de la pression / dissolution dans la genèse des ciments. Les essais de quantification des transferts de matière, au niveau des joints stylolitiques, ont permis de vérifier un certain nombre d'hypothèses, jusqu'à présent admises mais non démontrées, dans les principes de décompaction des carbonates basés sur les variations de la porosité.

De plus, il a été clairement montré qu'il pouvait y avoir des réactivations de la stylolitisation, ou des réouvertures de ces objets bien après l'intervalle de temps nécessaire à la lithification (Figure 77). Ces modifications sont d'autant plus intéressantes, qu'elles s'accompagnent de remise en solution des carbonates et de recristallisations.

Au final, cette étude fine et pluridisciplinaire des stylolites, a mis en lumière l'importance des phénomènes liés à cet objet, trop souvent négligé dans les travaux traitant de diagenèse et plus généralement de l'évolution des bassins.

Fracturations précoce et tectonique synsédimentaire Jurassique

La combinaison entre, d'une part le traitement des données de puits et d'autre part l'observation de terrain, a mis à jour un certain nombre d'indices de déformation synsédimentaire pendant le Jurassique (Figure 75).

La décompaction des données de puits sur une zone englobant les failles de Vittel, la Marne, Metz et les fossés de Gondrecourt-le-Château et de Roches-Bettaincourt, a permis de proposer, d'une part, des courbes d'enfouissement et d'autre part, des cartes en isopaques décompactées.

Les courbes d'enfouissement de la base des Schistes-carton, depuis leur dépôt, jusqu'au Kimméridgien inférieur, montrent une accélération de la sédimentation à partir de la fin du Dogger (160 Ma). Les puits situés à l'aplomb des failles de la Marne, dans le compartiment Est, possèdent les taux d'enfouissement les plus forts pour cette période, suggérant l'influence d'un jeu synsédimentaire au niveau de cet accident. Les cartes d'isopaques et les coupes construites à partir des épaisseurs décompactées, révèlent les jeux synsédimentaires des failles de la Marne, mais aussi plus discrètement ceux des failles du Der et d'Haironville. L'activité tectonique des failles de la Marne est importante au Dogger calcaire (Bajocien – Bathonien) ainsi que pendant le dépôt des Argiles de la Woëvre au Callovo-Oxfordien. Ensuite les failles de la Marne influencent les dépôts de l'Oxfordien calcaire mais il n'a pas été possible de quantifier leur jeu.

L'activité tectonique des failles de la Marne, évidente au Trias et au Lias, perdure au Dogger et ce jusqu'à l'Oxfordien. Des indices de tectonique synsédimentaire oxfordienne à kimméridgienne, sous forme de filons sédimentaires, suggèrent une pérennité de ce contexte extensif durant tout le Jurassique supérieur.

De façon plus discrète que pour les grands accidents, la découverte de filons sédimentaires dans l'Oxfordien moyen à supérieur, rend compte d'une fracturation synsédimentaire à l'échelle de la région. Cette activité tectonique semble cohérente avec les épisodes extensifs affectant la plate forme ouest européenne lors de l'ouverture de l'Atlantique central, de la Mer du Nord et de l'océan liguro-piémontais. L'orientation des filons sédimentaires selon un axe NNE-SSW et la disposition des failles de la Marne NNW-SSE, contraignent un régime extensif proche d'E-W (Figure 75). Cette direction d'extension suggère l'influence du rifting Atlantique Central ou Mer du Nord plutôt que celui de l'océan Tethys-Ligure, pour lequel les directions d'extension sont proches de NW-SE.

Ces informations constituent une base de datation des événements tectoniques extensifs jurassiques. Jusqu'à présent les fossés et failles régionales proches de N-S étaient interprétés principalement comme le résultat de la phase extensive lors du rifting oligocène. La confirmation du contexte extensif E-W au Jurassique supérieur suggère alors une possible initiation précoce de ces structures avant des réactivations décrochantes et normales au Crétacé terminal et de franches réouvertures durant le Cénozoïque.

Tectonique : du Jurassique à l'Actuel

Près de 200 sites ont permis d'effectuer des mesures microtectoniques tous objets confondus. 130 de ces sites donnent des calculs de contraintes satisfaisants à partir des failles, validés par les directions de pics stylolitiques ; 54 sites présentent des critères de chronologies relatives exploitables. Les chronologies impliquant des plans de failles apparaissent comme les plus fiables pour définir les grandes lignes de l'enchaînement des différents régimes. Les effets de la compaction chimique (joints stylolitiques stratiformes) sont rappelés dans le calendrier relatif suivant (Figure 75) :

1. Régime extensif E-W à WNW-ESE déterminé à partir d'une génération de filons sédimentaires relevés dans les terrains oxfordiens et dont certains peuvent être déjà postérieurs à des stylolites d'enfouissement. Succédant immédiatement à ces filons, des failles normales impliquent une géométrie d'extension orientée E-W qui est

- observée depuis les terrains oxfordiens jusqu'aux niveaux tithoniens. Localement se mesure une extension NNW-SSE à N-S jusque dans du Tithonien alors que se poursuit la stylolitisaiton d'enfouissement des séries sous-jacentes. La superposition d'une extension E-W et N-S suggère, pour la fin du Jurassique, une période d'affrontement entre différentes influences géodynamiques extensives (Atlantique Central – Téthys contre Atlantique Nord et Mer du Nord) ;
2. Régimes décrochant syn- à post-Crétacé supérieur jusqu'à l'Eocène évoluant de NNW-SSE à NE-SW et rattachés d'abord aux événements laramiens puis pyrénéo-provençaux *s.l.* (dès la fin du Crétacé supérieur, arrêt de la subsidence et diminution de la stylolitisaiton d'enfouissement) ;
 3. Régimes extensifs probablement dès l'Eocène et se prolongeant à l'Oligocène, d'abord selon une extension NW-SE par permutation des contraintes principale et moyenne, suite au régime décrochant pyrénéo-provençal NE-SW (réactivation/ouverture des fossés type Gondrecourt), puis rotation vers une direction d'ouverture ENE-WSW, marquant la transition entre les champs de contraintes pyrénéen et alpin. Un régime décrochant ENE-WSW s'intercale localement pendant les régimes extensifs et pourrait correspondre aux dernières manifestations des régimes pyrénéo-provençaux, avec une contrainte qui apparaît déviée à proximité des grandes failles régionales (Vittel – Marne). La transition entre les régimes pyrénéens et alpins, se marque par la genèse des systèmes de rifts ouest européens et, à l'échelle régionale, par une étape d'extension radiale induisant une forte reprise de la stylolitisaiton verticale et la réactivation des décrochements en jeu normaux ;
 4. Installation du régime alpin *s.s.* avec 3 directions de σ_{HMax} (régimes décrochants), tout d'abord WNW-ESE, puis probablement NW-SE et enfin NNW-SSE qui paraît le plus cohérent avec la contrainte actuelle. A partir de ce stade il y a absence de réactivation de la stylolitisaiton verticale (érosion et exhumation des séries mésozoïques).

Cet enchaînement est tout à fait cohérent avec l'évolution des grands épisodes géodynamiques à l'échelle de la plate-forme ouest européenne et met en lumière les périodes charnières, caractérisées par la lutte d'influence entre les régimes tectoniques successifs.

Les différentes phases de déformation étant associées à la mise en place de fentes de tension à remplissage calcitique, leur calage dans le temps ou tout du moins dans un calendrier relatif, constitue une information essentielle dans l'interprétation des paléocirculations.

Paléocirculations

L'analyse des signatures isotopiques ($\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$) des calcites de fentes de tension et des roches encaissantes, a permis de proposer plusieurs origines et modes de circulations pour les paléocirculations depuis le Jurassique (Figure 75).

L'échantillonnage des fentes de tension a été réalisé autour du site de Meuse/H^{te}-Marne entre les vallées de la Marne et celle de la Meuse, principalement le long des accidents tels que les fossés de Gondrecourt et Roches-Bettaincourt, ainsi que les failles de Poissons, Neufchâteau et Vittel. Les mesures de $\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$ sur roche totale confirment l'importance du phénomène de cristallisation, à partir d'un fluide à la signature en partie météorique, déjà mis en évidence par Buschaert *et al.* (1999) et Buschaert (2001). En effet, selon la nature de la roche, à savoir principalement sa porosité, les signatures en $\delta^{18}O$ sont d'autant

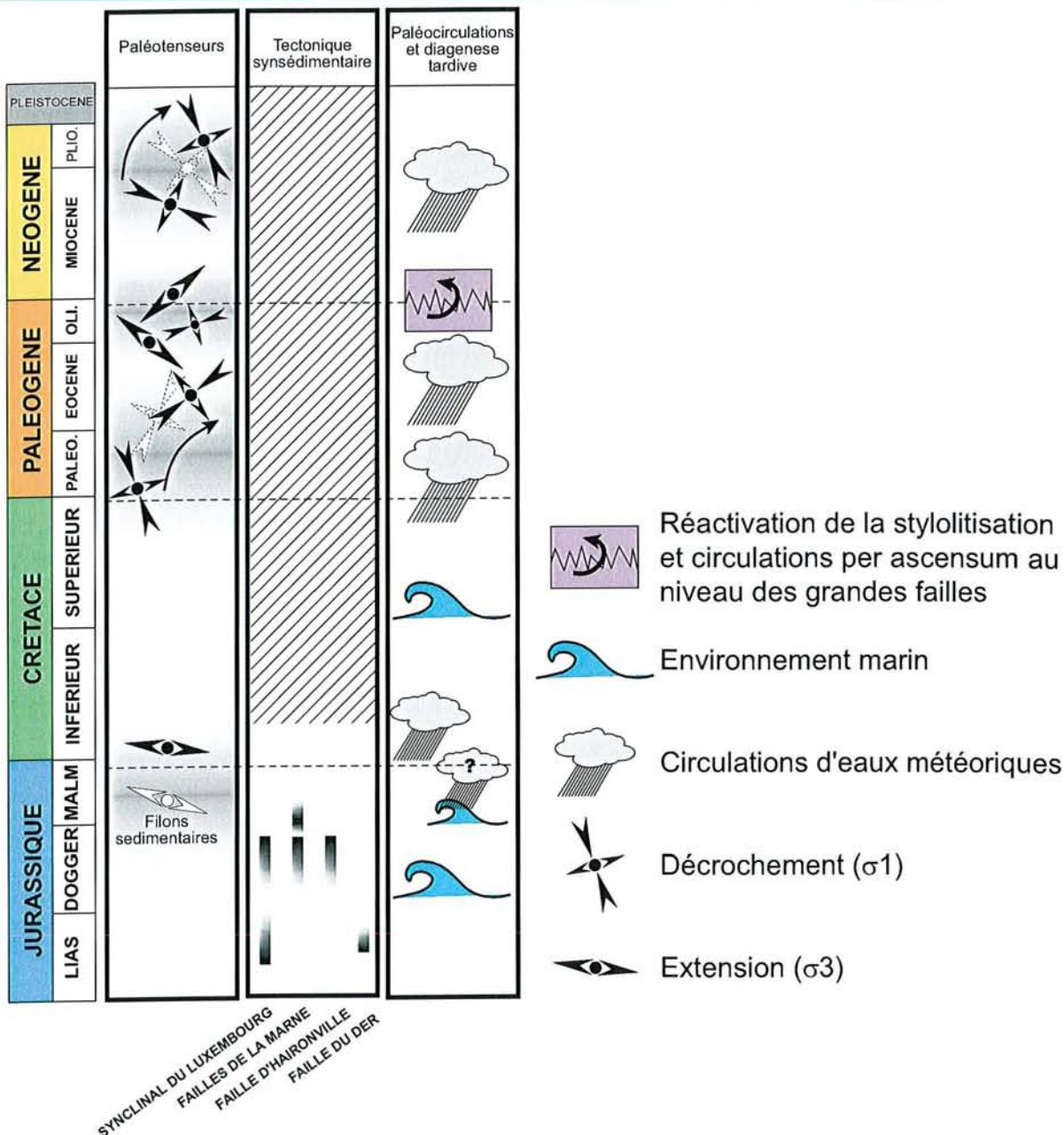


Figure 75: Synthèse des résultats de l'étude microtectonique, de l'analyse des jeux syngédimentaires des structures régionales et des épisodes de paléocirculations.

plus basses que la porosité est élevée. Alors que pour les mudstones les teneurs en $\delta^{18}\text{O}$ (SMOW) sont autour de 27-30‰, les grainstones eux sont à 24-27‰.

Quant aux fentes de tension et géodes, leur $\delta^{18}\text{O}$ (SMOW) se situe entre 18‰ et 24‰, ce qui pour des températures de formation maximum de 30-40° positionne l'origine des fluides dans le domaine météorique avec un $\delta^{18}\text{O}$ de l'ordre de -4‰ à -7‰ (SMOW).

Les $\delta^{13}\text{C}$ des fentes de tension sont la plupart du temps similaires à ceux de la roche encaissante, ce qui va dans le sens d'une cristallisation à rapports fluides/roche faibles, où la roche adjacente joue le rôle de réservoir infini en carbone. En revanche, pour les fentes de tensions prélevées au plus proche des failles majeures, on constate un écart important entre leur $\delta^{13}\text{C}$ et celui de l'encaissant. Les $\delta^{13}\text{C}$ des fentes de tension concernées ont tendance à

baisser de 1‰ à 2‰ par rapport à la valeur de leur encaissant. A l'échelle de la zone d'étude les $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ des calcites diminuent à proximité des grandes failles, mais montrent aussi une tendance générale à la baisse d'Est en Ouest et du Nord au Sud. Enfin la distinction des fentes de tension en familles directionnelles montre des valeurs en $\delta^{18}\text{O}$ les plus basses pour les fentes les plus anciennes (NNE-SSW), puis des valeurs légèrement plus élevées pour les fentes suivantes (NE-SW) et enfin les valeurs les plus élevées pour les dernières fentes (NW-SE et NNW-SSE). Cette évolution permet de proposer un schéma d'exhumation des terrains, depuis la fin du Crétacé, de l'ordre de 200-400 m, ce qui est cohérent avec la baisse de température d'environ 10° enregistrée par les calcites. Ces calculs impliquent une composition isotopique des eaux météoriques constante entre l'Éocène et le Miocène.

L'origine météorique des fluides ne fait aucun doute, elle est largement démontrée par la signature en $\delta^{18}\text{O}$ des calcites de fentes de tension. Toutefois, le trajet des paléocirculations et l'âge précis des cristallisations restent à préciser. Plusieurs hypothèses peuvent être formulées : comme discuté à propos des filons sédimentaires, une partie des ciments pourrait être issue de la cristallisation d'eaux météoriques infiltrées à plusieurs périodes possibles : i) précocement au cours de l'Oxfordien, période caractérisée par une très faible bathymétrie et de fréquentes émerSIONS, sinon ii) dès le Tithonien supérieur, l'Est du Bassin de Paris est sujet à une émerSION généralisée qui permet une recharge en eaux météoriques, puis iii) entre Crétacé inférieur et Crétacé supérieur le bassin est à nouveau émergé sur sa bordure nord au niveau des Ardennes, enfin iv) à partir du Tertiaire la recharge des différents aquifères se fait directement par les bordures au droit des reliefs de cuesta mais aussi le long des accidents majeurs. Ce dernier point semble être confirmé par la signature des fentes de tension prélevées sur les grands accidents qui présentent des $\delta^{13}\text{C}$ en déséquilibre avec leur encaissant et des spectres en terres rares sans anomalie en Ce, suggérant des remontées d'eaux profondes, éventuellement à partir des terrains du Trias.

L'origine des fluides à signature météorique pourrait donc être multiple, initiée localement dès la fin du Jurassique avant de se poursuivre pendant toute la suite de l'histoire du bassin lors des épisodes émerSifs crétacés - tertiaires. Enfin, les signatures $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ des calcites de fentes de tension, couplées à l'analyse des terres rares, ont permis de mettre en évidence des circulations préférentielles au niveau des grands accidents avec un mélange probable entre des eaux de surface et des eaux d'origines profondes (essentiellement du Trias).

L'ensemble de ces résultats permet de mieux comprendre l'enchaînement des épisodes de déformations et de paléocirculations depuis le Jurassique à l'échelle de l'Est du Bassin de Paris et dans l'environnement régional du site de Meuse/H^e-Marne.

BIBLIOGRAPHIE

BIBLIOGRAPHIE

- Allen P.A. et Allen J.R. (1990). - Basin analysis : Principles and applications. - Blackwell scientific publications, Oxford, 449 p.
- Allenbach R.P. (2002). - The ups and downs of «Tectonic Quiescence»--recognizing differential subsidence in the epicontinental sea of the Oxfordian in the Swiss Jura Mountains. - *Sedimentary Geology*, 150, 3-4, 323-342.
- Amir L. (2002). - Modélisation thermique appliquée aux bassins sédimentaires et utilisant la géochimie organique : conception du logiciel TherMO'S pour la reconstitution de l'histoire thermique du bassin parisien à l'échelle séquentielle. - Thèse de doctorat, Université Henri Poincaré, Nancy, 162 p.
- Anderson E.M. (1942). - The dynamics of faulting (2nd ed.). - in Oliver et Boyd (eds), Edinburgh, 206 p.
- Andrews L.M. et Railsback L.B. (1997). - Control on Stylolite Development: Morphologic, Lithologic, and Temporal Evidence from Bedding-Parallel and Transverse Stylolites from the U.S. Appalachians. - *The Journal of Geology*, 105, 59-73.
- Angelier J. (1991). - Analyse chronologique matricielle et succession régionale des événements tectoniques. - *C. R. Acad. Sci.*, 312, 2, 1633-1638.
- Arthaud F. et Mattauer M. (1969). - Exemple de stylolites d'origine tectonique dans le Languedoc, leurs relations avec la tectonique cassante. - *Bull. Soc. géol. de France*, 5, 7, 738-744.
- Baldwin B. (1971). - Ways of deciphering compacted sediments. - *Journal of Sedimentary Petrology*, 41, 1, 293-301.
- Barrat J.A., Boulegue J., Tiercelin J.J. et Lesourd M. (2000). - Strontium isotopes and rare-earth element geochemistry of hydrothermal carbonate deposits from Lake Tanganyika, East Africa. - *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64, 2, 287-298.
- Bathurst R. (1971). - Carbonate sediments and their diagenesis. - Elsevier Publishing Company, Amsterdam, 620 p.
- Bathurst R. (1983). - Neomorphic spar versus cement in some Jurassic grainstones; significance for evaluation of porosity evolution and compaction. - *Journal of the Geological Society of London*, 140, 2, 229-237.
- Bathurst R. (1991). - Pressure-Dissolution and Limestone Bedding: the Influence of Stratified Cementation. - in Al. E.E. (ed), *Cycles and Events in Stratigraphy*, Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 450-463 p.
- Bäuerle G., Bornemann O., Mauthe F. et Michalzik D. (2000). - Origin of stylolites in Upper Permian Zechstein anhydrite (Gorleben salt dome, Germany). - *Journal of Sedimentary Research*, 70, 3, 726-737.
- Beaudoin B., Cojan I., Fries G., Pinauteau B. et Pinault M. (1987). - Mesure directe de la compaction dans les sédiments. - *Notes et mémoire TOTAL*, 21, 235-243.
- Beaudoin B., Cojan I., Fries G. et Pinoteau B. (1985). - Lois de décompaction et approche des évolutions du taux de sédimentation dans les forages pétroliers du sud-est de la France. - *Programme Géologie profonde de la France*, Paris, 133-148.

- Beaudoin B., Deavenna M.-F., Pinault M., Rohrlich V. et Trauth N. (1988). - Influence de la profondeur et de la teneur en carbonate sur la porosité et le taux de compaction dans les sédiments jurassiques du sondage Sancerre-Couy (G.P.F. anomalie magnétique du bassin de Paris). - C. R. Acad. Sci. Paris, 307, 395-399.
- Beaudoin B., Fries G. et Pinoteau B. (1984). - Calcul des coefficients de décompaction et estimation des paléorecouvrements. - Programme Géologie profonde de la France, Documents du BRGM n°81-11, PARIS, 77-89.
- Beaudoin B., Maillart J. et Mercier D. (1989a). - Bedding and pseudo-bedding in alternating limestones and marls: origin and age in middle Domerian, S. France. - 10th IAS Regional Meeting, Budapest, 16-17.
- Beaudoin B., Moreau J. et Trouiller A. (2002). - Migration de carbonates et failles sédimentaires. - Journées MINANDRA, Paris, 5.
- Beaudoin B., Pinault M. et Arnaud M. (1989b). - Estimation des transferts de carbonate au cours de la compaction à partir de la déformation des moules d'ammonites. - 2ème Congrès Français de Sédimentologie, Paris, 27-28.
- Bellanca A., Masetti D. et Neri R. (1997). - Rare earth elements in limestone/marlstone couplets from the Albian-Cenomanian Cison section (Venetian region, northern Italy) : assessing REE sensitivity to environmental changes. - Chemical Geology, 141, 3-4, 141-152.
- Bergerat F. (1987). - Paléo-champs de contrainte tertiaires dans la plate-forme européenne au front de l'orogène alpin. - Bull. Soc. géol. Fr., 3, 8, 611-620.
- Bhattacharyya A. et Friedman G.M. (1984). - Experimental compaction of ooids under deep-burial diagenetic temperatures and pressures. - Journal of Sedimentary Petrology, 54, 2, 362-372.
- Bjorlykke K. et Hoeg K. (1997). - Effects of burial diagenesis on stresses, compaction and fluid flow in sedimentary basins. - Marine and Petroleum Geology, 14, 3, 267-276.
- Blès J.L., Bonijoly D., Castaing C. et Gros Y. (1989). - Successive post-Variscan stress fields in the French Massif Central and its borders (Western European plate) : comparison with geodynamic data. - Tectonophysics, 169, 79-111.
- Bodou P. (1976). - L'importance des joints stylolithiques dans la compaction des carbonates. - Bull. Centre Rech. Pau - SNPA, 10, 2, 627-644.
- Bond G.C., Kominz M.A. et Devlin W.J. (1983). - Thermal subsidence and eustasy in the Lower Palaeozoic miogeocline of western North America. - Nature, 306, 22/29, 775-779.
- Brousse R. et Bellon H. (1983). - Réflexions chronologiques sur le volcanisme associé au développement des rifts en France. - Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, 7, 1, 409-424.
- Brown S.R. (1987). - Fluid Flow Through Rock Joints: The Effect of Surface Roughness. - Journal of Geophysical Research, 92, B2, 1337-1347.
- Brown S.R. (1995). - Simple Mathematical Model of Rough Fracture. - Journal of Geophysical Research, 100, B4, 5941-5952.
- Brown S.R. et Scholz C.H. (1985). - Broad bandwidth study of the topography of natural rock surfaces. - Journal of Geophysical Research, 90, 12, 575-582.
- Brunet M.-F. (1980). - Effet des variations eustatiques sur la subsidence dans le Bassin de Paris. - Bull. Soc. géol. Fr., 4, 631-637.

- Brunet M.-F. (1981). - Etude quantitative de la subsidence du Bassin de Paris. - Thèse de 3ème cycle, Spécialité : Géotechnique, Paris 6, 161 p.
- Brunet M.F., Beaudoin B., Friès G. et Pinoteau B. (1984). - Evolution de la subsidence dans les séries argilo-carbonatées. - Journée sur les argiles, Paris, 85-93.
- Buschaert S. (2001). - Origine, âge et processus physico-chimiques des circulations de fluides dans les fractures : Exemple de socle sous couverture (Vienne), et de formations riches en argiles (Gard, Est). - Thèse de 3ème cycle, Science de l'Univers, Université Henri Poincaré, Nancy, 238 p.
- Carpentier C. (2003). - Euville. - in Lathuilière B. (ed), Production carbonatée dans le Jurassique de Lorraine, G.F.E.J., Nancy, Livret d'excursion, 49-59 p.
- Carrio-Schaffhauser A., Raynaud S.H., Latière J. et Mazerolle F. (1990). - Propagation and localization of stylolites in limestones. - in Knipe R.J.R. and Rutter E.H. (eds), Deformation mechanism, rheology and tectonics, Geological Society Special Publication, 193-199 p.
- Cathelineau M., Ayt Ougougdal M., Elie M. et Ruck R. (1997). - Mise en évidence d'une diagenèse de basse température dans les séries mésozoïques du site Est : une étude des inclusions fluides, des argiles et de la matière organique. - Journées scientifiques Andra, Bar-le-Duc, 13 et 28.
- Cavalier C. et Pomerol C. (1979). - Chronologie et interprétation des événements tectoniques cénozoïques dans le bassin de Paris. - Bull. Soc. géol. France, 7, 21, 33-48.
- Chamley H. (1987). - Sédimentologie. - in Géosciences (eds), Dunod, Paris, 175 p.
- Chanda S.K., Bhattacharyya A. et Sarkar S. (1977). - Deformation of ooids by compaction in the Precambrian Bhandar Limestone, India; implications for lithification. - Geological Society of America Bulletin, 88, 11, 1577-1585.
- Chantraine J., Autran A., Cavellier C., Alabouvette B., Barféty J.C., Cecca F., Clozier L., Debrand-Passard S., Dubreuilh J., Feybesse J.L., Guennoc P., Ledru P., Rossi P. et Ternet Y. (1996). - Carte géologique de la France. - 1/1 000 000, BRGM, Orléans.
- Choquette P.W. (1990). - Limestone - The Burial Diagenetic Environment. - in Mc Ilreath A. et Morrow D.W. (eds), Diagenesis, Geoscience Canada, Ottawa, 75-111.
- Collin P.-Y. et Courville P. (2000). - Paléoenvironnements et biostratigraphie d'une série oxfordienne non condensée de référence (Saint-Blin, Haute-Marne). - Géologie de la France, 1, 59-63.
- Contini D. (1989). - L'Oxfordien du Jura septentrional. Définition des formations. Evolution paléogéographique. - Annales Scientifique de l'Université de Franche-Comté, 9, Géologie 4, 3-16.
- Conybeare C.E.B. (1967). - Influence of compaction on stratigraphic analyses. - Bulletin of Canadian Petroleum Geology, 15, 3, 331-345.
- Coogan A.H. (1970). - Measurements of compaction in oolitic grainstone. - Journal of Sedimentary Petrology, 40, 3, 921-929.
- Coulon M. (1992). - La distension oligocène dans le nord-est du bassin de Paris (perturbation des directions d'extension et distribution des stylolites). - Bull. Soc. géol. Fr., 5, 531-540.
- Coulon M. et Frizon De Lamotte D. (1988a). - Les craies éclatées du secteur d'Omey (Marne, France) : le résultat d'une bréchification par fracturation hydraulique en contexte extensif. - Bull. Soc. géol. France, 8, 1, 177-185.
- Coulon M. et Frizon De Lamotte D. (1988b). - Les extensions cénozoïques dans l'Est du Bassin de

Paris : mise en évidence et interprétation. - C. R. Acad. Sc. Paris, 307, 1113-1119.

Cuilhe L. (2003). - Laboratoire de recherche souterrain Meuse/Haute-Marne, Sismique 3D, Interprétation des horizons du Dogger carbonaté pour l'optimisation des implantations et trajectoires des forages FRF. - ANDRA, C RP 0BEI 03-001, Chatenay Malabry, 14 p.

Curnelle R. et Dubois P. (1986). - Evolution mésozoïque des grands bassins sédimentaires français ; bassin de Paris, d'Aquitaine et du Sud-Est. - Bull. Soc. géol. Fr., 8, 4, 529-546.

De Graciansky P.-C. et Jacquin T. (2003). - Evolution des structures de la paléogéographie au passage Lias-Dogger dans le bassin de Paris d'après les données de la subsurface. - Bull. géol. France, 1, 174, 3-17.

Delair J. et Leroux C. (1978). - Méthode de quantification de la disparition de matière au niveau de stylolites tectoniques et mécanismes de la déformation cassante des calcaires. - Bull. géol. France, 2, 137-144.

Demassieux L. (1971). - Structures tectoniques du Portlandien dans l'Est de la France : Relations avec la sédimentation. - Bull. B.R.G.M., 3, 2, 145-147.

Dercourt J., Zonenshain L.P., Ricou L.E., Kazmin V.G., Le-Pichon X., Knipper A.L., Grandjacquet C., Sborshchikov I.M., Boulin J., Sorokhtin O., Geyssant J., Lepvrier C., Biju-Duval B., Sibuet J.C., Savostin L.A., Westphal M. et Lauer J.P. (1985). - Présentation de 9 cartes paléogéographiques au 1/20 000 000 s'étendant de l'Atlantique au Pamir pour la période du Lias à l'Actuel. - Bull. Soc. géol. Fr., 5, 637-652.

Dewers T. et Ortoleva P. (1994). - Formation of stylolites, marl/limestone alternations, and dissolution (clay) seams unstable chemical compaction of argillaceous carbonates. - in Wolf K.H. et Chilingarian G.V. (eds), Diagenesis, Elsevier Science B.V., Amsterdam, IV.

Di Primio R. et Leythaeuser D. (1995). - Quantification of the effect of carbonate redistribution by pressure solution in organic-rich carbonates. - Marine and Petroleum Geology, 12, 7, 735-739.

Dia A., Gruau G., Olivie-Lauquet G., Riou C., Molenat J. et Curmi P. (2000). - The distribution of rare earth elements in groundwaters: assessing the role of source-rock composition, redox changes and colloidal particles. - Geochimica et Cosmochimica Acta, 64, 24, 4131-4151.

Dunnington H.V. (1954). - Stylolite development post-dates rock induration. - Journal of Sedimentary Petrology, 24, 1, 27-49.

Feng Zengzhao, Zhang Yongsheng et Jin Zhenkui (1998). - Type, origin, and reservoir characteristics of dolostones of the Ordovician Majiagou Group, Ordos, North China Platform. - Sedimentary Geology, 118, 1-4, 127-140.

Ferket H., Roure F., Swennen R. et Ortuño S. (2000). - Fluid migration placed into the deformation history of fold-and-thrust belts: an example from the Veracruz basin (Mexico). - Journal of Geochemical Exploration, 69-70, 275-279.

Ferry S. (2002). - Modèle sédimentaire de l'Oxfordien calcaire de l'Est du bassin de Paris. - A.N.D.R.A., C RP 0UCB 02-001, Châtenay-Malabry, 50 p.

Gérard A. (1971). - Apports de la gravimétrie à la connaissance de la tectonique profonde du Bassin de Paris. - Bull. B.R.G.M., 1, 2, 75-88.

Golyshev S.I., Padalko N.L. et Pechenkin S.A. (1981). - Fractionation of stable isotopes in carbonate systems. - Geochem. Int'l., 10, 85-99.

- Gratier J.-P. (1993). - Le fluage des roches par dissolution-cristallisation sous contrainte, dans la croûte supérieure. - Bull. Soc. géol. France, 164, 2, 267-287.
- Guillocheau F., Robin C., Allemand P., Bourquin S., Brault N., Dromart G., FriedenberG R., Garcia J.-P., Gaulier J.-M. et Gaumet F. (2000). - Meso-Cenozoic geodynamic evolution of the Paris Basin: 3D stratigraphic constraints. - Geodynamica Acta, 13, 4, 189-245.
- Guzzetta G. (1984). - Kinematics of stylolite formation and physics of pressure-solution. - Tectonophysics, 101, 383-394.
- Hamilton E.L. (1976). - Variation of density and porosity with depth in deep-sea sediments. - Journal of Sedimentary Petrology, 46, 2, 280-300.
- Hanzo M. (1978). - A propos de nodules carbonatés du Toarcien inférieur de la région de Bettembourg (Grand-Duché de Luxembourg). - 103e Congrès national des sociétés savantes, Nancy, 343-349.
- Hanzo M. (1979). - Milieu de dépôt et évolution diagénétique des argilites toarciennes d'après l'étude de nodules carbonatés des «Schistes carton» de Bettembourg (Grand-Duché de Luxembourg). - SCIENCES de la TERRE, 23, 1, 45-59.
- Hanzo M. et Poirson C. (1988). - Uranium et phosphates dans les nodules de séries argileuses : comportement identique et syngénèse précoce. Cas des nodules du Lias de Lorraine (France). - C. R. Acad. Sci. Paris, 306, 789-792.
- Heasley E.C., Worden R.H. et Hendry J.P. (2000). - Cement distribution in a carbonate reservoir: recognition of a palaeo oil-water contact and its relationship to reservoir quality in the Humbly Grove field, onshore, UK. - Marine and Petroleum Geology, 17, 5, 639-654.
- Hedberg H.D. (1936). - Gravitational compaction of clays and shales. - Am. J. Sci., 31, 241-287.
- Héritier F. et Villemin J. (1971). - Mise en évidence de la tectonique profonde du Bassin de Paris par l'exploration pétrolière. - Bull. du B.R.G.M., 1, 2, 11-30.
- Hermeline T. (1990). - Analyse de la compaction des transferts de matière à partir de l'étude de carottes et de diagraphies. - DEA Géologie et Géochimie Sédimentaire, Paris, 50 p.
- Hibsch C., Jarrige J.-J., Cushing E.M. et Mercier J. (1995). - Palaeostress analysis, a contribution to the understanding of basin tectonics and geodynamic evolution. Example of the Permian/Cenozoic tectonics of Great Britain and geodynamic implications in western Europe. - Tectonophysics, 252, 1-4, 103-136.
- Hibsch C., Lathuilière B., Carpentier C., Nori L., Lerouge G., Leroux J., Ott D'estevou P., Fauvel P.-J., Chemillac R., Remy V., Leturcq T., Tilliet B. et André G. (2001). - SITE MEUSE / HAUTE MARNE. Cartographie géologique et structurale de l'environnement régional du site. - UMR G2R / ANDRA, D RP 0 G2R 00-003/2, Nancy, 92 p.
- Hofmann P. et Leythaeuser D. (1995). - Migration of hydrocarbons in carbonate source rocks of the Stassfurt member (Ca2) of the Permian Zechstein, borehole Aue 1, Germany: the role of solution seams. - Organic Geochemistry, 23, 6, 597-606.
- Holser W.T. (1997). - Evaluation of the application of rare-earth elements to paleoceanography. - Palaeo, 132, 309-323.
- Homberg C., Bergerat F., Philippe Y., Lacombe O. et Angelier J. (2002). - Structural inheritance and cenozoic stress fields in the Jura fold-and-thrust belt (France). - Tectonophysics, 357, 1-4, 137-158.
- Hunt D. et Fitchent W.M. (1999). - Compaction and the dynamics of carbonate-plateform

development: insights from the Permian Delaware and Midlands basins, Southeast New Mexico and West Texas, U.S.A. - *Advances in Carbonate Sequence Stratigraphy: Application to Reservoir, Outcrops and Models*, SEPM Special Publication n°63, 75-106.

Karcz Z. et Scholz C.H. (2003). - The fractal geometry of some stylolites from the Calcare Massiccio Formation, Italy. - *Journal of Structural Geology*, 25, 8, 1301-1316.

Lacombe O. et Angelier J. (1993). - Evolution tectonique du Jura externe au Cénozoïque et perturbations de contraintes dans la Zone Transformante Rhin-Saône. - *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 317, Série II, 1113-1120.

Landais P. et Elie M. (1997). - Utilisation de la géochimie organique pour la détermination du paléoenvironnement et de la paléothermicité dans le Callovo-Oxfordien du site de l'Est de la France. - *Etudes de l'Est du Bassin Parisien - Actes des Journées Scientifiques CNRS/ANDRA, Bar-le-Duc*, 35-61.

Lauverjat J. (1971). - Tectonique profonde de l'Albien dans le centre du Bassin de Paris. - *Bull. B.R.G.M.*, 1,2, 53-62.

Le Roux J. (1980). - La tectonique de l'auréole orientale du Bassin de Paris. Ses relations avec la sédimentation. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, 4, 655-662.

Le Roux J. (1999). - Le contexte structural de l'Est du Bassin parisien et les relations avec la sédimentation. - *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, 36, 1, 7-13.

Le Roux J. (2000). - Structuration du Nord-Est du bassin de Paris. - *Bull. Inf. Bass. Paris*, 37, 4, 13-34.

Le Roux J. et Harmand D. (2003). - Origin of the hydrographic network in the Eastern Paris Basin and its border massifs. - *Géologie de la France*, 1, 105-110.

Lecocq D. (2002). - Signature géochimique de paléocirculations aqueuses dans la calcite de remplissage de fractures de massifs argileux peu perméables, Exemples pris sur les sites de Bure, Tournemire et Suisse du Nord. - *Thèse de 3ème cycle, Ecole des Mines, Paris*, 195 p.

Letouzey J. et Trémolières P. (1980). - Paleo-stress fields around the Mediterranean since the Mesozoic derived from microtectonics : comparisons with plate tectonic data. - *Mém. B.R.G.M.*, 115, 261-273.

Leythaeuser D., Borromeo O., Mosca F., Di Primio R., Radke M. et Schaefer R.G. (1995). - Pressure solution in carbonate source rocks and its control petroleum generation and migration. - *Marine and Petroleum Geology*, 12, 7, 717-733.

Lippmann F. (1955). - Ton, Geode und Minerale des Barreme von Hoheneggelsen. - *Geol. Rundschau*, 43, 475-503.

Logan B.W. et Semeniuk V. (1976). - Dynamic metamorphism; processes and products in Devonian carbonate rocks, Canning Basin, Western Australia. - *Geol. Soc. Australia Inc.*, sp, 6, 138.

Lorenz C. (1984). - Manifestations tectoniques intrastampiennes dans le sud du Bassin de Paris. - *Bull. Inf. Bass. Paris*, 21, 89-91.

Maes P. (2002). - Circulations de fluides et interactions eau/roche passées et actuelles dans la pile sédimentaire du site M/HM: apport des isotopes du Sr et conséquences. - *Thèse de 3ème cycle, Univ. de Montpellier II*, 308 p.

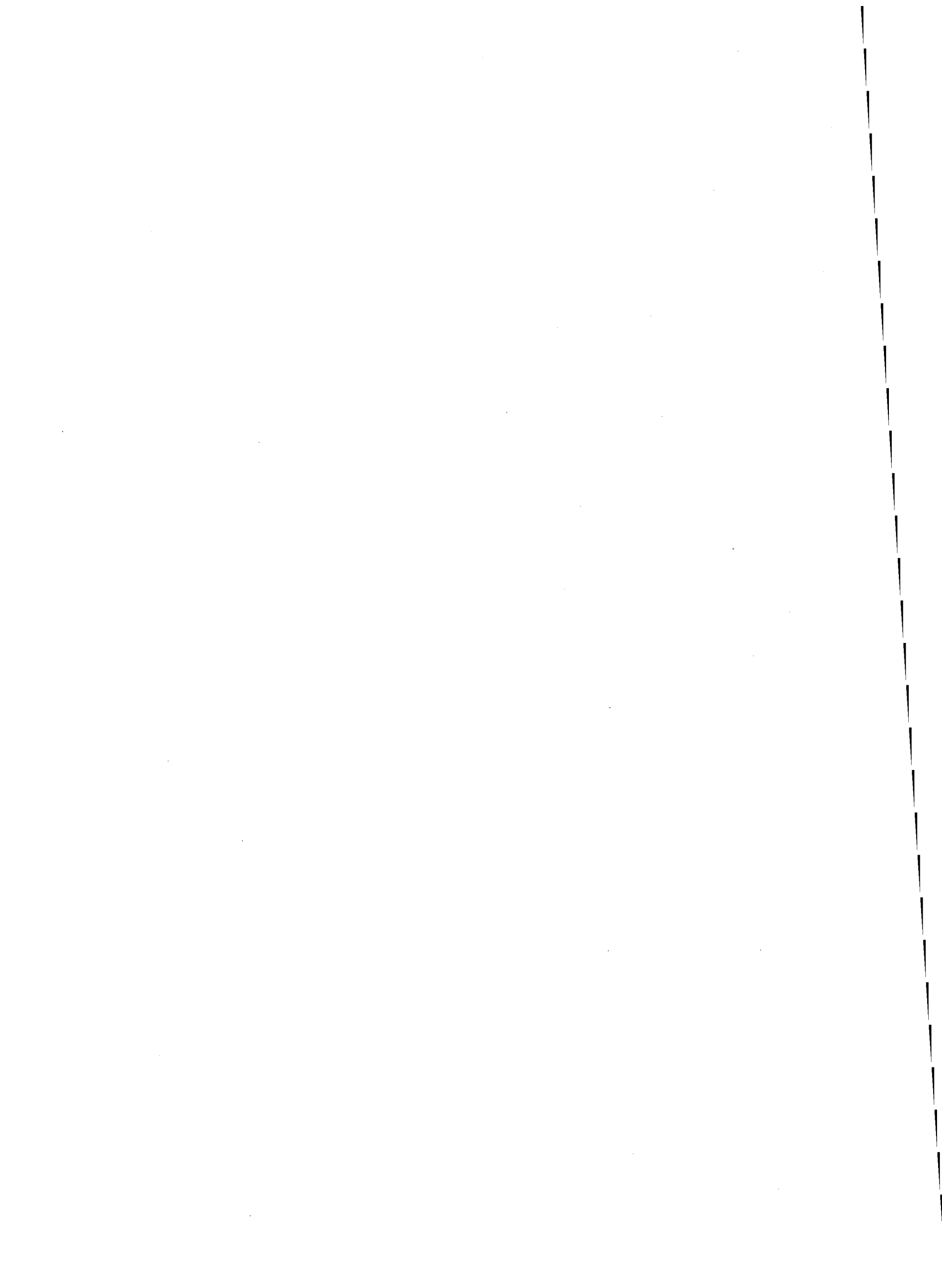
Magara K. (1968). - Compaction and migration of fluids in Miocene mudstone, Nagoka plain, Japan.

- The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, V. 52, NO. 12, 2466-2501.
- Maillart J. (1991). - Différenciation entre tectonique synsédimentaire et compaction différentielle. - Mém. Sc. de la Terre, Centre de Géologie Générale et Minière, Ecole des Mines de Paris, Paris, 191 p.
- Maillart J. et Beaudoin B. (1989). - Compaction différentielle ou fracturation tectonique ? Faille et compaction. - 2ème Congrès Français de Sédimentologie, Paris, 187-188.
- Maillart J., Beaudoin B., Cojan I., Joseph P. et Pinoteau B. (1987). - Déformation synsédimentaire ou compaction différentielle exemples dans le Sud-Est de la France. - «Notes et Mémoires» - TOTAL Compagnie Française des Pétroles, 21, 249-266.
- Mallon A.J. et Swarbrick R.E. (2002). - A compaction trend for non-reservoir North Sea Chalk. - Marine and Petroleum Geology, 19, 527-539.
- Mandelbrot B.B. (1977). - Fractals. - W. E. Freeman, San Francisco, 365 p.
- Mandelbrot B.B. (1983). - The fractal geometry of nature. - W.H. Freeman, San Francisco, 468 p.
- Mandelbrot B.B. (1985). - Self-affine fractals and fractal dimension. - Physica Scripta, 32, 257-260.
- Manus R.W. et Coogan A.H. (1974). - Bulk volume reduction and pressure-solution derived cement. - Journal of Sedimentary Petrology, 44, 2, 466-471.
- Marrakachi C. (1993). - Dynamique et paléoenvironnement du bassin d'Essaouira-Agadir au passage Jurassique-Crétacé : approches quantitatives. - Mém. Sc. de la Terre, Centre de Géologie Générale et Minière, Ecole des Mines de Paris, 162 p.
- Mc Crea J.M. (1950). - On the isotope chemistry of carbonates and paleotemperature scale. - J. Chem. Physics, 18, 849-857.
- Mégnién C. (1980). - Tectogenèse du Bassin de Paris : étapes de l'évolution du bassin. - Bull. Soc. géol. Fr., n°4, 669-680.
- Mégnién C., Mégnién F. et Debrand-Passard S. (1980). - Synthèse Géologique du Bassin de Paris. - in Mégnién C. (ed), Mém. du B.R.G.M., Orléans, 101, 102, 103, 460 p.
- Meike A. et Wenk H.-R. (1988). - A TEM study of microstructures associated with solution cleavage in limestone. - Tectonophysics, 154, 137-148.
- Meyers W.J. et Hill B.E. (1983). - Quantitative studies of compaction in Mississippian skeletal limestones, New Mexico. - Journal of Sedimentary Petrology, 53, 1, 231-242.
- O'neil J.R. (1987). - Preservation of H, C, O isotopic ratios in the low-temperature environment. - in Kyser T.K. (ed), Short course in stable isotopes geochemistry of low temperature fluids, Mineral. Assoc. of Canada, 13, 85-128.
- O'neil J.R. et Clayton R.N. (1969). - Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates. - J. Chem. Physics, 51, 5547-5558.
- Park W.C. et Schot E.H. (1968). - Stylolites: their nature and origin. - Journal of Sedimentary Petrology, 38, 1, 175-191.
- Perrier R. et Quiblier J. (1974). - Thickness Change in Sedimentary Layers During Compaction History; Methods for Quantitative Evaluation. - The American Association of Petroleum Geologist Bulletin, 58, 3, 507-520.

- Picard S., Lecuyer C., Barrat J.-A., Garcia J.-P., Dromart G. et Sheppard S.M.F. (2002). - Rare earth element contents of Jurassic fish and reptile teeth and their potential relation to seawater composition (Anglo-Paris Basin, France and England). - *Chemical Geology*, 186, 1-2, 1-16.
- Pinoteau B. (1986). - Nouvelles méthodes d'analyse de données diagraphiques. Etude sédimentologique d'un champ pétrolier. - Mém. Sc. de la Terre, Centre de Géologie Générale et Minière, Ecole des Mines de Paris, Paris, 305 p.
- Pomerol C. (1971). - Sur la tectogénèse cénozoïque du bassin de Paris. - *Bull. B.R.G.M.*, 2, 67-74.
- Proudhon B. et Combes P. (2003). - Site Meuse-Haute-Marne - Consolidation du modèle structural de secteur - Intégration des données sismiques 2D, 3D avec les données cartographiques de terrain. - ANDRA, C RP 1GTR 02-002, Chatenay Malabry, 77 p.
- Purser B.H. (1975). - Sédimentation et diagénèse précoce des séries carbonatées du Jurassique moyen de Bourgogne. - *Géologie, Paris-Sud, Orsay, Paris*, 375 p.
- Quesnel F. (2003). - Paleoweathering and paleosurfaces from northern and eastern France to Belgium and Luxembourg. - *Géologie de la France*, 1, 95-104.
- Railsback L.B. (1993). - Lithologic control on morphology of pressure-dissolution surfaces (stylolites and dissolution seams) in paleozoic carbonate rocks from the mideastern United States. - *Journal of Sedimentary Petrology*, 63, No. 3, 513-522.
- Railsback L.B. (1995). - Tectonic stylolites perpendicular to modern stress in the "undeformed" Nashville dome : evidence for Jurassic-to-recent intraplate tectonic compression. - Annual meeting, New Orleans, A-217.
- Railsback L.B. (1998). - Evaluation of spacing of stylolites and its implications for self-organization of pressure dissolution. - *Journal of Sedimentary Research, Section A: Sedimentary Petrology and Processes*, 68, 1, 2-7.
- Railsback L.B. et Andrews M.L. (1995). - Tectonic stylolites in the 'undeformed' Cumberland Plateau of southern Tennessee. - *Journal of Structural Geology*, 17 n° 6, 911-915.
- Railsback L.B. et Hood E.C. (2001). - A survey of multi-stage diagenesis and dolomitization of Jurassic limestones along a regional shelf-to-basin transect in the Ziz Valley, Central High Atlas Mountains, Morocco. - *Sedimentary Geology*, 139, 3-4, 285-317.
- Reinhold C. (1998). - Multiple episodes of dolomitization and dolomite recrystallization during shallow burial in Upper Jurassic shelf carbonates: eastern Swabian Alb, southern Germany. - *Sedimentary Geology*, 121, 1-2, 71-95.
- Richard J. (1996). - L'altération des craies de Champagne : de l'analyse de terrain aux traceurs géochimiques. - Thèse de 3^{ème} cycle, Science de la Terre, Université de Reims Champagne-Ardenne, Reims, 240 p.
- Richard J., Coulon M., Gaviglio P. et Ramseyer K. (1997). - L'hydrofracturation : une déformation tectonique à haut potentiel diagénétique. Exemple des craies hydrofracturées de la région d'Omey (Bassin de Paris, France). - *C. R. Acad. Sc. Paris*, 325, 359-366.
- Ricken W. (1986). - Diagenetic bedding; a model for marl-limestone alternations. - Springer-Verlag, Berlin, Federal Republic of Germany, 210 p.
- Ricken W. et Eder W. (1991). - Compaction a function of CaCO₃ content. - in Al. E.E. (ed), *Cycles and Events in Stratigraphy*, Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, p.

- Ritz J.-F. et Taboada A. (1993). - Revolution stress ellipsoid in brittle tectonics resulting from an uncritical use of inverse methods. - Bull. Soc. géol. France, 164, 4, 519-531.
- Robin C. (1997). - Mesure stratigraphique de la déformation : application à l'évolution jurassique du Bassin de Paris. - Thèse de 3^{ème} cycle, Géosciences Rennes I, Rennes, 293 p.
- Robin C., Guillocheau F., Alleman P., Bourquin S., Dromart G., Gaulier J.-M. et Prijac C. (2000). - Echelle de temps et d'espace du contrôle tectonique d'un bassin flexural intracratonique : le bassin de Paris. - Bull. Soc. géol. Fr., 2, 181-196.
- Rocher M., Baize S., Cushing M., Lemeille F., Lozac'h Y. et Angelier J. (2002). - Une reconnaissance fine du cycle alpin par l'analyse microtectonique en domaine intraplaque : exemple dans l'Est de la France. - RST 2002, Nantes, 204-205.
- Rousset D. (2002). - Etude de la fraction argileuse de séquences sédimentaires de la Meuse et du Gard. Reconstitution de l'histoire diagénétique et des caractéristiques physico-chimiques des cibles. Aspects minéralogiques, géochimiques et isotopiques. - Thèse de 3^{ème} cycle, Université Louis Pasteur, Strasbourg, 270 p.
- Schmittbuhl J., Schmitt F. et Scholz C. (1995). - Scaling invariance of crack surfaces. - Journal of Geophysical Research, 100, B4, 5953-5973.
- Schmoker J.W. et Halley R.B. (1982). - Carbonate Porosity Versus Depth: A Predictable Relation for South Florida. - The American Association of Petroleum Geologist Bulletin, 66, 12, 2561-2570.
- Schneider F., Potdevin J.L., Wolf S. et Faille I. (1996). - Mechanical and chemical compaction model for sedimentary basin simulators. - Tectonophysics, 263, 1-4, 307-317.
- Slater J.G. et Christie P.A.F. (1980). - Continental stretching: an explanation of the post-mid-Cretaceous subsidence of the Central North Sea basin. - Journal of Geophysical Research, 85, B7, 3711-3739.
- Seibold E. (1962). - Kalk-Konkretionen und Karbonatisch gebundenes Magnesium. - Geochim. Cosmochimi. Acta, 26, 899-909.
- Shinn E.A., Halley R.B., Hudson J.H. et Lidz B.H. (1977). - Limestone compaction: An enigma. - Geology, 5, 21-24.
- Shinn E.A. et Robbin D.M. (1983). - Mechanical and chemical compaction in fine-grained shallow-water limestones. - Journal of Sedimentary Petrology, 53, 2, 595-618.
- Smith J.V. (2000). - Three-dimensional morphology and connectivity of stylolites hyperactivated during veining. - Journal of structural Geology, 22, 59-64.
- Steiner P. (1980). - Lithostratigraphie et fracturation du Dogger Lorrain. - Thèse de 3^{ème} cycle, U.E.R. Sciences de la Terre, Laboratoire de Géologie Sédimentaire et Structurale, I.N.P.L. / E.N.S.G., Nancy, 203 p.
- Stockdale P.B. (1922). - Stylolites: their nature and origin. - Indiana University Studies, Bloomington, IX, n°55, 97 p.
- Stockdale P.B. (1943). - Stylolites: primary or secondary? - Journal of Sedimentary Petrology, 13, 1, 3-12.
- Terrab S. (1996). - Le Cénomanién-Turonien d'Agadir. Stratigraphie et diagénèse (nodulisation). - Mém. Sc. de la Terre, Centre de Géologie Générale et Minière, Ecole des Mines de Paris, Paris, 254 p.

- Thiry-Bastien P. (2002). - Stratigraphie séquentielle des calcaires bajociens de l'Est de la France (Jura - Bassin de Paris). - Thèse de 3^{ème} cycle, UFR des Sciences de la Terre, Université Claude Bernard, Lyon, 411 p.
- Torok A. (2000). - Formation of dolomite mottling in Middle Triassic ramp carbonates (Southern Hungary). - *Sedimentary Geology*, 131, 3-4, 131-145.
- Truyol V. (1991). - La compaction : appréciation et quantification directes et indirectes. Implications diagenétiques. - Thèse de 3^{ème} cycle, Mém. Sc. de la Terre, Centre de Géologie Générale et Minière, Ecole des Mines de Paris, 190 p.
- Tucker M.E. et Wright V.P. (1990). - Carbonate sedimentology. - in Ltd B.S. (ed), Oxford, 469 p.
- Villemin T. (1986). - La chronologie des événements tectoniques dans le Nord-Est de la France et le Sud-Ouest de l'Allemagne du Permien à l'Actuel. - *C. R. Acad. Sc. Paris*, 303, 18, 1685-1690.
- Vincent B. (2001). - Sédimentation et Géochimie de la diagenèse des carbonates, application au Malm de la Bordure est du Bassin de Paris. - Thèse de 3^{ème} cycle, Université de Bourgogne, Dijon, 323 p.
- Wanless H.R. (1979). - Limestone response to stress solution and dolomitization. - *Journal of Sedimentary Petrology*, 49, 2, 437-462.
- Webb G.E. et Kamber B.S. (2000). - Rare earth elements in Holocene reefal microbialites: a new shallow seawater proxy. - *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64, 9, 1557-1565.
- Wetzel A., Allenbach R. et Allia V. (2003). - Reactivated basement structures affecting the sedimentary facies in a tectonically "quiescent" epicontinental basin: an example from NW Switzerland. - *Sedimentary Geology*, 157, 1-2, 153-172.
- Zheng Y.F. (1993). - Calculation of oxygen isotope fractionation in anhydrous silicate minerals. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, 57, 1079-1091.
- Ziegler P.A. (1987). - Late Cretaceous and Cenozoic intra-plate compressional deformations in the Alpine foreland - a geodynamic model. - in Ziegler P.A. (ed), *Compressional Intra-Plate Deformation in the Alpine Foreland*. Tectonophysics, Elsevier Science, Amsterdam, 137, 389-420 p.
- Zuddas P. et Michard G. (1990). - Trace elements behaviour during fluid-plagioclase interaction: Experimental study. - *Chemical Geology*, 84, 1-4, 337-338.



ANNEXES

DISCUSSION COMPLÉMENTAIRE

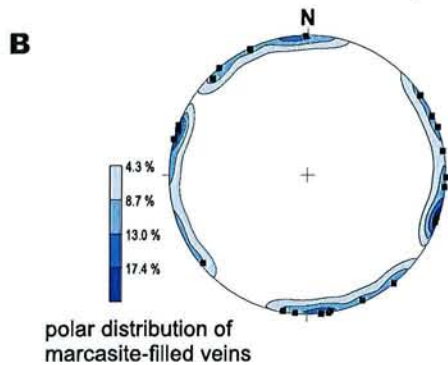
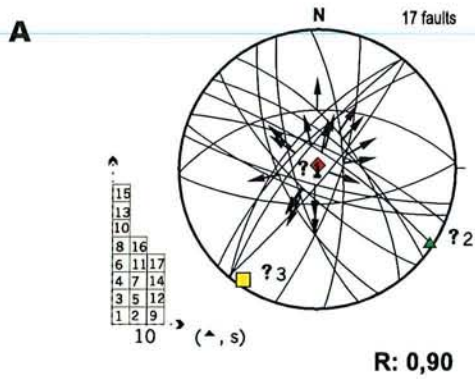
Il s'agit ici d'apporter des éléments de réflexions quant aux résultats obtenus par inversion des populations de failles. Le premier point concerne l'état de contraintes associé à la phase de réactivation des stylolites stratiformes; le deuxième point s'attachera à proposer des hypothèses pour expliquer les faibles valeurs d'angle 2θ ; enfin le dernier point tentera d'apporter des éléments de réflexion quand à la fréquence des rapports R élevés.

Episode de réactivation des stylolites stratiformes

Les 2 épisodes extensifs NW-SE et NE-SW sont peu représentés par des failles normales néoformées, si bien que les tenseurs de contraintes qui les caractérisent parfaitement sont rares (Figure 1 E). Fréquemment des stries normales aval pendage ou obliques affectent des diaclases ou des plans décrochants préexistants verticaux. Les pitchs obliques de réactivation peuvent rentrer dans un calcul de tenseur triaxial classique (Figure 1 F) alors que les pitchs aval-pendage sont a priori incompatibles avec le modèle classique de genèse des failles normales (Anderson, 1942) pour lequel les axes de contrainte sont horizontaux et verticaux. Néanmoins, le logiciel peut traiter ces failles en les intégrant dans un tenseur d'extension radiale avec $R=1$ ($\sigma_2=\sigma_3$). Ce tenseur reflète de notre point de vue la réactivation forte de la stylolitisation au cours de la période extensive oligo-miocène qui voit la transition entre un σ_3 NW-SE et un σ_3 NE-SW. Cette stylolitisation se réalise en contexte d'exhumation, de réduction d'épaisseur de la pile surincombante, donc de diminution de la contrainte verticale. Cette reprise s'expliquerait alors par une diminution relative des contraintes horizontales, lesquelles tendraient même à s'équilibrer entre elles. Il est également suggéré que la contrainte horizontale minimum puisse devenir négative et favoriser l'apparition de brèches hydrauliques (Coulon et Frizon de Lamotte, 1988a).

La définition d'un tenseur en extension radiale mérite quelques réflexions. L'analyse de la fracturation polygonale dans la craie (article en annexe) met en évidence la genèse de failles normales plurimétriques à pluridécamétriques directement inféodées à ce matériau. Les structures ainsi générées présentent des pentes classiques de failles normales néoformées avec des jeux aval-pendage, mais au lieu de s'organiser dans un unique système conjugué à failles parallèles, elles couvrent toutes les directions de l'espace (Figure 1 A). De même, les minéralisations syndiagénétiques associées à ce phénomène (silex, marcassite) sont disposées suivant un réseau de fentes de tension dont les pôles illustrent cette dispersion et le tenseur radial qui leur est associé (Figure 1 B). Ces failles polygonales sont liées aux matériaux fins et ont d'abord été mises en évidence dans les argilites où les rejets peuvent être de l'ordre décimétrique. On les observe également dans certaines évaporites, dans la craie comme cela vient d'être expliqué, mais aussi dans les mudstones. Dans ce dernier cas, les structures produites semblent de dimension beaucoup plus réduites (failles infra-décamétriques à infra-décimétriques). Elles ont ainsi été rencontrées dans les Calcaires à astartes de l'Oxfordien et dans les Calcaires Blancs du Kimméridgien (Figure 1 C, puits principal d'accès du Laboratoire, action forpro). Si ces structures n'ont que peu de rejet vertical, en revanche, elles peuvent être très abondantes dans certains niveaux et surtout conduire à des interprétations erronées lors de l'approche microtectonique si le phénomène n'est pas clairement identifié. Génétiquement, ces déformations se réalisent le plus souvent à des stades précoces de la diagenèse alors que le matériau présente encore de fortes teneurs en eau et une absence de cimentation et se matérialise par des stries

NORMAL FAULTS IN CHALK



NORMAL FAULTS IN KIMMERIDGIAN OF BURE

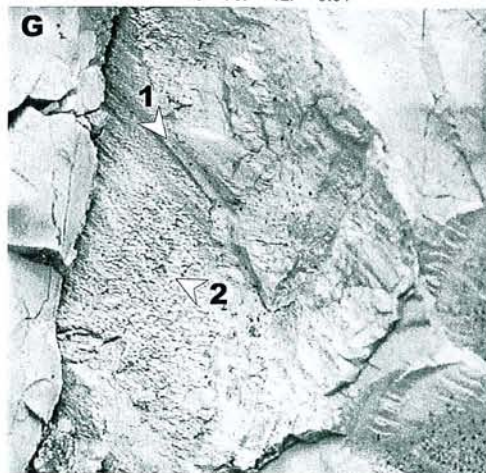
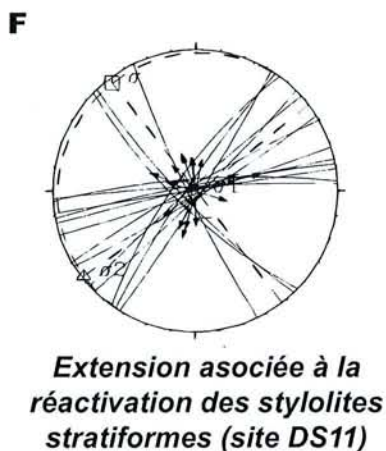
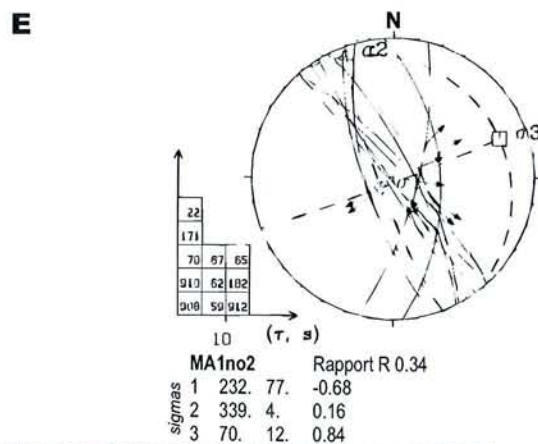
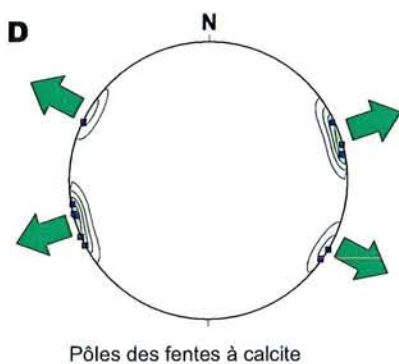
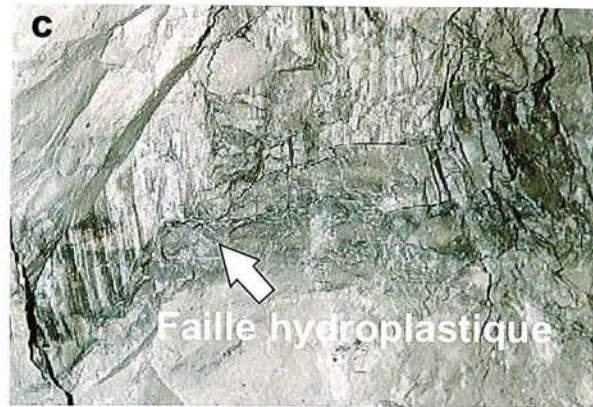


Figure 1: Extension radiale ou non ? A, système de failles normale dans la craie, liées à du polygonal faulting ; B, pôles des fentes à marcassite dans la craie, presque tout le cadran est couvert ; C, faille d'origine hydroplastique observée dans le Kimméridgien calcaire du puits du site de Meuse/Hte-Marne ; D, pôles des fentes de tension à calcite dans la craie (site MA1) ; E, extension ENE-WSW pour des failles normales mesurées dans la craie (site MA1) ; F, système de failles verticales conjuguées, anciens décrochement pour la plupart, réactivé en normal lors de l'épisode de stylolitisation ; G, faille normale à strie oblique (1) affecté par des stries décrochantes lors des épisodes alpins (2) dans le site de MA1.

hydroplastiques. Dans la craie on suspecte une reprise tardive du réseau polygonal suite à des dissolutions dans la craie lors de l'introduction de fluides météoriques dans le système (voir article en annexe). Bien que ne générant pas une activation d'un réseau de stylolites stratiformes dans la craie, ce phénomène plus tardif rappelle quelque peu ce phénomène observé dans les calcaires de notre zone d'étude ce qui amène d'autres discussions.

Du point de vue de l'analyse structurale, les sites étudiés dans la craie présentent quelques exemples de failles hydroplastiques liées à ce phénomène et d'autant plus que la teneur en argiles est élevée comme dans la craie du Cénomano-Turonien. En revanche, l'analyse des failles associées à la calcite et aux brèches hydrauliques de la région de Chalons-en-Champagne présente des particularités. Les travaux antérieurs (Coulon et Frizon de Lamotte, 1988b) concluent à un système en extension radiale monophasé alors que les chronologies relatives démontrent un enchaînement entre une première extension NW-SE puis une seconde NE-SW. Les rapports R très élevés présentés par ces auteurs résultent du mélange entre ces deux extensions plus certaines failles normales liées à la fracturation polygonale. Si on compare la distribution radiale des pôles des fentes de marcessite précédentes avec la distribution dipolaire des pôles de fentes de tension calcitiques associées à la déformation en Champagne (Figure 1 B et D), on note clairement que celle-ci ne s'apparente pas au processus syndiagénétique précoce mais à un autre contexte tectonique dans lequel la géométrie des zones de brèches hydrauliques peut néanmoins traduire les effets de déformations en extension radiale (rôle de la pression hydraulique ?).

La position de cet enchaînement de déformation dans le calendrier tectonique nous amène à le mettre en relation avec la reprise de la stylolysation observée dans les calcaires jurassiques pendant les événements supposés oligo-miocènes. Les chronologies montrent qu'il ne s'agit pas de l'effet d'un tenseur radial unique car dans ce cas les chronologies auraient été aussi bien dans un sens que dans l'autre comme dans le cas de la fracturation polygonale (voir article en annexe). Cependant, les deux régimes en extension montrent bien un lien avec une reprise de la stylolysation provoquant des jeux aval pendage sur des discontinuités verticales le plus souvent issues des phases décrochantes précédentes, reprises qui s'expliquent alors par un tenseur radial (Figure 1 F). En conséquence de quoi, il semble plus probable qu'il y ait eu succession de 2 épisodes extensifs avec des σ_3 presque perpendiculaires résultant de la lutte d'influence entre les régimes pyrénéo-provençaux puis alpin dans un contexte général extensif lié à la formation des rifts ouest-européens.

En comparaison de la fracturation polygonale (Figure 1 A), il est notable que les failles réactivées ne couvrent pas toutes les directions de l'espace (Figure 1 F) ce qui une fois de plus différencie les deux phénomènes (et événements). Certaines de ces réactivations peuvent être facilement incluses dans des calculs de tenseurs réalisés avec des failles normales classiques sans changer la direction du σ_3 , mais ceci a pour effet d'augmenter la valeur du rapport R comme cela peut se voir dans les annexes qui suivent. Si cet assemblage n'est pas recommandé du point de vue de la théorie mécanique du mode de rupture de failles conjuguées, en revanche c'est principalement sur les failles verticales des régimes décrochantes précédents que s'observent les chronologies que l'annexe a pour but d'illustrer et il est apparu important dans la compréhension de l'évolution de la déformation de l'environnement régional du laboratoire de replacer cette forte reprise de la pression-dissolution dans un cadre spatio-temporel daté par ailleurs (Figure 1 G).

Angle 2θ

Un certain nombre de calculs effectués sur les populations de failles présentent des angles 2θ faibles. Le premier cas vient d'être expliqué par l'association dans le calcul de plans verticaux issus des tectoniques décrochantes précédentes, lesquels présentent des réactivations en jeu aval-pendage lors de la reprise de la stylolisation stratiforme pendant l'extension. Dans le deuxième cas, on observe aussi parfois un angle 2θ relativement aigu dans le calcul des régimes décrochants (par exemple sur les fiches DS2 E, DS9 B et DS9 C).

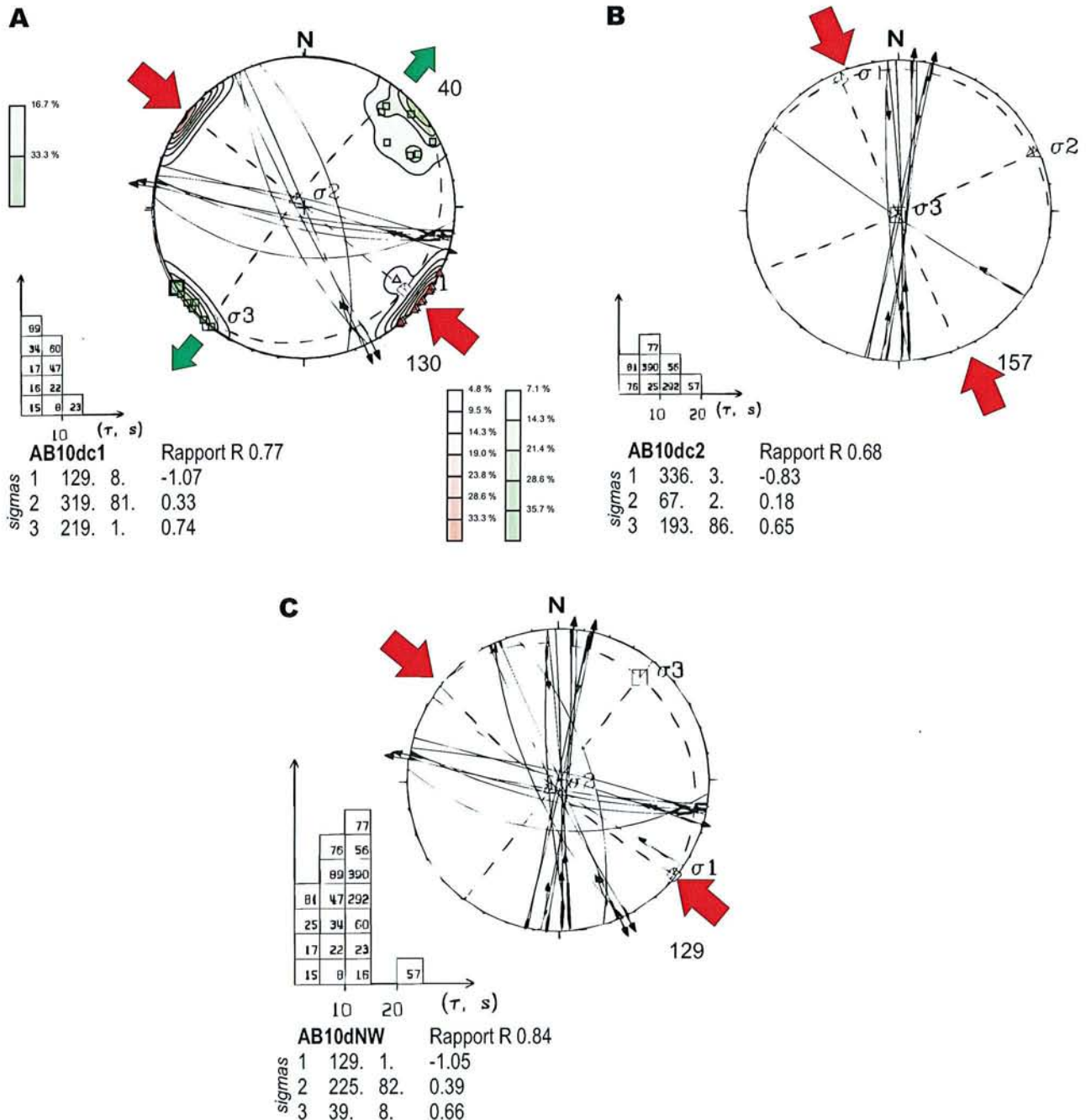


Figure 2 : Mélange de populations de failles et angle 2θ ; A, régime décrochant NW-SE individualisé (site AB10) ; B, régime décrochant NNW-SSE individualisé (Site AB10) ; C, mélange des failles des 2 régimes précédents (A et B) pour donner une solution à l'angle 2θ plus faible et au rapport R plus fort.

L'interprétation en terme de comportement mécanique des roches doit être relativisé au regard des nombreux épisodes de déformation qui ne peuvent se traduire de manière aussi simple qu'un essai triaxial sur une carotte de roche. En effet, les directions de contraintes des événements tectoniques peuvent être relativement proches à différentes époques, voire même éventuellement évoluer par une rotation progressive des axes de contrainte comme il est suggéré ici pour les trois épisodes décrochants WNW-ESE, NW-SE puis NNW-SSE, tous trois attribués à l'orogène alpin. Dans ce cas, même si quelques indices de jeu dextro-sénestre ou sénestro-dextre montrent l'existence de plusieurs paléorégimes pendant cette même phase tectonique globale, il est fort probable que les populations de failles relevées sur le terrain correspondent à un mélange de 2 ou 3 familles. Selon le nombre mesuré et le clustering directionnel des plans de faille il sera plus ou moins évident de faire le tri. Pour le site AB10 par exemple, il a été possible de distinguer deux régimes décrochants, l'un NW-SE (Figure 2 A) et l'autre NNW-SSE (Figure 2 B) mais si les failles sont groupées en un seul régime décrochant NW-SE (Figure 2 C) celui-ci présente un angle 2θ particulièrement aigu et un rapport R plus élevé. Ce problème de tri peut tendre à sur-représenter le paléotenseur de contrainte médian, c'est à dire le régime NW-SE dans le cas présent. Il est de fait très fortement exprimé régionalement comme l'atteste la carte de trajectoire de la Fig. 26 dans la partie 3.

La même explication peut être avancée pour les régimes décrochants précoces (autrichiens et/ou laramiens) à pyrénéo-provençaux dont les directions de σ_1 passent de NNW-SSE/ N-S à NNE-SSE puis NE-SW (et même localement ENE-WSW). Le paléotenseur le plus exprimé est NE-SW (Fig. 20 dans la partie 3), mais il ne peut résulter d'une ambiguïté entre un régime NNW-SSE et un régime ENE-WSW trop éloignés angulairement, tout au plus leur différenciation avec un régime NNE-SSW peut poser quelques problèmes.

On ne peut exclure complètement le rôle des propriétés mécaniques de la roche pour expliquer les faibles valeurs de 2θ mais le mélange pour un régime donné, de failles liées à des régimes très proches, semble être l'origine la plus probable des 2θ faibles.

Rapports R

Sur la centaine de sites ayant permis de calculer des paléocontraintes, les rapports R montrent une tendance générale vers des fortes valeurs. La quasi-totalité des rapports R sont supérieurs à 0.4 avec 1/3 entre 0.4 et 0.6, 1/3 entre 0.6 et 0.8 et 1/3 supérieurs à 0.8 (Figure 3 A). Pour déterminer les origines possibles de ces fortes valeurs de R il faut regarder en détail pour chacun des régimes leur répartition en terme de fréquences.

Les régimes extensifs (Figure 3 B, F et H) sont tous marqués par des R élevés dont l'origine peut être rapportée pour au moins deux épisodes à la transition entre l'influence pyrénéo-provençale et alpine (tenseur pseudo-radial). L'extension NE-SW (Figure 78 H) qui fait suite à l'extension NW-SE (Figure 3 F) résulte de la permutation de σ_2 et σ_3 expliquant les R, élevés en incluant des plans verticaux réactivés au cours de la reprise de la stylolitisation stratiforme liée à cette période charnière (voir le premier point).

Pour les régimes décrochants les mieux exprimés et donc ceux qui présentent le plus grand nombre de calculs, les rapports R sont en moyenne plus proches des valeurs intermédiaires de R, c'est à dire entre 0.4 et 0.6 (Figure 3 E, I et J). En revanche, plusieurs des autres régimes décrochants ont souvent des rapports R élevés (Figure 3 C, D, F et K) suggérant de

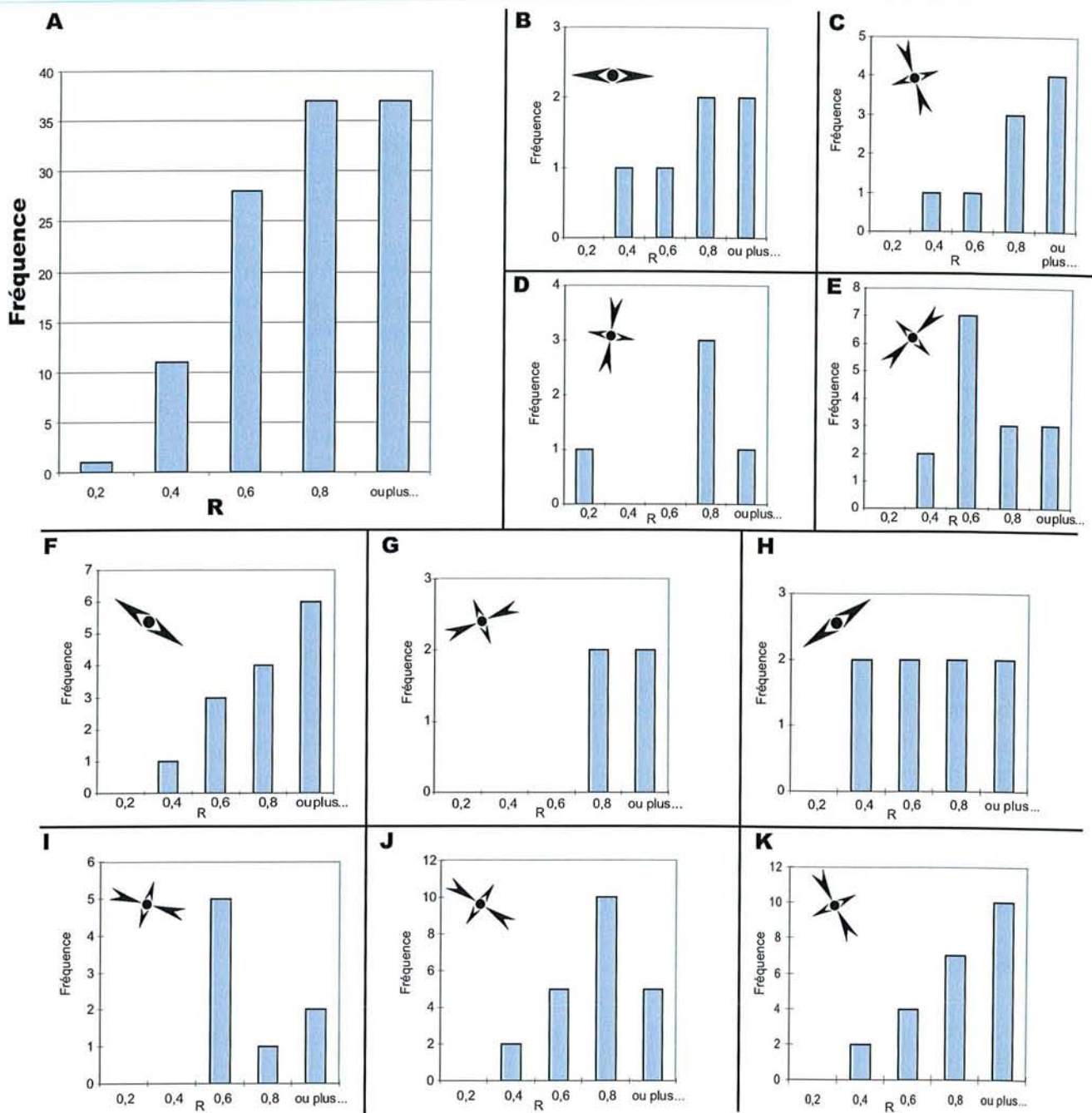


Figure 3 : Fréquence des valeurs de rapports R pour les différents régimes calculés par inversion ; A, total de tous les régimes ; B, extension précoce E-W ; C, décrochement NNW-SSE iaramien ; D, décrochement NNE-SSW pyrénéo-provençal ; E, décrochement NE-SW pyrénéo-provençal ; F, extension NW-SE ; G, décrochement ENE-WSW ; H, extension NE-SW ; I, décrochement WNW-ESE alpin précoce ; J, décrochement NW-SE alpin miocène ; K, décrochement NNW-SSE alpin récent.

la compression uniaxiale. Certains de ces régimes se sont montrés relativement localisés, suggérant que leur origine soit liée à l'activation des failles régionales du système Metz-Marne-Gondrecourt-Joinville-Vittel. Ce système de faille est-il à même d'avoir généré des paléochamps de contraintes transpressifs mis en évidence par ces rapports R élevés ? Une deuxième explication peut être directement liée à la faiblesse de ces paléochamps de contrainte uniquement exprimés à proximité de la réactivation de failles régionales. Ce phénomène est fréquent dans l'enregistrement des paléocontraintes dans les bassins

intracratoniques (Hibsch *et al.*, 1995 et article en annexe). Le nombre relativement faible de plans striés par sites pour ces régimes plus discrets laisse proportionnellement plus de risques de perturbation du calcul par d'éventuelles stries anormales (*e.g.* stries légèrement obliques ou problème de tri dans les familles de failles) et peut engendrer des valeurs extrêmes de R (Ritz et Taboada, 1993).

Enfin, l'utilisation du rapport R doit être relativisée car elle dépend aussi fortement des méthodologies employées. L'étude comparative des mêmes populations de failles avec les trois logiciels Carey, Angelier et Etchécopar suggère de légères différences dans les algorithmes de minimisation. Qui plus est, la méthodologie sur le terrain peut varier selon le nombre de mesures effectuées sur le même plan de faille. Le fait de multiplier les mesures pour un même plan de faille présente l'avantage de densifier la population et de limiter quelque peu les aléas mathématiques du calcul de paléotenseur par minimisation, en revanche, elle donne une fausse impression d'abondance de plans de failles striés. En ce qui concerne notre approche, les mesures n'ont pas été volontairement multipliées par plans de failles, quelle que soit leur taille, d'où parfois des sites où les mesures sont insuffisantes et ne se voient attribuer qu'un poids de 1 dans les cartes de trajectoires. En contrepartie, lorsque l'on sait également l'intérêt porté par l'ANDRA, notamment pour ses modèles hydrogéologiques, sur la distribution des discontinuités et surtout des jeux de failles, il semblait important de ne pas multiplier artificiellement le nombre de structures par sites.

FICHES DE SITES

Les fiches qui suivent illustrent quelques sites clefs pour les chronologies relatives et sont parfois accompagnées d'illustrations. Chaque fiche présente le nom, la localisation de l'affleurement (coordonnées Lambert 1), un résumé de la quantité de mesures et des informations si une mégastructure particulière comme une faille régionale affecte le site. Les résultats des calculs de paléotenseurs (méthode Carey) sont présentés avec leurs stéréogrammes sur lesquels sont superposés en rouge la direction des pics stylolitiques et en vert la normale aux fentes de tension. Pour les sites présentant un nombre trop réduit de failles, soit les failles sont présentées brutes en fonction de leur compatibilité géométrique apparente avec des populations de stylolites et de fentes de tension, soit des directions de paléotenseurs sont proposées à partir de la fonction de test de tenseur où l'on peut rentrer un tenseur connu dans des sites voisins (mentionné «test» sur les figures) et le faire varier légèrement jusqu'à trouver manuellement par essais-erreurs la meilleure configuration. A la fin de chaque fiche, est présenté un bref résumé de l'enchaînement des épisodes tectoniques en rapport avec les chronologies relatives observées sur le site.

Les indices de chronologies relatives sont présentés dans des tableaux construits sous forme de matrices carrées (Angelier, 1991) dont la lecture se fait comme suit : les entêtes des lignes indiquent le type d'objet de première génération avec son orientation ; les titres des colonnes, quant à eux, correspondent aux objets de seconde génération. Les matrices présentées sur ces fiches ne sont pas triées, l'ensemble de ces résultats est présenté sur la Fig. 14 en partie 3.



Stylolites stratiformes



Fentes de tension (σ_3)



Stylolites horizontaux (σ_1)

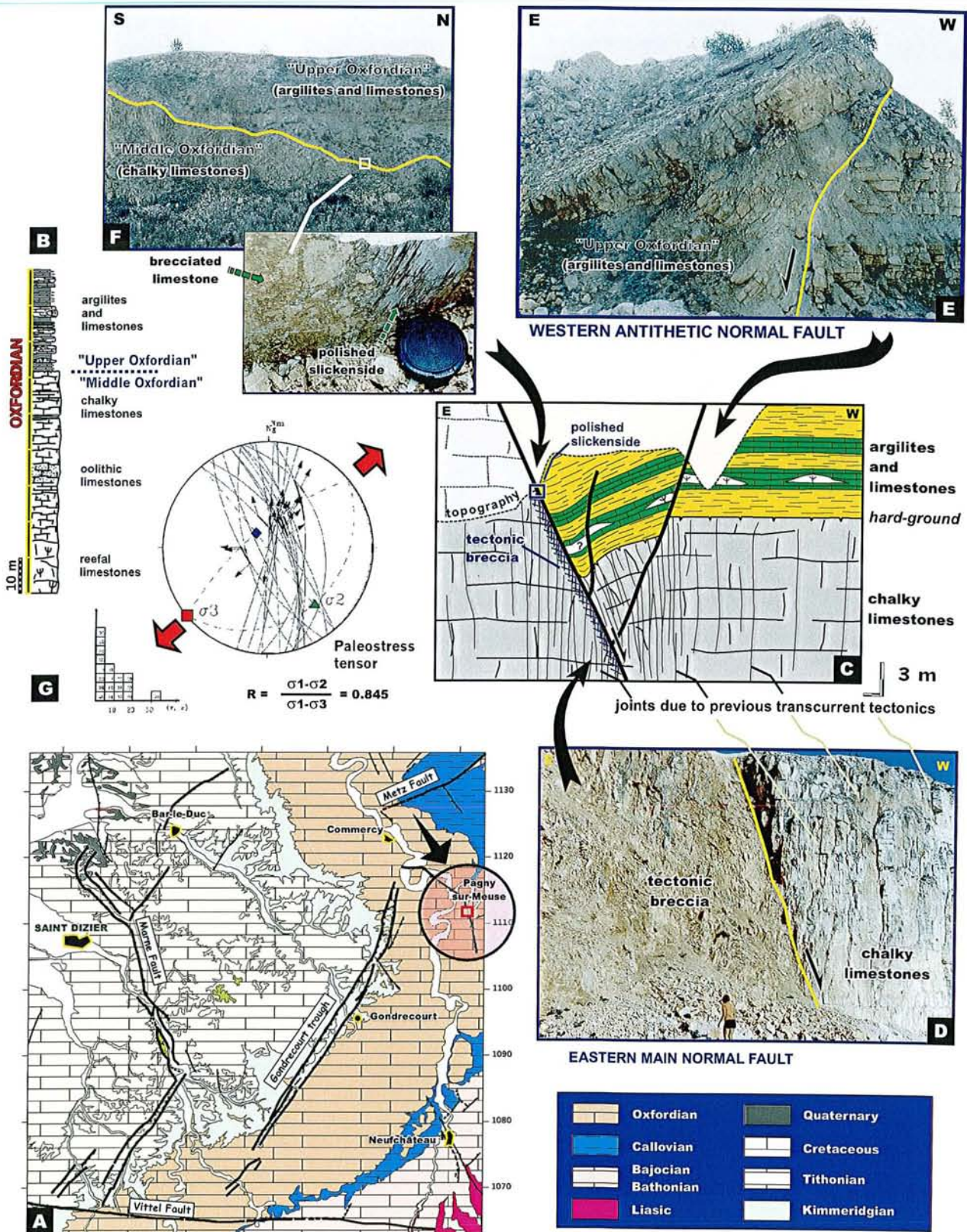


Failles décrochantes (σ_1 et σ_3)



Failles normales (σ_3)

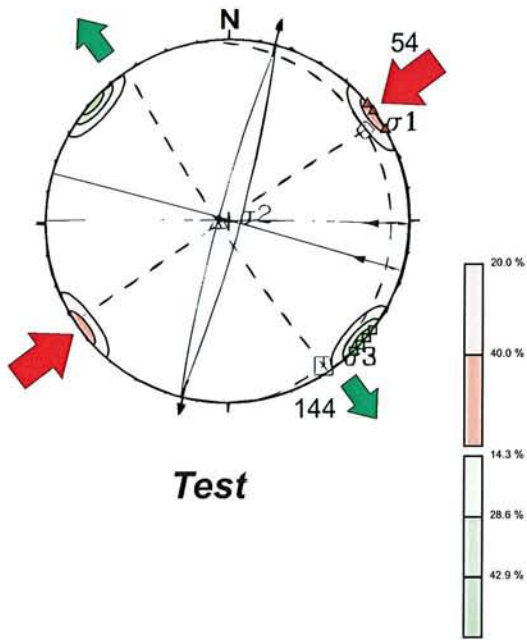
Légende des matrices de tri des chronologies relatives présentées dans les fiches de sites.



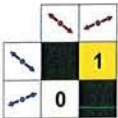
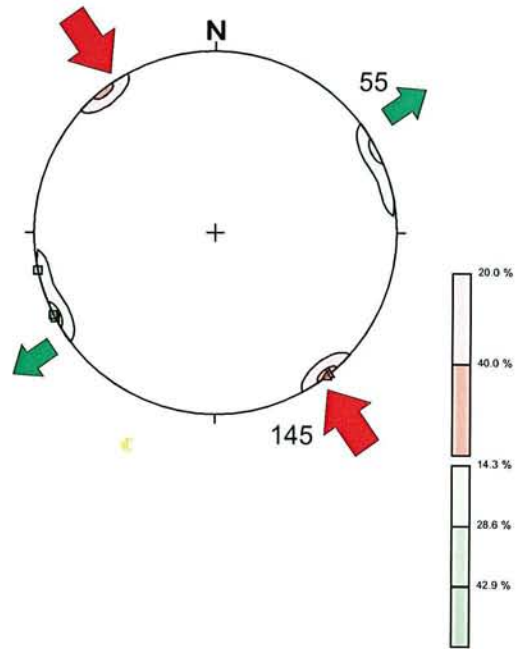
Faille normale pluri-décamétrique observée dans la carrière de Pagny-sur-Meuse (site C8); A, localisation; B, log stratigraphique; C, schéma interprétatif; D, E et F photographies de l'affleurement; G, calcul de paléocontraintes pour le site C8.

SITE : AB4	Structure majeure :			X= 816.9
				Y= 1082.7
Z= 256 m				
Lithologie : calcaires sublithographiques bioclastique rosés				
Formation/Etage : Kimméridgien inférieur (Ptérocérien)				
Régimes :	Chronologies :	Failles :	Fentes de tensions :	Joints stylolitiques :
2	1	4	7	5

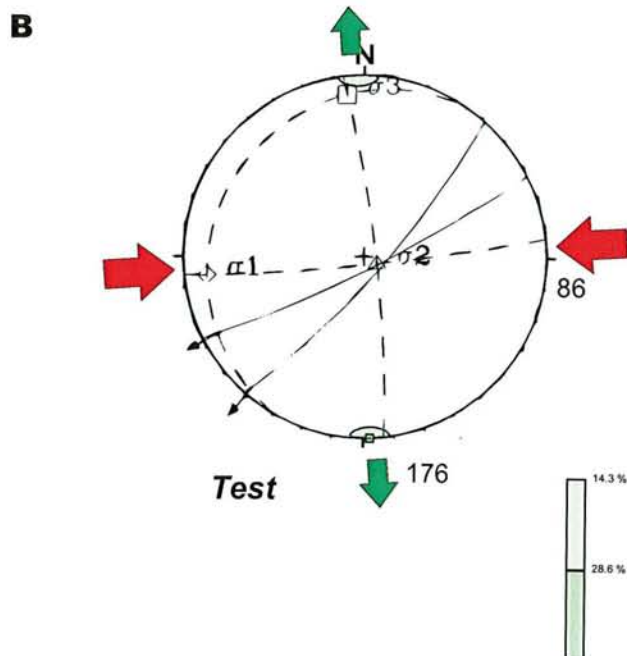
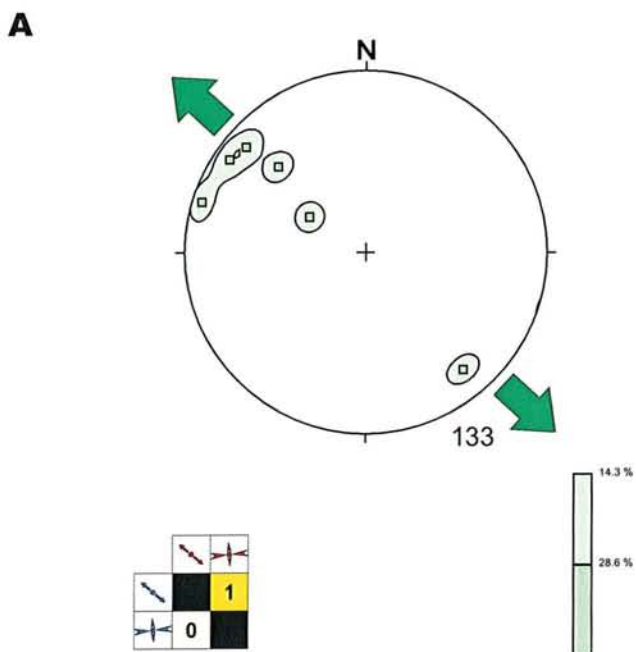
A



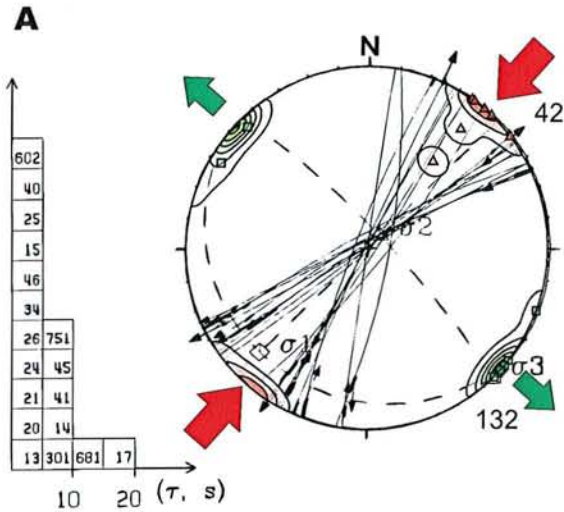
B



SITE : AB7	Structure majeure : limite sud de la faille est du fossé de Gondrecourt	X= 820.9 Y= 1077.8 Z= 330 m		
	Lithologie : calcaire blanc crème sur calcaire biodétritique-oolithique			
Formation/Etage : Séquanien indifférencié				
Régimes : 2	Chronologies : 2	Failles : 3	Fentes de tensions : 7	Jointts stylolitiques : 0

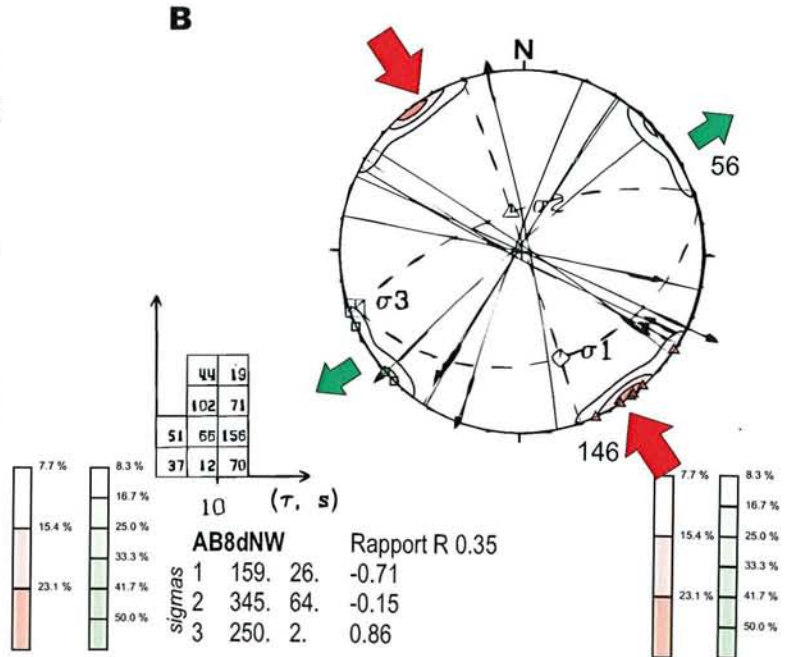


SITE : AB8	Structure majeure :	X= 824.5 Y= 1075.7 Z= 416 m		
Lithologie : calcaire sublithographique massif et oolithique à la base				
Formation/Etage : oolithe de Lamothe / Séquanien moyen - supérieur				
Régimes : 4	Chronologies : 2	Failles : 39	Fentes de tensions : 4	Jointes stylolitiques : 4



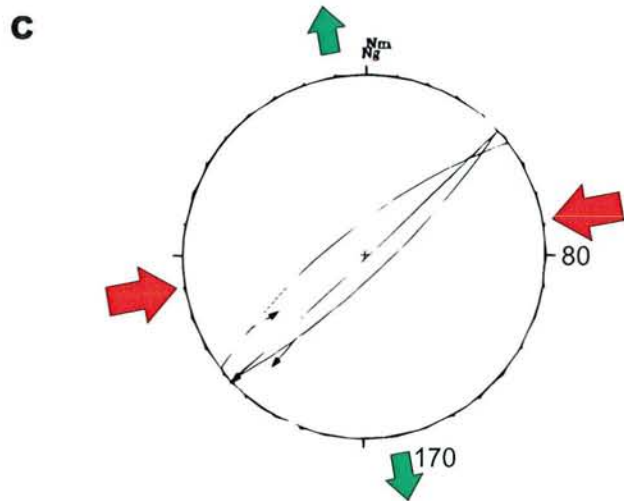
AB8dNE Rapport R 0.45

sigmas	1	2	3
1	226.	11.	-0.96
2	39.	79.	-0.06
3	136.	1.	1.03

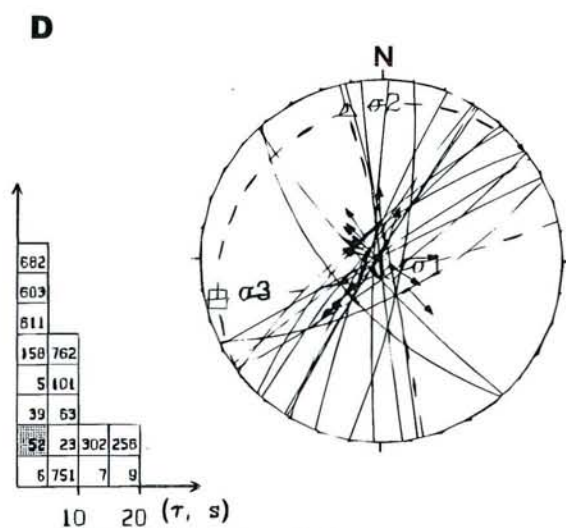


AB8dNW Rapport R 0.35

sigmas	1	2	3
1	159.	26.	-0.71
2	345.	64.	-0.15
3	250.	2.	0.86

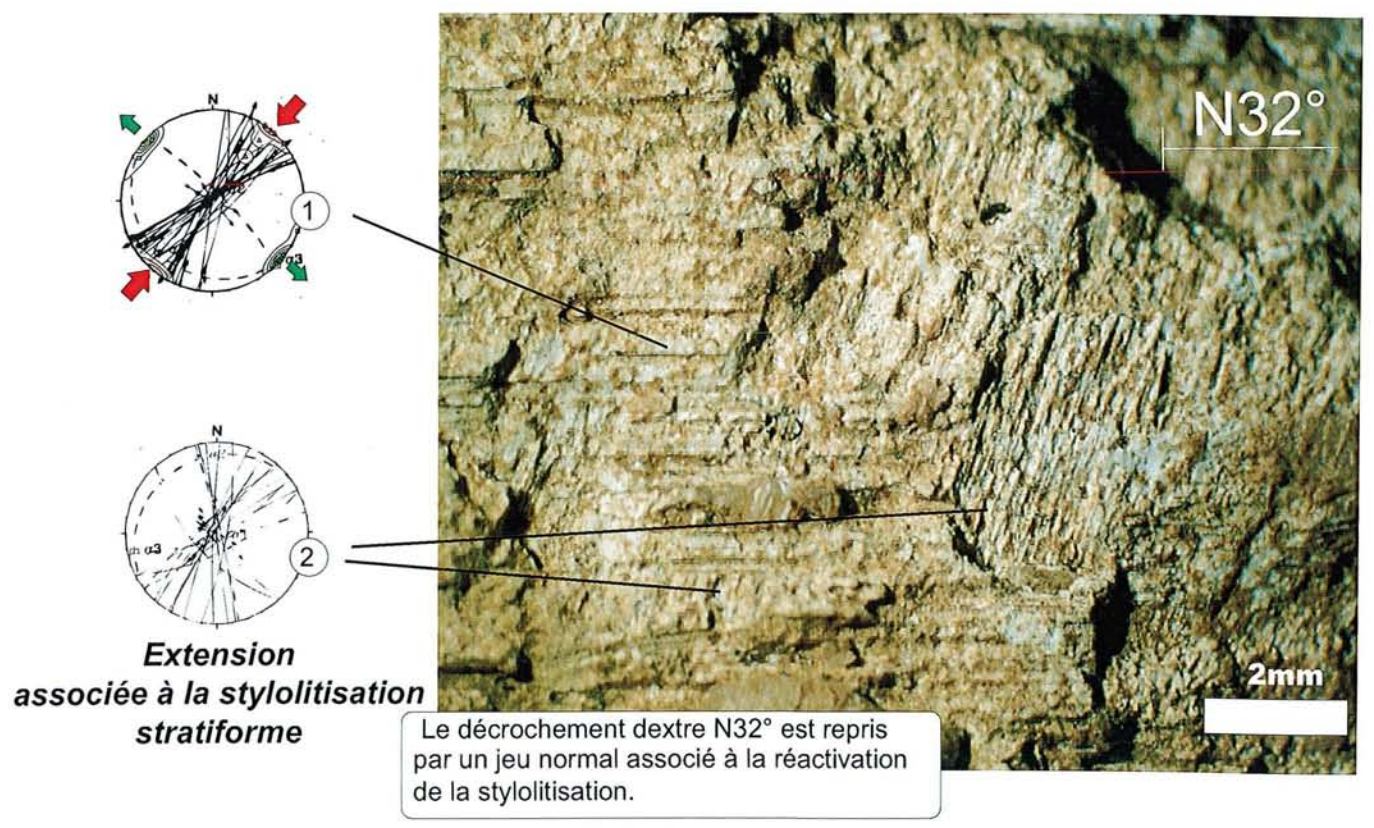
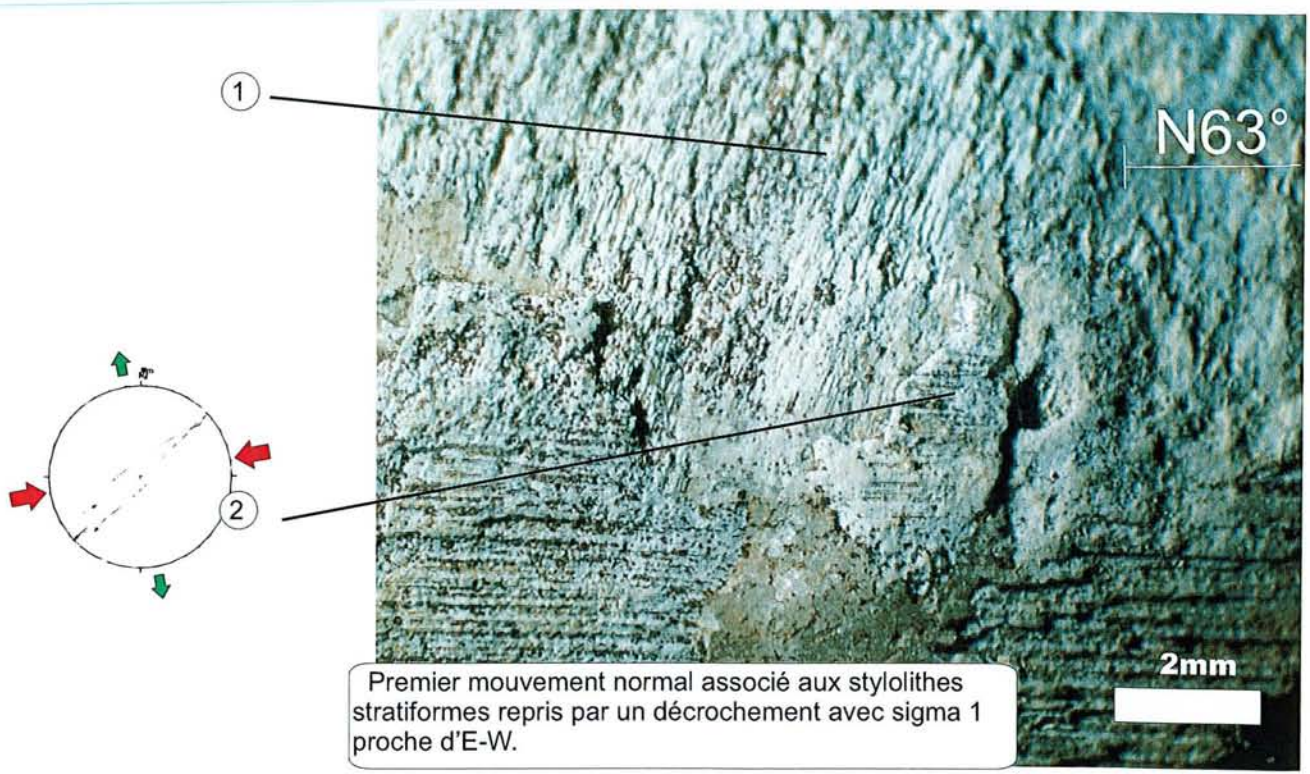


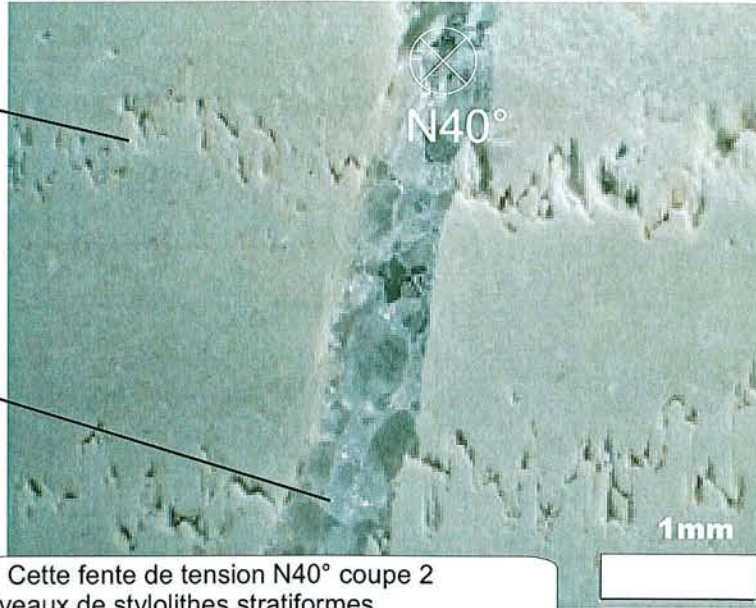
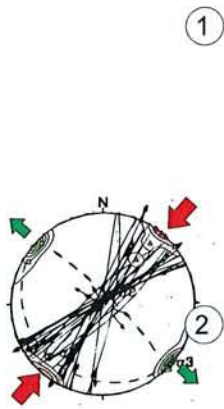
Pas de calcul possible



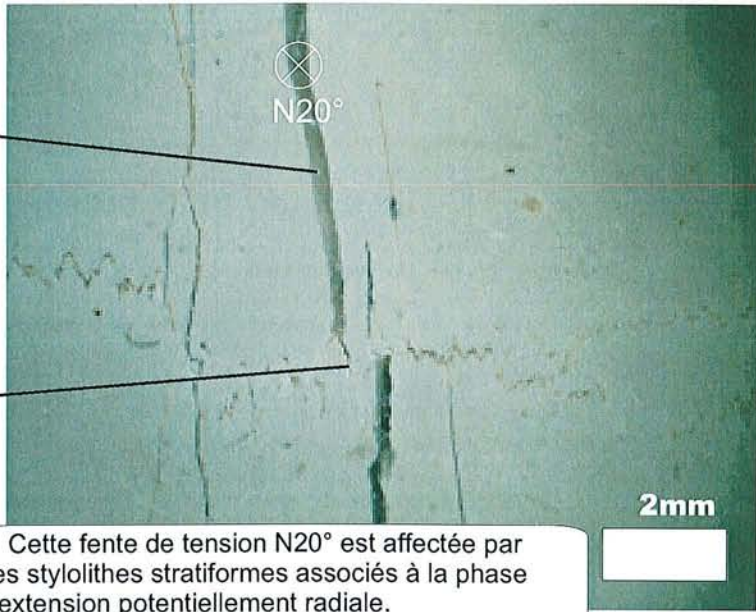
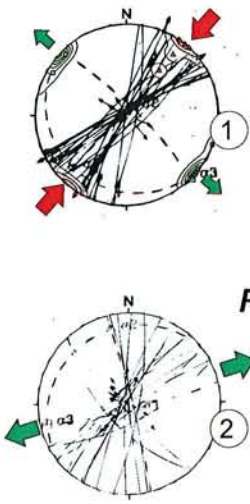
AB8no Rapport R 0.98

sigmas	1	2	3
1	143.	80.	-0.84
2	347.	9.	0.41
3	256.	4.	0.43

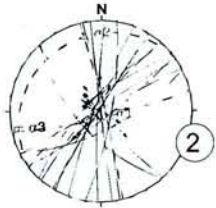
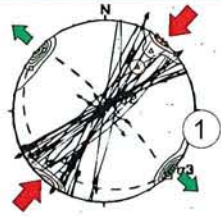




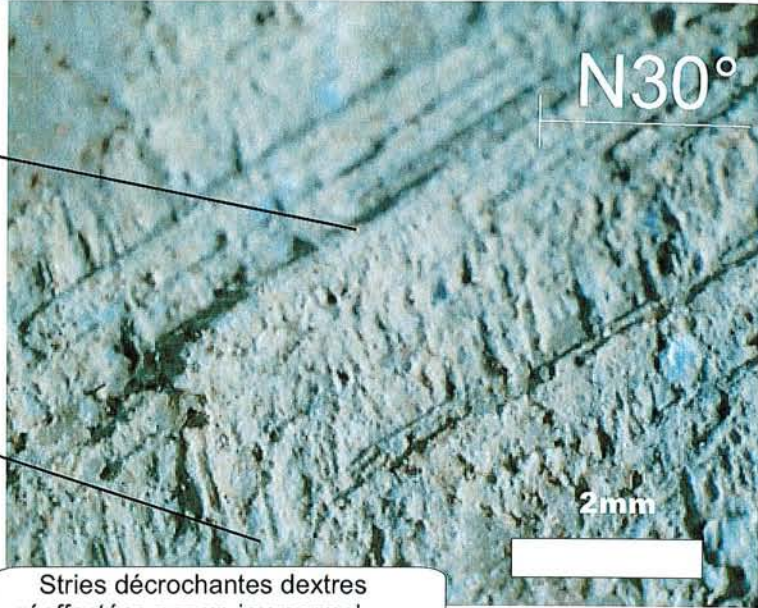
Cette fente de tension N40° coupe 2 niveaux de stylolithes stratiformes proppablement liés à la compaction précoce



Cette fente de tension N20° est affectée par des stylolithes stratiformes associés à la phase d'extension potentiellement radiale.

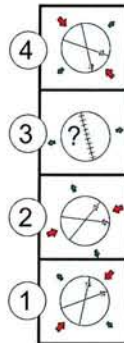


Extension associée à la réactivation de la stylolisation stratiforme

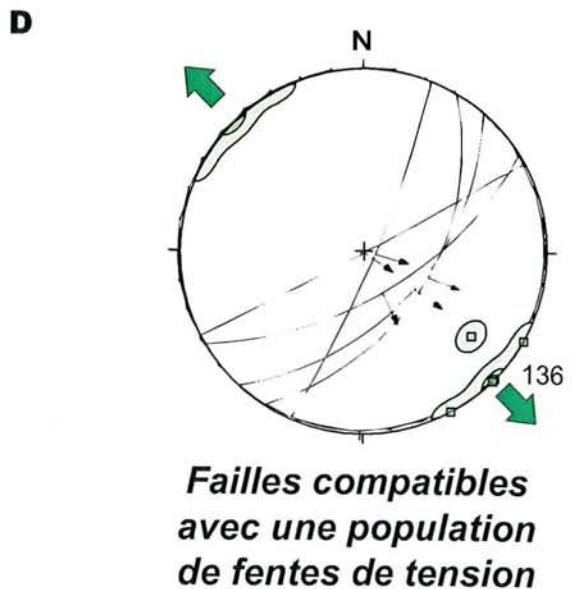
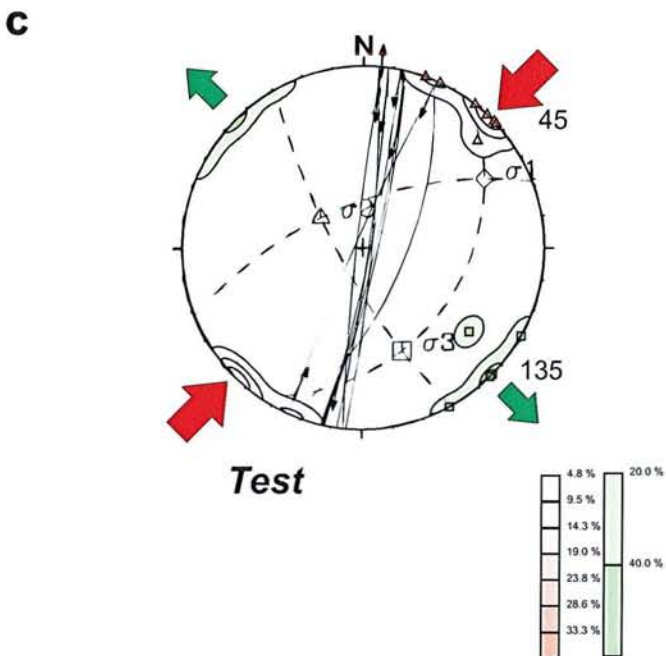
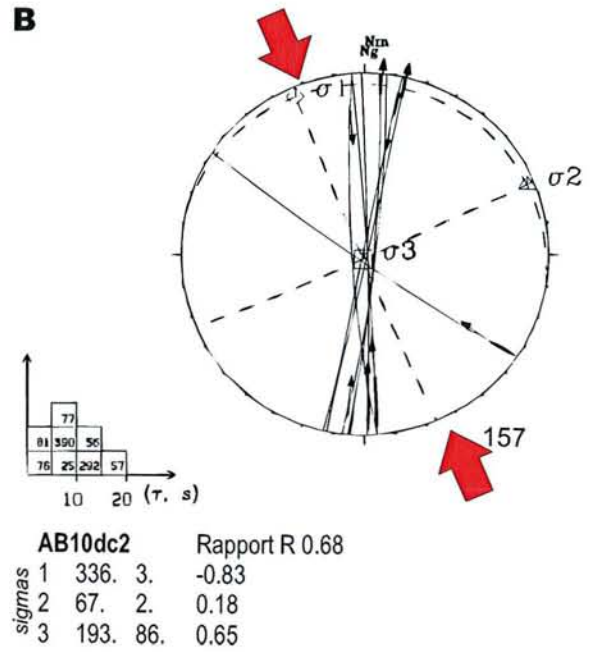
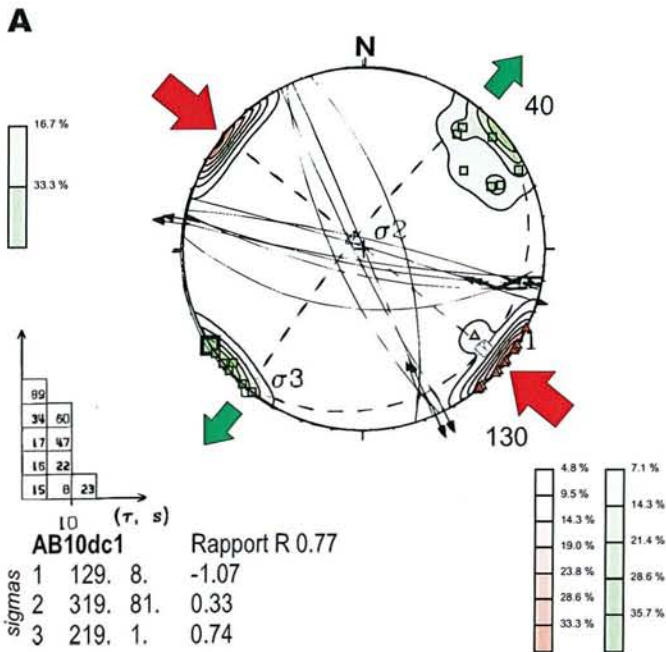


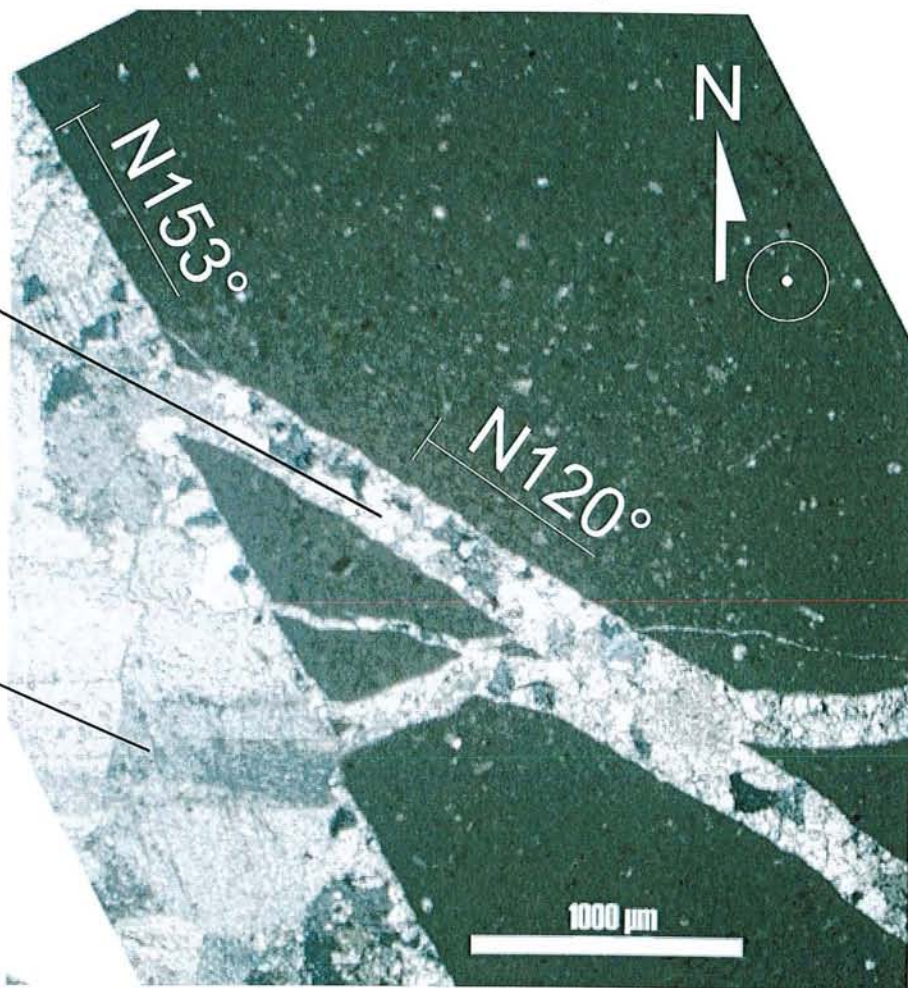
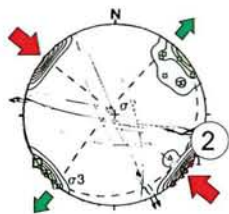
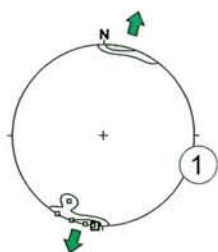
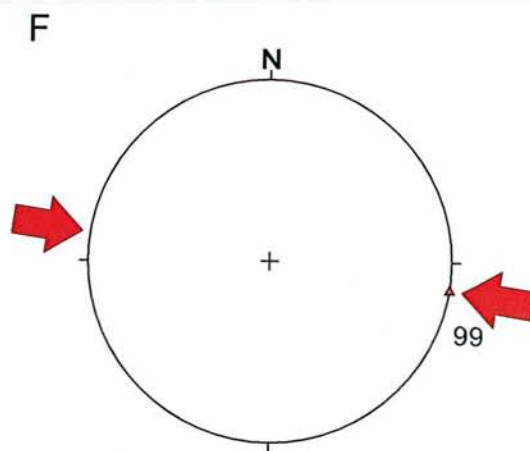
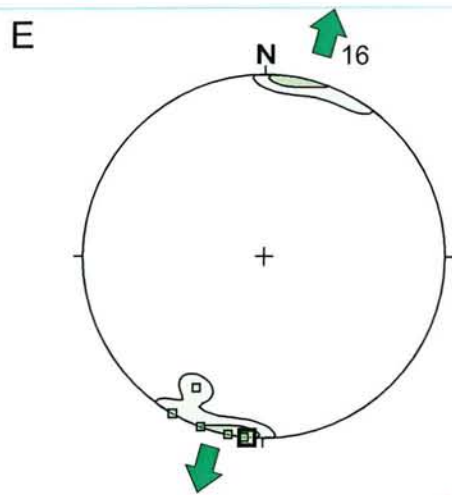
Stries décrochantes dextres réaffectées par un jeu normal associé à des stylolites stratiformes.

	2	0	1	1	2	1	0	0	0
	0	0	0	0	1	0	0	0	0
	0	1	0	0	0	4	0	0	0
	2	0	0	0	0	0	1	1	0
	2	0	0	0	0	1	0	0	0
	0	1	0	0	0	0	1	0	0
	0	0	0	0	0	2	0	0	0
	1	0	0	0	0	0	0	0	0
	0	0	0	0	0	0	0	0	0

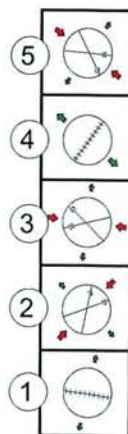


SITE : AB10	Structure majeure :	X= 817.4 Y= 1082.6 Z= 262 m		
Lithologie : calcaire sublithographique à interlits marneux				
Formation/Etage : calcaires à Astartes / Séquanien supérieur				
Régimes : 6	Chronologies : 4	Failles : 38	Fentes de tensions : 25	Joints stylolitiques : 22

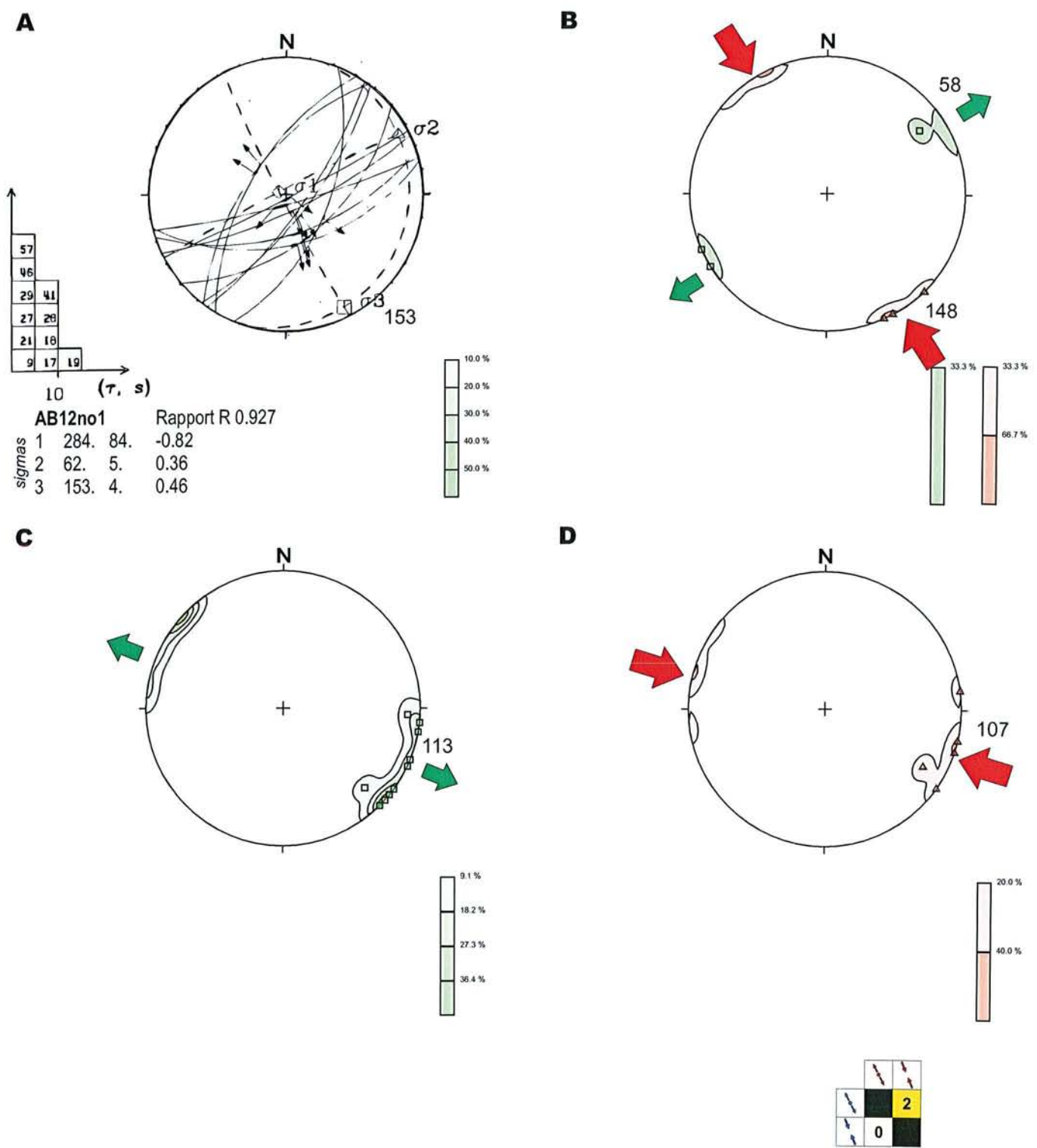




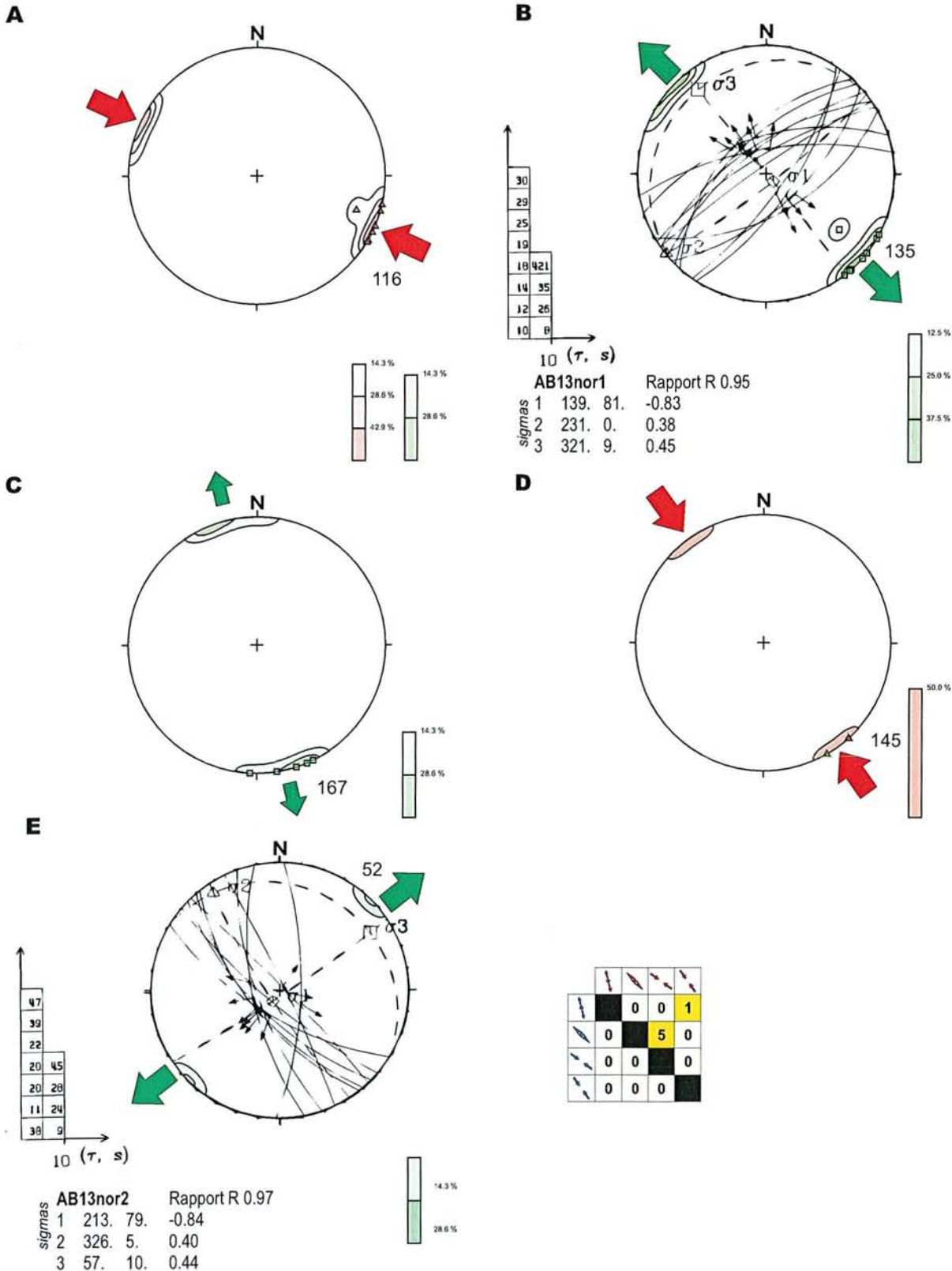
	0	0	0	0	0	1	0	0	0
	0	0	0	1	0	0	1	0	0
	0	0	0	0	0	0	0	3	0
	0	0	0	0	0	0	0	0	1
	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	0	0	0	0	0	0	1	0	0
	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	0	0	0	0	0	0	0	0	0



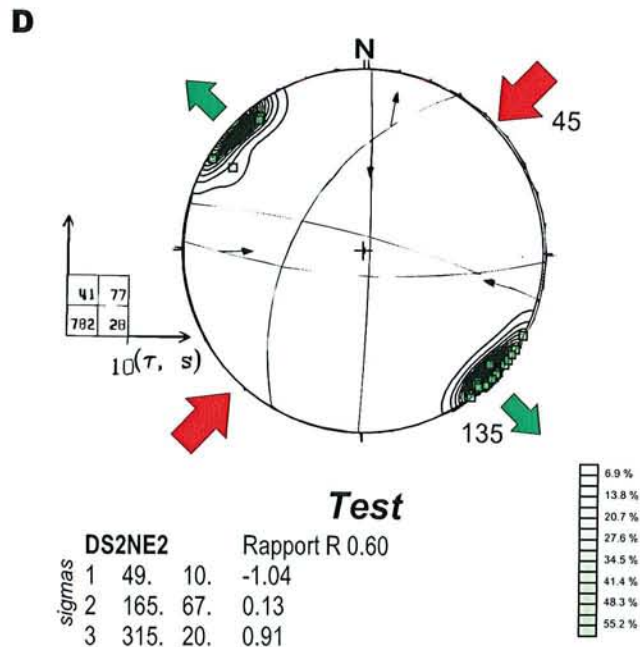
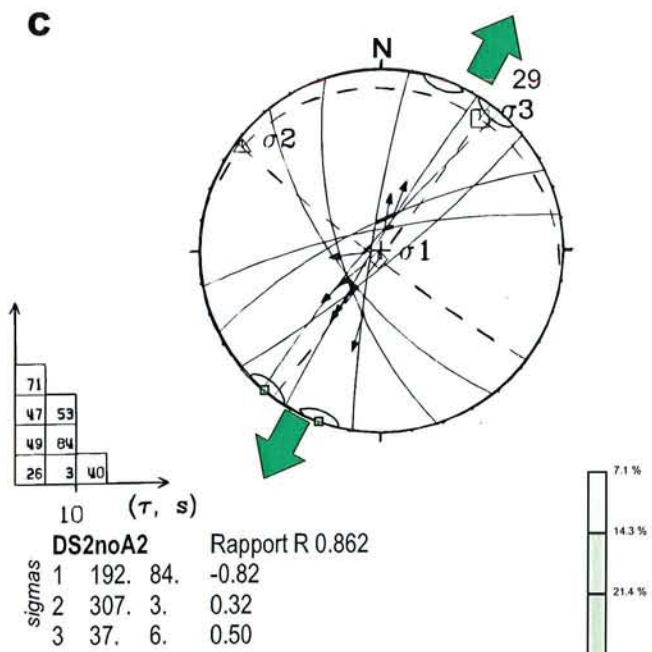
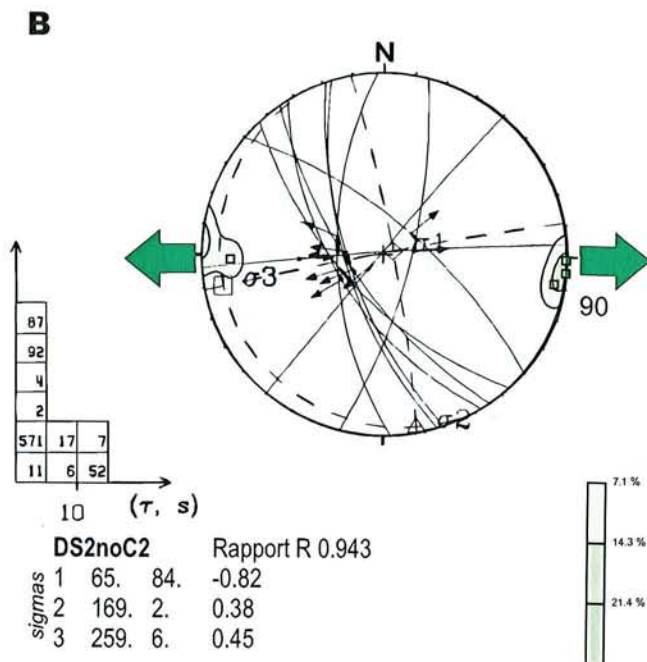
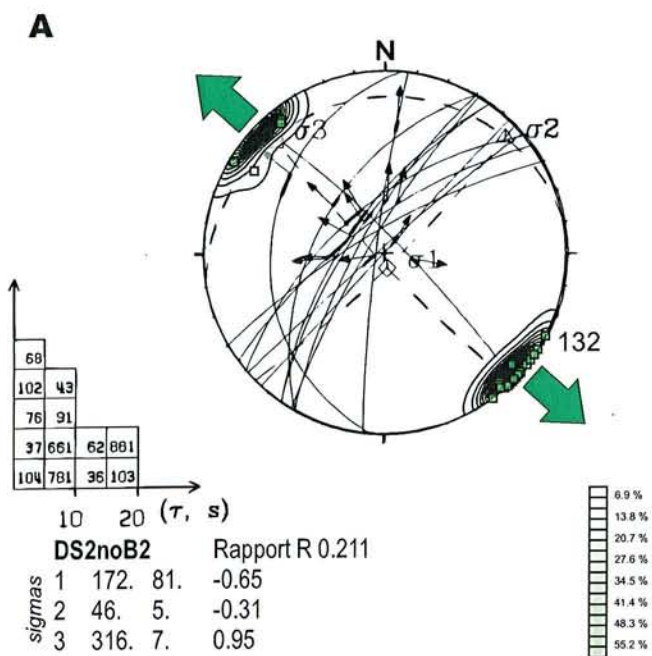
SITE : AB12	Structure majeure : sud du fossé de Gondrecourt		X= 817 Y= 1071.1 Z= 235 m	
Lithologie : calcaire crayeux blanchâtre, oolithique à oncolithique				
Formation/Etage : Rauracien (Oxfordien moyen)				
Régimes : 4	Chronologies : 2	Failles : 14	Fentes de tensions : 25	Joints stylolitiques : 8



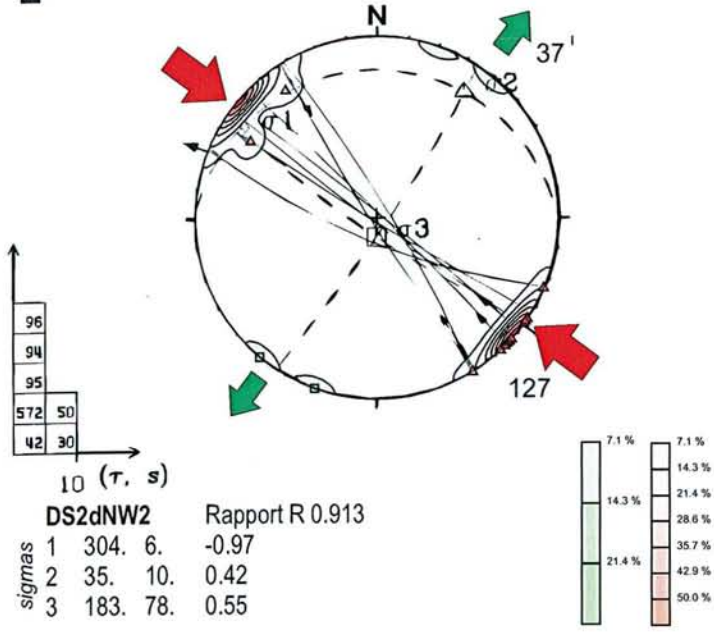
SITE : AB13	Structure majeure : sud du fossé de Gondrecourt		X= 815.6
			Y= 1071
Z= 230 m			
Lithologie : calcaire crayeux blanchâtre, oolithique			
Formation/Etage : Argovien (Oxfordien inférieur)			
Régimes : 3	Chronologies : 5	Faillles : 22	Fentes de tensions : 15
		Joints stylolitiques : 9	



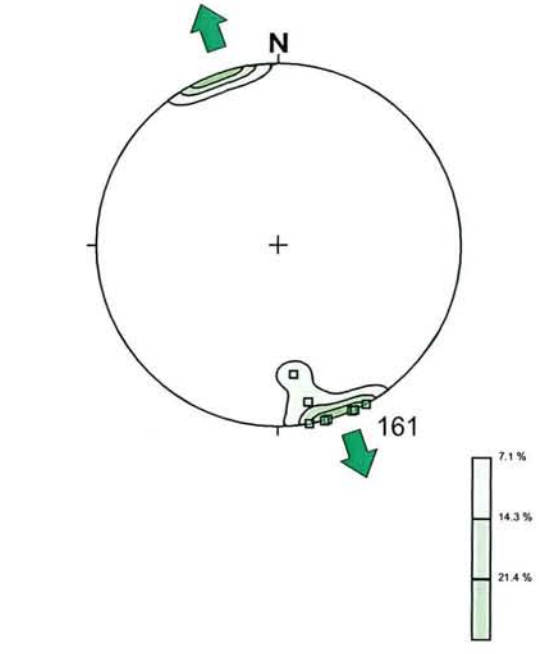
SITE : DS2	Structure majeure : plan plurimétrique de faille normale N30°	X= 809.6 Y= 1070.8 Z= 220 m		
Lithologie : calcaires oolithiques récifaux				
Formation/Etage : Rauracien (Oxfordien moyen)				
Régimes : 6	Chronologies : 14	Failles : 44	Fentes de tensions : 43	Joint stylolitiques : 14



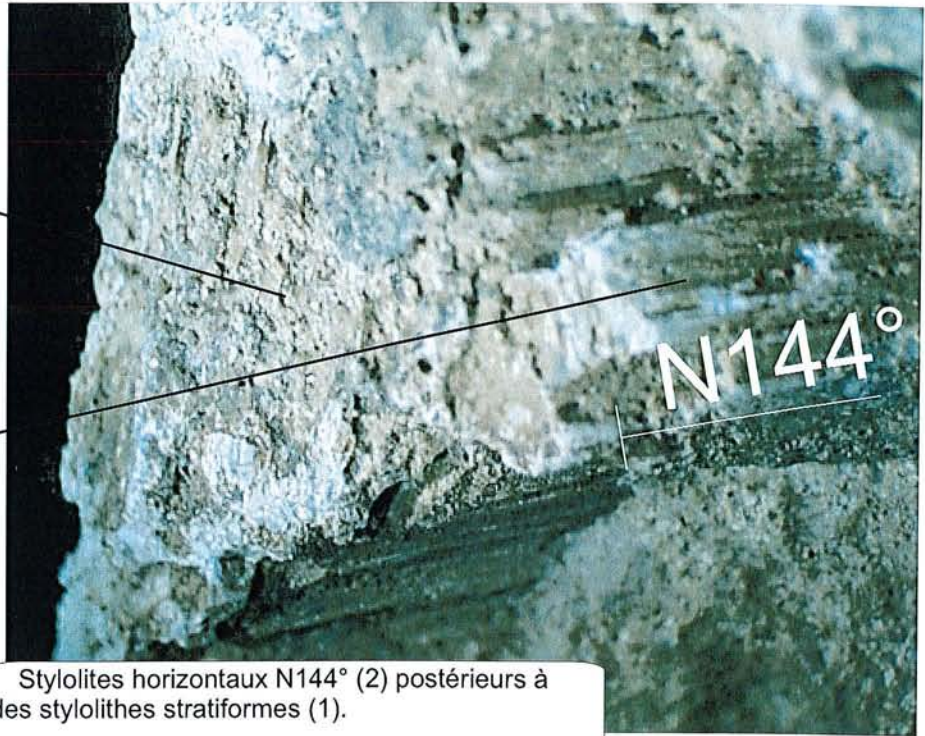
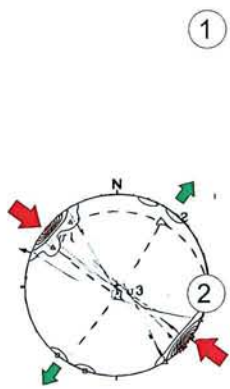
E



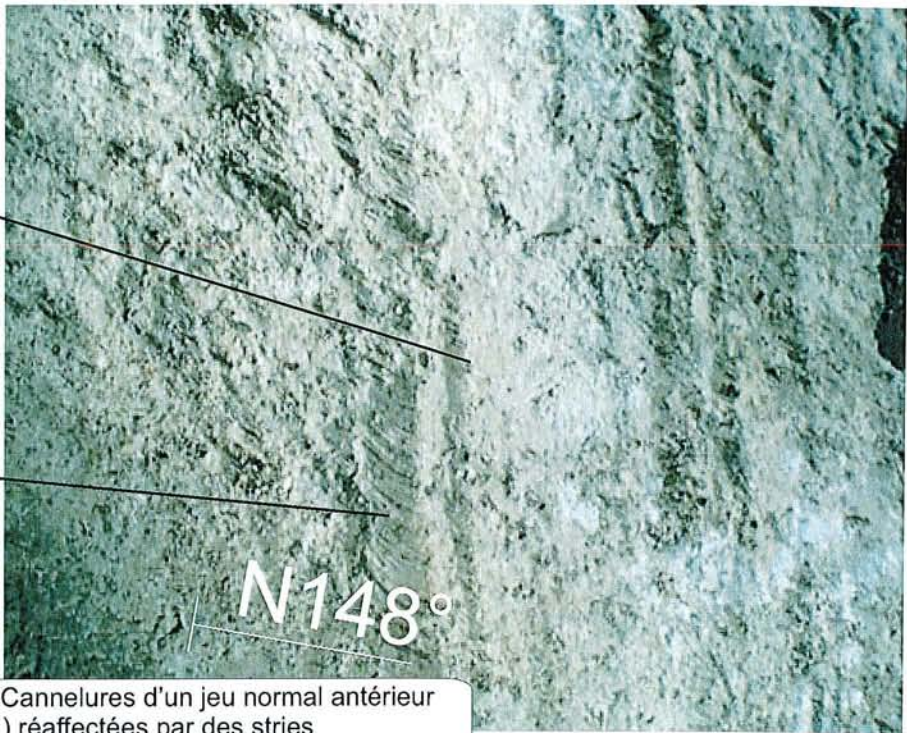
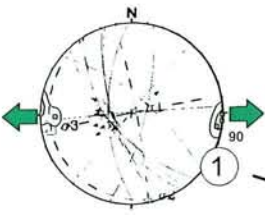
F



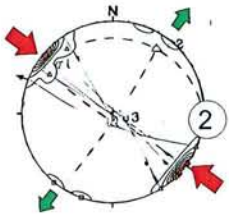
	0	0	0	0	0	0	0	0	2
	0	0	0	0	0	0	0	0	5
	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	0	0	0	0	1	0	0	0	0
	0	0	0	0	0	0	0	1	1
	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	0	0	1	0	0	0	0	0	2
	0	1	0	0	0	0	0	0	0
	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	0	0	0	0	0	0	0	0	0

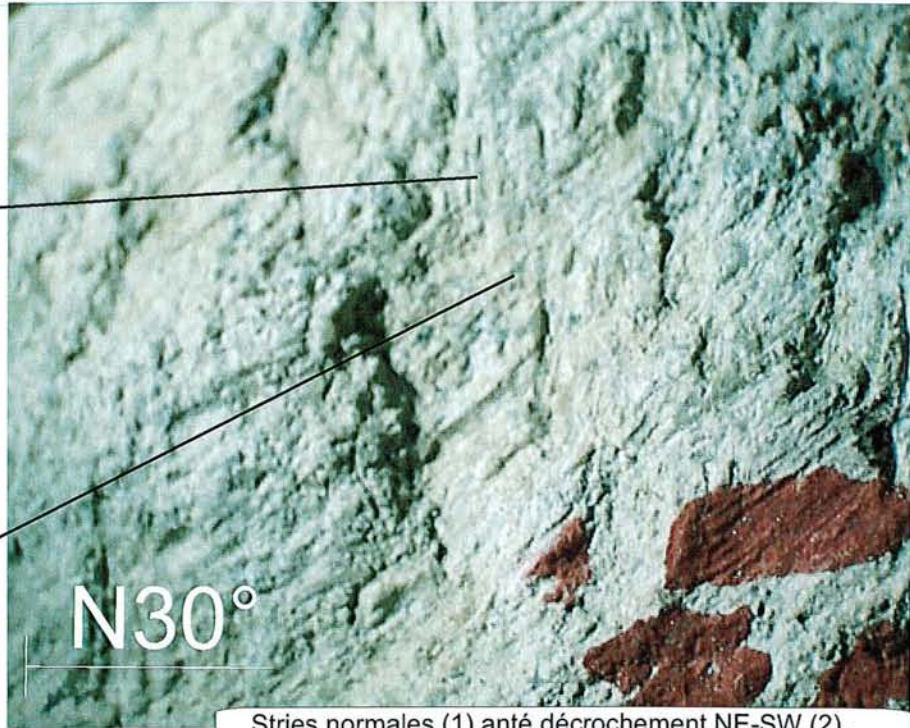
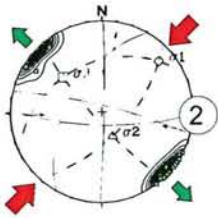
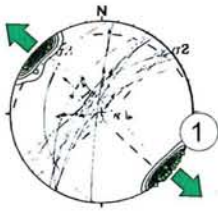


Stylolites horizontaux N144° (2) postérieurs à des stylolithes stratiformes (1).

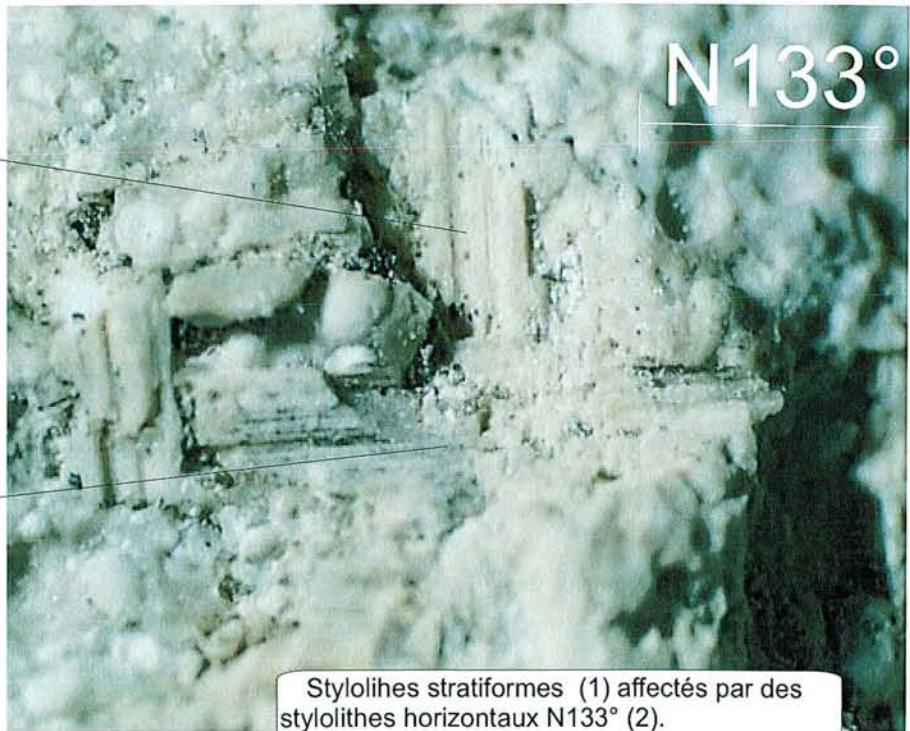


Cannelures d'un jeu normal antérieur (1) réaffectées par des stries décrochantes sénestres (2).

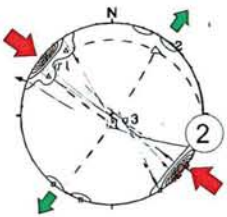




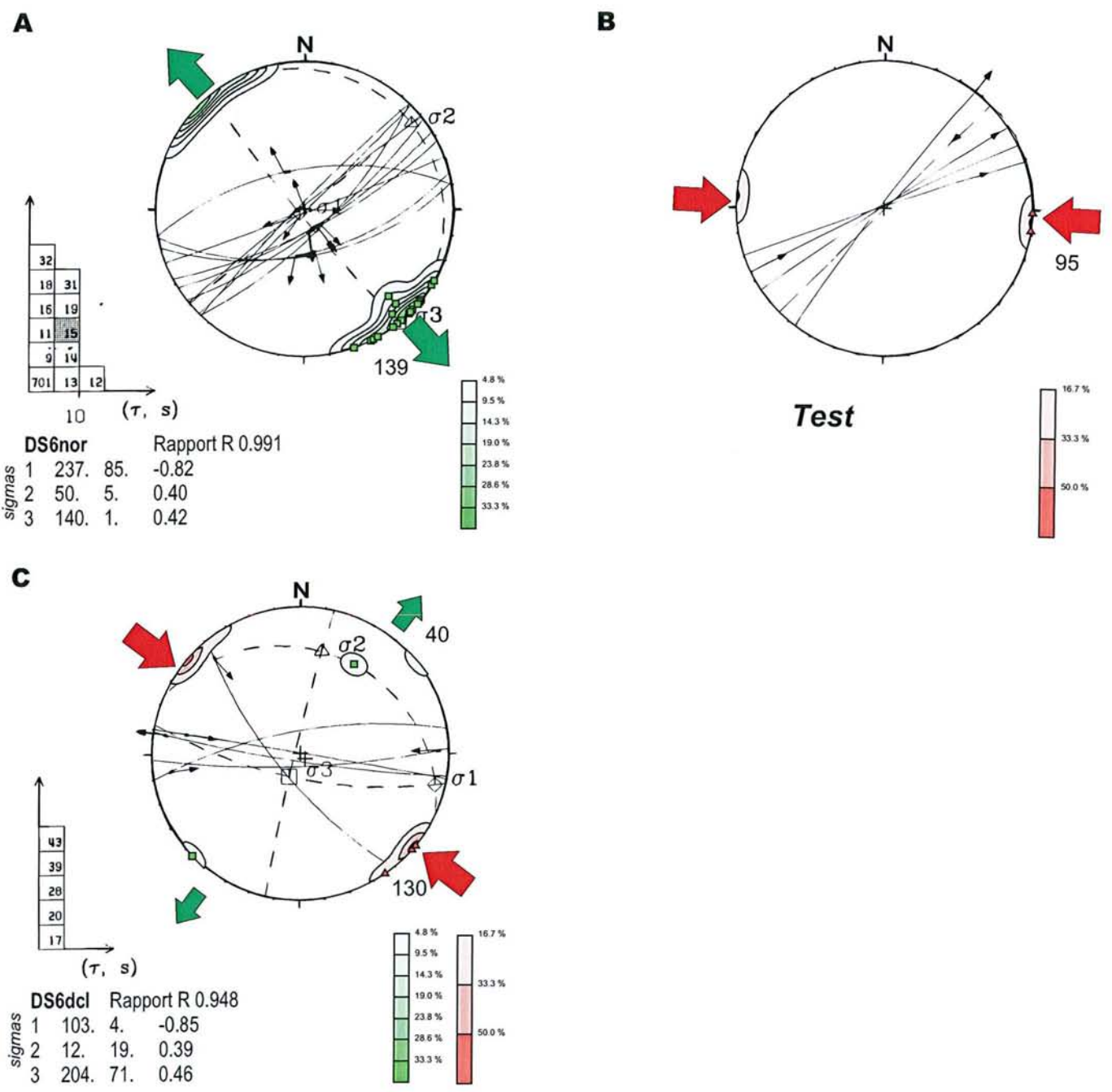
Stries normales (1) anté décrochement NE-SW (2).

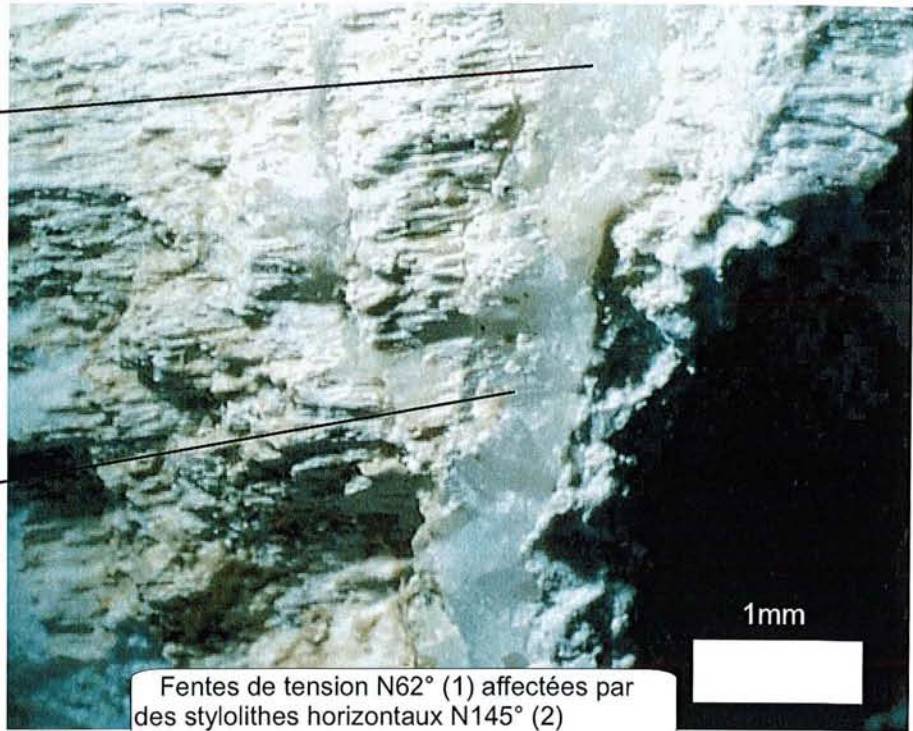
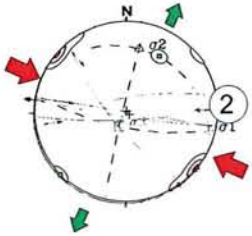
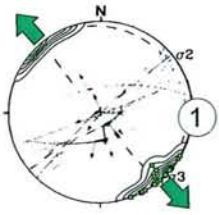


Stylolites stratiformes (1) affectés par des stylolithes horizontaux N133° (2).



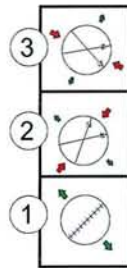
SITE : DS6		Structure majeure :			X= 821.1 Y= 1073.5 Z= 220 m	
Lithologie : calcaires oolithiques récifal à rognons						
Formation/Etage : Rauracien (Oxfordien moyen)						
Régimes :	Chronologies :	Faillles :	Fentes de tensions :	Joint	stylo	litiques :
3	3	24	21	6		



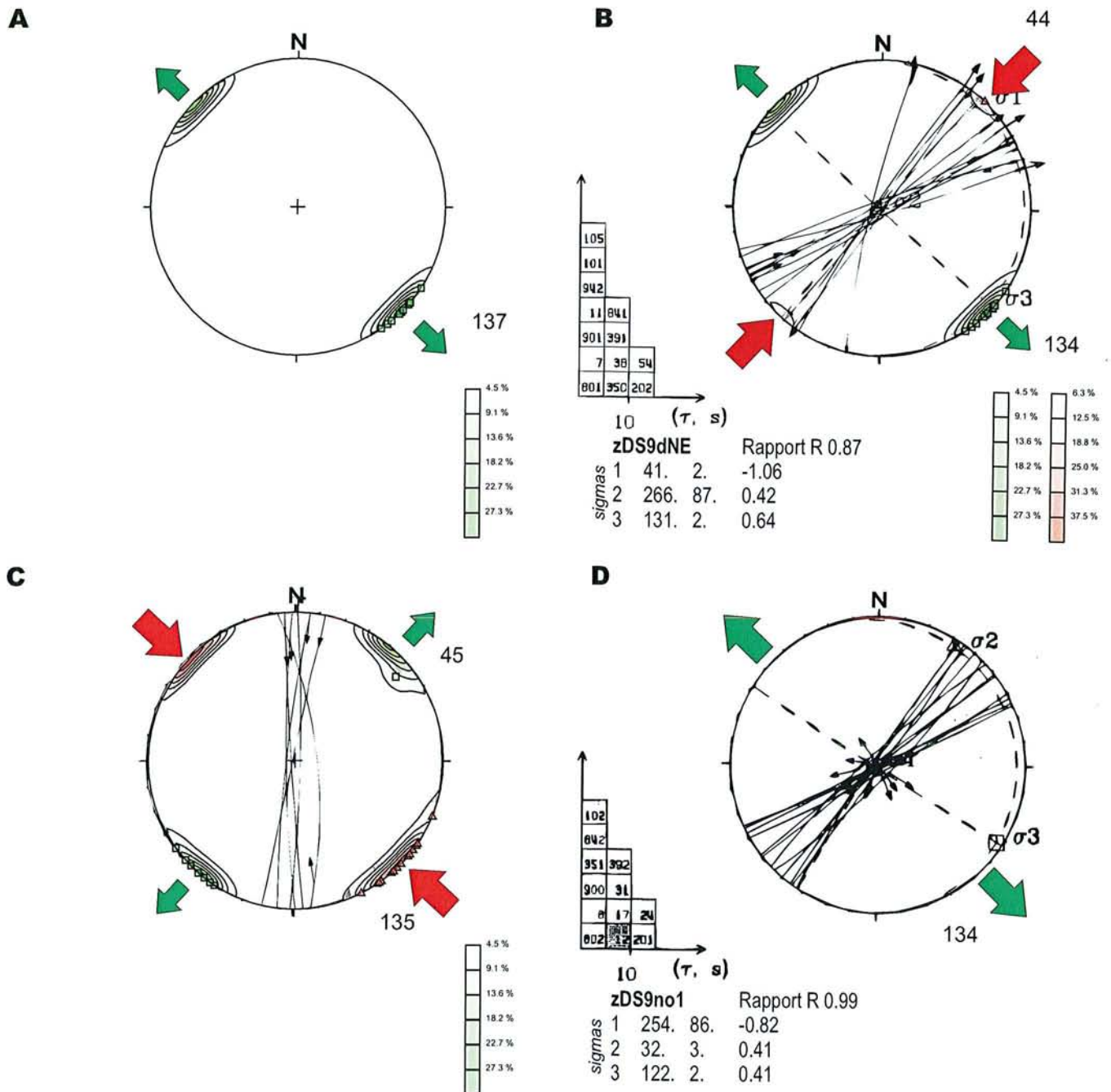


Fentes de tension N62° (1) affectées par des stylolithes horizontaux N145° (2)

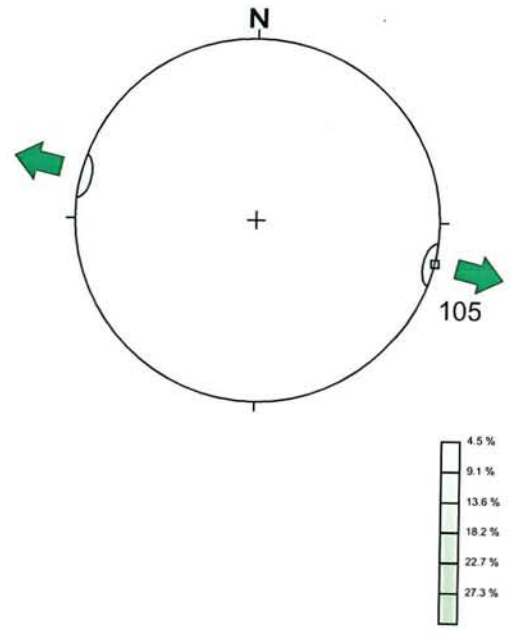
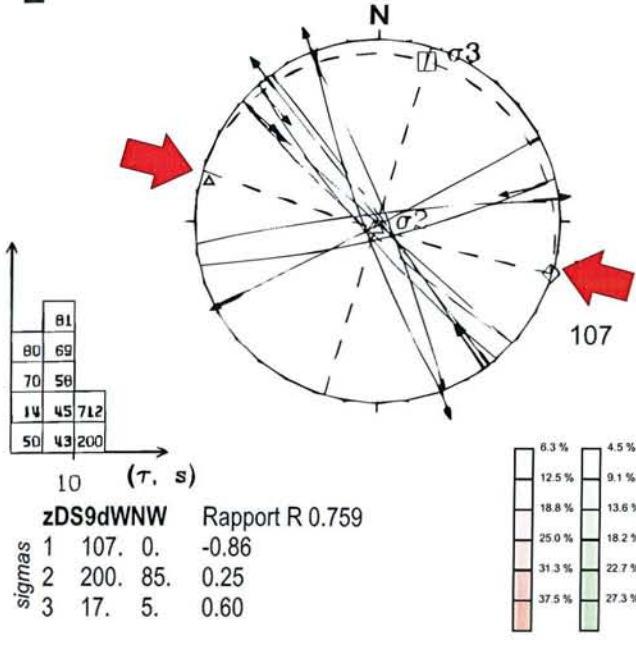
	0	0	0	0	0
	1	0	0	0	1
	0	0	0	1	0
	0	0	0	0	0
	0	0	0	0	0

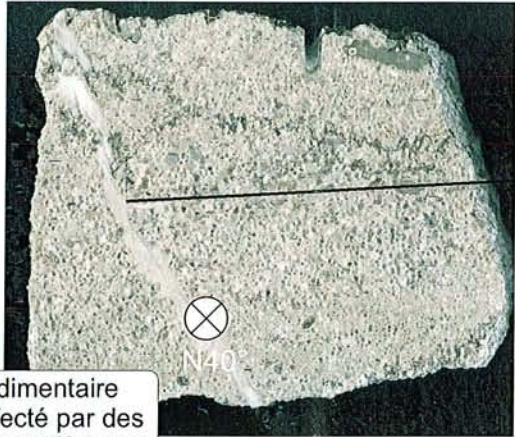


SITE : DS9	Structure majeure :	X= 808.6 Y= 1075.4 Z= 220 m		
Lithologie : calcaires sublithographiques à coraux				
Formation/Etage : Rauracien (Oxfordien moyen) et Séquanien inférieur				
Régimes : 6	Chronologies : 24	Failles : 54	Fentes de tensions : 22	Jointts stylolitiques : 16

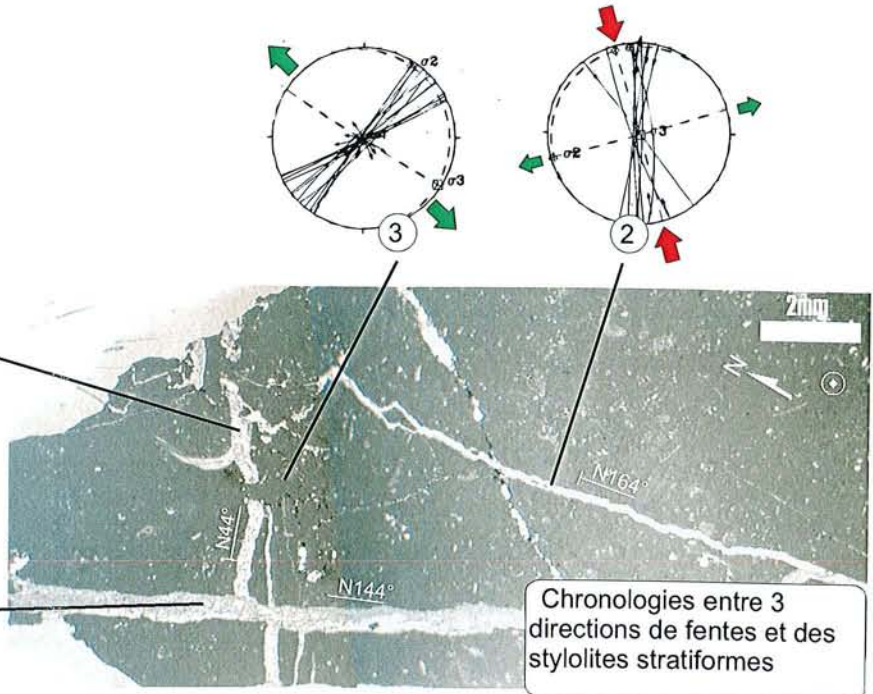
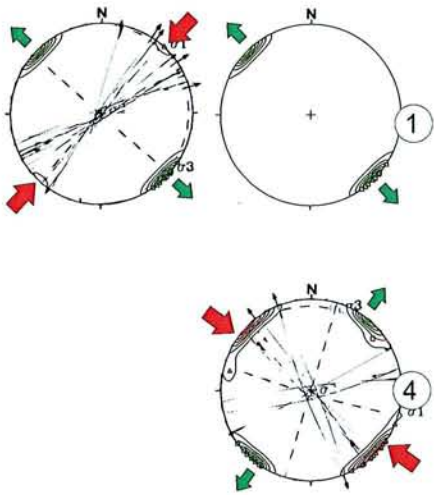
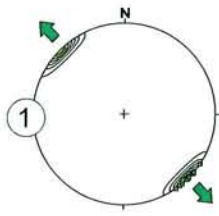


E



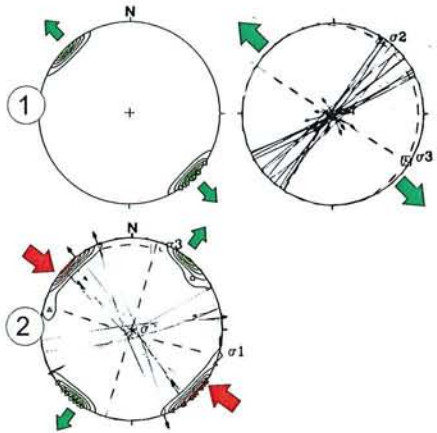
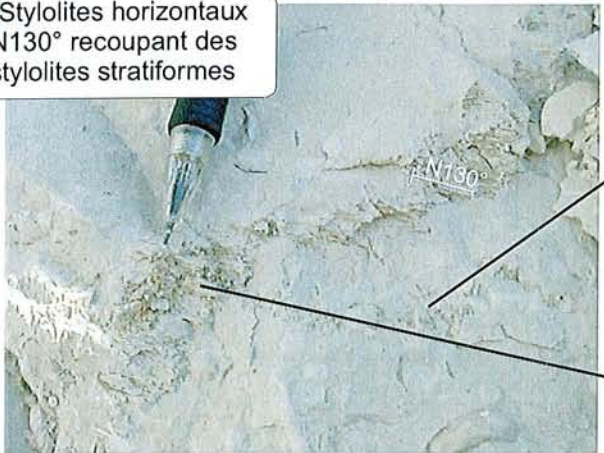


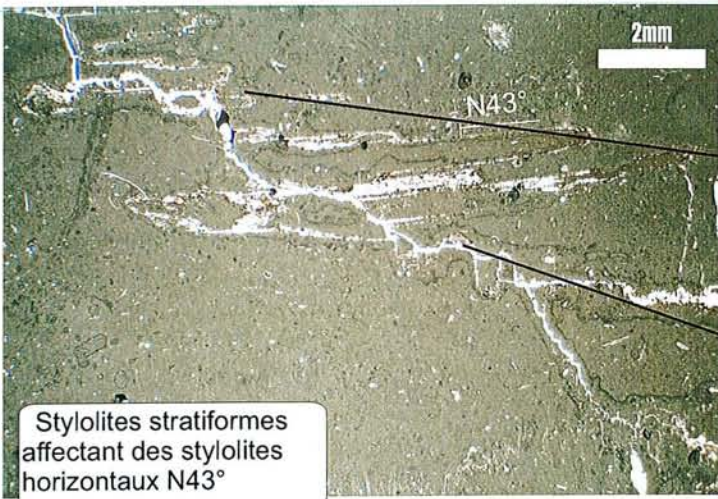
Filon sédimentaire N40°, affecté par des stylolites stratiformes



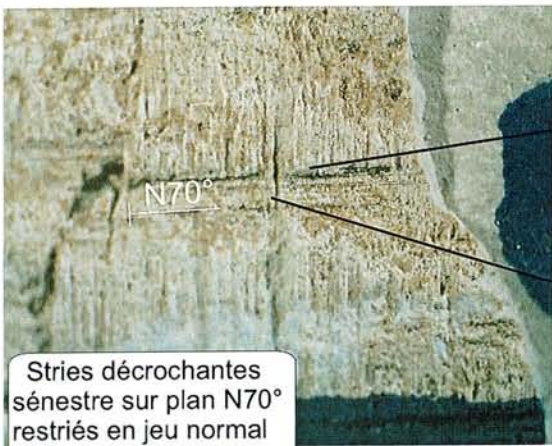
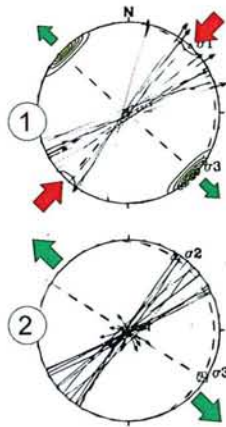
Chronologies entre 3 directions de fentes et des stylolites stratiformes

Stylolites horizontaux N130° recoupant des stylolites stratiformes

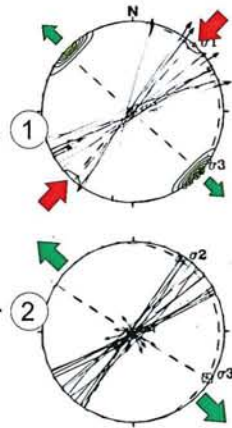




Stylolites stratiformes affectant des stylolites horizontaux N43°



Stries décrochantes sénestre sur plan N70° restreints en jeu normal

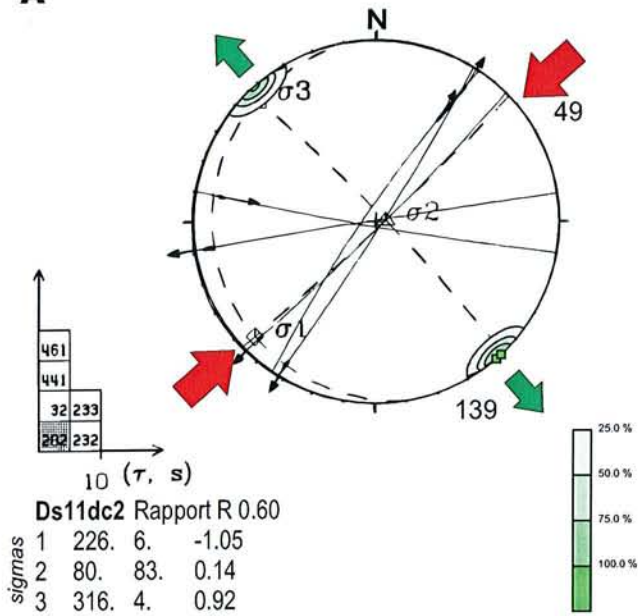


	0	1	0	0	1	0	0	0	3	0	
	4	0	0	1	0	0	0	0	3	3	0
	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	0	0	0	0	0	0	4	0	1	2	2
	0	1	0	0	0	0	0	0	1	0	0
	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0
	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

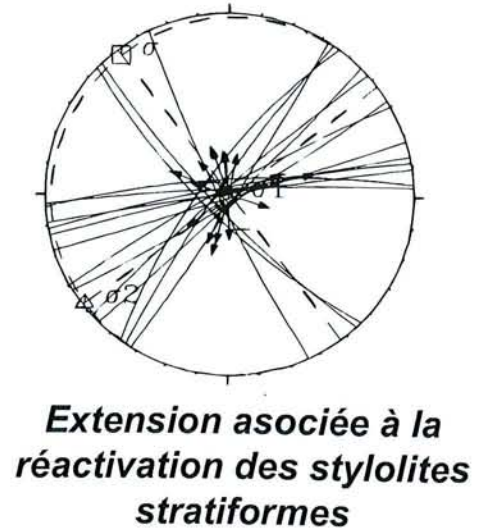


SITE : DS11	Structure majeure :		X= 803.2 Y= 1072.1 Z= 270 m	
	Lithologie : calcaires beiges sublithographiques			
Formation/Etage : Séquanien supérieur				
Régimes : 3	Chronologies : 12	Failles : 29	Fentes de tensions : 4	Jointes stylolitiques : 10

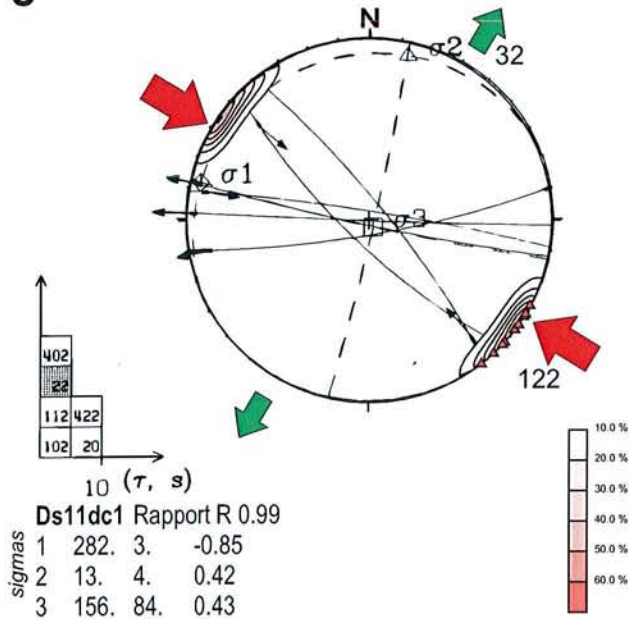
A

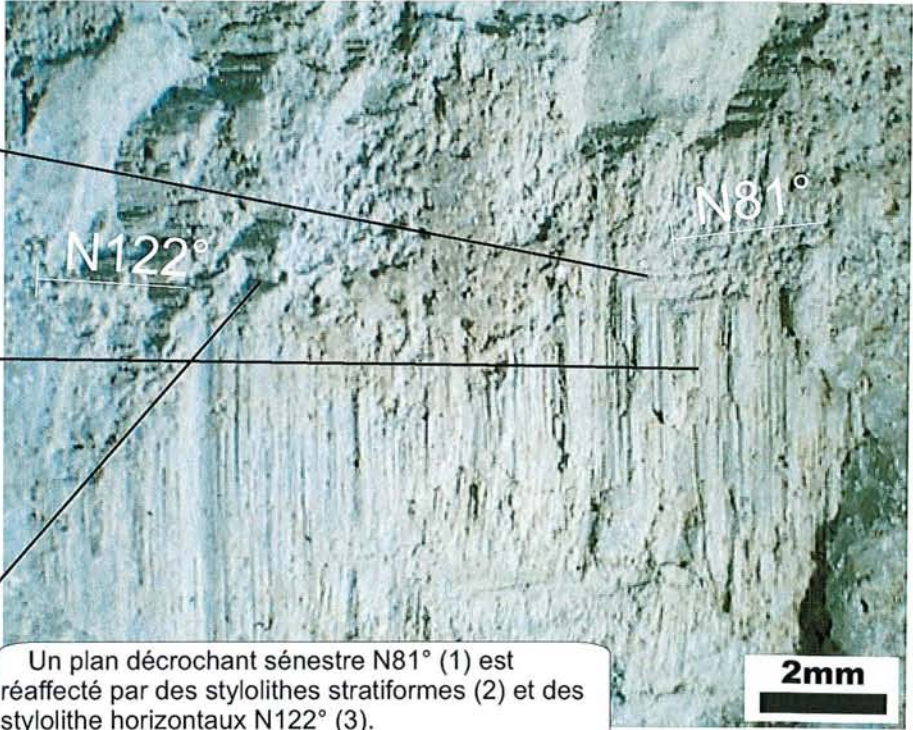
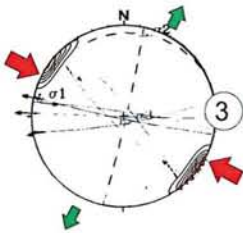
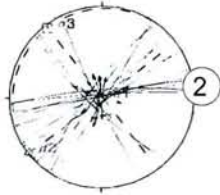
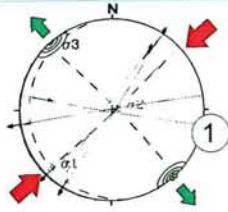


B



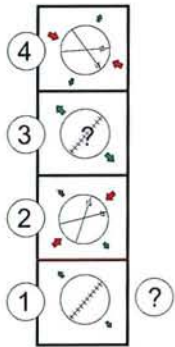
C





Un plan décrochant sénestre N81° (1) est réaffecté par des stylolithes stratiformes (2) et des stylolithe horizontaux N122° (3).

	0	0	0	0	4
	0	2	2	2	1
	0	2	2	6	2
	0	0	0	0	0
	0	0	0	0	0



DIRECTIONS DES PALEOTENSEURS

Tableaux des calculs de paléotenseur pour tous les sites ayant permis la construction des cartes de la partie 3. Les colonnes représentent : le nom du site ; sa localisation en coordonnées Lambert 1 ; l'âge de l'encaissant ; les azimuts et pendages des σ_1 , σ_2 et σ_3 ou à défaut la présence/absence de failles compatibles; la valeur du rapport R ; la direction des pics stylolitiques horizontaux associés ; le pôle des fentes de tension associées ; la direction finale de σ_1 (pour un régime décrochant) ou de σ_3 (pour un régime extensif) retenue pour les cartes et enfin le degré de fiabilité, c'est à dire 1 pour un site moyennement contraint et 2 pour un calcul très bien contraint appuyé par des stylolites et/ou des fentes de tension.

SITE	X	Y	âge	Ext. Filon Sed.
ALF2	839,0	1126,8	Oxfordien moyen	105
ALF3	838,0	1126,8	Oxfordien moyen	115
ALF7	840,9	1132,6	Oxfordien moyen	119
ALF10	838,9	1142,7	Oxfordien moyen	112
C2	843,0	1124,0	Oxfordien moyen	127
C9	846,0	1119,0	Oxfordien moyen	98
C10	848,5	1111,0	Oxfordien moyen	90
DLP7	845,0	1099,6	Oxfordien moyen	104
DS2	809,6	1070,8	Oxfordien supérieur	125
DS6	812,1	1073,5	Oxfordien moyen	119
DS9	808,6	1075,4	Oxfordien supérieur	130
DSM1	828,7	1153,1	Oxfordien moyen	126
DSM3	828,8	1149,5	Oxfordien moyen	115
DSM4	824,0	1162,5	Oxfordien moyen	120
DSM11	826,7	1153,2	Oxfordien moyen	116
DSM13	827,7	1154,4	Oxfordien moyen	117
DSM14	899,6	1159,8	Oxfordien moyen	123
PPA OX	823,1	1091,6	Oxfordien supérieur	130
SM1	834,9	1126,2	Oxfordien moyen	109
SM2	835,5	1126,1	Oxfordien moyen	112
SM7	833,4	1140,2	Oxfordien moyen	120

Extension associée à des filons sédimentaires dans l'Oxfordien

SITE	X	Y	âge	σ 1	σ 2	σ 3	Rapport R	Ft.	Ext.	niv. (1/2)			
C10	848,5	1111,0	Oxfordien moyen	346	83	157	7	247	1	0.4	67	1	
J1	806,0	1103,9	Tithonien	4	86	164	4	254	1	0.6	74	1	
B1	845,8	1064,1	Bajocien	13	70	162	17	255	10	0.8	91	82	2
C7	845,1	1106,5	Oxfordien inférieur								80	85	1
N12	850,2	1074,1	Bajocien								89	89	1
DS2	809,6	1070,8	Oxfordien moyen	65	84	169	2	259	6	0.9	98	91	2
GLC4	832,7	1098,0	Tithonien	55	73	176	9	269	14	0.3	91	1	
C4	841,5	1116,3	Oxfordien inférieur								100	100	1
SM1	834,9	1126,2	Oxfordien moyen								110	110	1
BLD2	806,6	1106,3	Tithonien	210	83	21	7	111	1	0.6	111	1	
SM2	835,5	1126,1	Oxfordien moyen								112	112	1

Extension précoce E-W

SITE	X	Y	âge	σ 1	σ 2	σ 3	Rapport R	Styl.	Ft.	Comp.	niv. (1/2)			
BLD1	806,4	1106,8	Tithonien	165	2	277	84	75	5	0.9	165	1		
BLD2	806,6	1106,3	Tithonien	180	9	283	54	84	35	0.8	13	1	2	
C7	845,1	1106,5	Oxfordien inférieur	6	2	158	88	276	1	0.7	176	80	1	2
C9	846,0	1119,0	Oxfordien moyen	3	3	255	81	93	9	0.7	104	3	1	
DLC2	788,7	1067,7	Tithonien								173	173	1	
DS9	808,6	1075,4	Oxfordien supérieur	344	3	254	1	136	87	0.9	74	165	1	
GLC8	835,3	1094,1	Oxfordien supérieur								1	1	1	
J1	806,0	1103,9	Tithonien	167	3	264	70	76	20	0.8	170	167	2	
J10	807,1	1100,4	Tithonien								148	153	1	
J11	806,9	1099,3	Tithonien	349	10	142	79	258	5	0.7	169	1		
J13	807,1	1100,0	Tithonien	342	3	133	87	252	1	0.864	162	2		
N6	848,5	1082,0	Callovien	358	9	243	69	91	19	0.4	10	1		
P3	814,0	1086,1	Tithonien								1	1	1	
PPA T	822,7	1091,7	Tithonien								170	84	170	1
PSA1	817,8	1132,9	Tithonien								9	9	1	
SM1	834,9	1126,2	Oxfordien moyen	12	9	196	81	102	1	0.3	100	10	2	
T6	838,6	1109,4	Oxfordien supérieur								173	173	1	

Décrochement N-S (Laramien?)

SITE	X	Y	âge	σ 1	σ 2	σ 3	Rapport R	Styl.	Ft.	Comp.	niv. (1/2)	
C6	842,5	1113,0	Oxfordien supérieur	22	1	277 87 112 3	0.7			22	1	
C7	845,1	1106,5	Oxfordien inférieur						121	31	1	
DS10	801,3	1073,4	Tithonien						25	25	1	
GLC4	832,7	1098,0	Tithonien	209	16	42 73 300 3	0.1		125	29	1	
LEB6	822,6	1115,3	Tithonien						33	33	1	
N12	850,2	1074,1	Bajocien	24	5	120 52 290 37	0.8		121	24	1	
N9	840,0	1084,2	Oxfordien						10	116	15	1
SB3	827,0	1082,6	Oxfordien supérieur						17	17	1	
SM1	834,9	1126,2	Oxfordien moyen							110	20	1
SM2	835,5	1126,1	Oxfordien moyen							112	22	1
T2	825,4	1122,7	Kimméridgien inférieur						20	20	1	
T4	836,0	1115,7	Oxfordien supérieur	206	3	66 85 296 3	0.7		19	25	2	
T6	838,6	1109,4	Oxfordien supérieur						20	110	20	1
W5	794,4	1091,4	Tithonien	24	1	197 89 294 0	0.6			24	1	

Décrochement NNE-SSW, Pyrénéo-Provençal précoce.

SITE	X	Y	âge	σ 1	σ 2	σ 3	Rapport R	Styl.	Ft.	Comp.	niv. (1/2)	
AB10	817,4	1082,6	Oxfordien supérieur						45	133	45	1
AB14	821,2	1079,2	Tithonien						40	136	38	1
AB2	820,0	1083,0	Kimméridgien inférieur	241	1	151 5 344 84	0.2		50	140	55	2
AB4	816,9	1082,7	Kimméridgien inférieur	57	6	258 84 147 2	0.2		52	135	54	2
AB8	824,5	1075,7	Oxfordien supérieur	226	11	39 79 136 1	0.4		41	135	42	2
AB9	821,4	1065,0	Callovien	211	12	79 72 303 13	0.7		54	143	53	2
B1	845,8	1064,1	Bajocien						44	44	44	1
DLC1	789,7	1081,7	Tithonien							129	43	1
DLC8	789,0	1066,8	Tithonien	224	5	23 85 134 2	0.9		112	44	44	1
DS10	801,3	1073,4	Tithonien						45	148	45	1
DS12	804,8	1068,3	Oxfordien supérieur	41	2	245 88 131 1	0.8		39	133	40	2
DS13	806,5	1068,8	Oxfordien supérieur						40	130	40	1
DS15	807,2	1074,6	Oxfordien supérieur							138	51	1
DS16	808,5	1069,1	Tithonien							131	41	1
DS18	805,0	1065,3	Oxfordien supérieur	234	14	40 76 143 3	0.6		45	135	47	2
DS2	809,6	1070,8	Oxfordien moyen							135	45	1
DS9	808,6	1075,4	Oxfordien supérieur	41	2	266 87 131 2	0.8		44	136	44	2
DSM1	828,7	1153,1	Oxfordien moyen							131	41	1
DUSM1	822,0	1160,0	Oxfordien moyen	37	2	170 88 307 2	0.5		39	147	38	2
GLC8	835,3	1094,1	Oxfordien supérieur	62	2	231 88 332 0	0.4		42	140	50	2
LEB2	816,5	1116,7	Kimméridgien supérieur						24		37	1
MSS2	718,9	1095,4	Crétacé supérieur	40	2	265 87 130 2	0.5			40	40	1
N18	850,5	1083,5	Bathonien						45	137	46	1
N6	848,5	1082,0	Callovien						50	140	50	1
N7	849,4	1080,5	Bathonien inférieur	248	4	124 82 339 6	0.4		54	136	50	1
N8	848,5	1079,3	Bathonien inférieur							123	40	1
N9	840,0	1084,2	Oxfordien						50	130	45	1
P6	822,7	1091,7	Tithonien						45	130	45	1
PPA K	823,1	1091,6	Kimméridgien						50	137	48	1
PPA OX	823,1	1091,6	Oxfordien supérieur						35	135	40	1
PSA2	822,7	1131,8	Oxfordien supérieur						42		42	1
SB3	827,0	1082,6	Oxfordien supérieur						45	134	45	1
SDH1	782,3	1066,0	Kimméridgien						41	136	43	1
SM4	825,7	1126,2	Oxfordien supérieur						35		35	1
T2	825,4	1122,7	Kimméridgien inférieur	41	1	146 86 310 4	0.7		49	45	2	

Décrochement NE-SW, Pyrénéo-Provençal .

SITE	X	Y	âge	σ 1	σ 2	σ 3	Rapport R	Ft.	Ext.	niv. (1/2)			
AB10	817,4	1082,6	Oxfordien supérieur		Failles compatibles				136	2			
AB13	815,6	1071,0	Oxfordien inférieur	139	81	231	0	321	9	0.9	134	135	2
AB8	824,5	1075,7	Oxfordien supérieur	141	88	35	1	305	2	0.9	134	135	2
BLD2	806,6	1106,3	Tithonien	210	83	21	7	111	1	0.6		111	1
C8	850,0	1114,0	Oxfordien moyen	211	72	33	18	303	1	0.8		123	1
C9	846,0	1119,0	Oxfordien moyen	13	85	210	4	120	1	0.5	131	125	2
CEC1	755,5	1135,9	Coniacien	34	85	222	5	132	1	0.6	125	129	2
DS15	807,2	1074,6	Oxfordien supérieur	252	56	39	29	138	15	0.4	120	130	2
DS2	809,6	1070,8	Oxfordien moyen	172	81	46	5	316	7	0.2	132	134	2
DS4	809,4	1066,7	Oxfordien supérieur		Failles compatibles				124	124	1		
DS5	808,9	1066,5	Oxfordien moyen		Failles compatibles				125	125	1		
DS6	812,1	1073,5	Oxfordien moyen	237	85	50	5	140	1	0.9	135	139	2
DS9	808,6	1075,4	Oxfordien supérieur	254	86	32	3	122	2	0.9	132	134	2
DSM1	828,7	1153,1	Oxfordien moyen		Failles compatibles				133	128	1		
GLC4	832,7	1098,0	Tithonien	67	69	213	18	307	11	0.4	125	126	2
J1	806,0	1103,9	Tithonien	188	83	31	6	301	3	0.6		121	1
MA 2	764,0	1138,7	Coniacien	126	88	35	0	305	2	0.6	135	130	2
N2	842,6	1073,0	Bathonien moyen		Failles compatibles				132	132	1		
N8	848,5	1079,3	Bathonien inférieur		Mésodéformation compatible				123	123	1		
PLA2	730,0	1091,7	Crétacé supérieur		Failles compatibles				135	135	1		

Extension NW-SE, Pyrénéo-Provençal

SITE	X	Y	âge	σ 1	σ 2	σ 3	Rapport R	Styl.	Ft.	Comp.	niv. (1/2)		
AB7	820,9	1077,8	Oxfordien supérieur		Failles compatibles				177	86	1		
ASA2	743,8	1090,8	Turonien	59	2	154	70	329	20	0.8		59	1
C6	842,5	1113,0	Oxfordien supérieur		Failles compatibles					62	1		
DLC3	788,8	1067,5	Kimméridgien supérieur	248	4	115	84	338	4	0.9	154	66	1
DLC6	796,0	1066,8	Oxfordien supérieur	61	6	211	83	331	4	0.7		61	1
DLC7	796,7	1067,2	Oxfordien supérieur		Faille compatible				61		61	1	
DS11	803,2	1072,1	Kimméridgien inférieur	226	6	80	83	316	4	0.6	139	49	1
DS18	805,0	1065,3	Oxfordien supérieur		Pas de faille compatible				90		90	1	
N7	849,4	1080,5	Bathonien		Pas de faille compatible				83		83	1	
N9	840,0	1084,2	Oxfordien moyen		Pas de faille compatible				76		76	1	
P9	815,9	1088,0	Tithonien		Pas de faille compatible				73	164	73	1	
PPA T	822,7	1091,7	Tithonien		Failles compatibles				73	170	73	1	
SB3	827,0	1082,6	Oxfordien supérieur		Pas de faille compatible				66	155	66	1	
SDH1	782,3	1066,0	Kimméridgien supérieur		Failles compatibles				63	153	63	1	

Décrochement ENE-WSW, Pyrénéo-Provençal tardif.

SITE	X	Y	âge	σ 1	σ 2	σ 3	Rapport R	Ft.	Ext.	niv. (1/2)			
AB13	815,6	1071,0	Oxfordien supérieur	213	79	326	5	5	10	0.9	47	52	2
AB6	820,1	1078,1	Kimméridgien inférieur		Pas de faille compatible				60	60	1		
C10	848,5	1111,0	Oxfordien moyen	346	83	157	7	247	1	0.4		67	1
C8	850,0	1114,0	Oxfordien moyen	344	77	130	11	221	7	0.8	56	48	2
CEC1	755,5	1135,9	Coniacien	295	82	147	7	56	4	0.4	50	53	2
DS2	809,6	1070,8	Oxfordien moyen	192	84	307	3	37	6	0.8	27	29	2
J1	806,0	1103,9	Tithonien	4	86	164	4	254	1	0.6		74	1
MA 1	761,4	1132,0	Coniacien	232	77	339	4	70	12	0.3	62	65	2
MA 2	764,0	1138,7	Coniacien	339	83	158	7	248	0	0.7	65	66	2
N9	840,0	1084,2	Oxfordien moyen	140	31	294	56	42	12	0.2	61	50	1

Extension NE-SW, transition à l'Alpin

SITE	X	Y	âge	σ 1	σ 2	σ 3	Rapport R	Styl.	Ft.	Comp.	niv. (1/2)
AB10	817,4	1082,6	Oxfordien supérieur				Pas de faille compatible	99		99	1
AB12	817,0	1071,1	Oxfordien moyen				Pas de faille compatible	107		107	1
AB13	815,6	1071,0	Oxfordien inférieur				Pas de faille compatible	116		116	1
AB9	821,4	1065,0	Callovien	102	14	297	75 193 4 0.4		30	110	1
ALF1	843,3	1126,9	Oxfordien moyen				Pas de faille compatible	122		122	1
ASA2	743,8	1090,8	Turonien	120	3	247	85 30 4 0.5			120	1
DLC2	788,7	1067,7	Tithonien				Faille compatible		17	105	1
DLC6	796,0	1066,8	Oxfordien supérieur				Failles compatibles	118		118	1
DLC8	789,0	1066,8	Tithonien	269	16	105	73 0 4 0.4		11	92	1
DS11	803,2	1072,1	Kimméridgien inférieur	282	3	13	4 156 84 0.9	125		118	2
DS13	806,5	1068,8	Oxfordien supérieur				Pas de faille compatible	90		90	1
DS14	806,2	1072,6	Oxfordien supérieur				Pas de faille compatible	106		106	1
DS18	805,0	1065,3	Oxfordien supérieur				Pas de faille compatible	90		90	1
DS6	812,1	1073,5	Oxfordien moyen				Failles compatibles	95		95	1
DSM1	828,7	1153,1	Oxfordien moyen				Failles compatibles		175	89	1
DS9	808,6	1075,4	Oxfordien supérieur	107	0	200	85 17 5 0.7	103		107	2
GLC7	834,2	1095,4	Kimméridgien inférieur				Failles compatibles	120	55	120	1
J6	801,9	1097,5	Tithonien				Pas de faille compatible	123		123	1
MA 1	761,4	1132,0	Coniacien				Failles compatibles			100	1
MSS1	719,0	1086,0	Crétacé supérieur	116	3	341	86 206 3 0.4			116	1
N15	844,2	1068,0	Bajocien				Pas de faille compatible	92		92	1
N7	849,4	1080,5	Bathonien	305	3	191	82 35 7 0.5	120	40	123	1
N9	840,0	1084,2	Oxfordien				Pas de faille compatible	102	20	106	1
P5	815,5	1088,2	Tithonien				Pas de faille compatible	118		118	1
PPA OX	823,1	1091,6	Oxfordien supérieur				Pas de faille compatible	105		105	1
PPA T	822,7	1091,7	Tithonien				Failles compatibles	99		99	1
SB3	827,0	1082,6	Oxfordien supérieur				Pas de faille compatible	121	34	122	1
SB4	827,5	1073,2	Oxfordien inférieur				Pas de faille compatible	110		110	1
SDH1	782,3	1066,0	Kimméridgien supérieur				Pas de faille compatible	115		115	1
SDH3	784,1	1070,6	Tithonien				Pas de faille compatible	109		109	1
SDH4	784,5	1076,6	Tithonien				Pas de faille compatible	102		102	1
SDH5	781,1	1065,3	Tithonien				Pas de faille compatible	94		94	1

Décrochement WNW-ESE, Alpin précoce.

SITE	X	Y	âge	σ 1	σ 2	σ 3	Rapport R	Styl.	Ft.	Comp.	niv. (1/2)	
AB10	817,4	1082,6	Oxfordien supérieur	129	8 319	81 219	1	0.7	129	49	130	2
AB13	815,6	1071,0	Oxfordien inférieur	Pas de faille compatible					145		145	1
AB14	821,2	1079,2	Tithonien	Failles compatibles					143	51	142	1
AB2	820,0	1083,0	Kimméridgien inférieur	126	3 345	87 216	2	0.6	135		130	2
AB4	816,9	1082,7	Kimméridgien inférieur	Pas de faille compatible					143	58	145	1
AB8	824,5	1075,7	Oxfordien supérieur	142	13 312	76 51	2	0.2	145	48	143	2
B1	845,8	1064,1	Bajocien	135	8 309	82 45	1	0.7	149	34	142	2
BLD7	808,7	1114,6	Tithonien	Pas de faille compatible					130		130	1
C1	841,0	1113,5	Oxfordien supérieur	Pas de faille compatible					139		139	1
C10	848,5	1111,0	Oxfordien moyen	130	3 350	85 220	3	0.7			130	1
C2	843,0	1124,0	Oxfordien moyen	Pas de faille compatible					129	45	132	1
C7	845,1	1106,5	Oxfordien supérieur	Pas de faille compatible					146	58	146	1
CEC1	755,5	1135,9	Crétacé supérieur	Failles compatibles							133	1
DLC2	788,7	1067,7	Tithonien	335	1 135	89 245	0	0.7		43	146	1
DLC3	788,8	1067,5	Kimméridgien supérieur	Failles compatibles					131		131	1
DLC7	796,7	1067,2	Oxfordien supérieur	322	1 223	86 52	3	0.6		47	140	1
DLC8	789,0	1066,8	Tithonien	Failles compatibles					147	59	148	1
DLP1	849,3	1099,2	Oxfordien moyen	330	4 87	82 239	7	0.9	149	58	149	2
DS11	803,2	1072,1	Kimméridgien inférieur	Failles compatibles					137		137	1
DS12	804,8	1068,3	Oxfordien supérieur	136	5 269	83 46	5	0.7	130	20	133	2
DS13	806,5	1068,8	Oxfordien supérieur	130	4 276	85 40	3	0.4	128	45	132	2
DS15	807,2	1074,6	Oxfordien supérieur	317	6 62	70 225	20	0.8	135	40	135	2
DS18	805,0	1065,3	Oxfordien supérieur	Pas de faille compatible					142	55	142	1
DS2	809,6	1070,8	Oxfordien supérieur	304	6 35	10 183	78	0.9	133	30	127	2
DS9	808,6	1075,4	Oxfordien supérieur	Failles compatibles					140	50	140	2
DSM1	828,7	1153,1	Oxfordien moyen	Failles compatibles					137	40	140	2
DSM2	824,8	1161,1	Oxfordien moyen	Failles compatibles					140		140	1
DUSM1	822,0	1160,0	Oxfordien moyen	144	5 314	85 54	1	0.7	150	49	147	2
GLC9	833,6	1093,0	Oxfordien supérieur	Failles compatibles					115	55	125	1
J6	801,9	1097,5	Tithonien	Pas de faille compatible					142		142	1
MA 1	761,4	1132,0	Coniacien	Failles compatibles					145		145	1
MSS2	718,9	1095,4	Crétacé supérieur	320	2 77	86 230	4	0.6			140	1
N1	841,8	1073,1	Bathonien	141	1 340	89 231	0	0.4	137		139	2
N18	850,5	1083,5	Bathonien	143	3 304	87 53	1	0.5	141	47	142	2
N2	842,6	1073,0	Bathonien	Pas de faille compatible					127		127	1
N4	845,9	1076,9	Bathonien	Failles compatibles					132		132	1
N5	840,4	1076,6	Oxfordien inférieur	Failles compatibles					126		126	1
N9	840,0	1084,2	Oxfordien moyen	Failles compatibles					130	45	130	1
P5	815,5	1088,2	Tithonien	329	1 174	89 59	0	0.3	142	47	145	2
P6	822,7	1091,7	Tithonien	302	0 33	83 212	7	0.6	140	56	125	2
P9	815,9	1088,0	Tithonien	Pas de faille compatible					142	59	145	1
PI2	747,5	1079,7	Crétacé supérieur	125	3 264	86 34	2	0.5			125	1
PPA K	823,1	1091,6	Kimméridgien	Failles compatibles					140		140	1
PSA1	817,8	1132,9	Tithonien	142	3 238	69 51	21	0.9	130		136	2
SB3	827,0	1082,6	Oxfordien supérieur	Pas de faille compatible					147	50	144	1
SB5	835,8	1070,3	Bathonien	Pas de faille compatible					136		136	1
SDH3	784,1	1070,6	Tithonien	Failles compatibles					140	48	140	1
SDH4	784,5	1076,6	Tithonien	Pas de faille compatible					140		140	1
SDH6	776,8	1068,1	Tithonien	307	1 214	72 38	18	0.7			127	1
SM4	825,7	1126,2	Oxfordien supérieur	Failles compatibles					141		141	1
SM7	833,4	1140,2	Oxfordien supérieur	Pas de faille compatible					142	58	142	1
T2	825,4	1122,7	Kimméridgien inférieur	Failles compatibles					132		132	1
T3	828,3	1116,0	Tithonien	Pas de faille compatible					124		124	1
W1	796,6	1092,2	Tithonien	326	6 95	80 235	8	0.8	136		136	2

Décrochement NW-SE, Alpin .

SITE	X	Y	âge	σ 1	σ 2	σ 3	Rapport R	Styl.	Ft.	Comp.	niv. (1/2)				
AB10	817,4	1082,6	Oxfordien supérieur	336	3	67	2	193	86	0.6		157	1		
AB12	817,0	1071,1	Oxfordien moyen								Pas de faille compatible	152	57	148	1
AB13	815,6	1071,0	Oxfordien inférieur								Pas de faille compatible	145		145	1
ALF1	843,3	1126,9	Oxfordien moyen	338	1	236	84	69	6	0.9		159	71	158	2
B1	845,8	1064,1	Bajocien	351	3	96	77	260	13	0.8		170	91	171	2
BLD1	806,4	1106,8	Tithonien	165	2	277	84	75	5	0.9				165	1
C10	848,5	1111,0	Oxfordien moyen	338	4	206	84	68	4	0.5				158	1
C2	843,0	1124,0	Oxfordien moyen	164	7	356	83	254	1	0.6		156	69	160	2
C9	846,0	1119,0	Oxfordien moyen	150	3	264	83	60	6	0.8		147		149	2
DLC2	788,7	1067,7	Tithonien								Faille compatible	173		173	1
DLC8	789,0	1066,8	Tithonien	341	0	72	80	251	10	0.3			60	160	1
DLP7	845,0	1099,6	Oxfordien moyen	339	9	184	80	70	4	0.8		170		165	2
DS10	801,3	1073,4	Tithonien								Pas de faille compatible	166		166	1
DS6	812,1	1073,5	Oxfordien moyen								Failles compatibles	152	54	152	1
DSM1	828,7	1153,1	Oxfordien moyen	338	6	169	84	68	1	0.7			72	158	1
GLC7	834,2	1095,4	Kimméridgien inférieur	145	4	298	85	54	2	0.5		152	65	151	2
J1	806,0	1103,9	Tithonien	167	3	264	70	76	20	0.8		170		167	2
J10	807,1	1100,4	Tithonien								Failles compatibles	148		153	1
J11	806,9	1099,3	Tithonien	349	10	142	79	258	5	0.7				169	1
J7	802,7	1094,9	Tithonien								Failles compatibles	164		157	1
LEB5	817,6	1112,1	Tithonien								Failles compatibles	159		155	1
LEB6	822,6	1115,3	Tithonien								Failles compatibles	160		160	1
MA 1	761,4	1132,0	Coniacien	171	6	272	63	78	26	0.8			62	170	1
N10	847,5	1076,0	Bathonien	150	8	358	81	241	4	0.3		143		150	1
N12	850,2	1074,1	Bajocien	150	5	288	83	59	5	0.7		136		150	1
N6	848,5	1082,0	Callovien	334	9	213	74	66	13	0.8		155	61	152	1
N7	849,4	1080,5	Bathonien	153	8	63	5	299	80	0.7				153	1
N8	848,5	1079,3	Bathonien								Faille compatible	146		154	1
P3	814,0	1086,1	Tithonien	151	0	54	87	241	3	0.5		153		152	2
P5	815,5	1088,2	Tithonien								Pas de faille compatible	162		162	1
PLA2	730,0	1091,7	Crétacé supérieur								Pas de faille compatible	147		147	1
PPA OX	823,1	1091,6	Oxfordien supérieur	327	0	58	79	237	11	0.8		150	51	148	2
PPA T	822,7	1091,7	Tithonien								Pas de faille compatible	170	84	170	1
PSA2	822,7	1131,8	Oxfordien supérieur								Pas de faille compatible	147		147	1
SB1	830,3	1078,2	Oxfordien supérieur								Pas de faille compatible	145		145	1
SDH2	785,2	1068,0	Tithonien								Pas de faille compatible	160		160	1
SM7	833,4	1140,2	Oxfordien supérieur	160	2	46	86	250	4	0.5			69	160	1
T5	827,6	1104,7	Tithonien								Pas de faille compatible	149		149	1
T6	838,6	1109,4	Oxfordien supérieur								Pas de faille compatible	173		173	1
W4	794,6	1090,4	Tithonien	153	0	245	83	63	7	0.7				153	1

Décrochement NNW-SSE, Alpin récent.

DÉCOUPAGES STRATIGRAPHIQUES DES FORAGES

Tableaux des découpages par faciès et localisation des repères stratigraphiques.

Code	Lithologie/faciès
1	Argiles
2	Argiles sableuses
3	Marnes
4	Caclaires mudstones
5	Calcaires wackestones
6	Calcaires grainstones/packstones
7	Calcaires boundstones/rudstones
8	Dolomies

Code	Age	Niveaux repères
X	Kimméridgien inférieur	Calcaires rocailleux
IX	Oxfordien supérieur	Oolithe de Lamothe
VIII	Oxfordien supérieur	Marnes à huîtres
VII	Oxfordien moyen	Complexe récifal inférieur
VI	Oxfordien inférieur	Terrain à chailles
V	Bathonien supérieur	Dalle Nacrée
IV	Bajocien supérieur	Base Argiles à O. A.
III	Bajocien inférieur	Base Dogger calcaire
II	Toarcien supérieur	Grès supraliasiques
I	Toarcien inférieur	Schistes carton

ANCERVILLE 1 X=800,26 Y=1108,15 Z=242,8

Code Litho	Top (m)	Base (m)	Epaisseur (m)	Limites
1	1057	1063	6	I
3	963	1057	94	
2	950	963	13	
6	939	950	11	III
5	911	939	28	
5	894	911	17	
2	861	894	33	IV
6	813	861	48	
6	740	813	73	
6	700	740	40	
6	697	700	3	
2	655	697	42	V
6	650	655	5	
2	593	650	57	
3	588	593	5	VI
2	558	588	30	
4	537	558	21	VII
3	450	537	87	
4	426	450	24	
6	393	426	33	
5	386	393	7	
5	367	386	19	VIII
6	315	367	52	
6	294	315	21	IX
5	285	294	9	
4	274	285	11	
4	271	274	3	X

ARRENTIERES 1 X=777,02 Y=1067,01 Z=317

Code Litho	Top (m)	Base(m)	Epaisseur (m)	Limites
1	826	832	6	I
2	739	826	87	
5	732	739	7	III
6	721	732	11	
5	711	721	10	
3	682	711	29	IV
6	550	682	132	
6	527,5	550	22,5	
6	520	527,5	7,5	
3	519	520	1	V
6	515	519	4	
2	487	515	28	
4	485	487	2	VI
3	480	485	5	
3	438,5	480	41,5	VII
3	418	438,5	20,5	
3	329	418	89	VIII
5	272	329	57	
5	212	272	60	IX
5	206	212	6	X

BIENVILLE X=802 Y=1100 Z=217

Code Litho	Top (m)	Base (m)	Epaisseur (m)	Limites
1	1022	1030	8	I
3	925	1022	97	
4	890	925	35	III
3	888	890	2	
3	880	888	8	
1	862	880	18	
1	840	862	22	IV
4	690	840	150	
6	680	690	10	
2	678	680	2	V
6	676	678	2	
3	575	676	101	
6	565	575	10	VI
5	545	565	20	
5	520	545	25	VII
3	440	520	80	
5	370	440	70	
5	280	370	90	VIII
5	240	280	40	IX
5	235	240	5	X

CHONVILLE 1 X=835,015 Y=1218,050 Z=266,30

Code Litho	Top (m)	Base (m)	Epaisseur (m)	Limites
1	600	619	19	I
2	545	600	55	
6	538	545	7	II
1	522	538	16	
2	517	522	5	
4	504	517	13	III
6	478	504	26	
6	472	478	6	
5	462	472	10	
5	425	462	37	IV
5	390	425	35	
6	388	390	2	
6	387	388	1	
5	369	387	18	
3	358	369	11	
5	332	358	26	
6	328	332	4	
3	325	328	3	V
3	316	325	9	
6	313	316	3	
2	250	313	63	
2	184	250	66	
2	158	184	26	
5	148	158	10	VI
5	131	148	17	VII
5	126	131	5	
4	83	126	43	
4	0	83	83	

CHEVILLON 1 X=806,72 Y=1096,71 Z=273,81

Code Litho	Top (m)	Base (m)	Epaisseur (m)	Limites
1	1086	1096	10	I
2	1020	1086	66	
2	992	1020	28	II
6	979	992	13	III
4	960	979	19	
4	941	960	19	
4	918	941	23	
3	906	918	12	
5	882	906	24	IV
5	855	882	27	
5	775	855	80	
5	725	775	50	
6	710	725	15	
3	709	711	2	V
6	707	709	2	
2	678	707	29	
3	665	678	13	
2	610	665	55	
2	580	610	30	VI
4	530	580	50	VII

DER 102 X=786,440 Y=1096,180 Z=155

Code Litho	Top (m)	Base (m)	Epaisseur (m)	Limites
1	1145	1155	10	I
2	1028	1145	117	
6	1015	1028	13	III
7	989	1015	26	
5	972	989	17	
3	935	972	37	IV
6	915	935	20	
4	781	915	134	
6	764	781	17	
6	761	764	3	
2	726	761	35	V
6	723	726	3	
2	683	723	40	
6	678	683	5	VI
2	650	678	28	
3	576	650	74	VII
3	551	576	25	
2	526	551	25	VIII
4	510	526	16	
6	432	510	78	
5	402	432	30	
5	373	402	29	IX
5	359	373	14	X

GERMISAY 1 X=822,938 Y=1082,165 Z=389,22

Code Litho	Top (m)	Base (m)	Epaisseur (m)	Limites
1	746	757	11	I
2	683	746	63	
2	667	683	16	II
4	655	667	12	III
7	625	655	30	
6	621	625	4	
7	614	621	7	
3	591	614	23	IV
6	566	591	25	
6	564	566	2	
3	558	564	6	
6	532	558	26	
6	523	532	9	
1	522	523	1	
6	519	522	3	
3	512	519	7	
6	484	512	28	
5	449	484	35	
6	441	449	8	
2	423	441	18	V
6	420	423	3	
2	356	420	64	
3	346	356	10	
3	299	346	47	VI
6	295	299	4	
6	122	295	173	VII
5	75	122	47	VIII
5	38	75	37	IX
4	26	38	12	X

JUVANZE 101 X=766,34 Y=1071,65 Z=139,11

Code Litho	Top (m)	Base (m)	Epaisseur (m)	Limites
1	906	911	5	I
1	811	906	95	
4	790	811	21	III
4	788	790	2	
4	786	788	2	
6	784,5	786	1,5	
3	755	784,5	29,5	IV
4	710	755	45	
5	667	710	43	
5	621	667	46	
6	601	621	20	
3	598	601	3	V
3	596	598	2	
2	572,5	596	23,5	
6	570	572,5	2,5	VI
3	566	570	4	
3	526	566	40	VII
4	507	526	19	
4	352	507	155	VIII
4	280	352	72	IX
4	278	280	2	X

HTM 102 X= 823,07 Y= 1086,57 Z= 365,998

Code Litho	Top (m)	Base (m)	Epaisseur (m)	Limites
1	791	808	17	I
2	777	791	14	
2	732	777	45	
2	726	732	6	II
2	706	726	20	
5	672	706	34	III
7	655	672	17	
2	627	655	28	IV
8	553	627	74	
6	482	553	71	
6	472	482	10	
2	440	472	32	V
3	401	440	39	
3	385	401	16	
2	364	385	21	
2	342	364	22	
3	333	342	9	VI
5	235	333	98	VII
5	203	235	32	
6	173	203	30	
6	147	173	26	VIII
5	116	147	31	
6	110	116	6	
5	74	110	36	IX
4	52	74	22	
3	27	52	25	
3	0	27	27	X

LEROUVILLE 1 X=833,305 Y=1124,057 Z=243,28

Code Litho	Top (m)	Base (m)	Epaisseur (m)	Limites
1	540	560	20	I
2	468	540	72	
1	442	468	26	II
3	427	442	15	III
7	402	427	25	
7	387	402	15	
6	312	387	75	
3	307	312	5	
5	252	307	55	
4	237	252	15	
3	200	237	37	V
6	198	200	2	
3	71	198	127	
5	53	71	18	
5	38	53	15	VI
6	0	38	38	VII

JOINVILLE 101 X=806,29 Y=1086,225 Z=311,05

Code Litho	Top (m)	Base (m)	Epaisseur (m)	Limites
1	960	970	10	I
2	865	960	95	
6	860	865	5	III
7	842	860	18	
6	830	842	12	
3	811	830	19	IV
3	796	811	15	
3	788	796	8	
3	779	788	9	
6	772	779	7	
8	770	772	2	
6	724	770	46	
6	715	724	9	
6	706	715	9	
6	629	706	77	
5	626	629	3	
2	623	626	3	V
2	596	623	27	
2	590	596	6	VI
2	565	590	25	
2	520	565	45	VII
3	492	520	28	
3	421	492	71	
5	383	421	38	
3	376	383	7	VIII
5	296	376	80	
4	280	296	16	
5	260	280	20	IX
5	245	260	15	
4	230	245	15	
6	226	230	4	
5	215	226	11	X

MONTPLONNE 1 X=806,412 Y=1117,207 Z=275

Code Litho	Top (m)	Base (m)	Epaisseur (m)	Limites
1	1013	1026	13	J
2	935	1013	78	
2	908	935	27	II
3	891	908	17	III
4	864	891	27	
3	843	864	21	
3	813	843	30	IV
6	668	813	145	
6	660	668	8	
2	615	660	45	V
6	610	615	5	
2	547	610	63	
4	530	547	17	
6	525	530	5	VI
2	506	530	24	
7	452	506	54	VII
2	449	452	3	
3	310	355	45	VIII
6	250	310	60	IX
4	245	250	5	X

LES QUATRE BRAS 1

X=789,955 Y=1116,265 Z=196,6

Code Litho	Top (m)	Base (m)	Epaisseur (m)	Limites
1	1059	1067	8	I
2	982	1059	77	
3	950	982	32	II
6	933	950	17	III
5	912	933	21	
3	893	912	19	
2	862	893	31	IV
6	790	862	72	
6	709	790	81	
6	700	709	9	
2	656	700	44	V
6	650	656	6	
3	590	700	110	
6	588	590	2	VI
2	552	588	36	
5	534	552	18	VII
2	512	534	22	
2	442	512	70	
6	403	442	39	
6	371	403	32	
6	365	371	6	
6	350	365	15	VIII
6	310	350	40	
6	299	310	11	IX
4	270	299	29	
3	259	270	11	X

SAINT MIHIEL 1

X=339,38 Y=232,48 Z=223,5

Code Litho	Top (m)	Base (m)	Epaisseur (m)	Limites
1	497	512	15	I
2	432	497	65	
6	414	432	18	II
2	394	414	20	
2	385	394	9	
4	371	385	14	III
4	358	371	13	
6	356	358	2	
4	338	356	18	
4	268	338	70	IV
4	263	268	5	
3	216	263	47	
5	213	216	3	
2	204	213	9	V
2	23	204	181	
4	0	23	23	VI

TROIS FONTAINES 101

X=791,335 Y=1118,36 Z=163,4

Code Litho	Top (m)	Base (m)	Epaisseur (m)	Limites
1	1010	1017	7	I
3	904	1010	106	
6	888	904	16	III
5	861	888	27	
5	844	861	17	
3	801	844	43	IV
6	736	801	65	
6	690	736	46	
4	688	690	2	
6	687	688	1	
6	661	687	26	
6	655	661	6	
3	607	655	48	V
6	603	607	4	
3	536	603	67	
6	533	536	3	VI
3	500	533	33	
3	473	500	27	VII
2	451	473	22	
3	396	451	55	
4	390	396	6	
6	315	390	75	
5	300	315	15	VIII
5	295	300	5	
5	264	295	31	
5	240	264	24	IX
5	225	240	15	
5	212	225	13	X

TROIS FONTAINES 102

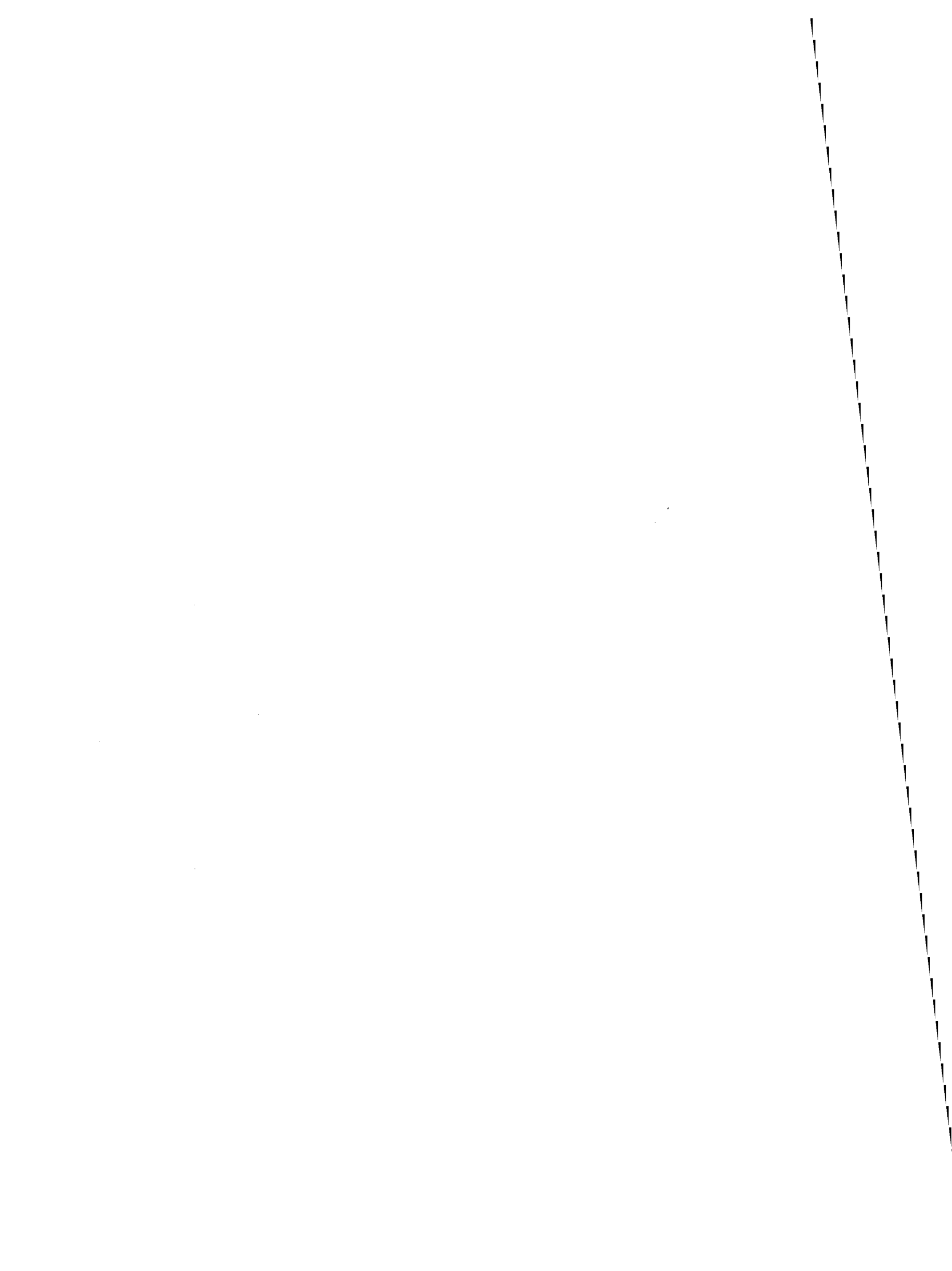
X=794,371 Y=1113,753 Z=192

Code Litho	Top (m)	Base (m)	Epaisseur (m)	Limites
1	1001	1008	7	I
1	893	1001	108	
6	881	893	12	III
7	858	881	23	
3	847	858	11	
3	825	847	22	IV
6	811	825	14	
3	803	811	8	
6	768	803	35	
4	729	768	39	
4	687	729	42	
6	667	687	20	
6	657	667	10	
3	612	657	45	V
6	607	612	5	
2	540	607	67	
6	535	540	5	VI
1	504	535	31	
4	482	504	22	VII
2	401	482	81	
6	367	401	34	
6	342	367	25	
4	312	342	30	
5	284	312	28	VIII
5	257	284	27	IX
5	235	257	22	
5	224	235	11	
4	214	224	10	
4	210	214	4	X

ANALYSES ISOTOPIQUES SUR LES CALCITES DE GÉODES ET FRACTURES

Données des forages et du puits principal d'accès (P6) du site de Meuse/Haute-Marne.

Site	Réf.	X	Y	Strati	Objets	$\delta^{18}\text{O}$ (SMOW)	$\delta^{13}\text{C}$ (PDB)
EST 103	133C	823,031	1091,385	Kimméridgien inférieur	Encaissant	26,75	2,30
"	133G1	"	"	"	Géode	22,26	1,98
"	133G2	"	"	"	"	21,46	2,03
"	3200	"	"	Oxfordien moyen	Encaissant	26,32	2,24
"	3196	"	"	"	"	28,04	2,47
"	3200	"	"	"	Géode	27,68	2,32
"	3196	"	"	"	"	22,26	2,57
"	3198	"	"	"	"	21,91	2,64
HTM 102	331	824,178	1089,019	Oxfordien supérieur	Encaissant	25,58	2,71
"	2158	"	"	"	"	26,22	2,82
"	2509	"	"	"	"	25,95	3,02
"	2522	"	"	"	"	26,32	3,02
"	2523	"	"	"	"	26,59	3,05
"	274	"	"	"	"	28,34	3,07
"	2502	"	"	"	"	27,71	3,10
"	225	"	"	"	"	27,76	3,39
"	2518	"	"	"	Fente de tension	20,55	2,59
"	2523	"	"	"	"	21,10	2,98
"	2536	"	"	"	"	20,22	3,18
"	2158	"	"	"	Géode	20,55	2,61
"	2533	"	"	"	"	20,44	2,86
"	2513	"	"	"	"	20,42	2,91
"	2159	"	"	"	"	20,64	2,99
"	2509	"	"	"	"	21,82	3,01
"	331	"	"	"	"	21,80	3,09
"	2182	"	"	Oxfordien moyen	Encaissant	28,16	2,04
"	2171	"	"	"	"	26,91	2,10
"	2180	"	"	"	"	28,16	2,46
"	2540	"	"	"	"	25,63	2,66
"	2166	"	"	"	"	24,88	2,77
"	2160	"	"	"	"	24,48	2,85
"	2164	"	"	"	"	25,46	3,13
"	HTM102-2518 (101 m)	"	"	"	Fente de tension	20,55	2,59
"	2540	"	"	"	"	21,66	2,95
"	HTM102-2540 (218 m)	"	"	"	"	21,66	2,95
"	HTM102-2523 (111 m)	"	"	"	"	21,10	2,98
"	HTM102-2536 (196 m)	"	"	"	"	20,22	3,18
"	2171	"	"	"	Géode	22,08	2,32
"	2546	"	"	"	"	20,93	2,39
"	2169	"	"	"	"	20,64	2,51
"	607	"	"	"	"	20,98	2,51
"	2547	"	"	"	"	21,52	2,53
"	2176	"	"	"	"	21,19	2,56
"	2178	"	"	"	"	21,43	2,56
"	2173	"	"	"	"	21,87	2,61
"	2182	"	"	"	"	20,79	2,62
"	2166	"	"	"	"	21,76	2,73
"	2180	"	"	"	"	20,70	2,76
"	2160	"	"	"	"	21,92	2,91
"	2164	"	"	"	"	21,45	2,96
"	2156	"	"	Callovo-Oxfordien	Encaissant	28,26	0,56
"	1185	"	"	"	"	27,33	1,17
"	1227	"	"	"	"	26,97	1,29
"	1075	"	"	"	"	28,11	1,73
"	1001	"	"	"	"	27,13	1,89
"	1055	"	"	"	"	26,96	2,02
"	946	"	"	"	"	28,17	2,04
"	801	"	"	"	"	26,86	2,14
"	854	"	"	"	"	26,75	2,24
"	2186	"	"	Bathonien	"	26,24	1,17
"	2565	"	"	"	"	26,68	2,02
"	2186	"	"	"	Fente de tension	20,05	1,50
"	HTM102-2186 (485 m)	"	"	"	"	20,05	1,54
"	2563	"	"	"	"	20,42	1,56
"	HTM102-2563 (484 m)	"	"	"	"	20,42	1,56
"	2184	"	"	"	"	25,60	1,76
"	2188	"	"	"	"	25,34	1,80
"	2193	"	"	"	Géode	25,30	1,62
P6	PA1074 F1	823,5	1091,9	Oxfordien supérieur	Filon sédimentaire	23,11	2,91
"	PA1078 Mi	"	"	"	"	22,45	2,93
"	PA1078 Sp	"	"	"	"	21,15	2,95
"	STY 43 RM	"	"	"	Encaissant	28,22	2,81
"	PA1074 RM	"	"	"	"	25,65	2,90



Normal faulting in chalk: tectonic stresses vs. compaction-related polygonal faulting

C. HIBSCH¹, J. CARTWRIGHT², D.M. HANSEN², P. GAVIGLIO³, G. ANDRÉ¹,
M. CUSHING⁴, P. BRACQ⁵, P. JUIGNET⁶, P. BENOIT⁷ & J. ALLOUC⁸

¹UMR G2R, Université Henri-Poincaré; BP 239, 54506 Vandœuvre-lès-Nancy cedex, France
(e-mail: christian.hibsch@g2r.uhp-nancy.fr)

²Dept of Earth Sciences, Cardiff University; PO Box 914, Park Place, Cardiff CF10 3YE,
Wales UK

³EA 2642 Géosciences, Université de Franche-Comté, 16 route de Gray 25030 Besançon cedex
France

⁴IRSN / DPRE / SERGD / BERSSIN; BP 17, 92262 Fontenay-aux-roses, France

⁵Université du Littoral Côte d'Opale, L.I.S.E, 32 avenue Foch, 62 930 Wimereux., France

⁶Lab. Géologie de Normandie occidentale, Université de Caen; 14032 Caen cedex, France

⁷Lab. hydrologie; 10170 Méry-sur-Seine, France

⁸ENSG – INPL, BP 40; 54501 Vandœuvre-lès-Nancy cedex, France

Abstract: This paper documents normal fault sets observed in chalks exposed in widely separated localities in the UK and France. These faults are characterized by having a wide range of strikes at any one locality, are developed entirely within the chalk succession and do not seem to interconnect to deeper or shallower structures. These structures may result from two different mechanisms: (1) complex polyphase deformational histories involving contrasting stress states; or (2) a single deformational phase in which the faults develop to accommodate compactional strains. Evidence is presented from microstructural and petrographic data to support the latter interpretation. In particular, the association of calcite and marcasite mineralizations with fracture surfaces and fault zones and textural observations relating flint occurrence to early fault formation point towards fault propagation at a very early stage of burial and compaction of the chalky sediments. An analogy is drawn between these outcrop-scale structures and polygonal fault systems at a larger scale recognised from seismic observations of chalk sequences deposited at passive continental margins. The origin of these structures may be related to syneresis at an early stage of deformation followed by pressure solution phenomena that may reactivate this early-inherited polygonal fault pattern until the present day.

The analysed chalk deposits range from Albian to at least Campanian in age and will be indifferently referred as chalk in the text. Previous palaeostress analysis conducted in the UK defined post-Variscan rifting and inversion stages (Hibsch *et al.* 1993). The abundance and ubiquity of normal faults encountered in these Cretaceous chalks was one of the most startling aspects, given that geodynamic data suggest that rift tectonics were no longer active in these regions. In the southern North Sea basins, the onset of chalk sedimentation followed the end of the opening of the Bay of Biscay. The main rifting stages were over before Late Cretaceous times and the major synsedimentary normal faults were buried in the basins surrounding UK and NW France (Kent 1980; Ziegler 1990). Compaction-related driving factors may explain such widespread omni-directional normal faulting. This interpretation conflicts, however, with results derived from southern England and northern France (Vandycke & Bergerat

1992; Pairis *et al.* 1997) or from northern England (Peacock & Sanderson 1994; Starmer 1995) where Late Cretaceous to Cenozoic extensional tectonic stages have been defined by structural analysis of sets of normal faults measured in sediments spanning this age range.

The aim of this paper is to evaluate the structural data and to propose an alternative compaction-related polygonal faulting explanation in which the chalk is considered to have been affected by radial extension. A general overview of the problem is presented, with data and references to studies from Central and northern England and from the Paris basin. The approach adopted here was: (1) to check the consistency between the published extensional regimes and the geodynamic data; (2) in cases of possible conflict between interpretations, evaluate whether a single non-tectonic omni-directional extension could be an alternative solution; (3) acquire additional field measurements at key localities to test

alternative interpretations; (4) evaluate data suggestive of a link between radial extension and diagenesis. Fieldwork was undertaken in Normandy and in the Boulonnais to analyse possible Late Cretaceous extension. The Cenozoic opening of the Lower and Upper Rhine Grabens was considered to have been related to tectonic normal faulting in the Late Cretaceous chalk and thus explain a focus on micro-tectonic sites from the eastern Paris Basin.

Methodology for microtectonic analysis

If polygonal faulting is considered as a possible deformation in chalks, microtectonic analysis of normal faults should be considered carefully. Two end-member approaches can be applied to the treatment of normal fault populations that reflect uniaxial finite shortening in chalk. The first one is to consider that uniaxial shortening accommodates vertical heterogeneous compaction of the sediment, in which case faulting is not related to tectonics. The second one is to consider that this three dimensional strain is the result of the superimposition of distinct two dimensional deformation events each related to different tectonic events. Sorting of normal fault populations appears to be a crucial point. It can be based on relative chronologies of striations or crosscutting relationships of faults, but for most of the faults the sorting is based on apparent compatibility of fault kinematics and such compatibility depends on initial postulates about the expected tectonic regime. Published micro tectonic results from chalk outcrops in France and England were discussed to see whether such sorting did not hide a single radial extension phenomenon, especially when syndiagenetic normal faulting evidence was observed on the site.

Computation of palaeostress tensors based on fault measurements was obtained with an inverse method (Carey 1979). It allows the definition of the dip-direction of three stress axes and a ratio, (R), comparing the three vector values: $R = \sigma_2 - \sigma_1 / \sigma_3 - \sigma_1$. The mathematical solution considers normal and tangential stresses for each fault plane defining a theoretical slip-vector, (τ), parallel to the tangential stress resolved for each plane. The minimization process defines R and the three stress axes for which the sum of the angle values between τ and the measured striae (s) for each fault is minimum. Faults characterized by τ - s angles largely over 20° do not fit perfectly to the proposed mathematical solution and should be considered carefully. Consequently, compaction-related radial extension is defined with R tending towards 1 (σ_2 close to σ_3). Tectonic normal faulting should correspond to deformation rather closer to plane strain developed under triaxial stress conditions with R around 0.5.

Tectonic settings and fault analysis

England and surrounding basins

Three post-Variscan rifting stages were characterized with the analysis of about 400 natural outcrops and quarries (Hibsch *et al.* 1993). The youngest of these commenced during the Late Jurassic and ended prior to the Albian (Badley *et al.* 1989; Chapman 1989; Ziegler 1990). A NNE-SSW direction of minimum horizontal stress (σ_3) was defined and possibly coeval with WNW-ESE trending transcurrent regime (transtension) (Benard *et al.* 1985). However, this transcurrent regime seems to have been also expressed in the chalk at least during Late Cretaceous times (Glennie & Boegner 1981; Starmer 1995; Pairis *et al.* 1997) and may reveal a regional palaeostress evolution between Early and Late Cretaceous times by permutation between σ_2 and σ_1 .

Sites related to the Late Jurassic Early Cretaceous rifting event are mainly located close to regional fault systems (Fig. 1). Kimmeridgian and Early Cretaceous synsedimentary movements in the Pickering Graben, between the Market Weighton Block (MWB) and the Cleveland Basin, were over prior to the deposition of the chalk (Kirby & Swallow 1987). In the East Anglia domain, away from regional faults, numerous outcrops of Jurassic beds did not show any evidence of normal faulting (Fig. 1) while in the same area, normal faults were abundant in the Late Cretaceous chalks sites (dots on Fig. 1). Most of these normal fault planes display dip-slip movements and no relative chronologies of striations related to extensional regimes were found. The dip-directions of faults are scattered in all directions and thus it was possible to compute any given direction of σ_3 if a sorting was applied to these sets of normal faults. If such palaeostress regimes were defined with the normal faults measured in the chalk, the three palaeostress directions characterizing post-Variscan rifting events derived from localities studied in Permian to Early Cretaceous sediments could have been interpreted as a result of Late Cretaceous or younger tectonic deformation. Such a conclusion appears to be in conflict with geodynamic data. In northern England, the end of the rifting is marked by the Late Cretaceous unconformity above the MWB and adjacent Cleveland Basin (Kent 1980). The onset of chalk deposition started with the Albian Red Chalk and occurred mainly during the thermal subsidence stage without clear tectonic subsidence related to normal faulting. Late Cretaceous extensional deformations are not well documented and may be related to local transtensional regimes sometimes in association to synsedimentary folds (Mortimore & Pomerol 1991).

Normal faulting encountered in the English chalk was first considered to be due to non-tectonic radial extension (Hibsch *et al.* 1993) and all the normal faults were computed together (Fig. 2a). In comparison, the Oxfordian to Aptian extensional regime (sites from Fig. 1) is of clear tectonic origin. A clear distinction appears when more than six groups of 10°-interval of dip-directions are involved in the computing. For chalks, the R ratio evolves over 0.8 and defines radial extension (Fig. 2a) when R evolves below 0.8 for the Oxfordian to Aptian extension (Fig. 2b). The increase of dip-directions in any computation should allow the grouping to be made with faults displaying more oblique-slip movements. One consequence for the Late Jurassic to Early Cretaceous regime is the evolution of R towards 0 since it includes faults displaying transcurrent kinematics. This means an evolution towards a transtensional regime (σ_1 close to σ_2) compatible with the Cretaceous WNW-ESE transcurrent regime. On the contrary, such associated oblique-slip kinematics were lacking in the chalk and R evolved towards 1.

A very detailed study in the Flamborough Head region (Peacock & Sanderson 1994) corresponds to our sites 30 and 34 (Fig. 3, above the inverted Pickering Graben). Normal faults sets in the chalk were analysed in terms of strain. One very interesting result came from the analysis of the intersections between the normal faults. No coherent systematic chronology was found and thus, did not allow the differentiation of palaeoextensional regimes. Measuring fault displacements, they even concluded that there was a homogeneous strain in all horizontal directions. Since this pure flattening finite strain was not clearly coherent with a classical tectonic regime, the result was suggested to be due to the localization between two major inherited normal faults of the Pickering Graben. In contrast, however, our regional study suggests that this radial extension is a general phenomenon in the chalk, which does not need to be explained by the presence of any specific underlying major faults.

Considering the microtectonic response of the chalk during inversion stages gives other clues and allows precise timing of the radial extension in the tectonic evolution of UK. The omni-directional extension is also recognized by Starmer (1995) in the Flamborough Head area but considered to have occurred after a first ENE-WSW to E-W trending compression related to the Late Cretaceous Laramide stage. Such chronology suggests a quite recent radial extension, long after first diagenetic processes. On the contrary, the Late Cretaceous to Palaeocene Laramide inversion stage may be interpreted with a NW-SE direction of shortening (Hibsch *et al.* 1993) coeval with a rifting pulse around northern UK (Ziegler 1987). Magmatic dikes

related to this event are observed in northern England (England 1988) (Fig. 3) and are consistent with a NE-SW direction of σ_3 . The east to west trending compression and associated chronology defined by Starmer (1995) has not been substantiated by either this study, nor by Peacock & Sanderson (1994). An alternative solution would be to consider this east to west transcurrent regime to be of early Late Cretaceous age prior to the Laramide event (Glennie & Boegner 1981). In this case, the radial extension would have occurred earlier in the tectonic history, at least clearly before the main north to south trending compressional inversion of the Pickering Graben (Starmer 1995). This last event was strongly active during Oligocene times, as evidenced in the Sole Pit Basin (Glennie & Boegner 1981; Van Hoorn 1987). Our relative chronologies between strike-slip motions and normal faults striae confirm that both the NW-SE and N-S transcurrent phases post-date the radial extension (Hibsch *et al.* 1993). The Laramide rifting pulse revealed to the North by emplacement of dikes could not explain the widespread normal faulting affecting the chalk. The distribution of the slip motions shows a scattering in all directions and normal faults in the chalk are still abundant in the East Anglia region, very far from the closest dike in northern England. On the contrary, microtectonic sites revealing transpressional regimes are centred around major inherited structures (Cleveland Basin, MWB, Worcester Basin and Variscan fold belt front in South Wales; Fig. 3). This observation emphasizes the peculiarity of the East Anglia domain, which behaved as a stable domain corresponding to a stable block in the Variscan foreland (Chadwick *et al.* 1989) where no significant subsiding Mesozoic basin has been identified. Normal faults are ubiquitous within the chalk when they are almost absent in the underlying Jurassic sediments. Strike-slip micro-faulting evidence is lacking in East Anglia but the Pyrenean inversion stage is strongly expressed further North (Fig. 3) where chalk beds can reach dips of 70° (Kirby & Swallow 1987; Hibsch *et al.* 1993; Starmer 1995). Comparison between Figure 1 and Figure 3 shows that evidence of normal faulting related to tectonic rifting developed in sediments ranging from Permian to Late Jurassic is much rarer than transcurrent features related to the 'Pyrenean' event. On the contrary, in a strongly inverted area such as the Pickering Graben, the normal faults in the chalk are much more abundant than compressional features (Peacock & Sanderson 1994). This clearly demonstrates that tectonic microfaulting is strongly localized close to regional fault systems when compaction-related omni-directional normal faulting is more related to specific lithostratigraphic horizons such as the Late Cretaceous chalk.

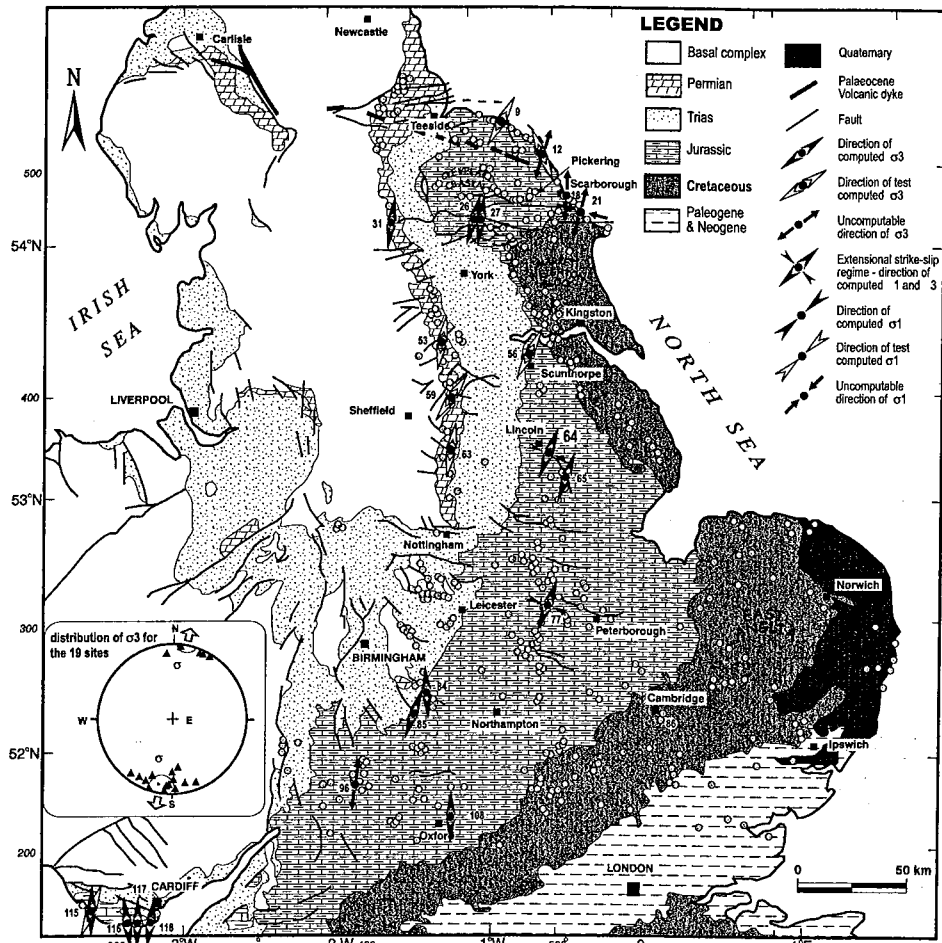


Fig. 1. Palaeostress map related to the Oxfordian to Aptian rifting stage and distribution of all our sites of microtectonic analysis (dots); i.e. the abundance of sites in the Cretaceous chalk. Larger site number refer to Fig. 2.

Paris Basin

We focused on three zones (Fig. 4) with possible extensional faulting of tectonic origin: (1) in Normandy (Étretat), where Aptian to Coniacian synsedimentary deformations may be related to Cretaceous tectonic normal faulting; (2) in the Boulonnais (Cap Blanc-Nez), where at least four extensional regimes are documented with one of them possibly related to the influence of the Lower Rhine Graben and; (3) in the Champagne region (Chepy/Orme fault zone), where hydraulic fracturing of the chalk is related to the opening of the Upper Rhine Graben during the Oligocene.

Étretat (Normandy). The chalk outcropping along the cliffs of Étretat ranges in age from Cenomanian to Coniacian (Kennedy & Juignet 1974). Flint beds

are very frequent in these exposures and outline impressive synsedimentary deformation features (underwater truncations, slumped beds, mass sliding). The regional fault system trends NW-SE from the Bray anticline to the Merlerault axis and is considered to have influenced Cretaceous sedimentation (Juignet 1971). The tectono-sedimentary activity controlling basin and swell morphologies from Aptian to Cenomanian times (Kennedy & Juignet 1974) may have affected sediment distribution until at least the Coniacian (Juignet & Breton 1992). Small buried normal faults have been described, but were related to gravitational sliding deformation (Kennedy & Juignet 1974).

Outcrops along the 'le Tilleul' beach were analysed, which lies 20 km SW of the Fécamp - Lillebonne Fault (Fig. 4) and is regarded as a border fault of a Late Cretaceous tilted block (Mortimore &

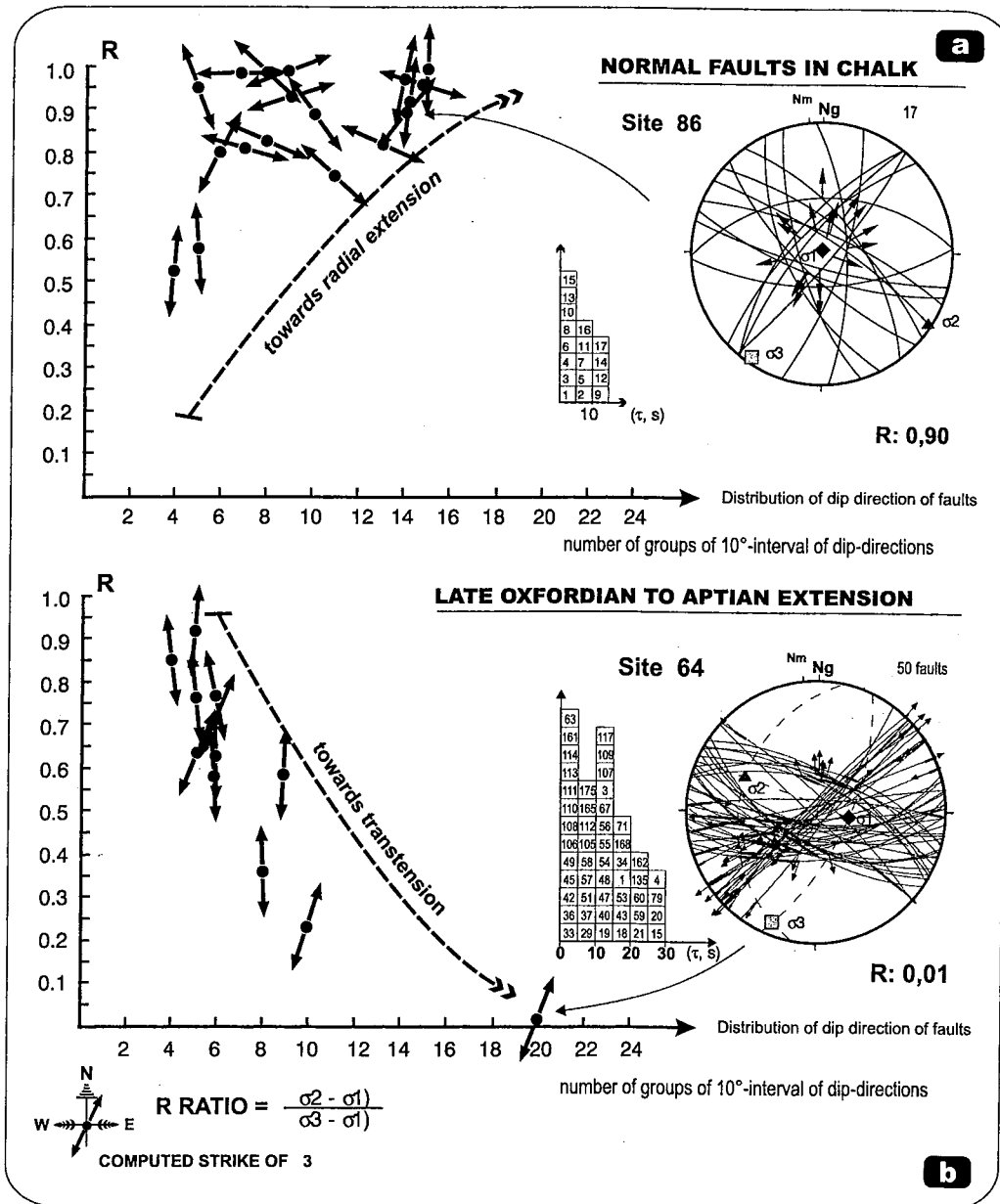


Fig. 2. Evolution of the R ratio with the increase of groups of 10° of dip directions of faults in the computing. Comparison between measurements in chalk (graph [a] and associated stereogram, site [86] on Fig. 3) and palaeostress tensors related to the Oxfordian to Aptian rifting stage (graph [b] and associated stereogram, site 64] on Fig. 1). Wulff lower hemisphere projection, Nm: magnetic north, Ng: geographical north. Arrows indicate real slip motions, $R = \sigma_2 - \sigma_1 / \sigma_3 - \sigma_1$, the histogram diagrams and the bold trace on cyclographic projections present the angle value between the measured striation (s) and the theoretical position of the slip motion (τ) according to the palaeostress tensor result. 1 box = 1 fault, numbers in the boxes refer to the microtectonic database.

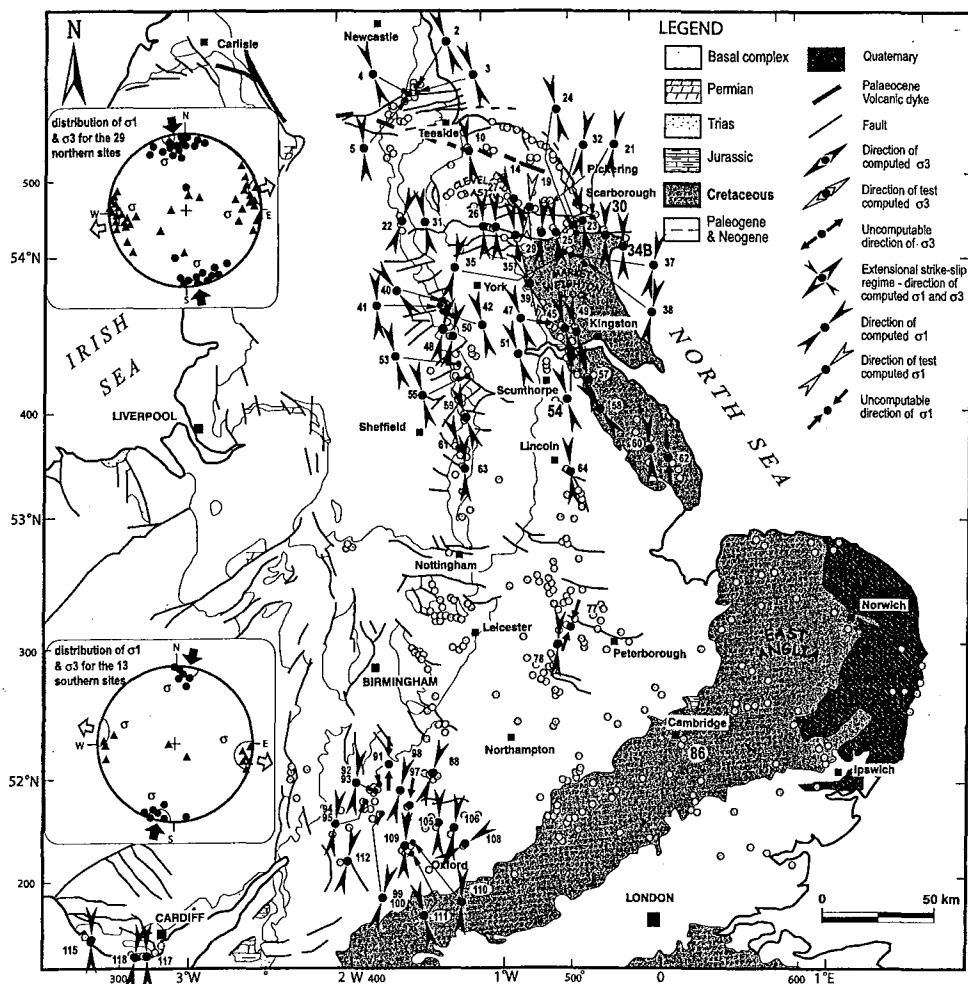


Fig. 3. Palaeostress map related to the post-Palaeocene 'Pyrenean' inversion stage; notice the abundance of sites (dots) in the Late Cretaceous chalk from East Anglia without evidence of strike-slip faulting. Larger site numbers refer to the text or to Fig. 2.

Pomerol 1991). Slickenside striae on the analysed fault surfaces display strike-slip, dip-slip movements, but also oblique-slip faulting along certain structures such as for 'la Vallée du Tilleul' Fault, which shows about 4 metres of apparent vertical throw. In the hanging-wall block, close to the fault plane, chalk and flints are brecciated and the pebbles are mixed in a chalk matrix showing creep features reminiscent of mylonite fabrics (Fig. 5a). This kind of ductile deformation is indicative of hydroplastic faulting. These faults affect the whole cliff section and thus post-date the Coniacian (Kennedy & Juignet 1974). A north to south trending strike-slip regime (Fig. 6a) and an east to west trending extension (Fig. 6b) can be defined. Both show an average R ratio. The direction of σ_3 is almost the same for

the two regimes. All these faults can be computed together to define an extensional regime (Fig. 6c) suggesting transtensional deformation. The north to south direction of σ_1 (Fig. 6b) is coherent with right-lateral inversion along NW-SE structures such as the Bray or the Fécamp-Lillebonne faults (Fig. 4) (Pomerol 1977; Mortimore & Pomerol 1991). The microtectonic analysis (Fig. 6c) may reflect Late Cretaceous faulting coherent with block tilting between the Fécamp and the Rouen-St. Valéry Fault (Mortimore & Pomerol 1991) or transtensional faulting during Cenozoic north to south trending 'Pyrenean' inversion stage. One important fact is the lack of scattered distribution of normal faults. More probably of tectonic origin, a coherent single extensional regime has been computed and gives moder-

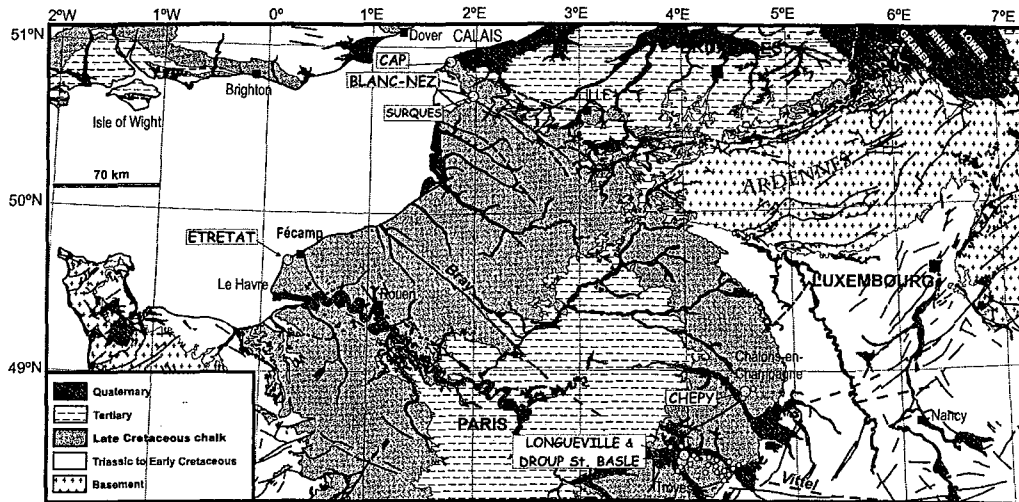


Fig. 4. Map of location of selected microtectonic sites (dots) in chalks from the Paris Basin.

ate R ratio (Fig. 6). One main difference to other chalk outcrops is the abundance of hard-grounds and flint levels, which may have strengthened the chalk during compaction processes. Similar observations were made in Flamborough Head, northern UK (Peacock & Sanderson 1994), where the number of normal faults seems to strongly decrease in conjunction with the decrease of clay content and increase of flint beds.

Cap Blanc-Nez (Boulonnais, Nord Pas-de-Calais). Four extensional regimes (N-S, NW-SE, E-W and NE-SW) were described in this area (Vandycke & Bergerat 1992). A second main point of interest is the presence of syntectonic calcite along the fault planes which might have been interpreted as a tectonic signal related to pressure-solution. To obtain their palaeostress results, the authors have done a sorting of fault populations. Faults are believed to initiate as conjugate fault sets displaying dip-slip movements. Fault planes displaying oblique-slip kinematics are interpreted as evidence of a relative chronology, since such movement is considered to have occurred after an initial dip-slip movement in the conjugate fault system (Vandycke & Bergerat 1992). Relative chronologies of striations on such fault planes seem to have confirmed this hypothesis and led the authors to the following conclusions: (1) east to west extension of Late Cenomanian age (upwards dying out of some north to south striking normal faults below Turonian chalks, but some of them also affect the Turonian); (2) occurrence of a north to south extension; (3) NW-SE extensional regime; (4) relative chronology on one fault belonging to the NW-SE regime would indicate that a NE-SW extension post-dated the other phases. This last regime is related to

the Miocene to Quaternary palaeostress field developed around the Lower Rhine Graben. Sand fillings in NW-SE striking faults and the general NW-SE strike of the major drainage pattern is believed to be influenced by the neotectonic fracturing. For the three previous regimes, no convincing correlation with Late Cretaceous to Cenozoic rifting stage is available.

New microtectonic analysis was performed taking also into account relative chronologies on fault planes. A similar sorting was applied and the same four directions of σ_3 were obtained (Fig. 6d, e, f & g). Faults related to N-S and NW-SE σ_3 did not show any relative chronology of striations between them and look like conjugate fault systems displaying dip-slip movements (Fig. 6d, e). The two other regimes, trending NE-SW and E-W, are also characterized by conjugate fault sets but seem also compatible with faults displaying oblique-slip kinematics. For the NE-SW trending extension, the faults α , β & χ (Fig. 6f) may respectively have been initiated with a N-S, NW-SE and E-W direction of σ_3 before an hypothetical reactivation during a NE-SW extension. This has not been confirmed by relative chronologies of striations. On the contrary, two such relative chronologies (Fig. 6g, faults δ , ϵ) were observed on fault planes related to the east to west trending extension suggesting its occurrence after the NE-SW regime. An oblique-slip movement on fault ϕ (Fig. 6g) would also indicate the reactivation of a structure initiated in a conjugate system related to the north to south extension.

Taking into account our chronologies and published ones (Vandycke & Bergerat 1992), we should admit the east to west trending direction of σ_3 to have occurred twice, before and after the NE-SW

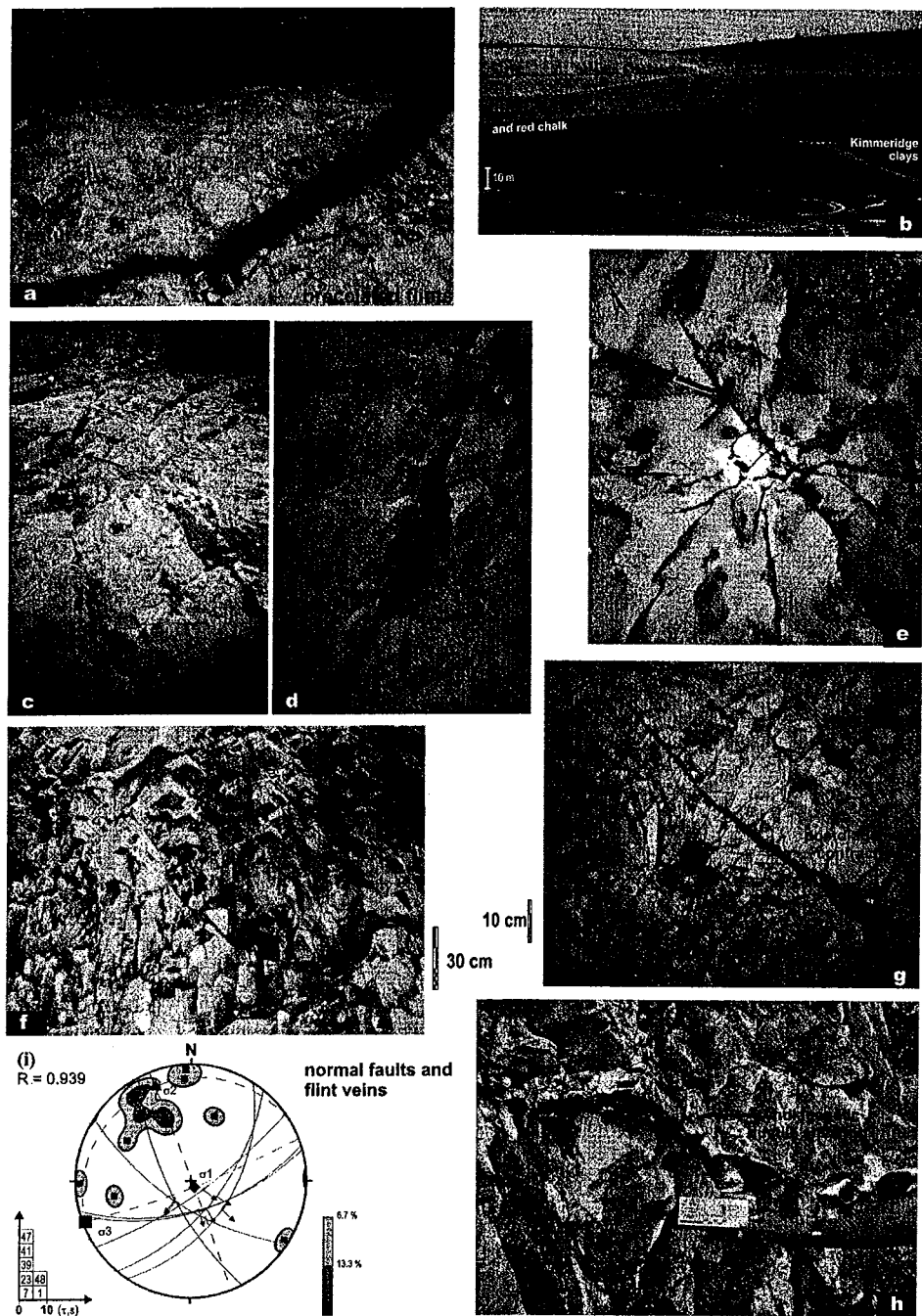


Fig. 5. Examples of deformations in chalk. (a) hydroplastic breccia along an oblique-slip normal fault (Étretat), (pencil length 13 cm); (b) unaffected contact between Kimmeridge clays and overlying Cretaceous units in the South Ferriby Quarry; (c) horizontal view of a listric fault on the Cap Blanc-Nez tidal flat (hammer length 13 cm); (d) vertical view of a listric fault on the Cap Blanc-Nez cliffs displaying orthogonal continuous fault plane with dip-slip striations; (e) radial emplacement of marcasite-filled veinlets on the tidal flat; (f) listric normal fault outlined by flint slice in the Droup St Basle Quarry; (g) detail of the flint slice with a releasing bend affected by small brittle rupture (contraction) after lithification; (h) ductile shear of a flint level due to normal faulting; (i) stereogram of poles of flint veins (slices) and radial stress tensor of associated syndiagenetic normal faults.

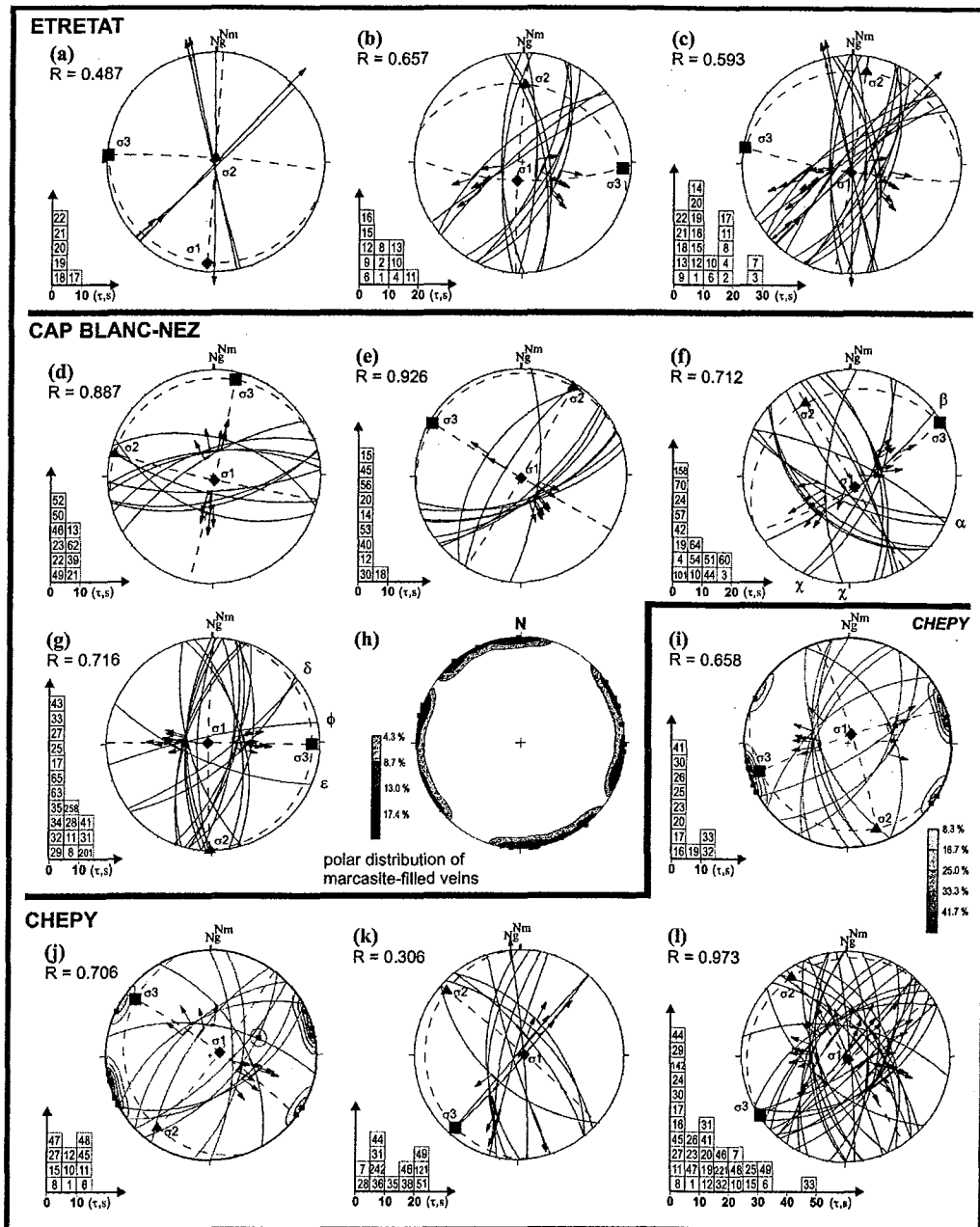


Fig. 6. Stereograms for microtectonic analysis in the Paris Basin (sites located on Fig. 4). Contoured stereograms show the distribution of poles of veins. Legend for stereograms, refer to Fig. 2. Greek letters identify faults with relative chronologies referred in the text.

direction of extension. These apparent contradictions in the chronologies, the dispersion of the σ_3 directions and the poor correlation with geodynamic data may also suggest that most of the faults result from a single radial extension. Faults may have been reactivated in various directions during the same deformation stage. The peculiar geometry of the faults and associated mineralizations are also critical in this respect and will enforce this interpretation as discussed below.

Omev and Vittel fault zones (Champagne). This zone would have been influenced by the opening of the Upper Rhine Graben since the end of Eocene times (Coulon 1992). Hydraulic fracturing is commonly associated to the normal faulting with a significant hardening of the chalk and with concentrations of iron oxides (Richard *et al.* 1997). Field mapping of such bands of hardened chalk and hydraulic breccia shows widespread major NNE–SSW and subordinate NNW–SSE trends (Allouc *et al.* 2000). Quarries around Chepy (Fig. 4) allowed the authors to define the following palaeostress succession (Coulon & Frizon de Lamotte 1988): (1) Eocene NNW–SSE to NNE–SSW ‘Pyrenean’ strike-slip tectonics prior to (2) Oligocene omni-directional extension associated with hydraulic fracturing followed by (3) ‘Alpine’ NW–SE trending strike-slip tectonics since Miocene times. Two directions of σ_3 (ENE–WSW and NW–SE) have been deduced from the distribution of poles of calcite veins. The ENE–WSW direction is described as the minor one but would post-date the first NW–SE trending direction of extension (Coulon 1992). Despite this chronology, the authors considered both directions to belong to a single Oligocene omni-directional regime trending N77°E with a high R ratio (0.95). Such interpretation appears plausible since similar hydraulic fracturing can be encountered either along NNE–SSW and NNW–SSE striking fault zones (Allouc *et al.* 2000). The radial extension was obtained by computing all normal faults together, even including faults with (τ - s) angles reaching 60° (see chapter methodology). The question now considered is whether if radial extension can be considered as a real tectonic regime or not.

Most of these quarries are now closed, sloped or used for waste disposal. Only data coming from the Chepy Quarry allowed comparison with conclusions from Coulon & Frizon de Lamotte (1988): (1) normal faults associated with hardened chalk gave a coherent palaeostress tensor with moderate R. The calculated ENE–WSW trending σ_3 is coherent with one family of calcite veins (Fig. 6i); (2) a second set of normal faults is compatible with the NW–SE direction of σ_3 deduced from the distribution of calcite veins (Fig. 6j) and with also an average R; (3) a third palaeostress tensor was obtained with remaining faults and defined a NE–SW trending

extension with low R ratio (Fig. 6k). This last regime tends towards transtension (σ_1 getting closer to σ_2) since it also involves strike-slip faults compatible with a NW–SE trending contractional stage. Relative chronologies between three of these faults and calcite veinlets either striking NNW–SSE and NE–SW (compatibles with stress tensors i or j) show the post-dating of this ‘Alpine’ transcurrent regime. Finally, computing the normal faults all together define the palaeostress tensor (l) (Fig. 6) with R close to 1 and with a NE–SW direction of σ_3 quite similar to previous results (Coulon & Frizon de Lamotte 1988). Such a radial stress tensor may also result from a grouping in the computing between a few normal faults resulting from compaction-related radial extension and others due to real tectonic stresses. The improbability of a radial extension of tectonic origin is also supported by the lack of radial distribution of poles of calcite veins. The deformation and associated hydraulic fracturing may result from real tectonic stresses with two distinct directions of σ_3 .

Evidence for polygonal faulting

The recognition of truly omni-directional faulting within the chalk is at first sight enigmatic. However, omni-directional fault systems are now widely observed in fine-grained successions from seismic observations, where they are referred to as polygonal fault systems. The common factor for these fault systems is that they are developed in ultra fine-grained sediments with high porosity and extremely low permeability. Most examples are provided by mud-dominated deposits, but recently polygonal fault systems have been documented from almost pure chalk successions in the Bay of Biscay, the NW Australian basins and the Scotian margin basins of Canada (Cartwright & Dewhurst 1998; Hansen *et al.* 2000). Vertical offsets less than approximately 5 m are still not being resolved, leaving many faults and fractures in the sub-seismic domain. This is the case for most of the normal faults observed in the chalk during our survey. Such polygonal faulting is documented at a different scale and the abundance of such fractures with all consequences in terms of reservoir permeability is highlighted.

At seismic-profile scales, one main argument for polygonal faulting is the position of the deformation in a restricted lithological unit. It consists of thousands of multi-directional, closely-spaced normal faults with throws of less than 100 m and lengths of 500–1000 m, organized into polygonal networks in plan view. Maximum fault displacement is commonly found in the middle of the tier, decreasing upward and downward towards the tier boundaries (Loneragan *et al.* 1998). At outcrop scale, a spectacular

lar example comes from the South Ferriby Quarry (Fig. 3, site 54 & Fig. 5b) where the chalk is affected by numerous normal faults (not visible at the scale of the picture) without displacing the contact between the Kimmeridge Clays and the few metres of overlying Early Cretaceous sands. The normal faults frequently die out downward within the chalk and rarely displace the sands and do not detach within the clays as might be expected. Basal termination is commonly achieved via listric-shaped geometry. This is also illustrated in the Champagne region with an example coming from the Droup St Basle Quarry (Fig. 4), where the listric fault trace is outlined by a flint slice (f on Fig. 5). Other 3D exposures of normal faults in the chalk are developed along the coast of the 'Cap Blanc-Nez' (Fig. 4) on the tidal flat or along the cliffs. The faults display hydroplastic slickensides associated with syntectonic crystallization of calcite and marcasite. On horizontal exposures, they can display strong curvatures suggesting listric faulting (Fig. 5c). On vertical exposures, one example (Fig. 5d) shows two orthogonal normal faults displaying dip-slip striations and smoothly joining together without any crosscutting. The lack of tilting suggests that these features correspond to sub-circular structures with vertical conic shapes rather than classical listric tectonic faults. The analogy with small conic structures surrounded by dip-slip hydroplastic striations and ranging in size from cm to a few decimetres of length and diameter is noticeable (Hibsch *et al.* 1993). The upward development of such larger conic features can easily account for outcrop-scale polygonal fault patterns.

Timing of radial extension during diagenetic processes

Mineralization and early diagenetic processes

One major issue to be resolved with the analysis of the fracture and normal fault sets in chalks is the timing of the deformation. Insights into the timing have come from new work on the mineralization and diagenetic processes associated with the brittle structures. This section describes this work based on several key localities.

At the 'Cap Blanc-Nez' (Fig. 4), curved faults are outlined with syntectonic calcite, marcasite filling, or both together. Marcasite is commonly associated with epigenetic alteration of fossils or bioturbation but can also fill vertical veinlets. In the blue chalk, they are clearly unoxidized away from fracture pattern and are related to an early diagenetic history (suggesting a very poor matrix permeability not allowing pervasive oxidizing meteoric water diffusion). When associated with calcite, marcasite is fre-

quently oxidized but this may be due to recent meteoric water percolation along the faults. The marcasite sometimes appears to be moulding calcite crystal heads and thus would indicate an early calcite growth phase. The radial extension suspected by the microtectonic analysis is impressively marked out by radial marcasite veinlets such as on Figure 5e. The radial distribution of marcasite veinlets in the whole site is summarized on Figure 6h. It is also noteworthy that syntectonic calcite is only present along normal fault planes and was never encountered as independent vertical tension gashes. From other studies, calcite veins in chalk are more frequently associated with clear examples of tectonic faulting such as in the Champagne region (Coulon & Frizon de Lamotte 1988; Richard *et al.* 1997) or in inverted UK basins like the Wessex Basin (Mimran 1977) or the Pickering Graben (Hibsch *et al.* 1993). Calcite veining is supposed to occur during pressure-solution stages after the main consolidation processes due to the burial of the chalk (Jones *et al.* 1984). The calcite related to the normal faults at the 'Cap Blanc-Nez' site seems to be intimately associated to the development of marcasite and thus, on the contrary, suggest an occurrence during early diagenetic processes.

Another extremely important record of the diagenetic history is the flints. The development of flints along normal fault planes has been observed in several places in England (Mortimore 1983; Hibsch *et al.* 1993), in Normandy (Kennedy & Juignet 1974) and in the Champagne region (Coulon 1992) (e.g. Droup St Basle Quarry – Fig. 4 & Fig. 5, f, g, h, i). In this quarry, flint veins (slices) follow listric normal fault planes (Fig. 5f) or vertical fractures on releasing bends related to these normal faults (Fig. 5g). On this last photograph, the flint has suffered post-lithification small brittle contractional horizontal displacement, whereas on Figure 5h, the normal faulting affecting the horizontal flint bed had a more ductile behaviour and occurred prior to the complete lithification of the flint (as shown by the stretching of the flint bed along the fault). The stereogram (i) (Fig. 5) plots the poles of the flint veins associated to a palaeostress tensor computed with the normal faults. The regime tends towards radial extension (high R value, and permutation between σ_2 and σ_3), but the stereogram shows a concentration of poles to the NW indicating a local main extensional strain towards the SE.

The timing of siliceous precipitation and lithification of the flints is controversial. Overviews of these processes in Normandy are available (Kennedy & Juignet 1974; Juignet & Breton 1997). Initial siliceous concentration was favoured by higher porosity and permeability in chalk filling of burrows. Siliceous migration occurred quite early in the diagenetic processes but the lithification of the flints must

have been achieved several metres below the water/sediment interface since no brittle fracturing of the flints was found associated with the slump and debris flow features. In chalks from Étretat, horizontal shearing and brecciation of the flints followed this first development of flint levels (Fig. 7, a & b). Similar features were described in England (Mortimore 1983). It raises the question if it may correspond to a widespread phenomenon in chalks only clearly noticeable when affecting flint beds. In Normandy, this horizontal shearing is associated with chalk dikes and sills (Fig. 7a) which may be developed vertically over several metres. This points out the important role played by fluid overpressures during this shearing. When flint breccia is lacking, the horizontal shearing can be outlined by bands of anastomosed chalk sills. Both injected chalks and shear bands are harder than normal chalk, as confirmed by a clear loss of porosity (Fig. 7c). The amount of horizontal displacement, when discernible, seems quite low, in the maximum order of the metre scale. Along the tidal flat, good examples of parallel-inclined paramoudra flints outline the phenomena. This shearing and chalk injection has been either related to near surface seismic shaking or to heterogeneities of compaction caused by the underlying carbonate bank morphology (Juignet & Breton 1997). Since this chalk was buried under several tens of metres below the water-sediment interface when chalk injection occurred (because of the delay in the lithification of the flints), the palaeoseismic interpretation appears doubtful.

A secondary flint development occurred, frequently associated with fractures such as normal faults or en echelon tension gashes. It also developed horizontally as flint slices, which locally incorporate breccia of the previous flints. The en echelon system reveals horizontal movements and may branch downward either on flint beds or on flint slices. This points out the persistence of silica-saturated fluids long after first concretions in the burrows. The siliceous precipitation and deformation occurred repetitively during the burial of the chalk. This is summarized in Figure 7d where the flint slices may suffer contractional or extensional deformation after at least a first stage of lithification, but also with a third example where a first shear-related flint slice has been disrupted and overturned in a shear band outlined by two other bracketing flint slices. Even if the dating of such phenomena depend on the uncertainties of the velocity of flint precipitation and lithification, this must have been achieved during Late Cretaceous times before emersion and introduction of meteoric water conditions into the system. Contrasting with this early syndiagenetic polygonal faulting, a last stage of deformation was described in a previous section. It appears clearly younger since the fault breccia includes flint pieces and also debris of dolomitized hard-grounds but are never asso-

ciated with the growth of new flint. The associated extensional regime does not seem to be radial and was considered to have a tectonic origin. Normal faulting in chalk is frequently characterized by hydroplastic deformation features. Creep features are quite common in this material (Fig. 5a) and various features show that the chalk has behaved with a certain ductility (Jones *et al.* 1984). This is illustrated in Figure 7e, which shows twisted cylindrical features surrounded by hydro plastic striations. The ductile chalk can be envisaged as being squeezed along the fault plane.

Late diagenetic processes and geomorphological evidence

Different from polygonal fault systems developed in clay, polygonal faults in chalk are subsequently strongly susceptible to post-consolidation pressure-solution. Dip-slip slickolites may be also encountered on faults related to the radial extension, indicating a deformation during pressure-solution stage, after the first consolidation stage due to the burial of the chalk. The following examples attempt to document and date these phenomena.

In the Paris basin, vertical and lateral heterogeneities in seismic velocities, described as rapid and slow chalks, have been evidenced, just below the Cenozoic unconformity (Hanot & Thiry 1999). A rapid chalk is recognized at the base with a hardening possibly due to dolomitizations and slow chalks on top, with very bad seismic signals corresponding to altered chalk. Irregularities of the top chalk surface were correlated with synsedimentary thickness variations during the Cenozoic sedimentation, which could not be explained by tectonic fault control since the basal chalk contact is not displaced. They concluded that local dissolution processes affected the chalk below Cenozoic fluvial valleys. This phenomenon created a subsidence allowing continental deposits thickening. Migration of meteoric water in the chalk boosted the pressure-solution process and seems to have allowed the precipitation of dolomites in the deeper chalk. Thermohaline convective cells may have promoted the fluid migration (Hanot & Thiry 1999).

Such phenomena described for Cenozoic continental environments may be still active nowadays as suggested by Quaternary geomorphologic evidence. Numerous scarps called the 'rideaux' (lynchets) in northern France (few hundreds of metres length for a few metres high) were first related to pure anthropogenic agricultural features or dissolution of the chalk (Gosselet 1906). More recently, relations with active faults were proposed (Bracq & Delay 1997). Supporting this hypothesis, 'rideaux' can sometimes develop above underlying tectonic faults displacing

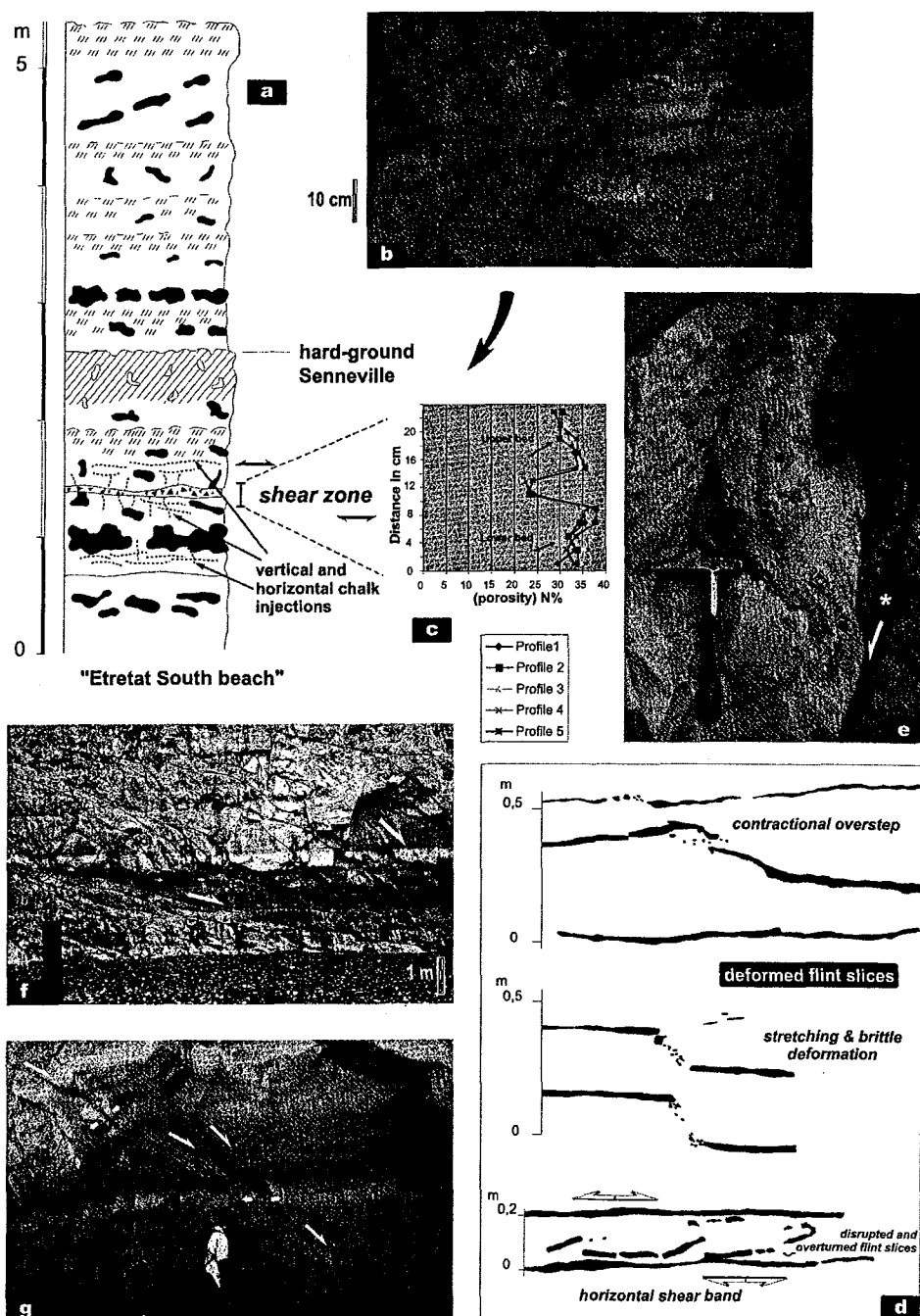


Fig. 7. Examples of deformations in chalk. (a) Position of horizontal shear zones in the Étretat cliff section and associated multidirectional chalk injections; (b) example of horizontally brecciated flints (no clear sense of shearing identified); (c) porosity loss in the shear zone; (d) examples of deformation associated to flint development (contractional, extensional or within two horizontal shear zones); (e) twisted cylindrical creep features along a normal fault plane (*) showing thick marcasite and calcite mineralization ('Cap Blanc-Nez'); (f) shallow development of listric faults (line draw) due to gravitational forces (displacement towards the valley axis, 'Cap Blanc-Nez'); (g) quaternary age of the movement revealed by open releasing bend and fast meteoric water flow (springs and bleaching of the chalk along the fault trace).

geological units below the chalk. The example close to 'Surques' in the Boulonnais (Fig. 4), displays a rather equal vertical offset of about 10 metres on top of the basement and in the topographic profile (Brunin 2000). Given the lower resistivities in the chalk measured in the hanging-wall block, compaction/dissolution phenomena cannot be excluded as shown by the syncline geometry enhanced in the chalk at the footstep of the 'rideau'. These lynchets only appear on top of the outcropping chalk units but not on top of Jurassic limestones. The scattered spatial distribution and strikes of these scarps may argue in favour of a surficial faulting process instead of tectonic-controlled faulting. To account for such important geomorphic scarps, reaching sometimes several tens of metres and considering the susceptibility of the chalk to erosion, the neotectonic solution would imply high fault slip-rates not compatible with the low seismicity of the Paris basin.

Such Quaternary faulting has been also evidenced in a north to south striking trench made across the Longueville anomaly (Fig. 4). First considered as evidence for neotectonic activity (Benoît & Grisoni 1995), reverse faults affecting Quaternary terrace deposits have been investigated in order to discriminate palaeoseismic and other processes (Baize *et al.* 2002). The alluvial deposits, mainly composed of Jurassic limestone pebbles, are preserved in pockets surrounded by centripetal reverse fault zones. Evidence for geliturbation near the top of the trench indicates periglacial impact in the area. The occurrence of mechanisms such as solifluction of the underlying altered chalk may have been an alternative explanation for the faulting as suggested by contortions and metre-scale pocket-shape features at the top of the altered chalk. During ice age periods, deformation of the chalk can be exaggerated with ice load and can develop glacier ice-thrust features (Banham & Ranson 1965), but glaciers are not supposed to have reached this area. The fault geometry does not suggest slope-driven lateral spreading but rather an underlying loss of matter (withdrawing). Undergoing dissolution and creep in the chalk seem to have developed in association with the alluvial environment and underlying water flows, as explained by Hanot & Thiry (1999) for older series.

Other evidence for recent superficial normal faulting can be observed along the coast. Recent low angle normal faults are clearly developed with centripetal displacement on both sides of small valleys reaching the sea. This can be observed in Normandy (Juignet & Breton 1997) where these movements allowed an important increase in permeability in the chalk aquifer or at the 'Cap Blanc-Nez' with an intense development of low angle normal faults (Fig. 7f) showing displacements towards the valley axis. Open fractures developed in releasing bends of the low-angle normal faults allowed rapid water flow

(Fig. 7g). Such recent movements related to geomorphologic structures may also explain sand fillings in open fractures parallel to the main NW-SE striking drainage pattern (Vandycke & Bergerat 1992) without invoking neotectonic stresses.

Evidence for deformation mechanism from textures and porosity

Faulting and folding affecting the chalk were related to important variations of geomechanic properties (Mimran 1977; Clayton & Matthews 1987). These variations can affect its porosity and also its strength. Modifications can affect the overall chalk unit, but frequently display lateral and vertical variations. Such perturbations can be localized around the fault planes (Gaviglio *et al.* 1999). In order to complete the overview of the physical modifications induced by fault movements in chalks, we now focus on the horizontal shear bands noticed in Normandy (Fig. 7a). The 'deformed' layer (4 cm thick) was interbedded with two layers of undeformed rock (upper bed: 8.5 cm thick, and lower bed: 12.5 cm thick). Porosity was determined from weight measurements (before and after saturation with water) on plugs about 8 cm³ in volume. Five vertical profiles (i.e. roughly normal to the bedding) are shown in Figure 7c. Plugs containing flint pieces were not considered in the measurements. The porosity in the upper and the lower beds ranges between 30–35%; in the deformed layer it drops down to 22%. The variation in porosity is very sharp and coincides with boundary layers.

These characteristics are very similar to those already observed along fault planes in the Campanian chalk of the Mons basin (Gaviglio *et al.* 1997). In most cases no microscopic evidence (e.g. SEM observations) of transformation of the material can be found beyond 50 mm from the fault plane. However, physical measurements (elastic waves velocity or capillary rises), in addition to porosity measurements, display evidence of modifications of the arrangement of the material up to 150 mm (Gaviglio *et al.* 1999). The basic mechanisms for this transformation can be summarized as follows: (1) shearing provides an opportunity for fluid circulation; (2) packing of the grains takes place through frictional sliding and pore-collapse; (3) as a consequence of fluid escape, pressure solution can start because the effective stresses at the grain contacts increase. Fluids are essential because it is the only factor able to produce such a change in texture leading to a homogeneous arrangement. For the sample coming from Étretat, the sharp contact between the intact and the deformed materials is consistent with the formation of a shearing zone. The development of horizontal flint beds along such zone and the branching of flint-filled en echelon

normal faults indicate horizontal shearing during early diagenetic stages.

Discussion

Except for few sites where extension of tectonic origin seems to be documented, evidence has been presented in the previous sections to suggest that instead of interpreting small, multi-directional normal fault systems developed within the chalk in terms of several superposed phases of tectonic deformation, it is possible to re-interpret these structures as essentially the product of a single phase of deformation. This deformation is layer-bound, since the structures are confined to within chalk sequences. In most cases, there is no systematic order of fault development as revealed by the relative chronology analysis. A limited study of the textures and porosity of chalks in fracture zones shows that the faulting is associated with a strong decrease in porosity in a zone fringing the striated planes of the normal faults, as a consequence of shearing associated with pressure solution and cementation. From the important observations concerning the faults and their relationships to the early diagenetic calcite, marcasite and flint formation, it can also be argued that the normal faulting occurred even earlier during the compaction and burial process. Although regional tectonic setting might have been important in determining specific slip senses and biases in orientations, it is evident that omni-directional fault systems are found in a wide variety of tectonic settings. This implies that the driving mechanism does not depend on regional tectonic stresses, but can be locally perturbed by them. The strong evidence for polygonal faulting restricted to chalk layers raises the important question as to the likely deformation mechanism.

The polygonal fault systems evidenced at seismic scale share many of the characteristic features of the outcrop-scale normal faults in chalk described in this paper. They only differ in being considerably larger, but that is mainly a function of seismic resolution and perhaps too, the limitation of the outcrop dimensions. Using polygonal fault systems as a mechanistic analogue thus seems entirely justified. On this basis, it could be argued that two mechanisms could explain the origin of the polygonal faults as described in this contribution:

- (1) syneresis, in which the high porosity chalk would have contracted whilst in a gel-like condition, and the strain of layer-bound contraction would have been accommodated by normal faulting with an almost homogenous bulk strain value (c.f. Cartwright & Dewhurst 1998);

- (2) compactional flattening, in which the same fault pattern results from a three-dimensional contraction strain due to the intrinsically weak state of chalky sediments (c.f. Gouly 2001).

From the evidence presented in this paper, we are not able to argue for either one of these two competing mechanisms. The measured fault plane dips cannot be decompacted with any certainty to their original inclinations at the time when deformation occurred and hence the sediment strengths at the time for deformation cannot be constrained. This critical aspect of the Gouly model cannot be evaluated without this constraint. By the same token, syneresis is difficult to evaluate in chalks, where there is not the same degree of electrochemical activity as in other fine-grained sediments (e.g. smectitic clays). It is interesting to note that chalks with polygonal fault systems contain minor amounts of smectite, and experimental work on syneresis (White 1961) produced syneresis fractures in chalk-like sediments when seeded with minor traces (<10%) of smectite. Much further work is required to rigorously evaluate these two possible mechanisms.

Other arguments presented in this paper suggest that in addition to the primary development of normal faults during mechanical compaction stage, a later reactivation of these structures occurred during uplift and exposure to meteoric influences and near-surface weathering processes. After the early stage of compaction, the chalk possibly underwent a renewal of the polygonal faulting during the subsequently pressure-solution chemical compaction stage. On seismic sections, polygonal fault systems in the chalk are restricted between two undeformed stratigraphical boundaries. When the polygonal fault system remained under marine conditions during the subsequent geological history it has not been reactivated. On the contrary, relative vertical displacements along normal faults may occur again in continental environments, as evidenced on seismic profiles in the Paris Basin where non-tectonic synsedimentary deformation due to underlying dissolution of the chalk occurred under fluvial conditions during early Cenozoic times (Hanot & Thiry 1999). Reactivation of normal faults due to pervasive (not necessary karstic) dissolution of the chalk in the catchment area around alluvial plains may explain present-day widespread distribution of lynchets ('rideaux') on top of the chalk.

In between these two extremes in age (early faulting during first stages of consolidation and very recent faulting due to diffused ground water dissolution), the introduction of meteoric (unsaturated) water in chalk aquifers appears as a strong boost factor for the increase of pressure-solution phenomena and could promote reactivation of the normal faulting at depth. The mechanical consolidation

stages reduces the porosity and promotes the pressure solution at grain to grain scale. Associated early cementation may reduce the permeability of the chalk and impede the overpressure dissipation, which in turn can restrain the mechanical consolidation development (Jones *et al.* 1984). This can generate undercompacted chalks. Faults during the compaction are fundamental since permeability is very low in the chalk and thus, fluids overpressures could only dissipate along the fractures.

The inherited early syndiagenetic polygonal fault system is a path promoting meteoric water invasion. The meteoric origin of unsaturated fluids is revealed by oxygen isotopic ratio and Sr/Ca contents in cements and syntectonic calcite (Mimran 1977; Richard *et al.* 1997). The travel of the water through other sedimentary horizons may be outlined by iron oxides concentrations close to the faults (Richard *et al.* 1997; Gaviglio *et al.* 1999). The increase of fluid pressure promotes pressure-solution at the grain-fluid interface and thus saturates the fluid in carbonates. On the contrary, the lowering of the fluid pressure along the fault system promotes crystallization and thus reduces the permeability which in turn causes the fluid pressure to increase again (Mimran 1977; Richard *et al.* 1997). A second step of deformation may produce important volume loss due to both porosity reduction and carbonate migration. This reduction can reach about 40% in chalks from Dorset according to Mimran (1977), but this loss can locally reach 95% with high carbonate migrations during a third step of deformation. In Dorset, these important modifications in geomechanical properties were related to Cenozoic compressional stages and not to an increase of normal faulting. Considering that polygonal faulting results in a pure flattening finite strain which cannot be explained by regional stretching, the amount of horizontal extension deduced from the normal fault geometry and displacements, should be compensated by horizontal contraction. Volume loss of rock material due to pressure solution may be involved in this compensation. In a closed hydrogeological system, the estimates of horizontal volume loss around normal faults of the Mons Basin (Gaviglio *et al.* 1999) are about ten times lower than the horizontal contraction deduced from the fault movements. On the contrary, when considering an open system affected by higher dissolution processes and carbonate migrations, as deduced from the observation of Belemnita paralleled to the fault planes, coherent values of horizontal contraction are obtained (Gaviglio *et al.* 1999). This confirms the carbonate migration along the fault planes. This horizontal contraction, compensating extension, is established in the Mons basin, a site where extension has been considered to have a tectonic origin (Gaviglio *et al.* 1999).

Pressure threshold related to the collapse of

samples of very soft chalks from England were compared to the expected natural maximum vertical pressure sustained by these chalks during their burial history (Clayton & Matthews 1987). Although considering the values to be in the same scale order, the natural maximum overburden pressure appears systematically higher than the pressure measured under laboratory conditions and raises the question why these soft chalks have not collapsed under natural conditions? It can perhaps be envisaged that isolated pockets of undercompacted soft chalks are protected within an intricate network of polygonal faults and that the faults form zones with a higher mechanical strength conditioned by the types of physical and chemical modifications around fault planes described by Gaviglio *et al.* (1999).

The evolution of compaction and associated diagenetic events could be significantly different depending on the evolution of the vertical load. Transition from the purely mechanical consolidation stage to the pressure solution stage seems quite progressive and both may occur during early syndiagenetic polygonal faulting, but at a limited extent with carbonate- (and sometimes silica-) saturated marine waters. Calcite veins in chalk point out the pressure-solution stage and are mainly encountered in areas affected by strong tectonics at later diagenetic stages (Mimran 1977; Coulon & Frizon de Lamotte 1988; Hibsich *et al.* 1993; Richard *et al.* 1997) except perhaps for the calcite associated to marcasite in the 'Cap Blanc-Nez' polygonal fault system suggesting earlier pressure-solution phenomena associated to syntectonic crystallization.

Conclusions

Normal fault sets observed in chalks, exposed in widely separated localities in the UK and France, are characterized by a wide range of strikes at any one locality. They are developed entirely within chalk successions and do not seem to interconnect to deeper or shallower structures as shown at outcrop or seismic-scale. These structures can be interpreted in two different ways invoking: (1) complex poly-phase deformational histories involving contrasting stress states; or (2) a single deformational environment in which the faults develop to accommodate compactional strains. Our general overview points out a widespread radial extensional regime expressed in the chalk. This contrasts with previous documentation of the radial regime by other authors in both countries where this pattern was interpreted as the result of peculiar local tectonic stress fields. Strong analogy can be drawn between polygonal fault systems developed in chalk successions, as revealed on seismic profiles and the smaller scale deformation described in this paper. Petrographic

data support the compaction-related interpretation. In particular, the association of calcite and marcasite mineralization with fracture surfaces and fault zones, and textural observations relating flint occurrence to early fault formation point towards fault propagation at a very early stage of burial and compaction of chalky sediments.

The origin of polygonal fault systems is explained by two currently debated hypotheses: syneresis favoured by smectite content in the chalk and three-dimensional contraction strain due to the intrinsically weak state of the chalk. In the Paris Basin, evidence from seismic profiles, geomorphologic scarps and Quaternary fault movements suggests extensional reactivation of part of this inherited fault pattern from Cenozoic times to present-day. During the uplift of the basins, considering the very low permeability of the chalk, the meteoric water invaded the chalk preferentially along fault pathways. Pressure solution phenomena were much more intense around the fault planes and promoted this reactivation. Horizontal contraction due to this pure flattening finite strain was compensated by volume loss due to significant carbonate dissolution and migration.

Finally, all these data emphasize the difficulty in analysing tectonic normal faults in the chalk due to interference with non-tectonic polygonal faulting. Considering this new hypothesis, more detailed studies should be carried out to compare the specific behaviour of the different chalk units. This first overview suggests polygonal faulting to increase with the amount of smectite and to be blocked at an early diagenetic stage when lithification of large connected network of flints occurred and strengthened the chalk block.

References

- ALLOUC, J., LE ROUX, J., BATKOWSKI, D., BOURDILLON, C., CATILLON, J., CAUSERO, L., MÉNILLET, F., MORFAUX, P. & RAVAUX, J.-P. 2000. Notice explicative, feuille Suippes (159). Orléans, BRGM, Carte géologique de la France, (1/50 000).
- BADLEY, M.E., PRICE, J.D. & BACKSHALL, L.C. 1989. Inversion, reactivated faults and related structures: seismic examples from the southern North Sea. In: COOPER, M.A. & WILLIAMS, G.D. (eds) *Inversion Tectonics*. Geological Society, London, Special Publications, **44**, 201–219.
- BAIZE, S., CUSHING, E. M., LEMEILLE, F., GRANIER, T., GRELLET, B., CARBON, D., COMBES, P. & HIBSCH, C. 2002. Sismotectonique de la France métropolitaine – volume 3: Inventaire des indices de rupture affectant le Quaternaire en relation avec les grandes structures connues en France métropolitaine et dans les régions limitrophes. *Mémoires de la Société géologique de France, Hous série*, **175**, 142pp.
- BANHAM, P.H. & RANSON, C.E. 1965. Structural study of the contorted drift and disturbed chalk at Weybourne, North Norfolk. *Geological Magazine*, **102**, 165–174.
- BENARD, F., DE CHARPAL, O., MASCLE, A. & TREMOLIERES, P. 1985. Mise en évidence d'une phase de serrage E-W au Crétacé inférieur en Europe de l'ouest. *Comptes-Rendus de l'Académie des sciences, Paris*, **300**, 765–768.
- BENOÏT, P. & GRISONI, J.-M. 1995. Tectonique rissienne et fini-würmienne / holocène dans la basse terrasse alluviale (5–10 M du Riss) de la rivière Aube (Longueville-sur-Aube), dans le sud-est du Bassin parisien – France. *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, **32**, 7–11.
- BRACQ, P. & DELAY, F. 1997. Transmissivity and morphological features in a chalk aquifer: a geostatistical approach of their relation. *Journal of Hydrology*, **191**, 139–160.
- BRUNIN, A.-S. 2000. Comportement hydrodynamique de l'aquifère crayeux sur le pourtour de la boutonnière du Boulonnais. [PhD thesis], Université du Littoral, Calais.
- CAREY, E. 1979. Recherche de directions principales de contraintes associées au jeu d'une population de failles. *Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique*, **21**, 57–66.
- CARTWRIGHT, J.A. & DEWHURST, D.N. 1998. Layer-bound compaction faults in fine-grained sediments. *Geological Society of America Bulletin*, **110**, 1242–1257.
- CHADWICK, R.A., LIVERMORE, R.A. & PENN, I.E. 1989. Continental extension in southern Britain and surrounding areas and its relationship to the opening of the North Atlantic ocean. *Memoire of the American Association of Petroleum Geologists*, **46**, 411–424.
- CHAPMAN, T.J. 1989. The Permian to Cretaceous structural evolution of the Western Approaches Basin (Melville sub-basin), U.K. In: A, C.M. & WILLIAMS, G.D. (eds) *Inversion Tectonics*, Geological Society, London, Special Publications, **44**, 177–200.
- CLAYTON, C.R.I. & MATTHEWS, M.C. 1987. Deformation, diagenesis and the mechanical behaviour of chalk. In: JONES, M.E. & PRESTON, M.F. (eds) *Deformation of Sediments and Sedimentary Rocks*, Geological Society, London, Special Publications, **29**, 55–62.
- COULON, M. 1992. La distension oligocène dans le nord-est du bassin de Paris (perturbation des directions d'extension et distribution des stylolites). *Bulletin de la Société Géologique de France*, **5**, 531–540.
- COULON, M. & FRIZON DE LAMOTTE, D. 1988. Les craies éclatées du secteur d'Omey (Marne, France): le résultat d'une bréchification par fracturation hydraulique en contexte extensif. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **8**, 177–185.
- ENGLAND, R.W. 1988. The early Tertiary stress regime in NW Britain: evidence from the patterns of volcanic activity. In: MORTON, A.C. & PARSON, L.M. (eds) *Early Tertiary Volcanism and the Opening of the NE Atlantic*, Geological Society, London, Special Publications, **39**, 381–389.
- GAVIGLIO, P., ADLER, P., THOVERT, J.-F., VANDYCKE, S., BERGERAT, F., BEKRI, S. & LESTIDEAU, R. 1997. Grain-scale microstructures and physical properties of faulted chalk. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **168**, 727–739.

- GAVIGLIO, P., VANDYCKE, S., SCHROEDER, C., COULON, M., BERGERAT, F., DUBOIS, C. & POINTEAU, I. 1999. Matrix strains along normal fault planes in the Campanian White Chalk of Belgium: structural consequences. *Tectonophysics*, **309**, 41–56.
- GLENNIE, K.W. & BOEGNER, P.L.E. 1981. Sole Pit inversion tectonics. *Petroleum Geology of the Continental Shelf of North-West Europe*. Institute of Petroleum, London, 110–120.
- GOSSELET, M.J. 1906. Observations sur les creuses de l'Artois et de la Picardie et réflexions sur l'importance de la dissolution souterraine de la craie. *Annales de la Société géologique du Nord*, **35**, 237.
- GOULTY, N.R. 2001. Mechanics of polygonal faulting in fine-grained sediments. *First Break*, **19**, 69–73.
- HANOT, F. & THIRY, M. 1999. Anomalies sismiques dans la craie et déformations superposées dans les formations tertiaires du sud-est du bassin de Paris. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **170**, 915–926.
- HANSEN, D.M., LYKKE-ANDERSEN, H., SHIMELD, J.W. & WILLIAMSON, M.A. 2000. Layer-bound faulting on the Scotian Shelf, offshore Nova Scotia, Canada, 24. *Nordiske Geologiske Vintermøde, Trondhjem, Norge. Geonytt*, **1**, 74.
- HIBSCH, C., CUSHING, E.M., CABRERA, J., MERCIER, J.L., PRASIL, P. & JARRIGE, J.J. 1993. Paleostress evolution in Great Britain from Permian to Cenozoic: a microtectonic approach to the geodynamic evolution of the southern UK basins. *Bulletin Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine*, **17**, 303–330.
- JONES, M.E., BEDFORD, J. & CLAYTON, C. 1984. On natural deformation mechanisms in the Chalk. *Journal of the Geological Society, London*, **141**, 675–683.
- JUIGNET, P. 1971. Modalités du contrôle de la sédimentation sur la marge armoricaine du bassin de Paris à l'Aptien-Albien-Cénomanién. *Bulletin du B.R.G.M.*, **1**, 113–126.
- JUIGNET, P. & BRETON, G. 1992. Mid-Cretaceous sequence stratigraphy and sedimentary cyclicity in the western Paris basin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **91**, 197–218.
- JUIGNET, P. & BRETON, G. 1997. Brèches de silex, diagenèse et déformation dans les craies de Haute-Normandie (France). *Annales de la Société géologique du Nord*, **5**, 227–240.
- KENNEDY, W.J. & JUIGNET, P. 1974. Carbonate banks and slump beds in the Upper Cretaceous (Upper Turonian-Santonian) of Haute Normandie, France. *Sedimentology*, **21**, 1–42.
- KENT, P.E. 1980. Subsidence and uplift in East Yorkshire and Lincolnshire: a double inversion. *Proceedings of the Yorkshire Geological Society*, **42**, 505–524.
- KIRBY, G.A. & SWALLOW, P.W. 1987. Tectonism and sedimentation in the Flamborough Head region of North-East England. *Proceedings of the Yorkshire Geological Society*, **46**, 301–309.
- LONERGAN, L., CARTWRIGHT, J. & JOLLY, R. 1998. The geometry of polygonal fault systems in Tertiary mudrocks of the North Sea. *Journal of Structural Geology*, **20**, 529–548.
- MIMRAN, Y. 1977. Chalk deformation and large-scale migration of calcium carbonate. *Sedimentology*, **24**, 333–360.
- MORTIMORE, R.N. 1983. The stratigraphy and the sedimentation of the Turonian-Campanian in the Southern province of England. *Zitteliana*, **10**, 27–41.
- MORTIMORE, R.N. & POMEROL, B. 1991. Upper Cretaceous tectonic disruptions in a placid chalk sequence in the Anglo-Paris Basin. *Journal of the Geological Society, London*, **148**, 391–404.
- PAIRIS, J.-L., MILLIEN, A. & SIRIEYS, P. 1997. Fracturation et déformation de la craie. Retour d'expérience de la partie française du Trans-Manche. *Annales de la Société géologique du Nord*, **5**, 257–266.
- PEACOCK, D.C.P. & SANDERSON, D.J. 1994. Strain and scaling of faults in the chalk at Flamborough Head, U.K. *Journal of Structural Geology*, **16**, 97–107.
- POMEROL, C. 1977. Dynamique comparée de trois bassins épicontinentaux: mer du Nord, Manche et bassin de Paris. *Bulletin Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine*, **1**, 233–256.
- RICHARD, J., COULON, M., GAVIGLIO, P. & RAMSEYER, K. 1997. L'hydrofracturation: une déformation tectonique à haut potentiel diagénétique. Exemple des craies hydrofracturées de la région d'Omey (Bassin de Paris, France). *Compte-Rendus de l'Académie des sciences, Paris*, **325**, 359–366.
- STARMER, I.C. 1995. Deformation of the Upper Cretaceous chalk at Selwicks Bay, Flamborough Head, Yorkshire: its significance in the structural evolution of north-east England and the North Sea Basin. *Proceedings of the Yorkshire Geological Society*, **50**, 213–228.
- VAN HOORN, B. 1987. Structural evolution, timing and tectonic style of the Sole Pit inversion. *Tectonophysics*, **137**.
- VANDYCKE, S. & BERGERAT, F. 1992. Tectonique de failles et paléo-contraintes dans les formations crétacées du Boulonnais (France). Implications géodynamiques. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **163**, 553–560.
- WHITE, W.A. 1961. Colloidal phenomena in the sedimentation of argillaceous rocks. *Journal of Sedimentary Petrology*, **31**, 560–570.
- ZIEGLER, P.A. 1987. Late Cretaceous and Cenozoic intraplate compressional deformations in the Alpine foreland – a geodynamic model. *Tectonophysics*, **137**, 389–420.
- ZIEGLER, P.A. 1990. *Geological Atlas of Western and Central Europe*. Geological Society, London, 239 p.

Monsieur ANDRE Grégoire

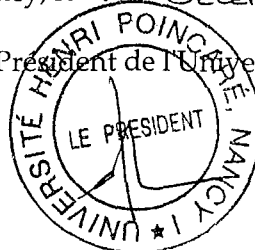
DOCTORAT de l'UNIVERSITE HENRI POINCARÉ, NANCY 1

en SCIENCES DE L'UNIVERS

VU, APPROUVÉ ET PERMIS D'IMPRIMER N° 900

Nancy, le 22 Décembre 2003

Le Président de l'Université



Cl. BURLET

RÉSUMÉ

L'enchaînement des épisodes de fracturation et de circulations fluides ainsi que les phases de déformations synsédimentaires a été caractérisé dans les terrains jurassiques de l'Est du Bassin de Paris. L'étude s'appuie sur des observations de terrain et sur la caractérisation isotopique des objets diagénétiques et tectoniques.

Sur la base de données de décompaction des séries et de la découverte de filons sédimentaires, un contexte tectonique extensif est défini entre la fin du Dogger et le Malm. Ces déformations précoces s'intègrent dans un calendrier tectonique depuis la fin du Mésozoïque jusqu'à l'Actuel, dont l'enchaînement des paléocontraintes est précisé. L'étude des stylolites stratiformes a confirmé leur rôle pendant la compaction et lors de réactivations tectoniques. L'analyse des signatures isotopiques ($\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$) des calcites de fentes de tension et des encaissants a permis de proposer plusieurs origines pour les paléocirculations depuis le Jurassique jusqu'au Tertiaire.

Mots clés : Paléocontraintes – Tectonique – Stylolite – Compaction – Filons sédimentaires – Paléofluides – Isotopes stables – Bassin de Paris.

ABSTRACT

Characterisation of the Meso-Cenozoic deformations and fluid circulations in the Eastern Paris Basin

The succession of different fracturing and fluid circulation events has been established for the Eastern part of the Paris Basin. Synsedimentary deformations in the Jurassic units, palaeostresses and fluid palaeocirculations are described on the basis of new field observations and isotopic analyses of diagenetic and tectonic materials.

On the basis of the decompaction data and the discovery of sedimentary dykes, an extension