

IRSNINSTITUT
DE RADIOPROTECTION
ET DE SÛRETÉ NUCLÉAIRE*Faire avancer la sûreté nucléaire***UPMC**
PARIS UNIVERSITAS
ISTeP
PARIS UNIVERSITAS

Architecture et croissance des failles dans les alternances argilo-calcaires Exemples dans les alternances du Bassin du Sud-Est (France) et modélisation numérique

Vincent ROCHEOctobre 2011
ISRN/IRSN-2011/150

Spécialité : Géosciences et Ressources Naturelles

devant le jury composé de :

M. Christian DAVID
M. Thierry DUMONT
M. Agust GUDMUNDSSON
Mlle Catherine HOMBERG
M. Bertrand MEYER
M. Jean-Pierre PETIT
Mme Muriel ROCHER
M. Roger SOLIVAExamineur
Rapporteur
Rapporteur
Directeur de thèse
Examineur
Examineur
co-directeur de thèse
Invité

Résumé

Cette étude s'inscrit dans le cadre d'un programme de recherche de l'IRSN relatif au stockage géologique de déchets de moyenne et de haute activité et à vie longue, qui vise à comprendre et modéliser les phénomènes importants pour la sûreté d'une installation de stockage géologique. Un tel stockage est actuellement envisagé en Meuse/Haute-Marne dans la formation argileuse du Callovo-Oxfordien encadrée par des formations calcaires. Dans ce système, d'épaisseur plurihectométrique, des éventuelles failles affectant la couche hôte pourraient créer des drains susceptibles d'amoindrir sa capacité de confinement.

Cette étude vise à caractériser l'architecture et la croissance des failles normales dans des alternances argilo-calcaires. Des analyses structurales et des profils de déplacement ont été réalisés sur des failles normales affectant différentes alternances du Bassin du Sud-Est (France) et des propriétés pétrophysiques ont été quantifiées pour chaque lithologie. Les failles étudiées -de simples plans ou des zones de failles- sont fortement influencées par la lithologie. L'analyse de ces caractéristiques complétée par des modélisations numériques a permis d'évaluer les processus responsables de la nucléation, de la restriction et de la croissance des failles.

Des failles étudiées ont nucléé dans les couches calcaires sans relation apparente avec la réactivation de joints préexistants, mais d'après notre analyse numérique, en raison du contraste de module d'Young entre argiles et calcaires, du faible contraste de résistance à la rupture et de l'épaisseur plus importante des argiles. D'autres types de systèmes ont été simulés pour définir les gammes de paramètres qui contrôlent la nucléation dans une unité ou l'autre. Après leur nucléation, les failles se propagent au sein d'une couche homogène avec un gradient de déplacement constant jusqu'à ce qu'un restricteur arrête leur propagation verticale.

Les restricteurs observés sont des interfaces sédimentaires ou des failles subparallèles à la stratification, formées en contexte tabulaire durant la phase extensive ayant initié les failles normales. La restriction provoque des perturbations des gradients de déplacement indépendantes de la lithologie et de la relation linéaire entre le déplacement (D_{max}) et les dimensions (R) des failles. Durant l'accumulation de la déformation, le gradient de déplacement reste constant et relativement faible au centre de la faille et augmente aux extrémités jusqu'à une valeur seuil entraînant la propagation de la faille à travers le restricteur. La restriction des failles par des interfaces lithologiques dépend des contrastes de module d'Young et de résistance à la rupture entre les couches et un changement de forme de la faille favorise sa propagation verticale à travers le restricteur.

Les gradients de déplacements des failles traversant plusieurs couches sont spécifiques pour chaque lithologie. Ils sont plus importants dans les couches argileuses que dans les calcaires, traduisant ainsi un « découragement » de la propagation des failles dans les argiles. Dans les argiles, les gradients diminuent avec le module d'Young. Des solutions analytiques ont été développées pour estimer l'effet des variations de gradient sur la relation D_{max} - R . En outre, la croissance verticale des failles s'avère compatible avec un modèle « continu » sans interaction incidentelle entre des fractures indépendantes. Le pendage des failles varie avec la lithologie pour de faibles déplacements et traduit des ruptures frictionnelles, hybrides ou en mode I selon les contrastes rhéologiques et l'enfouissement des couches lors de la nucléation des failles. Durant la croissance des failles, leur architecture se complique avec notamment une distribution de la déformation sur plusieurs segments qui s'exprime par des connexions dans les argiles et un étalement de la déformation dans les calcaires dépendant de l'épaisseur des couches et des éventuels restricteurs rencontrés par les failles. Après une analyse des éventuels effets d'échelle, une application au site de Meuse/Haute-Marne est finalement présentée.

Abstract

The following work has been carried out in the framework of the studies conducted by IRSN in support of its safety evaluation of the geological disposal programme of high and intermediate level, long-lived radioactive waste. Such a disposal is planned to be hosted by the Callovian-Oxfordian indurate clay formation between two limestone formations in eastern Paris basin, France. Hypothetical faults may cross-cut this layered section, decreasing the clay containment ability by creating preferential pathways for radioactive solute towards limestones.

This study aims at characterising the fault architecture and the normal fault growth in clay/limestone layered sections. Structural analysis and displacement profiles have been carried out in normal faults crossing several decimetres to metre thick sedimentary alternations in the South-Eastern Basin (France) and petrophysical properties have been determined for each layer. The studied faults are simple fault planes or complex fault zones showing are significantly controlled by the layering. The analysis of the fault characteristics and the results obtained on numerical models enlighten several processes such as fault nucleation, fault restriction, and fault growth through layered section.

Some studied faults nucleated in the limestone layers, without using pre-existing fractures such as joints, and according to our numerical analysis, a strong stiffness, a low strength contrast between the limestone and the clay layer, and/or a greater thickness of the clay layer are conditions which favour nucleation of faults in limestone. The range of mechanical properties leading to the fault nucleation in one layer type or another was investigated using a 3D modelling approach. After its nucleation, the fault propagates within a homogeneous medium with a constant displacement gradient until its vertical propagation is stopped by a restrictor.

The evidenced restrictors are limestone-clay interfaces or faults in clays, sub-parallel to the layering and formed during the same extension that produced the normal faults. Restriction caused perturbation in the displacement gradient distribution as well as modification of the displacement (D_{max}) vs. length (R) relation. During the slip accumulation along the fault, the displacement gradients stay constant and low in the centre of the fault and its near-tip value gradually increases up to a threshold leading to the fault propagation across the restrictor. Fault restriction may be related to the contrasts of stiffness and strength between the layers. A modification of the fault surface shape enables the fault to propagate across the restrictor.

Displacement gradients characterising the throughgoing faults are specific of each lithology, with larger values in clay layers than those in the surrounding limestones, which indicate that clays discourage the vertical propagation of the faults. The displacement gradients in a clayey layer decrease with the Young's modulus. Analytical solutions were developed to estimate the role of the gradient variations in the D_{max} - R relation. The vertical fault propagation is consistent with "continuous" models without incidental linkage between independent fractures. The dips of the faults showing relatively low displacement changes with the lithology and are compatible either with frictional, hybrid or Mode I failure depending on the contrast of the mechanical properties and the fault nucleation depth. During the fault growth, its architecture can become complex and exhibits fault connections in the clayey layers and spreading in limestones depending on the layer thickness and on possible fault restrictions during the growth. After analysis of the scale effects, an application to the Callovian-Oxfordian of eastern France is finally presented.

Sommaire

Résumé	3
Abstract	4
Sommaire	5
Table des figures	9
Introduction	13
Chapitre 1. Fractures et encaissant	17
I. Généralités sur les fractures	19
I.1. Les fractures	21
I.2. Les joints	21
I.2.1. Définitions générales	21
I.2.2. Formation des joints	22
I.2.3. Les joints dans les systèmes multicouches	23
I.3. Les failles	26
I.3.1. Définitions générales	26
I.3.2. Formation des failles	27
I.3.3. La croissance des failles	29
I.3.4. Les déplacements sur les failles	31
I.3.5. La loi $D_{max}-L$	36
II. Les propriétés pétrophysiques des roches carbonatées et argileuses	39
II.1. Minéralogie	39
II.2. Densités, porosités, perméabilités et courbes de compaction	40
II.3. Rhéologie	44
II.3.1. Le comportement des roches	44
II.3.2. Phénoménologie de la fracturation	46
II.3.3. Transition fragile/ductile	48
II.3.4. Propriétés élastiques	51
II.3.5. Critère de rupture	54
III. Les failles dans les systèmes multicouches	56
III.1. Architectures des failles	56
III.1.1. Localisation des extrémités de failles isolées	56
III.1.2. Segmentation des failles	57
III.1.3. Réfraction des failles	60
III.1.4. Déformation associées à la restriction et la segmentation	61
III.2. Processus responsables des variations architecturales	62
III.2.1. Nucléation préférentielle	63
III.2.2. Restriction	63
III.2.3. Propagation continue des failles	65
III.2.4. Propagation discontinue des failles	65
III.2.5. Perturbations post-rupture	68
III.3. Profils de déplacement et formes des failles	69
III.3.1. L'effet de la restriction	69
III.3.2. L'effet des contrastes lithologiques	71
IV. Bilan	73

Chapitre 2. Architecture des failles normales dans les systèmes multicouches du Bassin du Sud-Est 77

I. Caractéristiques des systèmes multicouches étudiés	79
I.1. Contexte géologique du Bassin du Sud-Est de la France	79
I.1.1. Histoire géologique du Bassin du Sud-Est	79
I.1.2. Le domaine vocontien et la bordure ardéchoise	84
I.2. Caractéristiques des systèmes multicouches étudiés	87
I.2.1. Situation générale	87
I.2.2. Motifs sédimentaires	90
I.2.3. Profondeur maximale d'enfouissement	92
I.3. Caractéristiques pétrophysiques	92
I.3.1. Minéralogie	93
I.3.2. Densités	94
I.3.3. Propriétés élastiques	96
I.3.4. Rhéologie et critère de rupture des calcaires d'Espréaux	101
II. Les failles et fractures étudiées	104
II.1. Les différents types de failles normales observées	104
II.1.1. Les failles restreintes	104
II.1.2. Les failles non restreintes	109
II.2. La cinématique des failles normales	110
II.3. Les joints et les autres fractures annexes	114
II.3.1. Les joints	114
II.3.2. Les fractures issues d'épisodes compressifs	117
II.4. Les failles subhorizontales dans les argiles (CHF)	120
III. Architecture des failles	122
III.1. Cas d'étude des sites de l'Hauterivien	122
<i>Article I : Architecture and growth of fault zones in multilayer systems: a 3D field analysis in South-Eastern Basin, France</i>	
III.2. Épaisseur des zones de failles	155
III.3. Réfraction des failles	157
III.3.1. Données de pendage sur les différents sites	158
III.3.2. Effet possible de la « compaction différentielle »	161
III.3.3. Evolution des pendages avec le déplacement	166
III.3.4. Rôle de la croissance des failles	169
III.3.5. Modèle frictionnel	174
III.4. Singularités architecturales liées à la restriction des failles	176

Chapitre 3. Caractéristiques des profils de déplacement des failles normales dans les systèmes multicouches 181

Lexique relatif à l'étude des déplacements d'une faille 182

I. Les profils de déplacement	183
I.1. Méthodes de construction et d'analyse des profils de déplacement	183
I.1.1. Construction des profils de déplacement	183
I.1.2. Analyse des gradients de déplacement	187
I.2. Présentation des profils de déplacement des sites étudiés	189
I.3. Présentation des profils de déplacement issus de la bibliographie	194
II. Cas d'étude du site de Trescléoux	198
<i>Article II: Fault displacement profiles in multilayer systems: from fault restriction to fault propagation</i>	

III. Les failles isolées non contraintes	209
III.1. Analyse des gradients dans des milieux homogènes	209
III.2. Influence de la lithologie sur les profils de déplacement	212
III.2.1. Analyse des profils en coupe	212
III.2.2. Analyse des profils en plan des sites de l'Hauterivien	215
III.2.3. Synthèse sur les gradients dans les multicouches	218
III.3. Implication sur la relation $D_{max}-R$ des failles vues en coupe	221
III.3.1. Cas de la configuration 1	223
III.3.2. Cas de la configuration 2	226
IV. Les failles contraintes verticalement	228
IV.1. Caractéristiques des profils vus en coupe	228
IV.2. Implication de la restriction sur la loi $D_{max}-R$	234
IV.3. Caractéristiques des profils vus en plan	237
Chapitre 4. Etats de contraintes dans les systèmes multicouches	239
<i>Article III: Fault nucleation, fault restriction and fault aspect ratio in layered sections: quantification of the strength and stiffness roles using a 3D modelling</i>	
Chapitre. 5. Exemple d'application en Meuse/Haute-Marne	273
I. Problématique du changement d'échelle	276
II. Propagation des failles	277
III. Géométries des failles	280
Chapitre. 6. Synthèse : architecture et croissance des failles normales dans les systèmes multicouches	281
I. Nucléation des failles	283
II. Restriction des failles	285
II.1. Distribution des déplacements des failles contraintes	285
II.2. Evolution de l'architecture lors de l'accumulation du déplacement	287
II.3. Restriction par contraste mécanique	287
II.4. Les restrictions par des failles subparallèles à la stratification (CHF)	288
III. Propagation des failles	289
III.1. Distribution des déplacements et propagation des failles.	289
III.2. Evolution de l'architecture d'une faille se propageant à travers plusieurs couches	280
Bibliographie	295

Table des figures

Introduction

Figure Introductive. Illustration du système multicouche du site de Meuse/Haute-Marne et de l'implantation d'une installation de stockage géologique HA-MAVL. 13

Chapitre 1

Figure 1. 1. Trois modes de propagation des fractures.	20
Figure 1. 2. Répartitions des populations de joints.	22
Figure 1. 3. Orientations et états de contraintes des différents types de joints.	23
Figure 1. 4. Les joints dans les formations multicouches.	25
Figure 1. 5. Des joints non-conformes au modèle de répartition.	26
Figure 1. 6. Les zones de failles.	27
Figure 1. 7. Orientation et rupture d'une faille dans le plan des contraintes principales.	28
Figure 1. 8. Orientation des failles selon Anderson.	29
Figure 1. 9. Connexion de deux failles sur une zone de relais.	30
Figure 1. 10. Exemple de surface de failles normales.	31
Figure 1. 11. Nomenclature des profils de déplacement des failles.	33
Figure 1. 12. Forme des profils de déplacement de failles normales.	34
Figure 1. 13. Modèle conceptuel de la distribution du déplacement le long de failles en interaction.	35
Figure 1. 14. Graphique des D_{max} en fonction de la longueur des failles normales.	37
Figure 1. 15. Modèle de croissance des failles.	37
Figure 1. 16. Exemples de valeurs bibliographiques de D_{max}/R en fonction de la lithologie.	39
Figure 1. 17. Composition minéralogique de différentes roches.	40
Figure 1. 18. Histogrammes des densités.	41
Figure 1. 19. Tableaux récapitulatif des densités et des perméabilités.	41
Figure 1. 20. Histogrammes des perméabilités.	42
Figure 1. 21. Histogrammes des porosités.	43
Figure 1. 22. Enveloppes limites d'évolution de la porosité en fonction de la profondeur.	44
Figure 1. 23. La fracturation des roches dans le domaine cassant.	48
Figure 1. 24. Transition fragile/ductile des roches carbonatées.	49
Figure 1. 25. Comportement des roches argileuses (à T° ambiante).	50
Figure 1. 26. Déformation à la rupture.	51
Figure 1. 27. Histogrammes de valeurs du module d'Young.	52
Figure 1. 28. Tableaux récapitulatif des valeurs de module d'Young et de coefficient de Poisson.	52
Figure 1. 29. Anisotropie du module d'Young des roches argileuses.	53
Figure 1. 30. Trois paramètres des enveloppes de rupture.	54
Figure 1. 31. Anisotropie de résistance à la rupture des roches argileuses.	55
Figure 1. 32. Anisotropie de résistance à la rupture.	56
Figure 1. 33. Systèmes de failles dans des systèmes multicouches.	58
Figure 1. 34. Segmentation des failles dans les systèmes multicouches.	59
Figure 1. 35. Changement des pendages des failles en fonction de la lithologie.	60
Figure 1. 36. Déformations induites par les failles.	62
Figure 1. 37. Propagation continue des failles dans un système multicouche.	65
Figure 1. 38. Propagation discontinue des failles dans un système multicouche.	66
Figure 1. 39. Différents modèles de propagation discontinue.	67
Figure 1. 40. Mécanismes post-rupture introduisant des complexités géométriques.	68
Figure 1. 41. Variation de déplacement liée à la restriction de failles normales.	70
Figure 1. 42. Exemples naturels de minimums locaux sur des profils de déplacement.	72
Figure 1. 43. Exemples de variations de gradient associés à des contrastes lithologiques.	73

Chapitre 2

Figure 2. 1. Schéma structural du Bassin du Sud-Est.	79
Figure 2. 2. Caractéristiques sédimentaires du Bassin du Sud-Est durant le Mésozoïque.	81

Figure 2. 3. Calendrier tectonique du Bassin du Sud-Est.	83
Figure 2. 4. Carte géologique simplifiée du Nord du Bassin du Sud-Est.	85
Figure 2. 5. Structure complexe du Bassin du Sud-Est.	86
Figure 2. 6. Vue générale de l'affleurement de Trescléoux.	88
Figure 2. 8. Pendages de la stratification sur chaque site.	89
Figure 2. 9. Pli alpin affectant l'Hauterivien (site d'Espréaux).	90
Figure 2. 10. Variation des épaisseurs des couches des différents sites.	90
Figure 2. 11. Les rapports C/L sur les sites étudiés.	91
Figure 2. 12. Enfouissement des diverses roches étudiées.	92
Figure 2. 13. Composition minéralogique de lithologies étudiées.	93
Figure 2. 14. Densité moyenne des lithologies des sites analysés.	95
Figure 2. 15. Variation de la densité en fonction du pourcentage de carbonates.	95
Figure 2. 16. Vitesses des ondes P et S.	97
Figure 2. 17. Comparaison des méthodes de calcul des modules d'Young.	99
Figure 2. 18. Paramètres élastiques dynamiques des différentes roches des sites étudiés.	99
Figure 2. 19. Evolution des modules d'Young avec la minéralogie.	101
Figure 2. 20. Les courbes des contraintes en fonction de la déformation des calcaires d'Espréaux.	102
Figure 2. 21. Rupture des calcaires d'Espréaux.	103
Figure 2. 22. Les différentes catégories de failles normales observées.	105
Figure 2. 23. Exemple de faille du site de Trescléoux.	106
Figure 2. 24. Deux failles restreintes par une même faille subhorizontale.	107
Figure 2. 25. Exemple de faille restreinte par une faille subhorizontale (site de St-Didier).	107
Figure 2. 26. 3 failles restreintes par une faille subhorizontale (site de St-Didier).	108
Figure 2. 27. Exemples de failles non restreintes du site de Flaviac.	109
Figure 2. 28. Exemples de failles non restreintes (site de Vogüé).	110
Figure 2. 29. Exemples de strie dans les calcaires sur des plans de faille.	111
Figure 2. 30. Analyse des plans de failles normales striées des différents sites.	112
Figure 2. 31. Deux réseaux orthogonaux de joints sur un banc calcaire du site de la Charce.	114
Figure 2. 32. Réseaux de joints sur les sites de l'Hauterivien.	115
Figure 2. 33. Histogramme des pendages des joints sur les sites de l'Hauterivien	116
Figure 2. 34. Courbes d'espacements de joints en fonction des épaisseurs des bancs calcaires.	116
Figure 2. 35. Comparaison de notre indice de fracturation avec les données bibliographiques.	117
Figure 2. 36. Joints dans un banc calcaire se propageant dans les argiles.	117
Figure 2. 37. Les phases compressives observées sur différents sites.	118
Figure 2. 38. Stylolitisation de joints (site de la Charce).	119
Figure 2. 39. Histogramme de répartition des pendages des failles subhorizontales.	121
Figure 2. 40. Stéréogrammes débasculés des CHF.	121
Article I:	
Figure Art.I.1. General view of the three normal fault zones.	126
Figure Art.I. 2. Back-tilted cross-section data of the Charce fault zone.	128
Figure Art.I. 3. Back-tilted plan view data of the Charce fault zone.	129
Figure Art.I. 4. Back-tilted cross-section data of the Espreaux A fault zone.	130
Figure Art.I. 5. Back-tilted plan view data of the Espreaux A fault zone.	131
Figure Art.I. 6. Back-tilted cross-section data of the Espreaux B fault zone.	132
Figure Art.I. 7. Back-tilted plan view data of the Espreaux B fault zone.	133
Figure Art.I. 8. Stereographic projection of the Charce and Espreaux fractures.	135
Figure Art.I. 9. Frequency histogram of back-tilted dip data.	137
Figure Art.I. 10. Fault zone (FT) thickness versus limestone thickness.	140
Figure Art.I. 11. Horizontal path length (HPL) in clay units versus clay thickness.	142
Figure Art.I. 12. Cumulative displacement profiles for the three fault zones.	146
Figure Art.I. 13. Displacement variations as a function of fault length in clay units.	147
Figure Art.I. 13. 3D simplified representations of the fault shape.	149
Figure 2. 41. Analyse de l'épaisseur des zones de failles dans les calcaires.	156
Figure 2. 42. Variation de l'épaisseur des zones de failles en fonction du déplacement.	157
Figure 2. 43. Localisation des portions de failles distinguées lors de l'analyse des pendages.	158
Figure 2. 44. Histogrammes de répartition des pendages pour chaque lithologie.	159
Figure 2. 45. Valeurs caractéristiques des pendages sur tous les sites.	160
Figure 2. 46. Histogramme récapitulatif des valeurs moyennes des pendages.	160

Figure 2. 47. Modèle de rotation de faille induite par un raccourcissement vertical pur homogène.	161
Figure 2. 48. Exemple de résultat du modèle analytique de variation de pendage.	163
Figure 2. 49. Variation des pendages avec la profondeur pour un pendage initial de 60°.	164
Figure 2. 50. Variation des pendages en fonction de la profondeur pour un pendage initial de 80°.	164
Figure 2. 51. Différence des pendages en fonction de la profondeur.	165
Figure 2. 52. Histogrammes de répartition des pendages pour chaque faille du site de St-Didier.	167
Figure 2. 53. Evolution des valeurs de pendages moyens en fonction du D_{max} .	169
Figure 2. 54. Deux exemples de failles du site de St-Didier.	170
Figure 2. 56. Modèle de réfraction liée à une propagation continue de faille.	171
Figure 2. 57. Variation du HPL avec l'épaisseur de la couche argileuse.	172
Figure 2. 58. Modèles discontinues de réfraction.	173
Figure 2. 59. Modèle de propagation par connexion de fractures précurseurs.	174
Figure 2. 60. Illustration de l'évolution de l'architecture des failles normales restreintes.	177
Figure 2. 61. Analyse de l'évolution de l'architecture des failles normales restreintes.	178
Figure 2. 62. Modèles conceptuels d'évolution de l'architecture d'une faille restreinte.	179

Chapitre 3

Figure 3. 1. Méthode de construction des profils de déplacements des failles vues en coupe.	184
Figure 3. 2. Méthode de construction des profils de déplacements des failles vues en coupe.	185
Figure 3. 3. Variation des gradients selon la méthode de construction du profil.	186
Figure 3. 4. Analyse directe des gradients sur des profils de déplacement.	189
Figure 3. 5. Profils de déplacement observés en coupe sur le site de Flaviac.	190
Figure 3. 6. Profils de déplacement analysés en coupe sur le site de Vogüé.	191
Figure 3. 7. Profils de déplacement associés aux 4 failles observées sur le site de St-Didier.	192
Figure 3. 8. Profils de déplacement associés aux failles observées sur le site de Trescléoux.	193
Figure 3. 9. Profils de déplacement de deux failles observées sur le site de Trescléoux.	194
Figure 3. 10. 34 profils de déplacement de failles étudiées par Walsh et Watterson (1987).	195
Figure 3. 11. Vingt trois profils de déplacement des failles étudiées par Dawers et al. (1993).	195
Figure 3. 12. Trois exemples de profils de déplacement d'après Wilkins et Gross (2002).	196
Figure 3. 13. Profils de déplacement de failles étudiées par Muraoka et Kamata (1983).	197

Article II:

Figure Art.II. 1. Data set and sedimentological units.	201
Figure Art. II. 2. Near-field and far-field displacement profiles of the 18 studied faults	202
Figure Art. II. 3. Fault attributes for restricted and non-restricted faults.	204
Figure Art. II. 4. Conceptual model of fault growth.	206
Figure 3. 14. Les profils de déplacement triangulaires et leur profils de $g(10\%)$.	210
Figure 3. 15. Profils de gradient $g(10\%)$ de faille et profil moyen de l'ensemble des failles.	210
Figure 3. 16. Profils de gradient $g(10\%)$ de chaque faille et profil moyen de l'ensemble des failles.	210
Figure 3. 17. Analyse directe des gradients locaux relatifs aux différentes formations argileuses.	213
Figure 3. 18. Analyse statistique des gradients locaux (g).	214
Figure 3. 19. Graphique D_{max} en fonction de L .	216
Figure 3. 20. Analyse statistique des gradients locaux (g) des calcaires de l'Hauterivien.	217
Figure 3. 21. Synthèse des gradients dans les systèmes multicouches.	219
Figure 3. 22. Evolution des gradients locaux avec les propriétés pétrophysiques des couches.	221
Figure 3. 23. Deux configurations sédimentaires.	222
Figure 3. 24. Relation $D_{max}-R$ dans des systèmes multicouches à deux lithologies.	224
Figure 3. 25. Évolution de D_{max}/R en fonction des compositions du milieu multicouches.	224
Figure 3. 26. Deux exemples naturels d'évolution de D_{max}/R ou D_{max}/L .	225
Figure 3. 27. Solution analytique des $D_{max}-R$ suivant la configuration 2.	227
Figure 3. 28. Comparaison entre la solution et les observations du site de Trescléoux.	228
Figure 3. 29. Profils de gradients de plusieurs failles normales observées verticalement.	229
Figure 3. 30. Valeurs des gradients des failles restreintes.	230
Figure 3. 31. Gradient aux extrémités des failles restreintes sur différents sites.	231
Figure 3. 32. Correction des gradients aux extrémités des failles restreintes.	233
Figure 3. 33. Analyse statistique des gradients locaux des parties centrales de failles restreintes	233
Figure 3. 34. Évolution théorique du rapport D_{max}/R des failles restreintes.	234

Figure 3. 35. Comparaison entre des zones de restriction théoriques et les observations.	236
Figure 3. 36. Interprétations de la relation D_{max}/R (failles observées par Wilkins et Gross (2002)).	234
Figure 3. 37. Profils de gradients de failles normales restreintes observées en plan.	237

Chapitre 4

Article III:

Figure Art.III. 1. The mechanical properties of the rocks in layered section.	244
Figure Art.III. 2. Schematic diagrams illustrating the fault growth through layered section.	245
Figure Art.III. 3. The illustration of the model geometries.	249
Figure Art.III. 4. Example of the variation of the state of stress with the layering.	251
Figure Art.III. 5. The effect of the contrast of the stiffness and the strength properties in layering section on normalized Coulomb failure criterion.	252
Figure Art.III. 6. The influence of the Young's modulus ratio in determining fault nucleation.	254
Figure Art.III. 7. The influence of the layering pattern in fault nucleation.	256
Figure Art.III. 8. The variation of the restriction strength.	258
Figure Art.III. 9. The stress field and Coulomb failure criterion around a bounded fault.	259
Figure Art.III. 10. The role of the Young's modulus ratio on the normalized Coulomb failure criterion near the tips of a bounded fault in layered section.	261
Figure Art.III.11. The role of the aspect ratio on the fault contribution along the strike parallel axis of a bounded fault in layered section.	262
Figure Art.III.12. The role of the aspect ratio on the fault contribution along the fault-dip axis of a bounded fault in layered section.	263
Figure Art.III 13. Relation between the aspect ratio and the Young's modulus ratio.	264

Chapitre 5

Figure 5. 1. Log stratigraphique au niveau du laboratoire de Meuse/Haute-Marne.	275
Figure 5. 2. Bloc diagramme 3D du secteur de Meuse/Haute-Marne.	276
Figure 5. 3. Distance entre l'interface argilo-calcaire et le point de nucléation dans les calcaires des failles se propageant à différentes profondeurs dans les argilites de Meuse/Haute-Marne.	280

Introduction

Cette thèse IRSN/Paris VI s'inscrit dans le cadre du programme de recherche de l'IRSN relatif au stockage géologique de déchets de haute activité et de moyenne activité à vie longue (HA-MAVL). Ce programme vise à comprendre et modéliser les phénomènes importants pour la sûreté d'un stockage en couche géologique profonde des déchets HA-MAVL. La sûreté d'un stockage en profondeur repose à long terme sur le milieu géologique hôte et notamment sur sa capacité à limiter les flux d'eau et à retarder la migration des radionucléides vers la biosphère. Les propriétés hydrauliques et chimiques favorables des couches sédimentaires argileuses pour le confinement des radionucléides sont à l'origine du choix de ce type de formation pour l'implantation d'une installation de stockage HA-MAVL. La formation argileuse du Callovo-Oxfordien située dans l'Est du Bassin de Paris dans les départements de Meuse et de Haute-Marne est actuellement étudiée par l'ANDRA (Agence nationale pour la gestion des déchets radioactifs) pour une potentielle implantation d'un stockage HA-MAVL. Cette formation est épaisse d'au moins 130 m et est encadrée par des formations calcaires d'épaisseurs plurihénométriques formant un système multicouche (Figure introductive). Dans ce type de système, une éventuelle fracturation tectonique, et notamment des failles, pourrait affecter la couche argileuse et éventuellement créer des drains susceptibles d'amoindrir localement la capacité de confinement de la couche hôte.

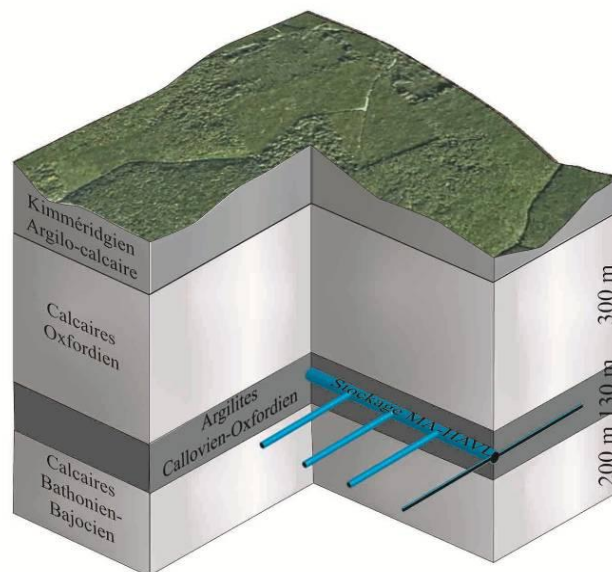


Figure introductive. Illustration du système multicouche du site de Meuse/Haute-Marne et de l'implantation d'une installation de stockage géologique HA-MAVL.

Cette étude vise à caractériser les failles dans des systèmes multicouches et aussi de se doter d'outils permettant d'apprécier la fracturation d'une couche argileuse dans un système multicouche argilo-calcaire. L'étude des failles dans les systèmes multicouches s'intègre en outre dans plusieurs domaines industriels telles que les stockages de gaz, l'étude des propriétés des réservoirs naturels ou encore les circulations de fluides dans les terrains sédimentaires. Une telle étude intéresse également des aspects plus fondamentaux, comme par exemple les mécanismes de la fracturation, les processus qui contrôlent la déformation de la croûte cassante, la quantification de la déformation et l'analyse des contraintes.

Plusieurs travaux publiés traitent des failles dans les systèmes multicouches, principalement à partir d'observations de terrain (Muraoka et Kamata 1983; Peacock et Sanderson, 1991; Dawers et al., 1993; Childs et al., 1996; Gross et al., 1997; Wilkins et Gross, 2002; Ferrill et Morris, 2003; Soliva et Benedicto, 2005; Wibberley et al., 2007; Ferrill et Morris, 2008), de profils sismiques (Nicol et al., 1996b; Mansfield et Cartwright, 1996; Kattenhorn et Pollard, 2001; Koledoye et al., 2003) et de modèles mécaniques théoriques ou numériques (Walsh et Watterson, 1987; Cowie et Scholz, 1992a; Peacock et Zhang, 1993; Bürgmann et al., 1994; Schultz et Fossen, 2002; Gudmundsson, 2004; Schöpfer et al., 2006; Welch et al., 2009a). On peut regrouper ces études en deux axes majeurs et complémentaires. Le premier concerne l'analyse des caractéristiques architecturales des failles ou de populations de failles. Le deuxième s'intéresse aux déplacements des failles et notamment les relations entre le déplacement maximum et les dimensions des failles (*i.e.* la relation $D_{max}-L$) et aux mécanismes d'accumulation et de distribution de ces déplacements le long des failles. L'ensemble de ces travaux montrent que les alternances lithologiques influencent fortement la densité, la croissance, l'architecture et les caractéristiques des déplacements des failles, notamment la relation $D_{max}-L$ et la distribution du déplacement le long des failles. Plusieurs processus sont proposés pour expliquer cette influence, notamment : (1) le processus de nucléation préférentielle des failles; (2) la restriction des failles; (3) les processus de croissance « continu » ou « discontinu »; (4) les perturbations post-rupture; (5) des interactions avec des fractures préexistantes.

Tous ces processus sont plus ou moins bien définis et on peut noter plusieurs difficultés. Des processus différents peuvent rendre compte d'architectures finales identiques; les effets associés à ces différents processus sont assez peu maîtrisés ce qui rend difficile la discussion de l'architecture d'une faille. La nucléation, la restriction et la croissance des failles dépendent de paramètres mécaniques dont l'influence est principalement discutée sur la

base de modèles mécaniques. Cependant peu de ces modèles sont appliqués à des systèmes hétérogènes. En outre, les données mécaniques obtenues sur des objets réels sont rarement confrontées avec les observations d'affleurements sur un site. Les déplacements le long des failles qui permettent d'évaluer la propagation des failles ont été beaucoup étudiés, mais principalement sur des failles localisées dans des milieux homogènes et/ou en grande partie observées en plan (*i.e.* généralement sur le sommet d'une couche). De telles approches ne suffisent pas à caractériser l'effet des alternances lithologiques sur la distribution du déplacement le long des failles qui affectent plusieurs couches.

Dans ces travaux de thèse, nous proposons d'analyser les caractéristiques architecturales des failles naturelles dans les systèmes multicouches et de discuter de l'origine de ces caractéristiques, en particulier du rôle des différents processus pouvant contrôler cette architecture. Nous proposons ensuite d'analyser l'effet des alternances lithologiques sur la distribution des déplacements le long des failles afin d'examiner les mécanismes de restriction ou de propagation des failles. Finalement, nous proposons d'analyser les processus mécaniques responsables de ces différentes caractéristiques et sur la base notamment d'une confrontation de données d'affleurement avec les propriétés mécaniques de l'objet d'étude.

Pour tenter de répondre à ces objectifs, nous avons réalisé un examen de détail de failles à l'affleurement. Une telle approche permet d'une part d'obtenir des données quantitatives, précises et exhaustives sur les failles et d'autre part de pouvoir quantifier les propriétés mécaniques des roches traversées. Des données sismiques ou de forages ont l'avantage de renseigner sur la fracturation in situ. Cependant, en fonction de la résolution de la sismique, il est impossible de caractériser les failles à très faible rejet vertical, ou les failles avec un pendage proche de la stratification dites « subsismiques ». A titre d'exemple, les failles qui affectent de manière visible les argilites du Toarcien dans la station expérimentale de l'IRSN à Tournemire (Aveyron) n'ont pas pu être mises en évidence par une étude sismique 3D haute résolution (Cabrera et al., 2001; Cabrera, 2002). Les forages permettent également de quantifier des paramètres mécaniques in situ, cependant ces données restent très localisées et ne sont donc pas adaptées pour caractériser des architectures complexes et variables dans l'espace. C'est pourquoi, afin d'avoir une approche complémentaire, ces méthodes d'investigation ont été écartées dans le cadre de cette étude.

Ce choix dans la manière d'obtenir des données sur les failles naturelles se heurte à la qualité généralement médiocre des affleurements de formations hectométriques riches en argile qui s'expriment en « badlands », avec des couverts végétaux importants et/ou des

altérations significatives. Pour pallier à cette difficulté, nous avons choisi de changer d'échelle par rapport au site de Meuse/Haute-Marne et de réaliser des observations sur des affleurements d'échelle décimétrique à métrique qui présentent des expressions morphologiques favorables. Une telle démarche permet aussi d'observer les objets dans leur totalité et d'obtenir des données en quantité statistique. Afin de s'affranchir de variabilités excessives par rapport au système multicouche du site de Meuse/Haute-Marne, les affleurements étudiés ont été sélectionnés afin de respecter certains critères d'analogie structurale. Les affleurements retenus présentent des failles normales qui se sont mises en place dans des milieux à faible pendage et nous étudions les alternances entre des couches ou bancs argileux et des couches ou bancs calcaires. En outre, les rejets normaux de ces failles sont relativement faibles par rapport à l'épaisseur des bancs car ces failles sont les plus problématiques à identifier en profondeur. De telles failles permettent également de mieux accéder aux différentes étapes de développement (initiation, croissance,...) que les failles matures à fort rejet qui peuvent présenter des structures trop complexes. A cette approche structurale de terrain, nous avons ajouté une approche visant à acquérir des données pétrophysiques des objets d'étude susceptibles d'influencer les processus de fracturation telles que l'épaisseur, la minéralogie ou les propriétés mécaniques des différentes couches. Enfin, une modélisation numérique avec le logiciel 3DEC (Itasca Consulting Group Inc., 2003) complète l'analyse des résultats acquis par une approche mécanique.

Nous avons structuré cette thèse en six chapitres. Le premier présente des aspects bibliographiques sur les failles et sur les propriétés pétrophysiques des roches argileuses et carbonatées. Le second traite de l'architecture des failles normales dans les systèmes multicouches étudiés. Le troisième concerne les caractéristiques des profils de déplacement des failles normales dans les systèmes multicouches. Le quatrième présente les résultats de modélisation numérique sur la nucléation et la restriction des failles dans les systèmes multicouches. Le cinquième chapitre présente des exemples d'application des résultats au site de Meuse/Haute-Marne. Le dernier chapitre est une synthèse des résultats. Au début de chaque chapitre, nous avons inclus un paragraphe qui introduit les différents aspects qui y sont traités.

Chapitre 1. Fractures et encaissant

Ce chapitre présente des aspects bibliographiques. Dans la première partie de ce chapitre, des notions générales sur la fracturation sont introduites. Celles-ci concernent principalement les joints et les failles. La deuxième partie présente des synthèses bibliographiques concernant les propriétés pétrophysiques des couches carbonatées et argileuses (*i.e.* minéralogie, densité, perméabilité, porosité, courbes de compaction et rhéologie). La troisième partie décrit les caractéristiques des failles dans les systèmes multicouches.

I. Généralités sur les fractures

I.1. Les fractures

Une fracture est une discontinuité liée à une rupture du volume rocheux. Dans cette étude, nous nous sommes focalisés uniquement sur les fractures d'origine tectonique. Une telle fracture déplace deux points initialement très proches et situés dans chacun des compartiments délimités par la surface de fracture. Un déplacement suivant la composante tangentielle à la surface de la fracture est un cisaillement ; un déplacement suivant la normale à la surface de la fracture est une ouverture ou une fermeture si le déplacement est respectivement orienté vers l'extérieur ou vers l'intérieur de la surface. En fonction de la présence ou non de cisaillement visible sur la surface d'une fracture réelle, on distingue plusieurs types de fractures. Les joints ne présentent pas de cisaillement visible (Price, 1966), ils présentent donc une ouverture pure ou une ouverture avec une légère composante cisailante invisible à l'œil nu. Les failles présentent un cisaillement pur et celui-ci peut être associé à plus ou moins de fermeture ou d'ouverture (Price, 1966 ; Jaeger et al., 2007). Enfin, les joints stylolitiques présentent un déplacement visible en fermeture mais ne sont pas considérés comme des fractures car, contrairement aux joints et aux failles, ils sont en grande partie contrôlés par des processus physico-chimiques de pression-dissolution. Une faille peut présenter des déplacements plurikilométriques alors que l'ouverture sur un joint est plutôt de l'ordre du centimètre au millimètre. Les deux épontes des joints peuvent même être macroscopiquement en contact et le déplacement visible peut être considéré dans ce cas comme nul.

A l'échelle de notre étude, les fractures sont des objets tridimensionnels limités dans l'espace. Leur épaisseur étant faible par rapport à leur longueur, leur forme est assimilable à une surface. L'extension de cette surface peut être millimétrique à plurikilométrique et la taille d'une fracture n'est pas un facteur qui intervient dans la définition des failles ou des joints. Cette surface découle de processus dynamiques ; en effet les fractures nucléent d'abord en un point, puis se propagent à partir de ce point et, durant leur croissance, les fractures peuvent interagir entre elles. Trois modes « idéaux » de propagation de fracture ont été mis en évidence (Irwin, 1958; Lawn, 1985 ; Atkinson, 1987) : le mode I ou « tension », le mode II,

« glissement » et le mode III, « déchirement » (Figure 1. 1). Un joint se propage en mode I et une faille se propage principalement en mode II et III. Les failles normales se propagent en mode II dans la direction du pendage et en mode III dans la direction horizontale.

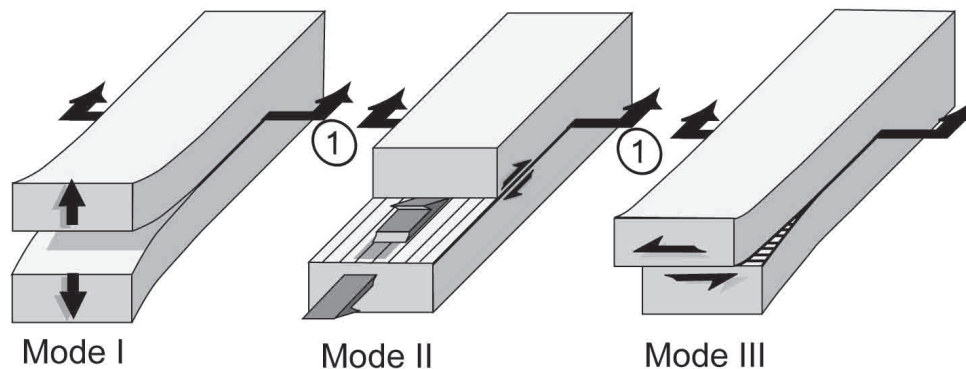


Figure 1. 1. Trois modes de propagation des fractures. Les flèches (1) indiquent la direction de propagation de la fracture et les doubles flèches indiquent le déplacement sur la surface de la fracture.

La rupture macroscopique de la roche qui permet le développement d'une fracture est la finalité d'un mode de déformation, dit cassant. Celui-ci caractérise la majorité des roches qui composent les couches superficielles de la croûte terrestre. Cette déformation résulte de l'état de contraintes local, la rupture se produit à partir de contraintes critiques et engendre une chute de la contrainte dans le milieu rocheux. Il existe donc une limite (ou enveloppe de rupture) qui caractérise tous les états de contraintes pour lesquels la roche se fracture. Dans le cas idéal où cette limite n'évolue pas, les états de contraintes au-delà de cette limite ne sont pas enregistrables par la roche et les états de contraintes en deçà de cette limite correspondent aux contraintes que peut supporter une roche dans le domaine cassant. Ces relations entre l'état de contraintes limite et l'état de la roche sont définis par différents critères de rupture (Coulomb, 1773 ; Griffith, 1920 ; Hoek et Brown, 1980).

Les fractures présentes dans le volume rocheux, comme d'autres défauts (*i.e.* un pore, une excavation, un fossile ou une interface sédimentaire) engendrent des perturbations du champ de contraintes. Ces perturbations sont des variations locales en magnitude (concentration ou diminution de contrainte) et en orientation du champ de contraintes. Dans le cas des fractures, ces perturbations se localisent en lobes (Pollard et Segall, 1987). La forme, l'étendue et la magnitude de ces lobes de perturbation dépendent à la fois de la surface tridimensionnelle de la faille (présence d'inflexions sur la surface et étendue de la faille) et de la rhéologie du milieu (Willemse et al., 1996 ; Kattenhorn et al., 2000 ; Bourne et Willemse, 2001 ; Maerten et al., 2002 ; Soliva et al., 2006 ; Soliva et al., 2010). En raison de la

complexité des perturbations du champ de contraintes, celles-ci sont étudiées par le biais de modèles analogiques ou numériques (Pollard et Segall, 1987 ; Peacock et Zhang, 1993 ; Patton et Fletcher, 1995 ; Petit et Mattauer, 1995 ; Homberg et al., 1997 ; Maerten et al., 2002 ; Homberg et al., 2002 et 2004 ; Soliva et al., 2010). Ces études consistent en la modélisation des perturbations autour de défauts qui possèdent une géométrie finie (par exemple une fracture ou plusieurs fractures). Ces modèles montrent que les perturbations peuvent avoir de nombreux impacts sur les conditions de propagation, sur la localisation et sur la géométrie des fractures qui s'initieraient autour des fractures existantes.

L'analyse de la propagation des fractures et notamment des failles est un des éléments essentiels de cette étude. Au sein d'un volume rocheux, cette propagation peut être perturbée. Si cette perturbation conduit à stopper la propagation de la faille, l'objet responsable de cet arrêt est appelé une « barrière » ou un restricteur. Une barrière peut être un volume de roche à géométrie quelconque à l'intérieur duquel la propagation d'une faille est défavorisée (Gupta et Scholz, 2000 ; Alessio et Martel, 2004) ou une structure discrète (Nicol et al., 1996b ; Gross et al., 1997 ; Wilkins et Gross, 2002). On peut distinguer trois types d'extrémités de fractures, celles qui sont libres de se propager, celles dont la propagation est brutalement stoppée par une structure discrète et enfin celles dont la propagation est défavorisée au sein d'un volume rocheux. Dans notre étude, nous avons distingué uniquement deux natures d'extrémité de fractures : les restreintes et les non restreintes. Une extrémité est dite restreinte si sa propagation est stoppée brutalement dans une direction par une structure discrète appelée un « restricteur ». Inversement, une extrémité non restreinte se propage, cela inclut des propagations « favorisées » ou « défavorisées ». Dans un système multicouche, l'ensemble des bancs dont l'interface supérieure et inférieure limitent la présence d'un jeu de fractures est appelé « unité mécanique ». Les limites des unités mécaniques sont donc des restricteurs ; plusieurs unités mécaniques peuvent se superposer.

1.2. Les joints

1.2.1. Définitions générales

Les joints sont les fractures les plus largement répandues dans les couches sédimentaires (Pollard et Aydin, 1988). Ils s'expriment souvent en population et trois arrangements peuvent être distingués. Le premier correspond aux réseaux de joints qui présentent des individus plus ou moins parallèles et régulièrement espacés sur une zone

relativement large (Hancock, 1985, Engelder, 1987; Mattauer, 1987, Pollard et Aydin, 1988) (Figure 1. 2.A). Plusieurs réseaux peuvent se superposer dans une même zone. Ils peuvent avoir des directions similaires ou variables et des origines tectoniques monophasée ou polyphasée (Hancock, 1985). Le deuxième arrangement correspond aux joints induits par le jeu des failles et qui sont présents uniquement à proximité d'elles (Figure 1. 2.B). Ces joints sont parfois nommés fractures satellites et ils appartiennent à la zone de dommage d'une faille. Leurs géométries sont très variables et ils peuvent localement former des réseaux de joints (Gross et al., 1997), ou avoir des répartitions plus complexes (McGrath et Davison, 1995 ; Kim et al., 2004). Ces deux types de population ont été observés sur les affleurements analysés. Il existe un troisième arrangement non analysé dans cette étude, ce sont les couloirs fracturés dans lesquels les joints sont regroupés en une zone localisée relativement étroite par rapport à sa longueur (Hancock, 1985 ; Engelder, 1987) (Figure 1. 2.C).

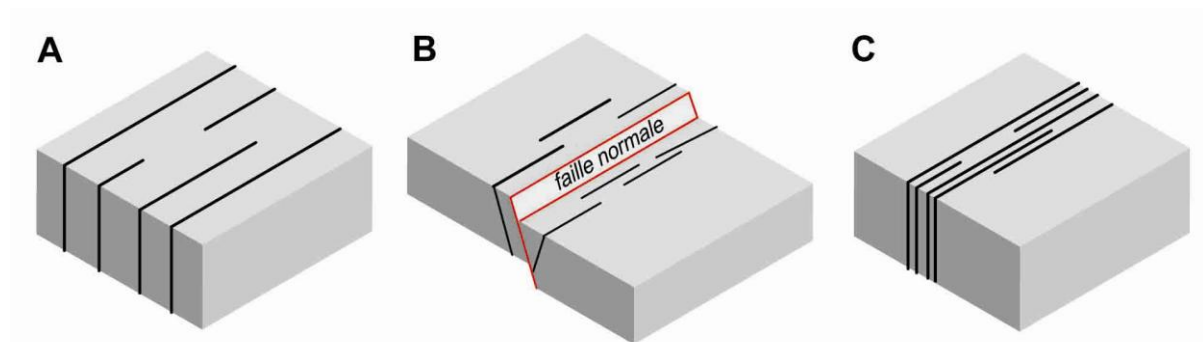


Figure 1. 2. Répartitions des populations de joints. A : Réseau de joints : B. Fractures satellites. C : couloir fracturé.

1.2.2. Formation des joints

Quand un échantillon est soumis à des contraintes, les défauts compris dans le volume rocheux (pores, microfractures, grains...) engendrent des perturbations du champ de contraintes autour d'eux et notamment à leurs extrémités (Atkinson et Meredith, 1987). Pour des états de contraintes en tension ou en compression faibles, ces perturbations favorisent des tensions et entraînent progressivement la propagation en mode I de microfractures ayant pour normale la contrainte principale minimale (σ_3), aboutissant à une rupture instable et macroscopique du matériau formant un joint en traction ou en extension. Pour des essais où les contraintes compressives sont un peu plus fortes, les perturbations sur les microfractures orientées dans le plan ayant pour normale σ_3 ne sont plus suffisantes pour générer une rupture macroscopique en mode I. Dans ce cas là, des perturbations engendrées par des micro-cisaillements localisés sur des microfractures obliques s'ajoutent aux perturbations

précédentes. Ces perturbations dépendent de la contrainte tangentielle et permettent la connexion des microfractures entre elles, aboutissant dans certain cas à la formation de joints obliques, dits hybrides, ou de fractures cisillantes en échelon. A partir d'un critère de rupture, il est possible de définir les seuils de rupture et les orientations des joints en tension, en extension ou hybrides en fonction des contraintes principales (Hancock, 1985; Mandl, 1988) (Figure 1. 3).

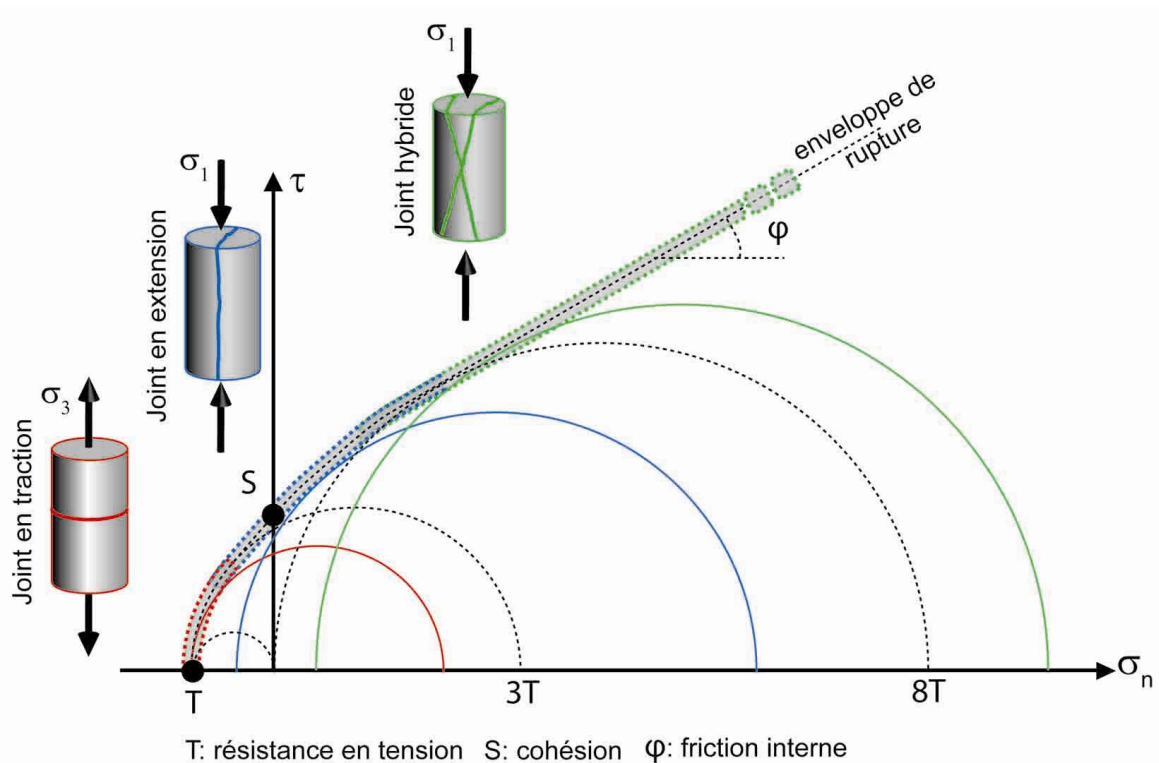


Figure 1. 3. Orientations et états de contraintes des différents types de joints. En rouge, joint en tension formé lorsque la contrainte principale minimale (σ_3) est égale à la résistance en tension (T). La contrainte principale maximale (σ_1) peut être trois fois supérieure à σ_3 en moyenne. En bleu, joint en extension formé pour des σ_3 négatifs. En moyenne σ_1 est inférieure à 8 fois T . En vert, les joints hybrides. σ_n contrainte normale, τ contrainte cisailante. Modifiée d'après Hancock (1985) et Mandl (1988).

I.2.3. Les joints dans les systèmes multicouches

Dans les calcaires, les joints sont des objets courants et très largement étudiés. En revanche, seules quelques études décrivent des formations argileuses, parfois très épaisses, présentant des joints (Bahat et Engelder, 1984; Evans, 1994; Arnoult et al., 2002; Constantin, 2002; Dehandschutter et al., 2005; Arnoult, 2006). Dans les roches stratifiées, les limites de bancs fonctionnent comme des restricteurs pour les joints confinés dans une unité mécanique formée d'un ou de plusieurs bancs (Narr et Suppe, 1991 ; Gross, 1993). Des petits reliefs appelés « figures fractographiques » ponctuent les surfaces des joints et traduisent leur

propagation (Engelder, 1987; Hodgson, 1961; McConaughy et Engelder, 2001). L'étude de ces figures a notamment permis de définir la dynamique d'un joint dans des milieux stratifiés. La nucléation se fait sur un point, qui peut être localisé au sein d'un banc, ou alors le long d'une interface stratigraphique (*i.e.* une hétérogénéité dans le volume rocheux comme par exemple une figure sédimentaire, un grain plus gros ou encore un fossile) (Pollard et Aydin, 1988; McConaughy et Engelder, 2001; de Jousineau et Petit, 2006). A partir de ce point d'initiation, la fracture croît au sein d'un banc homogène dans toutes les directions et la surface du joint est quasi-sphérique. Par la suite, lorsque le joint rencontre un restricteur, la croissance se fait préférentiellement dans la direction parallèle à cette interface (croissance unidirectionnelle) et la surface du joint devient une ellipse qui s'allonge avec la croissance (Bahat et Engelder, 1984 ; Helgeson et Aydin, 1991; Petit et al., 1994). L'espacement entre les joints d'un réseau est en général régulier. L'indice de fracturation D ($D = H/S$, avec H l'épaisseur de l'unité mécanique et S l'espacement des joints) est à peu près constant, indiquant que l'espacement des joints est fonction de l'épaisseur de l'unité mécanique (Ladeira et Price, 1981; Narr et Suppe, 1991; Gross, 1993; Wu et Pollard, 1995). Les perturbations du champ de contraintes ont été invoquées pour expliquer cette relation (Bai et al., 2000). Dans des systèmes multicouches, plusieurs réseaux de dimensions différentes sont souvent observés (Hancock, 1985 ; Engelder, 1987 ; Rijken et Cook, 2001 ; Jorand, 2004 ; Cooke et al., 2006) et ces exemples naturels ont conduit à définir un modèle conceptuel de répartition des unités mécaniques. Suivant ce modèle, des réseaux de joints affectent les formations calcaires, mais pas les formations argileuses, et des joints se propagent à travers les interfaces calcaires/calcaires mais pas à travers les interfaces argiles/calcaires (Figure 1. 4.A). Ce type de configuration est souvent vérifié, comme par exemple, sur la pile sédimentaire de Tournemire (Figure 1. 4.B).

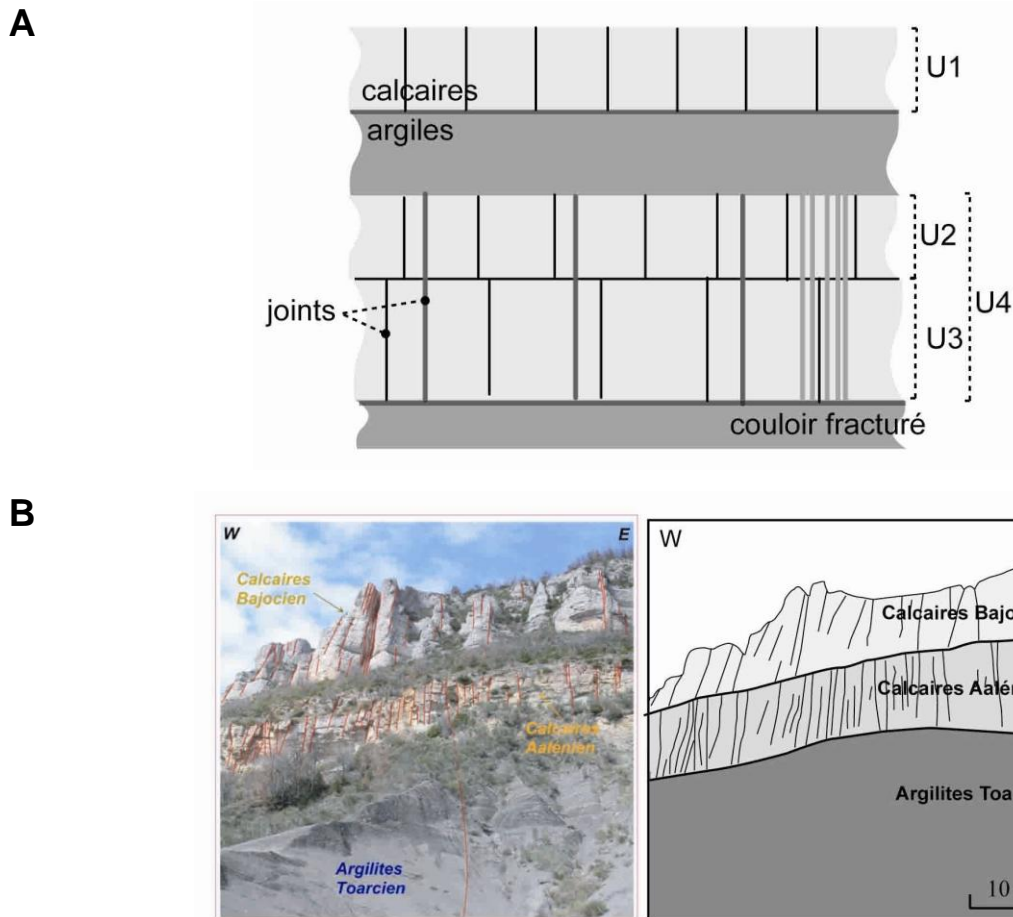


Figure 1. 4. Les joints dans les formations multicouches. A : Modèle conceptuel de répartition des joints dans un système multicouche argilo-calcaire. U1, U2, U3 et U4 sont des unités mécaniques. Modifiée d'après Jorand (2004). B : Réseaux de joints sur la pile sédimentaire de Tournemire (France). Modifiée d'après Constantin (2002).

Le modèle de répartition des joints présenté dans la Figure 1. 4.A n'est cependant pas toujours vérifié et l'interface argile/calcaire peut être traversée par des joints (Bahat et Engelder, 1984 ; Helgeson et Aydin, 1991; Rijken et Cooke, 2001). Par exemple, sur le site de Malte, des joints appartenant à des réseaux réguliers sont généralement confinés dans des formations calcaires sus- et sous-jacentes d'une formation argileuse qui ne présente pas de réseau de joints conformément au modèle conceptuel de fracturation (Missenard, 2008; Rocher et al., 2008), mais certains joints traversent la barrière lithologique et affectent une partie de la formation argileuse (Figure 1. 5.A). En outre, les joints qui forment les fractures satellites des failles peuvent aussi indifféremment affecter toutes les lithologies (Figure 1. 5.B, C).

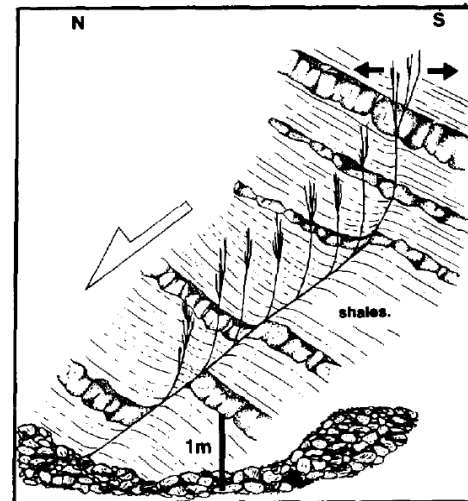
A**B**

Figure 1. 5. Des joints non-conformes au modèle de répartition. A : Un joint se propageant à travers une interface argile/calcaire (Malte). La formation calcaire est le niveau ocre située dans la partie basse de la photo. La couche argileuse est le niveau gris-bleu dans la partie haute. Dans les argiles, le joint est entouré d'une auréole ocre. D'après Missenard, 2008. B : Des fractures satellites antithétiques associées à une faille normale et qui affectent indifféremment toutes les couches, observées entre Kilve et Lilstock (UK) d'après McGrath et Davison (1995).

I.3. Les failles

I.3.1. Définitions générales

A l'instar des joints, les failles se forment en population bien qu'il soit fréquent sur un affleurement d'observer une seule faille. Certaines failles sont plus ou moins parallèles et régulièrement espacées sur une zone relativement large, d'autres peuvent avoir des espacements variables ou des directions fortement obliques. Les failles résultant d'une même phase tectonique définissent un système de failles. Lorsque des failles de même cinématique sont regroupées dans une zone d'épaisseur relativement étroite par rapport à sa longueur et si elles interagissent entre elles (connexion, transfert de déplacement), ces failles sont appelées des « segments de faille » et l'ensemble des segments compose une zone de failles (Figure 1. 6.A). En plus des segments de faille, une zone de failles peut inclure des fractures satellites (*i.e.* des failles et des joints relativement localisés) et parfois des bandes de roche de faille (brèche, gouge et cataclasite) (Figure 1. 6.A, B). L'épaisseur de ces bandes de roche est fonction de la valeur du déplacement maximal sur la faille (Childs et al., 2009). Le long des zones de failles de déplacement inférieur à 10 m, ces bandes de roche de failles ont des épaisseurs faibles (*i.e.* 10 cm en moyenne et inférieure à 1 m) (Childs et al., 2009) et sont discontinues pour des déplacements inférieurs à 5 m (Micarelli et al., 2006). Sur ces zones de failles, le déplacement est fortement partitionné entre les segments de faille et l'épaisseur de

la zone de failles peut être considérée comme étant la distance maximale qui sépare les segments de faille. Cette épaisseur est directement fonction de la valeur de déplacement maximal sur la faille (Figure 1. 6.C). Cette relation est identique pour des failles normales, inverses ou décrochantes et, au premier ordre, ne dépend pas de la lithologie (Childs et al., 2009).

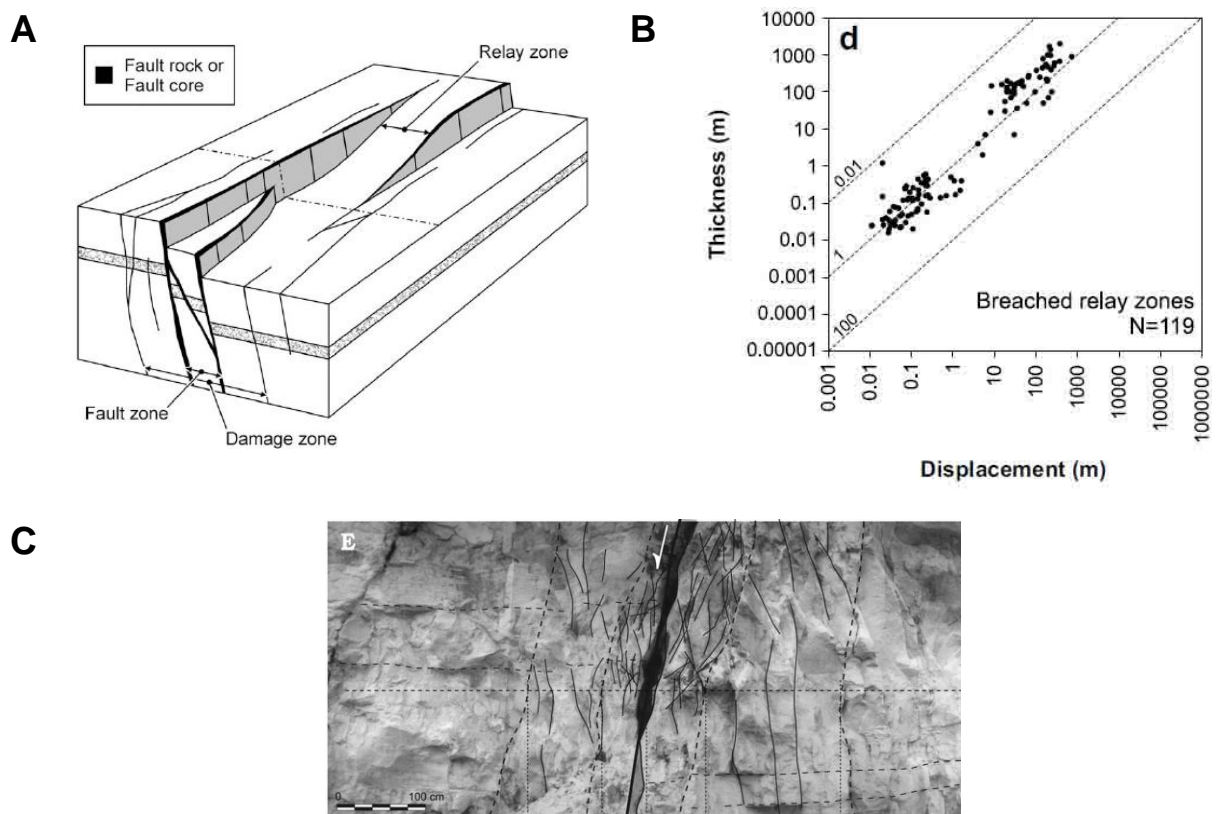


Figure 1. 6. Les zones de failles. A : Modèle conceptuel. B : Epaisseur des zones de failles en fonction du déplacement. Les failles utilisées sont des zones de failles du type failles en segment. A et B, d'après Childs et al. (2009). C : Exemple de zone de failles vue en coupe sur le plateau d'Hyblean (Sicile). D'après Micarelli et al. (2006).

1.3.2. Formation des failles

Nous avons vu que lorsque l'on soumet un volume rocheux à une compression de plus en plus importante, des perturbations sur des plans obliques à σ_1 prennent la relève de celles sur les plans ayant pour normale σ_3 responsable de la formation des joints et engendrent une rupture instable. Lorsque cette rupture en cisaillement est dominante, la rupture se propage en Mode II ou III le long de plans bien définis : c'est la formation d'une faille. Cette rupture en cisaillement dépend de l'intensité de la contrainte tangentielle. Dans un volume rocheux, la contrainte tangentielle dépend de l'orientation de la facette et des contraintes principales. Dans une première approche, il est possible de démontrer que la contrainte tangentielle est

maximale dans le plan (σ_1, σ_3) . Des études expérimentales montrent que sur ce plan, la rupture ne se produit pas sur la facette subissant la plus grande contrainte cisailante mais sur une facette oblique (Coulomb, 1773). L'angle de cette facette est constant en moyenne quelles que soit les contraintes et l'enveloppe de rupture correspond à une droite dans l'espace (σ_n, τ) . L'ordonnée à l'origine de cette droite est la cohésion (S) et la pente de cette droite est la friction interne (φ). A partir de ces paramètres, il est possible de prédire l'orientation de la faille par rapport à σ_1 (Figure 1. 7).

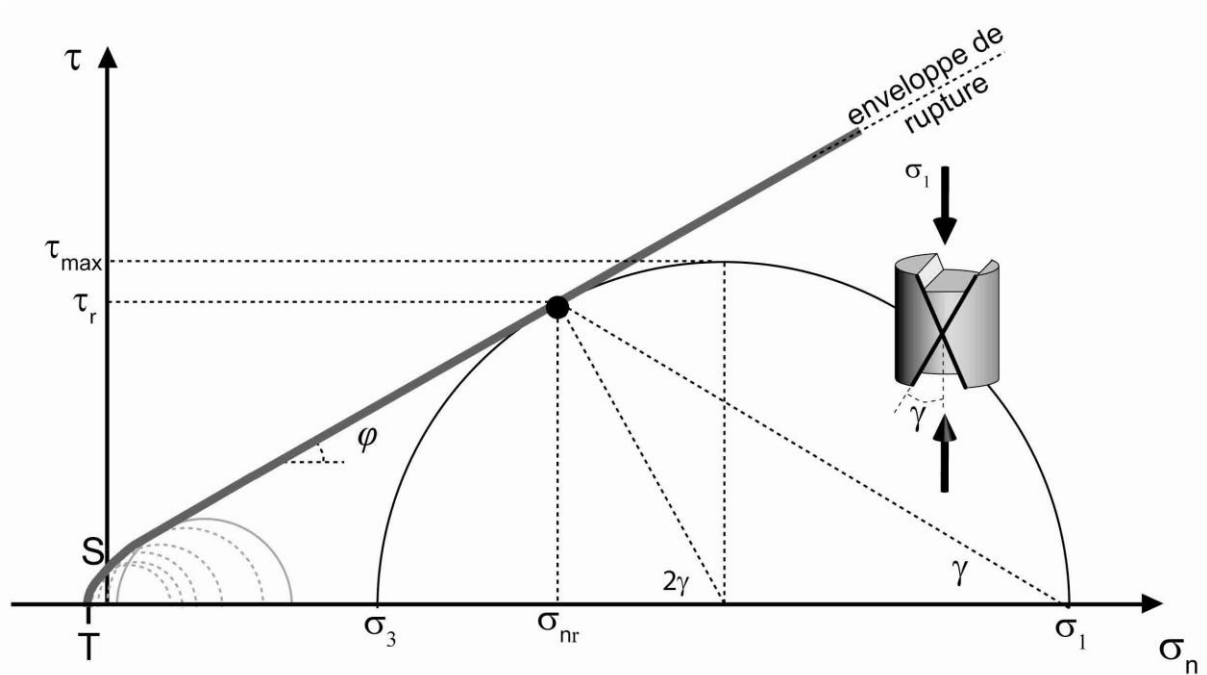


Figure 1. 7. Orientation et rupture d'une faille dans le plan des contraintes principales maximale (σ_1) et minimale (σ_3). σ_n , la contrainte normale, et τ , la contrainte cisailante, sont les contraintes qui agissent sur une facette. La cohésion (S) et l'angle de friction interne (φ) sont les deux paramètres du critère de rupture. La rupture se produit lorsque l'état de contraintes (σ_{nr}, τ_r) est égale au critère de rupture. La faille ainsi formée a un angle γ avec σ_1 .

Dans les couches supérieures de la terre, des conditions limites contraignent la direction des contraintes principales : une des contraintes principales est souvent proche de la verticale (*i.e.* charge lithostatique), et en conséquence les deux autres sont horizontales (Anderson, 1951). Pour de telles caractéristiques du tenseur de contraintes, il existe trois régimes possibles de contraintes, les régimes extensif, compressif et décrochant et trois grands types de failles (Figure 1. 8). Les failles et les joints peuvent avoir pour origine une seule phase tectonique (De Sitter, 1956) et les fractures peuvent alors présenter des orientations idéales et constantes (Hancock, 1985). Cependant, le champ de contraintes est rarement parfaitement homogène et la rupture se produit en réponse au champ de contraintes local et

non régional. Sur une population de fractures, on peut alors dissocier des fractures majeures et des fractures secondaires. La géométrie des failles majeures correspond globalement au champ de contraintes régional tandis que la géométrie et la localisation des fractures secondaires sont en partie contrôlées par les perturbations engendrées par les fractures majeures ou d'autres processus. Ces perturbations, calculées dans des modèles élastiques, peuvent modifier l'orientation d'un réseau de joints à proximité de grandes failles (Kattenhorn et al., 2000 ; Bourne et Willemsse, 2001), l'orientation d'un réseau de failles ou de joints dans une zone de relais en mode II (Aydin et Schultz, 1990) ou en mode III (Segall et Pollard, 1980; Peacock et Zhang, 1993), ou être responsables de réseaux de failles secondaires aux orientations complexes autour de plusieurs failles majeures (Maerten et al., 2002; Maerten et Maerten, 2006). La présence de plan de rupture préférentielle, comme une interface sédimentaire à faible friction, une fracture préexistante ou une schistosité, peuvent également changer l'orientation des failles (Peacock et Sanderson, 1992 ; Wilkins et al., 2001 ; Van der Zee et al., 2008).

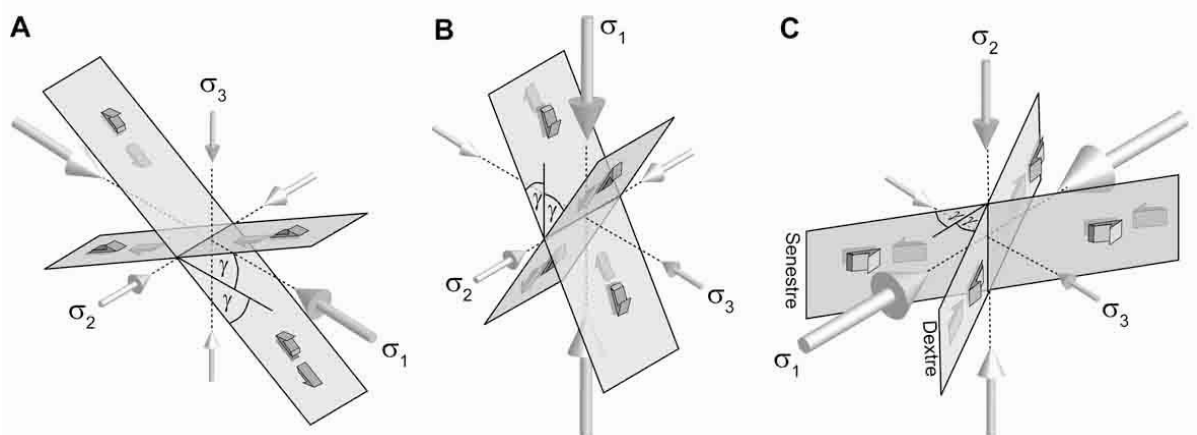


Figure 1. 8. Orientation des failles selon Anderson. A : Failles inverses conjuguées. B : Failles normales conjuguées. C : Failles décrochantes conjuguées.

I.3.3. La croissance des failles

Les failles se propagent par propagation de leurs extrémités ou par connexion (Segall et Pollard, 1980; Watterson, 1986 ; Peacock, 1991; Peacock et Sanderson, 1991 ; Cowie et Scholz, 1992b; Peacock et Sanderson, 1994 ; Childs et al., 1996). Dans le premier cas, les extrémités des failles dites isolées se propagent durant l'accumulation du déplacement. Dans le deuxième cas, deux segments de faille en interaction se connectent au niveau d'une zone de transfert ou « relais », pour former une zone de failles. Ces deux modes de propagation opèrent dans la direction du pendage et dans la direction horizontale de la zone de failles.

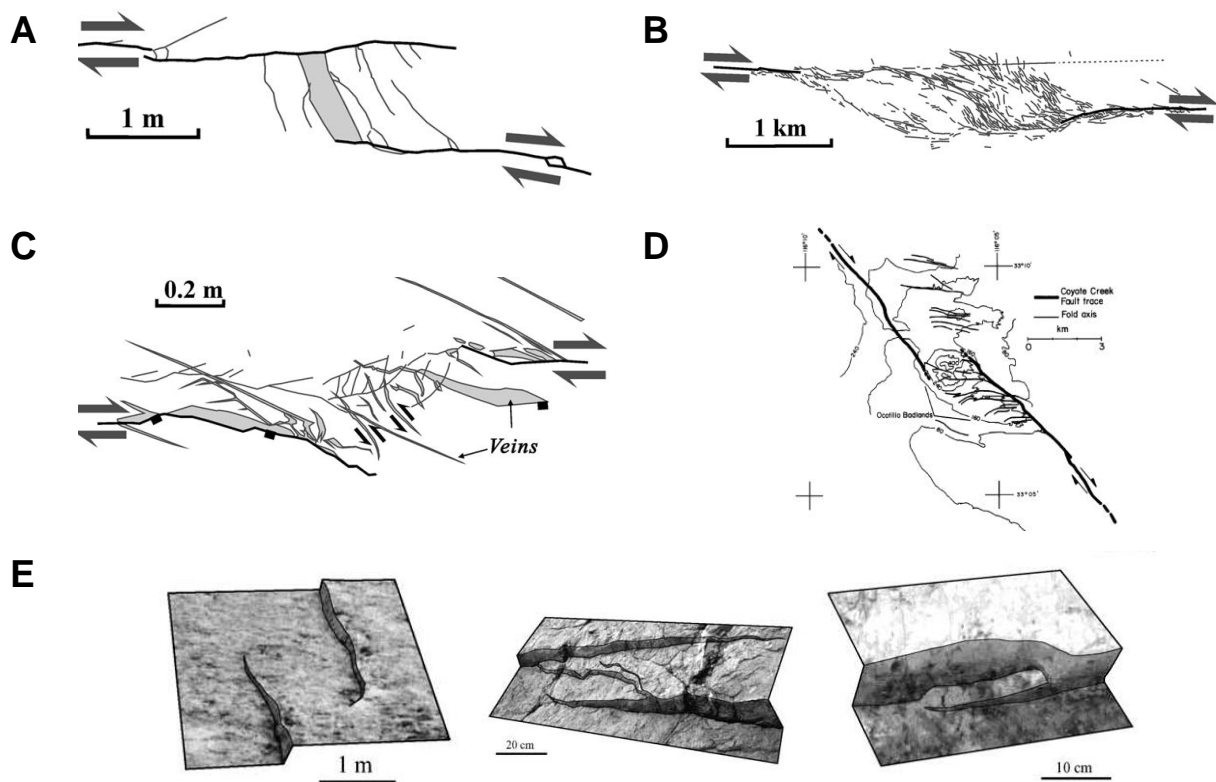


Figure 1. 9. Connexion de deux failles sur une zone de relais. A et B : Deux zones de relais extensives à différentes échelles et formées par l'interaction de décrochements dextres sur l'île de Gozo (Malte) (A) et à Dasht-e Bayaz (Iran) (B). Les fractures dans la zone de relais sont des joints avec plus ou moins d'ouverture (A) et des failles normales et des décrochements (B). D'après Kim et al. (2004). C et D: Deux zones de relais compressives à différentes échelles et formées par l'interaction de décrochements dextres à East Quantoxhead, Somerset (UK) (A) et sur la zone de failles de Coyote Creek, Californie (US). En C, les fractures dans la zone de relais sont des décrochements et des joints. En D, la zone de relais est caractérisée par un intense plissement. C : D'après Kim et al. (2004). D : D'après Segall et Pollard (1980) (D). E : Trois zones de relais formant une rampe entre deux failles normales à Fumanyà (Espagne). De gauche à droite, la maturation de la rampe augmente. Les fractures dans la zone de relais sont des failles normales. D'après Soliva et al. (2004).

La connexion de deux failles est un processus évolutif et se produit lorsque deux extrémités de failles se propagent l'une vers l'autre. Lorsque deux failles en échelon commencent à interagir, les perturbations des contraintes à proximité des failles ne correspondent plus à celles des failles « isolées ». Si la propagation se poursuit malgré ces perturbations, les failles se recouvrent. Dans cette zone de recouvrement, les perturbations importantes du champ de contraintes peuvent conduire à la densification et à une réorientation de la fracturation qui permet la connexion des deux failles (Segall et Pollard, 1980; Aydin et Schultz, 1990; Crider et Pollard, 1998; Kim et al., 2004; Soliva et Benedicto, 2004) (Figure 1. 9). Dans la zone de relais, la nature et la géométrie de cette fracturation secondaire dépendent du mode de propagation (mode II ou III) et de la géométrie de l'échelon. Suivant tous les cas possibles (failles normales, failles décrochantes dextre ou senestre, échelons pas à droite et pas à gauche), les zones de relais peuvent être compressives (Figure 1. 9.A, B), extensives

(Figure 1. 9.C, D) ou former des rampes (Figure 1. 9.E). Dans les zones de relais mature, le déplacement s'accumule préférentiellement sur certaines fractures, les autres sont abandonnées. Cette accumulation de déplacement combinée à des phénomènes d'abrasion entraîne une évolution des zones de relais en zones de courbures.

1.3.4. Les déplacements sur les failles

La surface d'une faille isolée, non restreinte et dans un milieu homogène a en première approximation une forme sphérique (Walsh et Watterson, 1989 ; Nicol et al., 1996). Il est possible de définir un rapport de forme (rapport de la longueur sur la hauteur) proche de 1 pour une surface sphérique (Figure 1. 10.A). Les surfaces des failles peuvent aussi être plus complexes (Figure 1. 10.B). Elles peuvent présenter des rapports de forme supérieure à 1 (de 1 à 4 d'après Nicol et al. (1996), jusqu'à 8 d'après Soliva et al. (2006), jusqu'à 12 pour Schultz et Fossen (2002)) et elles peuvent être ponctuées de variations géométriques observables en coupe et en carte (Kattenhorn et Pollard, 2001; Maerten et al., 2002 ; Peacock, 2002 ; Koledoye et al., 2003; Marchal et al., 2003 ; Kristensen et al., 2008). On peut classer ces variations géométriques en deux grands ensembles : les changements de pendages et les accidents directement reliés à la segmentation (des échelons, des zones de recouvrement, des connexions). Dans les milieux multicouches, la localisation de ces accidents vus en coupe dépend essentiellement de la lithologie et sera discuté dans la partie III de ce chapitre.

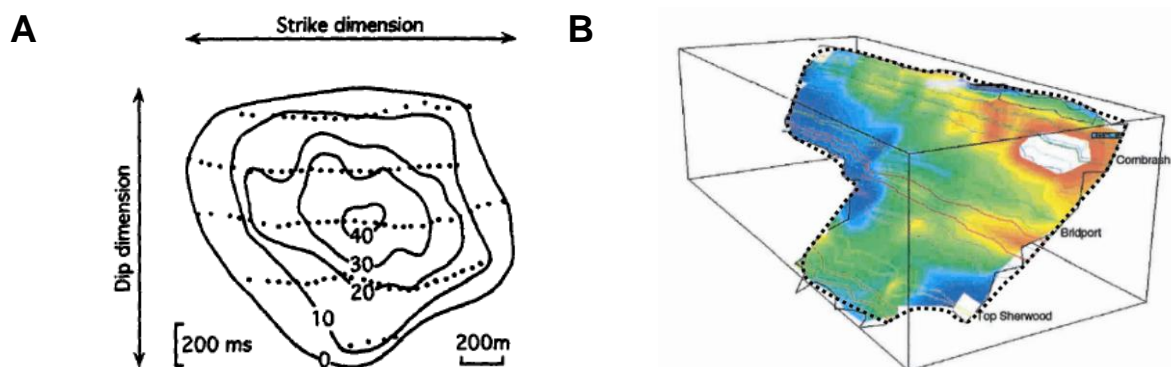


Figure 1. 10. Exemple de surface de failles normales. A : Surface elliptique et les courbes de déplacement constant (« tip-line ») (en mètres) d'une faille de la côte du Golf, établie d'après des données de sismique 3D. Les échelles verticale et horizontale sont identiques. D'après Nicol et al. (1996). B : Surface de faille normale complexe du champ pétrolier de Witch Farm dans le bassin de Wessex (UK). Les couleurs indiquent le déplacement, les couleurs chaudes pour les zones de déplacement maximal et les couleurs froides pour les zones de déplacement minimal. D'après Kattenhorn et Pollard (2001).

Les déplacements varient le long d'une surface de faille. A l'exception des failles recoupant et décalant la surface terrestre, la valeur de déplacement est maximale à l'intérieur de la surface, et les déplacements sont nuls aux extrémités de la surface (Muraoka et Kamata, 1983; Rippon, 1985; Barnett et al., 1987 ; Walsh et Watterson, 1987). Ces variations de déplacement peuvent être représentées par des courbes de déplacement constant (« tip-line ») sur la surface et les extrémités d'une faille correspondent à la tip-line de valeur nulle (Figure 1. 10.A et 11). Quelques études examinent la distribution du déplacement sur l'ensemble de la surface d'une faille et donc en 3D, généralement obtenue par de la sismique 3D (Kattenhorn et Pollard, 2001; Koledoye et al., 2003 ; Marchal et al., 2003 ; Benedicto et al., 2004 ; Kristensen et al., 2008). Plus communément, le déplacement est étudié sur des profils représentant la distribution du déplacement le long d'une trace de faille. Des profils de déplacement vus en plan, ou dans la direction horizontale de la faille, sont obtenus en étudiant les variations de déplacement d'une faille sur une surface horizontale (une interface sédimentaire ou une surface topographique) et les profils de déplacement vus en coupe ou dans la direction du pendage, sont obtenus en étudiant les variations de déplacement d'une faille sur une surface verticale (une surface d'affleurement en coupe ou un profil sismique). Le déplacement maximal (D_{max}) n'est pas nécessairement situé au centre de la faille mais définit les rayons R_1 , R_2 , R_3 et R_4 suivant la terminologie proposée par Kim et Sanderson (2005) (Figure 1. 11). Dans la suite de cette étude, nous avons utilisé L pour désigner la longueur en plan ou en coupe et R pour un rayon quelconque et nous avons précisé si les profils sont en coupe ou en plan. Outre son D_{max} , un profil de déplacement est caractérisé par sa forme globale (*e.g.* profil triangulaire sur la Figure 1. 11). Les variations de déplacement le long du profil peuvent aussi être caractérisées par un gradient de déplacement. Un gradient de déplacement est une variation de déplacement sur une longueur donnée de faille et correspond à la pente locale du profil. Il exprime donc la capacité de la faille à se propager par rapport à l'accumulation du déplacement. Le gradient peut être calculé localement et exprimer le détail des variations de déplacement le long de petites portions de faille (Walsh et Watterson, 1989, Cowie et Shipton, 1998 ; Soliva et al., 2006). Mais dans la majorité des études, le gradient calculé est le gradient D_{max}/R qui est la variation de déplacement mesurée sur tout le rayon R du profil.

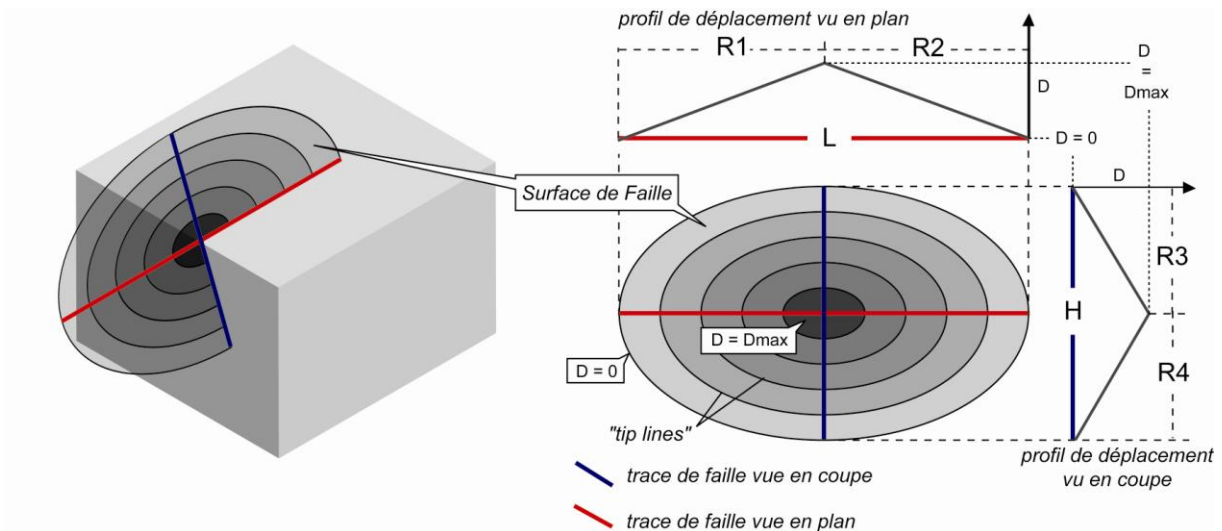


Figure 1. 11. Nomenclature des profils de déplacement des failles proposée par Kim et Sanderson (2005). D_{max} est la valeur de déplacement maximale et les valeurs de déplacement sont nulles aux extrémités du profil. L et H sont respectivement les dimensions en plan et en coupe d'une faille entre les deux extrémités. R_1 , R_2 , R_3 et R_4 (*i.e.* Rayon) sont les distances entre le D_{max} et les extrémités. Dans cet exemple théorique, R_1 et R_2 sont égales à $L/2$ et R_3 et R_4 sont égales à $H/2$.

Les failles naturelles présentent plusieurs formes de profil (Figure 1. 12). Les deux plus communes sont la forme de type « C » (pour Cône) ou triangulaire et la forme de type « M » (pour Méssa) ou « flat topped pattern » ou « bilinéaires » (Figure 1. 12). De nombreux auteurs ont identifiés des profils de déplacement avec ces formes, en coupe ou en plan et pour des échelles centimétrique à kilométrique (Figure 1. 12) (Dawers et al., 1993; Nicol et al., 1996a; Fossen et Hesthammer, 1997; Manighetti et al., 2001; Soliva et Benedicto, 2005; Soliva et Schulz, 2008; Walsh et Watterson, 1987). Des auteurs décrivent aussi des formes de profils de déplacement plus complexes (Muraoka et Kamata, 1983 ; Manighetti et al., 2001, Manighetti et al., 2005).

Sur un profil triangulaire, le déplacement décroît de manière plus ou moins constante le long de la faille depuis D_{max} jusqu'aux valeurs nulles situées aux extrémités. Le gradient de déplacement est donc constant le long du profil et égal à D_{max}/R ($= 2D_{max}/L$). La forme triangulaire d'un profil de déplacement caractérise principalement les failles isolées, non restreintes, se propageant dans des milieux homogènes. Cette forme triangulaire a été observée dans différents types de lithologie (grès, carbonate, silt, volcanique, ...), sur des profils de déplacement en coupe ainsi qu'en plan et à des échelles centimétrique à kilométrique. Un profil de déplacement en « M » présente une augmentation du gradient de déplacement aux extrémités des failles. Les profils de déplacement en « M » sont associés à des perturbations des gradients de déplacement le long des failles. Celles-ci peuvent avoir plusieurs origines comme la restriction des failles ou les interactions entre les failles. Nous

reviendrons sur les formes des profils de déplacement dans les systèmes multicouches et sur l'effet de la restriction dans la partie III.3 de ce chapitre.

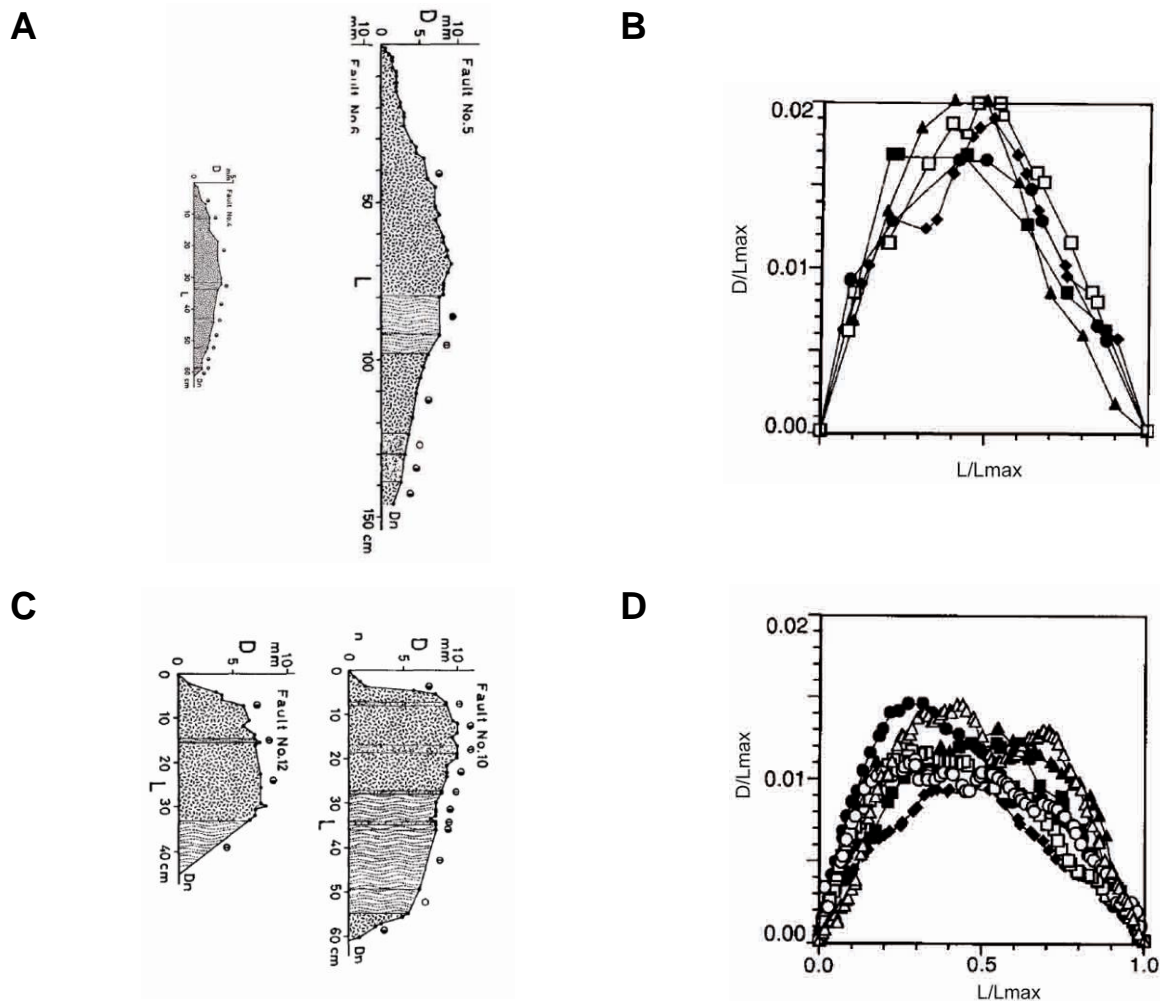


Figure 1. 12. Forme des profils de déplacement de failles normales. A et B : Profils de déplacement triangulaires. C et D : Profils de déplacement en « M ». En A et C, les profils sont vus en coupe sur le flanc nord du volcan Kuju, (Kyushu, Japon). D'après Muraoka et Kamata (1983). En B et D, les profils de déplacement sont normalisés et vus en plan dans la vallée d'Owens, Californie (US). D'après Dawers et al. (1993).

Dans des milieux homogènes, les gradients de déplacement sont communément plus importants aux extrémités des segments en interaction qu'aux extrémités des failles isolées (Peacock, 1991; Peacock et Sanderson, 1991 ; Childs et al., 1995; Gupta et Scholz, 2000 ; Imber et al., 2004). Les valeurs de ces gradients sont très variables d'un site à un autre et sur un même site. En moyenne ils varient entre les valeurs caractéristiques des failles isolées ($\approx 0,001$ à $0,22$) jusqu'à des valeurs élevées (de $0,05$ à $0,2$ sur des relais observés en plan dans deux types de calcaires pour Soliva et al. (2004), et de $0,15$ à $0,5$ sur des relais observés en coupe dans des grès par Wilkins et Gross (2002)). Par conséquent, le profil de déplacement

des failles en interaction peut présenter des formes en « M ». Ces perturbations sont liées au fait que les segments de faille se propagent dans le champ de contraintes perturbé par l'autre segment. En fonction de la maturité du relié, le profil de déplacement global de la zone de failles formé par ces segments en interaction (profil cumulé = somme des déplacements des segments), peut présenter l'allure de celui d'une faille isolée ou présenter des variations anormales du gradient (comme par exemple des minimums locaux sur les profils de déplacement) localisées au niveau des zones de relais (Peacock et Sanderson, 1991; Cartwright et al., 1995 ; Childs et al., 1995 ; Mansfield et Cartwright, 1996 ; Maerten et al., 1999; Contreras et al 2000; Gupta et Sholtz 2000 ; Walsh et al, 2003; Soliva et Benedicto, 2004).

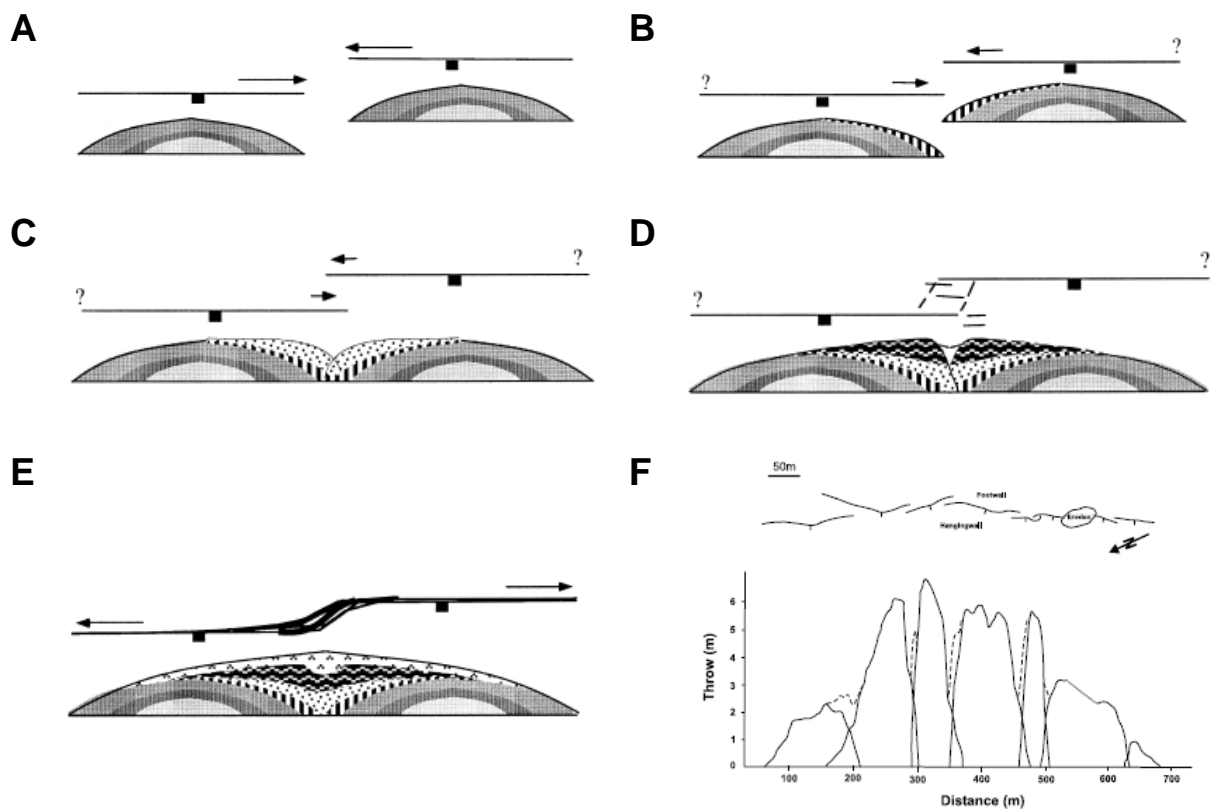


Figure 1. 13. Modèle conceptuel d'évolution de la distribution du déplacement le long de failles en interaction. A : Deux failles isolées avec des profils triangulaires (« bell shaped ») se propagent l'une vers l'autre. B : Le gradient de déplacement est perturbé au niveau des extrémités formant un échelon. C et D : les failles se recouvrent et se connectent et la perturbation du déplacement augmentent. E : Profil cumulé de plusieurs segments de faille formant une zone de failles. A, B, C, D, E : D'après Gupta et Scholz (2000). F : D'après Willemse et al. (1997).

1.3.5. La loi D_{max} -L

Le déplacement maximal (D_{max}) sur une faille augmente avec la dimension des failles (Figure 1. 14). Par exemple, une faille métrique a tendance à avoir un rejet centimétrique, et une faille kilométrique, un rejet décamétrique. De nombreuses études (voir références ci-dessous) montrent que cette relation est de la forme :

$$D_{max} = cL^n$$

La valeur de l'exposant n caractérise l'effet de l'échelle sur la croissance des failles et a longtemps été débattue. Les valeurs minimales et maximales de ce coefficient proposées dans la bibliographie sont de 0,5 et 2. Pour $n = 1$, les grandes failles et les petites failles présentent des valeurs de D_{max} relativement similaires par rapport à leur taille. Pour $n < 1$, les grandes failles présentent une taille relativement élevée pour un petit déplacement et pour $n > 1$, les grandes failles présentent une taille relativement faible pour un déplacement assez important, au regard des petites failles. Dans les années 1980 et dans le début des années 1990, divers auteurs donnent une valeur de n égale à 1, en interprétant chacun leur propre jeu de données (Muraoka et Kamata, 1983; Cowie et Scholz, 1992a; Dawers et al., 1993; Scholz et al., 1993; Carter et Winter, 1995; Villemin et al., 1995). Par ailleurs, des analyses menées sur la combinaison de différents jeux de données ont abouti à une valeur de n comprise entre 1,5 et 2 (Walsh et Watterson, 1988; Gillespie et al., 1992). Cowie et Scholz, 1992a discutent de ces différentes valeurs de coefficient n et proposent un coefficient n égal à 1 en ré-analysant les mêmes jeux de données. En 1996, Schlische et al. (1996) présentent des données de D_{max} , L dans une gamme d'échelle encore inexplorée (1,15 cm à 1,23 m) et concluent qu'une valeur de n égale à 1 est beaucoup plus représentative du comportement global des failles sur les 8 ordres de grandeur explorés (de 10 mm à 1000 km). Cette conclusion est depuis confirmée par des observations d'autres auteurs (Manighetti et al., 2001; Kim et Sanderson, 2005; Schultz et al., 2006; Soliva et Benedicto, 2005; Soliva et Schulz, 2008; Polit et al., 2009).

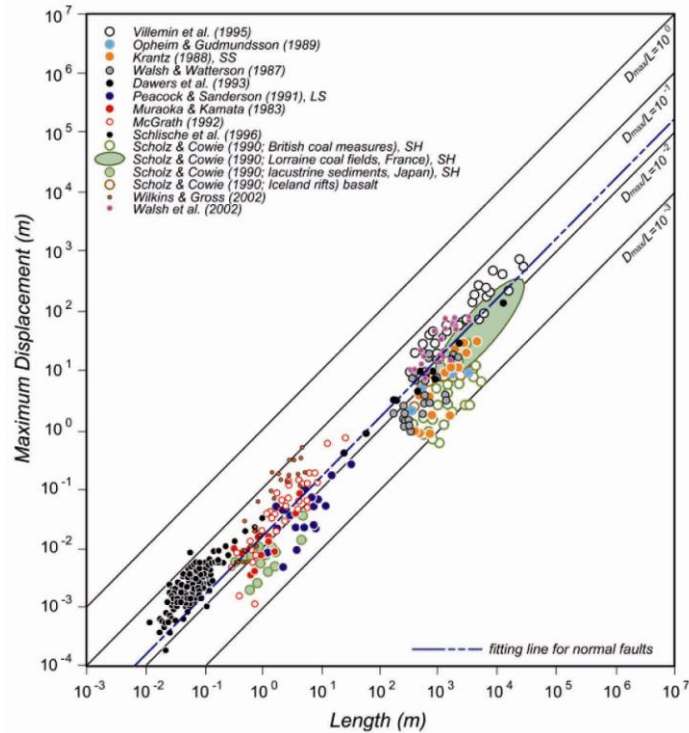


Figure 1. 14. Graphique log/log des D_{max} en fonction de la longueur (L ou H) des failles normales, SS : grès, LS : calcaires et SH : « shales ». D'après Kim et Sanderson (2005).

Deux modèles de propagation permettent d'expliquer la relation D_{max} - L : (i) une faille cumule du déplacement et simultanément ses extrémités se propagent latéralement (verticalement et/ou horizontalement) et sa surface augmente ; (ii) une faille d'une longueur donnée cumule du déplacement au cours du temps sans se propager (Walsh et al., 2002). Ces deux modèles se succèdent probablement lors de la croissance d'une faille (Wyrick et al., 2011).

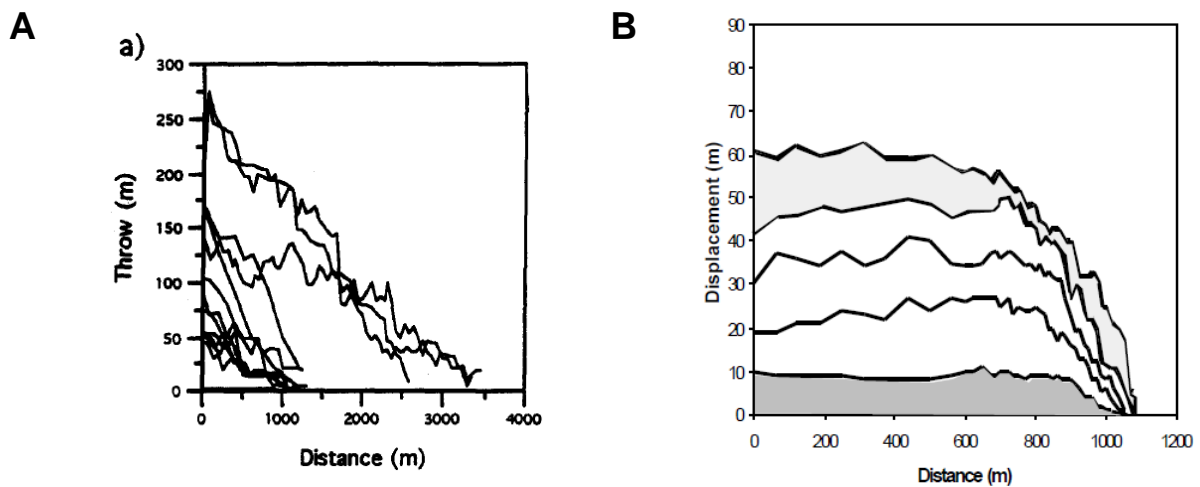


Figure 1. 15. Modèle de croissance des failles. A : Profils de déplacement triangulaires de plusieurs failles normales montrant une augmentation de D_{max} avec une augmentation de la longueur, d'après Nicol et al. (1996a). B : Profils de déplacement de plusieurs failles normales montrant une augmentation de D_{max} sans augmentation de la longueur. D'après Walsh et al. (2002).

Les données naturelles de D_{max} et de L présentent une dispersion considérable au sein d'un site ou d'un site à un autre (Figure 1. 14). Par exemple, une faille d'une longueur donnée pourrait présenter un déplacement maximal qui varie d'environ 2 ordres de grandeur (en moyenne $0,01 > D_{max}/L > 0,1$). Cette dispersion a été associée à plusieurs facteurs.

D_{max} et L mesurées sont des portions du D_{max} et du L réel et leurs valeurs dépendent de la position de la trace du profil sur la surface de faille. La dispersion de D_{max} et de L ainsi générée est d'autant plus importante que la forme de la faille est complexe (Muraoka et Kamata, 1983; Cowie et Scholz, 1992a; Nicol et al., 1996b). Kim et Sanderson (2005) estiment que cet effet génère des variations de D_{max}/L d'environ 1 ordre de grandeur sur un jeu de donnée.

Les processus d'interaction et de connexion des failles perturbent les valeurs de D_{max}/L (Contreras et al., 2000; Dawers et Anders, 1995; Gupta et Scholz, 2000; Cartwright et al., 1995; Mansfield et Cartwright, 1996, 2001; Peacock, 1991; Peacock et Sanderson, 1991). Cartwright et al., 1995 associent une variation de D_{max}/L d'un facteur 5 à ces processus d'interaction. Schlische et al. (1996) montrent une variation d'un facteur 10 sur des failles en interaction alors que celles qui n'interagissent pas présentent une variation d'un facteur 3 (Gupta et Scholz, 2000).

La réactivation des failles modifie la longueur et le D_{max} d'une faille (Kim et al., 2001; Kim et al., 2003). Ces relations ont été très peu étudiées et Kim et al. (2001) et (2003) proposent que si la réactivation a un mouvement opposé, alors le rapport D_{max}/L diminue.

Les processus de restriction des failles et les rapports de forme associés influencent la valeur de D_{max}/L en coupe et en plan (Nicol et al., 1996b; Gross et al., 1997; Schultz et Fossen, 2002; Wilkins et Gross, 2002; Soliva et Benedicto, 2005; Soliva et al., 2006).

D'après des modèles mécaniques, le rapport D_{max}/R ($D_{max}/R = 2D_{max}/L$) est fonction entre autre des propriétés mécaniques des roches (Walsh et Watterson, 1987 ; Martel and Pollard, 1989; Cowie et Scholz, 1992a ; Bürgmann et al., 1994; Schultz et Fossen, 2002, Gudmundsson, 2004; Welch et al., 2009a). La forme générale de cette relation est :

$$\frac{D_{max}}{R} = k \cdot \sigma_d \cdot \left[\frac{(1 + \nu)}{E} \right]$$

où D_{max} et R sont respectivement le déplacement maximal et le rayon d'une faille, E et ν sont le module d'Young et le coefficient de poisson et σ_d est une contrainte cisailante responsable de la rupture qui agit sur la faille. Ce dernier paramètre dépend de plusieurs propriétés et

notamment des contraintes appliquées sur la faille et de la résistance à la rupture du matériel. D'après cette relation, le rapport D_{max}/R diminue avec le module d'Young et augmente avec la résistance à la rupture de la roche ou avec la contrainte qui s'applique sur la faille. Le changement d'une de ces propriétés perturbe donc le rapport D_{max}/R d'une faille. Les valeurs de D_{max}/R des failles isolées et non-restreintes qui se propagent dans des milieux homogènes varient environ d'un ordre de grandeurs (*i.e.* de 0,01 à 0,2) en fonction de la lithologie.

Dans le chapitre III, nous discuterons des effets des alternances lithologiques et de la restriction des failles sur la relation D_{max}/L .

Litho.	D_{max}/R	Réf.	Litho.	D_{max}/R	Réf.
G	0,012	Walsh et Watterson, 1987	B	0,035 (0,027-0,04)	Dawers et al., 1993
	(0,001-0,06)	Nicol et al., 1996a	C	0,015 et 0,04	Peacock, 1991 Peacock et Sanderson, 1991
	0,002	Fossen et Hesthammer, 1997		0,074 et 0,065	Soliva et Benedicto, 2004
Sa	0,01-0,04	Wibberley et al., 1999	S	0,22	Gross et al., 1997

Figure 1. 16. Exemples de valeurs bibliographiques de D_{max}/R en fonction de la lithologie. Les valeurs de D_{max}/R sont celles de failles isolées et non-restreintes. Les valeurs en gras sont des valeurs moyennes sur plusieurs failles et celles entre parenthèses correspondent aux valeurs extrêmes. G : grès, Sa : sables non-consolidés, B : basaltes, C : calcaires, S : shales

II. Les propriétés pétrophysiques des roches carbonatées et argileuses

Dans cette partie, nous présentons une synthèse de différentes caractéristiques pétrophysiques des roches argileuses et carbonatées : la minéralogie, la densité, la porosité, la perméabilité, les courbes de compaction et la rhéologie.

II.1. Minéralogie

Une unité carbonatée comprend des roches sédimentaires ayant une minéralogie à dominante carbonatée (des calcaires, des calcaires dolomitiques, des calcaires silteux, des calcaires marneux et des dolomies). La minéralogie des roches carbonatées est très peu

diversifiée ; elles sont composées en moyenne de 84% de calcite (CaCO_3) ou de dolomie (Figure 1. 17). En revanche, leur fabrique est très variable en fonction de la taille et de l'origine des grains et de la porosité. Une unité argileuse est une roche sédimentaire à granulométrie très fine (taille des grains $\leq 1/256 \text{ mm} \approx 4\mu\text{m}$ d'après Pincus, 1981) et présente une minéralogie à dominante argileuse (Figure 1. 17). Il s'agit des argilites, des marnes et des « shales ». Les marnes sont composées essentiellement de calcite et d'argiles. Les argilites et les « shales » sont des roches à granulométrie fine, riches en argiles et indurées par compaction. Contrairement aux « shales », les argilites ne présentent pas de litage net. Dans les roches argileuses, les minéraux d'argiles en forme de feuillet présentent une orientation préférentielle dans la stratification plus ou moins marquée (Lenoir, 2006).

	argiles	chlorite, kaolinite	SiO ₂	CaCO ₃ CaMg(CO ₃) ₂	feldspath	accessoires
calcaires	14	–	–	84	-	2
"shales"	45-55	14	20	3	10-15	1
COx	40-45		25	30	0-5 (+Pyrite)	1
Toarcien	40-50		10-20	10-30	-	6-9 (+Dolomie)
Opalines	65		20	10 (CaCO ₃)	5 (+ Dolomie)	

Figure 1. 17. Composition minéralogique de différentes roches. Les valeurs sont des moyennes en %. La valeur des calcaires est basée sur l'analyse de 345 roches comprenant 1/4 de roches dolomitiques et 1/10 de calcaires avec une fraction silteuse. La valeur des « shales » est basée sur l'analyse de 70 000 roches américaines et européennes. La minéralogie des argilites de Meuse/Haute-Marne (COx), du Toarcien de Tournemire et à Opalines de Mt Terri sont aussi présentées. D'après (1) Olhoeft et Gordon (1989), (2) Fouché et al. (2004), (3) Constantin (2002), (4) Thury (2002).

II.2. Densités, porosités, perméabilités et courbes de compaction

Il n'y a pas de différence significative de densité (ρ) entre des roches argileuses et carbonatées. La densité de l'ensemble des roches carbonatées varie de 1400 kg/m^3 à 3000 kg/m^3 , avec une valeur moyenne de 2600 kg/m^3 (Figure 1. 18.A et 19). Dans le détail, ces valeurs dépendent du type de roche carbonatée. La densité des calcaires est proche de la densité moyenne d'un cristal de calcite (2710 kg/m^3) (Olhoeft et Gordon, 1989) et la densité augmente avec le pourcentage de dolomie (la densité d'un cristal de dolomie est de 2866 kg/m^3 en moyenne). La densité est moindre pour des calcaires « faibles » (calcaires poreux, crayeux ou marneux). La densité des roches argileuses varie de 2000 kg/m^3 à 2800 kg/m^3 avec une valeur moyenne de 2600 kg/m^3 (Figure 1. 18.B et 19). Ces valeurs sont plus faibles pour les marnes que pour les shales.

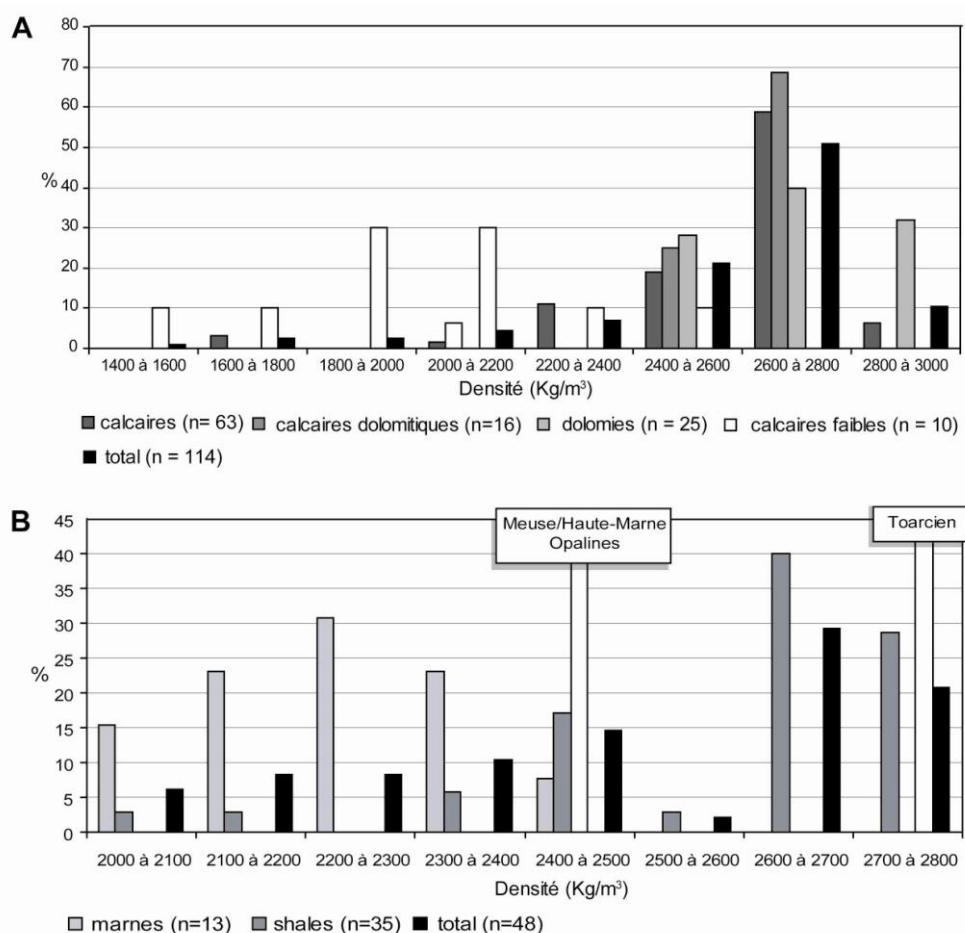


Figure 1. 18. Histogrammes des densités. A : Densités des roches carbonatées. B : Densités des roches argileuses. Les synthèses sont réalisées à partir des données de Hatheway et Kiersch (1989). *n* représente le nombre de roches analysées. Les densités des argiles à Opalines de Mt-Terri (Zhang et al., 2007), des argilites de Meuse/Haute-Marne (Gunzberger et Cornet, 2007) et des argilites du Toarcien de Tournemire (Constantin, 2002) sont indiquées pour comparaison.

unité	roches	ρ (kg/m ³)	Perméabilités (m/s)
carbonatée	calcaires	2600 (1550 – 2900)	10⁻⁵ - 10⁻⁸ (10 ⁻⁵ - 10 ⁻¹⁵)
	calcaires dolomitiques	2600 (2400 – 3000)	-
	dolomies	2700 (2100 – 2700)	10⁻⁸ - 10⁻¹⁰ (10 ⁻⁶ - 10 ⁻¹¹)
	calcaires « faibles »	2000 (1400 – 2400)	-
argileuse	marnes	2200 (2000 – 2450)	-
	shales	2600 (2000 – 2800)	10⁻¹⁰ - 10⁻¹² (10 ⁻¹⁰ - 10 ⁻¹⁴)

Figure 1. 19. Tableaux récapitulatif des densités (ρ) et des perméabilités. Les valeurs en gras indiquent la valeur moyenne pour la densité et la gamme la plus représentative des mesures pour les perméabilités. Les valeurs entre parenthèses indiquent les valeurs minimales et maximales. Ces synthèses sont obtenues à partir des histogrammes de la Figure 1. 18 et 20.

Les perméabilités moyennes des roches carbonatées sont très variables et localement sur une roche, la perméabilité peut être plus importante ou plus faible (Wolff, 1981). Les perméabilités sont légèrement plus fortes pour des calcaires que pour des dolomies (Figure 1. 20.A). Les perméabilités des roches carbonatées sont en moyenne de deux à quatre ordres de grandeur supérieures à celles des roches argileuses (Figure 1. 19 et 20). Des valeurs plus faibles que cette moyenne sont données pour les argilites de Meuse/Haute-Marne, les argilites du Toarcien et les argiles à Opalines (jusqu'à 10^{-15} m/s) (Figure 1. 20.B).

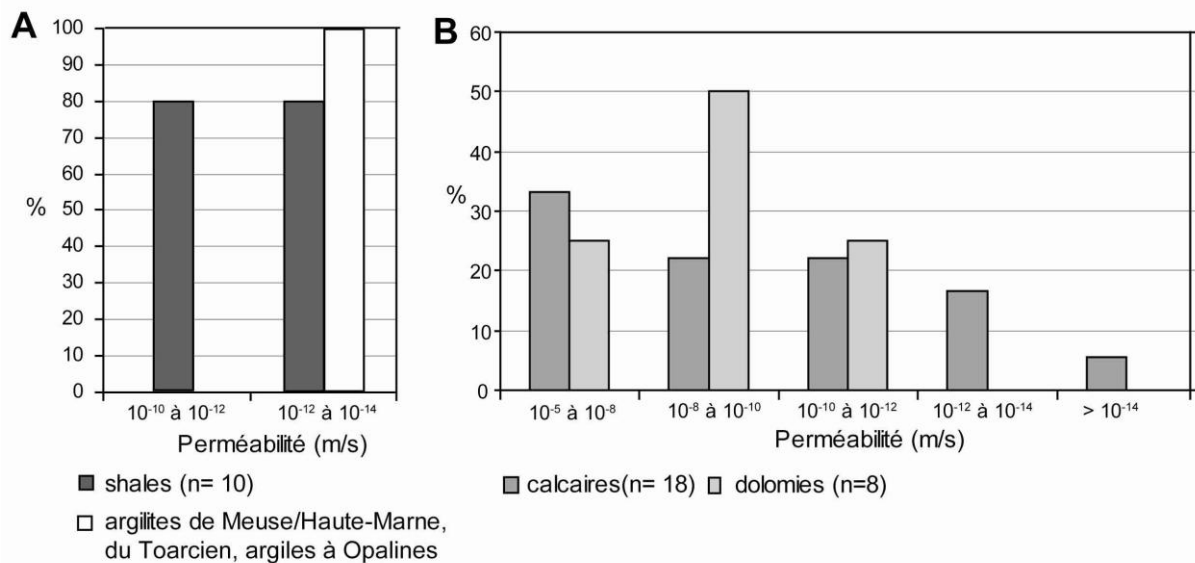


Figure 1. 20. Histogrammes des perméabilités. A : Shales. B : Calcaires et dolomies. Les données utilisées sont des valeurs de perméabilité moyenne sur une roche. Les synthèses sont réalisées à partir des données de Wolff (1981). *n* représente le nombre de roches analysées. Les perméabilités des argiles à Opalines de Mt-Terri (Thury, 2002), des argilites de Meuse/Haute-Marne (Fabre, 2005) et des argilites du Toarcien (Constantin, 2002) sont indiquées pour comparaison.

Les porosités moyennes des roches carbonatées sont comprises entre 0% et 34%. Localement sur une roche, la porosité peut atteindre 60% (Wolff, 1981). La plupart des roches carbonatées présentent une porosité inférieure à 7,5% avec une moyenne de 3% (Figure 1. 21). En moyenne, la porosité des roches argileuses (« shales et marnes) est assez variable, elle est comprise entre 1% et 30% et elle peut atteindre 40% localement sur une roche (Wolff, 1981).

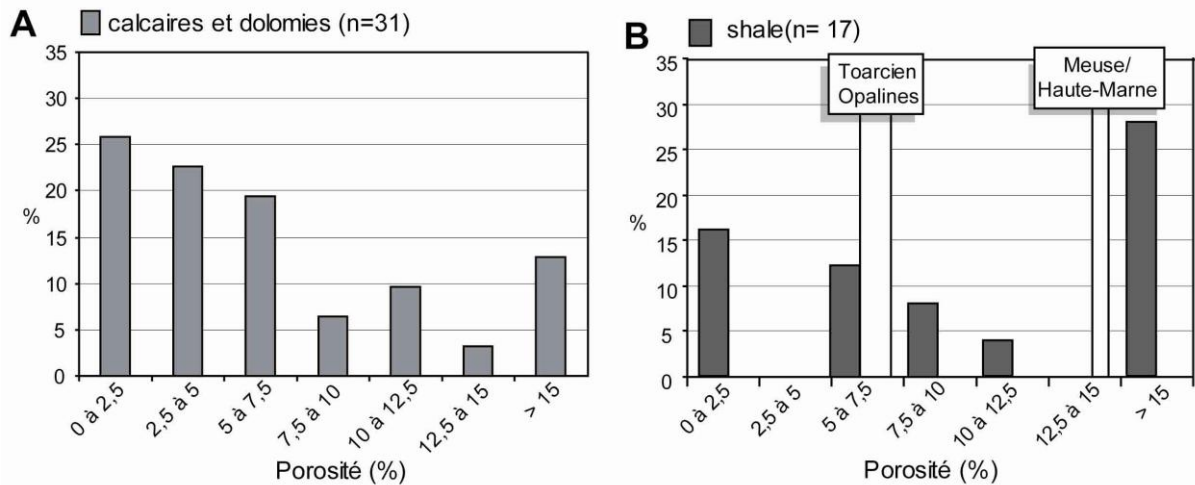


Figure 1. 21. Histogrammes des porosités. A : Porosité moyenne de différentes roches carbonatées. B : Porosité des roches argileuses. Les synthèses sont réalisées à partir des données de Wolff (1981). n représente le nombre de roches analysées. Les porosités des argiles à Opalines de Mt-Terri (Thury, 2002), des argilites de Meuse/Haute-Marne (Fabre, 2005) et des argilites du Toarcien (Constantin, 2002) sont indiquées pour comparaison.

De nombreuses mesures montrent que la porosité évolue avec la profondeur sur les roches naturelles. Cette relation est due à une diminution de la porosité par un réarrangement granulaire lors de la compaction des roches liée à l'enfouissement et à des changements volumiques liés à des cristallisations et des dissolutions. Une grande partie des données naturelles s'exprime avec la relation suivante :

$$\Phi_z = \Phi_i e^{-k\Delta z}$$

où Φ_i et Φ_z sont les porosités aux profondeurs z_i et z ; Δz la variation de profondeur entre la profondeur z_i et z . De nombreux facteurs affectent cette relation (*i.e.* la lithologie, la taille et la répartition des grains, le faciès de dépôt, la température et le temps) et les deux paramètres (Φ_i et k) qui les caractérisent peuvent être très variables pour des roches de minéralogie voisine (Giles, 1997). La Figure 1. 22 présente des courbes limites de compaction des roches qui enveloppent des données bibliographiques de plusieurs roches argileuses ou carbonatées (synthèse d'après Giles (1997)) et les paramètres (Φ_i et k) que nous avons calculés à partir de ces courbes.

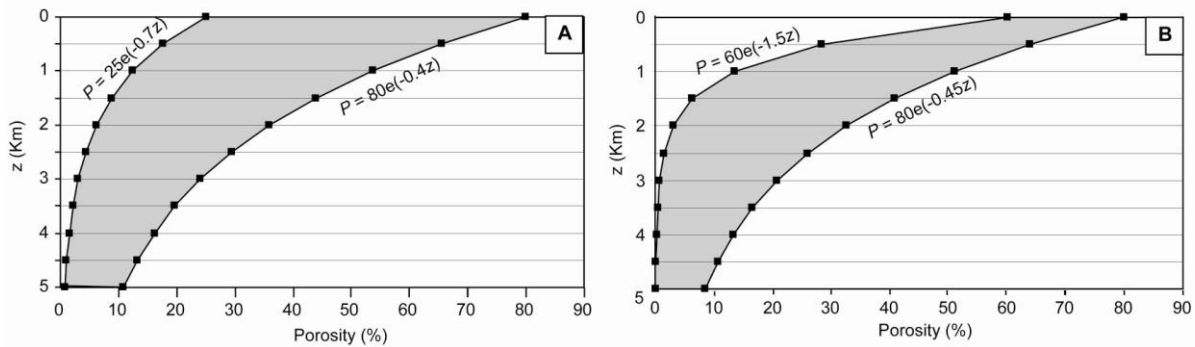


Figure 1. 22. Enveloppes limites d'évolution de la porosité en fonction de la profondeur. A : Roches carbonatées ($n=7$). B : Roches argileuses ($n=18$). Modifiée d'après Giles (1997).

II.3. Rhéologie

II.3.1. Le comportement des roches

Les relations entre l'état de contraintes et la déformation sont appelées « loi de comportement ». Il existe plusieurs comportements idéaux des roches, le comportement élastique, le comportement plastique et le comportement visqueux (Lemaître et Chaboche, 1996 ; Jaeger et al., 2007). Un corps qui se déforme uniquement de manière parfaitement réversible a un comportement élastique. Un corps parfaitement plastique ne subit aucune déformation si la contrainte appliquée est plus faible qu'une contrainte seuil et se déforme de manière permanente pour la contrainte seuil. Un corps est appelé visqueux si les réponses aux essais dépendent des effets de temps. Pour un corps élastique linéaire, la déformation évolue linéairement avec la contrainte et pour un corps élastique non-linéaire, la pente de la courbe contrainte/déformation varie avec le niveau de contrainte. Pour un corps parfaitement élastoplastique, la déformation est élastique linéaire en deçà de la contrainte seuil et pour la contrainte seuil, la déformation est la somme d'une déformation élastique linéaire et d'une déformation permanente. Pour des déformations parfaitement réversibles et dépendantes du temps, le corps a un comportement viscoélastique et pour des déformations irréversibles, si la relation entre la contrainte et la déformation dépend du temps (ou de la vitesse de déformation), alors on parle de comportement viscoplastique. Dans cette étude, nous considérerons des déformations indépendantes des effets du temps. On peut définir des paramètres mécaniques des roches en analogie avec ces comportements idéaux. Ces paramètres mécaniques sont principalement obtenus par des essais en laboratoire en soumettant une roche à une contrainte ou à une déformation dans un environnement pression-température contrôlé et un marqueur de la déformation et les contraintes sont enregistrés.

Parmi les comportements naturels, deux sont souvent utilisés pour décrire les comportements naturels des roches : le comportement cassant et le comportement ductile. Il existe une ambiguïté dans la signification de ces deux comportements car les approches adoptées pour les distinguer diffèrent suivant les auteurs. D'après Mandl (1988), pour un comportement cassant, une augmentation de contrainte génère des déformations majoritairement réversibles, puis, au-delà d'un seuil de contrainte, le matériau se fracture macroscopiquement et cette fracture est accompagnée d'une chute de contrainte. A partir d'un seuil (σ_p), la plupart des roches accumulent des déformations plastiques. Mandl (1988) ajoute donc que si les déformations irréversibles sont causées par des processus microscopiques de fluage cataclastique et qu'un adoucissement (*strain softening*) est visible après un pic de contrainte, alors le comportement est toujours cassant. Cette valeur de déformation plastique accumulée avant la rupture n'excède pas 3% pour un comportement cassant selon Heard (1976). En conclusion, Mandl (1988) décrit un comportement cassant comme un processus de déformation macroscopique indépendant des effets de temps et présentant un adoucissement brutal après un pic de contrainte. Cette définition correspond aussi à celle de Jaeger et al. (2007) pour qui une roche est dite cassante si la courbe contrainte/déformation présente une région dans laquelle la charge supportée par la roche diminue brutalement avec une augmentation de la déformation (*strain softening*). Étant donné que cet adoucissement brutal est majoritairement associé à des processus de fracturation macroscopique localisée (joint, faille), le régime cassant est parfois aussi défini de manière phénoménologique comme la gamme de pression température dans laquelle des fractures se forment.

Paterson et Wong (2005) définissent la ductilité de manière phénoménologique comme étant la capacité à changer de forme sans fracturation grossière à l'échelle du spécimen. Jaeger et al. (2007) sont en accord avec cette définition et rajoutent que la ductilité est caractérisée par la capacité de la roche à supporter une augmentation de charge en se déformant (*strain hardening*). De manière ambiguë, Jaeger et al. (2007) considèrent que la phase d'endommagement qui précède la rupture peut aussi être qualifiée de ductile puisqu'elle consiste en une phase de « strain-hardening ». D'après Heard (1976), le comportement ductile est associé à des déformations plastiques supérieures à 10% (20% pour Kirby et McCormick (1989)), valeurs à partir desquelles le fluage cataclastique disparaît et les déformations permanentes sont majoritairement générées par la plasticité cristalline. Étant donné que les processus de fluage cataclastique n'induisent pas forcément d'adoucissement brutal, Mandl (1988) définit le comportement ductile de manière phénoménologique sans

invoquer les microprocessus de déformation et propose d'appeler ductile le régime pour lequel les roches peuvent supporter continuellement des déformations plastiques.

Ainsi, l'ambiguïté qui existe sur la signification des termes ductile et cassant est liée au fait que le même processus de déformation cataclastique existe dans ces deux comportements. En effet, ces processus génèrent des déformations permanentes avec un durcissement qui peuvent précéder soit une rupture macroscopique avec un adoucissement brutal (plutôt domaine cassant) soit un adoucissement plus ou moins marqué sans rupture macroscopique (plutôt domaine ductile). Certains auteurs introduisent le terme de semi-fragile pour qualifier ce dernier processus, ce qui élimine cette ambiguïté. D'autres utilisent le terme ductile pour désigner ce même domaine semi-fragile (un domaine non cassant dans lequel se produisent des fluages cataclastiques) et utilisent le terme plastique pour désigner le terme ductile de Heard (1976) (un domaine non cassant contrôlé par des plasticités cristallines). Notre étude porte sur les processus qui conduisent à une fracturation macroscopique et la plasticité cristalline n'est a priori pas activée. Nous utiliserons donc les termes cassant et ductile avec les définitions suivantes : Le comportement cassant est un processus de déformation macroscopique présentant un adoucissement brutal après un pic de contrainte associé au développement de fractures. Un corps est ductile s'il a la capacité de se déformer sans fracturation macroscopique.

II.3.2. Phénoménologie de la fracturation

Dans un cas idéal, avant la rupture macroscopique, trois étapes se succèdent lorsque les contraintes augmentent (Brace, 1964; Lockner, 1995; Paterson et Wong, 2005; Jaeger et al., 2007) (phase I, II et III sur la Figure 1. 23). Durant, la première phase dite de serrage, la relation entre les contraintes et les déformations n'est pas linéaire et la pente de la courbe augmente avec la charge (Phase I, Figure 1. 23.A). Cette phase est associée à une diminution de la perméabilité à l'air et à une augmentation de la vitesse des ondes P et de la résistivité électrique (Figure 1. 23.C). Ce comportement a été interprété comme étant dû à une fermeture des microfractures préexistantes (Figure 1. 23.E) et les déformations associées sont en partie réversibles puisque ces microfractures s'ouvrent plus ou moins à nouveau lors d'une décharge. Durant la phase II, la déformation est toujours réversible et évolue linéairement avec la contrainte (Figure 1. 23.A). Les paramètres physiques sont assez stables et l'émission acoustique est faible (Figure 1. 23.C). Cette phase est principalement attribuée à une déformation élastique des grains de la roche et l'activité (*i.e.* le glissement) sur les

microfractures est faible. Lorsque cette activité est attestée, elle est considérée comme un signe précurseur de la phase III. Durant la phase III, la relation entre les contraintes et les déformations perd sa linéarité et la pente de la courbe diminue (*strain hardening*) (Figure 1. 23.A). Cette phase est associée à une augmentation de la perméabilité à l'air, une diminution de la vitesse des ondes P et de la résistivité électrique (Figure 1. 23.C), un changement volumique important (Figure 1. 23.B) et une activité acoustique importante (Figure 1. 23.D). Les déformations irréversibles apparaissent durant cette phase. Celles-ci sont associées à un fluage cataclastique, c'est pourquoi on qualifie parfois cette phase d'« endommagement ». Enfin, lorsque la contrainte atteint une valeur seuil (σ_f sur la Figure 1. 23.A) l'échantillon se fracture macroscopiquement. Au-delà de ce seuil, il est possible de définir le comportement post-rupture (Phase IV sur la Figure 1. 23) à condition que l'essai soit contrôlé par la déformation (plutôt que par la contrainte). La contrainte diminue plus ou moins brutalement durant cette phase (*strain softening*). La contrainte σ_f est donc une valeur seuil. Les déformations générées ensuite sont irréversibles et liées au glissement sur la fracture.

Ainsi, durant les phases I et II, les déformations sont majoritairement réversibles et si l'on néglige les variations durant la phase I, la relation entre la contrainte et la déformation est linéaire. Un tel comportement peut donc être considéré comme élastique linéaire. A partir d'un seuil (σ_p), la relation entre la contrainte et la déformation devient non linéaire et des déformations irréversibles apparaissent (phase III) jusqu'à la formation d'une fracture macroscopique à une valeur seuil de contrainte (σ_f). L'importance de la phase linéaire réversible (Phase I et II) par rapport à la phase non linéaire irréversible (Phase III) est variable. Si la phase linéaire réversible est prépondérante sur la phase non linéaire-irréversible, on peut considérer que la roche a un comportement élastique linéaire à seuil de rupture. Dans le cas contraire, la roche a un comportement plastique localisant.

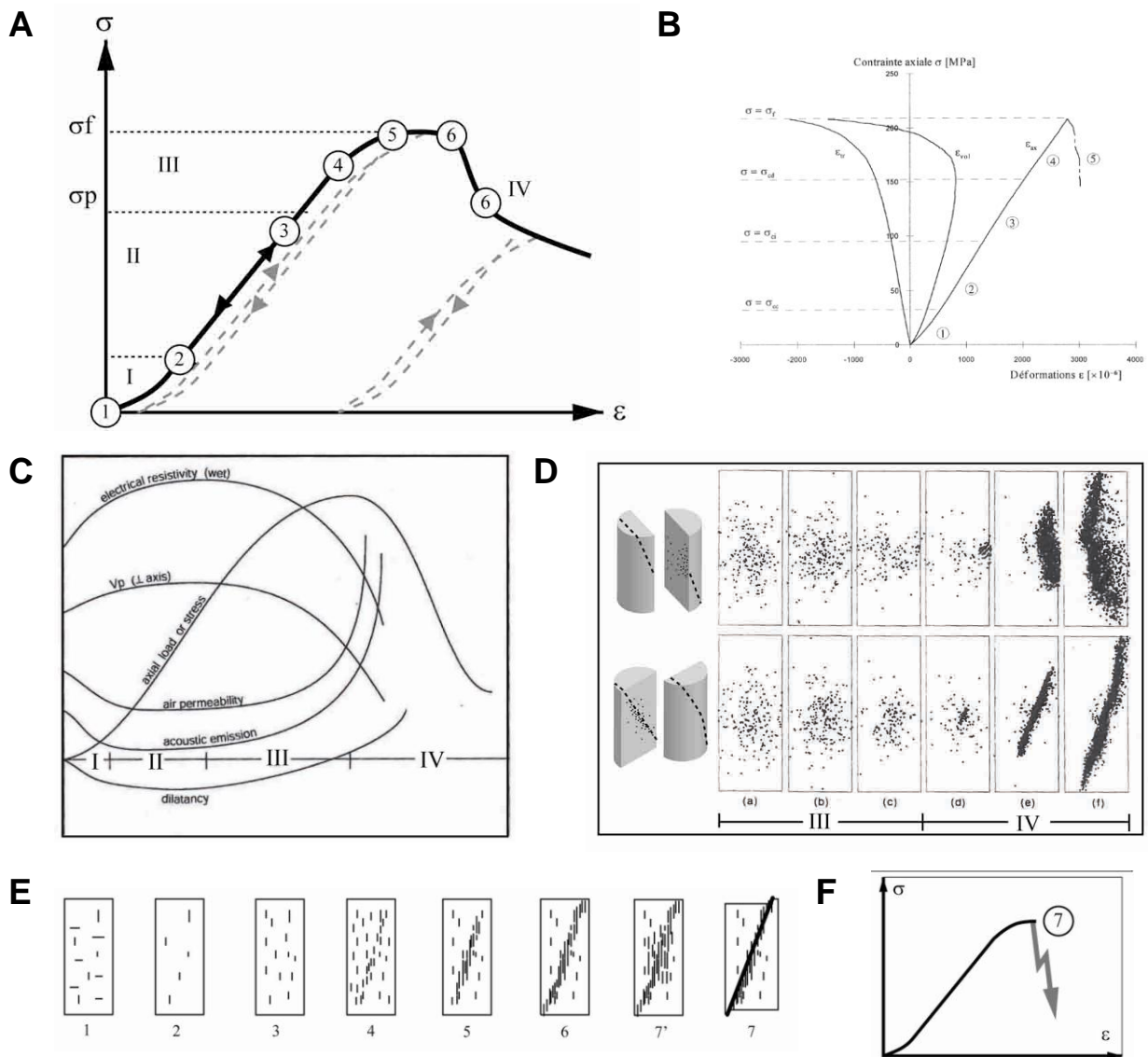


Figure 1. 23. La fracturation des roches dans le domaine cassant. A : Courbe contrainte-déformation théorique complète pour une roche sous compression modifiée d'après Jaeger et al. (2007). B : Courbe contrainte-déformation axiale, volumique et transversale pour une roche sous compression d'après Gatelier (2001). C : Changements de propriétés physiques d'une roche durant un essai en compression d'après Paterson et Wong (2005). D : Localisation des hypocentres des émissions acoustiques avant la rupture dans un échantillon de Granite de Westerly en compression modifié d'après Lockner (1995). E : Etat de micro-fracturation durant un essai en compression, modifié d'après Jaeger et al. (2007). F : Courbe contrainte-déformation théorique dans le domaine cassant avec une rupture brutale. Voir descriptions dans le texte.

II.3.3. Transition fragile/ductile

Le comportement des roches calcaires ou argileuses évolue d'un comportement cassant à ductile en fonction de la température et de la pression de confinement (Figure 1. 24.A). La transition fragile/ductile pour des roches carbonatées à température ambiante évolue en moyenne de 10 MPa à 200 MPa de pression de confinement (Figure 1. 24.B). Cette valeur dépend de la fabrique et de la minéralogie de la roche. La transition de calcaires fortement

poreux se produit à plus faible pression de confinement que celle des calcaires et des marbres plus faiblement poreux (Figure 1. 24.B). Les valeurs de pression de confinement à la transition tendent à être d'autant plus élevées que les roches ont des grains fins ou moins purs. De plus, lorsqu'une pression de pore est appliquée, la pression de confinement à la transition fragile/ductile augmente (Paterson et Wong, 2005).

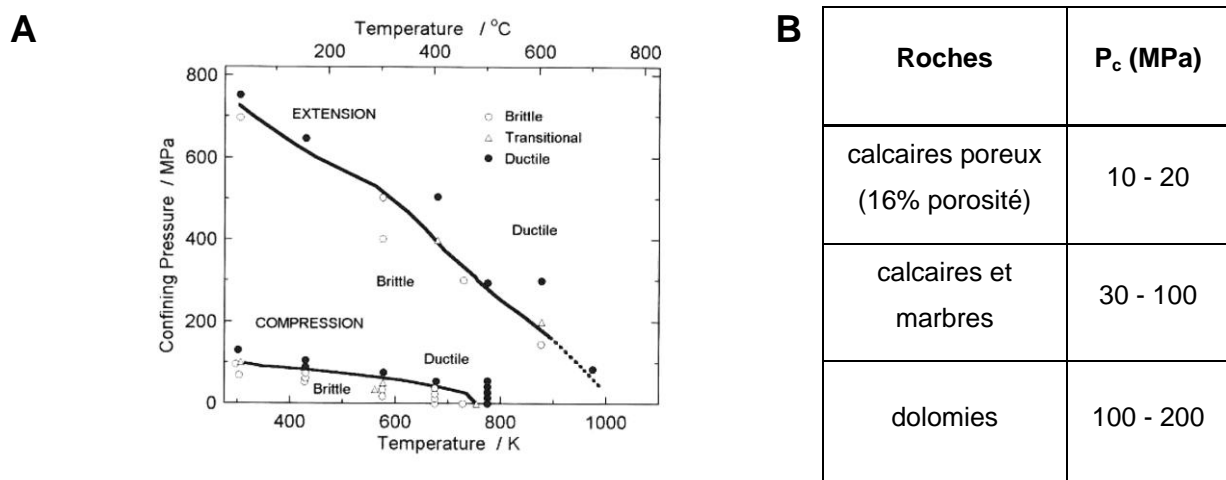


Figure 1. 24. Transition fragile/ductile des roches carbonatées. A : Transition fragile/ductile en fonction de la température et de la pression de confinement. Exemple des calcaires de Solnhofen en compression et en extension (Heard, 1960). B : Pression de confinement (P_c) à la transition fragile/ductile (à T° ambiante) pour les roches carbonatées d'après Paterson et Wong (2005)

Pour la majorité des roches argileuses, à température ambiante, pour des pressions de confinement inférieures à 20 MPa, le comportement est plastique localisant pour la majorité des roches argileuses (Figure 1. 25). Ce comportement présente une phase de serrage (I) faible voire inexistante. La phase linéaire est active jusqu'à 40% ou 90% de la résistance à la rupture selon les roches et engendre à la fois des déformations élastiques et plastiques. Suivant les roches analysées, il apparaît une phase III contractante avec des déformations plastiques liées à des fluages granulaires. Lorsqu'elle existe, cette phase s'étale de 40-50% à 90% de la résistance à la rupture. La phase d'endommagement dilatante liée à la propagation instable des microfractures, s'étale donc de 90% de σ_f à la rupture (100% de σ_f).

Roches	P _c (MPa)	Limite supérieure en contraintes des phases de charge				Déformation plastique moyenne à la rupture	
		Phase I	Phase II (linéaire)	Phase III			
				contractante	dilatante		
COx (1)	20	-	40 -50% σ_f (plastique)	90% σ_f	σ_f	> 60%	
Toar.	(2)	> 50	-	40 -50% σ_f (plastique)	90% σ_f	σ_f	50%
	(3) (4)	-	-	80 à 90% σ_f (élastique)	-	σ_f	30%
Opalines (5)	> 20	1 - 2 MPa	80 à 90% σ_f (élastique)	-	σ_f	-	
shales (6)	< 100	-	-	-	-	-	

Figure 1. 25. Comportement des roches argileuses (à T° ambiante). Les phases I, II et III font référence à la partie V.1. COx : argilites de Meuse/Haute-Marne, Toar : argilites du Toarcien de Tournemire ; Opalines : argiles à Opalines de Mt-Terri. D'après (1) Chiarelli et al. (2003) ; (2) Nyandou (1997) ; (3) Constantin (2002); (4) Fabre (2005) (5) Corkum et Martin 2007 et (6) Paterson et Wong (2005).

Deux caractéristiques distinguent donc les comportements des roches argileuses et carbonatées. La phase linéaire est élastique pour les roches carbonatées tandis qu'elle est élastique et plastique pour les roches argileuses. Pour les argilites de Meuse/Haute-Marne, il a été observé que ces déformations irréversibles sont associées à des clivages et à des fluages granulaires (Chiarelli et al., 2003). Contrairement aux calcaires, certaines roches argileuses présentent également une phase III précoce avec des déformations plastiques liées à des fluages granulaires.

Le comportement de l'unité carbonatée s'assimile donc à un comportement élastique linéaire avec un seuil de rupture. Un tel comportement peut être bien caractérisé par les paramètres élastiques et par un critère de rupture. Il est à noter que des processus chimiques de pression/dissolution dans les calcaires pourraient fortement contribuer à l'accumulation de déformations irréversibles à long terme. L'unité argileuse a un comportement plastique localisant assez complexe qui peut cependant être aussi décrit en première approximation, jusqu'au seuil de rupture, par des paramètres élastiques et un critère de rupture. Toutefois, il faut noter que la phase non linéaire de cette roche permet une accumulation importante de déformations plastiques ($\approx 50\%$ de la déformation totale) avant la rupture. Cette déformation plastique peut-se traduire par du plissement et du tassement qui précéderaient la fracturation.

D'après la bibliographie la différence de déformation totale à la rupture est inférieure à 10% entre les calcaires et les shales (Figure 1. 26).

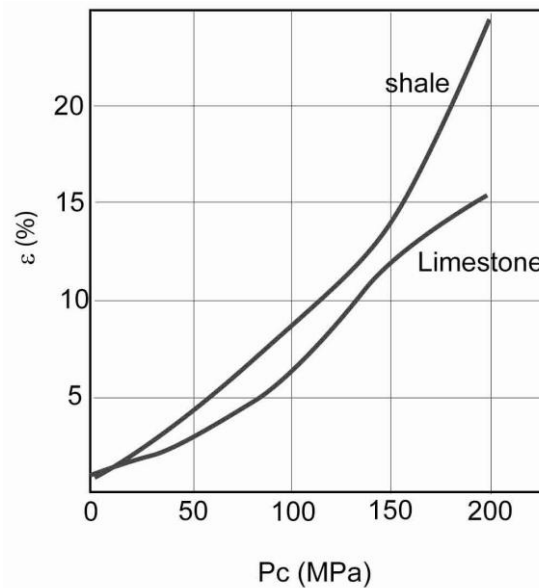


Figure 1. 26. Déformation (ϵ) à la rupture en fonction de la pression de confinement (P_c) pour des shales et des calcaires. Modifiée d'après Donath (1970).

II.3.4. Propriétés élastiques

Pour définir le comportement linéaire nous utilisons deux paramètres, le module Young (E) et le coefficient de Poisson (ν). Pour toutes les roches carbonatées, E varie de 3 GPa à 97 GPa, avec une valeur moyenne de 44 GPa (Figure 1. 27.A). Ce paramètre est donc très variable. Il est relativement peu dépendant du type de roche carbonatée et mais il est plus faible pour des calcaires dit « faibles » (calcaires poreux, crayeux ou marneux) (Figure 1. 27.A et Figure 1. 28). Pour les roches argileuses, E varie de 1 GPa à 68 GPa, avec une valeur moyenne de 14 GPa. Les roches argileuses et carbonatées présentent donc des variations de modules d'Young assez similaires et en moyenne le module d'Young des roches argileuses est deux à quatre fois plus petit que celui des roches carbonatées. Ces valeurs varient légèrement suivant le type de roches argileuses (Figure 1. 27.B et Figure 1. 28). Les argilites de Meuse/Haute-Marne ont un module d'Young statique et dynamique qui varie de 2,5 GPa à 6,9 GPa en statique (Gunzberger et Cornet, 2007) et de 12 GPa à 20 GPa (Sarout et Guéguen, 2008), il diminue légèrement avec la saturation en eau de la roche et augmente avec la teneur en calcite et la pression de confinement (de 30% de 0 MPa à 50 MPa de pression de confinement) (Chiarelli et al., 2003; Sarout et Guéguen, 2008).

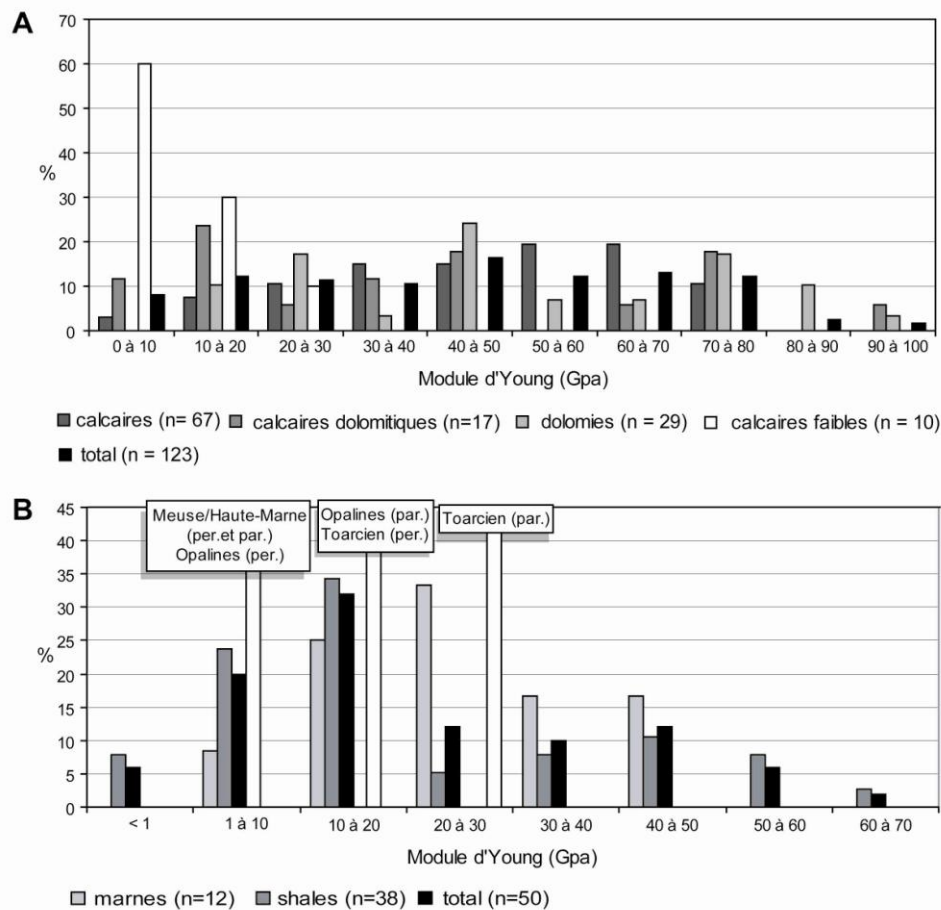


Figure 1. 27. Histogrammes de valeurs du module d'Young. A : Module d'Young des roches carbonatées. B : Module d'Young des roches argileuses. Les synthèses sont réalisées à partir des données de Hatheway et Kiersch (1989). n représente le nombre de roches analysées. Les modules d'Young parallèles (Par.) et perpendiculaires (Per.) à la stratification des argiles à Opalines de Mt-Terri (Thury, 2002), des argilites de Meuse/Haute-Marne (Gunzberger et Cornet, 2007) et du Toarcien de Tournemire (Constantin, 2002) sont indiquées pour comparaison.

unité	roches	E (GPa)	ν
carbonatée	calcaires	47 (7 – 79)	0,24 (0 – 0,64)
	calcaires dolomitiques	42 (8 – 97)	0,1 (0 – 0,3)
	dolomies	51 (13 – 95)	0,2 (0 – 0,5)
	calcaires « faibles »	9 (3– 21)	0,1 (0– 0,3)
argileuse	marnes	26 (7 – 48)	0,2 (0 – 0,33)
	shales	13 (1 – 68)	0,1 (0 – 0,34)

Figure 1. 28. Tableaux récapitulatif des valeurs de module d'Young (E) et de coefficient de Poisson (ν). Les valeurs en gras indiquent la valeur moyenne et les valeurs entre parenthèse indiquent les valeurs minimales et maximales. Ces synthèses sont obtenues à partir des données de Hatheway et Kiersch (1989).

Cette répartition ne prend pas en compte l'anisotropie de comportement élastique qui caractérise certaines roches. Les calcaires ne présentent généralement pas une fabrique particulièrement marquée. En conséquence, l'anisotropie rhéologique d'un tel matériau est en moyenne faible. Les études menées sur les argilites de Tournemire, de Meuse/Haute-Marne et les argiles à Opalines montrent que ces roches sont isotropes transverses (Constantin, 2002; Hommand et al., 2006; Corkum et Martin, 2007). Cette anisotropie est liée à l'orientation préférentielle des feuillets d'argiles dans le plan de stratification. La valeur du module d'Young est isotrope et maximale dans les directions parallèles au plan de stratification (E_{par}) et minimale dans la direction perpendiculaire à la stratification (E_{per}) (Figure 1. 29.A). Par exemple, en moyenne, les argilites du Toarcien présentent des modules d'Young de 28 +/- 4 GPa et de 9 +/- 0,5 GPa respectivement suivant les directions parallèles et perpendiculaires à la stratification. (Constantin, 2002). Selon les roches, cette anisotropie peut être moyenne ($E_{par}/E_{per} \approx 3$) à faibles (Figure 1. 29.B) (Ramurthy, 1993).

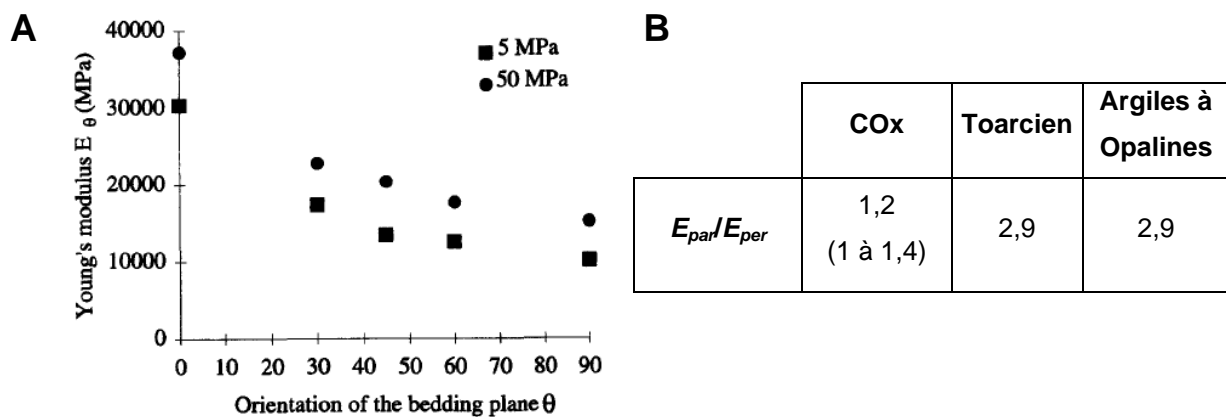


Figure 1. 29. Anisotropie du module d'Young des roches argileuses. A : Valeurs du module d'Young (E) des argilites de Tournemire pour deux pressions de confinement (5 MPa et 50 MPa) en fonction de l'orientation (θ) du plan de stratification (θ en°) par rapport à la contrainte σ_1 . Pour θ égal à 90° E est perpendiculaire à la stratification, pour θ égal à 0° E est parallèle à la stratification. D'après Niandou et al., 1997. B : Anisotropie de module d'Young (E_{par}/E_{per}) pour différentes roches argileuses. COx : argilites de Meuse/Haute-Marne, Toarcien : argilites du Toarcien de Tournemire. D'après les données de Niandou et al. (1997), Constantin (2002), Thury (2002).

Le coefficient de Poisson des roches argileuses est en moyenne légèrement plus faible que celui des roches carbonatées. Sa valeur varie peu selon le type de roche (Figure 1. 28). Les valeurs moyennes présentées sur la Figure 1. 28 sont issues de données bibliographiques. Un nombre non-négligeable des coefficients de Poisson présentent une valeur nulle. Il est possible que ces valeurs soient erronées et donc que les valeurs moyennes présentées sur la Figure 1. 28 soient légèrement inférieures aux valeurs réelles de coefficient de Poisson. Le coefficient de Poisson des argilites de Meuse/Haute-Marne varie de 0,2 à 0,3 (Gunzberger et

Cornet, 2007), celui des argilites du Toarcien de 0,13 à 0,23 (Corkum et Martin, 2007). Pour les argilite de Meuse/Haute-Marne, le coefficient de Poisson est insensible à la minéralogie et il augmente légèrement avec la saturation en eau de la roche et avec la pression de confinement (<25% de 0 MPa à 50 MPa de pression de confinement) (Chiarelli et al., 2003 ; Sarout et Guéguen, 2008).

II.3.5. Critère de rupture

Nous utiliserons trois paramètres pour définir l'enveloppe de rupture : la cohésion (S), l'angle de friction interne (φ) et la résistance en tension (T) (Figure 1. 30). Les roches argileuses et carbonatées présentent des variations de S similaires et les valeurs moyennes sont légèrement plus faibles pour les roches argileuses. En moyenne, T des roches argileuses est six fois plus petit que celui des roches carbonatées. En moyenne, φ des roches argileuses est légèrement plus faible que celui des roches carbonatées.

	S (MPa)	T (MPa)	φ (°)
carbonatée	45 (25-70) (1 – 130)	12 (4-18) (1 – 34)	35 (19-48)
argileuse	30 (25- 55) (1 – 85)	2 (1- 10) (1 – 22)	25 (7,5-56)
COx	19 - 49	1 - 5	22
Toarcien	13 - 32	3,6	20

Figure 1. 30. Trois paramètres des enveloppes de rupture. Pour la cohésion (S) et la résistance en tension (T), la valeur en gras représente la moyenne, les valeurs en gras et entre parenthèses représentent la gamme comprenant 50% des valeurs naturelles et les valeurs entre parenthèses représentent les variations possibles. D'après les données de Lockner (1995). Pour la friction (φ), seules la valeur moyenne et la gamme de variation sont représentées. D'après les données de Einstein et Dowding (1981). Les valeurs des argilites de Meuse/Haute-Marne (COx) d'après Fabre (2005) et des argilites du Toarcien d'après Constantin (2002) sont aussi indiquées. Les deux valeurs de S pour ces deux roches ainsi que les deux valeurs de T pour les argilites de Meuse/Haute-Marne correspondent aux valeurs de résistance mesurées respectivement parallèlement et perpendiculairement à la stratification.

Les roches argileuses présentent une anisotropie de résistance à la rupture. Pour des pressions de confinement variables de 7 MPa à 100 MPa, les valeurs minimales de résistance sont atteintes lorsque la contrainte et la stratification forment un angle proche de 30° et il existe une certaine gamme d'angle pour laquelle la résistance à la rupture est plus faible (McLamore et Gray, 1967). La forme de ce creux de faiblesse à la rupture est plus ou moins concave ou triangulaire (Paterson et Wong, 2005). Ce résultat est sensiblement similaire pour les argilites de Tournemire (Figure 1. 31.A) et pour les argilites de Meuse/Haute-Marne (Figure 1. 31.B). Cette anisotropie de résistance à la rupture est liée à la présence des plans de

faiblesse préférentiellement orientés dans le volume rocheux associés à l'orientation des phyllosilicates.

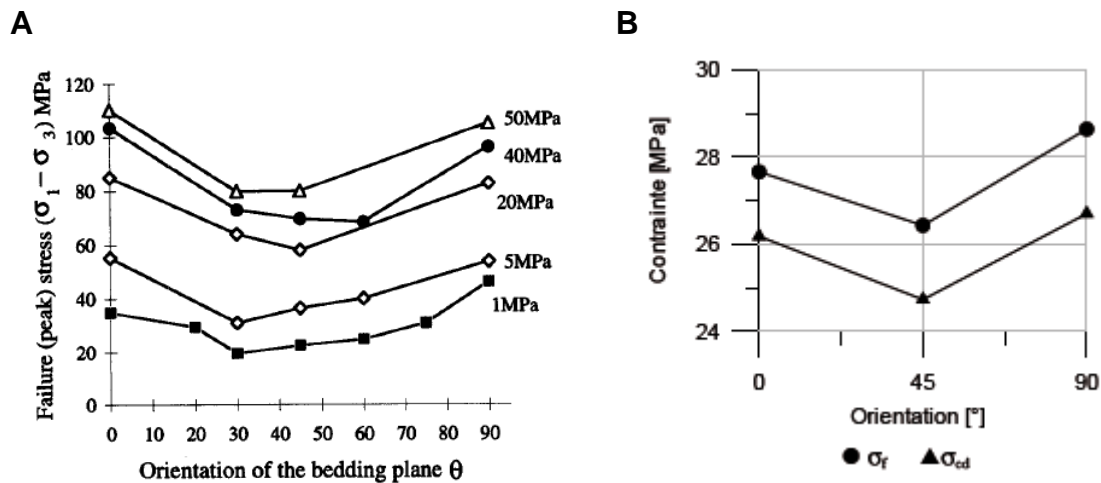


Figure 1. 31 . Anisotropie de résistance à la rupture des roches argileuses. A : Evolution des déviateurs mesurés à la rupture lors d'un essai en compression pour différentes pressions de confinement en fonction de l'orientation (θ) d'un échantillon d'argilites du Toarcien par rapport à la contrainte principale maximale (Niandou et al., 1997). B : Contrainte à la rupture (σ_f) et contrainte à l'endommagement (σ_{cd}) pour les argilites de Meuse/Haute-Marne en fonction de l'orientation (θ) (Fabre, 2005).

La Figure 1. 32.A montre un exemple théorique de cette anisotropie de résistance à la rupture. Dans les régions A, la rupture se produit suivant le critère isotrope de Mohr-Coulomb. Dans la région B (le creux de faiblesse), les plans de faiblesse sont préférentiellement activés et la rupture se produit dans le plan de faiblesse quelle que soit l'inclinaison. Des essais réels montrent que cette région B s'étend pour des angles α compris entre 15° à près de 50° (Figure 1. 32.B). Dans le cadre de cette étude, un tel processus peut avoir des implications très importantes. Dans notre système multicouche tabulaire, les plans préférentiellement orientés qui pourraient être d'hypothétiques plans de faiblesse peuvent être : (1) les litages horizontaux liés à la structure planaire des philo-silicates parfois observables dans les roches argileuses, (2) les interfaces horizontales argiles/calcaires et (3) des joints verticaux souvent présents dans les formations calcaires. Dans notre système, σ_1 est verticale et σ_3 est horizontale. L'angle entre σ_1 et le litage ou les interfaces argiles/calcaires est donc égal à 90° . A priori, une réactivation de ces plans nécessite une rotation de σ_1 et de σ_3 associée par exemple à des perturbations directionnelles des contraintes.

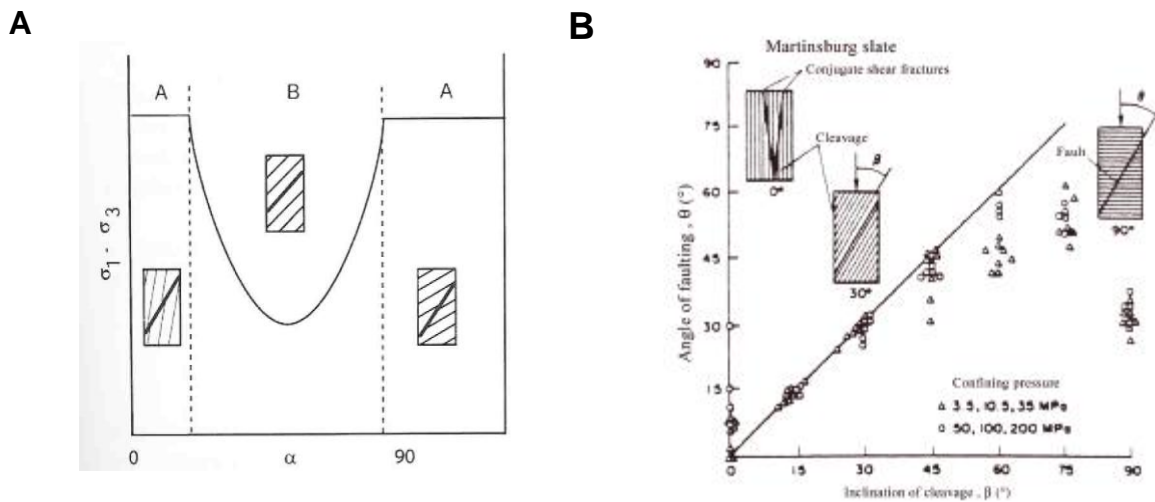


Figure 1. 32. Anisotropie de résistance à la rupture. A : Modèle théorique de dépendance des contraintes à la rupture avec l'inclinaison d'un échantillon. D'après Paterson et Wong (2005). α est l'angle entre σ_1 et les plans de faiblesse. B : Angle de rupture par rapport à l'axe de compression en fonction de l'inclinaison (β) du plan de faiblesse d'une ardoise. D'après Donath (1964). Chaque point représente une rupture. Lorsque le clivage présente une inclinaison β comprise entre 15° et 45° par rapport à l'axe de compression, alors les points s'alignent le long de la droite ($y=x$) indiquant que l'angle de la fracture et l'angle du clivage par rapport à la compression sont identiques et donc que les failles utilisent les plans de faiblesse.

III. Les failles dans les systèmes multicouches

III.1. Architectures des failles

Les études précédentes sur la fracturation des systèmes multicouches s'articulent autour de la description de systèmes de failles subparallèles et de zones de failles segmentées et montrent que l'architecture de ces objets est influencée par la lithologie. Ces relations sont présentées dans ce chapitre. Les observations citées s'appuient sur des systèmes de lithologie variables. Ces systèmes présentent toutefois des analogies en termes de compétence avec les lithologies carbonatées et argileuses qui intéressent cette étude. Ces observations sont également valables à différentes échelles mais beaucoup d'exemples cités sont à l'échelle de l'affleurement, comme pour les sites analysés dans cette étude.

III.1.1. Localisation des extrémités de failles isolées

Les extrémités des failles peuvent a priori être localisées n'importe où dans un volume rocheux. Cependant, plusieurs auteurs montrent des localisations particulières dans des systèmes multicouches affectés par des systèmes de failles normales (Gross et al., 1997;

Wilkins et Gross, 2002; Lansigu et Bouroullec, 2004; Soliva et Benedicto, 2005; Soliva et al., 2006; Wibberley et al., 2007; Van der Zee et al., 2008; Welch et al., 2009a). Sur tous ces systèmes, des failles présentent des extrémités en contact avec des structures particulières. Ces structures peuvent être des interfaces lithologiques séparant des couches argileuses et carbonatées, des interfaces lithologiques séparant des couches argileuses et gréseuses ou encore des failles subhorizontales (Figure 1. 33). En outre, plusieurs extrémités se localisent fréquemment sur une même interface, ce qui peut donner lieu à des systèmes de failles confinées dans une même unité. La localisation des extrémités peut néanmoins être variable au sein d'une formation. En effet, une série affectée par des failles confinées montre aussi fréquemment d'autres failles se propageant à travers plusieurs couches dont les extrémités sont localisées plus ou moins profondément au sein d'une des lithologies du système multicouche. Ces localisations préférentielles des extrémités de failles ont aussi été décrites à des échelles hectométrique à kilométrique (Nicol et al., 1996b), bien que la résolution des données sismiques et les espacements entre les marqueurs ne permettent pas réellement de distinguer précisément si l'extrémité d'une faille est située sur une interface sédimentaire ou au sein d'une couche.

III.1.1. Segmentation des failles

Les zones de failles observées en coupe et affectant plusieurs couches présentent également des architectures contrôlées par les alternances sédimentaires. De manière similaire aux failles isolées, les extrémités des segments composant les failles sont préférentiellement localisées sur des interfaces lithologiques, des failles subhorizontales ou au sein des couches incompetentes (Peacock et Zhang, 1993; Peacock et Sanderson, 1994; Childs et al., 1996; Nicol et al., 2002; Rykkelid et Fossen, 2002; Koledoye et al., 2003; Schöpfer et al., 2006; Welch et al., 2009a). Des échelons et des zones de relais avec plus ou moins de recouvrement et plus ou moins connectés sont alors préférentiellement localisés au niveau d'interfaces stratigraphiques ou au sein de certaines couches de lithologie particulière (majoritairement au niveau des couches incompetentes) (Figure 1. 34). Aussi, dans un même multicouche, des relais extensifs et compressifs ont été observés comme localisés préférentiellement dans une unité, celle-ci pouvant être aussi bien compétente qu'incompétente (Figure 1. 34). La répétition le long de la zone de failles de ces variations géométriques induites par les alternances lithologiques donne une allure fortement segmentée aux failles.

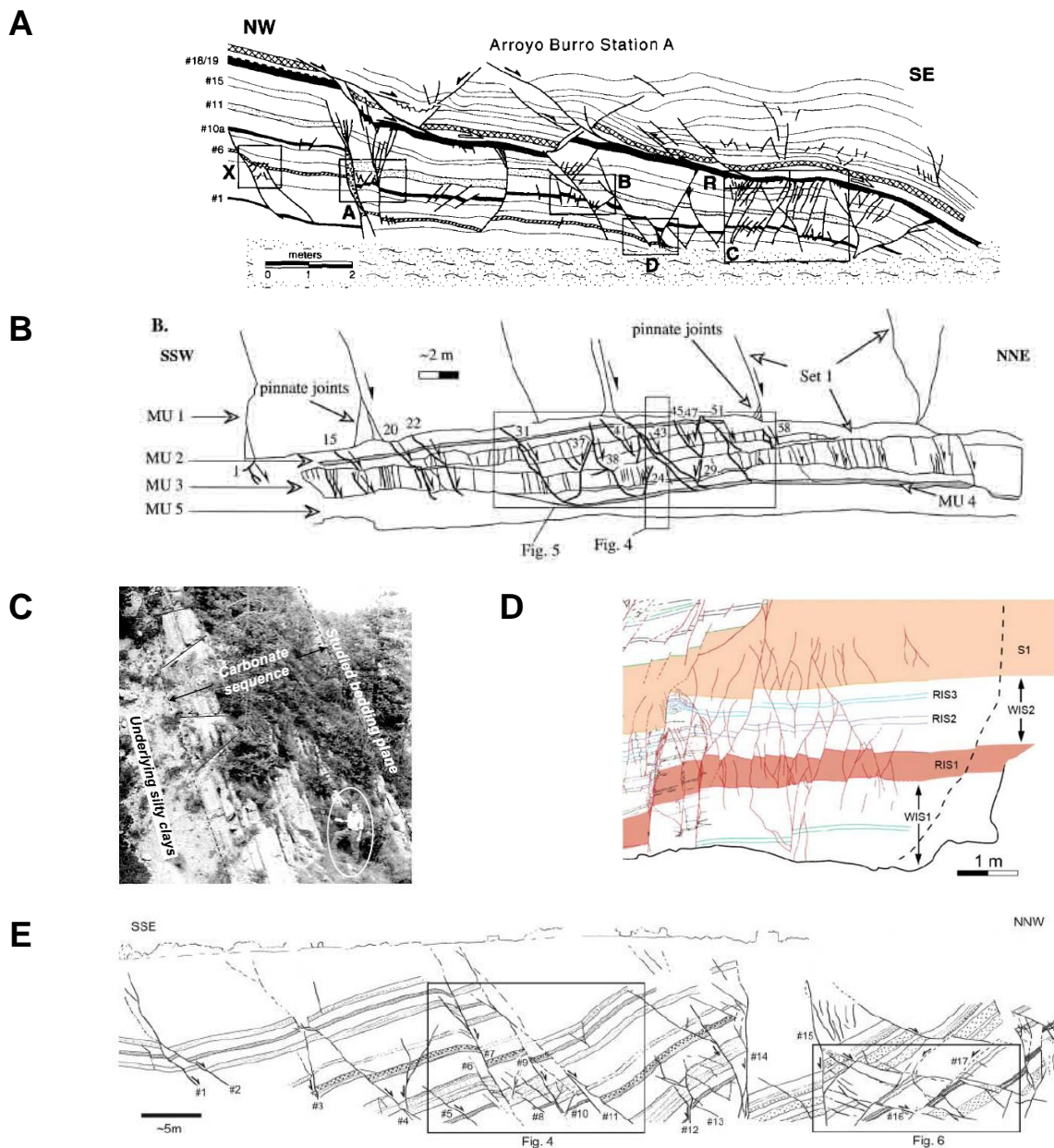


Figure 1. 33. Systèmes de failles dans des systèmes multicouches. A : Alternances de marnes plus ou moins carbonatées (en blanc), de couches riches en argiles (en noir, #1, #10 et #18/19) et de niveaux siliceux (opal-CT porcellanites) (banc, #6, #11 et #15) sur la plage d'Arroyo Burro, Santa Barbara, Californie. Des joints réactivés en faille sont confinés dans les couches siliceuses et des failles dans les marnes. Beaucoup de failles se propagent à travers les interfaces. Les extrémités supérieures des grandes failles sont localisées sur une faille subhorizontale. D'après Gross et al. (1997). B : Couches de grès éolien massif (MU 1, inter banc dans MU 2 et MU3) et de roches argileuses (shale et pélites) à Split Mountain, (Utah, U.S). Des joints sont confinés dans les couches gréseuses et des failles dans les couches argileuses. Les extrémités des failles sont majoritairement localisées sur les contacts argilo-gréseux même si plusieurs failles traversent l'ensemble des couches. D'après Wilkins et Gross (2002). C : Alternances de calcaires et de couches riches en argiles. Les failles sont confinées dans une unité mécanique composée principalement de calcaire. D'après Soliva et Benedicto (2005). D : Alternances de couches de grès massif compétent (S1), de grès impur moyennement compétent (WIS) et de grès argileux incompetent (RIS) à Wadi Baba, à l'Est du golfe de Suez (Egypte). Des failles sont confinées dans l'unité compétente S1, d'autres sont confinées dans les unités incompetentes RIS et certaines se propagent à travers plusieurs couches. D'après Welch et al. (2009a). E : Alternances de couches incompetentes argileuses (pélites et shales) (en blanc) et de couches compétentes (des grès et des cinérites) (motifs mouchetés) dans la mine de Lanières de Tréviels, bassin de Lodève (France). Des failles sont confinées dans des unités incompetentes, d'autres failles et des joints sont confinés dans les couches compétentes. Des extrémités de failles sont localisées sur des failles subhorizontales. D'après Wibberley et al. (2007) et Van der Zee et al. (2008).

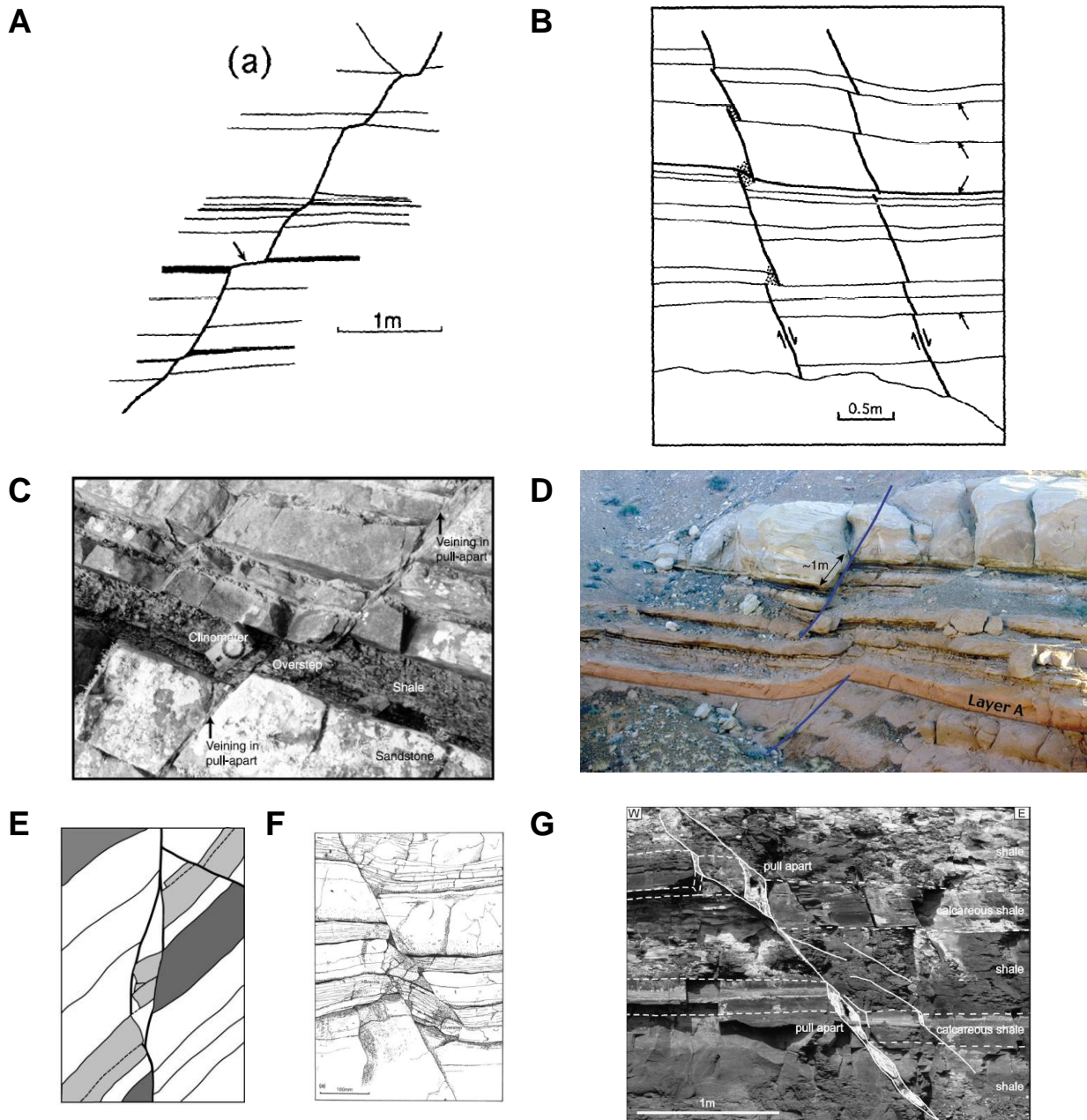


Figure 1. 34. Segmentation des failles dans les systèmes multicouches. A : Echelons compressifs localisés sur des couches argileuses. B : Echelons extensifs localisés sur des couches argileuses. A et B : Les failles affectent des couches argileuses et des craies de la formation de Flamborough (Crétacé supérieur, Danes Dyke (UK)). D'après Childs et al. (1996). C : Echelon compressif localisé sur des couches argileuses (shales), en alternances avec de grès dans les turbidites du Silurien à Gipsy point (Kirkcudbright, Ecosse). D'après Crider et Peacock (2004). D : Echelon extensif localisé sur des couches à dominance argileuse (shales) en alternances avec des grès du Jurassique (San Rafael Swell, Utah, US). D'après Rykkelid et Fossen (2002). E : Relais compressif localisé sur un banc compétent de grès (en gris) alternant avec des couches de pélites et de shales (en blanc) dans la mine de Lanières de Tréviels, bassin de Lodève (France). D'après Van Der Zee et al. (2008). F : Relais extensif localisé sur une zone moins compétente. Les failles sont observées dans des alternances argilo/calcaires du Jurassique inférieur de Kilve (UK). D'après Peacock et Zhang (1993). G : Relais extensifs (« pull apart ») localisés sur des bancs compétents. Les failles affectent des alternances de shales et de calcaire argileux du Jurassique supérieur, Dorset (UK). D'après Schöpfer et al. (2006).

III.1.2. Réfraction des failles

Plusieurs auteurs observent également des variations du pendage des failles ou des segments de faille en corrélation avec la lithologie (Davison, 1987; Peacock et Sanderson, 1992; Ferrill et Morris, 2003; Lansigu et Bouroullec, 2004; Schöpfer et al., 2007; Wibberley et al., 2007; Ferrill et Morris, 2008). Ces changements de pendage peuvent être plus ou moins progressifs (formant des courbures) ou brutaux et rares ou répétitifs générant alors une réfraction. Dans ce dernier cas, les failles qui traversent plusieurs couches présentent des segments de pendages voisins dans les lithologies semblables. Les pendages dans les couches argileuses sont toujours plus faibles que dans les couches calcaires et les failles se déportent donc de banc calcaire en banc calcaire. Dans les calcaires, les pendages peuvent être faibles (30° à 45° dans des grès sur la Figure 1. 35.A) à verticaux (Figure 1. 35.C). Ces segments verticaux sont également caractéristiques des zones de relais extensif (pull apart) localisées dans les bancs compétents (Figure 1. 35.C et D). Wibberley et al. (2007) notent par ailleurs que la réfraction est visible uniquement sur les failles présentant un faible déplacement maximal par rapport à l'épaisseur des couches.

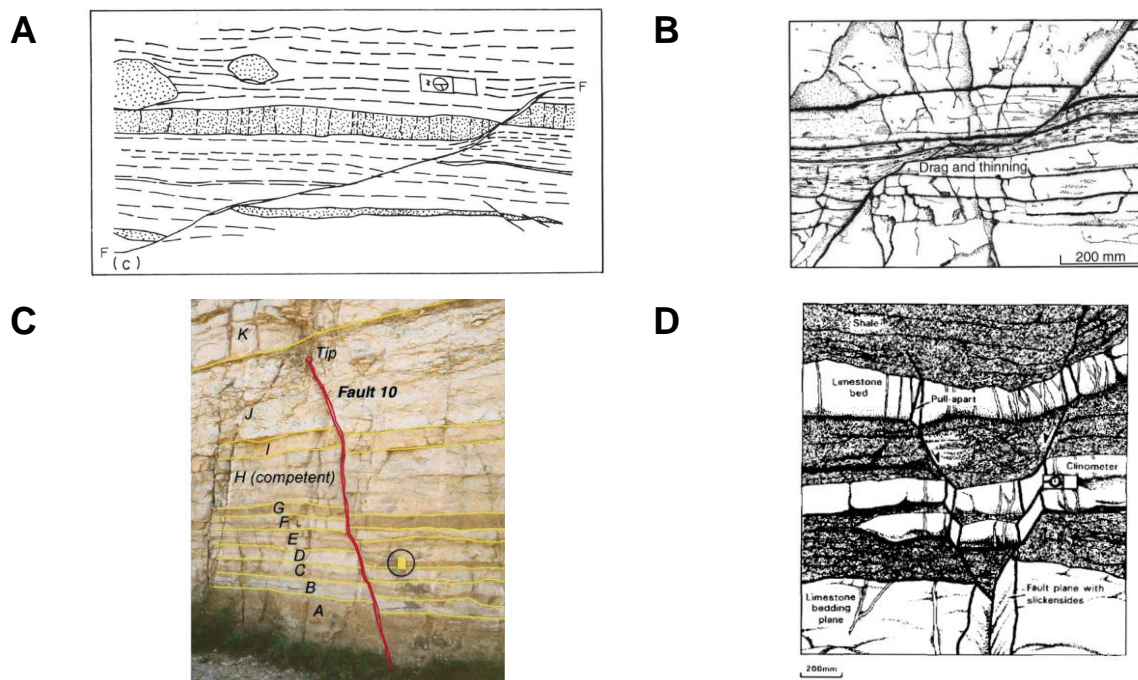


Figure 1. 35. Changement des pendages des failles en fonction de la lithologie. Dans tous ces systèmes multicouches, les pendages sont plus faibles dans les couches incompétentes (*i.e.* des shales dans A, B, D et des dolomies argileuses dans D). Dans les couches compétentes (*i.e.* des grès dans A et des calcaires et des dolomies dans B, C et D), les pendages sont variables et augmentent de (A) à (D). A : Observé dans le bassin pétrolier de Recôncavo, Bahia (Brésil). D'après Davison (1987). B : Observé dans la formation du Crétacé supérieur de Flamborough (UK). D'après Peacock et Sanderson (1994). C : Observé dans les calcaires Buda du Crétacé, Balmorhea (Texas, US). D'après Ferrill et Morris (2003). D : Observé dans des alternances argilo/calcaires du Jurassique inférieur de Kilve (UK). D'après Peacock et Sanderson (1992).

III.1.3. Déformation associées à la restriction et la segmentation

Dans les milieux homogènes, les extrémités de failles, les échelons compressifs et les zones de recouvrement ou de courbures sont souvent le siège d'une fracturation complexe et diffuse. Celle-ci est liée à une accommodation des perturbations du champ de contraintes (Segall et Pollard, 1980; Aydin et Schultz, 1990; Peacock et Sanderson, 1994; Petit et Mattauer, 1995; Kim et al., 2004) (*cf.* I.3.3 de ce chapitre). Puisque toutes ces variations architecturales sont plus fréquentes dans les systèmes multicouches, la fracturation induite pourrait être localisée dans certaines couches. Des auteurs décrivent par exemple des fractures antithétiques (failles ou des joints) qui se mettent en place préférentiellement au niveau des couches incompetentes ou des zones d'intense fracturation dans les argiles aux extrémités des failles (Figure 1. 36.A,B,C,E). Outre la segmentation citée plus haut, la restriction des failles peut également induire une fracturation secondaire d'après Gross et al. (1997). Ces auteurs décrivent des failles restreintes qui se décomposent en plusieurs segments de faille à proximité du réstricteur (*i.e.* des failles subhorizontales) durant l'accumulation du déplacement. Il faut noter par ailleurs que dans les alternances concernées, une des lithologies (fréquemment les argiles) peut présenter un comportement plastique localisant. Des plissements et du tassement peuvent alors précéder la fracturation. Ils ont été observés aux extrémités isolées des failles (Hardy et McClay, 1999; Ferrill et al., 2005; Ferrill et al., 2007; Van der Zee et al., 2008; Smart et al., 2009; Smart et al., 2010), mais également au niveau d'échelons. Dans ce dernier cas, suivant la géométrie de l'échelon, la déformation plastique conduit à du « smearing » ou à du tassement (Weber et al., 1978; Peacock et Sanderson, 1994; Yielding et al., 1997; Aydin et Eyal, 2002; Rykkelid et Fossen, 2002; ; Færseth, 2006; Welch et al., 2009b) (Figure 1. 36.D.E).

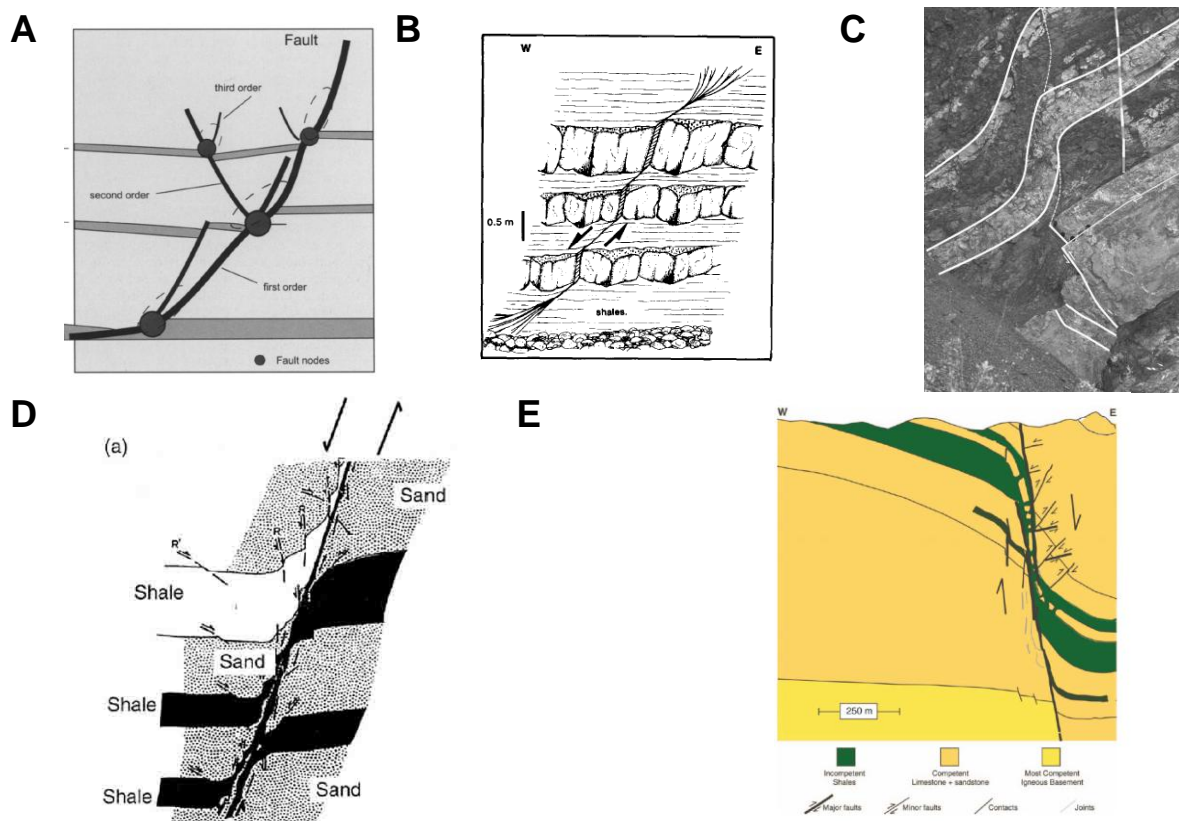


Figure 1. 36. Déformations induites par les failles normales dans des alternances. A : Modèles de fractures antithétiques s'initiant au niveau de couches particulières. Dédit d'observations d'alternances de couches de grès et de shales dans le Bassin éocène des Grès d'Annot du Vallon de Moulière (France). D'après Lansigu et Bouroullec (2004). B : Réseau de fractures localisées dans des shales aux extrémités d'une faille normale, observé à David's Way (UK). D'après McGrath et Davison (1995). C : Accomodation de la déformation par plissement aux extrémités d'une faille, observée dans des alternances de pélites et de shales dans la mine de Lanières de Tréviels, bassin de Lodève (France). D'après Van Der Zee et al. (2008). D et E : « Smearing » dans des alternances de grès et de shale. D : D'après Weber et al. (1978). E : Model conceptuel de smearing et de fracturation induite. D'après Aydin et Eyal (2002).

III.2. Processus responsables des variations architecturales

La position des extrémités des failles ou des segments de faille sur des interfaces lithologiques, l'architecture segmentée et la réfraction des failles dans les milieux multicouches font appel à plusieurs processus et paramètres. Parmi les processus, on peut noter la nucléation préférentielle des failles dans une des lithologies qui composent un système multicouche, la restriction des failles par les interfaces lithologiques, la propagation des failles et enfin des perturbations post-rupture. Ces processus interviennent à différentes étapes de la croissance d'une faille et font parfois intervenir des paramètres communs. Bien que partiellement compris, ils ont été proposés sur plusieurs systèmes.

III.2.1. Nucléation préférentielle

L'observation de failles confinées au sein de couches de lithologie particulière, ainsi que la position des extrémités des petites failles ou des segments de faille, ont conduit différents auteurs à proposer que les failles ou les segments de faille nucléent préférentiellement dans une des lithologies qui composent un système multicouche. Dans les alternances argilo-calcaires, à l'instar des joints, les failles nucléent préférentiellement dans les couches carbonatées (Peacock et Sanderson, 1992; Childs et al., 1996; Soliva et Benedicto, 2005; Ferrill et Morris, 2008). En revanche, dans des systèmes argilo-gréseux, les failles nucléent dans les niveaux gréseux ou argileux (Kattenhorn et Pollard, 2001 ; Wilkins et al., 2001 ; Wilkins et Gross, 2002 ; Lansigu et Bouroullec 2004 ; Gross et Eyal, 2007 ; Wibberley et al., 2007 ; Van der Zee et al., 2008 ; Welch et al., 2009a). Plusieurs facteurs responsables de la nucléation préférentielle d'une faille dans un système multicouche ont été proposés. Mandl (1988) suggèrent que les failles nucléent dans la couche la moins résistante à condition que les états de contraintes avant la rupture soit similaire dans toutes les couches. Toujours en conséquence d'enveloppes de rupture propres à chaque unité, Wibberley et al. (2007) proposent que la nucléation préférentielle des failles dans des niveaux argileux soit liées à une cohésion plus forte dans les couches gréseuses que dans les couches argileuses. Par ailleurs, des auteurs ont mis en évidence que des comportements rhéologiques (*i.e.* des contrastes de module d'Young ou la présence de couches ductiles) différents d'une couche à une autre peuvent engendrer des différences de contraintes entre les couches (Bradshaw et Zoback, 1988; Mandl, 1988; Evans et al., 1989; Bourne, 2003; Gunzberger et Cornet, 2007). Ainsi Welch et al. (2009a), suggèrent que des failles peuvent nucléer dans les couches les plus résistantes soumises à des contraintes locales plus proches de la rupture que dans les couches voisines. Enfin, Wilkins et al. (2001) et Van der Zee et al. (2008) proposent que la nucléation des failles dans les niveaux gréseux soit associée à une réactivation de joints préexistants après un léger basculement des couches.

III.2.2. Restriction

Après leur nucléation, les failles se propagent au sein de la couche où elles ont nucléés. La localisation récurrente des extrémités sur des structures particulières ainsi que des variations de la distribution du déplacement (*cf.* III.3.1 de ce chapitre) indiquent que la propagation des failles peut être stoppée au niveau de restricteurs, notamment les interfaces lithologiques ou des failles subhorizontales localisées dans les argiles. D'après des modèles

mécaniques, principalement développés dans des milieux homogènes, une faille se propage lorsque l'état de contraintes au niveau des extrémités atteint la résistance à la rupture du milieu (Cowie et Scholz, 1992b; Bürgmann et al., 1994; Schultz et Fossen, 2002; Welch et al., 2009a). Ces modèles montrent que cette propagation est fonction de nombreux paramètres et notamment des propriétés élastiques et de la résistance à la rupture du milieu, des propriétés frictionnelles des surfaces de failles et des contraintes s'appliquant sur la faille. La variation d'un de ces paramètres peut donc être responsable de l'arrêt de la propagation d'une faille. A notre connaissance, seule l'étude de Welch et al. (2009a) traite des effets du changement des propriétés mécaniques lié à des variations lithologiques sur cette problématique. Cette étude montre que la propagation d'une faille qui nucléé dans une couche à faible friction (par exemple des argiles) s'arrête au niveau de l'interface lithologique d'une couche à forte friction (par exemple des grès) car la contrainte nécessaire à la propagation des extrémités de la faille est insuffisante dans cette dernière. Ce résultat est en accord avec l'interprétation de Nicol et al. (1996b) qui proposent qu'une faille s'arrête au niveau des interfaces des couches de grès très compétant à cause de la forte résistance à la rupture de ces couches. Welch et al. (2009a) montrent également que la propagation d'une faille qui nucléé dans une couche soumise à un fort différentiel de contraintes s'arrête au niveau de l'interface lithologique d'une couche soumise à un faible différentiel de contraintes. Cette différence d'état de contraintes local peut être associée soit à des différences de module d'Young (Mandl, 1988; Evans et al., 1989; Bourne, 2003; Gunzberger et Cornet, 2007) soit à une accommodation ductile de la déformation dans le niveau incompetent (Muraoka et Kamata, 1983; Nicol et al. 1996b ; Welch et al., 2009a). L'arrêt de la propagation d'une faille causé par une zone présentant une chute de contrainte a aussi été proposé pour la propagation latérale des failles dans les milieux homogènes. Dans ce cas, la zone à faible contrainte est liée soit à la présence d'une zone de relais (Gupta et Scholz, 2000) soit à la présence d'un réseau de fractures préexistant (Alessio et Martel, 2004). Enfin des failles se propageant au-delà de potentiels restricteurs ont aussi été observées. Gupta et Scholz (2000) et Welch et al. (2009a) proposent que pour se propager dans un milieu défavorable, la contrainte aux extrémités de la faille doit augmenter et que cette augmentation soit associée à une augmentation du gradient aux extrémités.

III.2.3. Propagation continue des failles

Dans un modèle de propagation qualifié ici de continue, la faille se propage depuis son point de nucléation et affecte successivement les différentes couches (Figure 1. 37.A). Les failles nucléées suivant ce modèle ne présentent donc pas d'échelon ou de réelle zone de relais. En revanche, elles peuvent présenter des changements de pendage. Ceux-ci sont alors liés à des différences entre les enveloppes de rupture (coefficient de friction interne, cohésion, résistance en tension) des différentes lithologies et de l'état de contrainte local (Bradshaw et Zoback, 1988; Mandl, 1988; Ferrill et Morris, 2003). Suivant les cas possibles, le pendage d'une faille diminuerait dans les couches à faible friction (par exemple les argiles, cf. II.3.5 de ce chapitre) ou la réfraction pourrait être induite par un changement de mode de fracturation, par exemple, des joints en ouverture ou hybride (Figure 1. 37.A) dans les niveaux les plus résistants et des failles dans les niveaux les moins résistants. Ce processus peut donc expliquer les différentes géométries présentées sur la Figure 1. 35.

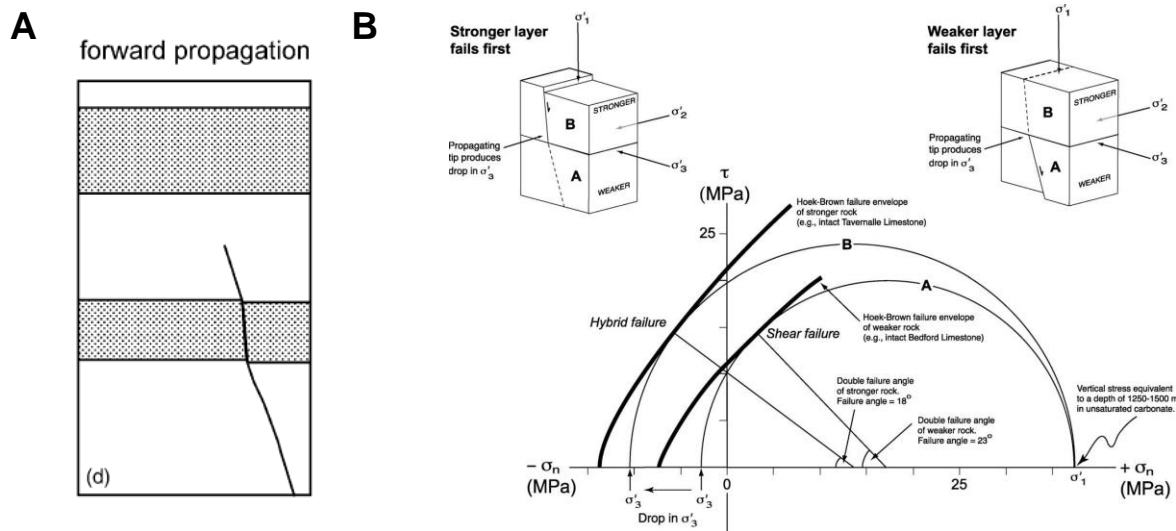


Figure 1. 37. Propagation continue des failles dans un système multicouche. A : Modèle de propagation d'après Schöpfer et al. (2006). B: Modèle de changement de pendage lié aux enveloppes de rupture. La différence de cohésion entre les couches entraîne la nucléation d'une faille dans les couches à faible cohésion (weaker layer) et un joint hybride dans la couche à forte cohésion (stronger layer). D'après Ferrill et Morris (2003).

III.2.4. Propagation discontinue des failles

Nous avons vu précédemment que les failles ou les segments de faille nucléent préférentiellement dans des couches de lithologie particulière (notamment les couches compétentes comme les calcaires), puis des échelons se localisent préférentiellement au sein d'autres couches (*i.e.* principalement des couches incompétentes comme les couches

argileuses). Au niveau de ces échelons, les segments de faille préexistants peuvent ensuite se propager, interagir et éventuellement se connecter pour former une zone de failles. Ce modèle correspond à un modèle de propagation qualifié ici de discontinue (Figure 1. 38.A). Dans le cas des failles normales, ce modèle rend compte de la localisation préférentielle des échelons dans certaines couches. Si l'interaction des segments s'effectue sans connexion, la faille présente alors une forte segmentation. Les segments peuvent aussi se propager et se connecter alors à travers des segments obliques. Si cette connexion se fait sans recouvrement alors ce modèle de propagation discontinue engendre aussi une réfraction apparente (Childs et al., 1996 ; Schöpfer et al., 2006). Des zones de courbure se localisent alors dans les couches compétentes. Contrairement au modèle précédent, le changement de pendage ainsi créé résulte de la position relative des segments préexistants. Les segments qui se connectent entre eux peuvent être des failles ou des joints. Eisenstadt et De Paor (1987) proposent un modèle similaire de formation des chevauchements avec une préexistence des rampes dans des niveaux carbonatés puis une connexion par des plans moins inclinés (« flats ») dans des couches compétentes (Figure 1. 38.B).

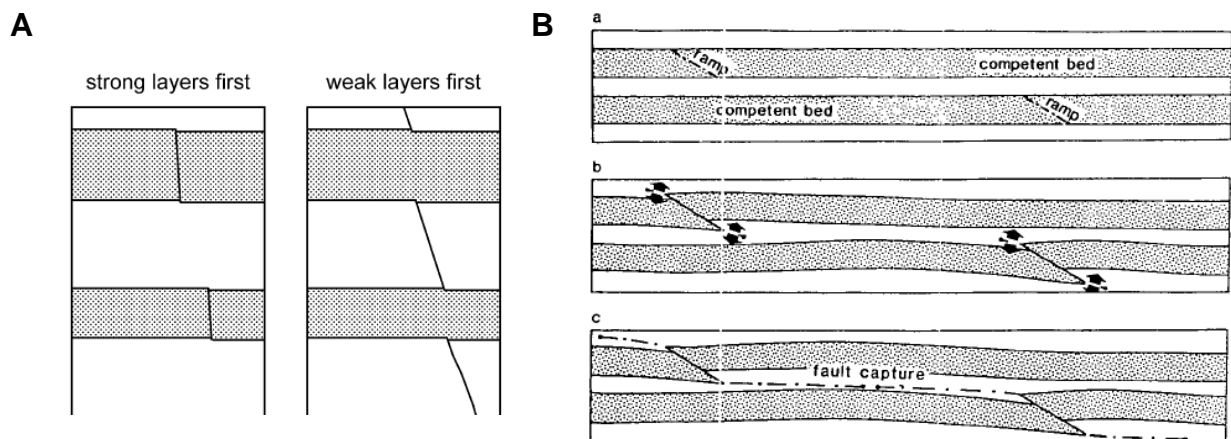


Figure 1. 38. Propagation discontinue des failles dans un système multicouche. A : Modèle de propagation discontinue de failles normales d'après Schöpfer et al. (2006). B : Modèle de propagation discontinue de chevauchement d'après Eisenstadt et De Paor (1987). Les rampes préexistent dans des niveaux compétents et sont ensuite connectées par des plans moins inclinés dans des couches compétentes.

Les fractures formées dans un modèle de propagation discontinue, peuvent être génétiquement liées, la connexion se faisant alors suivant un modèle « cohérent » selon Walsh et al. (2003) (Figure 1. 39.A, B et D). Une grande zone de cisaillement peut expliquer cette cohérence. Dans ce cas, la présence des fractures préexistantes, apparemment non connectées, alignées dans une lithologie et génétiquement liées est induite par la présence d'une faille

majeure. La zone de cisaillement est alors alignée soit dans la direction du pendage, soit latéralement, avec une faille normale (Childs et al., 1996 ; Schöpfer et al., 2006). Cependant, à notre connaissance, le stade précoce, avec de nombreux segments alignés mais non connectés, est peu illustré par les observations naturelles. Aussi, un processus plus local pourrait expliquer les observations où quelques segments marqueraient la déformation à l'extrémité d'une faille voisine (Figure 1. 39.D).

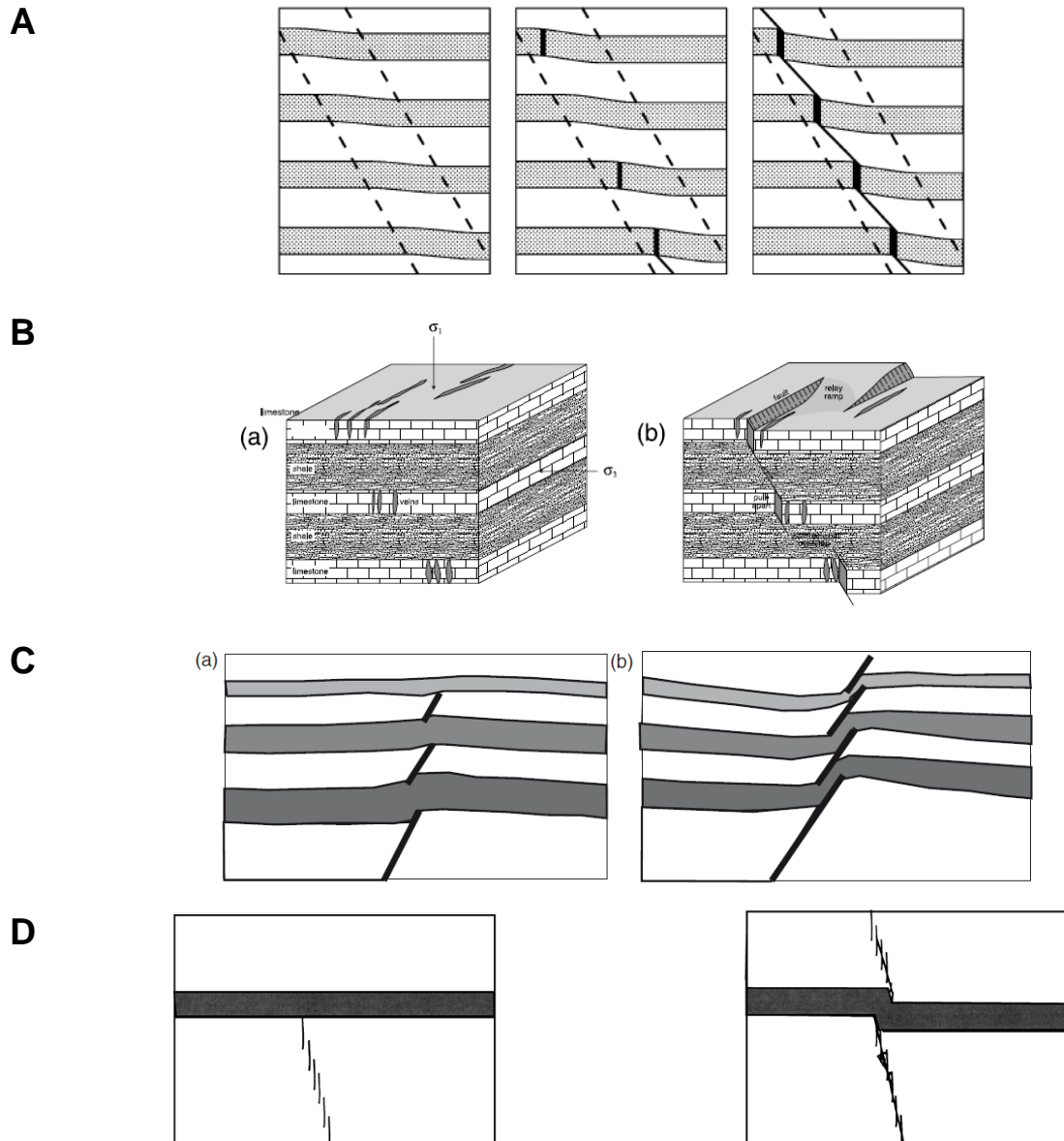


Figure 1. 39. Différents modèles de propagation discontinue. A : D'après Childs et al. (1996). B : D'après Crider et Peacock (2004). C et D : D'après Koledoye et al. (2003). A, B et C sont des modèles de propagation discontinue liées à une grande zone de cisaillement. D est un modèle de propagation discontinue où la localisation d'un segment est induite par la proximité d'un autre segment.

Dans un modèle de propagation discontinue, si les fractures qui se connectent ne sont pas génétiquement liées, on parle alors de connexion « incoïdentelle » et de modèle « incohérent ». Ces connexions peuvent notamment se produire entre des failles ou entre des joints et des failles. Par exemple, deux failles ou deux joints, de deux réseaux confinés et séparés par une formation, peuvent se trouver plus ou moins alignées, formant un échelon, puis se connecter ultérieurement.

III.2.5. Perturbations post-rupture

Des perturbations post-rupture peuvent aussi générer des réfractations ou des segmentations localisées préférentiellement dans certaines lithologies ou au niveau d'interfaces sédimentaires. La réfraction, ainsi que des géométries semblables à des échelons compressifs peuvent être attribuées à des phénomènes de compaction différentielle (Figure 1. 40.A) (Davison, 1987; Wang, 1995; Lansigu et Bouroullec, 2004; Van der Zee et al., 2008). Des phénomènes de pression dissolution peuvent aussi créer des géométries semblables à des échelons compressifs (Figure 1. 40.B). Enfin, des cisaillements tardifs sur des interfaces peuvent aussi créer des géométries semblables à des échelons (Figure 1. 40.C). Cela implique que sur une même interface tous les échelons présentent le même type de décalage.

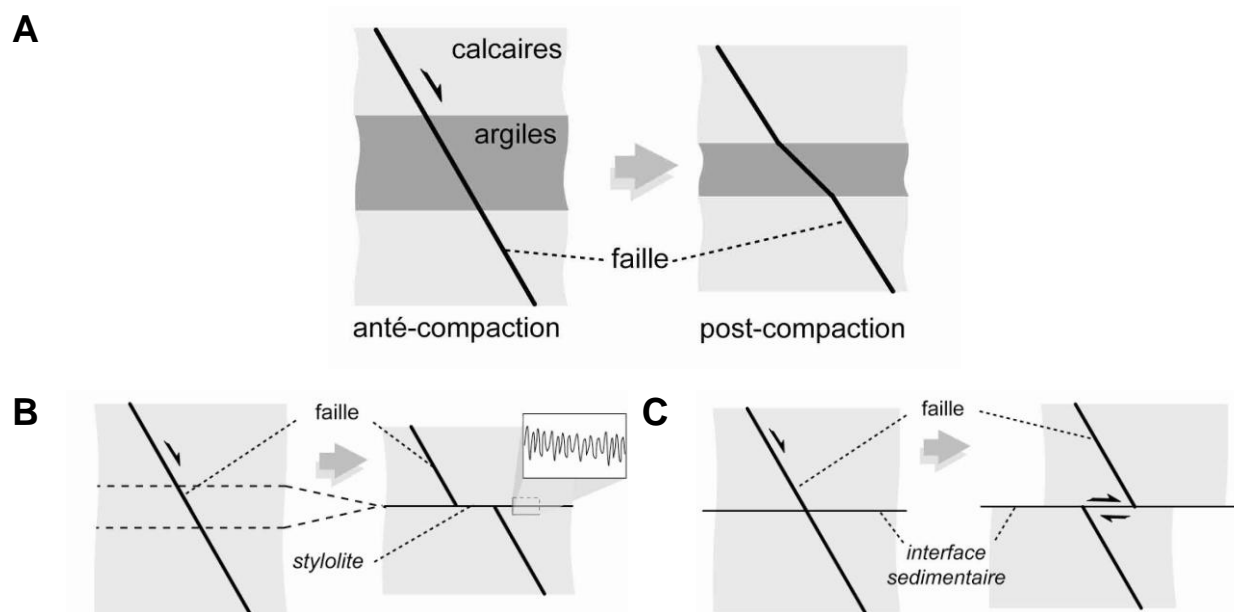


Figure 1. 40. Mécanismes post-rupture introduisant des complexités géométriques. A : Réfraction induite par une compaction différentielle. B : Echelon compressif formé par pression dissolution sur un stylolite. C : Echelon extensif formé par un cisaillement sur une interface.

III.3. Profils de déplacement et formes des failles

La forme triangulaire d'un profil de déplacement caractérise les failles isolées, non-restreintes et se propageant dans des milieux homogènes et ce à toutes les échelles (*cf.* I.3.4 de ce chapitre). Dans des systèmes multicouches, la présence d'alternances lithologiques perturbe la distribution des déplacements sur les failles. De plus, l'arrêt de la propagation verticale d'une faille sur une interface sédimentaire provoque des modifications de la distribution des déplacements en plan et en coupe.

III.3.1. L'effet de la restriction

Sur des profils de déplacement vus en coupe, les extrémités en contact avec les interfaces sédimentaires présentent des gradients de déplacement anormalement élevés par rapport au reste du profil de déplacement. Ces caractéristiques ont été décrites à l'échelle kilométrique (Nicol et al. 1996b) et à l'échelle de l'affleurement (Wilkins et Gross 2002). Ces auteurs proposent qu'une faille soit considérée restreinte si elle présente une extrémité en contact physique avec un restricteur et si le gradient de déplacement est anormalement élevé au niveau de cette extrémité (gradients de 0,04 à 0,26 et de 0,48 à 0,76 respectivement pour les failles non restreintes et restreintes observées par Wilkins et Gross (2002) dans des alternances argilo/gréseuses). Une faille restreinte sur ces deux extrémités présente donc un profil en « M » (Figure 1. 41.A, D). Le long de zones de failles segmentées, Peacock et Sanderson (1991) et Childs et al. (1996) décrivent aussi des zones de fort gradient sur les extrémités des segments de faille en contact avec des interfaces sédimentaires (gradients de 0,05 à 1,26 et de 0,013 à 0,05 respectivement aux extrémités et aux centres des segments de faille dans des alternances argilo/crayeuses observées par Childs et al. (1996)). Toutefois, des forts gradients au niveau d'échelon ont aussi été observés dans des milieux homogènes (*cf.* I.3.4 de ce chapitre). Il est donc difficile de définir si ce fort gradient est associé au processus de restriction d'une faille isolée associé à la lithologie ou s'il est lié à l'interaction entre des segments. Sur des failles vus en plan, de nombreux auteurs associent une forme de profil de déplacement en « M » à des processus de restriction verticale (Figure 1. 41.B) (Dawers et al., 1993; Fossen et Hesthammer, 1997; Manighetti et al., 2001; Manighetti et al., 2005; Schultz et Fossen, 2002; Soliva et Benedicto, 2005; Soliva et al., 2006). Cependant, cette forme en « M » peut aussi être liée à des interactions horizontales entre les failles (*cf.* I.3.4 de ce chapitre) (Figure 1. 41.C).

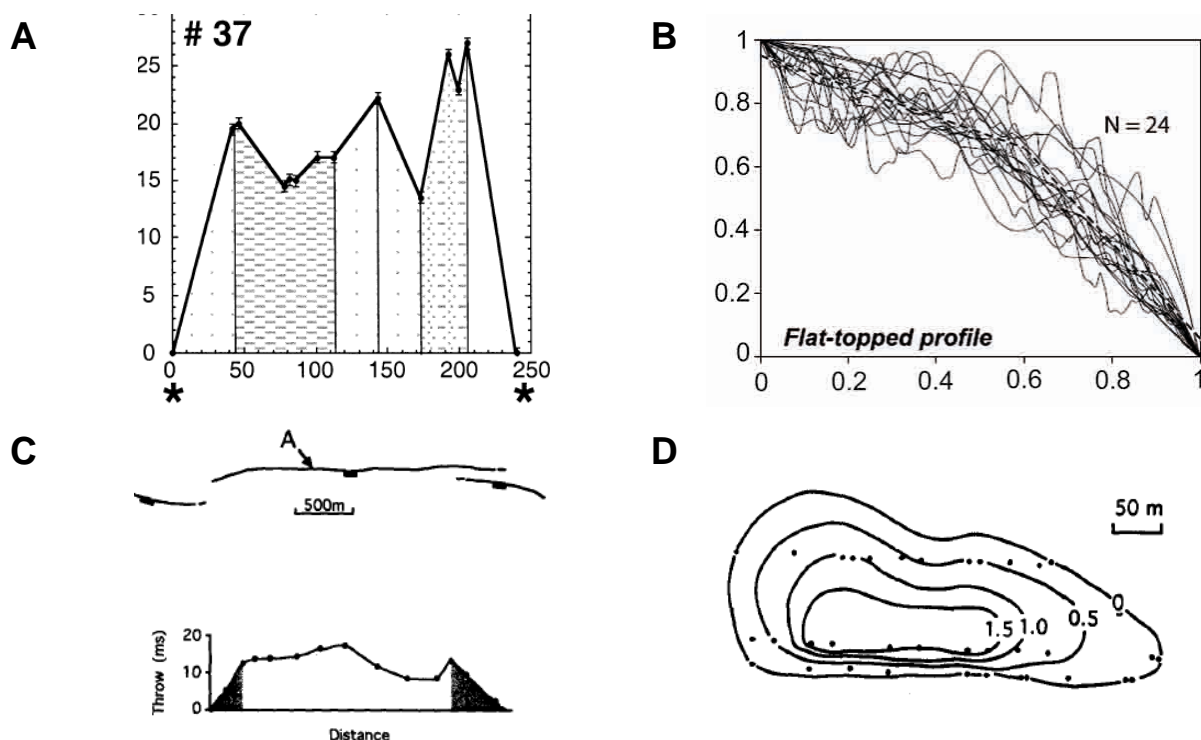


Figure 1. 41. Variation de déplacement liée à la restriction de failles normales. A : Profil de déplacement en « M » observé en coupe dans des couches de grès (blanc) et de roches argileuses à Split Mountain, (Utah, US). Le déplacement en ordonnée et la distance en abscisse sont en cm. Les étoiles indiquent que les extrémités sont en contact avec une interface sédimentaire. D'après Wilkins et Gross (2002). B : Profils de déplacement normalisés en « M » observés en plan à Fumanya (Espagne). D'après l'analyse des auteurs, les failles sont restreintes verticalement par des couches argileuses. Les gradients varient de 0,004 à 0,017 et de 0,044 à 0,074 respectivement aux centres et aux extrémités des failles restreintes. D'après Soliva et Benedicto (2005). C : En haut, vue en plan d'une faille en interaction. En bas, profil de déplacement en « M » de la faille A. Les valeurs de forts gradients aux extrémités (zones en noir) sont associées aux interactions entre des failles. D'après Nicol et al. (1996b). D : Surface elliptique et les courbes de déplacement constant (« tip-line ») (en mètres) d'une faille (North Derbyshire Coal-field). Etablie d'après des données de sismique 3D. Les échelles verticale et horizontale sont identiques. L'extrémité inférieure de cette faille est caractérisée par un fort gradient représenté par des « tip lines » faiblement espacés. Ce fort gradient est associé à une restriction verticale de la faille vers le bas liée à la présence d'une couche épaisse de grès. D'après Nicol et al. (1996b).

La restriction des failles modifie également le rapport de forme des failles (rapport de la longueur sur la hauteur). Le rapport de forme des failles isolées, non restreintes est proche de 1 (surface de faille sphérique) (Walsh et Watterson, 1987, Peacock, 1991, Soliva et al., 2006, Nicol et al. 1996b; Schultz et Fossen, 2002). En revanche, la forme des failles confinées est plutôt elliptique (Figure 1. 41.D) et présentent des rapports de forme supérieures à 1 (de 1 à 4 d'après Nicol et al. (1996b), de 2 à 8 d'après Soliva et al., 2006, de 1 à 11 d'après Schultz et Fossen, 2002). Cette caractéristique est liée au fait que la propagation verticale de la faille est bloquée par un restricteur et donc que la faille se propage uniquement dans la direction horizontale (Nicol et al., 1996 ; Soliva et al., 2006; Schultz et Fossen, 2002).

Le rapport D_{max}/L des failles restreintes est aussi modifié par la restriction. Sur les failles vues en plan, cette perturbation peut affecter d'un facteur 5 à 10 le rapport D_{max}/L . Deux études discutent de cette relation en coupe. Gross et al. (1997) et Wilkins et Gross (2002) observent des fortes valeurs du rapport D_{max}/L liée à la restriction (de 0,11 à 0,46 et de 0,02 à 0,12 respectivement pour des failles restreintes par des failles subhorizontales pour Gross et al. (1997) et par des interfaces lithologiques par Wilkins et Gross (2002)). Wilkins et Gross (2002) notent également que cette augmentation est proportionnelle au gradient des extrémités des failles.

III.3.2. L'effet des contrastes lithologiques

Divers auteurs ont constaté que des chutes de déplacement apparaissent dans les couches argileuses le long de failles qui traversent plusieurs couches (Peacock, 1991; Peacock et Sanderson, 1991; Mansfield et Cartwright, 1996) (Figure 1. 42). Ces auteurs interprètent ces minimums locaux comme étant associés à des zones de relais localisées par la lithologie. Cependant de telles chutes de déplacement existent aussi dans des milieux homogènes (*cf.* I.3.4 de ce chapitre). Ces observations confirment ainsi la localisation préférentielle des zones de relais dans les systèmes multicouches (*cf.* III.1 et 2 de ce chapitre) mais ne renseignent pas directement sur la manière dont la lithologie perturbe le déplacement, ni sur les caractéristiques de la propagation d'une faille isolée.

Des variations de gradient sur des profils de déplacement de failles normales observées en coupe, en relations avec la lithologie, ont également été répertoriés (Figure 1. 42) (Muraoka et Kamata, 1983; Soliva, 2004 ; Ferrill et Morris, 2008; Wibberley et al., 2007). L'analyse de Muraoka et Kamata (1983) reste qualitative. Soliva (2004), Ferrill et Morris (2008) et Wibberley et al. (2007) observent des gradients plus élevés dans les niveaux incompetents que dans les niveaux compétents que dans les niveaux compétents (proches de 0,35 dans des silts et de 0,09 dans des grès selon Soliva (2004) (Arches National Park (Utah, US), proche de 0,2 dans des shales et une valeur inférieure à 0,05 dans des grès selon Wibberley et al. (2007) et entre 0,6 et 1 dans des dolomies argileuses et une valeur inférieure à 0,05 dans des dolomies selon Ferrill et Morris (2008)). Ces auteurs proposent que les niveaux peu compétents requièrent un gradient de déplacement plus élevé que les unités compétentes pour que les failles se propagent en leur sein, expliquant ainsi la localisation préférentielle des extrémités de failles au sein des niveaux incompetents plutôt que dans les niveaux compétents. Malgré ces deux études, les variations de gradients locaux liées à la

lithologie sont finalement assez peu décrites pour discuter de la propagation des failles dans des milieux multicouches. Plusieurs auteurs observent également des variations du rapport D_{max}/L (ou D_{max}/R) lorsque les failles affectent plus ou moins de couches incompetentes (Gross et al. 1997; Wilkins et Gross, 2002; Gudmundsson, 2004). Par exemple, Wilkins et Gross (2002) observent que D_{max}/L diminue de 0,02 à 0,14 lorsque le pourcentage de shales traversé par une faille varie de 80% à 20%. Bürgmann et al. (1994) montrent par des modélisations numériques que ces variations de D_{max}/L peuvent être associées à des contrastes de modules d'Young, le rapport D_{max}/L augmentant avec la présence d'inclusions à faible module d'Young. Cette tendance est celle proposée par Gudmundsson (2004) pour des failles qui traversent des tuff basaltiques et des brèches avec des faibles modules d'Young et des basaltes à fort module d'Young.

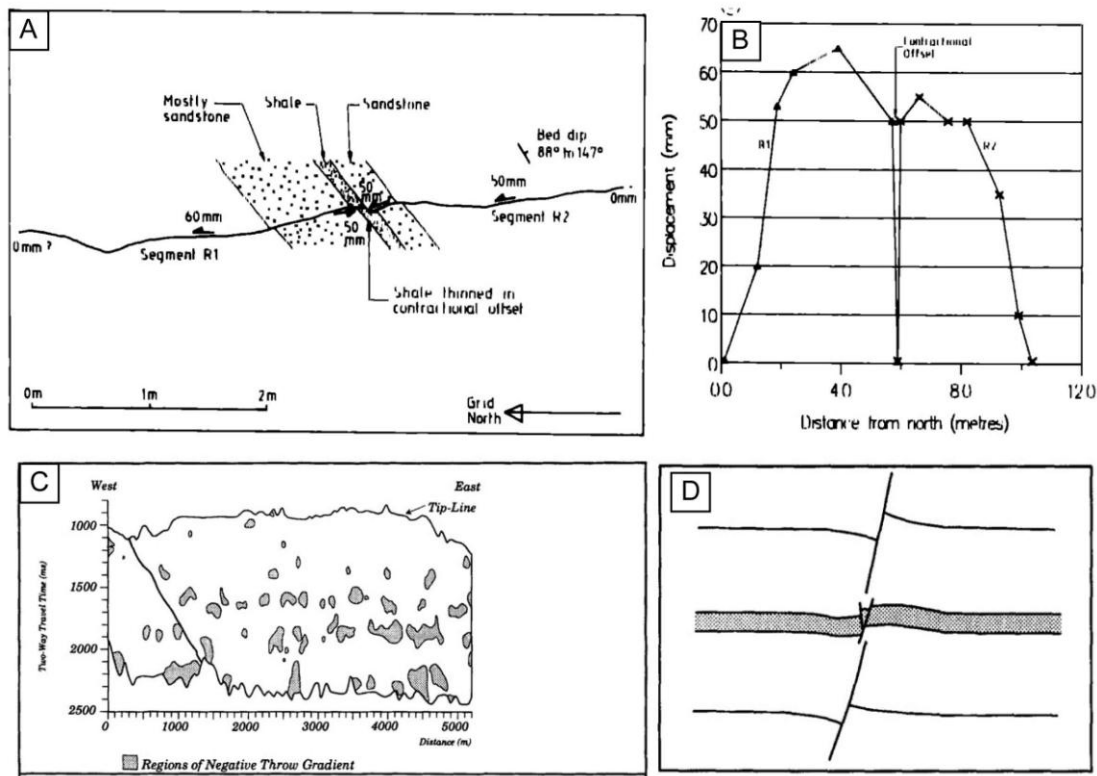


Figure 1. 42. Exemples naturels de minimums locaux sur des profils de déplacement. A : Trace de faille (décrochement senestre) vue en carte dans des grès (blanc) et des shales du Silurien à Raeberry (Ecosse). B : Profil de déplacement de la faille présentée en A, la chute de déplacement est localisée dans la couche argileuse (shales). A et B : D'après Peacock (1991). C : Surface de faille obtenue en sismique 3D dans des dépôts cénozoïques du Golfe du Mexique. Les minimums locaux sont représentés en gris, ils sont alignés horizontalement et sont corrélables à la lithologie. D : Une interprétation vue en coupe de la géométrie de la faille présentée en C dans un système multicouche. C et D d'après Mansfield et Cartwright (1996).

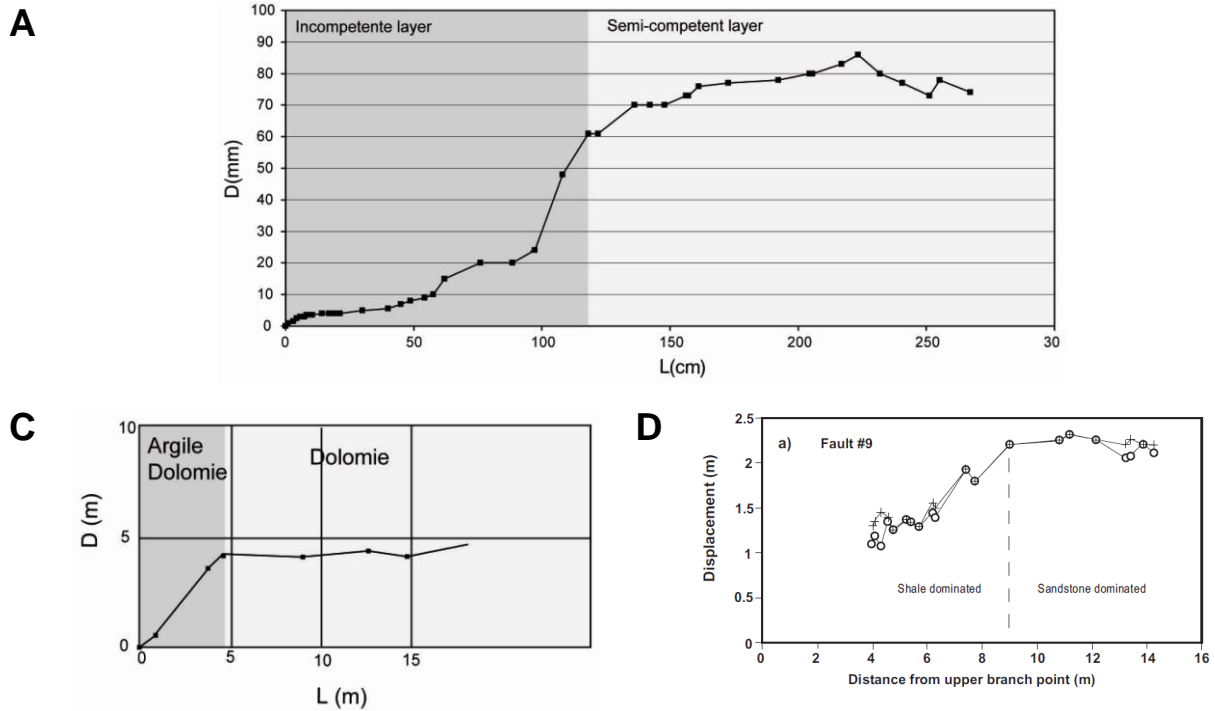


Figure 1. 43. Exemples de variations de gradient associés à des contrastes lithologiques le long de profils de déplacement de failles normales vues en coupe. A : Les valeurs des gradients n'ont pas été réellement quantifiées. La faille est observée dans des silts à diatomées, des grès, des pélites (couche semi-compétente) et dans des grès, des silts, des tufs et des conglomérats (couche incompetente) sur le flanc nord du volcan Kuju, (Kyushu, Japon). D'après Muraoka et Kamata (1983). C : La faille affecte des alternances de dolomie et de couche argileuse dans la carrière de Beckmann, San Antonio (Texas, US). Dans ces séries les gradients varient de 0,6 à 1 dans les couches argilo-dolomitiques. D'après Ferrill et Morris (2008). D : La faille affecte des couches incompetentes argileuses (shales) et des couches compétentes (des grès argileux) dans la mine de Lanières de Tréviels, bassin de Lodève (France). Le gradient dans les shales est de 0,2. D'après Wibberley et al. (2007).

IV. Bilan

Plusieurs études traitent des failles des systèmes multicouches de lithologie variables et principalement à partir de données de terrain, d'analyses de profils sismiques et de modèles mécaniques théoriques ou numériques. Ces études s'articulent autour de la description de systèmes de failles subparallèles et de zones de failles segmentées et abordent deux axes majeurs. Le premier concerne l'analyse des caractéristiques architecturales des failles ou de populations de failles. Le deuxième intéresse les déplacements des failles et notamment les relations entre le déplacement maximum et les dimensions des failles (*i.e.* la relation $D_{max}-L$), les mécanismes d'accumulation du déplacement et la distribution du déplacement le long des failles.

L'architecture des failles observées en coupe dans les systèmes multicouches est complexe. Cette complexité s'exprime principalement par des localisations préférentielles des extrémités de failles ou des segments de faille en fonction de la lithologie, par des fortes segmentations associées à des échelons et des zones de relais également préférentiellement localisés en fonction de la lithologie et enfin par des variations du pendage des failles ou segments liées aux alternances lithologiques. La distribution du déplacement le long des failles dans les systèmes multicouches est également fortement influencée par les alternances lithologiques. Cette influence s'exprime par des modifications locales des gradients de déplacement le long des failles, soit à proximité des extrémités d'une faille isolée en contact avec une structure particulière (*i.e.* une interface lithologique ou une faille subhorizontale), soit au niveau de couches de lithologie particulière lorsque la faille traverse plusieurs couches. En outre, la présence d'alternances lithologiques modifie le rapport D_{max}/L .

Différents processus ont été proposés pour rendre compte de cette influence. Ce sont notamment : (1) le processus de nucléation préférentielle des failles qui rend en partie compte des localisations des failles et des changements de densité des failles en fonction de la lithologie ; (2) la restriction des failles qui est un mécanisme d'arrêt de la propagation verticale des failles lors d'interaction avec des structures particulières et notamment des interfaces lithologiques ; (3) le processus de croissance qui peut être « continu » ou « discontinu », c'est-à-dire sans ou avec des connexions de segments de faille et qui dépendent fortement du milieu sédimentaire; (4) les perturbations post-rupture comme par exemple la compaction différentielle associée aux variations lithologiques; (5) des interactions avec des fractures préexistantes et notamment avec les réseaux de joints qui sont fréquents dans les systèmes multicouches. Tous ces processus sont plus ou moins bien définis, et on peut noter plusieurs difficultés majeures.

L'observation concernant la nucléation préférentielle des failles peut être contradictoire ; selon les affleurements, les failles peuvent nucléer soit dans les niveaux les plus compétents comme les calcaires ou les grès soit dans les niveaux plus incompétents comme les argiles. Ce processus dépend de plusieurs facteurs : les contrastes de résistance à la rupture, les variations d'état de contraintes local, la présence de fractures préexistantes dans certains bancs (notamment des joints) et les effets de ces paramètres peuvent être en concurrence et sont peu contraints. Le processus de restriction des failles fait également intervenir la résistance à la rupture des roches, l'état de contraintes local et la rhéologie (élasticité et ductilité). Mais ce processus a été peu étudié dans les systèmes multicouches et

la majorité des modèles mécaniques sont appliqués dans des milieux homogènes. Ces incertitudes concernant la mécanique de la nucléation préférentielle et de la restriction des failles découlent en partie du manque de confrontation d'observations de terrain et de données mécaniques quantifiées sur les objets réels.

Les caractéristiques architecturales des failles se propageant dans des systèmes multicouches ont été largement documentées et on peut penser que la plupart des configurations ont été décrites. Ce sont en revanche, les origines de ces caractéristiques qui sont très problématiques et notamment en raison du nombre important de processus qui peuvent rendre compte de structures finales identiques, comme par exemple, les deux modèles de propagation continue et discontinue qui sont encore débattus ; les perturbations post-rupture ou encore la réactivation de fractures préexistantes. Ces incertitudes appellent à compléter les observations et en particulier d'obtenir des données quantitatives, de détail et dans les couches argileuses qui sont encore incomplètes du fait de la mauvaise qualité d'affleurement de ces couches.

Concernant la distribution des déplacements des failles, ils existent beaucoup d'analyse de profil de déplacement en plan et assez peu d'analyse en coupe qui permettraient de contraindre plus précisément les processus de restriction et de propagations des failles. De plus de nombreuses études des déplacements se focalisent sur la relation D_{max}/L ce qui peut être insuffisant pour comprendre la variation locale du déplacement qui ont été par exemple décrites lorsque les failles traversent plusieurs couches ou aux extrémités des failles restreintes.

Dans notre étude, nous avons donc réalisé un examen de détail de failles à l'affleurement. La bibliographie montre que la majorité des caractéristiques des failles s'observent à toutes les échelles. Le choix d'étudier des failles avec des échelles plus faibles que celle de Meuse/Haute-Marne semble donc approprié au vu de la bibliographie. Cette étude se focalise sur les caractéristiques des failles ou des zones de failles en tant qu'individus et non pas sur les caractéristiques d'une population de failles. Une étude des profils de déplacement des failles, et en particulier des variations locales des déplacements le long des failles, semble appropriée pour contraindre les processus de propagation ou de restriction des failles. Afin de mettre directement en relation les caractéristiques des failles et les variations lithologiques cette étude est basée principalement sur des failles vues en coupe. Les processus de restriction modifiant également les profils de déplacement vus en plan, des observations en plan pourraient également permettre de contraindre la restriction verticale des

failles. Enfin, pour étudier les processus mécaniques qui contrôlent l'architecture et la propagation des failles, il semble opportun de comparer l'ensemble des observations avec des paramètres qui pourraient influencer les processus de fracturation tels que la minéralogie, les épaisseurs ou les propriétés mécaniques des différentes couches. Une approche de modélisation numérique de ces mécanismes pourra également permettre de discuter sur les éventuelles relations mises en évidence.

Chapitre 2. Architecture des failles normales dans les systèmes multicouches du Bassin du Sud-Est

Nous avons étudié des failles normales de plusieurs affleurements localisés dans le Bassin du Sud-Est. Dans la première partie de ce chapitre, nous présentons le contexte géologique régional des sites étudiés, puis leurs caractéristiques générales (i.e. leur localisation, leur âge, les motifs sédimentaires...) et enfin les caractéristiques petro-physiques étudiées. Dans une deuxième partie, nous présentons les différents types de fractures étudiées sur ces sites : des failles normales, des joints, des fractures d'origine compressive et des failles subhorizontales dans les argiles. Dans la troisième partie, nous présentons l'analyse de l'architecture des failles normales. Les résultats de trois sites sont d'abord présentés sous forme d'article (soumis à *Journal of structural Geology*, en révision). Ensuite, nous reprenons deux points majeurs de l'article : les épaisseurs des zones de failles dans les calcaires et la réfraction des failles dans les systèmes multicouches. Puis, nous développons un troisième point sur l'architecture des failles restreintes par des CHF. Les résultats de cette thématique ont aussi fait l'objet de trois présentations sous forme de poster, à la 4^{ème} Réunion « Clays in Natural & Engineered Barriers for Radioactive Waste Confinement » (Nantes, 2010), à la 23^{ème} Réunion des Sciences de la Terre (Bordeaux, 2010) et à l'European Geosciences Union (Vienne, 2011).

I. Caractéristiques des systèmes multicouches étudiés

I.1. Contexte géologique du Bassin du Sud-Est de la France

I.1.1. Histoire géologique du Bassin du Sud-Est

Le Bassin du Sud-Est est un des trois grands domaines sédimentaires de la France (avec le Bassin parisien et le Bassin d'Aquitaine). Il s'est formé au début du Mésozoïque et des grands faisceaux d'accidents hérités de la phase tardi-hercynienne ont en partie contrôlé son remplissage sédimentaire et sa géométrie durant son histoire (Baudrimont et Dubois, 1977). Ces faisceaux sont principalement les bordures cévenole et ardéchoise orientées NE-SW à l'Ouest, la bordure durancienne et le domaine alpin de l'Est au Nord-Est, et le prolongement de la zone axiale N-S pyrénéenne jusqu'au massif des Maures au Sud. Aujourd'hui, le Bassin du Sud-Est s'étend du fossé de la Bresse au Nord au Golfe du Lion au Sud. Il est limité à l'Ouest par le socle Hercynien du Massif central (Figure 2. 1). A l'Est et au Nord, ses remplissages ont été fortement déformés par la compression alpine responsable des chaînes subalpines méridionale et septentrionale.

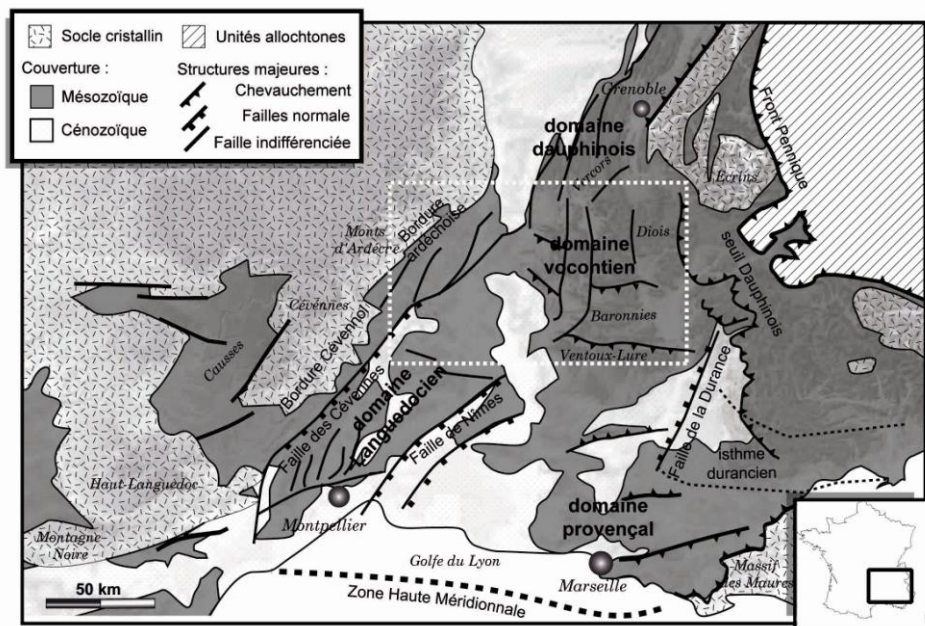


Figure 2. 1. Schéma structural du Bassin du Sud-Est. Le cadre en pointillé blanc est la localisation de la Figure 2.4. Modifié d'après (Roure et al., 1992).

Le Bassin présente des caractéristiques structurales et sédimentaires complexes liées à la combinaison d'un héritage structural important et d'une histoire tectonique multiphasée (Figure 2. 1, 2, 3 et 4). La phase de sédimentation mésozoïque s'étale du Trias au Crétacé supérieur entre les orogénèses hercynienne et alpine. La nature, l'épaisseur et le faciès des dépôts sont très variables en fonction du milieu de dépôt (bordure ou bassin) et ont fortement évolué au cours du temps (Figure 2. 2). La puissance des dépôts varie de 10 000 m dans les zones les plus subsidentes à 2500 m sur les bordures. Le Trias et la fin du Crétacé supérieur (respectivement le début et la fin de la sédimentation mésozoïque) sont les seuls épisodes où des dépôts continentaux, lagunaires évaporitiques ou clastiques grossiers sont généralisés à l'ensemble du bassin. Du Lias au Crétacé supérieur, le bassin a présenté en continu des milieux marins.

Le Trias est la phase pré-rift durant laquelle une sédimentation généralisée de dépôts détritiques, carbonatés ou évaporitiques s'installe sur la pénéplaine hercynienne (Baudrimont et Dubois, 1977). Au centre du bassin, s'expriment principalement des évaporites. Durant les phases orogéniques postérieures, celles-ci joueront le rôle de semelles gypseuses des nappes de charriage (Lutaud, 1957; Mascle, 1988; Samec et al., 1988). Des manifestations localisées de tectonique distensive débutent au milieu du Trias et se poursuivent durant le Trias supérieur (phase carnienne). Cette déformation s'exprime par des extensions de directions principalement E-W à N-S à la fin du Trias (Dumont, 1988; Megard-Galli et Faure, 1988; Tricart et Lemoine, 1988; Bergerat et Martin, 1993).

Au début du Lias, un rifting se met en place au sein du continent. La distension qui se généralise à l'ensemble du Bassin a été mise en évidence par des critères tectoniques (Lemoine et al., 1986; Bas, 1988; Faure et Megard-Galli, 1988; Grand et al., 1987; Lemoine, 1988; Trift et De Graciansky, 1988), des variations de la subsidence (Arnaud, 1988; Rudkiewicz, 1988) et des variations de la bathymétrie et de la sédimentation (Roux, 1988; Razin et al., 1996). Les directions d'extension associées à cette phase sont principalement E-W (N110) à NW-SE. La distension se poursuit durant le Dogger avec une direction d'extension NW-SE à NE-SW (Figure 2. 3) (Dardeau, 1988 ; Blès et al., 1989; Roure et al., 1992 ; Constantin et al., 2002; Martin et Bergerat, 1996). La fin du Dogger, marquée par des réorganisations de la subsidence, correspond au début de l'océanisation. Le Bassin du Sud-Est est alors sur la marge passive de l'océan naissant, la Téthys-Ligure. L'âge des ophiolites alpines est daté de 160 Ma à 170 Ma (Bill et al., 2011).

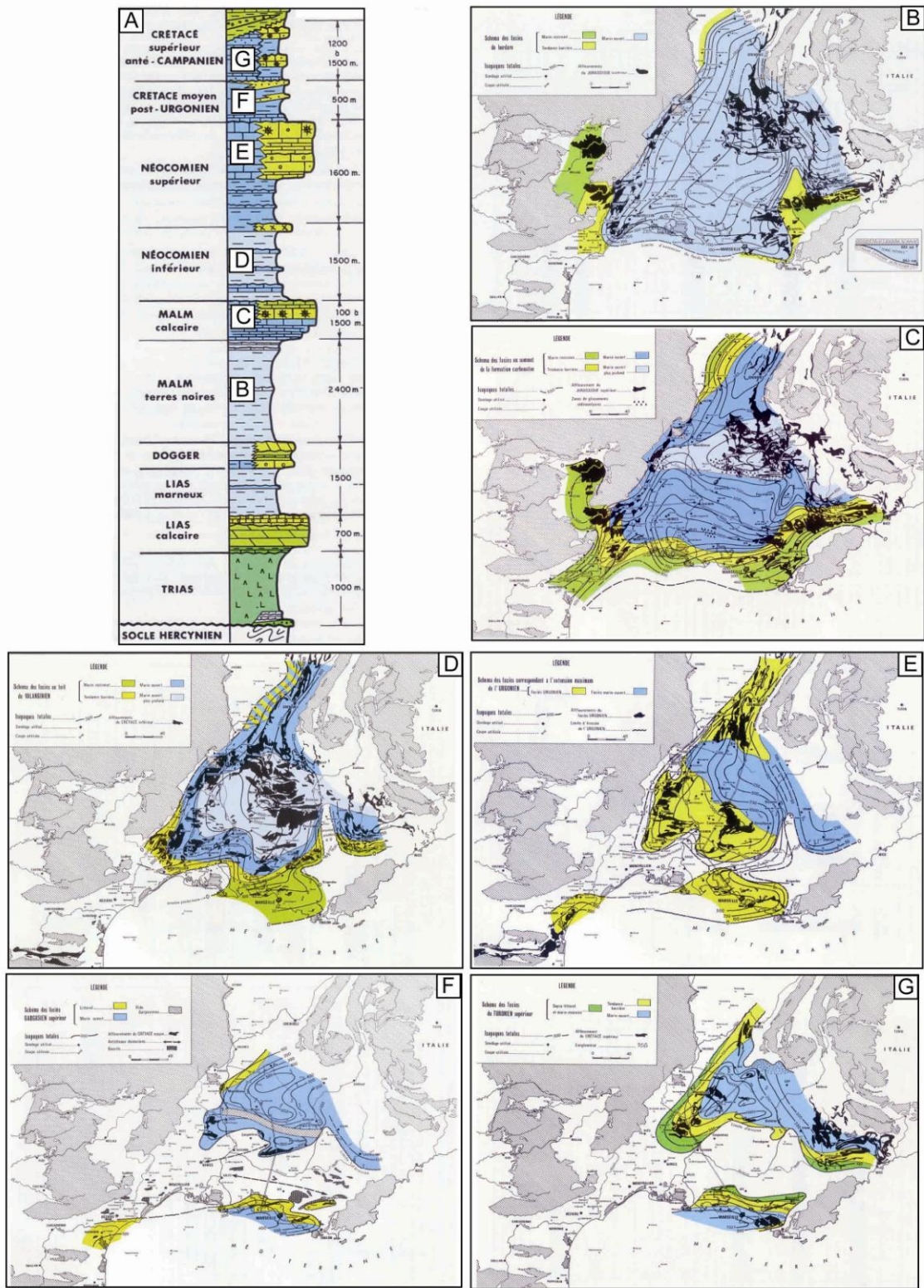


Figure 2. 2. Caractéristiques sédimentaires du Bassin du Sud-Est durant le Mésozoïque. A : log stratigraphique. Les faciès représentent les dépôts reconnus au centre du bassin (à gauche) et en bordure (à droite). B à G : Cartes d'isopaques et d'environnement sédimentaire, les âges sont indiqués en A, B et C : Ensemble Jurassique supérieur, B, Oxfordien-Argovien, C, Kimméridgien-Tithonien. D et E : Ensemble Néocomien, D : Berriasien-Valanginien, E : Hauterivien-Barrémien. F : Aptien-Albien. G : Crétacé supérieur (ante-Campanien). Modifié d'après Baudrimont et Dubois (1977).

Durant la phase d'expansion océanique, des auteurs relatent des évidences de phases de déformation compressives et transpressives qui s'étaleraient du Barrémien à l'Albien, avant le Cénomaniens. Celles-ci présenteraient des directions de compressions NW-SE à NE-SW en régime décrochant (Figure 2. 3) (Beaudouin et al., 1986; Hibsich et al., 1990 et 1992; Montenat et al., 1997, Montenat et al., 2004). Durant cette même période, sont aussi observées des évidences d'épisodes distensifs s'intercalant au sein des phases de décrochement. Celles-ci présenteraient des directions de NNW-SSE à NW-SE (Figure 2. 3) (Choukroune et al., 1973; Beaudouin et al., 1986; Constantin et al., 2002; Dardeau, 1987, 1988; Graciansky et Lemoine, 1988; Hibsich et al., 1992; Hibsich et al., 1990; Joseph et al., 1989; Montenat et al., 1986). Ces phases de déformation décrochantes ou distensives s'expriment par des failles scellées et des marqueurs d'activité tectonique syn-sédimentaire.

A partir du Crétacé supérieur, le contexte géodynamique change drastiquement. Des indices sédimentaires traduisent le début de la subduction de l'océan Téthys-Ligure (galets cristallins dans les dépôts, formation de flysch). Au Sud, la collision des plaques ibérique et eurasiatique débute. Dans le Bassin du Sud-Est, ces bouleversements géodynamiques s'expriment principalement par des déformations compressives et décrochantes. Dans la partie Sud du bassin, en Provence apparaît un haut topographique émergé d'axe E-W, l'isthme ou bombement durancien (Blanc et Gouvernet, 1967; Masse et Philip, 1976). L'origine de son exhumation est incertaine. Les structures duranciennes, avec une alternance de zones hautes plus ou moins décapées et de zones basses où les séries sédimentaires ont été préservées, pourraient être des plis de grande amplitude associés à une tectonique compressive ou à une série de horst et de graben de contexte extensif (Masse et Philip, 1976). Au Maastrichtien, un plissement de grande amplitude des couches mésozoïques est la conséquence du premier épisode connu de raccourcissement en Provence (Lutaud, 1957). Dans la partie Nord du bassin, des plis d'axe E-W anté-sénoniens ont aussi été reconnus depuis longtemps dans la région du Dévoluy (Goguel, 1947; Lory, 1860-1864; Lory, 1896, 1897). Certains auteurs proposent que ces plissement soit associé à des glissements gravitaires (Michard et al., 2010; Le Pichon et al., 2010). En raison de la similitude de direction des axes de ces plis avec ceux de Provence, la phase Dévoluy pourrait également être associée à une phase précoce pyrénéo-provençale (Goguel, 1963; Flandrin, 1966a, b; Agard et Lemoine 2003).

L'Eocène supérieur est le paroxysme de l'orogénèse pyrénéenne et le bassin subit une importante période de déformation (la phase pyrénéenne). Cette phase correspond à un raccourcissement subméridien (N20-N30 et N160) (Figure 2. 3) (Choukroune et al., 1973; Arthaud et Seguret 1981 ; Arthaud et Laurent, 1995, Constantin et al., 2002 ; Sibuet et al.,

2004). Elle s'exprime le long d'accidents de direction Est-Ouest, des grands chevauchements principalement à vergence Nord affectant la couverture mésozoïque. Ces accidents se localisent pour certains au niveau des plis du Maastrichtien et sont observables du Mont Ventoux à Marseille (Arthaud et Seguret 1981; Tempier, 1987). En outre, les structures obliques héritées du Mésozoïque sont réactivées en décrochements.

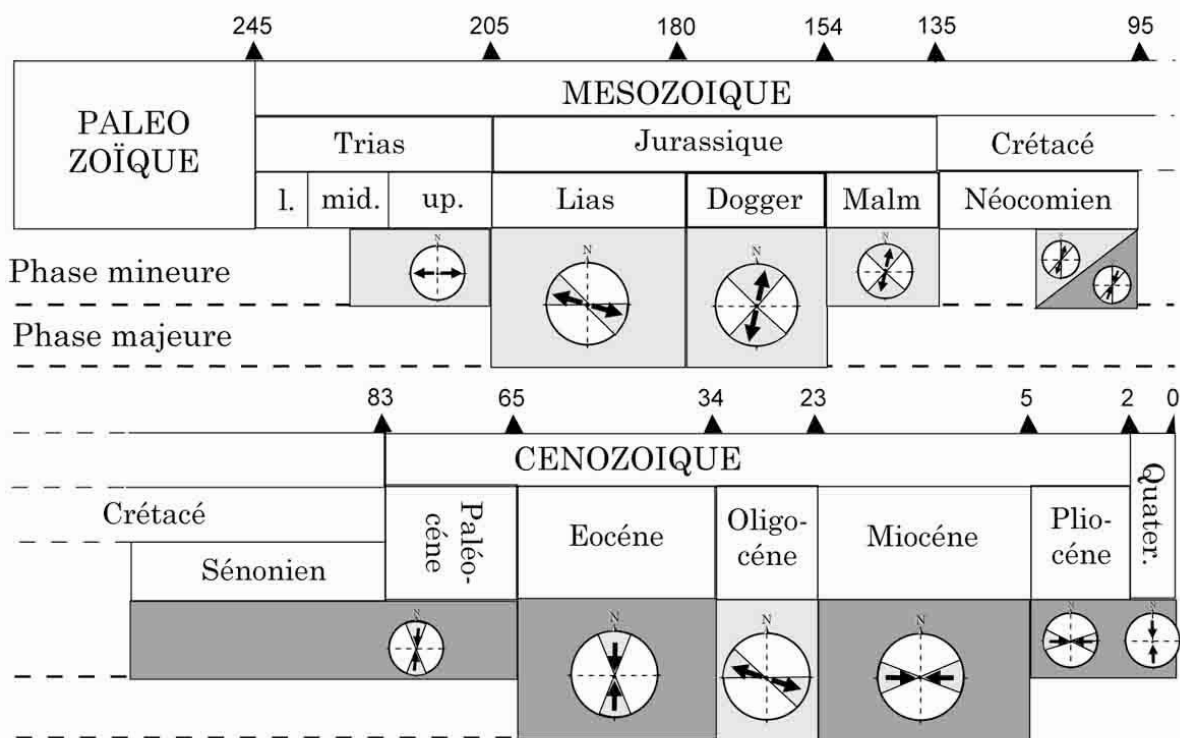


Figure 2. 3. Calendrier tectonique du Bassin du Sud-Est. Les phases distensives sont indiquées en gris claire et les phases compressives en gris foncé.

A l'Oligocène, une érosion intense conduit à des dépôts continentaux préservés dans des grabens ou des demi-grabens. Plusieurs phases distensives de direction d'extension moyenne N110 se mettent en place (Figure 2. 3) (Arthaud et al., 1977 ; Bergerat, 1987 ; Roure et al., 1992).

A partir du Miocène, le bassin subit sa deuxième phase tectonique compressive majeure, la phase alpine. Au Sud, en Provence, cette phase s'exprime par des chevauchements à vergence principalement sud liés à l'avancée de l'arc Alpin vers le Sud qui entraîne un raccourcissement subméridien (Tempier, 1987; Champion et al., 2000). Au Nord, la phase alpine s'exprime par d'intenses déformations, des plis d'axe N-S, des chevauchements et des nappes de direction N-S à vergence ouest, liées à l'avancée de l'arc alpin vers l'Ouest. Durant le Miocène et la Pliocène, cette phase de compression présente des directions de compression assez variables le long de l'arc Alpin. Celles-ci sont E-W à ENE-WSW dans le domaine alpin,

vocontien et sur la bordure ardéchoise et N-S dans le domaine provençale (Blés et Gros, 1991 ; Ritz 1992, Martin et Bergerat 1996;). Actuellement, cette compression présente des directions N-S depuis le front des nappes jusqu'à au domaine sur l'ensemble du bassin du Sud-Est (Blés et Gros, 1991 ; Ritz 1992).

1.1.2. Le domaine vocontien et la bordure ardéchoise

Le Bassin du Sud-Est est souvent dissocié en différents domaines : le domaine languedocien à l'Ouest, le domaine provençal au Sud-Est, et les domaines vocontien et dauphinois au Nord (Figure 2. 1). Nos sites d'études sont localisés dans le domaine vocontien et au niveau de la bordure ardéchoise (Figure 2.4).

Le domaine vocontien appartient au Nord du Bassin du Sud-Est. Ce domaine est situé à l'Est de la vallée du Rhône. Il est délimité au Nord par la bordure Sud du Vercors (les cols de Menée et de Rousset), au Sud par la ville de Sisteron et le chaînon Ventoux-Lure, à l'Est par le Buëch et le massif du Dévoluy. Le domaine vocontien est principalement situé sur les départements de la Drôme (26) et des Hautes-Alpes (05) (Rhône-Alpes, France) et correspond aux régions du Diois dans sa partie septentrionale et des Baronnies dans sa partie méridionale. Cette région est actuellement formée de chaînons et de moyennes montagnes. Durant le Jurassique supérieur, les axes de subsidence passent d'une direction majeure NE-SW à deux directions majeures, NE-SW et E-W et des forts talus sédimentaires et des rides se mettent en place (Figure 2. 2.B, C) (Baudrimont et Dubois 1977). Au Néocomien inférieur, les environnements sédimentaires se dissocient entre l'extrémité Sud et le centre du bassin. Au Sud, une plate-forme carbonatée se met en place et au centre un domaine marin ouvert profond à forte subsidence (Figure 2. 2.D). Durant le Néocomien supérieur, la limite Nord de la plate-forme carbonatée, alors de faciès urgonien, migre vers le Nord au détriment du domaine marin ouvert dont la géométrie devient celle du domaine vocontien. Jusqu'au Sénonien, avant de subir les bouleversements cénozoïques, le domaine vocontien conserve cette géométrie. Actuellement, le domaine vocontien présente deux directions de plissement : l'une E-W et l'autre N-S (Goguel, 1963). Les failles principales s'orientent dans des directions N-S, NE-SW et NW-SE qui sont les directions majeures de l'ensemble du bassin (Figure 2. 4 et 5). Ce maillage tectonique complexe est le résultat des différentes phases tectoniques décrites précédemment et enregistrées par le bassin du début du Mésozoïque à l'actuel.

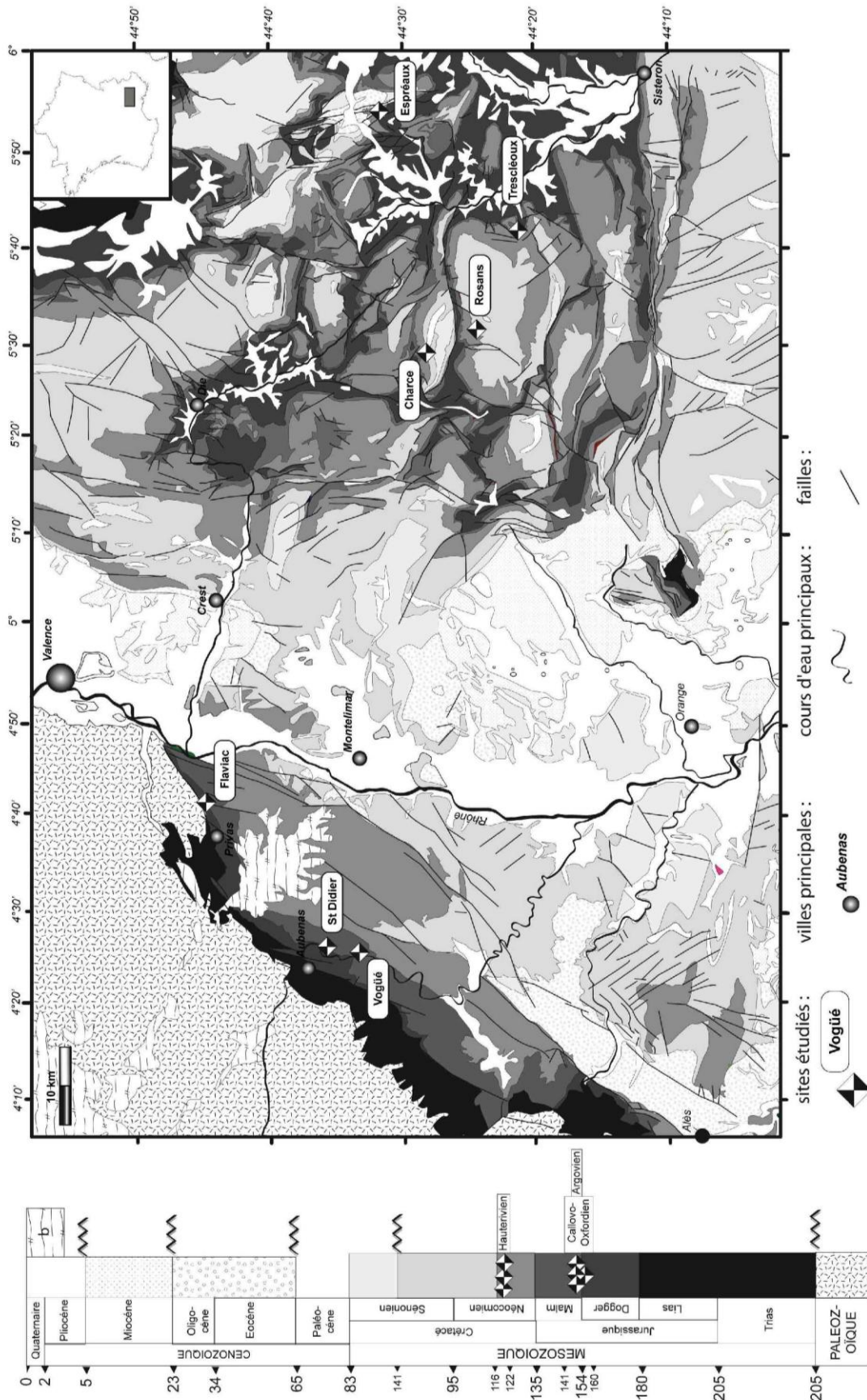
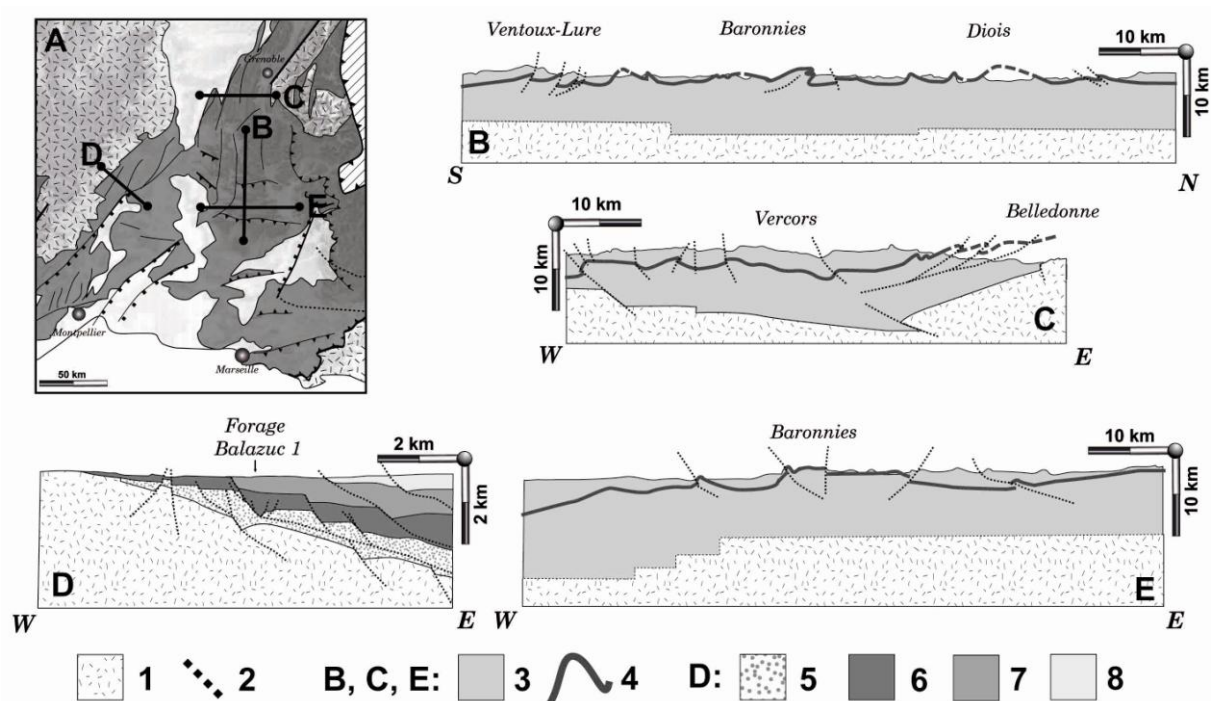


Figure 2. 4. Carte géologique simplifiée du Nord du Bassin du Sud-Est. La carte inclut la bordure ardéchoise et le Bassin vocontien et localise les affleurements étudiés. Cette carte est localisée sur la Figure 2. 1. Les contours géologiques et les tracés des failles sont d'après la carte géologique 1/250000 de Valence.

La bordure ardéchoise est située dans le département de l'Ardèche, à l'Ouest du domaine vocontien et de la vallée du Rhône et au Nord du domaine Languedocien. Elle est délimitée par le socle paléozoïque qui affleure à l'Ouest dans la montagne ardéchoise (Figure 2. 4 et 5). Dans cette région, les séries mésozoïques forment un monoclinale ample reposant sur le socle. Au premier ordre, ce monoclinale s'exprime morphologiquement comme une cuesta simple ayant pour front les formations du Jurassique supérieur, le talus étant formé par des formations triasiques et le revers de la cuesta par des formations crétacées. Les failles s'orientent principalement NE-SW et NW-SE. Les grands accidents NE-SW sont des structures hercyniennes réactivées (Figure 2. 4 et 5) plusieurs fois, en failles normales, décrochantes et inverses.



I.2. Caractéristiques des systèmes multicouches étudiés

I.2.1. Situation générale

Sept sites ont été analysés en détail, ce sont : le site de Flaviac, de Trescléoux, de St-Didier, de Vogüé, d'Espréaux, de la Charce, et le site de Rosans. (Figure 2.4). Le site de Flaviac est d'âge Callovo-Oxfordien, les sites de St-Didier, de Vogüé et de Trescléoux sont d'âge Argovien (Oxfordien supérieur). Les sites d'Espréaux, de la Charce et de Rosans sont d'âge Hauterivien (Figure 2.4) (âges définis à partir des cartes géologiques). Ces trois derniers sites présentent des caractéristiques similaires et sont souvent regroupés sous l'appellation « sites de l'Hauterivien » dans la suite du manuscrit. Les formations de la Charce et de Trescléoux ont notamment servi pour des études biostratigraphiques et minéralogiques (argiles) (Atrops et Reboulet, 1995; Fesneau et al., 2009).

Le site de Flaviac est situé au bord d'une route communale à une centaine de mètres au Nord du village de Flaviac (07). Les couches affleurent sur un à deux mètres de haut et sur une centaine de mètres de long. Le site de St-Didier est situé au bord de la route nationale numéro 102, à l'Ouest de la rivière « Ardèche » entre le village de Saint-Didier-sous-Aubenas (07) et celui de Lavilledieu (07). L'affleurement se présente comme un long escarpement rocheux en coupe, haut d'une dizaine de mètres et bordant la route sur plusieurs centaines de mètres. Le site de Vogüé est situé au Nord du village de Vogüé (07), au bord d'un chemin qui longe la rivière « Ardèche ». L'affleurement est un escarpement rocheux en coupe, haut d'une dizaine de mètres et long d'une centaine de mètres. Le site de Trescléoux est situé le long d'un ruisseau entre les villages de Trescléoux et de Montjay (05). L'affleurement est un escarpement rocheux en coupe, haut de plusieurs dizaines de mètres et bordant le ruisseau sur une centaine de mètres. La Figure 2. 6 est une photographie de ce site. Le site d'Espréaux est situé au bord de la route départementale 20 qui longe le ruisseau du « Drouzet » entre la ville de Veynes et le hameau d'Espréaux. Le site de la Charce est situé sur la commune du village de la Charce (26), au bord de la route départementale 61, entre le village de la Motte-Chalancon (26) et le village de la Charce (26). Le site de Rosans est situé au bord de la route départementale numéro 994, quelques kilomètres à l'Est de la ville de Rosans (05). La Figure 2. 7 montre une vue générale des sites de l'Hauterivien.

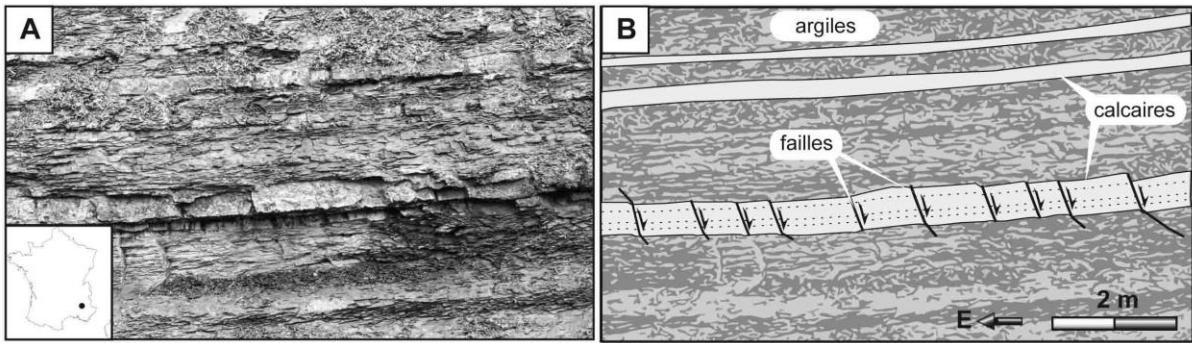


Figure 2. 6. Vue générale de l’affleurement de Trescléoux. A : Photographie. B : Photo-interprétation qui montre l’alternance de bancs calcaires et argileux recoupés par plusieurs failles normales.

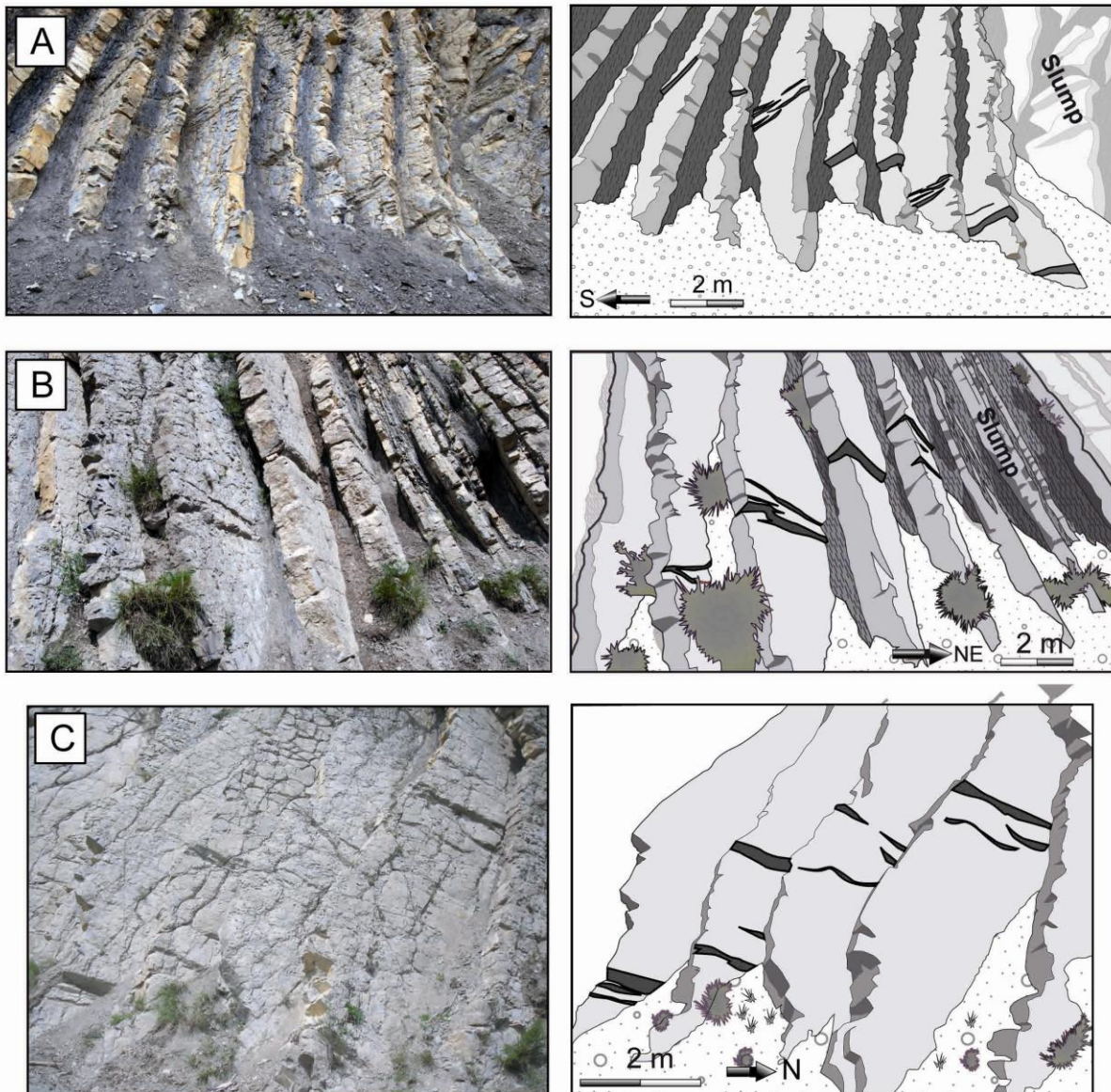


Figure 2. 7. Vue générale des sites de l’Hauterivien. A : Site de la Charce. B et C : Deux zones de failles étudiées sur le site d’Espréaux. Photographies à gauche et photo-interprétations à droite. Les photo-interprétations montrent l’alternance de bancs calcaires et argileux formant une morphologie en escalier et recoupés par des couloirs de failles.

Les sites de Flaviac, de St-Didier et de Vogüé appartiennent tous au grand monoclinal des formations mésozoïques de la bordure ardéchoise. La stratification présente un pendage faible sur ces trois sites (Figure 2. 8). Les sites de Trescléoux, de la Charce, d'Espréaux et de Rosans sont situés dans le domaine vocontien. Les bancs du site de Trescléoux présentent un pendage faible (Figure 2. 8) et appartiennent à un synclinal très large d'axe E-W. Les stratifications des affleurements d'âge Hauterivien (Espréaux, la Charce et Rosans) présentent des forts pendages (Figure 2. 7) (Figure 2. 8). Sur le site de la Charce, les couches sont situées sur le flanc Sud d'un anticlinal d'axe E-W. Sur le site d'Espréaux les séries mésozoïques sont affectées par plusieurs chevauchement de direction N-S, par des plis d'axe N-S et par des petits plis resserrés. Un de ces petits plis, un anticlinal droit et isopaque d'axe N170 30E est localisé à une dizaine de mètres à l'W de l'affleurement (Figure 2. 9).

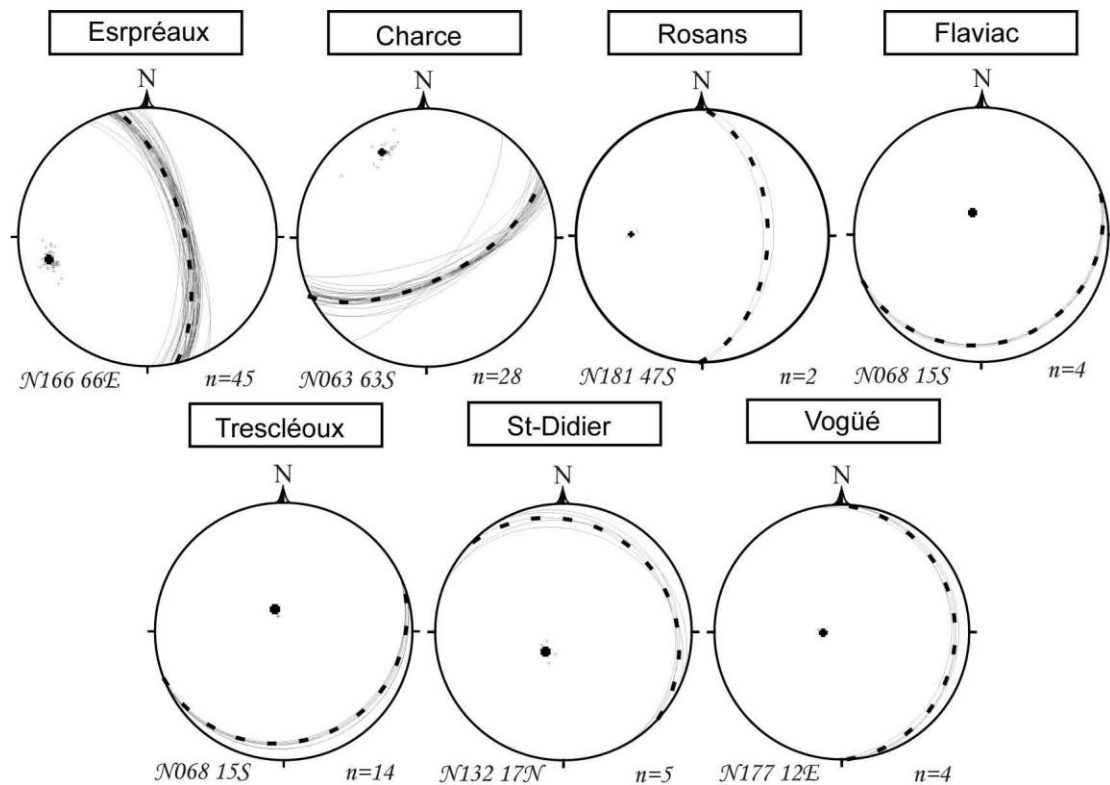


Figure 2. 8. Pendages de la stratification sur chaque site. Les stéréogrammes sont en projection hémisphère inférieur (canevas de Schmidt). Les plans de stratification sont représentés en trait fin et les pendages moyens en pointillées épaies. La valeur du pendage moyen est indiquée en bas à gauche de chaque stéréogramme. n est le nombre de mesures.



Figure 2. 9. Pli alpin affectant l'Hauterivien (site d'Espréaux). Les failles étudiées sont situées à l'Est de la photo. Le pli est d'axe N170 30E.

I.2.2. Motifs sédimentaires

Tous les sites étudiés sont des systèmes multicouches composés d'alternances de couches carbonatées et argileuses (la minéralogie est présentée dans le Chapitre 1.I.3.1). Sur tous les sites, les épaisseurs des couches calcaires varient de 10 cm à 70 cm et les épaisseurs des couches argileuses varient de 30 cm à 3 m (Figure 2. 10).



Figure 2. 10. Variation des épaisseurs des couches des différents sites. Les couches calcaires sont indiquées en blanc et les couches argileuses en gris. Les barres correspondent aux épaisseurs maximales et minimales des bancs.

Nous avons défini un paramètre nommé C/L (Clay/Limestone) qui décrit les épaisseurs relatives d'un système tricouche. Il correspond à l'épaisseur d'une couche argileuse sur la somme des épaisseurs des couches carbonatées sus et sous jacentes. Sur le site de Trescléoux, nous avons dissocié deux motifs. Le premier (Trescléoux sur la Figure 2. 11) ne varie pas ($C/L = 2,5$) car toutes les failles affectent un unique banc calcaire (ces failles sont l'objet de l'article II). Le deuxième motif est celui-associé à deux autres failles qui affectent des couches différentes (Trescléoux II sur la Figure 2. 11). Au sein de chaque site, le motif varie et l'ensemble des affleurements balaie une gamme de motifs sédimentaires assez vaste. En moyenne, les sites de Flaviac et de Trescléoux présentent des bancs calcaires plus fins que les bancs argileux ($C/L > 1$). Sur les autres sites, les épaisseurs des couches calcaires sont similaires ou supérieures aux couches argileuses.

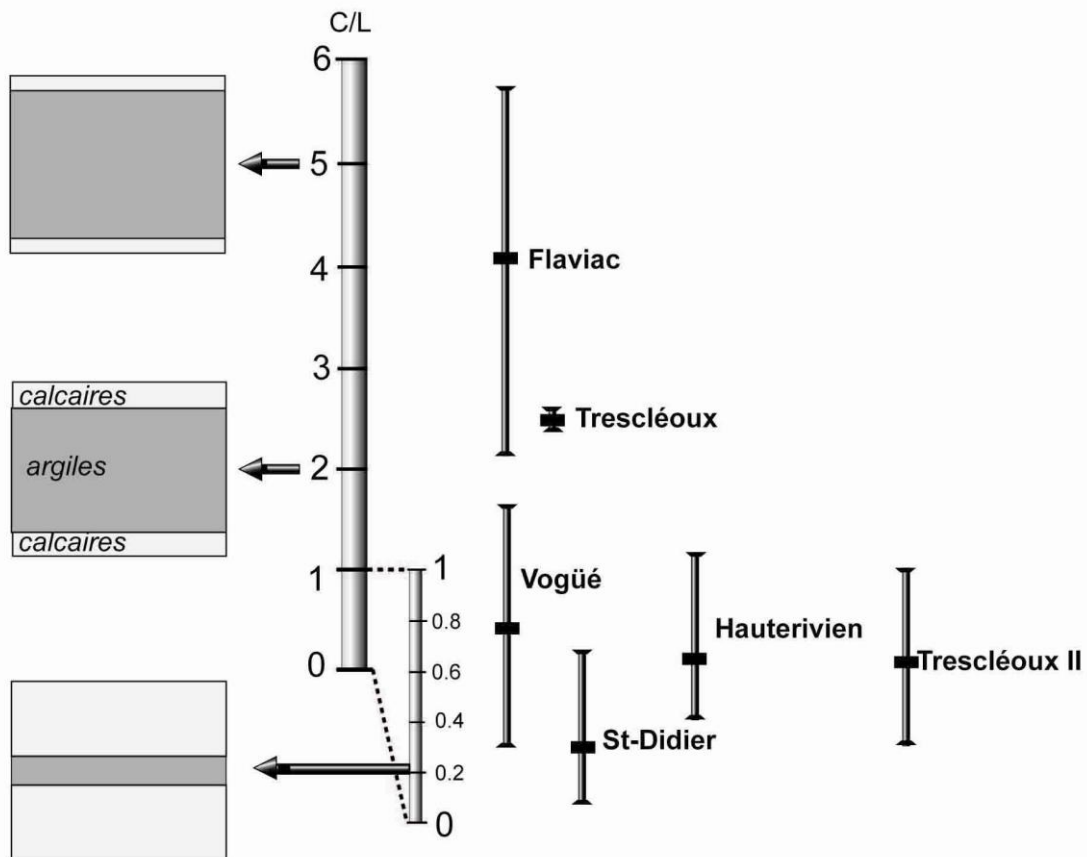


Figure 2. 11. Les rapports C/L sur les sites étudiés. C/L est l'épaisseur d'une couche argileuse sur la somme des épaisseurs des couches calcaires sus et sous jacentes. Pour chaque site, nous indiquons la valeur maximale, minimale et moyenne. Seuls les motifs sédimentaires des couches affectées par des failles ou proches de leurs extrémités sont décrits.

I.2.3. Profondeur maximale d'enfouissement

Les systèmes multicouches étudiées ont été plus ou moins enfouis, puis exhumés durant l'histoire du bassin et sont actuellement observables à l'affleurement. Nous avons estimé les profondeurs maximales d'enfouissement de chaque site à partir de valeurs bibliographiques et des épaisseurs actuelles des dépôts mésozoïques (Baudrimont et Dubois 1977 et Razin et al., 1996) (Figure 2. 12). L'enfouissement maximal est compris entre 1700 m et 5500 m, il est environ deux fois plus important pour les sites du Bassin Vocontien que pour ceux de la bordure ardéchoise. Ces enfouissements se sont produit pendant le Crétacé inférieur, puis le Crétacé supérieur est une phase majeure de dénudation (Barbarand et al., 2001, Seranne et al., 2002 ; Peyaud et al., 2005). Les failles étudiées sont pour la majorité post Crétacé supérieur (*cf.* II.2 de ce chapitre). Par conséquent, ces failles ont nucléé dans des couches compactées et à des profondeurs plus faibles mais difficiles à estimer.

Bassin	Roches	Prof. (m)
Bordure ardéchoise	Callovo/Oxfordien	1700-2300 ⁽¹⁾
		1600-2000 ⁽²⁾
	Argovien	2200-2700 ⁽³⁾
Bassin vocontien	Argovien	1500-2600 ^{(1) (3) (2)}
	Hauterivien	3000-6000 ⁽²⁾
		4500-5500 ⁽⁴⁾
Bassin Parisien	Callovo/Oxfordien	3100-4900 ^{(2) (4)}
		900 ⁽⁵⁾

Figure 2. 12. Enfouissement des diverses roches étudiées et du Callovo/Oxfordien de Bure. D'après (1) Pagel et al. (1997) ; (2) Guilhaumou et al. (1996) ; (3) Barbarand et al. (2001) ; (4) Baudrimont et Dubois (1977) ; (5) Barbarand et al. (2010).

I.3. Caractéristiques pétrophysiques

Afin de déterminer l'influence des propriétés pétrophysiques des roches sur les caractéristiques des failles qui les traversent, nous avons analysé la minéralogie, la densité et les propriétés élastiques des différentes couches de nos sites. Nous avons également défini l'enveloppe de rupture des calcaires du site d'Espréaux.

I.3.1. Minéralogie

La minéralogie des différentes couches de nos sites a été analysée par calcimétrie. Cette méthode ne renseigne pas sur le détail de toutes les phases minérales, elle indique le pourcentage de minéraux carbonatés. Pour des roches argileuses, le pourcentage restant est majoritairement composé d'argiles et de quartz (*cf.* II.1 du chapitre 1). Pour chacune des lithologies, nous avons analysé plusieurs échantillons provenant de bancs différents et de même banc. Sur tous les sites, la variation moyenne du pourcentage de carbonates est inférieure à 10% autour de la valeur moyenne (Figure 2. 13). Ces variations sont à la fois liées à de légères variations latérales (au sein d'un même banc) et verticales (d'un banc à un autre).

Ages	Sites	lithologies	% CaCO ₃	Autres (%) (Argiles-quartz)	n	Moyennes/Âge (% CaCO ₃)
Hauterivien	Charce	argiles	48,5 (42-56)	51,5	7	calcaires : 84% argiles : 48%
	Espréaux	argiles	48 (47,5-50,5)	52	3	
		calcaires	84 (84-85)	16	3	
Argovien	Trescléoux	argiles	64,5 (59-72)	35,5	12	calcaires : 82% argiles : 67,5%
		calcaires	82 (79-85)	18	4	
	Vogüé	argiles	63 (56-69)	37	12	
		calcaires	83 (82-84)	17	3	
	St-Didier	argiles	72 (70-74)	28	3	
		calcaires	82.5 (81-84)	17.5 (81-84)	3	
Callovo-Oxfordien	Flaviac	argiles	35 (63-68)	65	5	calcaires : 65% argiles : 33%
		calcaires	67 (65-68)	33	3	

Figure 2. 13. Composition minéralogique de lithologies étudiées. Les valeurs en gras sont les valeurs moyennes et les valeurs entre parenthèses correspondent aux valeurs extrêmes. Ces valeurs sont obtenues par calcimétrie. Les valeurs dites « autres » ont été calculées (100-%CaCO₃). *n* est le nombre d'échantillons analysés. Les moyennes par âge sont indiquées.

Les systèmes multicouches étudiés sont donc uniquement composés de deux unités. Les pourcentages de carbonates varient de 67% à 84% et de 35% à 72% respectivement dans les calcaires et dans les argiles. Dans chaque lithologie, ces pourcentages sont similaires pour les sites de même âge (parfois espacés par des centaines de kilomètres). Concernant les calcaires, les pourcentages de carbonates sont également similaires dans les calcaires de l'Hauterivien et de l'Argovien où ils varient de 80% à 84% ce qui correspond à la valeur typique des calcaires (*cf.* II.1 du chapitre 1). Les unités carbonatées du site de Flaviac ont un pourcentage de carbonates plus faible (67%). Dans les couches argileuses, le pourcentage de carbonates est plus important sur les sites de l'Argovien que sur les sites de l'Hauterivien et les unités argileuses du site de Flaviac ont un pourcentage de carbonates plus faible (35%). Ces couches argileuses sont celles qui présentent le pourcentage de carbonates le plus proche de celui de la couche d'argilites de Meuse/Haute-Marne ($10 < \%CaCO_3 < 30$). Enfin, concernant les contrastes minéralogiques entre les couches argileuses et carbonatées d'un même site, les sites de l'Hauterivien et de Flaviac présentent des contrastes assez similaires (respectivement 36% et 32%), ce contraste est plus faible sur les sites de l'Argovien ($\approx 15\%$). Ainsi, en plus de la variété du motif sédimentaire, les sites étudiés couvrent une certaine variété en termes de composition de chaque unité ainsi que de contraste minéralogique d'une unité à une autre.

1.3.2. Densités

Les densités des différentes unités de nos sites ont été mesurées par pesée d'échantillons secs de volumes connus. Sur tous les sites, la variation moyenne de densité autour de la valeur moyenne est faible ($< 7\%$) (Figure 2. 14). Les densités varient de 2464 kg/m^3 à 2623 kg/m^3 et de 2285 kg/m^3 à 2550 kg/m^3 respectivement dans les calcaires et dans les argiles. Sur un même site, les densités sont toujours légèrement plus fortes dans les calcaires que dans les argiles. Les couches argileuses des deux sites de l'Argovien étudiés présentent des densités sensiblement identiques et les couches calcaires des deux sites de l'Argovien et d'Espréaux sont également similaires. Les densités des unités carbonatées et argileuses du site de Flaviac sont légèrement plus faibles. Toutes ces valeurs de densité sont directement reliées à la composition minéralogique des sites (Figure 2. 15). Cette relation indique qu'aucune de ces roches ne présente de porosité anormalement élevée.

Ages	Sites	Lithologie	Densité (kg/m ³)	n	Moyennes/Âge (kg/m ³)
Hauterivien	Espréaux	calcaires	2623 (2559-2680)	4	calcaires : 2623 argiles : 2412
		argiles	2412 (2392-2449)	6	
Argovien	Trescléoux	calcaires	2602 (2549-2664)	14	calcaires : 2601 argiles : 2528
		argiles	2550 (2444-2677)	11	
	Vogüé	calcaires	2600 (2522-2633)	11	
		argiles	2495 (2334-2589)	8	
Callovo-Oxfordien	Flaviac	calcaires	2464 (2389-2518)	12	calcaires : 2470 argiles : 2290
		argiles	2285 (2210-2350)	7	

Figure 2. 14. Densité moyenne des lithologies des sites analysés. Les valeurs en gras sont les valeurs moyennes et les valeurs entre parenthèses correspondent aux valeurs extrêmes mesurées. *n* est le nombre d'échantillons analysés. Les moyennes par âge sont indiquées.

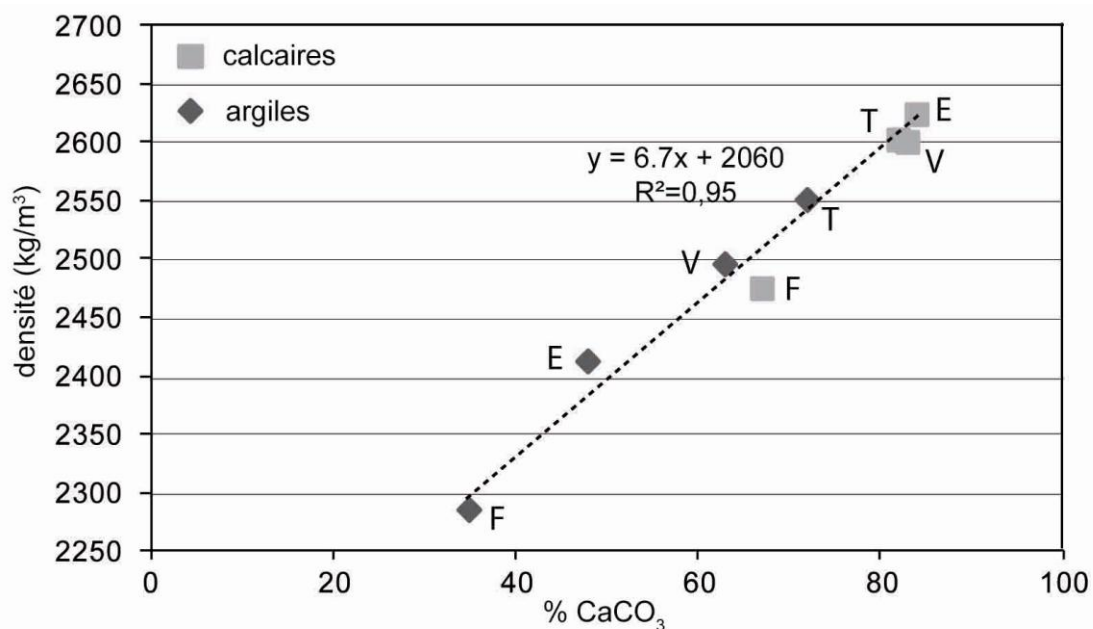


Figure 2. 15. Variation de la densité en fonction du pourcentage de carbonates. Les lettres indiquent le site : E : Espréaux ; V : Vogüé ; T : Trescléoux ; F : Flaviac.

I.3.3. Propriétés élastiques

Les propriétés élastiques de certaines des lithologies ont été étudiées en mesurant les vitesses des ondes acoustiques S (onde de cisaillement) et P (onde de compression). Les vitesses sont déterminées en mesurant le temps mis par une onde pour traverser une carotte de longueur connue (de 2 cm à 8 cm). Ces expériences ont été réalisées au laboratoire de Géosciences et Environnement de l'Université de Cergy-Pontoise. Huit lithologies ont été analysées avec l'aide de Laura CHEMIR dans le cadre d'un stage de Licence.

Nous avons mesuré les vitesses des ondes P et S dans différentes directions par rapport à la stratification : perpendiculairement (V_{pper} et V_{sper}), parallèlement (V_{ppar} et V_{spar}) et, sur quelques échantillons, à 45° de la stratigraphie (V_{p45°). Pour toutes les lithologies et pour une direction donnée, les temps de traversée des ondes sont directement proportionnels aux longueurs des carottes et les vitesses sont donc bien constantes en moyenne. Sur tous les sites, dans une direction donnée, les vitesses des ondes S sont toujours plus lentes que celle des ondes P ($1,4 < V_{ppar}/V_{spar} < 1,8$; $1,6 < V_{pper}/V_{sper} < 1,7$ dans les calcaires et $1,5 < V_{ppar}/V_{spar} < 1,7$; $1,4 < V_{pper}/V_{sper} < 1,5$ dans les argiles). Les vitesses des ondes P ou S ne varient pas significativement dans le plan parallèle à la stratigraphie en revanche les vitesses des ondes P ou S ne sont pas identiques suivant les directions parallèles ou perpendiculaires. Les échantillons sont donc isotropes transverses. Les vitesses perpendiculaires à la stratification sont toujours plus lentes que les vitesses parallèles à la stratification que ce soit pour les ondes P ou S . Cette anisotropie est observable dans les argiles et dans les calcaires, mais elle est plus importante dans les argiles que dans les calcaires ($1,08 < V_{ppar}/V_{pper} < 1,25$; $1,02 < V_{spar}/V_{sper} < 1,44$ dans les calcaires et $1,22 < V_{ppar}/V_{pper} < 1,95$; $1,1 < V_{spar}/V_{sper} < 1,96$ dans les argiles).

Nous avons utilisé les vitesses moyennes des ondes pour calculer les paramètres élastiques dynamiques (E , module de Young et ν , le coefficient de Poisson) pour chaque roche. Nous avons utilisé les relations suivant un modèle isotrope transverse et suivant un modèle isotrope (cf. Sarout et Gueguen (2008)). Dans le cas d'un corps élastique isotrope transverse, cinq paramètres élastiques indépendants sont suffisants pour définir la totalité du tenseur d'élasticité (C_{11} , C_{12} , C_{13} , C_{33} , C_{44} et C_{66} dans le tenseur d'élasticité selon la notation de Voight) (Jaeger et Cook, 2007). Ces cinq paramètres sont liés formellement aux cinq vitesses d'ondes, V_{pper} , V_{sper} , V_{ppar} , V_{spar} et V_{p45° (Lo et al., 1986 ; Sarout et Gueguen, 2008). De plus, ces cinq constantes élastiques sont reliées à cinq paramètres élastiques : deux modules d'Young E_1 et E_2 caractéristiques respectivement des directions parallèle et perpendiculaire à la stratification et trois coefficients de Poisson ν_{12} , ν_{13} et ν_{23} . Dans le cas d'un corps élastique

isotrope, seulement deux constantes élastiques indépendantes appelées coefficient de Lamé (λ , μ) sont suffisantes pour définir la totalité du tenseur d'élasticité et ces deux modules élastiques sont liée à V_p et V_s .

Ages	Sites	Litho.	V_{pper}	n	V_{ppar}	n	V_{p45°	n	V_{sper}	n	V_{spar}	n
H.	Espréaux	cal.	5698 (5580- 5823)	4	6168 (6009- 6649)	4	5821 (5884- 5757)	2	3368 (3196- 3458)	7	3432 (3351- 3541)	3
		arg.	3163 (3080- 3412)	4	4042 (3829- 4205)	5	<i>3600</i>		2166 (2081- 2235)	8	2446 (2253- 2607)	8
A.	Trescléoux	cal.	5133 (5072- 5216)	4	5338 (5213- 5466)	8	5221 (5273- 5171)	2	2964 (2795- 3185)	4	3108 (3074- 3139)	4
		arg.	3588 (3492- 3688)	4	4550 (4288- 4750)	4	4070 (4056- 4145)	3	2422 (2405- 2409)	4	2664 (2568- 2736)	4
	Vogüé	cal.	4834 (4670- 5030)	4	5338 (5020- 5618)	6	<i>5098</i>		2970 (2624- 3212)	7	3256 (4527- 5020)	7
		arg.	3721 (3693- 4046)	4	4553 (4464- 4646)	4	<i>4140</i>		2629 (3057- 4734)	5	2978 (4109- 4308)	5
COx.	Flaviac	cal.	3124 (2784- 3370)	4	3944 (3796- 4167)	5	<i>3600</i>		2458 (2035- 3035)	8	3521 (3057- 4055)	8
		arg.	1449 (1290- 1586)	7	2818 (2618- 3078)	15	<i>2013</i>		961 (877- 1067)	5	1879 (1824- 1931)	4

Figure 2. 16. Vitesses des ondes P et S. V_{pper} et V_{sper} sont mesurées perpendiculairement à la stratigraphie, V_{ppar} et V_{spar} , parallèlement. Les valeurs en gras sont les vitesses moyennes et celles entre parenthèses correspondent aux valeurs extrêmes. n est le nombre d'échantillons analysés. Les valeurs en italiques sont des valeurs de V_{p45° calculées comme étant la valeur moyenne de V_{ppar} et V_{pper} . H. : Hauterivien ; A : Argovien ; COx. : Callovo-Oxfordien.

Dans le cas d'un corps élastique isotrope transverse ou isotrope, la méthode classique consiste à calculer les paramètres élastiques à partir de données de vitesse obtenues sur un échantillon, puis de répéter cette opération pour tous les échantillons d'une lithologie afin de discuter statistiquement des valeurs des paramètres élastiques caractéristiques d'une lithologie

en éliminant les jeux de paramètres incohérents. Par erreur, nous avons utilisé une autre méthode. Nous avons d'abord calculé des valeurs moyennes des vitesses par lithologie puis, à partir de ces valeurs, nous avons calculé les paramètres élastiques moyens. De part cette approche, nos valeurs de vitesses moyennes présentent des variations qui ne sont pas exactement celles mesurées sur les roches. En outre, les valeurs moyennes de V_{p45° que nous avons mesurées sont anormalement élevées par rapport aux valeurs moyennes de V_{ppar} et V_{pper} . Par conséquent, nous avons eu des difficultés pour obtenir des paramètres cohérents à partir de nos données brutes de vitesses et en suivant une formulation du type isotrope transverse et nous avons dû appliquer deux corrections à nos données. Nous avons d'abord supprimé les valeurs extrêmes de V_{ppar} et V_{pper} pour obtenir des valeurs moyennes plus cohérentes (les valeurs présentées dans la Figure 2. 16 sont les valeurs corrigées). Ensuite, si avec la valeur moyenne de V_{p45° mesurée, les résultats étaient incohérents alors, nous avons utilisé une valeur de V_{p45° calculée comme étant la valeur moyenne de V_{ppar} et V_{pper} . Afin de juger de la signification de nos résultats, nous avons comparé les paramètres dynamiques calculés suivant un modèle isotrope transverse avec les corrections décrites plus haut (*i.e.* avec les valeurs de V_{p45° modifiées) avec leurs équivalents calculés suivant des modèles isotropes que nous avons qualifiés de directionnelles et qui ne nécessitent pas d'utiliser les valeurs de V_{p45° modifiées. Dans ces modèles isotropes directionnelles, nous utilisons les relations entre les vitesses et les paramètres élastiques d'un corps isotrope. Cependant, nous appliquons ces relations avec les couples de vitesse (V_{ppar} , V_{spar}) ou (V_{pper} et V_{sper}) pour calculer respectivement les paramètres E_{par} et E_{per} qualifiés d'isotropes « directionnelles ».

Les valeurs de modules d'Young dynamiques calculées suivant les deux méthodes présentent des valeurs sensiblement identiques et ce dans toutes les lithologies (Figure 2. 17). Par conséquent, nous sommes confiants quant à la représentativité de ces valeurs. Nous avons également calculé les paramètres isotropes E_{iso} et ν_{iso} à partir de la valeur moyenne de V_{ppar} et V_{pper} et de celle de V_{spar} et V_{sper} . Dans la suite, nous utiliserons les valeurs calculées suivant le modèle isotrope transverse et nous commenterons principalement les valeurs de modules d'Young qui sont les paramètres les plus pertinents à notre problématique et qui sont plus variables que les coefficients de Poisson.

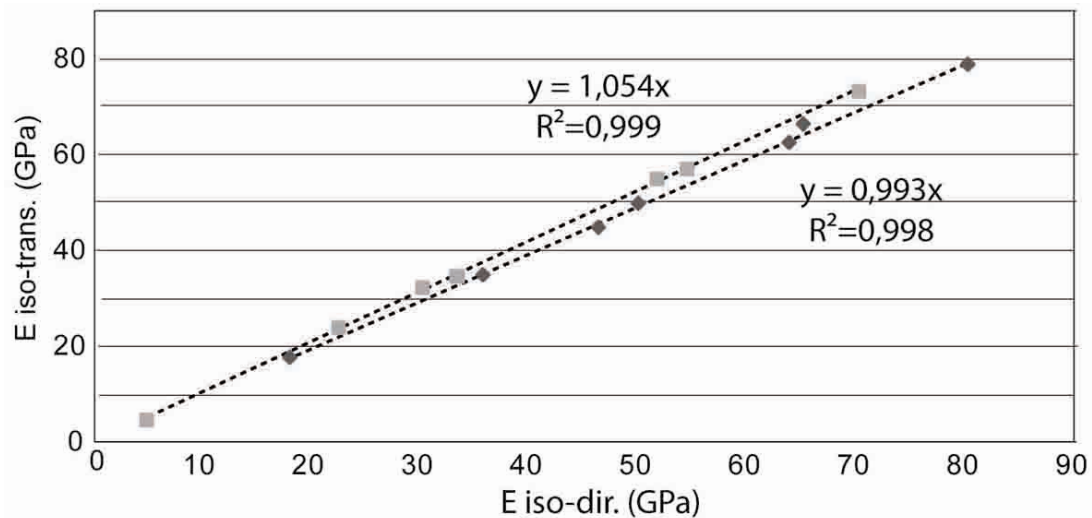


Figure 2. 17. Comparaison des méthodes de calcul des modules d'Young. Eiso-dir. et Eiso-trans. sont les modules d'Young calculés respectivement suivant le modèle isotrope directionnelle et isotrope transverse. Les figurés en gris clair sont les modules de Young perpendiculaires à la stratification ou E_1 . Les figurés en gris foncé sont les modules de Young parallèles à la stratification ou E_2 . A noter que les coefficients directeurs des relations sont à 1, indiquant que les paramètres sont égaux pour les deux modèles de calcul.

Age, site et Lithologie			isotrope transverse					isotrope directionnel		isotrope		moyennes par âge	
			E_1	E_2	E_1/E_2	ν_{12}	ν_{13}	ν_{31}	E_{par}	E_{per}	E_{iso}	ν_{iso}	E_{per}
H.	Esp.	cal.	80	70	1,13	0,33	0,20	0,18	79	73	76	0,26	Cal: 73 Arg: 24
		arg.	36	22	1,64	0,23	0,21	0,13	35	24	30	0,15	
A.	Tr.	Cal.	64	54	1,17	0,31	0,22	0,20	63	57	60	0,25	Cal: 56 Arg: 33
		Arg.	45	28	1,53	0,27	0,22	0,14	45	32	39	0,18	
	V.	Cal.	65	51	1,27	0,17	0,29	0,23	66	55	60	0,20	
		Arg.	50	34	1,47	0,13	0,16	0,11	50	35	42	0,1	
COx.	F.	Cal.	34	19	1,8	0	0,5	0,3	37	22	29	0,1	Cal: 19 Arg: 5
		Arg.	18	4,8	3,8	0,11	0,12	0,04	18	4,7	10	0,1	

Figure 2. 18. Paramètres élastiques dynamiques des différentes roches des sites étudiées. E_1 , E_2 , ν_{12} , ν_{13} et ν_{23} sont les 5 paramètres élastiques calculés suivant un modèle isotrope transverse. E_{par} et E_{per} sont les modules d'Young calculés suivant un modèle isotrope directionnel à partir de vitesse des ondes P et S moyennes respectivement dans les directions parallèle et perpendiculaire à la stratification. Notez que E_{par} et E_{per} sont sensiblement identiques à E_1 et E_2 respectivement. E_{iso} et ν_{iso} sont respectivement les deux paramètres élastiques calculés suivant un modèle isotrope à partir de la valeur moyenne de V_{ppar} et V_{pper} et de celle de V_{spar} et V_{sper} . Tous les modules d'Young sont en GPa. Ages : H. : Hauterivien ; A : Argovien ; COx. : Callovo-Oxfordien. Sites : Esp. : Espréaux ; Tr. : Trescléoux ; V. : Vogüé ; F. : Flaviac. Lithologies : cal : calcaires ; arg : argiles.

Dans les calcaires et dans les argiles, les modules d'Young mesurés parallèlement à la stratification (E_1) sont toujours plus importants que ceux mesurés perpendiculairement (E_2) à la stratification et varient respectivement de 34 GPa à 80 GPa et de 19 GPa à 70 GPa dans les calcaires et de 18 GPa à 50 GPa et de 5 GPa à 22 GPa dans les argiles. Ces valeurs sont comparables à la bibliographie ($7 \text{ GPa} < E < 79 \text{ GPa}$ dans les calcaires et $1 \text{ GPa} < E < 68 \text{ GPa}$ dans les argiles, cf. II.3.4 du chapitre 1). Dans tous les sites sauf celui de Flaviac, le rapport de ces deux modules qui dénote le degré d'anisotropie (cf. II.3.4 du chapitre 1) est faible dans les calcaires ($1,13 < E_1/E_2 < 1,27$) et il est légèrement plus élevé dans les argiles ($1,47 < E_1/E_2 < 1,64$). Ce rapport est comparable à celui de la couche d'argilites de Meuse/Haute-Marne (cf. II.3.4 du chapitre 1). En outre, les modules d'Young des calcaires et des argiles sont similaires sur les deux sites d'âge Argovien. Les couches du site de Flaviac présentent une anisotropie plus importante avec des valeurs d' E_1/E_2 de 1,8 et de 3,8 respectivement dans les calcaires et les argiles. A l'instar de la minéralogie, les couches argileuses du site de Flaviac présentent des valeurs de module de Young proches de celles de la couche d'argilites de Meuse/Haute-Marne et donc parmi toutes les propriétés que nous avons étudiées, seul le rapport E_1/E_2 différencie ces couches argileuses.

Sur un site, les modules d'Young, quelle que soit la direction de mesure, sont toujours plus importants dans les calcaires que dans les argiles. Le rapport de ces deux modules varie de 1,3 à 2,2 et de 1,6 à 4 respectivement parallèlement et perpendiculairement à la stratification et ce rapport est donc toujours plus fort dans la direction perpendiculaire à la stratification. Il est faible sur les sites de l'Argovien et fort sur les sites de l'Hauterivien et de Flaviac qui constituent donc des systèmes multicouches aux propriétés contrastées d'une lithologie à l'autre.

Les valeurs de module de Young augmentent proportionnellement avec le pourcentage de carbonates des couches (Figure 2. 19). Ces relations sont identiques dans les couches argileuses ou calcaires. Seuls les calcaires du site de Flaviac présente des valeurs de modules d'Young légèrement trop faibles par rapport à leur minéralogie. Les données de modules d'Young et de pourcentage de carbonates des argilites de Meuse/Haute-Marne s'accordent avec cette relation. En revanche, les argilites du Toarcien de Tournemire présente des valeurs de modules d'Young légèrement trop élevées par rapport à leur pourcentage de carbonates.

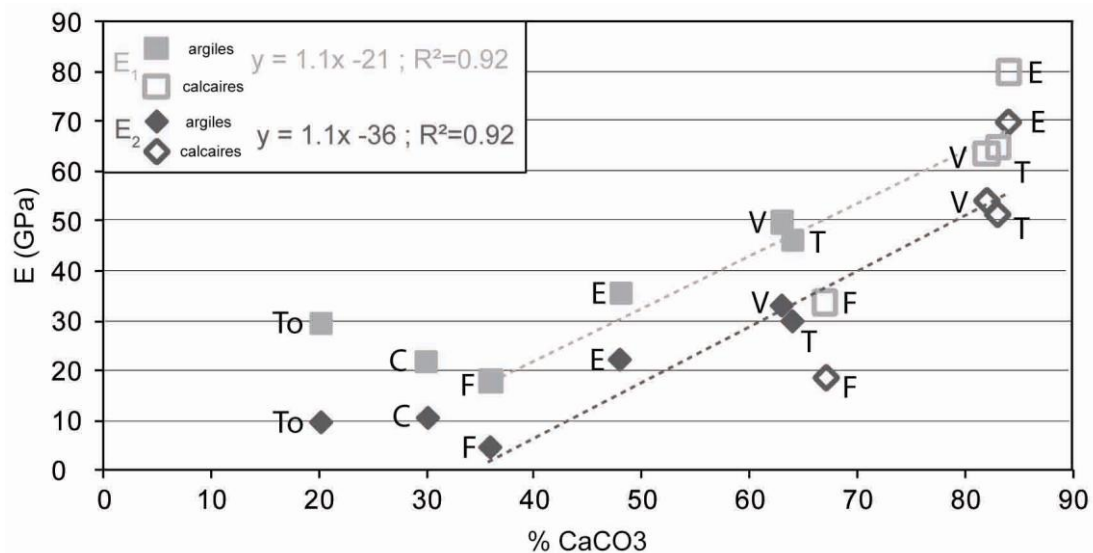
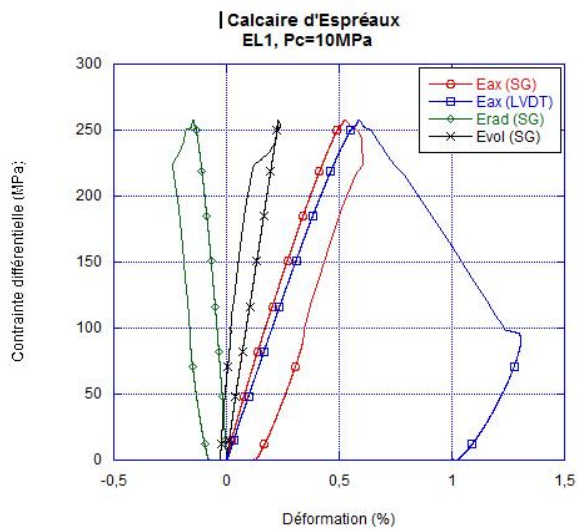


Figure 2. 19. Evolution des modules d'Young avec la minéralogie. E_1 et E_2 sont respectivement les modules d'Young dans les directions parallèle et perpendiculaire à la stratification calculés suivant un modèle isotrope transverse. Les calcaires et les argiles sont respectivement indiqués par un symbole vide et plein. Les lettres indiquent le site : E : Espréaux ; V : Vogüé ; T : Trescléoux ; F : Flaviac ; C : Callovo-Oxfordien de Meuse-Haute/marnes d'après Sarout et Gueguen (2008). et To : Toarcien de Tournemire d'après Constantin (2002).

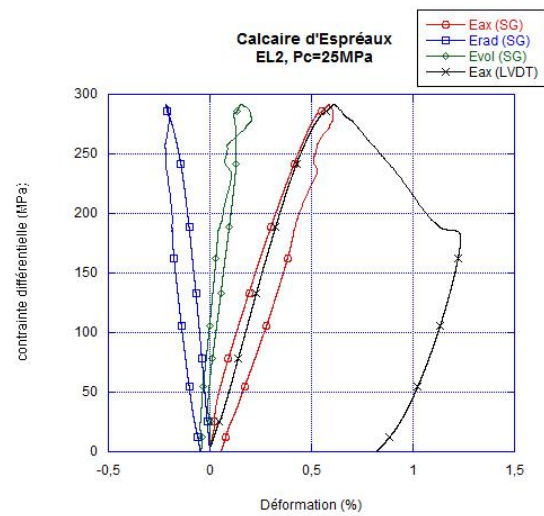
I.3.4. Rhéologie et critère de rupture des calcaires d'Espréaux

Des expériences de rupture ont été réalisées au laboratoire de Géologie de l'Ecole Normale Supérieure par Laura CHEMIR dans le cadre d'un stage de Licence. A l'origine, nous souhaitions définir les caractéristiques de la rupture des lithologies argileuses et carbonatées des sites d'Espréaux et de Trescléoux à partir d'essais triaxiaux en laboratoire. Ces essais nécessitent des carottes de diamètre 3 cm et de hauteur 6,5 cm (+/- 0,1 cm). En pratique, obtenir des échantillons de cette hauteur s'est avéré impossible sur trois de ces lithologies malgré des essais d'échantillonnage à partir de blocs prélevés sur site ou d'échantillonnages sur place avec une carotteuse thermique. Seuls les calcaires du site d'Espréaux ont donné des carottes satisfaisantes. Pour ces calcaires, trois expériences de rupture ont été réalisées. Chaque carotte a été préalablement équipée de deux paires de jauges (axiale et radiale) afin de mesurer les contraintes et les déformations de l'échantillon tout au long de l'expérience. L'ensemble est enfin introduit dans une jaquette imperméable à l'huile. Chaque carotte a été soumise à des pressions de confinement différentes (*i.e.* 10 MPa, 25 MPa et 50 MPa), puis à une contrainte verticale croissante jusqu'à la rupture de l'échantillon. Les courbes des contraintes en fonction de la déformation sont présentées dans la Figure 2. 20.

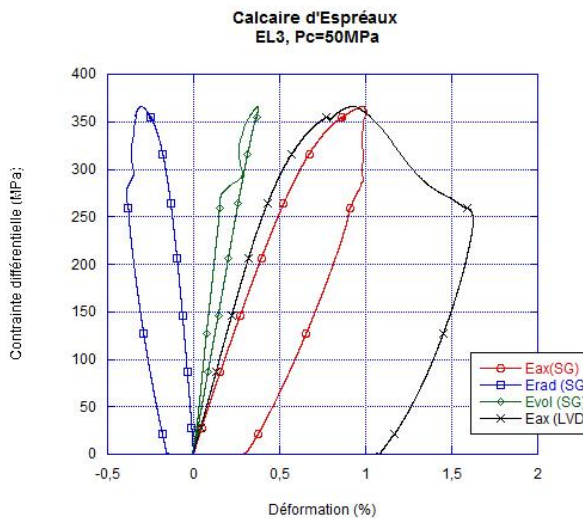
A



B



C



D

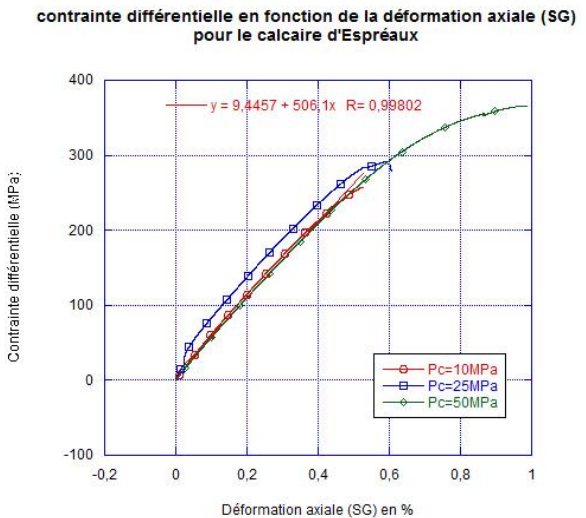


Figure 2. 20. Les courbes des contraintes en fonction de la déformation des calcaires d'Espréaux. A : Pression de confinement de 10 MPa. B : Pression de confinement de 25 MPa. C : Pression de confinement de 50 MPa. E_{ax} : déformation axiale, E_{rad} : déformation radiale, E_{vol} : déformation volumique. D : Contrainte axiale en fonction de la déformation axiale. La pente de la droite donne le module de Young axial.

Les trois échantillons présentent des courbes contrainte/déformation assez similaires et typiques du comportement fragile. La phase précoce de serrage non linéaire est quasiment absente, indiquant une faible porosité ou microfracturation préexistante. La phase linéaire (probablement élastique) est très bien développée, cette phase est associée à une diminution de volume. Le module de Young associé à cette phase est de 50 MPa (Figure 2. 20.C). Cette valeur de module de Young est plus faible que celle calculée à partir des vitesses des ondes ($E_{per} = 70$ GPa). Sur les échantillons 1 et 2, on n'observe pas de phase non linéaire importante précédant la rupture, sur l'échantillon 3 cette phase est légèrement plus apparente. Une phase

de « strain-softening » brutale, caractérisé par des perturbations volumiques importantes, signe la rupture macroscopique de l'échantillon (Figure 2. 20 et 21). Les ruptures macroscopique s'effectuent pour des taux de déformation très faibles (déformation axiale < 1%) et à des pics de contraintes variables en fonction de la pression de confinement. Ces valeurs permettent de définir une enveloppe de rupture dans un espace de Mohr. Celle-ci est caractérisée par une cohésion de 60 MPa et une friction de 34°. Ces deux valeurs sont dans la moyenne des calcaires d'après la bibliographie (cf. II.3.5 du chapitre 1).

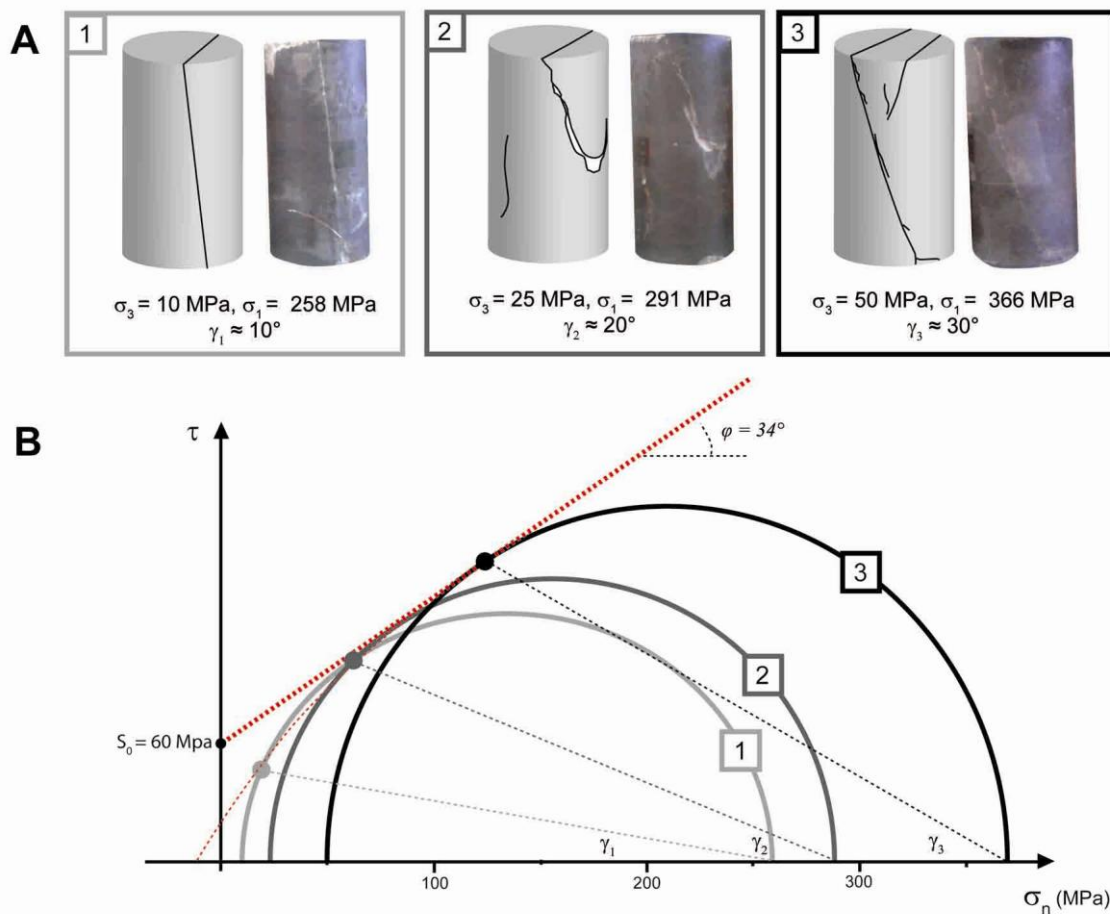


Figure 2. 21. Rupture des calcaires d'Espréaux. A : Les trois carottes (1, 2 et 3) après la rupture macroscopique. Les contraintes principales maximale (σ_1) et minimale (σ_3) ainsi que l'angle de rupture (γ) par rapport à σ_1 sont indiqués. B : Cercle de Mohr à la rupture des trois carottes. Les trois cercle permettent de définir une enveloppe de rupture de type Mohr-Coulomb caractérisée par une cohésion (S_0) de 60 MPa et un angle de friction interne (φ) de 34°. Notez que cette enveloppe de rupture caractérise mal les ruptures à faible pression de confinement.

II. Les failles et fractures étudiées

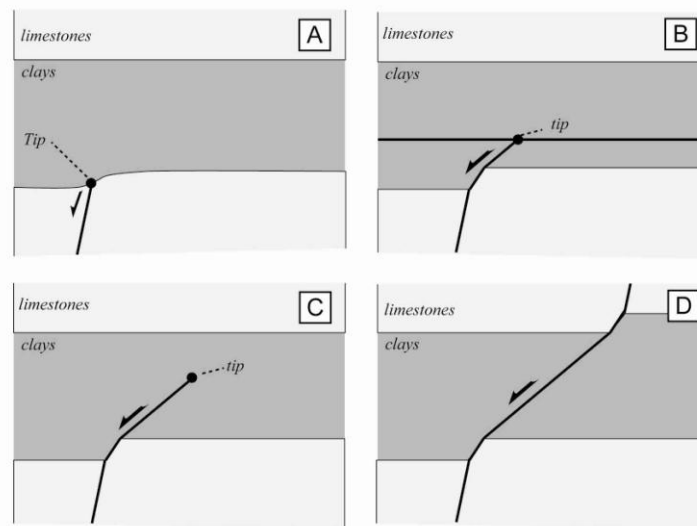
Sur les différents sites, nous avons étudié en détail 38 failles normales d'échelles métriques à décimétriques. Ces failles présentent des extrémités restreintes et non restreintes verticalement (*cf.* III.2. et III.3.1 du chapitre 1). Dans les différentes couches, nous avons aussi relevé des fractures secondaires associées aux failles normales, des réseaux de joints, des stylolites et des décrochements. Certaines couches argileuses sont aussi affectées par des failles subparallèles à la stratification qui correspondent à des glissements banc sur banc (ou niveau de décollement). Nous avons nommé ces structures des CHF (Clay Horizontal Fault).

II.1. Les différents types de failles normales observées

II.1.1. Les failles restreintes

Dans notre étude, nous définissons que la partie d'une faille située entre le D_{max} et une extrémité est restreinte si cette extrémité est en contact avec un restricteur. Cette définition basée sur un critère purement structural peut paraître incomplète. Cependant, sur le site de Trescléoux et de St-Didier, plusieurs failles présentent des extrémités en contact avec des restricteurs identiques et les gradients de déplacement mesurés à ces extrémités sont très variables (*cf.* IV du chapitre 3). Le critère de déplacement proposé dans la bibliographie (*i.e.* un fort gradient à l'extrémité restreinte, *cf.* III.3.1 du chapitre 1) est donc trop imprécis pour être utilisé comme un critère de distinction des failles restreintes. En nous basant uniquement sur le critère structural, nous avons pu apprécier l'évolution des gradients de déplacement aux extrémités des failles restreintes (*cf.* IV du chapitre 3). Nous avons identifié deux natures de restricteurs ; ce sont (i) les interfaces sédimentaires qui sont des interfaces lithologiques (Figure 2. 22.A) et (ii) les failles subhorizontales (CHF) (Figure 2. 22.B). Les CHF sont décrites dans la partie II.4 de ce chapitre. Le rôle de restricteur des interfaces sédimentaires et des failles subhorizontales a déjà été mis en évidence sur d'autres systèmes multicouches (*cf.* III.1.1 du chapitre 1). Inversement, nous définissons qu'une partie de faille localisée entre le D_{max} et une extrémité est non restreinte si cette extrémité n'est pas en contact avec un restricteur. Parmi les failles non restreintes, nous dissociions deux catégories de failles : (i) les failles ayant une extrémité située plus ou moins profondément au sein des formations argileuses (Figure 2. 22.C), ces failles peuvent affecter un seul ou plusieurs bancs

carbonatés, et (ii) les failles qui traversent plusieurs bancs sans extrémité visible (Figure 2. 22.D). Nous avons observé des failles restreintes sur une extrémité et non restreintes sur l'autre. Les deux extrémités peuvent donc avoir des comportements différents comme cela avait déjà été observé (Nicol et al., 1996b; Wilkins et Gross, 2002). Par la suite, une telle faille est comptabilisée à la fois comme restreinte et non restreinte. Parmi les failles étudiées, nous avons considéré qu'une faille qui s'arrête plus ou moins profondément dans les argiles sans contact avec un restricteur n'est pas une faille restreinte. Si les argiles ne sont pas observables à cause d'une expression morphologique défavorable, en observant uniquement les bancs carbonatés, nous ne pouvons pas distinguer une faille restreinte d'une faille non restreinte.



Sites	Failles restreintes		C : s'arrêtant dans les argiles	D : traversant plusieurs couches	Longueur (cm)	Dmax (cm)
	A : par LI.	B : par CHF				
Trescléoux	8	11	16	2	50-250	1-100
St-Didier	–	4	–	4	100-350	4-42
Vogüé	–	–	1	2	≈ 400	18-35
Flaviac	–	–	8	3	20-300	2-28
Hauterivien	–	–	–	4	V : 340-480 H : 510-680	3-31

Figure 2. 22. Les différentes catégories de failles normales observées. A, B, C, D : Bloc schématique montrant les différents types de failles. Tip : extrémité. Le tableau est un récapitulatif du nombre de failles étudiées. A et B failles restreintes par une interface lithologique (LI) et par une faille subhorizontale (CHF). C et D sont des failles non restreintes respectivement qui se propagent plus ou moins profondément dans la couche argileuses et qui traversent la couche argileuse. Les valeurs maximales et minimales des longueurs des traces verticales des failles à l'affleurement et des déplacements maximaux (D_{max}) sont indiquées. Sur le site de l'Hauterivien les longueurs sont les longueurs verticales (V) et horizontales (H).

23 failles restreintes par des interfaces sédimentaires et par des CHF ont été analysées sur le site de Trescléoux et St-Didier (Figure 2. 22). La majorité des failles restreintes observées sur le site de Trescléoux affectent une seule unité carbonatée composée de plusieurs bancs calcaires (Figure 2. 23). Deux failles du site de Trescléoux ainsi que les failles du site de St-Didier affectent un système multicouche (Figure 2. 24, 25 et 26). Sur le site de Trescléoux, certaines failles ont leurs deux extrémités restreintes par des interfaces sédimentaires (Figure 2. 23.A, B). Ces failles sont donc confinées au sein de l'unité calcaire. D'autres failles sont restreintes sur une seule extrémité par des interfaces sédimentaires ou par des CHF, l'autre extrémité se propageant plus ou moins profondément dans les argiles (Figure 2. 23.C, D). Les 4 failles analysées sur le site de St-Didier sont toutes restreintes par une même faille subhorizontale Figure 2. 25 et 26. Les extrémités inférieures n'affleurent pas. Les failles présentées dans les Figure 2. 24, 25 et 26, présentent des architectures plus complexes que celles présentées dans les Figure 2. 23. Des failles restreintes par des interfaces sédimentaires ont aussi été observées sur le site de Flaviac mais ces failles sont de taille réduite (centimétriques) par rapport au motif sédimentaire et nous n'avons pas pu les analyser en détail.

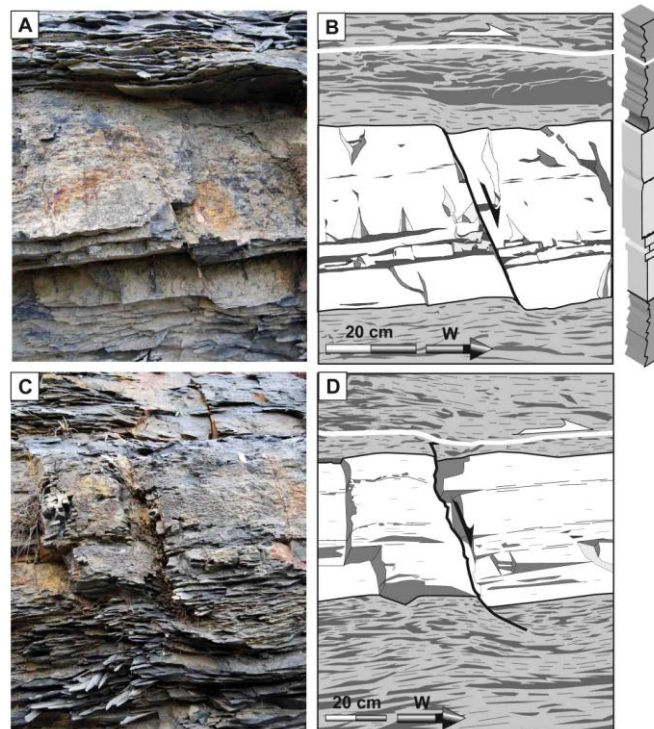


Figure 2. 23. Exemple de faille du site de Trescléoux. A et B : Faille restreinte sur ses deux extrémités par des interfaces lithologiques. C et D : Faille restreinte sur son extrémité supérieure par une faille subhorizontale et qui se propage dans les argiles sur son extrémité inférieure. A et C : photographies, B et D : photo-interprétations. Sur la photo-interprétation, la trace de la faille normale est représentée en noir. Les couches calcaires sont représentées en gris clair et les couches argileuses en gris foncé. La faille subhorizontale est représentée en blanc.

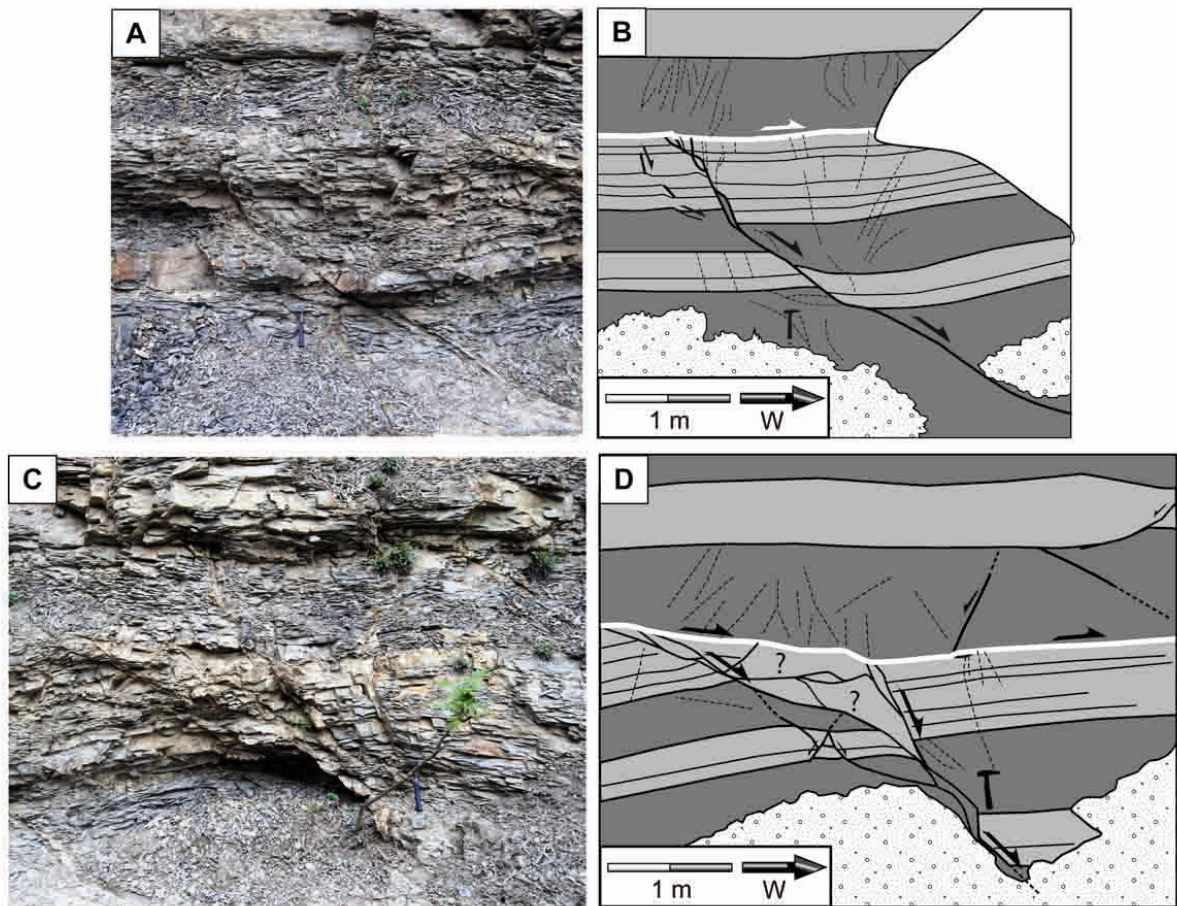


Figure 2. 24. Deux failles restreintes sur leurs extrémités supérieures par une même faille subhorizontale (site de Trescléoux). A et C : Photographies. B et D : Photo-interprétation La faille subhorizontale est différente de celle de la Figure 2. 23. Même légende que sur la Figure 2. 23.

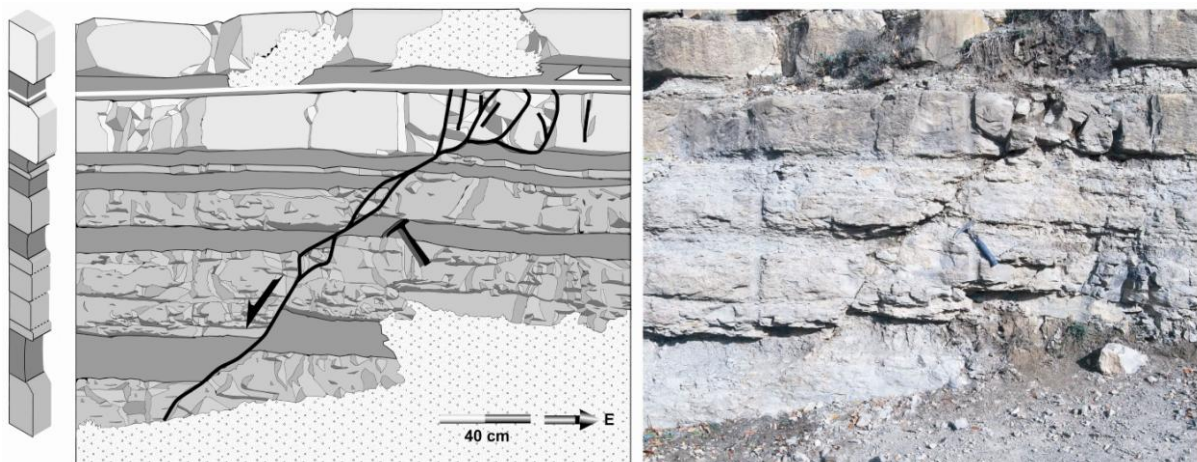


Figure 2. 25. Exemple présentant une extrémité restreinte par une faille subhorizontale (site de St-Didier). Les couches calcaires sont représentées en gris clair, les couches de calcaire-argileux en gris moyen et les couches argileuses en gris foncé. Même légende que sur la Figure 2. 23.

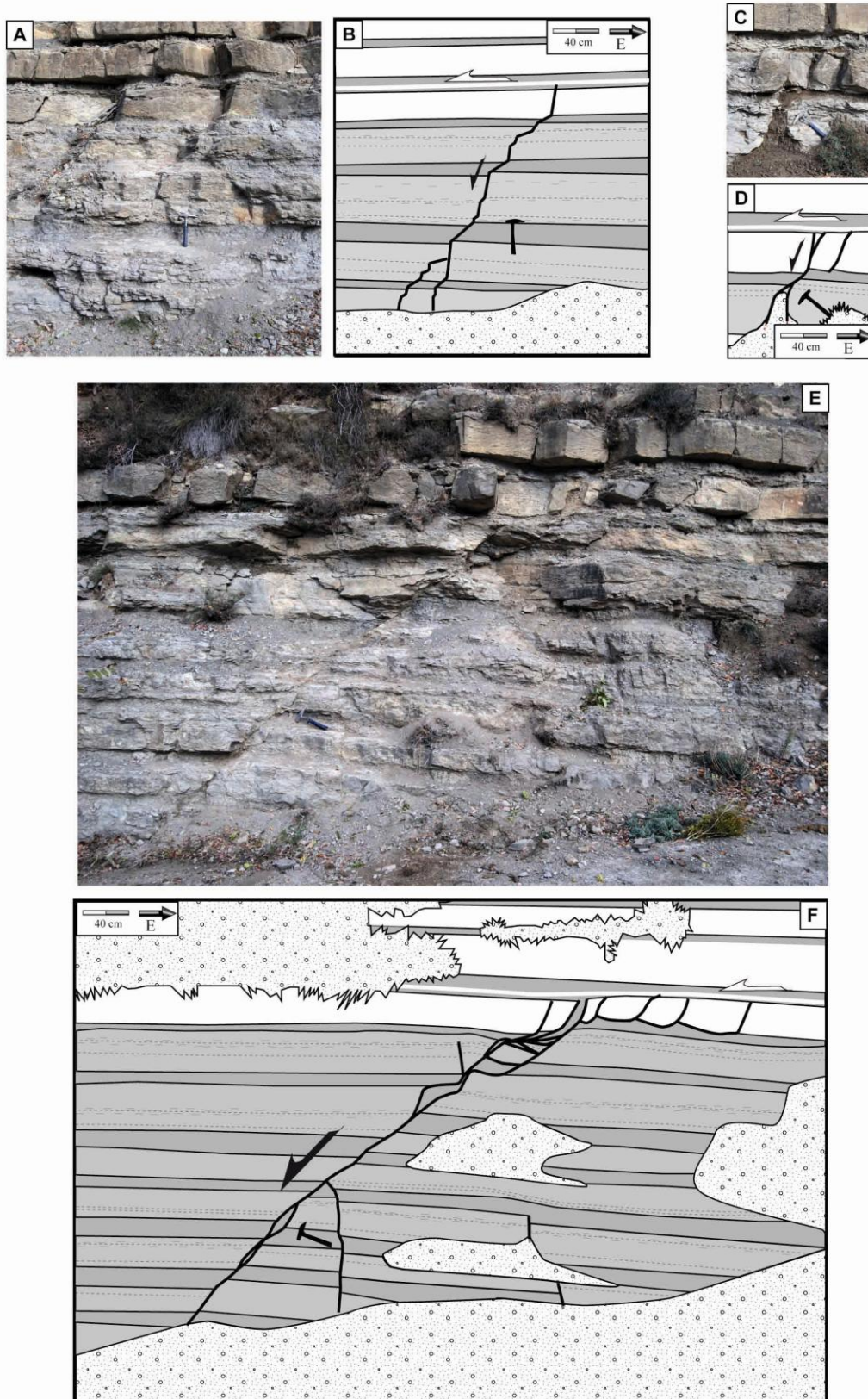


Figure 2. 26. 3 exemples de failles restreintes par une faille subhorizontale sur une extrémité (site de St-Didier). A, C et E : Photographies. B, D et F : Photo-interprétation. Même légende que sur la Figure 2. 23.

II.1.2. Les failles non restreintes

Trente deux failles non restreintes ont été analysées (Figure 2. 22). Vingt deux de ces failles présentent des extrémités localisées plus ou moins profondément au sein des argiles (Figure 2. 23.C, D, 27.A, B et 28.A, B) ; 10 failles présentent une ou plusieurs portions qui se propagent à travers plusieurs couches (Figure 2. 27.C et 28). Sur les sites de l’Hauterivien, les failles analysées sont plus complexe que sur les autres sites dans le sens où ce sont des zones de failles composées de plusieurs segments de failles qui interagissent entre eux. Tous ces segments de failles sont non-restreints et traversent entièrement les couches argileuses. La description et l’analyse détaillée de ces zones de failles sont présentées dans l’article I (cf. part. III.1 de ce chapitre).

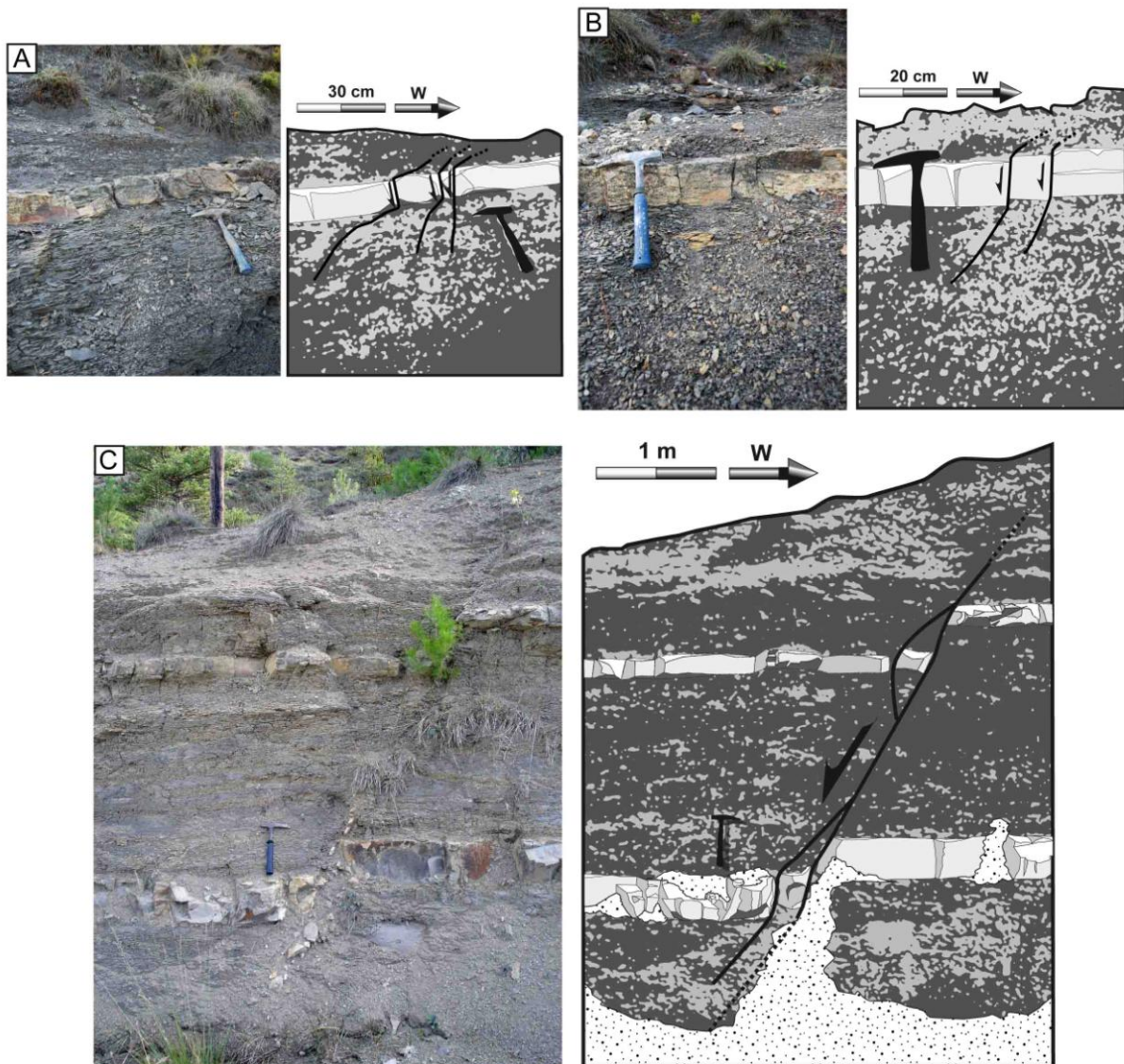


Figure 2. 27. Exemples de failles non restreintes du site de Flaviac. A et B : Failles qui se propagent plus ou moins profondément dans les argiles. C : Faille qui traverse plusieurs couches.

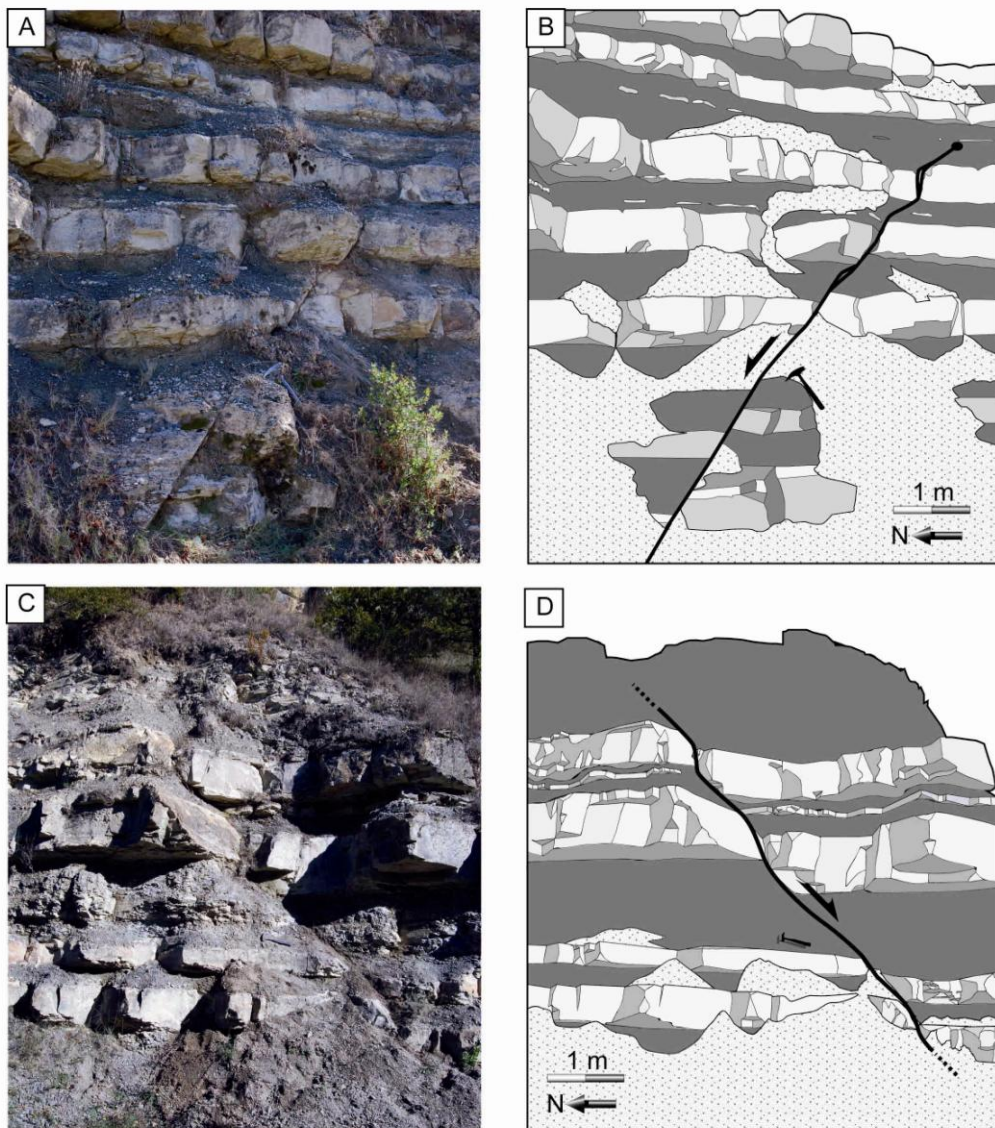


Figure 2. 28. Exemples de failles non restreintes qui traversent plusieurs couches (site de Vogüé). A et C : Photographies. B, D : Photo-interprétation.

II.2. La cinématique des failles normales

Sur les différents sites, les failles étudiées portent des stries tectoniques le plus souvent observables dans les calcaires mais aussi dans les couches argileuses (Figure 2. 29). D'autres failles secondaires présentent des caractéristiques similaires aux failles étudiées mais n'ont pas fait l'objet d'analyse détaillée à cause d'une qualité d'affleurement localement défavorable. A partir des stries mesurées sur le terrain pour toutes ces failles, nous avons calculé les contraintes tectoniques responsables du jeu des failles. Nous avons utilisé la méthode d'inversion d'Angelier (1990). Cette dernière est basée sur l'hypothèse de Wallace

(1951) et Bott (1959) selon laquelle le glissement sur une faille s'effectue suivant la contrainte tangentielle appliquée sur le plan. Elle permet notamment d'obtenir les orientations des contraintes principales (σ_1 , σ_2 et σ_3) pour des jeux de données basculées ou débasculées. La Figure 2. 30 montre les résultats des inversions pour chaque affleurement avant et après le basculement des couches à partir des failles normales sur le terrain. Nous avons rajouté les données associées à un autre site d'âge Hauterivien nommé Soubeyrand (localisé au niveau du col de Soubeyrand). L'inversion n'a pas été réalisée sur les sites de Rosans et de Soubeyrand et les états de contraintes présentés sont supposés.

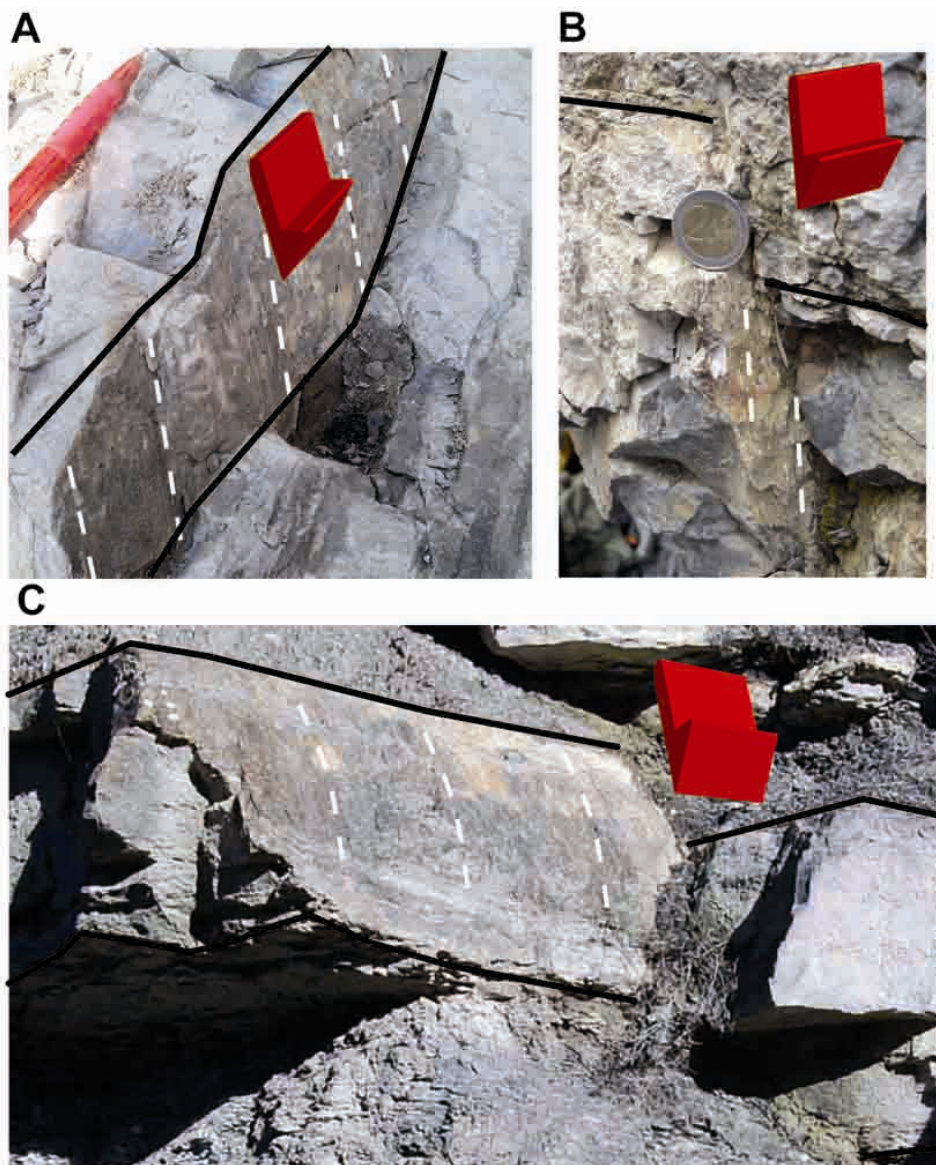


Figure 2. 29. Exemples de strie sur des plans de faille dans les calcaires. Les directions des stries sont indiquées par des pointillés blancs. Les traits noirs représentent des limites de bancs décalées par les failles. Toutes les stries présentent des forts pitchs et les mouvements sont normaux. A : Site d'Espréaux. B : Site de Trescléoux. C : Site de Vogüé.

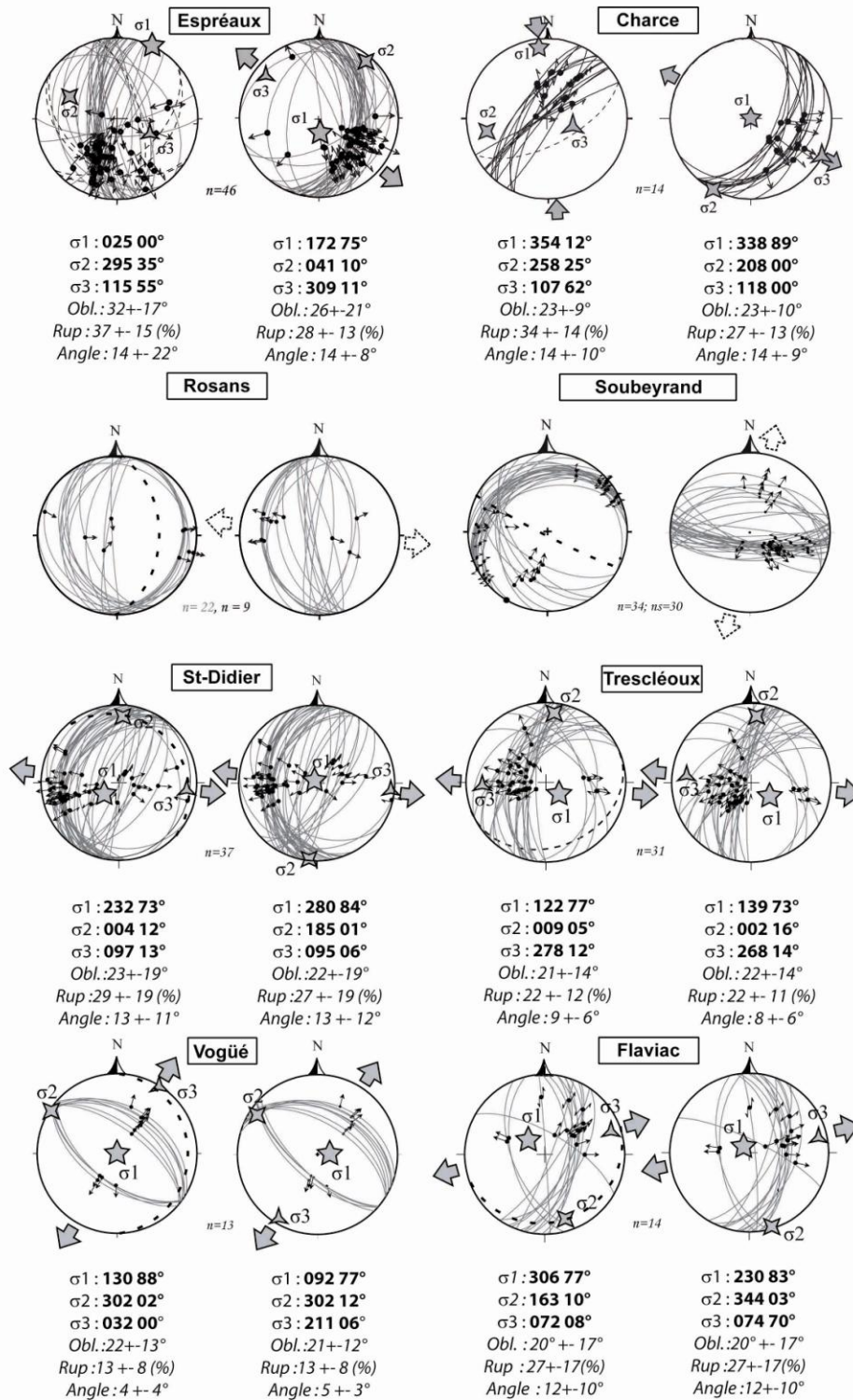


Figure 2. 30. Analyse des plans de failles normales striées. Les stéréogrammes des plans striés et les résultats des inversions basculées et débasculées sont présentés respectivement à gauche et à droite pour chaque site. Les stéréogrammes sont en projection hémisphère inférieure (canevas de Schmidt). Les courbes en trait plein représentent les plans de failles et les courbes épaisses en pointillés, les stratifications. Les stries sont indiquées par des flèches noires sur les stéréogrammes. σ_1 , σ_2 et σ_3 sont respectivement les contraintes principales maximale, intermédiaire et minimale. Leurs directions et leurs pendages sont représentés sur les stéréogrammes et sont indiqués. Les flèches grises représentent les directions de compression ou d'extension. Obl. indique l'obliquité du tenseur par rapport à un tenseur d'Anderson. Le Rup et l'Angle sont des coefficients qui indiquent l'erreur moyenne entre le tenseur calculé et chacun des plans striés.

Toutes les failles étudiées en détail présentent un rejet normal une fois les couches débasculées. Elles présentent en outre des réfractions caractéristiques de failles normales anté-basculément (*cf.* III.3 de ce chapitre). Sur le site d'Espréaux, les plans striés proviennent majoritairement du flanc Sud d'un pli (Figure 2. 9) et quelques données proviennent aussi du flanc Nord. La cohérence de ces données, une fois toutes les couches débasculées, concorde avec une extension anté-basculément. Sur les trois sites de l'Hauterivien, les failles débasculées présentent des géométries de failles « andersoniennes » avec quelques plans conjugués sur les sites de Rosans et d'Espréaux mais sans plan de faille conjugué sur le site de la Charce. Sur ces trois sites, malgré des pendages différents, les directions d'extension sont assez similaires. Toutes ces observations confirment que l'extension est anté-basculément sur les sites de l'Hauterivien. Sur les sites de Trescléoux, de St-Didier, de Flaviac et de Vogüé, les pendages des couches sont faibles ($< 20^\circ$), il est donc difficile d'attester d'une hypothèse anté-basculément ou post-basculément. Malgré cette incertitude, sur tous les sites, les failles normales se sont mises en place dans des systèmes tabulaires, respectant ainsi les critères d'analogie désirés (*cf.* Introduction).

Les résultats de l'inversion indiquent que sur les trois sites de l'Hauterivien (la Charce, Espréaux et Rosans), les sites de Trescléoux, de Flaviac et de St-Didier, les failles étudiées se sont développées sous des régimes extensifs d'orientations similaires et en moyenne E-W (de N078 à N118). Les failles observées sur le site de Vogüé sont compatibles avec une direction d'extension N030 différente de tous les autres sites. Nous avons aussi observé une direction d'extension similaire au col de Souberyand (au centre du domaine Vocontien) dans des couches d'âge Hauterivien.

La direction d'extension régionale N078 à N118 observable sur tous les sites, excepté Vogüé, est compatible avec celle associée à la phase d'extension Oligocène. Les failles se sont donc formées après les enfouissements majeurs (*cf.* I.1.1 et Chapitre 1.I.2.3 de ce chapitre) dans des roches compactées et se sont probablement mises en place à des profondeurs assez faibles mais difficiles à estimer. La direction d'extension N030 observée sur le site de Vogüé est compatible avec la direction d'extension plus précoce (Jurassique ou Néocomien). Nous avons aussi observé cette direction d'extension dans les couches Hauterivien du Col de Soubeyrand. Cette dernière direction d'extension conforte indirectement que les directions d'extension mesurées sur les autres sites ne sont pas liées à une phase précoce mais bien à une phase d'extension tardive. Sur le site de Vogüé, les failles se sont donc mises en place dans des couches ayant été moins enfouies et à des profondeurs plus importantes.

II.3. Les joints et les autres fractures annexes

Sur tous les sites étudiés, en plus des failles, une majorité des bancs calcaires sont affectés de manière récurrente par des réseaux de joints. Nous avons aussi observé localement des fractures annexes comprenant des plans stylolitiques et des failles à mouvement décrochant ou inverse.

II.3.1. Les joints

Nous n'avons analysé en détail les réseaux de joints que sur les sites de l'Hauterivien. Nous présentons ici les attributs généraux non indiqués ou détaillés dans l'article I. Les relations entre les zones de failles et les réseaux de joints sont décrites dans la partie III de ce chapitre et dans l'article I.

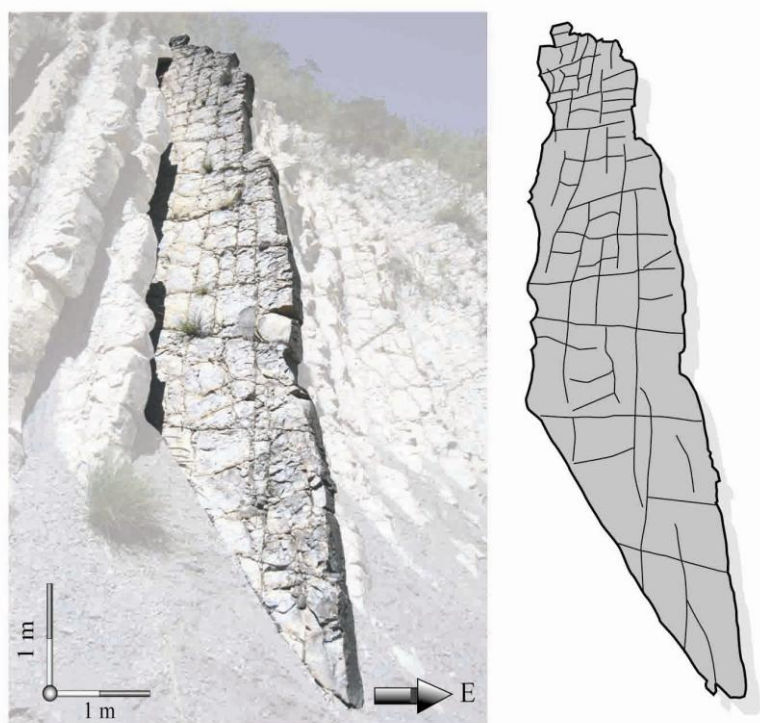


Figure 2. 31. Deux réseaux orthogonaux de joints sur un banc calcaire du site de la Charce.

Sur les sites de l'Hauterivien, chaque banc calcaire présente deux (la Charce et Rosans) à trois réseaux de joints (Espréaux). Ces réseaux s'expriment plus ou moins dans tous les bancs, même ceux situés loin des failles normales (Figure 2. 31). Ces joints ne présentent pas de remplissage de calcite. Les Figure 2. 32 et Figure 2. 33 montrent que les joints ont des pendages sub-verticaux une fois débasculés. Sur les sites de la Charce et de Rosans, une fois débasculés, les deux réseaux ont des directions perpendiculaires NE-SW et SE-NW. Sur le

site d'Espréaux, les trois réseaux ont des directions N-S, N100 et NE-SW. Puisque les couches des trois sites ont des pendages différents, la similitude dans les directions des réseaux de joints et les pendages sub-verticaux des joints debasculés suggère que ces réseaux de joints sont anté-basculement. Les trois sites étant espacés de plusieurs dizaines de kilomètres, ces réseaux résultent probablement d'un contexte de formation régional. La relation entre les réseaux est assez complexe. Globalement, sur le site d'Espréaux, le réseau N-S est systématique et le réseau N100 est non-systématique. Sur le site de la Charce, le réseau NE-SW est systématique et le réseau SE-NW est non-systématique. Toutefois, localement sur un même banc ou de manière homogène sur quelques bancs, ces relations s'inversent. Il semble donc que ces deux réseaux soient plus ou moins contemporains. De plus, sur les trois sites, un des réseaux est systématiquement parallèle aux failles normales anté-basculement et celui-ci est toujours le réseau systématique (N-S à Espréaux et NE-SW à la Charce). De tels réseaux de joints sont donc probablement associés à la phase d'extension régionale. Il est assez difficile d'établir des recouvrements entre les joints et les failles normales. Cependant, les joints ne sont pas fortement défléchis à proximité des failles, ce qui tend à indiquer qu'ils se sont formés dans un champ de contraintes qui n'est pas perturbé et donc avant la mise en place des failles normales. Une telle chronologie s'accorde avec le modèle classique de formation des joints en extension (Hancock, 1985 ; Pollard et Aydin, 1988).

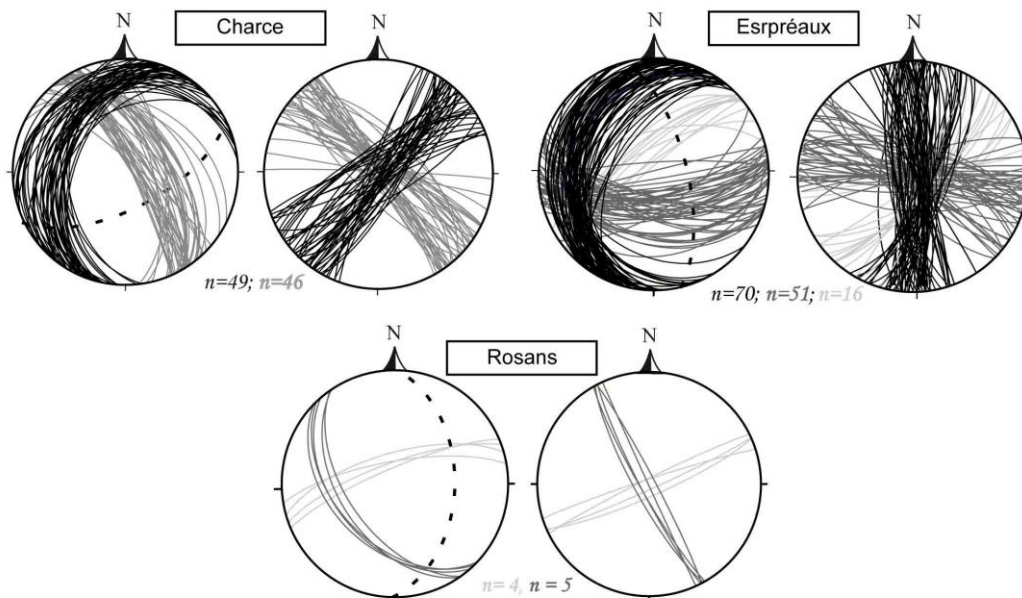


Figure 2. 32. Réseaux de joints sur les sites de l'Hauterivien. Sur chaque site, les stéréogrammes basculés (à gauche) et debasculés (à droite) sont en projection hémisphère inférieur (canevas de Schmidt). Les courbes en traits pleins représentent les plans de joints. Chaque famille est présentée dans une nuance de gris, la famille en noir est le réseau le plus souvent systématique et les courbes épaisses en pointillés représentent les stratifications.

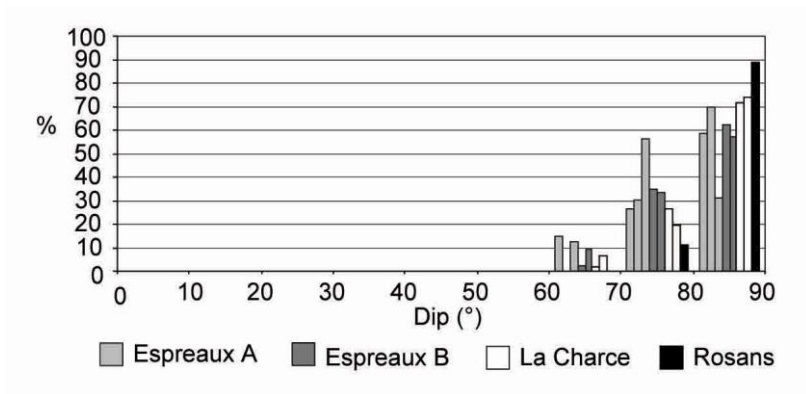


Figure 2. 33. Histogramme des pendages des joints sur les sites de l'Hauterivien

L'espacement entre les joints d'une même famille est assez constant sur un banc. Nous avons étudié ces espacements sur les sites de la Charce et d'Espréaux. Les relations entre cet espacement et l'épaisseur des bancs calcaires sont sensiblement identiques sur les deux sites pour tous les réseaux (Figure 2. 34). L'espacement des joints est proportionnel à l'épaisseur des bancs calcaires. L'indice de fracturation D ($D=H/S$: Epaisseur de la couche sur l'espacement des fractures) des deux sites correspond à 1,7. Cette valeur correspond aux valeurs dites « saturées » dans la bibliographie (Figure 2. 35).

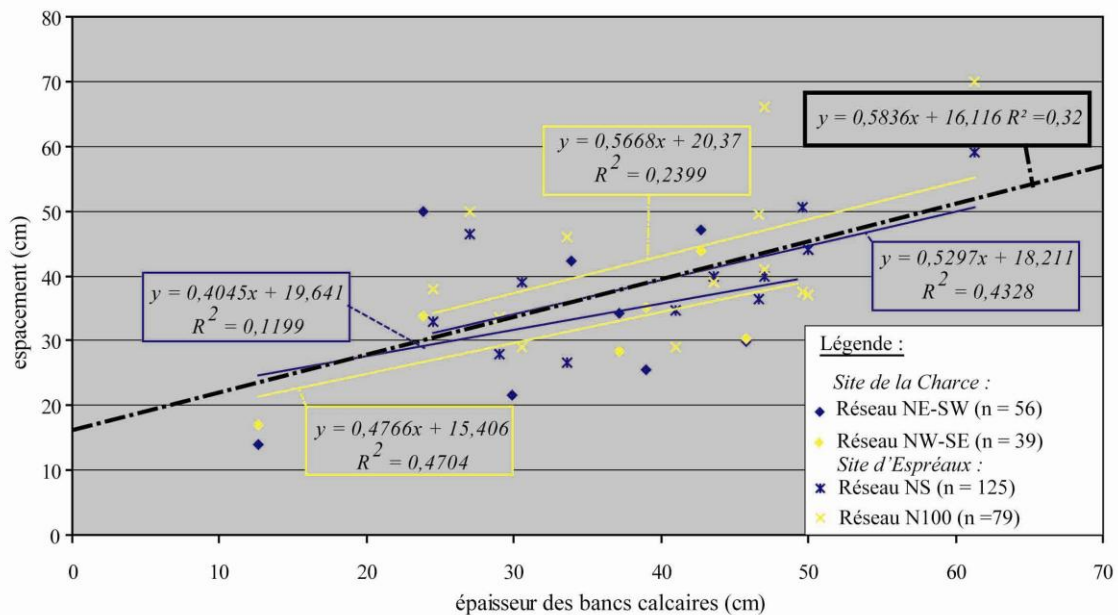


Figure 2. 34. Courbes d'espacements des deux familles de joints en fonction des épaisseurs des bancs calcaires sur les sites d'Espréaux et de la Charce. Chaque point correspond à une valeur moyenne de plusieurs espacements des joints d'une même famille mesurés sur un banc ; n est le nombre d'espacement total mesuré.

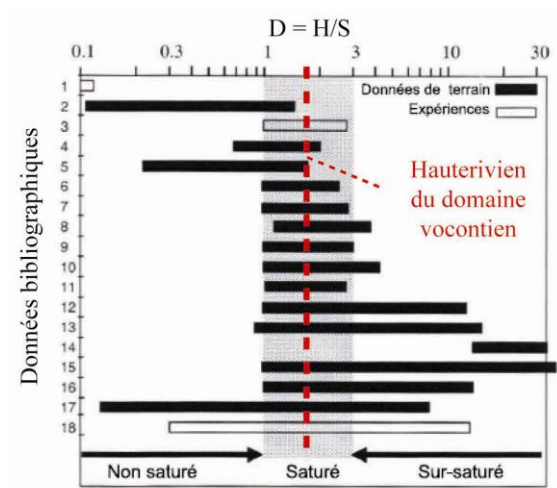


Figure 2. 35. Comparaison de notre indice de fracturation avec les données bibliographiques. D : Indice de fracturation ($D = \text{Epaisseur de la couche}/\text{Espacement des fractures}$). D'après une compilation bibliographique établie par Jorand (2004).

Nous n'avons pas étudié en détail la propagation des joints dans les bancs argileux. Toutefois, on peut noter que certains joints se propagent légèrement dans les bancs argileux avec des changements de pendage (Figure 2. 36) ou des dédoublements. Une grande majorité des joints ne traversent pas l'ensemble des bancs argileux.

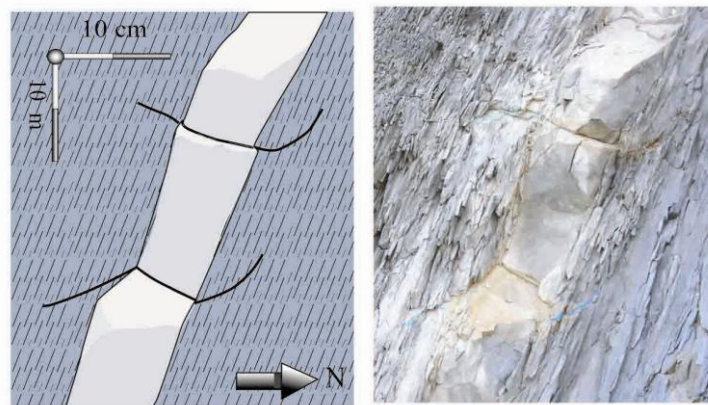


Figure 2. 36. Joints dans un banc calcaire (site de la Charce). Les joints se propagent dans les niveaux argileux avec un changement de pendage.

II.3.2. Les fractures issues d'épisodes compressifs

Sur différents sites, nous avons aussi observé des structures formées par des régimes compressifs. Ce sont des décrochements (Espréaux, Trescléoux), des plans stylolitiques (Espréaux et la Charce) et des failles inverses (Vogüé) (Figure 2. 37).

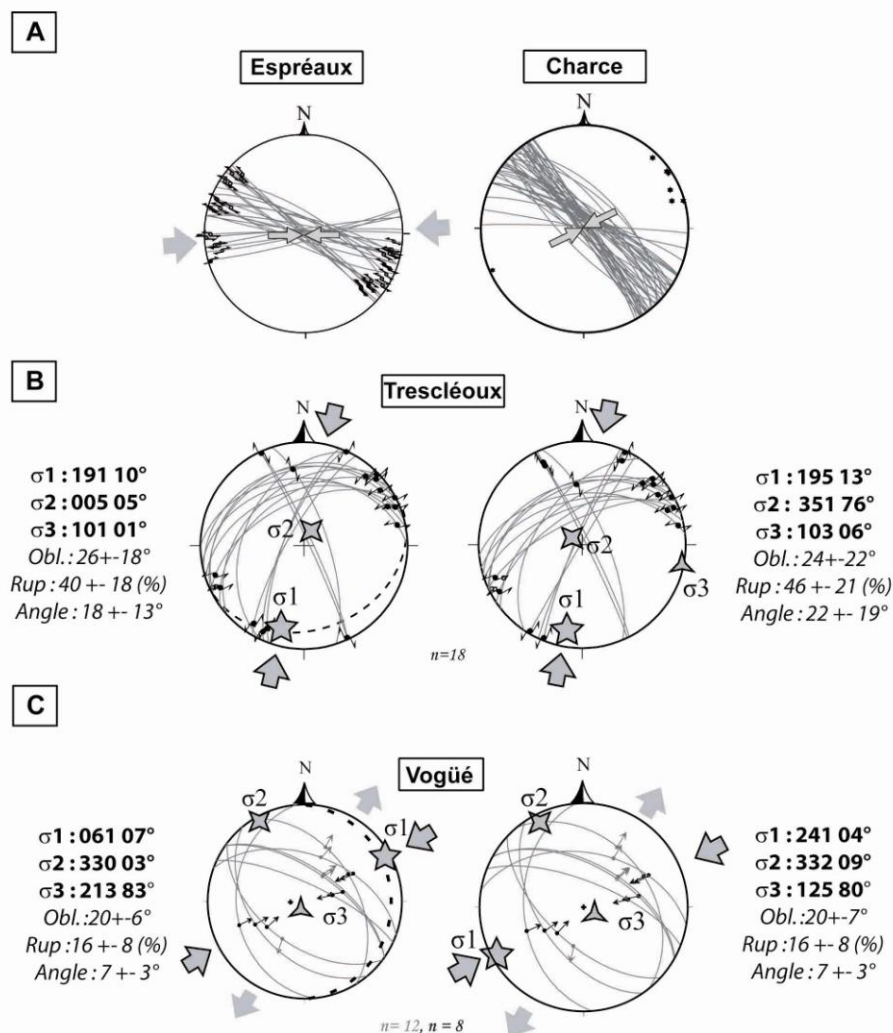


Figure 2. 37. Les phases compressives observées sur différents sites. Les stéréogrammes sont en projection hémisphère inférieur. Les courbes en trait plein représentent les plans de failles et les courbes en pointillés les stratifications. A : Compressions supposées sur les sites de l’Hauterivien, les petites flèches grises indiquent une direction de compression responsable de stylolites tectoniques. B et C : Analyse des plans de failles striés résultant de compression. Les stéréogrammes des plans striés et les résultats des inversions basculées et débasculées sont présentés respectivement à gauche et à droite pour chaque site. Les stéréogrammes sont en projection hémisphère inférieur (canevas de Schmidt). Les courbes en trait plein représentent les plans de failles et les courbes épaisses en pointillés, les stratifications. Les stries sont indiquées par des flèches noires sur les stéréogrammes. σ_1 , σ_2 et σ_3 sont respectivement les contraintes principales maximale, intermédiaire et minimale. Leurs directions et leurs pendages sont représentés sur les stéréogrammes et sont indiqués. Les flèches grises représentent les directions de compression ou d’extension. *Obl.* indique l’obliquité du tenseur par rapport à un tenseur d’Anderson. Le *Rup* et l’*Angle* sont des coefficients qui indiquent l’erreur moyenne entre le tenseur calculé et chacun des plans striés.

Sur les sites de la Charce, d’Espréaux et de Vogüé, ces structures indiquent une phase de compression de direction NE-SW à E-W qui est anté-basculément sur les sites de l’Hauterivien. Sur le site d’Espréaux, cette compression conduit à des réactivations de joints favorablement orientés en décrochements senestre et dextre qui décalent les failles normales (*cf. III.1, article I*) et à la mise en place de stylolites tectoniques (à distinguer des stylolites

stratiformes de compaction) perpendiculaire à la stratification (Espréaux et la Charce) (Figure 2. 37.A). Une densification des plans stylolitiques dans le cadran compressif des décrochements atteste que ces structures sont contemporaines. Sur les sites de la Charce, la phase de compression entraîne une stylolitisation de la famille de joints NE-SW (Figure 2. 37.A et 38). Sur le site de Vogüé, une direction similaire de compression s'exprime par des failles présentant une composante inverse. La présence de deux familles de stries sur quelques plans et les géométries de ces failles indiquent que celles-ci sont soit des failles normales réactivées en inverses avec une composante senestre soit des failles néoformées inverses (Figure 2. 37.C). Cette phase est probablement associée à la compression régionale alpine au Miocène puisque d'une part les directions sont similaires sur les trois sites et d'autre part, sur les sites d'Espréaux et de Vogüé, les compressions sont clairement postérieures aux failles normales (Oligocène).

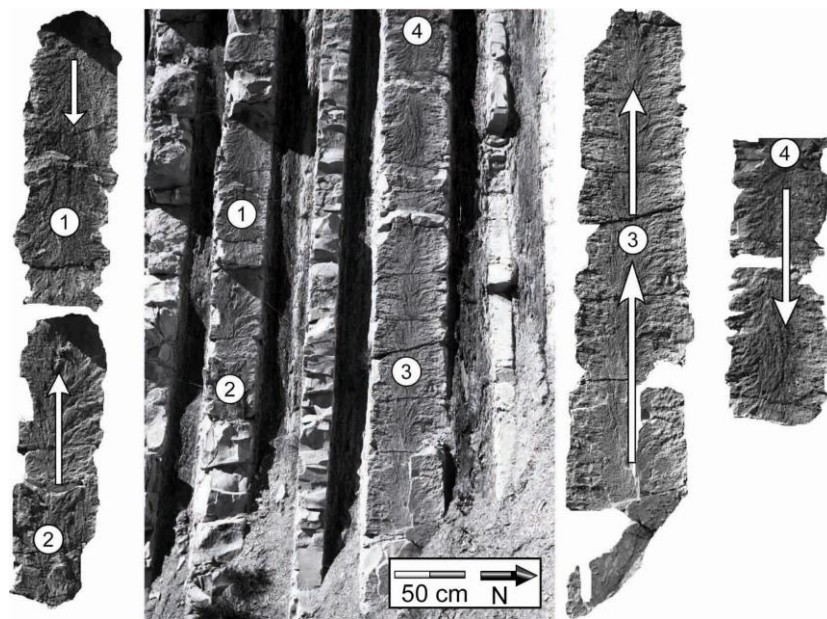


Figure 2. 38. Stylolitisation de joints (site de la Charce). 1, 2, 3 et 4 sont des surfaces de joints réactivés en plans stylolitiques. La stylolitisation met en relief les plumoses. Les flèches indiquent le sens de croissance des joints.

Le calendrier tectonique du site de Trescléoux est plus problématique. L'analyse des stries décrochantes observées sur le site de Trescléoux indique une direction de compression N-S. Cette direction est plutôt compatible avec la compression pyrénéenne anté-Oligocène. En revanche, la direction d'extension est compatible avec la phase Oligocène comme sur les sites de l'Hauterivien et de Flaviac mais les failles normales sont réactivées en décrochements par la compression.

Sur le site de Vogüé, les failles à composante inverse sont localisées dans la partie Sud de l’affleurement. Le long de l’affleurement, du Sud au Nord, les évidences de cette inversion diminuent. Dans notre étude, les failles normales analysées sont situées à l’extrémité Nord de l’affleurement et ne présentent pas d’évidence de réactivation inverse. Sur le site d’Espréaux, les décalages des failles normales par les décrochements sont faibles (centimétriques à décimétriques) et ne modifient pas fortement les géométries des failles. Sur le site d’Espréaux, et de Trescléoux, certaines failles normales présentent localement des évidences de réactivation en décrochement. Le mouvement occasionné présente une composante majoritairement horizontale et ne modifie pas fortement les valeurs de déplacement. De plus sur ces deux sites, on retrouve des marqueurs de cinématiques de failles normales sur toute la longueur des failles ce qui indique que l’ensemble de la faille résulte d’une propagation en faille normale.

II.4. Les failles subhorizontales dans les argiles (CHF)

Dans les argiles, des failles subparallèles à la stratification (CHF) ont été observées sur les sites de l’Hauterivien (La Charce, Espréaux et Rosans), de Trescléoux et de St-Didier. Ces CHF sont striées et surlignées par une fine couche de calcite (millimétrique). La Figure 2. 39 montre que les pendages de ces structures sont très faibles ($< 10^\circ$). Les CHF n’affectent jamais chacun des bancs argileux d’un site mais existent dans quelques bancs, aussi bien à proximité que loin des failles normales (*i.e.* au-dessus ou en dessous dans la pile sédimentaire). Excepté lorsque les CHF butent contre une faille normale dans les argiles, ces failles affectent les bancs sur la totalité de l’affleurement et sont donc très longues (> 20 m). Les recoupements entre les CHF et les failles sont discutés dans les articles I et II. Dans la partie III.4 de ce chapitre, nous discutons aussi de l’influence des CHF sur l’architecture des failles normales.

Suivant les sites, les stries des CHF s’organisent en une ou deux familles (Figure 2. 40). Sur tous les sites, une famille de stries présente une direction compatible avec la direction d’extension responsable des failles normales. Cette concordance suggère que les CHF se forment en extension durant la même phase tectonique que les failles normales. Par conséquent, sur tous les sites, les CHF se forment en contexte tabulaire comme les failles normales. Nous notons que de telles structures ont aussi été décrites à des échelles métriques à pluri-hectométriques (Benedicto et al., 1996; Seranne et al., 1995; Gross et al., 1997; Wibberley et al., 2007; Jackson et al., 2006; Smart et al., 2009). A l’échelle métrique, ces

structures sont généralement interprétées comme formées durant ou après le plissement (contrairement à nos observations). Gross et al. (1997) et Wibberley et al. (2007) décrivent toutefois des recouvrements complexes entre des failles normales et ces failles subhorizontales qui indiquent probablement des mouvements synchrones comme sur nos sites. Sur les sites de Trescléoux et de l'Hauterivien, nous avons également relevé une deuxième famille de stries. Les directions de celles-ci sont plutôt compatibles avec les directions de compression.

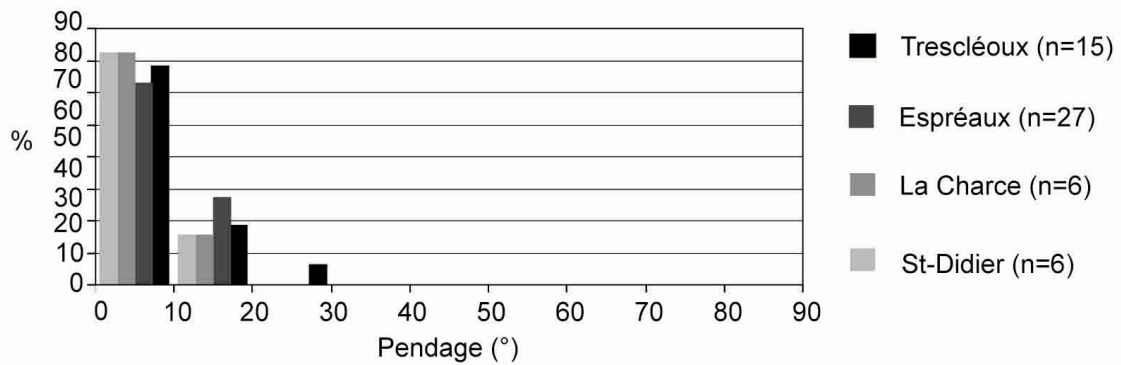


Figure 2. 39. Histogramme de répartition des pendages des failles subhorizontales.

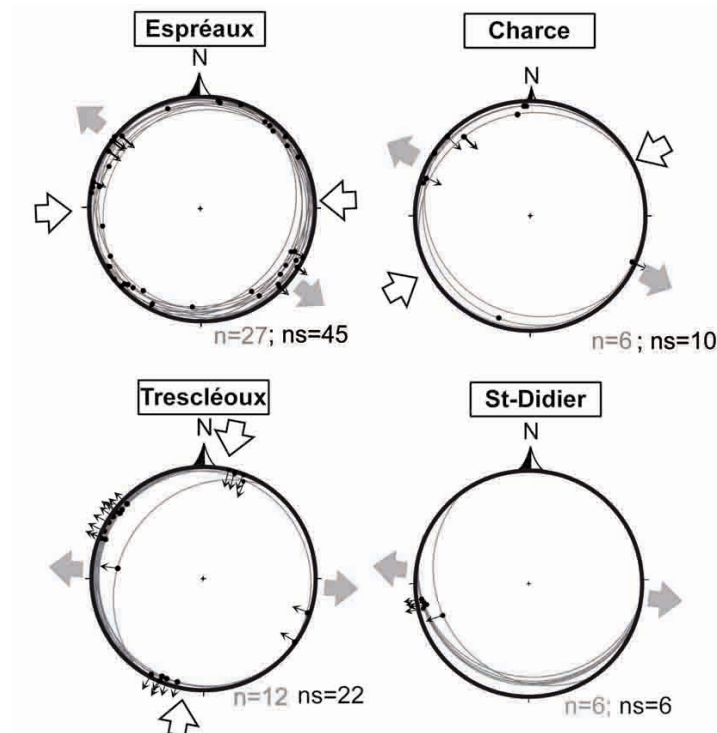


Figure 2. 40. Stéréogrammes débasculés des CHF. Les stéréogrammes sont en projection hémisphère inférieur. Les courbes grises représentent les plans de CHF, n est le nombre de plan mesuré. Les stries sont indiquées par des points ou des flèches pour des glissements respectivement sans ou avec critères de cisaillement, ns est le nombre de stries. Les flèches grises et blanches indiquent les directions de divergence et de convergence respectivement responsables de la formation des failles normales et des compressions tardives. Notez les bonnes concordances entre les familles de stries et les directions de divergence et de convergence.

III. Architecture des failles

Nous avons étudié les caractéristiques architecturales des failles dans les systèmes multicouches, les paramètres qui contrôlent cette architecture et notamment le rôle des variations de la lithologie, les interactions avec les autres fractures et l'évolution de ces paramètres au cours de l'accumulation de la déformation. Dans la partie III.1, nous présentons sous forme d'un article, l'étude complète qui a été menée sur les sites de l'Hauterivien. Une partie de cet article traite aussi de la distribution des déplacements (partie développée dans le chapitre 3). Ensuite, nous complétons deux points majeurs de l'article I en y ajoutant parfois les données d'autres sites, à savoir l'épaisseur des zones de failles dans les calcaires et la réfraction des failles dans les systèmes multicouches. Enfin, nous développons un troisième point non abordé dans l'article. Celui-ci traite de l'architecture des failles restreintes par des CHF.

III.1. Cas d'étude des sites de l'Hauterivien: Article I

Architecture and growth of normal fault zones in multilayer systems: a 3D field analysis in the South-Eastern Basin, France

V. Roche^{1-2*}, **C. Homberg**¹ and **M. Rocher**²

1: UPMC, Univ. Paris 06, ISTEP, UMR 7193, 4 place Jussieu 75252 Paris Cedex 05, France.

2: IRSN (Institut de Radioprotection et de Sûreté Nucléaire), DSU/SSIAD/BERIS, B.P.17, 92262 Fontenay-aux-Roses Cedex, France.

* Corresponding Author: vincent.roche@irsn.fr, fax: +33 (0) 1 58 35 77 27

Abstract

3D field data on mesoscale normal faults were collected to examine the geometries and growth of faults in multilayer systems. Observation and analysis of the fractures include the collection of geometric attributes, detailed mapping in cross-sections and plan views, and the construction of individual and cumulative displacement profiles. Fault zone growth is consistent with a ‘coherent model’ and is strongly influenced by the multilayer system. In the limestone layers, faults grew in several steps, including opening and frictional sliding on 80° dipping segments. Faulting in clay layers was in the form of 40° dipping faults and sub-horizontal faults, the latter being mostly early features developed under the same extensional regime as normal faults and disturbing the fault architecture. The fault zone thickness increases with the limestone thickness and the presence of sub-horizontal faults in clay beds. Numerous connections occur in clay units. The moderate (≈ 0.08) and low (< 0.03) mean displacement gradients in clays and in limestones respectively indicate that the vertical propagation of the fault is discouraged in clay layers. Analysis of displacement along the fault strike indicates that a 0.08 displacement gradient is also associated with the horizontal propagation of fault segments in limestones. The fault zones are much longer than expected. It is associated with ‘flat topped’ displacement profiles along some fault segments and connection between segments to form complex fault zones.

Keywords:

Fault growth, 3D fault architecture, multilayer system, normal fault zone, clay sub-horizontal fault, displacement profile

1. Introduction

In anisotropic multilayer systems, fractures are commonly restricted to competent layers like limestones or sandstones (Nicol et al., 1996; Gross et al., 1997; Wilkins and Gross, 2002; Soliva and Benedicto, 2005), but faulting into adjacent clay layers also occurs at various scales, depending on parameters such as the thickness of the clay layer, its rheological properties, and fault displacement. Thus faults can crosscut a multilayer sedimentary system and often form complex deformation zones referred to as fault zones. Fault zones include several fault segments that may or may not connect (Segall and Pollard, 1980; Peacock and Sanderson, 1991; Cartwright et al., 1995; Childs et al., 1996, Crider and Pollard 1998; Peacock 2002; Walsh et al., 2003) and secondary fractures related to the damage zone (McGrath and Davison, 1995; Kim et al., 2004).

The Callovian–Oxfordian indurated clay formation, sandwiched by two limestone units, is currently being studied in Eastern France as a potential site for deep geological disposal of long-lived intermediate and high-level radioactive waste. The safety of such a repository is partly based on the capacity of the clays to retard the propagation of tectonic fractures from the enclosing limestone formations which could act as conduits for the migration of radioactive solute to the biosphere. Because the resolution of geophysical survey methods (e.g. seismic reflection) is not high enough to identify faults with small throws in clays, faults must be studied in outcrops. Understanding how a fault zone grows in multilayer systems is thus of concern in the domain of nuclear waste disposal. Such knowledge and tools could also assist reservoir exploration and improve our understanding of strain localization in heterogeneous rocks.

Numerous studies have investigated fault growth and concluded that the heterogeneity of a multilayer sedimentary system partially controls the fault zone characteristics. For instance, fault dips commonly change with lithology (Mandl, 1988; Ferrill and Morris, 2003; Schöpfer et al., 2007) and linkages may occur preferentially within layers or at layer interfaces (Peacock and Zhang, 1993; Childs et al., 1996; Mansfield and Cartwright, 1996). The geometry (fault orientation and segmentation) and kinematics (displacement profiles) of natural fault zones are generally derived from 2-D observations, either in cross-sections or in map views. Such studies are essential to understanding the processes that govern fault geometries and growth such as fault interaction and linkage, joint reactivation, fault restriction by lithological barriers, and heterogeneity in the stress field (Segall and Pollard, 1980; Muraoka and Kamata, 1983; Petit and Mattauer, 1995; Wilkins et al., 2001; Soliva and

Benedicto, 2005). However, fault growth is a 3D process. Walsh et al. (2003) discussed the bias caused by the 2D nature of most observations and models, and concluded that 2D observations are not conducive to establishing a fault growth model. Some studies focus on this topic using seismic data (Mansfield and Cartwright, 1996; Kattenhorn and Pollard, 2001), analog and numerical models (Willemse et al., 1996; Marchal et al., 2003;) and outcrop observations (Kristensen et al., 2008).

In this paper we present detailed field data from four mesoscale normal fault zones cutting through clay and limestone beds that are several tens of centimetres thick. The outcrops studied are ‘stepped’ line samples which are neither bedding normal nor bedding parallel. Where necessary in the text it is clearly stated that fault geometries and displacements are sampled normal and parallel to bedding. The faults have a small amount of slip (a few decimetres) and thus provide information about the early stages of fault development. The fault zone architecture and the displacement profiles obtained from these examples are used to discuss the parameters governing fault growth in multilayer systems.

2. Geological setting and data acquisition

Two outcrops are studied in the Mesozoic South-Eastern French Basin, near the villages of Charce and Espreaux (in the Drôme and Hautes-Alpes departments, respectively). The outcrops are alternating layers of Hauterivian limestone (mudstone) and clay (52% carbonate) (Fig. 1). The limestone and clay layers are 20–60 cm and 10–80 cm thick, respectively. The layers trend N063°E 63°S in Charce and N166°E 66°E in Espreaux. These sequences dip steeply due to shortening which commenced in the Late Cretaceous (Flandrin, 1966). Differential erosion of the limestone and clay layers has produced a ‘staircase’ morphology of the exposures, *i.e.* vertical cross-sections of clay-limestone doublet exposures alternate with exposures of the top of limestone layers (Fig. 1). This morphology makes it possible to continuously sample the fault geometries and displacements, both vertically (Figs. 2, 4, and 6) and parallel to the fault strike (Figs. 3, 5, and 7), therefore giving some degree of access to the 3D geometry of the fault zones.

The outcrops are cut by three mesoscale normal fault zones (one in Charce and two in Espreaux). We refer to these as the Charce fault zone, and the Espreaux A and Espreaux B fault zones. They comprise several, often sub-parallel faults (slip surfaces) whose shear displacement is indicated by the offset of bed boundaries and/or by slip indicators (*i.e.* slickenside striations). The faults commonly exhibit many geometrical complexities related to

their 3D nature. In this paper and following Peacock et al. (2000), a fault segment refers to a finite slip surface (with possible inflections) either with isolated tips or with tips that connect to another surface. In the volume adjacent to fault segments, we also recognized small fractures without any visible displacement within clays, named associated fractures. In addition, numerous small-scale normal faults located were identified. We also observed sub-horizontal faults in clays (CHF) and strike-slip faults. Joints forming several dense sets within limestones were also observed.

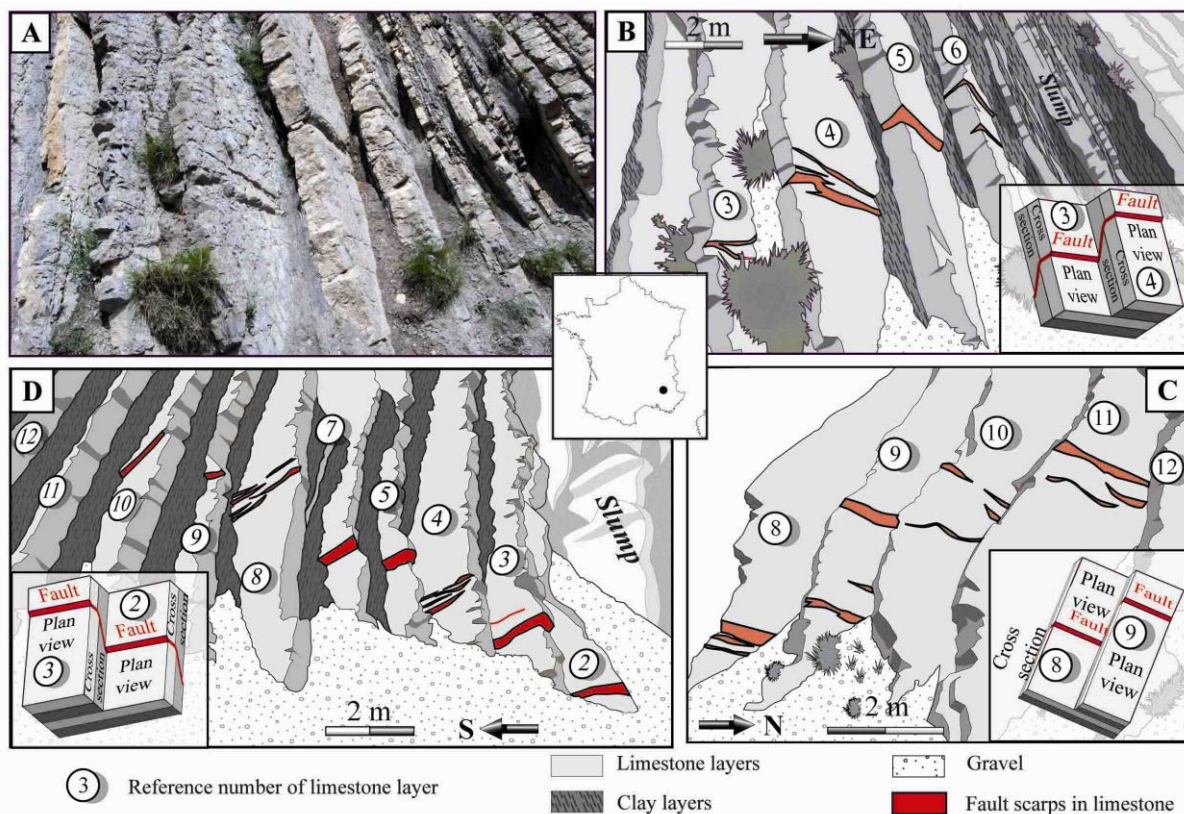


Fig. 1. General view of the three normal fault zones cutting through the Hauterivian clay/limestone multilayer system of the South-Eastern Basin, France. A: Photograph of fault zone A in Espreaux. B, C, and D: Photo-interpretations of fault zone A in Espreaux, fault zone B in Espreaux and fault zone in Charce. Block diagrams show how the fault zones are successively exposed in clay-limestone doublet cross-sections and on the top of the limestone beds (plan view). Numbers refer to limestone layers.

Observations and measurements of the outcrops include (1) detailed mapping as well as systematic measurement [i.e. strikes, dips and slip vectors (where visible)] of the fault segments and other fractures along the vertical cross-sections (CS) and along the top of the limestone units (referred to as plan views, PV); (2) collection of displacement data on each fault segment; (3) collection of data describing the spatial arrangement of the faults zones, *i.e.* horizontal path length (HPL) or the fault zone thickness (FT) (see section 4), and (4) measurement of clay and limestone layer thicknesses. Along each fault zone, the trace of the

faults and fractures was mapped on scaled CS (Figs. 2, 4, and 6) and PV photographs (Figs. 3, 5, and 7). Fault zone data are also presented in stereographic projections (Fig. 8) in which we distinguish data from clays and data from limestones. Data on joints, strike-slips and CHF's are plotted in separate stereonet diagrams. We also undertook a statistical analysis of the joint set spacing using both PV and CS observations.

For each fault segment, the separations on limestone bed boundaries were measured normal to the bed. These measurements are considered to be equivalent to fault throw at the time of faulting and prior to bed tilting (see below). The fault throws were sampled in PV, along the fault segment traces. These data were used to construct bed-normal and strike-parallel displacement profiles for each fault segment (Figs. 3, 5, and 7) which were used to discuss the vertical and horizontal components of fault propagation. We also calculated the cumulative CS and PV displacement profiles for the fault zone by summing the throws of each individual fault segment. By adding end to end the CS and PV cumulative displacement profiles, we show in figure 12 how the cumulative displacement varies vertically and laterally along each fault zone. Given that the observations were made by the naked eye and measurements were made using a ruler, the throw uncertainty is close to ± 0.5 cm.

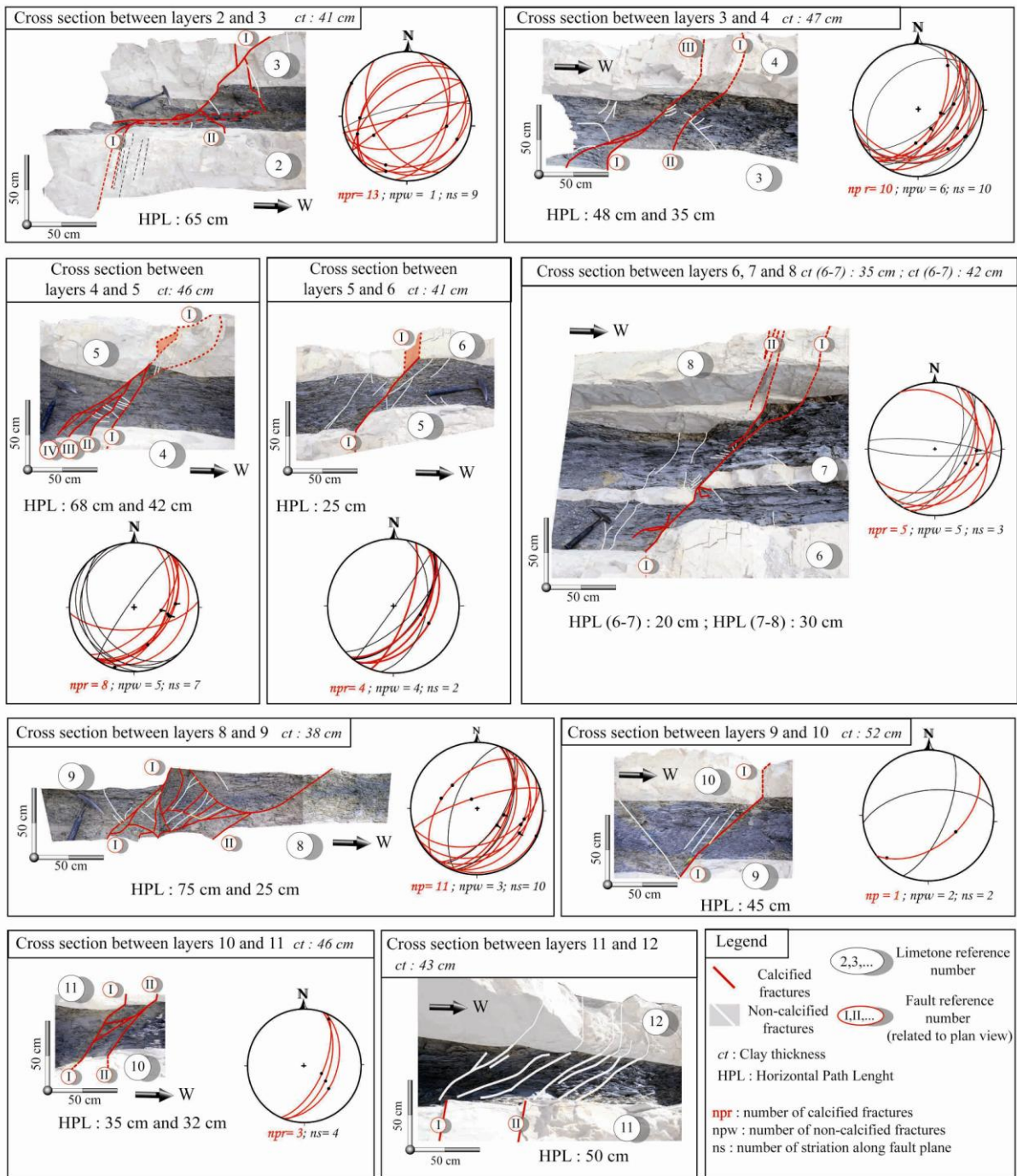


Fig. 2. Back-titled cross-section data of the Charce fault zone. Fractures associated with the fault zone are mapped in each clay-limestone doublet cross-section. Their orientations are shown in stereographic projection (equal-area lower hemisphere): fracture planes as solid great circles and slip vectors for faults as dots. The fault zone path length (see main text) and the clay thicknesses are indicated. See Fig. 1 for limestone reference numbers.

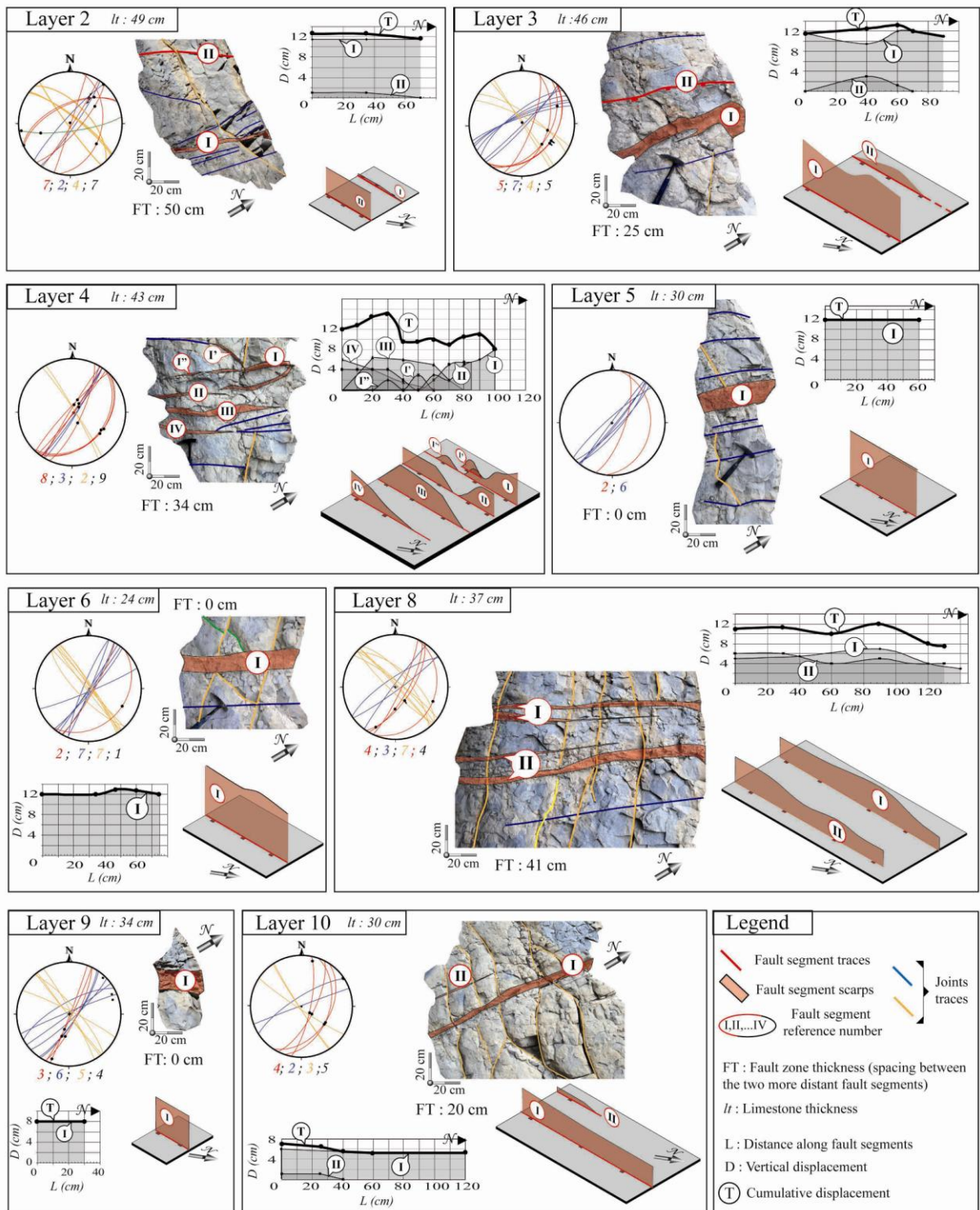


Fig. 3. Back-tilted plan view data of the Charce fault zone. Fractures associated with the fault zone are mapped on the top of each limestone unit, as well as secondary fractures. Their orientations are shown in stereographic projection (amount for each data type indicated). Graphs illustrate the displacement profiles on each fault segment (thin lines) also shown in a 3D perspective representation, as well as the calculated cumulative displacement (thick line). Reference numbers of faults and limestone layers are the same as in Fig. 2. The fault zone thickness (see main text) and the limestone thickness are indicated. Same legend as in Fig. 2.

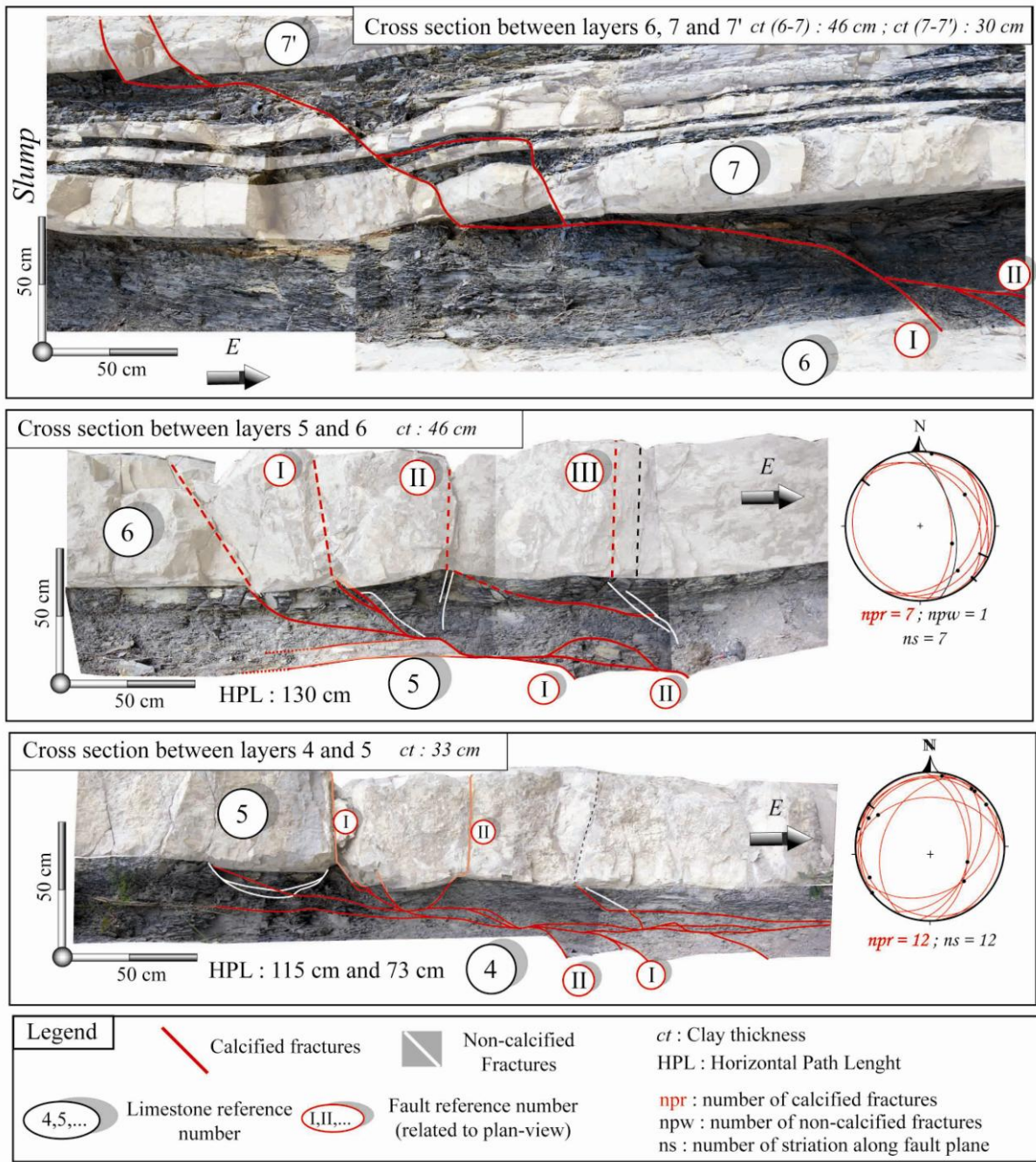


Fig. 4. Back-titled cross-section data of the Espreaux A fault zone. Same legend as in Fig. 2.

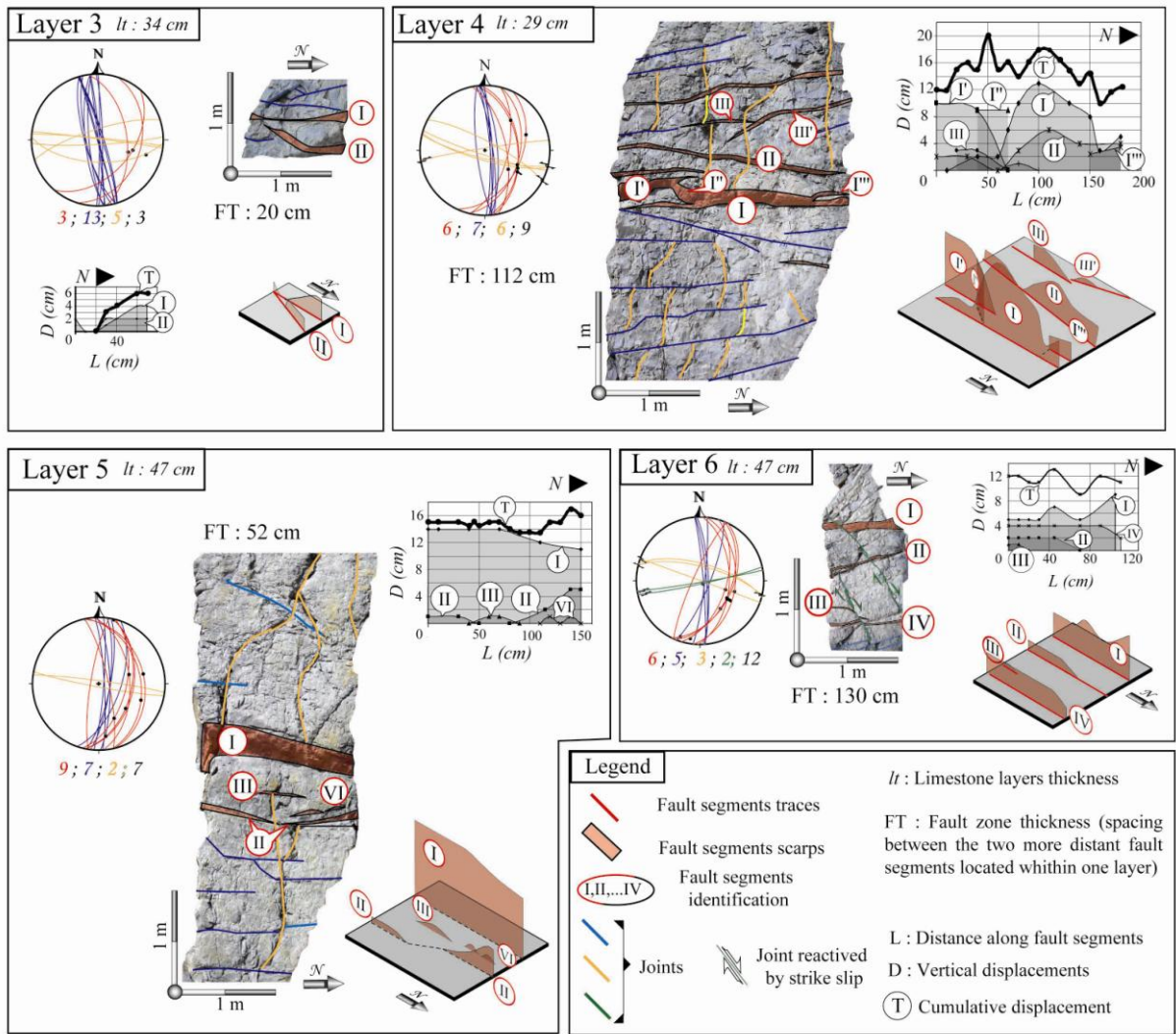


Fig. 5. Back-tilted plan view data of the Espreaux A fault zone. Same legend as in Fig. 3. Reference numbers of faults and limestones are the same as in Fig. 4.

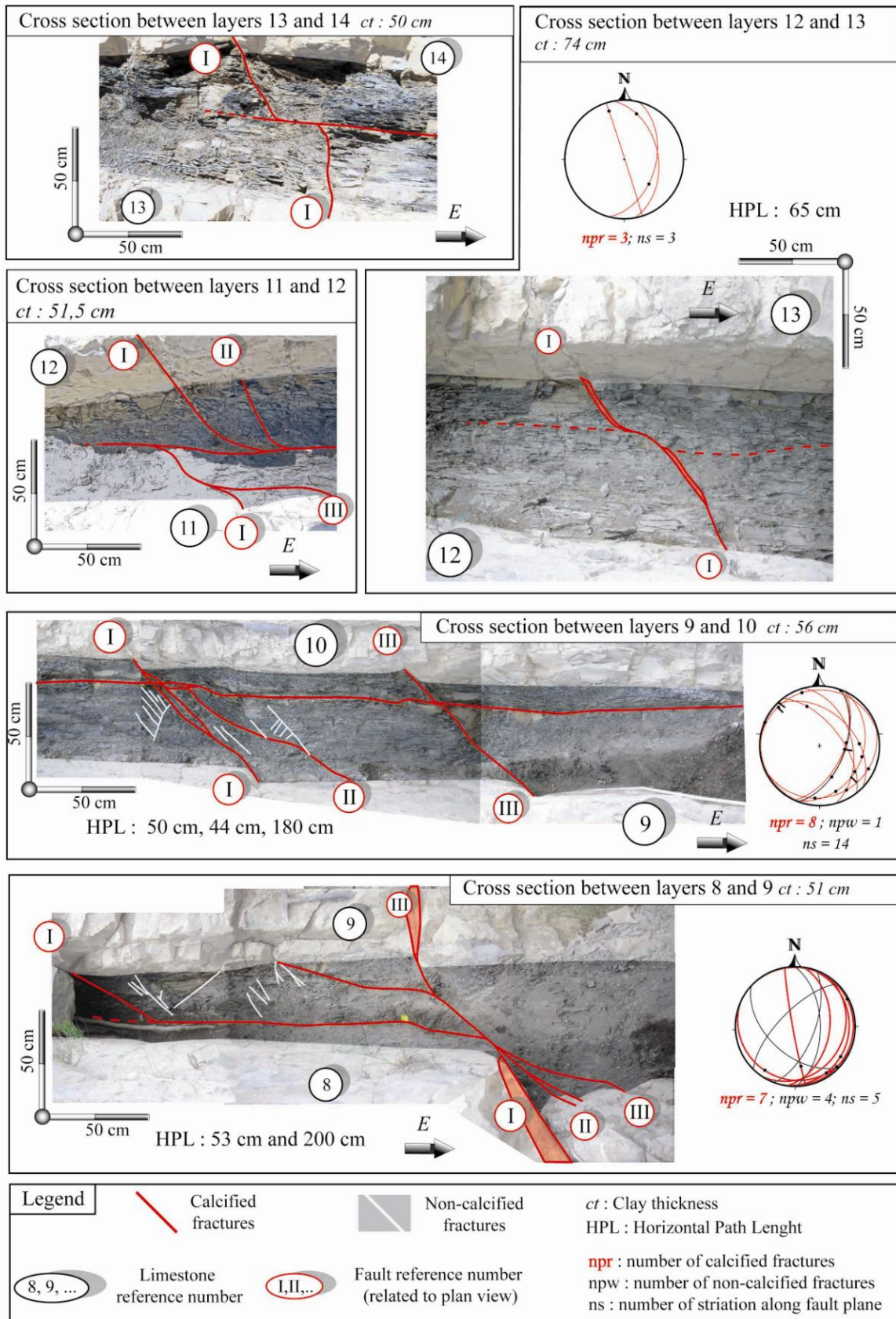


Fig. 6. Back-titled cross-section data of the Espreaux B fault zone. Same legend as in Fig. 2.

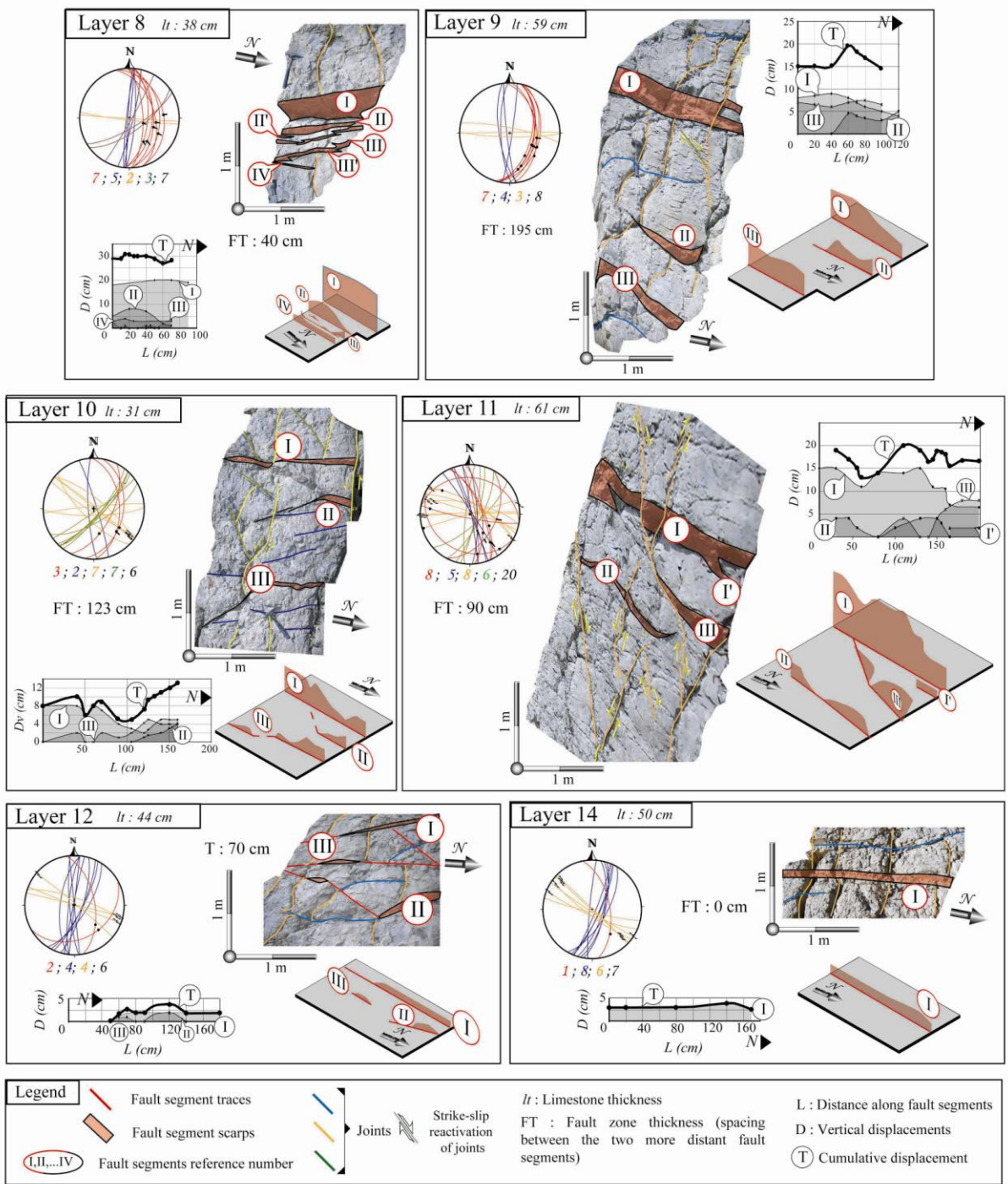
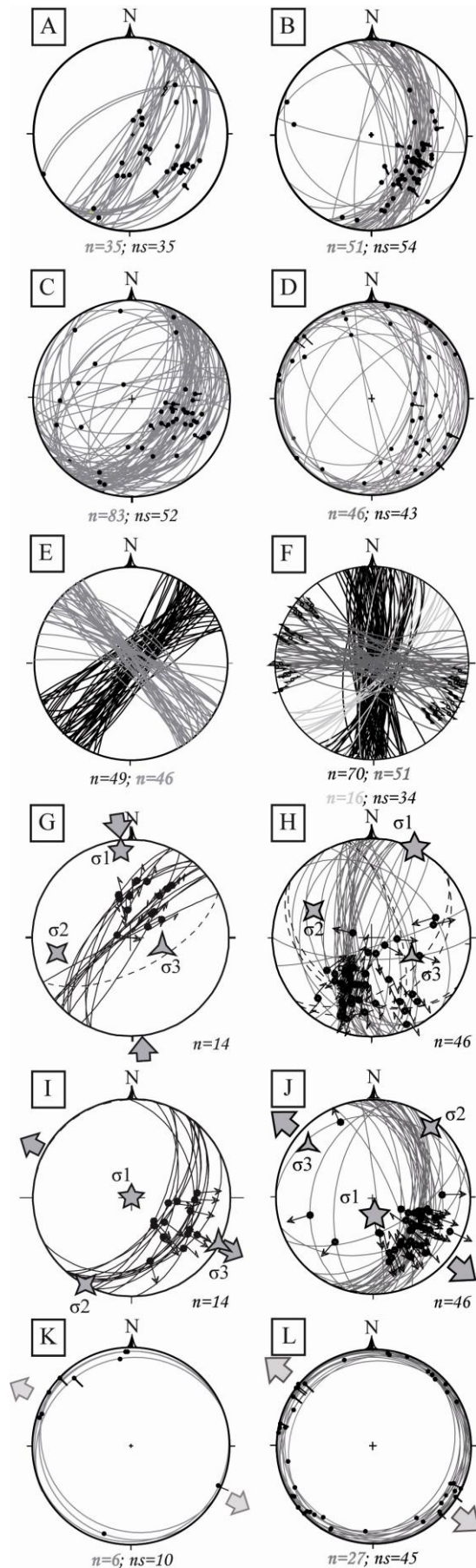


Fig. 7. Back-tilted plan view data of the Espreaux B fault zone. Same legend as in Fig. 3. Reference numbers of faults and limestones are the same as in Fig. 6.

When observed after having removed the bed tilting, the fault segments exhibit refractions as a function of lithology (Figs. 2, 4, and 6) similar to those typically observed along normal faults cutting multilayer systems. Because these fault zones are now identified in strongly dipping strata, we calculated their original attitude by restoring bedding to the horizontal. The state of stress under which the segments and the additional normal faults slipped was also calculated using the software of Angelier (1990). This method is based upon the hypothesis that faults slip in the direction of the resolved shear traction (Wallace, 1951; Bott, 1959). This assumption allows the orientations of the three principal stresses, σ_1 , σ_2 and σ_3 to be estimated ($\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$, compression positive). In Espreaux, both studied fault zones are located on the eastern limb of a ~N–S anticline and additional normal faults also cut the western limb (not shown in the figures). Thus for this site the stress inversion across the fold provides a conclusive test for the age of faulting relative to folding (compare H and J, Fig. 8). After back-tilting, the faults exhibit typical normal fault set attributes (*i.e.* high dips, dip slips both on synthetic faults and the few conjugate faults) and the calculated maximum principal stress (σ_1) is nearly vertical (Fig. 8J), indicating that fault slippage preceded bed tilting. The same conclusion is reached for the Charce fault zone (Fig. 8G,I), although the fold test is less constrained in this case because fault data were collected from a single fold limb.

The absolute age of faulting cannot be determined from our data. The directions of minimum principal stress (σ_3) trend N106°E and N129°E in Charce and Espreaux, respectively (Fig. 8I,J). The similarity may indicate that the normal fault zones result from the same tectonic event. This orientation is close to that associated with the Oligocene rifting, which affected the European platform before the Late Mesozoic to Cenozoic inversion and its associated folding (*e.g.*, Bergerat, 1987). The normal faults studied may have formed before the Oligocene, but whatever their exact age they are not very early structures because they affect slumps. The chronology of the other fractures will be discussed in the next section on the basis of geometrical relations. Because all fractures formed before tilting, they are presented in the next sections and in the figures after restoration of their original attitudes and thus after back-tilting. We also include data from a fourth normal fault zone cropping out near Rosans (Hautes-Alpes). This fault zone affects the same Hauterivian sequence and the maximum offset is close to 3 cm. The detailed geometry of this normal fault will not be presented in detail.

Fig. 8. Stereographic projection of the Charce (A, C, E, G, I and K, right column) and Espreaux (B, D, F, H, J and L, left column) fractures. A and B: normal fault zone segments in limestones. C and D: fractures in clay layers. E and F: joints (black, light and very light grey for the two sets) and strike-slip faults in limestones. G, H, I and J: calculated stress state using faults in their present-day (G and H) and back-tilted attitudes (I and J). Data includes segments of the main fault zone as well as additional normal faults (striae without clear direction excluded). K and L: sub-horizontal fault in clays (CHF). All data, except in G and H, are shown in their back-tilted attitudes (lower hemisphere, equal area projection). Note that the trend of several striae in CHF is similar to the minimal principal stress inferred from inversion of fault slip data. Fault planes are solid great circles and bedding is the dashed great circle. Slickenside lineations are dots in A, B, C and F with small lines in A, B, C and small arrows in D and E (divergent, convergent, and double for normal reverse, and strike-slip motion respectively) when direction of movement was determined. The calculated maximum (σ_1), intermediate (σ_2), and minimum (σ_3) stresses are stars with 5, 4, and 3 branches. Convergent and divergent grey arrows point in the direction of the calculated compression and extension in G, H, I and J; the directions of extension calculated in I and J are also reported in K and L respectively. n indicates the amount of data and ns stands for the number of striae.



3. Fracture types and fracture orientations within the multilayer systems

3.1. Normal fault zones

The Charce, Espreaux A and Espreaux B fault zones have maximum throws of 15 cm, 20 cm, and 31 cm, respectively. Strike-parallel and bed-normal outcropping lengths range from 5.1 m to 6.7 m and from 3.4 m to 4.8 m. Each fault zone comprises several sub-parallel fault segments filled with calcite, which is usually very thick in the limestone layers and thinner in the clay layers. Fault surface striations are generally well preserved in limestone units and are sometimes visible in clays. Except near linkage areas the fault segments have a near-constant strike, N035°E and N010°E on average in Charce and Espreaux, respectively (Fig. 8A,B). By contrast, large dip variations are observed. In the limestone units, the dip distribution of the normal faults exhibits two major peaks (Fig. 9A): the first equals 80°, a value close to that of joints (see below); the second ranges between 30° and 50° and corresponds to the fault attitude at the clay/limestone contact (Figs. 2, 4, and 6). In the clay layers, fault segments have much lower dips than in the limestone layers with mean values of 30° to 50° (Fig. 9C). Thus the three fault zones studied exhibit high refraction as a function of the lithology. The associated fractures observed within clays and very close to fault segments are non-calcified and may be locally numerous, especially close to fault segment connections. They display no visible evidence of displacement and are quite variable in orientation. Some of them are sub-parallel or sub-conjugate to the fault segments; others strike parallel to joints. These variations may indicate complex local movements related to local accommodation.

3.2 Sub-horizontal faults in clays

In both outcrops we identify faults that are almost parallel to bedding and located within some of the clay layers. They are referred to here as clay sub-horizontal faults (CHF). CHF have dip values within about 10° of the dip of the bed and are filled by thin calcite. Although accurate determination is difficult for such low dipping planes, data suggests a degree of variation in the fault strike (Fig. 8K,L). CHF extend outside of the normal fault zones in most cases. They are also observed within clay layers that are not affected by the normal fault zones (i.e. the upper or lower layers in the exposed sequence). The CHF may abut fault segments and sometimes seem to be offset by the fault segments by a few centimetres (CS 6-5 in Fig. 4, CS 8-9 and CS 12-13 in Fig. 6). The opposing configuration is also observed (for example CS 13-14 in Fig. 4, fault I in CS 8-9, fault II in CS 9-10 and CS 13-14 in Fig. 6). In other cases the fault segments and the CHF cross-cut without offset (for

example CS 4-5 in Fig. 4, fault I and III in CS 9-10 and CS 13-14 in Fig. 6). These contrasting chronological relationships may suggest that the CHF's slid at the same time as the fault segments. In some cases their presence outside of the fault zones is difficult to constrain (CS 2-3 in Fig. 2 or CS 12-13 in Fig. 6).

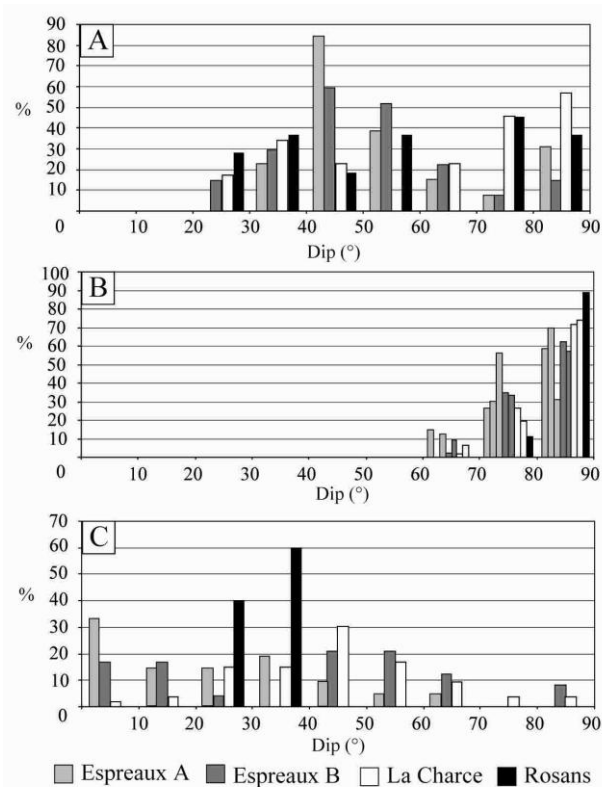


Fig. 9. Frequency histogram of back-tilted dip data. Data from the Espreaux, Charce and Rosans fault zones. A: Fault segments in limestones. B: Joints (all joint sets included) in limestones. C: Fault segments in clays. Faults not associated with the normal fault zones are excluded here.

Two similar striation sets are identified on the CHF's. One of them exhibits a horizontal component of the movement of the top of the clay units in the same direction as that of the hanging wall of the fault zones. The mean direction of these striae is similar to the N106° and N129° orientation of the σ_3 inferred from inversion of slip data from the normal fault zones (Fig. 8K,L). These observations suggest a kinematic relationship between the normal fault zones and CHF's. The CHF's also bear a second set of striae but without any visible sense of movement and trend N-S and NE-SW in Charce and Espreaux, respectively. These slip directions are similar to those of the compressions suggested by strike-slip faulting and by stylolized planes. Whatever the age of this second movement, it may have altered the fault zone architecture (CS 11-12 in Fig. 6), but not significantly because in most cases no large offset of the normal fault segments has been observed.

3.3 Other fractures and relative chronology

The limestone beds are cut by other short fractures not related to the normal displacement on the main fault zones described above. The most numerous fractures are joints, without calcite filling. These joints are almost perpendicular to bedding, suggesting that they formed before bed tilting. On the basis of their strikes before tilting, two joint sets trending NE–SW and NW–SE were identified in Charce (Fig. 8E) and three sets, trending N–S, WNW–ESE and NW–SE, were recognized in Espreaux (Fig. 8F). Thus the Charce NE–SW and Espreaux N–S sets are almost parallel to the fault zones. Other fractures cutting the limestone layers are small-scale normal faults in both areas, strike-slip faults in Espreaux, and stylolized planes in Charce. Given their attitudes, all these features predate tilting. The small-scale normal faults exhibit similar orientations to those of the main fault zones. Sinistral strike-slip faults trend between NW–SE and E–W in Espreaux and a few ENE–WSW dextral faults were also observed (Fig. 8F). No fault slip inversion was performed on them but their orientations suggest that they formed under E–W compression, a direction similar to the shortening that produced folding at this site. The ENE–WSW stylolite teeth in Charce probably result from the same event.

As discussed above, the small-scale faults, the joints, and the stylolites predate folding. The strike-slip faults may offset the segments of the normal fault zones but not by more than a few centimetres (example Fig. 5 layer 6 or Fig. 7 layer 11). These late movements therefore do not alter the overall geometry of the normal fault zones. Moreover, when the fault segments show strike-slip reactivation, the slip occurred in the horizontal direction so that the original throw along the normal fault segment was preserved. No cross-cutting relation was observed between the joints and the mesoscale normal faults. Joints are commonly reactivated or offset by the strike-slip faults and are sometimes stylolitized. Thus the joints are interpreted to be early features. Moreover, the joints do not show significant modification in orientation when approaching the normal fault zones (Figs. 3, 5, and 7). Because stress directions are generally deflected close to fault zones (Petit and Mattauer, 1995; Kattenhorn et al., 2000; Homberg et al., 2004), this suggests that the joints predate faulting, which is often the case in a sequence of brittle deformation (Hancock, 1985).

4. Fault zone spatial arrangement

4.1 *Fault splays and fault connections*

The number of the fault segments varies along the fault zones and the sedimentary multilayer system (Figs. 2-7 and see also Fig. 14 for a synthetic view). Observations on CS indicate that no fault segments abut layer boundaries, including those with displacements of less than 1 cm (Figs. 2, 4, and 6). Close to layer boundaries, the number of fault segments is therefore comparable in clay layers and the adjacent limestone layers. The number of segments may however decrease considerably through the clay layer because several connections occur in CS due to the difference in dip from one fault to another (see for example CS 3-4, 4-5 in Fig. 2; CS 6-7' in Fig. 4). These connections observed on CS present the following characteristics: (i) the fault segment with small displacement predominantly connects on the major fault segment (see for example connection on fault IV in CS 4-5 in Fig. 2 and connection on fault I in CS 5-6 in Fig. 4); (ii) connections occur both in the hanging-wall and in the foot-wall of the major fault segment; (iii) connections occur mainly between closely spaced fault segments. The fault segments may also branch on the CHF so that the fault zone is locally composed of a single CHF (see for examples CS 4-5 in Fig. 4 and CS 8-9 in Fig. 6).

Fault connections were also observed in PV on the top of limestone layers (see for example the connections between fault segments I, I' and I'' in layer 4 of Fig. 5 and the connection between I and I' in layer 11 in Fig. 7). These connections occur through changes in the fault orientation at the very end of one or of both fault segments. In these cases, the two fault segments generally show a decrease in displacement when approaching one another and the cumulative displacement may show a local variation in the overlap zone. These geometric and kinematic attributes are characteristic of relay zones (Peacock and Sanderson, 1991; Cartwright et al., 1995; Crider and Pollard 1998). Such connections may occur in clay layers but could not be observed because no PV of these units are exposed.

4.2 *Fault zone thickness*

As described above, the fault zones include one or more sub-parallel and close spaced fault segments in limestone layers. The fault segments sometimes overlap along a significant horizontal distance and may connect with each other. The fault zone within limestone layers may therefore vary in PV. Its maximum value, measured bed parallel and normal to fault strike, is referred to here as the fault zone thickness (FT). The fault zone thickness is plotted

against the thickness of the limestone layers for the four fault zones studied and with various symbols according to the presence of CHF's (Fig. 10). In each limestone layer, we also carried out a statistical analysis of joint spacing, i.e. normal distance between two joints of the same set (299 spacing measurements on 23 limestone layers). Whatever the outcrop or the joint set, the average spacing of joints is constant in each layer and is directly proportional to the limestone layer thickness (i.e. joint spacing is close to limestone thickness). This joint-normal distance is plotted as a function of limestone thickness in Figure 10 ("2 joints" line). We also calculated the distance between a joint and its second ("3 joints"), third ("four joints") and fourth ("5 joints") nearest neighbours in the array as a function of limestone thickness and plotted the corresponding straight lines in Figure 10.

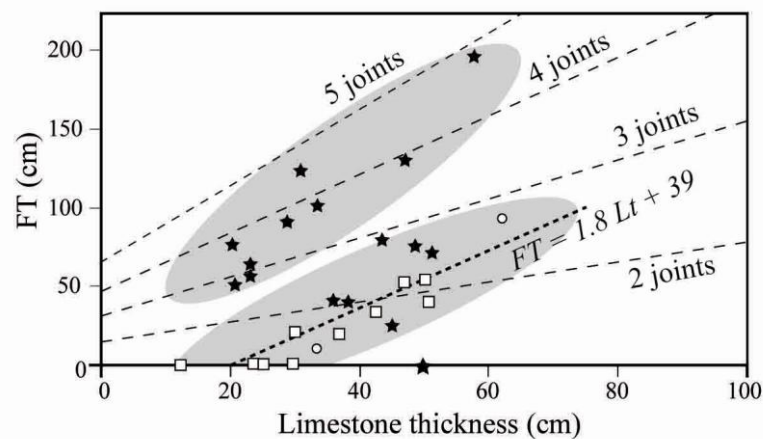


Fig. 10. Fault zone (FT) thickness versus limestone thickness. Data from the Espreaux, Charce and Rosans fault zones. The fault zone thickness is the distance measured bed parallel and normal to fault strike, between the most distant fault segments in one limestone unit. Symbols refer to the presence (black star) or absence (open square) of sub-horizontal faults (CHF's) in the surrounding clay units. Open circles are undefined data. Dashed-lines are the theoretical distances between a joint and its second (3 joints), third (four joints) and fourth (5 joints) nearest neighbours obtained from a statistical analysis of the three exposures studied. Grey shading delimits a subdivision into two groups. See main text for further explanations.

Fault zone thicknesses range from 0 to 2 m. In the absence of CHF's in both the underlying and overlying clay layers, the fault zone thickness increases with the thickness of limestone layer. The fault zone thicknesses are much more scattered when CHF's occur, but it seems that they follow two tendencies. A first group is close to the population without the CHF's and a second group is characterized by much higher values of fault zone thickness. For the latter, the fault zone thickness also increases with the thickness of the limestone layer. These observations indicate that the fault zone thickness depends on the limestone thickness and may increase considerably where CHF's are present in the neighbouring clay units.

The fault zone thicknesses are not comparable to the theoretical spacing between two or more joints, suggesting that the joint spacings do not strongly influence fault zone thickness in the cases studied. This observation may be consistent with the joints post-dating faulting, but accepting that joints pre-date fault zones (see sub-section 3.3), although some fault segments may have reactivated joints, this was generally not the case. It is particularly obvious far away from the clay units with CHF, where some fault zone thicknesses are smaller than the spacing between two joints and where the fault zone includes several sub-parallel segments, which are inferred to have developed between the joints.

As discussed before (see sub-section 4.1), the number of fault segments close to the bed boundaries is the same within limestones and clays. However, due to the lower dips of fault segments as well as to their connections to the CHF, the fault zone is generally thicker in the clay layers (see CS 2-3 in Fig.2). It will be recalled that the fault zone thickness refers here to the bed parallel thickness of the faulted host rock. This definition is appropriate for purposes that entail estimating the maximum lateral extent of faulted clays associated with the faults in neighbouring competent layers. For other purposes, it would be more relevant to examine the fault thickness in a direction perpendicular to the mean fault plane. Due to the numerous fault segment connections in clay units, that value is generally smaller in the centre of the clay layers than in limestones. However, in some places, associated fractures may be very numerous in clay layers and so locally increase the fault zone thickness.

4.3. Fault horizontal path length in clays

Here, we analyse the geometries of fault segments through clay layers by measuring the bed-parallel distance between the portions of the fault segment below and above limestones in each clay unit (distance measured bed parallel and normal to the fault strike) (Fig. 11). This distance also represents the length of the bed parallel projection of the fault in clays and is referred to here as the horizontal path length (HPL). The HPL is plotted against the clay layer thickness in Figure 11, with various symbols depending on whether CHF are present or not.

Figure 11A shows that in the absence of CHF, the HPL is proportional to the clay thickness. Data from Espreaux and Charce fit a straight line that dips along a theoretical line characterizing HPL for faults with a 40° dip ($HPL=ct/\tan 40^\circ$, ct : clay thickness). Because this dip value is close to that measured on the fault segments in the clay layers (Fig. 9), the HPL is directly correlated with the fault dip in the clay layer, whatever the clay thickness. The fact that Charce and Espreaux data plot slightly below the 40° clay dip theoretical line arises

from a bias in our measurements. Because the HPL was measured from the base of the upper limestone unit to the top of the lower limestone unit (Fig. 11B), this distance decreases slightly with displacement on the upper segment. Therefore, the HPL for the Rosans fault zones, for which the offset is no greater than 3 cm, fits the theoretical line perfectly, whereas the data collected on the Espreaux and Charce fault zones, with displacement of up to 31 cm, is slightly smaller than expected (Fig. 12A). For the fault segments connected to the CHF, the HPLs show far greater values, largely above the 40° clay dip theoretical line, and may reach 2 m (Fig. 11A). The HPLs also seem to increase with the clay thickness and in a much more pronounced manner than in the absence of CHF. This relation is restricted by limited data, but if true, it suggests that one or more processes control the horizontal path length in this case.

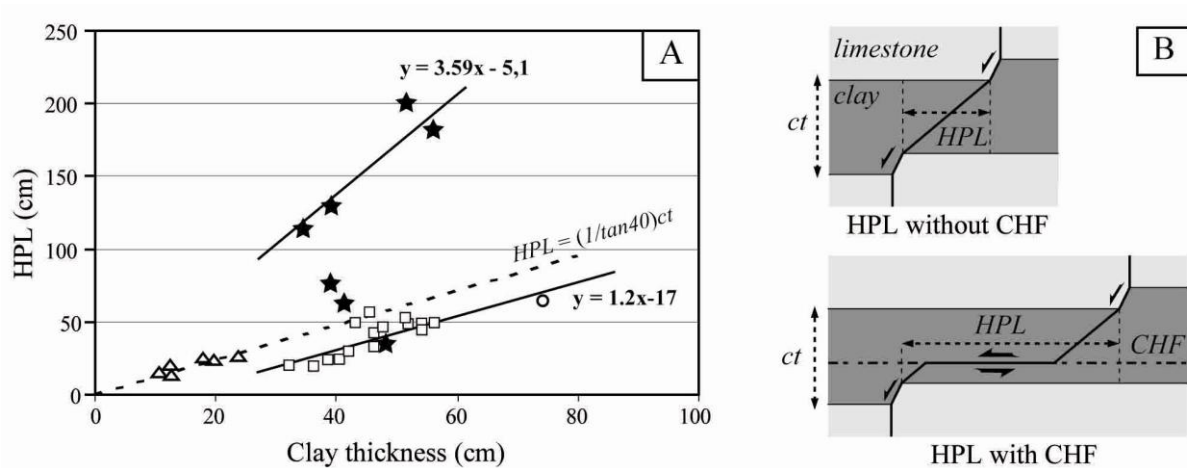


Fig. 11. A: Horizontal path length (HPL) in clay units versus clay thickness. The horizontal path length is the horizontal distance (measured bed parallel and normal to the fault strike) separating the fault segments in the upper and lower limestones (see right-hand diagram). Solid lines are regression lines. Black stars and open squares refer to the presence and absence of sub-horizontal faults (CHF) in the Charce and Espreaux fault zones. Measurements from Rosans are open triangles (no CHF). The dashed line is the theoretical horizontal path length for a 40° dipping fault in a clay unit. The Rosans data fits this dashed line. The Espreaux and Charce regression lines (thin line) for data without CHFs have the same slope as the dashed line.

5. Individual and cumulative fault displacement profiles

5.1. Displacement variations along fault segments

Strike-parallel displacement profiles have been constructed along each individual fault segment using measurements from the top of limestone layers. The maximum displacement varies significantly from one fault segment to another; with values ranging from 1 to 20 cm. The profiles exhibit either a flat-topped shape or a more or less elliptic envelope. The elliptic envelope has a maximum value close to the centre of the fault segment, diminishing more or

less steadily towards the fault segment tips (see for example: fault segment II, layer 3 or fault segment II, layer 4 in Fig. 3; fault segment III, layer 5 in Fig. 5; fault segment III, layer 12 in Fig. 7). The two fault segment tips were observed in some cases with fault lengths between 10 cm and 80 cm. For these faults maximum displacement increases with the fault length and the mean displacement/length ratio is 0.045. Observations of fault traces and measurements of displacements indicate that the segments can be longer than the distance of observation and thus longer than 180 cm. The contribution of each fault segment to the cumulative displacement varies along the fault zones and does not show any strong relation with the thickness of the limestone layers, but it seems to depend on the ratio between limestone thickness and surrounding clay thickness. In thick limestone units surrounded by thin clays, fault zones include several faults and cumulative displacement is mainly accumulated by one of them (see layer 5, Fig. 5 and layer 11, Fig. 7). In thin limestone units underlain and/or overlain by thick clays, a single fault segment accommodates the displacement (see layers 5, 6 and 7, Fig. 3). For similar clay and limestone thicknesses, the cumulative displacement is distributed over several faults (see layer 8, Fig. 3; layer 4, Fig. 7; layer 9, Fig. 7). The displacement profiles of the fault segments may exhibit complexities such as a steep decline in displacement towards the fault segment tips near a strike-parallel linkage (see for example fault segments I or II in layer 4 in Fig. 3; fault segments I or I' in layer 4 in Fig. 5; fault segments III in Fig. 7) or an increase or decrease in local displacement in the centre portion of the fault segment (see for example fault segments I in layer 3 in Fig. 3; fault segments I in layer 6 in Fig. 5; fault segments I in layer 10 in Fig. 7). These displacement variations suggest strike-parallel displacement gradients, which range from 0 to 0.7. The values of displacement gradients lower than 0.06 characterize the flat-topped portion of the displacement profiles and the greatest part (60%) of the cumulated length (4200 cm) of all the studied fault segments. Moderate gradients are observed near segment tips (30% of the cumulated length) and equal 0.08 on average. This value is close to the half of the D_{max}/L ratio of the fault segments showing two tips (see above). Values larger than 0.18 represent local high displacement gradients (10% of the cumulated length), and are mainly observed near relay zones in PV and are thus likely to reflect the fault segment linkage. Fault segments in clay units are likely to show along-strike variation in displacement but this could not be observed because the top of the clay units is never exposed.

On CS, unfortunately, no reliable internal markers could be identified within the clay units or within the limestone units and thus there is no evidence for displacement gradients within beds. Within limestone units, no variation was observed in CS along fault segments.

Given the accuracy of the measurement, CS gradients are thus lower than 0.03 in limestones. There is one exception in limestone layer 4 in CS 3-4 where the displacement decreases from 8 cm to 0 cm in fault segment I (Fig. 3). An opposite variation occurs on fault segment III, suggesting these local variations result from interaction between the fault segments. Thus, these variations are not indicative of the vertical fault propagation. The numerous connections in the clay units preclude us from closely constraining how displacements vary along fault segment in these units, but in a few cases where no connections occur, the displacement gradients are close to 0.09. Note that displacement variations are analysed in the bed normal direction (and thus along the vertical) in CS rather than along the dip direction of the fault zone. This procedure was adopted because the studied fault zones exhibit frequent connections and fault dip changes. Along straight and sub-vertical fault segments and thus in limestones, the associated gradients are equivalent to those obtained when examining how along-dip displacements vary along the fault dip, as is usually the case in the literature. When the fault path is complex as it is in clay layers, the CS profiles may overestimate the fault gradients and dip analysis of displacement is therefore provided in fig. 13.

5.2. Strike-parallel and bed-normal cumulative displacement variation

Displacement profiles have been constructed by adding end to end the CS and PV cumulative displacements along the staircase morphology of the outcrops (Fig. 12). For the three fault zones, the cumulative displacement varies significantly through the multilayer system. In the Charce fault zone, the cumulative displacement is rather constant from layer 2 to layer 7, with small amounts of variation—increase or decrease in PV and decrease in CS—except in layer 4 where there is significant noise along the profile (Fig. 12A,D). Displacement reaches a maximum of 15 cm in layer 4. From layer 7 up to layer 12, displacement almost systematically decreases in CS upward to a zero value in layer 13 but is almost constant or increases slightly in PV. Layer 13 marks the upper fault tip and no downward decrease is observed in the lower part of the fault zone, indicating that the latter continues below the present-day erosion surface (*i.e.* only its upper half is now exposed). The Espreaux B fault zone displays a relatively complex displacement profile, with two displacement peaks in layer 11 and probably in layer 8 (Fig. 12B,E). The displacement profiles show significant noise along the PV profiles, with local maxima and minima. The displacement decreases rapidly to zero, in CS, between layer 11 and 12. Fault displacement is constant in layer 14 and 12. In Espreaux A (Fig. 12C,F), most of the fault zone is exposed as revealed by the continuous decrease in displacement from both sides of the displacement

plateau in layers 4 and 5 where the displacement reaches a maximum 20 cm value, but the fault tips are not observed. The profile also shows significant noise in PV.

In PV, decreases along a fault segment (especially towards a tip) are in many cases more or less counterbalanced by increases along a neighbouring segment so that the cumulative displacement remains more or less constant and never falls to zero. All the fault segments therefore interact. However many complexities exist and variations in the PV cumulative displacement occur in two ways: (i) large wave changes producing global decreases or increases, (ii) second order high-frequency and local fluctuations superimposed on this large scale tendency and introducing noise along the profile. In most cases, the latter are encountered near relay zones between two fault segments or more fault segments as for example in Charce layer 4, Espreaux A layer 4 or Espreaux B layer 11 (Figs. 2, 4, 6 and 12). Thus these second order fluctuations are related to strike-parallel relay zones with or without linkage between the fault segments. Such displacement variations are sometimes high and greater than 30% of the cumulative displacement. The highest strike-parallel cumulative displacement gradients, greater than 0.18 and up to 0.5, are associated with these relay zones and characterize a short fault part of the fault zone length (17% of the total 1785 cm fault length). Elsewhere and thus along most of the fault zone, strike-parallel gradients are lower than 0.18. Thirty percent of the fault length has a low gradient (<0.04) and 53% has rather scattered values, averaging 0.09. Therefore, in PV, displacements on fault segments and fault zones alike exhibit similar attributes of gradient.

In clay units, the bed-normal gradient ranges are 0–0.1, 0–0.15, and 0–0.3 in Charce, Espreaux A, and Espreaux B, respectively. Figure 13 shows that the displacement variations increase with fault length and this is independent of the fault geometry within clays (*i.e.* either with or without fault path along a CHF). This probably indicates that the along dip displacement gradient is constant in clay units with a value close to 0.09. This estimation is similar to the strike-parallel gradients obtained in limestones but may be a minimum value because no reliable markers could be identified within the clay units. Notably no variation was observed in CS within limestone units and the bed-normal (and thus also along-dip) displacement gradient is therefore too low to be measured. We estimate its value to be below 0.03.

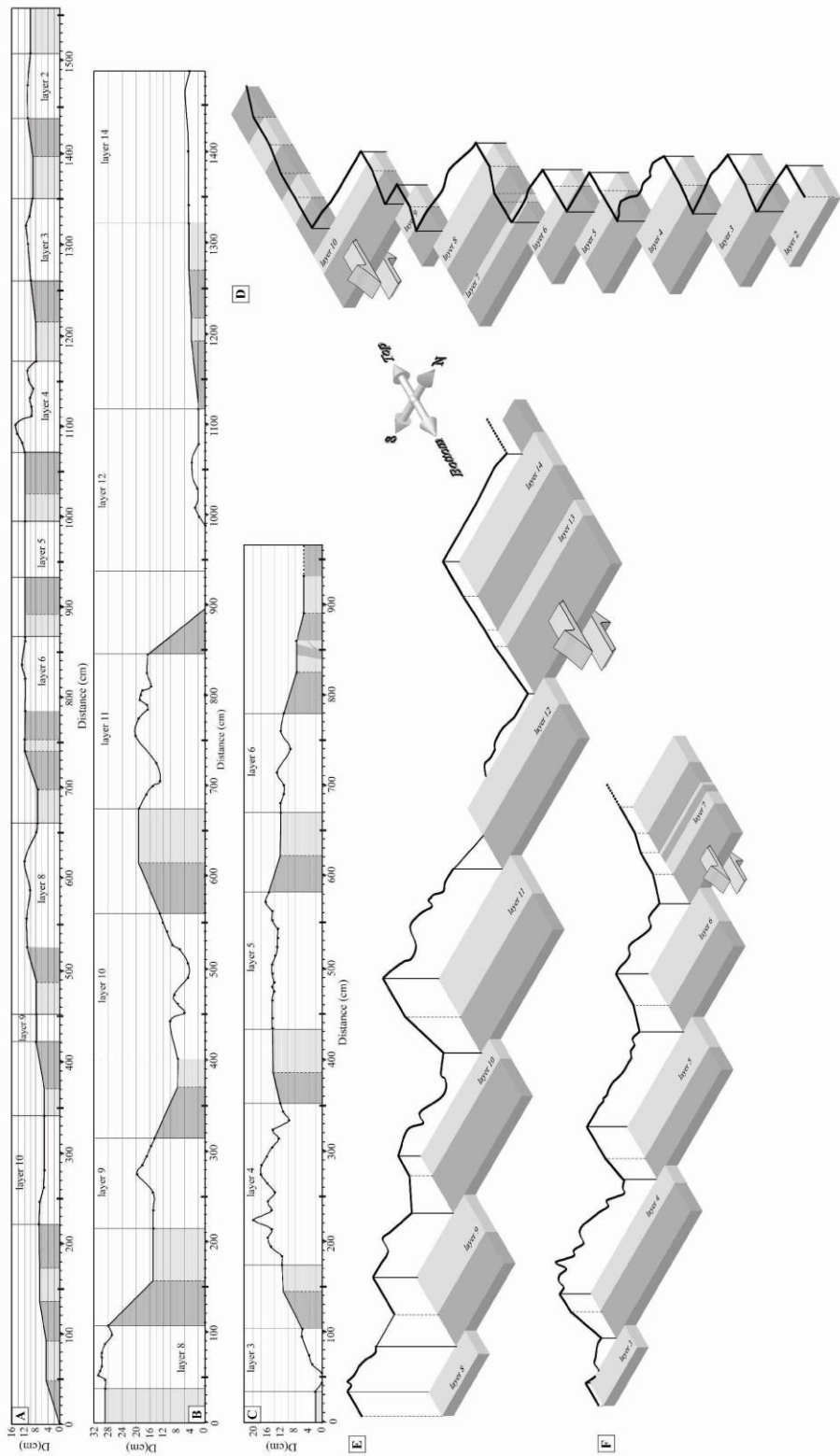


Fig. 12. Cumulative displacement profiles for the three fault zones under study reconstructed by the 'staircase morphology' and showing how the cumulative displacement varies along each fault zone moving first bed-normal (CS), then strike-parallel (PV), then bed-normal again (CS), and so on. A. Charce fault zone. B. Espreaux B fault zone. C. Espreaux A fault zone. CS portions of the cumulative displacement profiles are represented in grey within clay layers and in light grey within limestone layers. PV portions of the cumulative displacement profiles sampled from the top of the limestone are represented in white. The cumulative displacement profiles are also represented in 3D perspective in D, E and F respectively for the Charce fault zone, Espreaux B fault zone and Espreaux A fault zone. Numbers refer to limestone beds. Displacement data is the vertical cumulative displacement over the fault zone and was measured at the top of each limestone unit and on cross-sections exposing clay-limestone doublets.

5.3. 3D displacement variations and fault zone surface

Our 3D sampling can be used to compare the strike-parallel and bed-normal displacement variations. We distinguish three types of 3D variations depending on the arrangement of the strike-parallel and bed-normal variations. In the first type, no strike-

parallel variation is observed in limestone layers, whereas displacement increases or decreases through the neighbouring clays. This type occurs either near the tip area of the fault zone (for example, under layers 9 and 10 or above layer 9, Fig. 12A; above layer 12, or under layer 14, Fig. 12B), or within the fault zone (for example under layer 9, Fig. 12B; under layer 5, Fig. 12C). Such variations are likely to indicate that locally the fault surface displays horizontal elongation (*i.e.* aspect ratio > 1). The second type of variation observed in the cumulative displacement profiles combines similar large wave strike-parallel and bed-normal variations; for example the strike-parallel decrease in Espreaux A in layer 6, in Espreaux B in layer 9 and in layer 11 is followed by an upward decrease. Similarly, the downward decrease in the overlying clays is followed by strike-parallel decrease at the top of Espreaux A layer 3 and Espreaux B layer 10. Such similar variations are likely to indicate that the successive PV and CS exposures move away from the local fault centre both in the strike-parallel and dip directions. For the third type, strike-parallel and bed-normal variations are locally opposite; for example, in Charce layer 3, 4 and 8, the strike-parallel decrease succeeds the bed-normal increase within the underlying clays (Fig. 12A,D). The increase in Espreaux B layer 10 succeeds the decrease in the underlying clays, whereas decreases in the overlying clays succeed small increases in the limestone layers 4 and 8 (Fig. 12B,C). These opposing variations in CS and PV may indicate that the successive PV and CS exposures moved towards the fault centre in the strike-parallel direction and away from the fault centre in the bed-normal direction. Notably, in the Charce fault zone, strike-parallel increases (layers 4, 8, 10) always occur southwards, suggesting that the exposed portion of the fault zone corresponds to its upper northern quarter. We cannot, however, exclude that these PV variations are fluctuation variations related to fault interaction, and therefore are not representative of the large-scale fault characteristics.

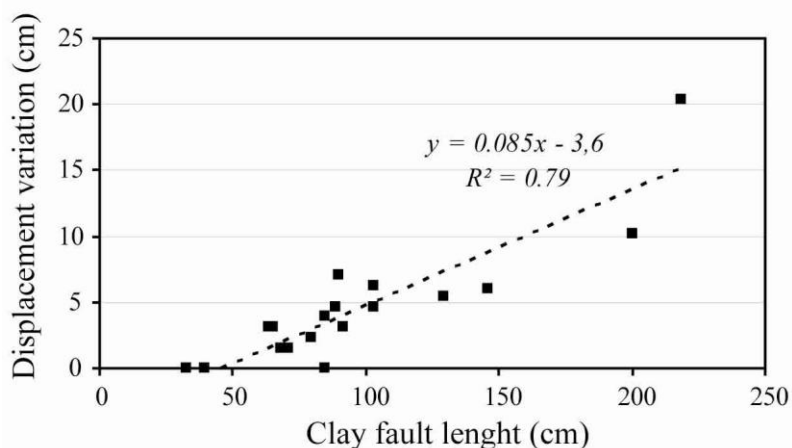


Fig. 13. Displacement variations between limestone units as a function of fault length in clay units.

6. Discussion

Observations of the Charce and Espreaux exposures made it possible to establish the 3D evolution of fault characteristics of mesoscale normal fault zones that developed in multilayer sedimentary systems. The fault zones studied comprise many fault segments, which connect together to form throughgoing fault zones. Although the two tips of the fault zones were not systematically observed, the large vertical and lateral extents of the successive exposures allow identification and 3D correlation of most fractures of the fault zones. This study provides a basis on which to discuss fault growth processes as well as the influence of the mechanical anisotropy arising from sub-horizontal layering. A simplified 3D representation of the studied fault zones is proposed in Figure 14.

The three normal fault zones exhibit fault refractions as a function of lithology with high dips in limestone layers and moderate or low dips in clay layers (Fig. 9). Refraction is common in multilayer sedimentary systems (Mandl, 1988; Ferrill and Morris, 2003; Schöpfer et al., 2007) and may be explained by variations in orientation or magnitude of the local effective stress state, often interplaying with the effects of friction or cohesion contrasts between adjacent layers. Several processes may cause heterogeneous stresses in multilayer systems like (1) strong coupling between layers with contrasting elastic properties preventing different layer-parallel elongations (Mandl, 1988; Bourne, 2003), (2) local fluid overpressures (Mandl, 1988), and (3) low angle simple shear in weak layers. The presence of sub-horizontal faults in clay layers (CHF) indicates that the last process may apply to the faults under study, but others necessarily operate because fault refractions also occur where such planes are absent. Marked elastic contrasts and variations in pore pressure are both likely to occur in sedimentary systems (like those consisting in alternating limestone and clay units). However, sliding on CHF probably reflects a degree of decoupling, at least at some stage of fault development. Incidental linkage of unrelated fractures such as joints or faults initiated in limestone layers may also explain varying fault dips (Wilkins et al., 2001; Crider and Peacock, 2004). However, such incidental linkages would necessarily imply scattering in the horizontal fault path (HPL) data; in the case under study, on the contrary, HPLs are closely correlated with the clay thickness (Fig. 11). The studied faults are thus more probably in line with the 'coherent model' of Wash (2003).

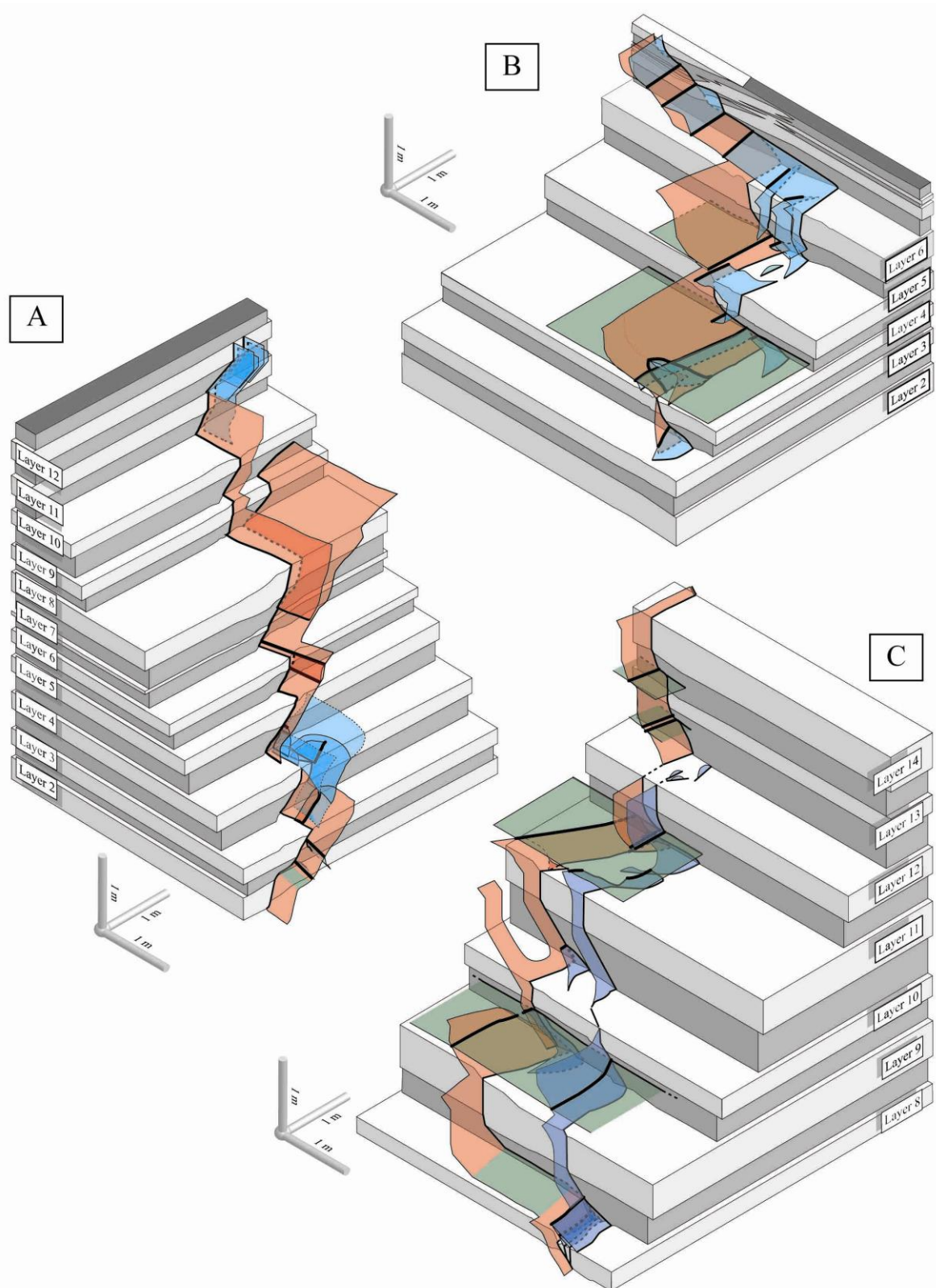


Fig. 14. 3D simplified representations of the fault shape for the three cases studied. A: Chance fault zone. B: Espreaux A fault zone. C: Espreaux B fault zone. Orange and blue are used to help visualization of fault segments. Sub-horizontal faults in clay layers are in green. Thin black continuous lines are observed traces of fault segments (dashed if behind another fault). Thick black lines are fault intersections. The very thin continuous lines are a conceptual representation of fault shape to the observed 3D evolution of fault displacement (dashed if behind another fault). They are parallel to the fault strike and dip if displacement is constant. Curved portions express decreases in displacement along the strike or the dip of the fault (tips observed when thin line joint fault trace).

The anisotropy of the multilayer rock system not only induces variations in the attitude of fault segments but also in the fracturing mode. Fault segments exhibit little mineralization in clay layers and thick calcite in limestones, indicating opening and fluid circulation. Striations are also observed on the fault planes in the limestones, implying a sliding phase. The following scenario is speculative as it does not rely on reliable chronological data and is proposed as a basis for discussion. Following previous studies (McGrath and Davison, 1995; Peacock and Zhang, 1993; Soliva and Benedicto, 2005), we suppose that the fault zone nucleates in a more competent bed (*i.e.* limestones), as either hybrid or mode I fracture. The fault propagates continuously into the surrounding clays, then into the adjacent limestones, and so on. An alternative is that fractures, which should be regarded as precursor structures in the sense of Crider and Peacock, 2004, occur in limestone layers first and later connect together after propagation of the fault in clays as proposed by Schöpfer et al., 2006. In the cases under study no fractures were restricted to the limestone beds, thus strengthening this second hypothesis. The deformations later proceed through a combination of pure frictional sliding and dilatational faulting. This transition may originate from a release in fluid overpressures associated with the propagation of the fault either vertically or horizontally, which induces changes in the magnitude of the local effective stress state and thus in the brittle deformation mode.

Fault growth in clay layers also includes the development of several fracture types. In addition to the $\sim 40^\circ$ dipping fault segments, sub-horizontal faults (CHF) may be used to transfer normal fault displacement in clay layers. Such low angle faults are common features in weak layers of multilayer systems (Ferrill et al., 1998; Gross et al., 1997) and their occurrence is implicitly or explicitly related to other deformation processes like flexural slip folding. This is not the case in the examples studied here, because the CHF developed under the same pre-folding tectonic phase as the main normal fault zones (see section III.1) and no mechanism other than this extensional phase appears likely to produce bedding parallel shear in these horizontal sedimentary systems.

To our knowledge, such extension related CHF have not been the focus of reviews in the literature. Since CHF significantly influence fault zone geometries, we discuss the conditions under which they form below. Careful examination of the clay units indicates that the CHF occur in both thin and thick clay units and are most frequently observed where the thickness ratio between the clays and the two adjacent limestones is low. In other words, CHF generally nucleate in relatively thin clays overlain and underlain by relatively thick limestones, whereas they are rare in thick clay layers surrounded by thin limestones. Although

some CHF's could result from local processes associated with the normal fault zone propagation, another mechanism is behind their development because some of them continue far from fault zones and others occur in clay layers not affected by the fault zones. CHF's accommodate the regional extension in clays and we suggest that they may result from stress perturbations caused by the contrasts in the elastic properties in the multilayer system. An alternative is that they reflect differential deformation modes between weak and competent layers, horizontal simple shear in the former and faulting or mode I fractures in the latter.

Displacement variations along the fault zones also show some degree of correlation with the multilayer system, suggesting that the anisotropy of the faulted rock not only influences the architecture of fault zones but also their propagation. Within clays, the along-dip gradient is close to 0.08 whatever the geometry of the fault segment (presence or absence of CHF's) whereas it is below 0.03 within the limestones. Although these values represent an average of the displacement variations within the units, such a difference in displacement gradients probably denotes that the displacement accumulation is associated with discouragement in the vertical fault propagation in the weak layers. This difference in gradients could be attributed to the contrast in Young's modulus and/or in frictional properties as well as variations in the local stress state between clays and limestones (Bürgmann et al., 1994). The flattening of the faults within clays as well as the connexion on CHF's also promotes this discouragement. Because our estimate represents minimum values due to the absence of intermediate markers within clay layers, higher gradients are not excluded in the cases under study, but without stopping fault propagation.

Displacement gradients also occur along fault strikes, at least in limestone units. Examination of these variations indicates that the 0.03 value characterizes the centre portion of fault segments whereas 0.08 and 0.18 to 0.7 values are observed near fault tips, located in the relay zone or not, respectively. The mean 0.045 D_{max}/L ratio of the fault segments (two tips observed) is consistent with the 0.08 gradient when assuming a 'triangular shape' of the displacement profiles (Muraoka and Kamata 1983, Walsh and Watterson 1989) and therefore confirms that this gradient characterizes the horizontal propagation of the fault segments in limestones. The 0.08 gradient is close to the mean values observed along isolated faults in other carbonate units (Soliva and Benedicto 2005). The 0.18 to 0.7 gradients are interpreted as arising from greater restriction of propagation of the fault segments when they approach the tip of a neighbouring fault (Gupta and Scholtz 2000). Interestingly, the cumulative displacement profiles display the same gradient distribution. This means that even if a fault

zone comprises many segments that are genetically related and that interact, displacement analysis of the whole system may help identify the processes governing the growth of fractures. In the examples studied, preservation of the characteristic gradient values is related to the large overlap between fault segments coupled with the large flat-topped portion of the displacement profiles, as indicated by less frequent small gradients along the fault zones than along the fault segments (30% versus 60% of the total length).

Using their maximum cumulative displacements (15 cm, 20 cm and 31 cm) and the 0.08 value of the propagation gradient, the theoretical strike-parallel lengths of the Espreaux A, Espreaux B, and Charce fault zones come to 375 cm, 500 cm and 700 cm, respectively (calculated assuming a triangular shape of the displacement profiles). We observed only a portion of the faults along a horizontal distance of 510 cm, 600 cm and 675 cm and these portions are thus much longer than expected. In the studied cases, these abnormal lengths are associated with both a significant segmentation of the faults zones and the flat-topped displacement profiles along most fault segments. The last fault attribute may reflect the point that the local discouragement in the vertical propagation through weak units of multilayer systems results in the horizontal growth of faults, in a similar way as for restricted faults (Nicol et al., 1996; Soliva et al., 2005). The difference between the theoretical and real length may also indicate that fault zones grow first in length and later accumulate displacement without significant enlargement, as suggested by Walsh et al. (2002). Whatever the process implicated, the 3D gradient variation, with very low values along the vertical in limestones and moderate values along the vertical and horizontal in limestones highlights the 3D complexity of fault growth in multilayer systems.

7. Conclusion

Sampling and analysis of fault characteristics in both cross-sections and plan views made it possible to characterize the 3D fracture pattern associated with three mesoscale normal faults cutting across a clay/limestone multilayer system and provided insight into the processes governing fault growth. This study ends by contributing to the assessment of fracturing characteristics in clays by the sole description of fracturing in the surrounding limestone layers. The fault zones under study are in line with a 'coherent model' but several complexities arise from the heterogeneity inherent in the multilayer system and the existence of sub-horizontal faults in clay units (CHF):

- (1) The fault zones exhibit lithologically controlled dips and segmentation variations;

(2) CHFs, which formed in response to the same tectonic event as the normal fault zones, significantly perturb the fault zone architecture;

(3) The displacement gradient varies along the fault segments and 0.08 and 0.18 to 0.7 values characterize the fault propagation and the interaction between the fault segments, respectively. Despite many segments interacting, the cumulative displacement profiles may preserve these characteristic values.

(4) The 3-D distribution of gradients can be complex and several processes control fault zone growth such as discouragement in vertical propagation in clay layers and promotion of horizontal connections.

References:

- Angelier, J., 1990. Inversion of field 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.
- Bergerat, F., 1987. Stress fields in the European platform at the time of Africa-Eurasia collision. *Tectonics* 6, 99-132.
- Bott, M.H.P., 1959. The mechanics of oblique slip faulting. *Geol. Mag.* 96, 109-117
- Bourne, S.J., 2003. Contrast of elastic properties between rock layers as a mechanism for the initiation and orientation of tensile failure under uniform remote compression. *Journal of Geophysical Research* 108(B8), 2395.
- Bürgmann, R., Pollard, D.D., Martel, S.J., 1994. Slip distribution on faults: effects of stress gradients, inelastic deformation, heterogeneous host-rock stiffness, and fault interaction. *Journal of Structural Geology* 16, 1675-1690.
- Cartwright, J.A., Trudgill, B.D., Mansfield, C.S., 1995. Fault growth by segment linkage: an explanation for scatter in maximum displacement and trace length data from the Canyonlands Grabens of SE Utah. *Journal of Structural Geology* 17, 1319-1326.
- Childs, C., Nicol, A., Walsh, J.J., Watterson, J., 1996. Growth of vertically segmented normal faults. *Journal of Structural Geology* 18, 1389-1397.
- Crider, J.G., Peacock, D.C.P., 2004. Initiation of brittle faults in the upper crust: A review of field observations. *Journal of Structural Geology* 26, 691-707.
- Crider, J.G., Pollard, D.D., 1998. Fault linkage: Three-dimensional mechanical interaction between echelon normal faults. *Journal of Geophysical Research* 103, 24,372-24,391.
- Ferrill, D.A., Morris, A.P., 2003. Dilational normal faults. *Journal of Structural Geology* 25, 183-196.
- Ferrill, D.A., Morris, A.P., Jones, S.M., Stamatakos, J.A., 1998. Extensional layer-parallel shear and normal faulting. *Journal of Structural Geology* 20, 355-362.
- Flandrin, J., 1966. Sur l'âge des principaux traits structuraux du Diois et des Baronnies. *Bull. Soc. Géol. France* 7, 376-386.
- Gross, M.R., Gutiérrez-Alonso, G., Bai, T., Wacker, M.A., Collinsworth, K.B., Behl, R.J., 1997. Influence of mechanical stratigraphy and kinematics on fault scaling relations. *Journal of Structural Geology* 19, 171-183.
- Hancock, P. L., 1985. Brittle microtectonics : principles and practice. *Journal of Structural Geology* 7, p. 437-457.
- Homberg, C., Angelier, J., Bergerat, F., Lacombe, O., 2004. Using stress deflections to identify slip events in fault systems. *Earth and Planetary Science Letters* 217, 409-424.
- Kattenhorn, S.A., Aydin, A., Pollard, D.D., 2000. Joints at high angles to normal fault strike: an explanation using 3D numerical models of fault-perturbed stress fields. *Journal of Structural Geology* 22, 1-23.

- Kattenhorn, S.A., Pollard, D.D., 2001. Integrating 3D seismic data, field analogs and mechanical models in the analysis of segmented normal faults in the Wytch Farm oil field, southern England. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 85, 1183-1210.
- Kim, Y.S., Peacock, D.C.P., Sanderson, D.J., 2004. Fault damage zones. *Journal of Structural Geology* 26, 503-517.
- Kristensen, M.B., Childs, C.J., Korstgård, J.A., 2008. The 3D geometry of small-scale relay zones between normal faults in soft sediments. *Journal of Structural Geology* 30, 257-272.
- Mandl, G., 1988. *Mechanics of tectonic faulting: Model and Basic Concept*. Elsevier sci., New York.
- Mansfield, C.S., Cartwright, J.A., 1996. High resolution fault displacement mapping from three-dimensional seismic data: evidence for dip linkage during fault growth. *Journal of Structural Geology* 18, 249-263.
- Marchal, D., Guiraud, M., Rives, T., 2003. Geometric and morphologic evolution of normal fault planes and traces from 2D to 4D data. *Journal of Structural Geology* 25, 135-158.
- McGrath, A., G., Davison, I., 1995. Damage zone geometry around fault tips. *Journal of Structural Geology* 17, 1011-1024.
- Muraoka, H., Kamata, H., 1983. Displacement distribution along minor fault traces. *Journal of Structural Geology* 5, 483-485.
- Nicol, A., Watterson, J., Walsh, J.J., Childs, C., 1996. The shapes, major axis orientations and displacement patterns of fault surfaces. *Journal of Structural Geology* 18, 235-248.
- Peacock, D., Zhang, X., 1993. Field examples and numerical modelling of oversteps and bends along normal faults in cross-section. *Tectonophysics* 234, 147-167.
- Peacock, D.C.P., Sanderson, D.J., 1991. Displacements, segment linkage and relay ramps in normal fault zones. *Journal of Structural Geology* 13, 721-733.
- Peacock, D.C.P., Knipe, R.J., Sanderson, D.J., 2000. Glossary of normal faults. *Journal of Structural Geology* 22, 291-305.
- Petit, J.P., Mattauer, M., 1995. Palaeostress superimposition deduced from mesoscale structures in limestone: the Matelles exposure, Languedoc, France. *Journal of Structural Geology* 17, 245-256.
- Schöpfer, M.P.J., Childs, C., Walsh, J.J., 2006. Localisation of normal faults in multilayer sequences. *Journal of Structural Geology*, 28, 816-833.
- Schöpfer, M.P.J., Childs, C., Walsh, J.J., Manzocchi, T., Koyi, H.A., 2007. Geometrical analysis of the refraction and segmentation of normal faults in periodically layered sequences. *Journal of Structural Geology*, 29, 318-335.
- Segall, P., Pollard, D.D., 1980. Mechanics of discontinuous faults. *Journal of Geophysical Research* 85, 4437-4350.
- Soliva, R., Benedicto, A., 2005. Geometry, scaling relations and spacing of vertically restricted normal faults. *Journal of Structural Geology* 27, 317-325.
- Wallace, R.E., 1951. Geometry of shearing stress and relation to faulting. *J. Geol.* 59, 118-130.
- Walsh, J.J., Bailey, W.R., Childs, C., Nicol, A., Bonson, C.G., 2003. Formation of segmented normal faults: a 3D perspective. *Journal of Structural Geology* 25, 1251-1262.
- Walsh, J.J., Nicol, A., Childs, C., 2002. An alternative model for the growth of faults. *Journal of Structural Geology* 24, 1669-1675.
- Walsh, J.J., Watterson, J., 1989. Displacement gradients on fault surfaces. *Journal of Structural Geology* 11, 307-316.
- Wilkins, S.J., Gross, M.R., 2002. Normal fault growth in layered rocks at Split Mountain, Utah: influence of mechanical stratigraphy on dip linkage, fault restriction and fault scaling. *Journal of Structural Geology* 24, 1413-1429.
- Wilkins, S.J., Gross, M.R., Wacker, M., Eyal, Y., Engelder, T., 2001. Faulted joints: kinematics, displacement-length scaling relations and criteria for their identification. *Journal of Structural Geology* 23, 315-327.
- Willemse, E.J.M., Pollard, D.D., Aydin, A., 1996. Three-dimensional analyses of slip distributions on normal fault arrays with consequences for fault scaling. *Journal of Structural Geology* 18, 295-309.

III.2. Épaisseur des zones de failles

Les failles étudiées ne présentent pas de roches de failles et ont des déplacements maximaux assez faibles (décimétriques). Nous avons vu dans l'article présenté précédemment que dans les couches calcaires de l'Hauterivien, les segments de faille qui composent les zones de failles sont subparallèles, ne présentent presque pas de connexion verticale entre eux et se propagent tous dans les bancs argileux (même ceux de déplacement très faible (< 1 cm). Dans les argiles, des segments traversent l'ensemble de la couche et d'autres, nombreux, se connectent entre eux (ou « splays »), formant des zones d'intense fracturation secondaire. En résumé, au vu des observations, nous pouvons dire que d'une part la portion de banc argileux fracturé est d'autant plus étendue que la portion des bancs calcaires adjacents est fracturée et d'autre part, en raison du nombre conséquent de connexions dans les argiles, l'étalement de la zone fracturée (et le nombre de failles) peut diminuer considérablement dans les argiles. Il est donc essentiel de définir les paramètres qui contrôlent l'étalement horizontal de la fracturation dans les calcaires pour évaluer celui dans les couches argileuses. Nous avons considéré la distance maximale entre les segments de faille comme étant l'épaisseur de la zone de failles dans les calcaires et nous avons analysé cette épaisseur sur les sites de l'Hauterivien (Figure 2. 41.A).

Nous montrons dans l'article I que l'épaisseur de zone de failles sur un banc calcaire est une fonction linéaire de l'épaisseur du banc à condition que le banc calcaire soit situé loin d'une couche argileuse affectée par une faille subhorizontale (CHF) (Figure 2. 41.B, C). Dans le cas contraire, certaines épaisseurs concordent avec les épaisseurs de zone de failles sans CHF mais dans la majorité des cas, les épaisseurs des zones de failles sont très souvent plus importantes (jusqu'à 2 m) (Figure 2. 41.B, D). En comparant les épaisseurs des zones de failles et les espacements des joints, nous avons montré qu'il n'existe pas de relation directe entre l'épaisseur des failles et l'espacement des joints et que la majorité des failles dans les calcaires ne sont pas a priori des joints réactivés mais bien des segments de failles néoformées lors de l'extension. Cela n'exclut pas que dans certains cas particulièrement favorables, un segment de faille se localise sur un joint préexistant.

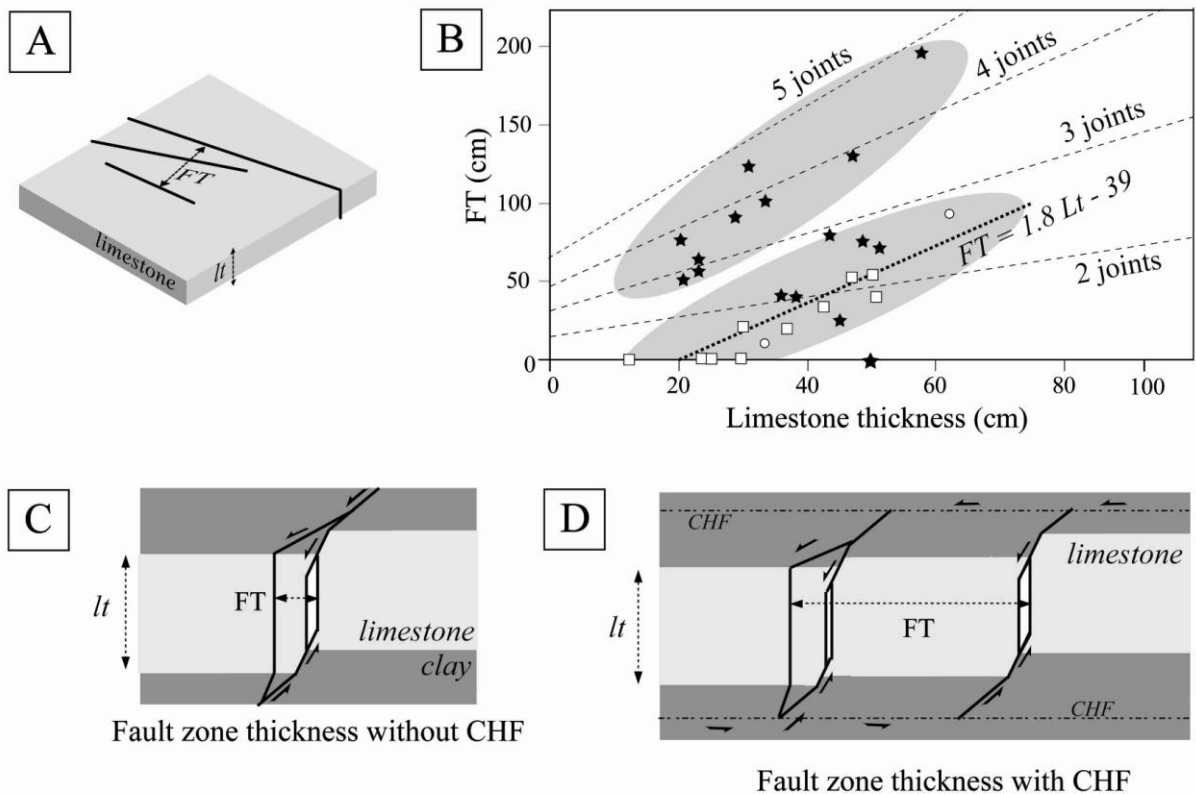


Figure 2. 41. Analyse de l'épaisseur des zones de failles (FT) dans les calcaires (sites de l'Hauterivien). A : Bloc diagramme conceptuel d'un banc calcaire affecté par plusieurs segments de faille (traits noirs) et montrant la mesure de l'épaisseur de la zone de failles. B : Epaisseurs de zones de failles en fonction de l'épaisseur des calcaires. Cette figure est identique à celle présentée dans l'article I (cf. III.1 de ce chapitre). Les carrés vides et les étoiles noires représentent les valeurs d'épaisseur dans des bancs calcaires entourés de couches argileuses respectivement sans et avec des CHF. Les ronds blancs correspondent aux valeurs où la présence de CHF est indéterminée. La droite en pointillés épais est la courbe de régression des données sans CHF. Les surfaces grisées représentent les deux répartitions de valeurs avec CHF. Les droites en pointillés fins sont les droites d'espacement entre 2, 3, 4 et 5 joints. C : Modèle de faille sans interaction avec CHF. D : Modèle de faille avec interaction avec les CHF.

Sur les sites de l'Hauterivien, les déplacements maximaux varient de 3 cm à 30 cm. Lorsqu'il n'y a pas d'interaction avec des CHF, les épaisseurs des zones de failles varient de 0 à 50 cm. Lorsqu'il y a des interactions avec des CHF, les épaisseurs des zones de failles varient de 50 cm jusqu'à 2 m. La Figure 2. 42.A montre que de telles valeurs d'épaisseur et de D_{max} sont cohérentes avec celles observées dans la bibliographie. Contrairement à la méthode classique qui consiste à mesurer localement une valeur unique d'épaisseur et de D_{max} pour une faille, dans notre analyse, nous avons mesuré plusieurs couples de valeur d'épaisseur et de D_{max} , dans les différents bancs calcaires traversés par les quatre zones de failles. La Figure 2. 42.B montre qu'il n'existe pas de relation entre les D_{max} et les épaisseurs des zones de failles mesurées sur un banc. Nous avons aussi analysé l'épaisseur de la zone de failles en fonction du déplacement total moyen (moyenne de la somme des déplacements des

failles sur un banc calcaire), du déplacement total maximum (valeur maximum de la somme des déplacements des failles sur un banc calcaire) et du déplacement maximum d'un segment de faille sur un banc ; nous n'avons relevé aucune relation évidente. Par conséquent, si au premier ordre, l'épaisseur d'une zone de failles est fonction du déplacement maximal sur l'ensemble de la zone de failles, ces épaisseurs sont fortement dispersées pour une valeur de déplacement donnée et cette dispersion est comparable aux variations des épaisseurs le long de la zone de failles. Cette variabilité n'est pas fonction du déplacement le long de la faille mais de l'environnement local et notamment de l'épaisseur des calcaires et des interactions avec les CHF.

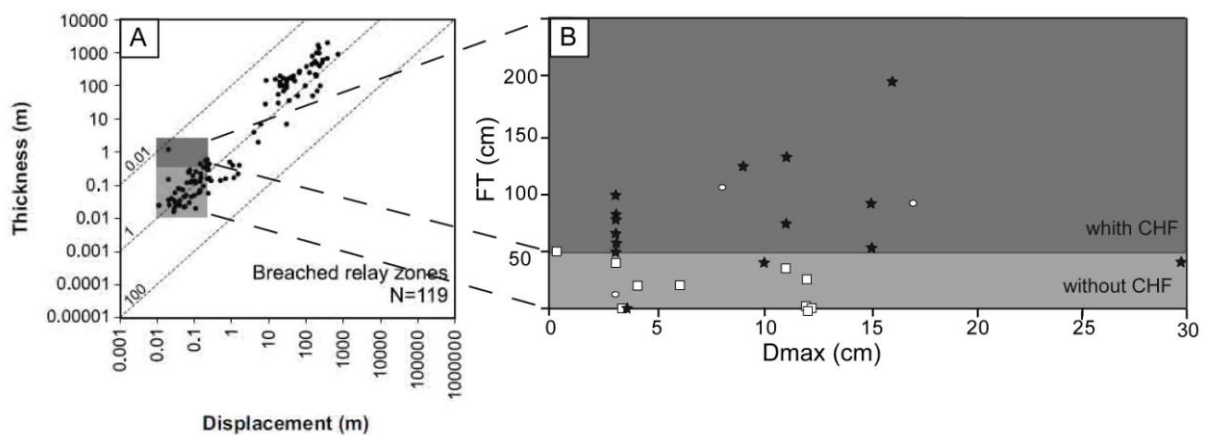


Figure 2. 42. Variation de l'épaisseur des zones de failles en fonction du déplacement. A : Epaisseurs des zones de failles en fonction du D_{max} , d'après Childs et al. (2009). B : Données des épaisseurs de zones de failles locales sur un banc calcaire en fonction du D_{max} local du banc sur le site d'Espréaux. Les carrés vides et les étoiles noires représentent les valeurs d'épaisseur dans des bancs calcaires entourés de couches argileuses respectivement sans et avec des CHF. Les ronds blancs correspondent aux valeurs où la présence de CHF est indéterminée.

III.3. Réfraction des failles

Les failles normales affectant les séries de l'Hauterivien présentées dans la partie III.1 de ce chapitre montrent systématiquement des variations de pendage en accord avec la lithologie, avec des pendages forts dans les calcaires et faibles dans les unités argileuses. Cette observation est en accord avec la bibliographie (*cf.* III.1.3 du chapitre 1). Dans cette partie, nous présentons les caractéristiques de cette réfraction sur tous les sites, et nous discutons des différents mécanismes qui peuvent être responsable de ce phénomène (*cf.* III.1.3 du chapitre 1).

III.3.1. Données de pendage sur les différents sites

Une étude statistique des valeurs de pendage mesurées le long des plans de faille normales a été réalisée en fonction de la lithologie. Les valeurs de pendage associées aux unités carbonatées ou argileuses sont celles mesurées lorsque les lithologies en contact dans le mur et dans le toit des failles sont toutes les deux de même nature (calcaires ou argiles sur tous les sites et une lithologie argilo-calcaire supplémentaire sur le site de St-Didier) (Figure 2. 43). Sur certains sites, des valeurs dites « à l'interface » ont aussi été différenciées et mesurées lorsque la nature des couches en contact dans le mur et dans le toit des failles est différente (argileuses et calcaires). Comme sur les sites de l'Hauterivien, pour tous les sites et pour chaque lithologie, nous avons tracé des histogrammes de répartition (Figure 2. 44). Ces histogrammes sont plus ou moins serrés et la dérive est parfois importante au sein d'une lithologie. Cependant, les valeurs moyennes de pendage de chaque lithologie et le mode sont toujours proches (*i.e.* loi normale). Ces valeurs sont celles utilisées dans la suite et nous avons considéré qu'elles caractérisent chaque lithologie. Elles sont présentées pour chaque site sous forme de tableau dans la Figure 2. 45 et sous forme d'histogramme dans la Figure 2. 46.

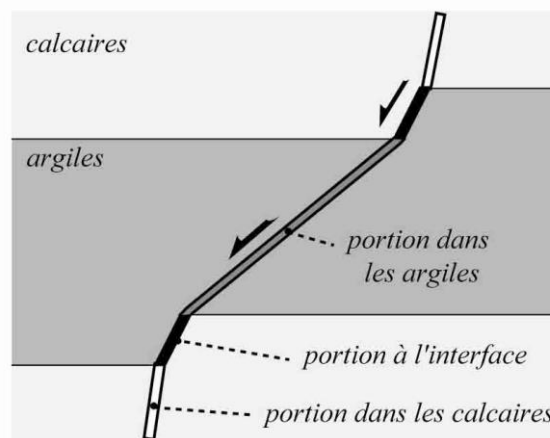


Figure 2. 43. Localisation des portions de failles distinguées lors de l'analyse des pendages.

Au sein de chacun des sites, la valeur moyenne des pendages dans les calcaires est plus importante que dans les argiles. Les pendages moyens varient de 62° à 85° dans les couches calcaires et de 40° à 55° dans les couches argileuses ; les différences de pendage entre les deux unités varient de 21° à 48°. Dans les calcaires, à l'exception du site de Vogüé qui présente un pendage moyen assez faible, les variations des pendages dans les lithologies de même âge sont très faibles ($\leq 3^\circ$). Les variations des pendages pour les couches argileuses

de même lithologie et de même âge sont plus élevées que dans les calcaires mais restent assez faibles ($<16^\circ$). Ces valeurs de pendage sont donc en moyenne plus ou moins constantes par âge (ou par lithologie) pour des sites distants de plusieurs dizaines de kilomètres et présentant des enfouissements variables (en particulier pour les sites de l'Argovien). Sur les sites de l'Argovien, la valeur de pendage dans les calcaires du site de Vogüé présente une différence significative avec celles des deux autres sites (variations de 12°) ; en revanche les valeurs de pendage dans les argiles sont similaires. La seule caractéristique qui différencie le site de Vogüé des autres sites de l'Argovien est l'âge de la mise en place des failles (mêmes valeurs que St-Didier et Trescléoux pour la minéralogie et la densités, mêmes valeurs que Trescléoux pour les propriétés élastiques actuelles, mêmes valeurs que St-Didier pour l'enfouissement maximal et le rapport C/L) ; ces failles étant probablement plus précoces (cf. Chapitre 1.II.2 de ce chapitre) et elles se sont probablement mises en place à une profondeur plus forte. Sur les sites de Vogüé et de St-Didier, les pendages à l'interface adoptent une valeur intermédiaire entre celles des calcaires et des argiles (54°), alors que sur les sites de l'Hauterivien, la valeur moyenne du pendage à l'interface est proche de celle associée aux unités argileuses.

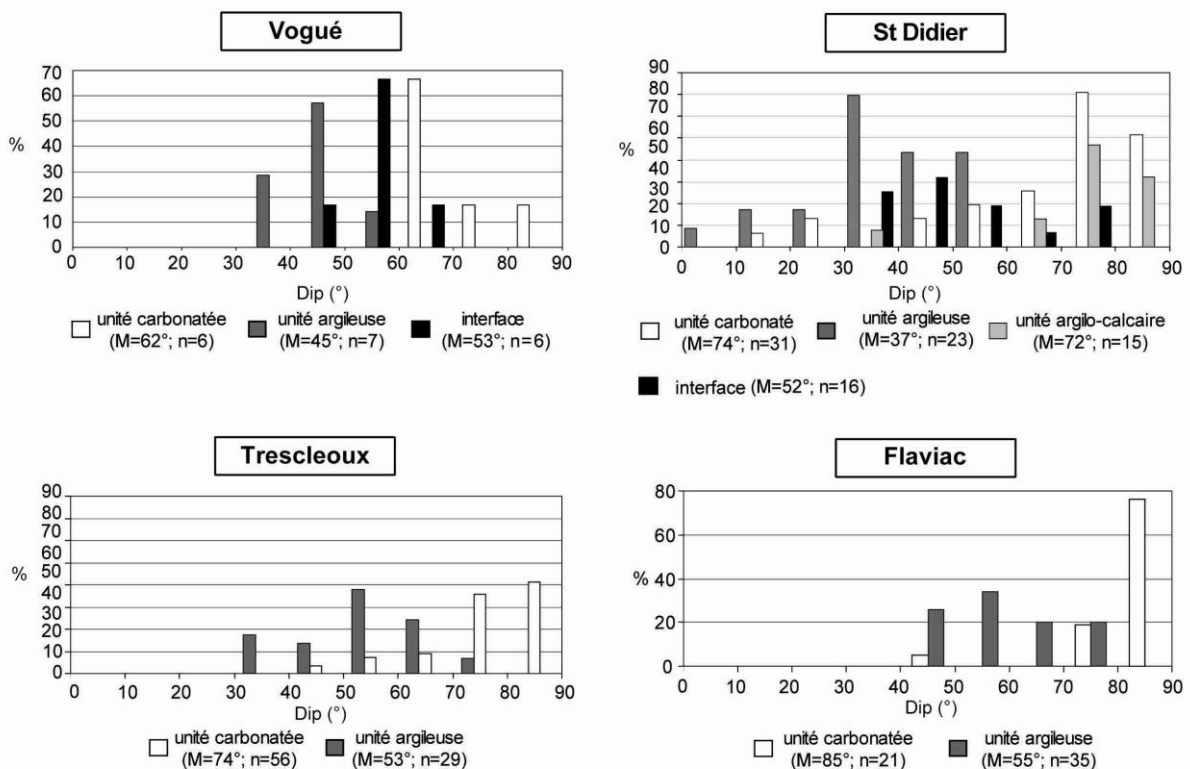


Figure 2. 44. Histogrammes de répartition des pendages des portions de faille pour chaque lithologie. L'intervalle est de 10° , M est le pendage moyen et n , le nombre de mesures. Les histogrammes de répartition de pendage des sites de l'Hauterivien, sont présentés dans l'article I (cf. III.1 de ce chapitre). Voir la Figure 2. 43 pour la localisation des mesures des pendages. Les valeurs de pendage sont celles débasculées puisque les failles sont anté-basculément (cf. II.2 de ce chapitre).

Ages	Sites	Lithologie.	Pendage (°)	Δp (°)	Moyenne par âges	
					calcaires	argiles
Argovien	Vogüé	calcaires	62	17	70 (62-74)	45 (37-53)
		argiles	45			
		interface	53			
	St-Didier	calcaires	74	37		
		argiles	37			
		arg.-cal.	72			
		interface	52			
Trescléoux	calcaires	74	21			
	argiles	53				
Hauterivien	Espréaux	calcaires	82	40	81 (79-82)	39 (31-43)
		argiles	42			
		interface	48			
	Charce	calcaires	80	37		
		argiles	43			
		interface	36			
	Rosans	calcaires	79	48		
		argiles	31			
		interface	40			
Cox	Flaviac	calcaires	85	30	85	55
		argiles	55			

Figure 2. 45. Valeurs caractéristiques des pentages sur tous les sites. Les localisations des pentages associés aux différentes lithologies et à l'interface sont indiquées sur la Figure 2. 43. Le nombre de mesures est indiqué sur les histogrammes de répartition (Figure 2. 44 et Article I, III.1 de ce chapitre). Le pendage est la valeur moyenne de pendage, Δp est la variation moyenne de pendage entre les lithologies d'un même site. Pour des sites de même âge, les valeurs moyennes de pendage ainsi que les variations sont indiquées. Cox : Callovo-Oxfordien du Bassin du Sud-Est.

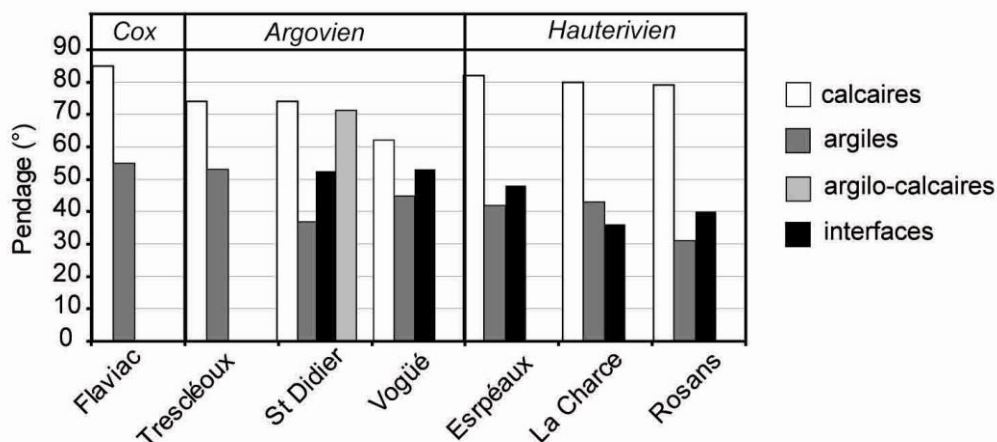


Figure 2. 46. Histogramme récapitulatif des valeurs moyennes des pentages. Les localisations des pentages associés aux différentes lithologies et à l'interface sont indiquées sur la Figure 2. 43. Les différents sites sont classés par âge. Cox : Callovo-Oxfordien.

III.3.2. Effet possible de la « compaction différentielle »

Un modèle analytique a été développé dans le cadre de cette étude pour discuter des effets de la compaction sur les réfractions des failles dans les systèmes multicouches. Celui-ci permet de calculer le pendage des failles en fonction de la profondeur et des changements volumiques induits par la compaction. Il est basé sur un modèle trigonométrique de changement de pendage qui relie le pendage avec la valeur de raccourcissement (Figure 2. 47).

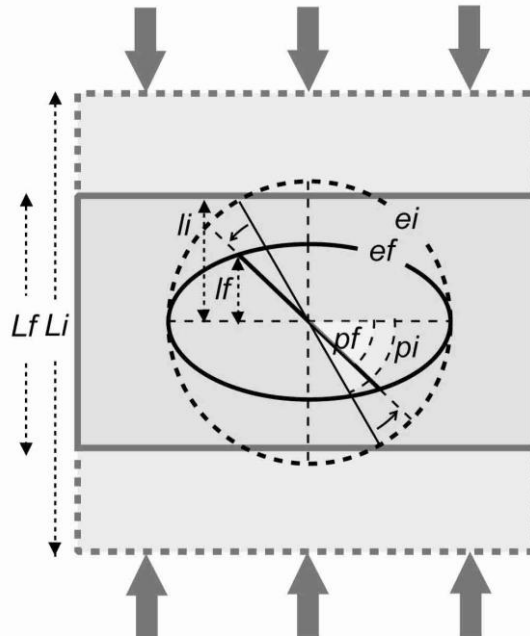


Figure 2. 47. Modèle de rotation de faille induite par un raccourcissement vertical pur homogène. Le bloc rocheux et son ellipsoïde de déformation (ei , ellipsoïde initial et ef ellipsoïde final) sont présentés en pointillés à l'état initial et par un trait plein après le raccourcissement. Le raccourcissement pur engendre une diminution de la longueur initiale (li) en une longueur finale (lf) et un changement de pendage p de pi à pf .

Si on suppose que la variation de volume est homogène et résulte d'un raccourcissement pur alors :

$$\frac{\tan(p_z)}{\tan(p_i)} = \frac{l_z}{l_i}$$

avec l_z et l_i les longueurs verticales aux profondeurs z et z_i , p_z et p_i les pendages aux profondeurs z et z_i et l_z/l_i , le raccourcissement.

Taylor et al. (2008) propose un modèle théorique pour calculer le raccourcissement (l_z/l_i) résultant de compactions produites durant l'enfouissement (dans des alternances grès/shales). Ce modèle s'appuie sur les observations de Davidson (1987) qui montrent que la majorité du changement volumique créé par l'enfouissement s'exprime par un

raccourcissement pur vertical. Il suppose aussi que le volume des grains reste constant, et que le changement volumique induit par la compaction a uniquement pour origine le changement de porosité. Cette supposition est fautive, car d'autres processus (*i.e.* des dissolutions, des précipitations ou encore des réactions minéralogiques) contribuent aux changements volumiques et diminuent notamment la porosité (Giles, 1997). Toutefois, nous nous en tiendrons à ce raisonnement en supposant que les courbes de changement de porosité (d'ailleurs souvent appelées courbes de compaction) sont représentatives des courbes de compaction. Ce modèle surestime donc probablement les effets de la compaction différentielle puisqu'il surestime les changements volumiques. A partir des deux paramètres qui caractérisent la courbe de compaction d'une lithologie (*cf.* II.2 du chapitre 1), il est possible de calculer la valeur de la porosité (Φ_z) à la profondeur z tel que :

$$\Phi_z = \Phi_i e^{-k\Delta z}$$

avec Φ_i , la porosité à la profondeur z_i et Δz , la variation de profondeur entre la profondeur z_i et z . Taylor et al. (2008) propose la formule suivante pour calculer le raccourcissement :

$$\frac{l_z}{l_i} = \frac{(1 - \Phi_i)}{(1 - \Phi_z)} \quad \text{ou} \quad \frac{l_z}{l_i} = \frac{(1 - \Phi_i)}{(1 - \Phi_i e^{-k\Delta z})}$$

avec l_z et l_i les longueurs verticales au profondeur z et z_i .

Par conséquent on obtient :

$$\tan(p_z) = \frac{(1 - \Phi_i)}{(1 - \Phi_i e^{-k\Delta z})} \tan(p_i)$$

Il est donc possible de calculer le pendage d'une faille p_z ou la variation de pendage Δp à n'importe quelle profondeur tel que :

$$p_z = \tan^{-1} \left[\frac{(1 - \Phi_i)}{(1 - \Phi_i e^{-k\Delta z})} \tan(p_i) \right] \quad \text{ou} \quad \Delta p = p_i - \tan^{-1} \left[\frac{(1 - \Phi_i)}{(1 - \Phi_i e^{-k\Delta z})} \tan(p_i) \right]$$

Cette dernière équation montre que le changement de pendage dépend de l'enfouissement de la faille depuis son point de nucléation, des propriétés de compaction de la roche encaissante et aussi du pendage de la faille anté-compaction. Nous avons utilisé ce modèle pour calculer les variations de pendage dans des lithologies carbonatées et dans les lithologies argileuses. Nous avons utilisé les paramètres des courbes de compaction qui enveloppent toutes les données bibliographiques afin de discuter de l'ensemble de la gamme possible de variations de pendage (cf. II.2. du chapitre 1). Nous avons considéré des failles qui nucléent en surface ($z = 0$), à 500 m, à 1000 m, à 1500 m et à 2000 m et des failles présentant un pendage initial de 60° (Figure 2. 49) et de 80° (Figure 2. 50). A partir de ces courbes de variations de pendage, la différence de pendage entre les deux lithologies a aussi été estimé (Figure 2. 51). La Figure 2. 48 montre, à titre d'exemple, les résultats du modèle analytique pour des failles qui nucléent à 1 km de profondeur et pour un enfouissement maximum de 3 km.

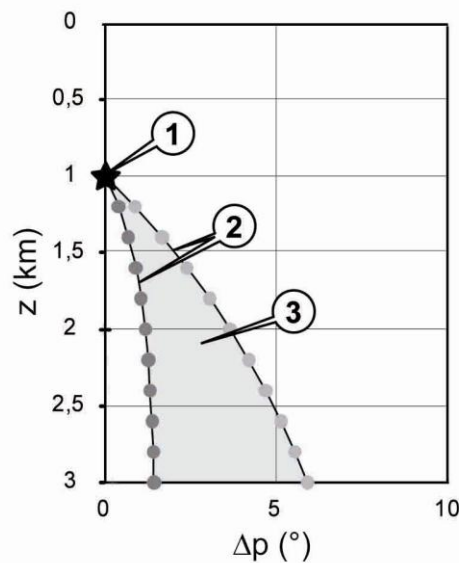


Figure 2. 48. Exemple de résultat du modèle analytique de variation de pendage (Δp) en fonction de la compaction. La marque 1 représente le point de nucléation à 1 km de profondeur. Les courbes 2 représentent les enveloppes maximum et minimum de variation de pendage en fonction de la profondeur, calculées à partir des courbes de compaction maximum et minimum. La marque 3 représente le domaine de variation d'angle. Les points de calcul sont indiqués par les symboles.

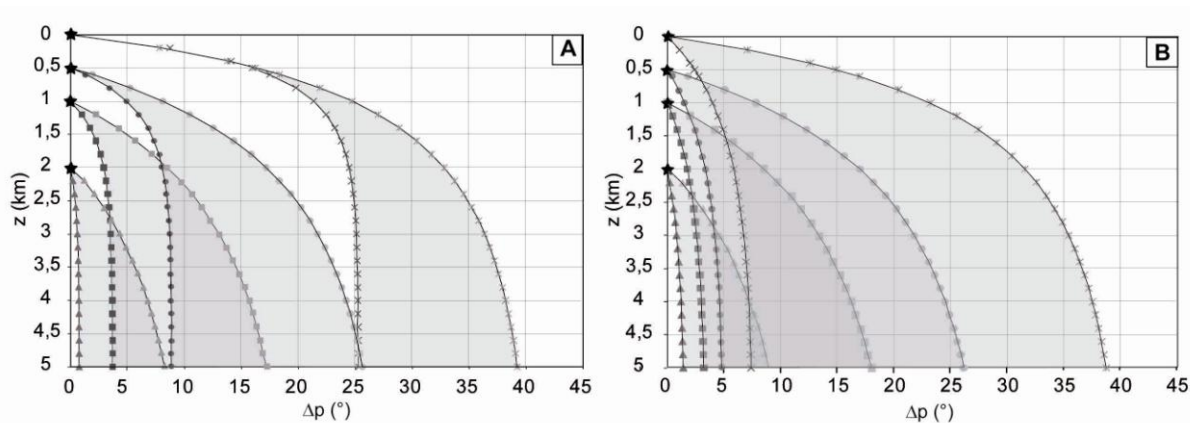


Figure 2. 49. Variation des pendages (Δp) en fonction de la profondeur d'enfouissement (z) pour un pendage initial de 60° . A : dans des couches argileuses. B : dans des couches carbonatées. Même légende que la Figure 2. 48.

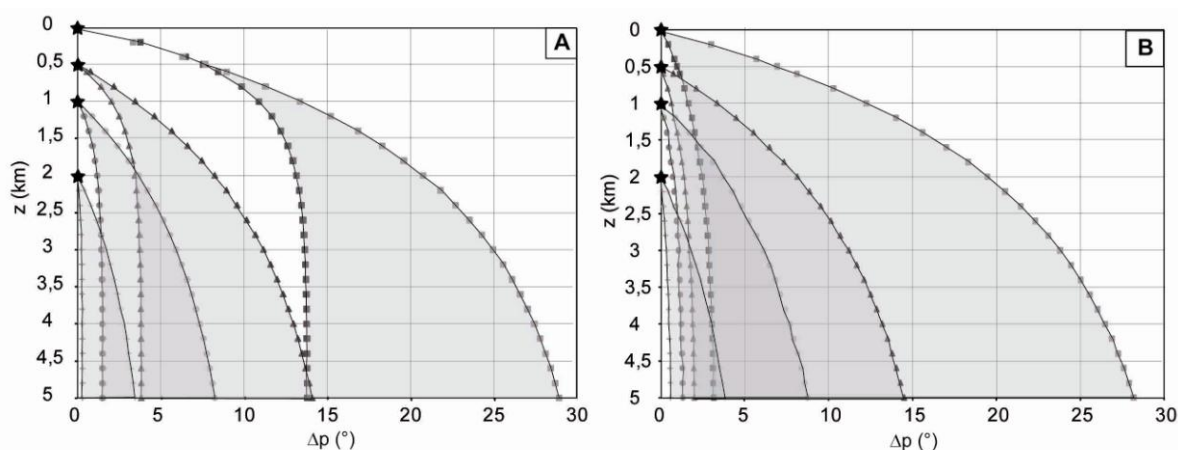


Figure 2. 50. Variation des pendages (Δp) en fonction de la profondeur d'enfouissement (z) pour un pendage initial de 80° . A : dans des couches argileuses. B : dans des couches carbonatées. Même légende que la Figure 2. 48.

Sur nos sites, les différences de pendage entre les unités calcaires et argileuses varient de 21° à 48° et les valeurs moyennes des pendages dans les calcaires sont plus importantes que dans les argiles. D'après le modèle présenté sur la Figure 2. 51, les différences de pendage induites par des compactions dans de telles lithologies excèdent 20° uniquement pour des failles nucléées en surface puis enfouies à plus de 1 km ou 2,5 km respectivement pour des failles présentant un pendage initial de 60° et 80° (Figure 2. 51). De telles conditions de nucléation puis d'enfouissement sont très improbables sur nos sites puisque sur tous les sites, les failles se sont mises en place après la phase d'enfouissement maximal. Par conséquent, les réfractations ne résultent pas entièrement de processus de compaction et il existait déjà une différence de pendage avant l'enfouissement.

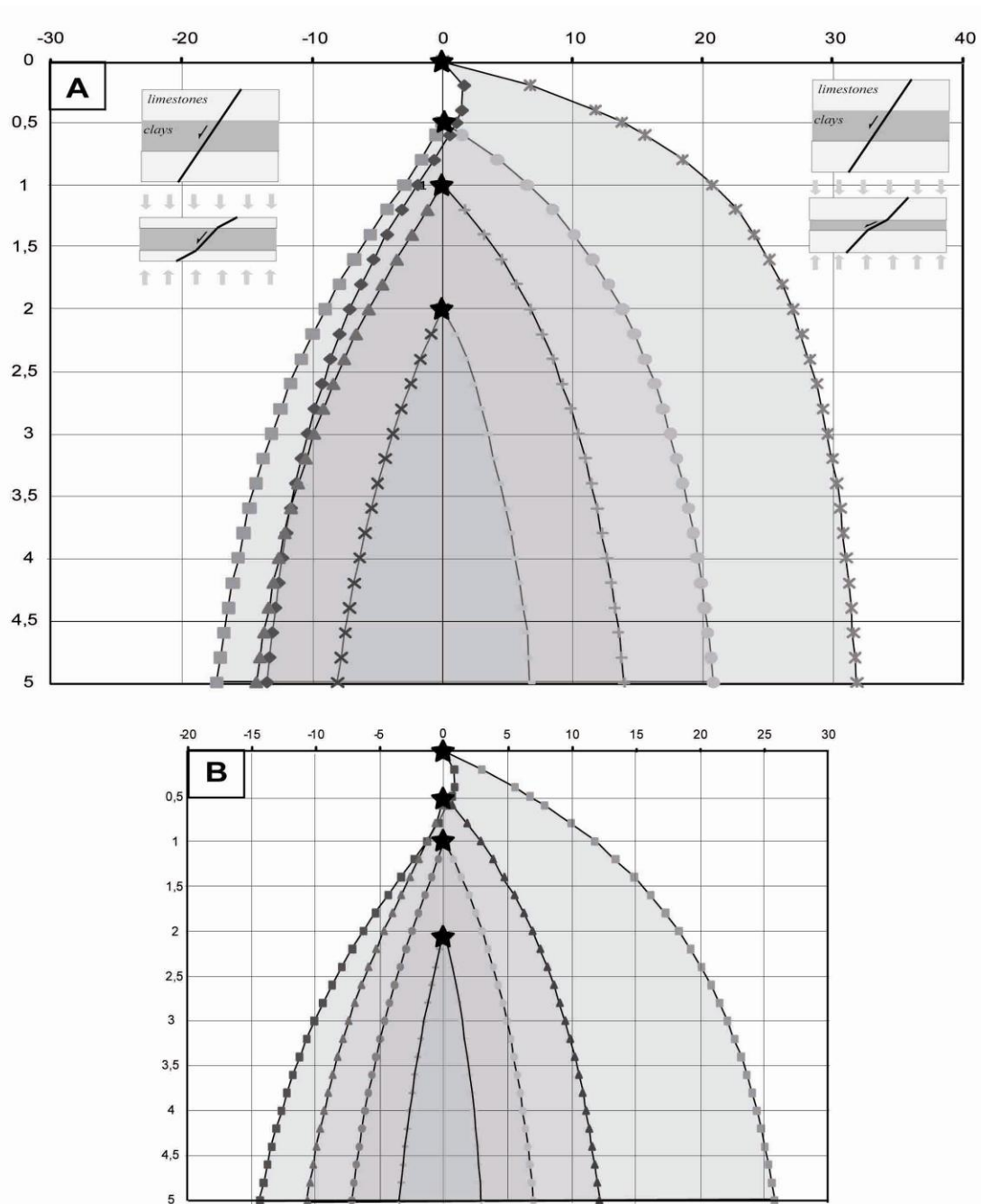


Figure 2. 51. Domaines de différence des pendages (Δp) des couches carbonatées et argileuses en fonction de la profondeur d'enfouissement (z) et des points de nucléation pour un pendage initial de 60° (A), et de 80° (B). Les différences de pendage sont positives pour une faille ayant des pendages plus faibles dans les argiles et négatives pour une faille ayant des pendages plus faibles dans les calcaires (voir les blocs conceptuels en A montrant les pendages des failles avant et après le raccourcissement).

Dans les calcaires, sur les sites de l'Hauterivien et de Flaviac, les pendages sont proches de 80° . Les changements de pendage liés à la compaction pour des failles avec un pendage initial de 80° (ou plus) dans des calcaires sont supérieurs à 10° uniquement pour des failles nucléées en surfaces ou pour des failles nucléées à moins de 500 m et enfouies à plus de 2,5 km (pour les calcaires initialement très poreux) (Figure 2. 50.B). Par conséquent, sur

ces sites, les pendages des failles dans les calcaires n'ont probablement pas été fortement modifiés. Sur les sites de Trescléoux et de St-Didier, les pendages sont proches de 75°. Ces valeurs peuvent résulter d'un changement de pendage de 5° d'une faille initialement à 80° mais pour les mêmes raisons que sur les sites de l'Hauterivien et de Flaviac, le changement de pendage lié à la compaction n'excède probablement 10°. Les failles du site de Vogüé sont plus précoces et ont donc été probablement plus enfouies que les failles des autres sites de l'Argovien. L'enfouissement maximal de ce site est inférieur à 2,5 km. Par conséquent, le changement de pendage lié à la compaction est inférieur à 10° si les failles ont nucléés à plus de 500 m de profondeur (Figure 2. 50.B). Dans ce cas, la différence de pendage des failles dans les calcaires entre les sites de l'Argovien n'est pas associée à des processus de compaction. A l'inverse, si les failles du site de Vogüé ont nucléé à moins de 500 m de profondeur, alors le changement de pendage lié à la compaction peut avoisiner les 20° (Figure 2. 50.B). Dans ce cas-ci, la différence de pendage des failles dans les calcaires entre les sites de l'Argovien peut être associée à des processus de compaction. Ce dernier scénario semble toutefois improbable car aucun indices de nucléation en surface n'ont été relevés sur ce site.

Les pendages moyens dans les couches argileuses varient de 40° à 55°. Il est impossible que ces pendages soient induits par des changements de pendage d'une faille avec un pendage initial de 80° (ou plus). Il est également fort peu probable que les pendages soient induits par des changements de pendage d'une faille avec un pendage initial de 60°. En effet, pour de telles failles, les changements de pendage liés à la compaction sont supérieurs à 15° uniquement pour des failles nucléées en surface ou pour des failles nucléées à 500 m et enfouies à plus de 1,5 km. Seul le site de Vogüé peut remplir ces conditions. Cependant, les valeurs de pendage dans les argiles de ce site sont comparables aux autres sites de l'Argovien et n'ont donc probablement pas été trop modifiées. En revanche, les failles ont pu nucler avec un pendage inférieur à 60° et des légères variations de pendage ont diminué ces valeurs. Ces variations étant probablement inférieures à 10°.

III.3.3. Evolution des pendages avec le déplacement

Sur le site de St-Didier, comme sur les sites de l'Hauterivien, les valeurs de pendage ont été analysées séparément pour les 4 failles étudiées. Ces failles présentent des déplacements variables ($2,5 \text{ cm} < D_{max} < 42 \text{ cm}$) (Figure 2. 52). Sur ces sites, la Figure 2. 53 montre qu'il n'y a pas de variation significative des pendages moyens caractéristiques de chaque lithologie en fonction de la valeur de déplacement maximal local. La seule variation de pendage notable correspond à une chute de la valeur moyenne de pendage dans les

calcaires d'environ 70° à moins de 60° sur la faille présentant le déplacement maximal des 4 failles étudiées sur le site de St-Didier (faille IV sur la Figure 2. 52, $D_{max} = 43$ cm sur la Figure 2. 53). Cette chute de pendage est associée à une dispersion des pendages vers des valeurs faibles (Figure 2. 52.C), et découle de rotations de blocs calcaires liées au processus de restriction par faille subhorizontale (cf. III.4 de ce chapitre). Cet exercice n'a pas été réalisé sur les autres sites car le nombre de mesures de pendage associées à un déplacement était toujours trop limité pour obtenir des moyennes fiables. Toutefois, les variations des pendages dans une lithologie sont relativement faibles au regard des variations de déplacement. Cela confirme que le pendage évolue peu en fonction du déplacement au sein d'une même lithologie pour les échelles étudiées.

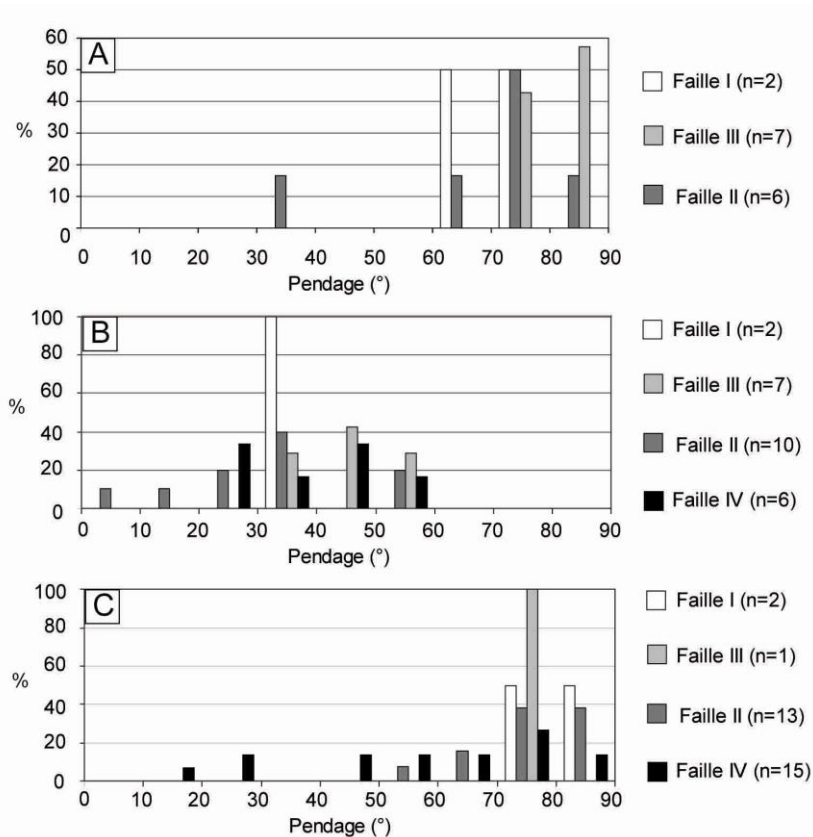


Figure 2. 52. Histogrammes de répartition des pendages pour chaque faille du site de St-Didier. A : Lithologie argilo-calcaire. B : Argiles. C : Calcaires. n est le nombre de mesures. Sur la faille IV, il n'y a pas de mesure de pendage au sein de la lithologie argilo-calcaire car le déplacement est tellement important que les bancs en contact de part et d'autre de la faille sont de lithologies différentes.

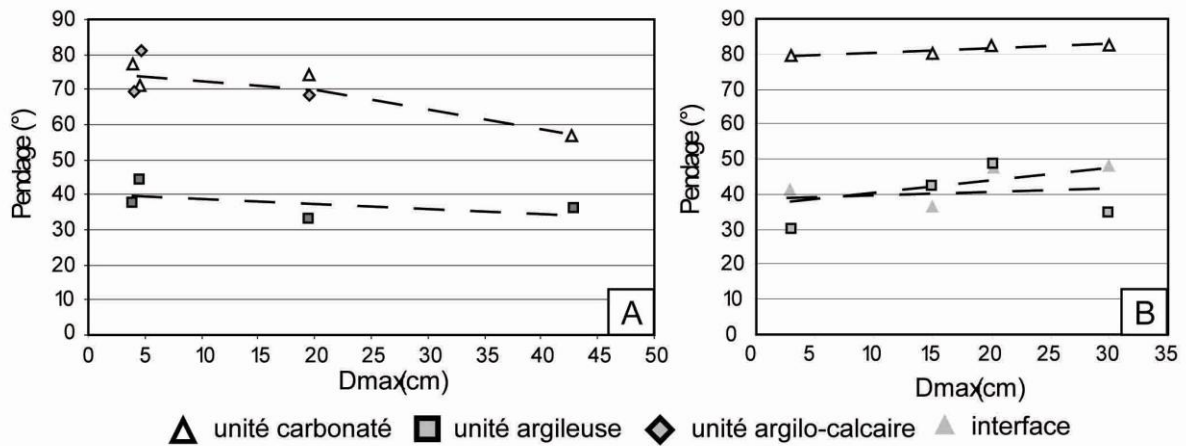


Figure 2. 53. Evolution des valeurs de pendages moyens en fonction du D_{max} . A : Site de St-Didier. B : Sites de l'Hauterivien.

En revanche, la réfraction s'atténue au cours de l'accumulation du déplacement sur une faille. Cette caractéristique avait déjà été noté dans la bibliographie (Wibberley et al., 2007). En effet, sur le site de St-Didier, la réfraction est bien marquée sur une faille qui présente un déplacement maximal faible par rapport à l'épaisseur des couches (Figure 2. 54.A) alors qu'elle est faible sur la faille qui présente un déplacement maximal fort par rapport à l'épaisseur moyenne des couches (Figure 2. 54.B). Sur les sites de Vogüé, de l'Hauterivien et de St-Didier, nous avons défini les valeurs moyennes de pendage à l'interface (*i.e.* les valeurs associées aux portions de failles pour lesquelles les lithologies en contact dans le mur et dans le toit des failles sont de natures différentes) (Figure 2. 43). Nos observations semblent indiquer que ces valeurs sont proches d'une valeur intermédiaire entre les valeurs caractéristiques des lithologies (sites de St-Didier et de Vogüé) ou proche de celle des argiles (Hauterivien). Lorsque le déplacement sur une faille augmente, irrémédiablement des lithologies de natures différentes se retrouvent de plus en plus en contact le long de la faille. La proportion des portions de faille à l'interface augmente donc le long des failles, et inversement, la longueur des portions de failles pour lesquelles les lithologies en contact dans le mur et dans le toit des failles sont de même nature diminue jusqu'à disparaître au centre des failles. Par conséquent, avec l'augmentation du déplacement, la réfraction s'estompe peu à peu et la valeur moyenne de pendage devient celle caractéristique des interfaces. Malgré son importance, nous n'avons pas mis en évidence le mécanisme qui contrôle la valeur de pendage à l'interface.

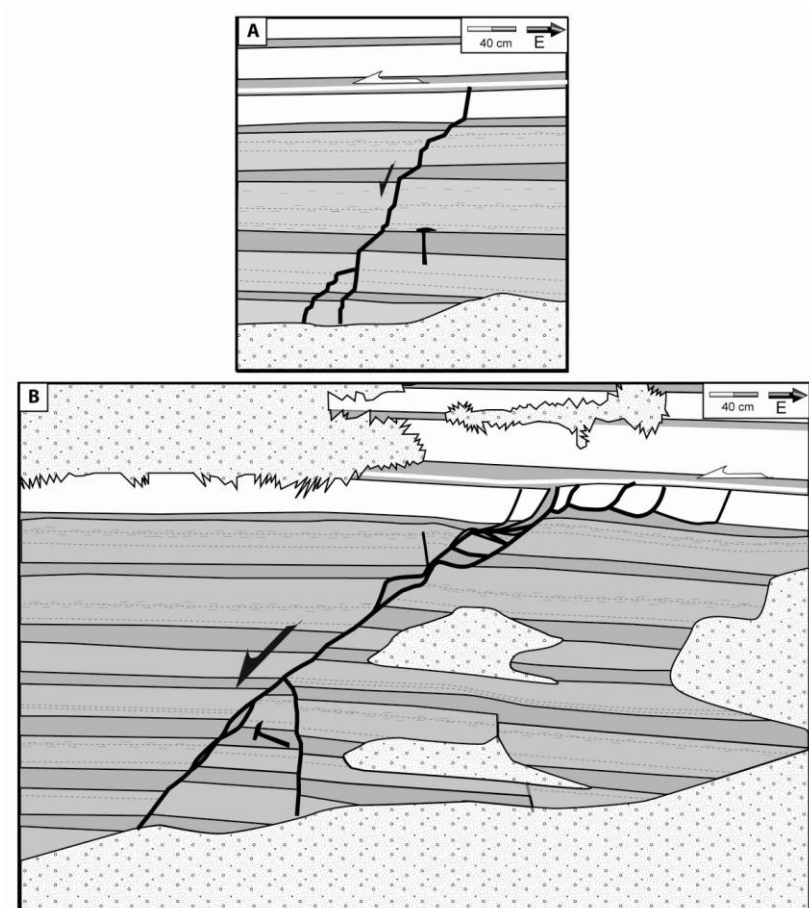


Figure 2. 54. Deux exemples de failles du site de St-Didier. La faille du haut avec un D_{max} faible (4,5 cm) présente une forte réfraction et la faille du bas avec un D_{max} fort (42 cm) présente une faible réfraction.

III.3.4. Rôle de la croissance des failles

Les portions de failles réfractées dans les argiles appartiennent à des failles qui, suivant les sites, affectent plusieurs couches (Flaviac, Vogüé, St-Didier, 3 sites de l'Hauterivien), butent sur une faille subhorizontale (St-Didier, Trescléoux) ou s'arrêtent plus ou moins profondément dans les argiles (Trescléoux, Flaviac, Vogüé) (Figure 2. 55). Sur le site de Trescléoux, les portions dans les argiles des failles qui butent sur une faille subhorizontale et qui s'arrêtent plus ou moins profondément dans les argiles ne présentent pas de différence de pendage significative. Sur le site de Flaviac et de Vogüé, les portions des failles qui traversent plusieurs couches et celles qui s'arrêtent plus ou moins profondément dans les argiles présentent aussi des pendages similaires. Il n'existe pas non plus de variation de pendage dans les calcaires associés à des restrictions ou à des propagations de failles plus ou moins profondément dans les argiles. Ces résultats montrent que sur les sites de Trescléoux, de Vogüé et de Flaviac, le changement de pendage dans les argiles ne nécessite pas que la faille se soit propagée à travers plusieurs couches et n'est donc pas associé à des

processus de connexion entre des fractures préexistantes dans les calcaires. Par conséquent, sur ces trois sites, on peut conclure que la réfraction découle d'une propagation continue des failles (Figure 2. 56). Les rapports C/L du site de Flaviac et de Trescléoux sont en moyenne forts (*i.e.* des couches argileuses épaisses et des bancs calcaires fins) alors que sur le site de Vogüé, ils sont en moyenne faibles (*i.e.* des couches argileuses et des bancs calcaires assez similaires). Ce mécanisme de propagation continue existe donc pour des argiles épaisses comme pour des argiles fines. Sur les sites de l'Hauterivien, nous n'avons pas d'évidence d'une propagation continue des failles permettant d'exclure un processus de connexion de manière aussi claire que sur les autres sites.

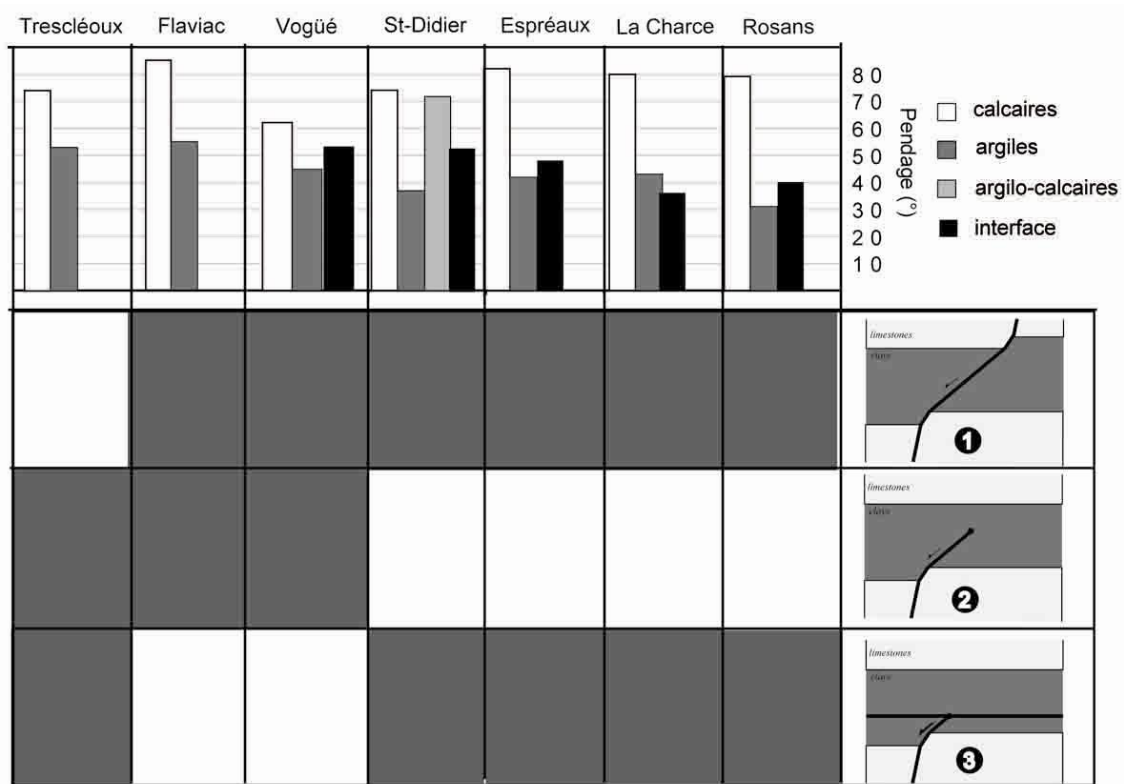


Figure 2. 55. Réfraction des pendages en fonction des catégories de failles. 1 : des failles qui affectent plusieurs couches, 2 : des failles s'arrêtant plus ou moins profondément dans les argiles et 3 : des failles restreintes dans les argiles par une faille subhorizontale. Un carré gris est indiqué au dessous de l'histogramme lorsque une des trois catégories de failles est observée sur un site. La légende que de l'histogramme est la même que sur la Figure 2. 46.

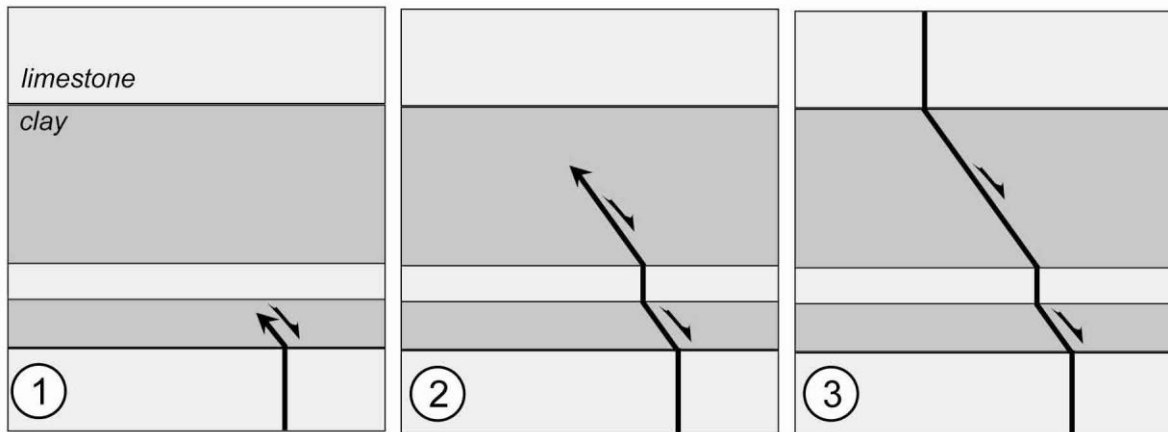


Figure 2. 56. Modèle de réfraction liée à une propagation continue de faille. 1, 2 et 3 sont les étapes successives de propagation de la faille. Cette propagation peut se faire de bas en haut ou inversement.

Pour discuter de l'origine de la réfraction sur les sites de l'Hauterivien, nous avons défini un paramètre nommé *HPL* (Horizontal path length = distance parallèle à la stratification mesurée entre deux segments dans les bancs calcaires, Figure 2. 57.D). Les résultats de l'analyse des *HPL* des sites de l'Hauterivien sont présentés dans l'article I (Chapitre 1.III.1 de ce chapitre). Les résultats importants de cette analyse sont repris ici en incorporant les résultats d'autres sites. Au total, nous avons mesuré les *HPL* sur cinq sites (*i.e.* les 3 sites de l'Hauterivien, le site de Vogüé et le site de Flaviac). A partir des valeurs moyennes de pendage dans les argiles, nous avons calculé les droites théoriques de *HPL*, comme sur les sites de l'Hauterivien. Ces droites théoriques représentent les valeurs idéales de *HPL* formées pour un pendage constant, indépendant de l'épaisseur dans les bancs argileux et égal à la valeur moyenne des pendages dans les couches argileuses. Sur les sites de l'Hauterivien, nous avons mis en évidence que le *HPL* mesuré diminue légèrement avec l'augmentation des déplacements des deux segments de failles à faible pendage à l'interface (Figure 2. 57.D). Sur les différents sites, nous avons mesuré les valeurs des pendages à l'interface et les rejets sur chaque banc calcaire ; nous pouvons donc corriger les valeurs de *HPL* mesurées en prenant en compte les portions de failles aux interfaces (Figure 2. 57).

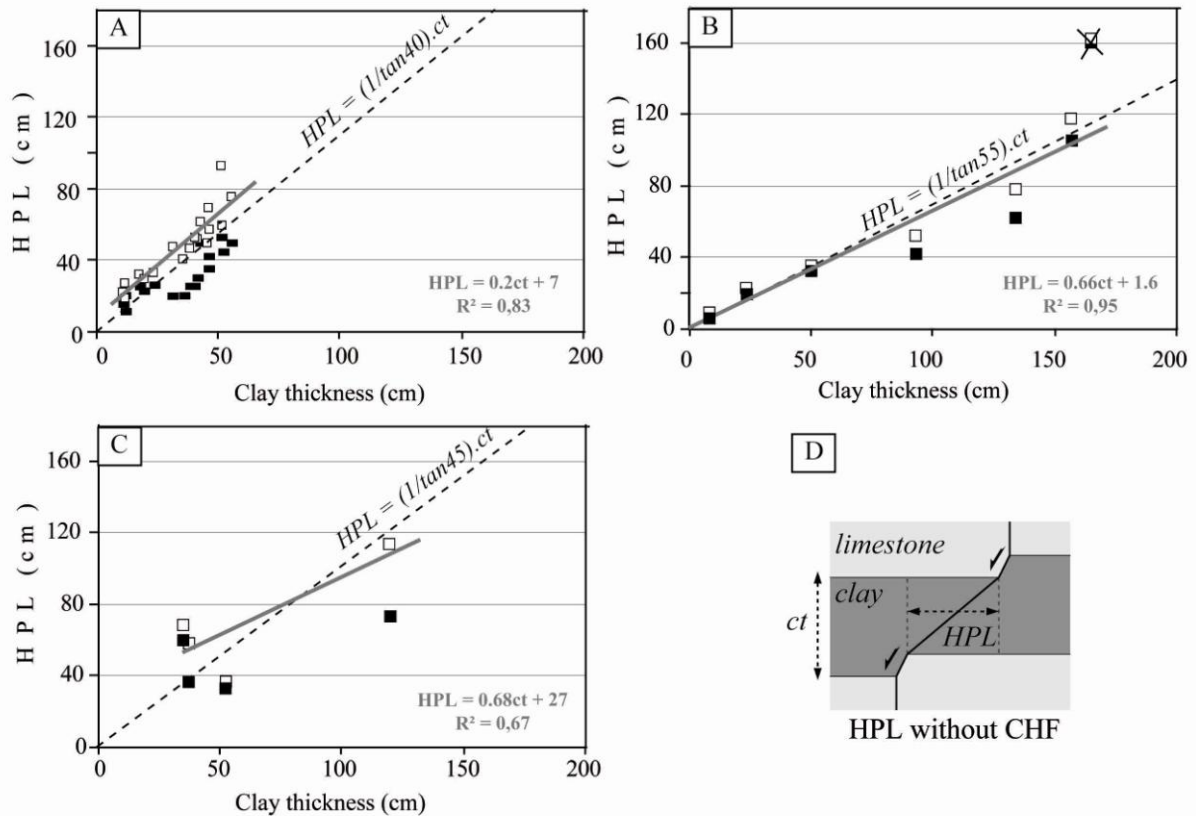


Figure 2. 57. Variation du *HPL* avec l'épaisseur de la couche argileuse. A : Sites de l'Hauterivien. B : Site de Flaviac. C : Site de Vogüé. D : Modèle conceptuel de géométrie de faille avec des variations de pendage. *ct* : épaisseur des argiles. Dans A, B, C, les valeurs de *HPL* non corrigées sont en noir et les valeurs corrigées (en éliminant les *HPL* liées aux portions de failles aux interfaces) sont en blanc. Les droites en pointillé sont les droites de *HPL* théorique calculées avec les valeurs de pendages moyens de chaque site (40°, 55° et 45° respectivement pour l'Hauterivien, Flaviac et Vogüé). Les droites de régressions (et leurs équations) obtenues à partir des valeurs corrigées sont représentées en gris. Sur le site de Flaviac, nous avons exclu la valeur de *HPL* barrée.

Sur tous les sites, les valeurs de *HPL* corrigées augmentent proportionnellement avec l'épaisseur des argiles et s'alignent sur les droites théoriques des *HPL* (Figure 2. 57). Une seule valeur de *HPL* mesurée sur le site de Flaviac est en désaccord avec la droite théorique et est associée à une valeur de pendage plus faible que la valeur moyenne du site. Cette exception mise à part, ces résultats impliquent que les pendages des failles dans les couches argileuses ne sont pas fonction de l'épaisseur des bancs argileux et que le changement de pendage contrôle la géométrie de la faille à travers les systèmes multicouches. Dans une série stratifiée, l'épaisseur des bancs est variable d'un banc à un autre et la distance qui sépare des joints ou des failles dans un même réseau (*i.e.* fractures précoces potentielles) dépend de l'épaisseur du banc (Ladeira et Price, 1981; Wu et Pollard, 1995 ; Soliva et al., 2006), il y a donc de fortes probabilités que la distance qui sépare des fractures précoces dans un même banc soit indépendante d'un banc à un autre et en conséquence, les valeurs *HPL* devraient être aléatoires (Figure 2. 58.A), ce qui n'est pas le cas sur nos sites. Ainsi, les données de *HPL*

confirment de manière indirecte que la réfraction ne semble pas découler de connexions de fractures précoces en réseaux. En outre, comme le montre la Figure 2. 58.B, une « shear zone » à pendage constant impliquerait des changements de pendage et de *HPL* en fonction de l'épaisseur des couches. La géométrie des failles étudiées ne résulte donc pas non plus d'une telle « shear zone ». Par conséquent, nos données s'accordent fortement avec le modèle de propagation continue (ascendant ou descendant) avec des changements de pendage constants (Figure 2. 56).

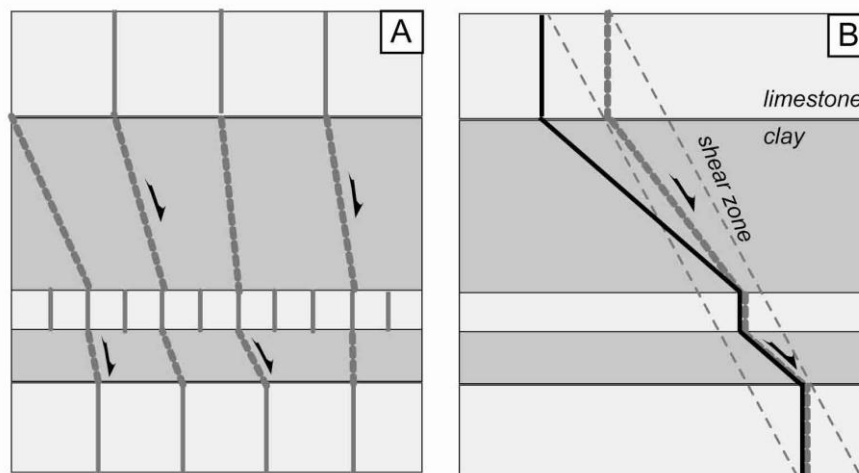


Figure 2. 58. Modèles discontinus de réfraction. A : Connexions dans les argiles de réseaux de fractures précoces (traits pleins) localisées dans les calcaires. Notez la répartition aléatoire des pendages (et des *HPL*) dans les argiles. B : Géométrie de faille réfractée liée à une « shear zone » à pendage constant (en gris). La géométrie en noir correspond à celle observée sur nos sites. Notez la variation des pendages (et des *HPL*) dans les argiles liée à des variations d'épaisseur.

Cependant, sur les sites de l'Hauterivien, nous n'observons aucune faille s'arrêtant au sein des argiles. Il est donc difficile de distinguer si la réfraction résulte d'une connexion de fractures précurseurs (Figure 2. 59), ou du processus de propagation continue (Figure 2. 56), puisque les géométries finales sont identiques dans les deux modèles. Si la géométrie des failles résulte de connexions de précurseurs, alors les segments dans les calcaires préexistent mais leur localisation dépend de la présence d'un segment de faille dans les calcaires adjacents (Figure 2. 59). A titre de remarque, nous avons décrit précédemment des joints se propageant plus ou moins profondément dans les argiles avec des changements de pendage (*cf.* Chapitre 1.II.3.1 de ce chapitre). Aucun déplacement cisailant n'est visible sur ces fractures, mais il est envisageable que la propagation de ces joints soit liée à des déplacements cisailant très faible et invisible à l'œil nu. Ces joints pourraient correspondre à une phase précoce de propagation de la faille. La propagation des failles dans les argiles sur ce site découlerait alors de valeurs très faibles (<1cm) de déplacement cisailant.

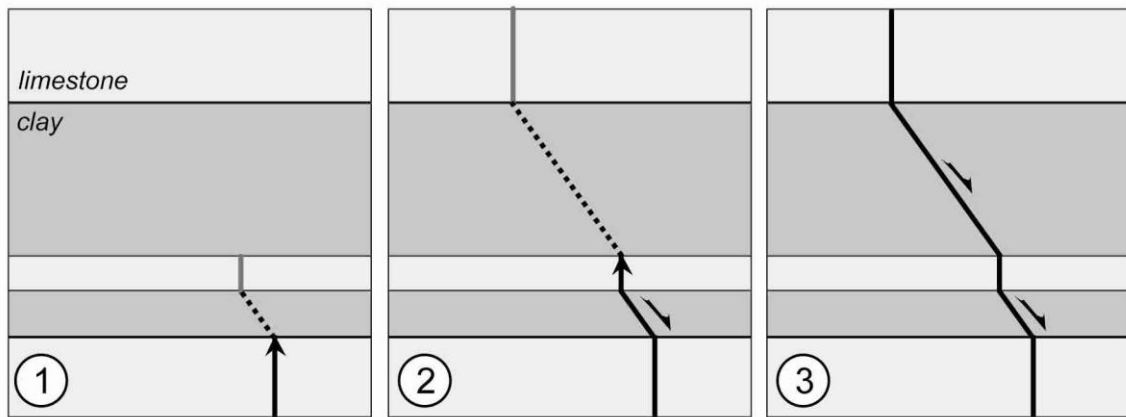


Figure 2. 59. Modèle de propagation par connexion de fractures précurseurs. 1, 2 et 3 sont les étapes successives de propagation de la faille. Les précurseurs sont les segments en gris.

III.3.5. Modèle frictionnel

Le pendage d'une fracture dépend de l'enveloppe de rupture du milieu dans laquelle elle se propage et de l'état de contraintes local (magnitude et orientation). Le pendage d'une faille (mode II et III) est fonction de la friction ($p = (90 + \phi)/2$, avec p le pendage et ϕ la friction suivant un modèle de rupture de Mohr-Coulomb, cf. I.3.2. du chapitre 1) et des orientations locales des contraintes. Les fractures en mode I (ou en mode hybride) ont des pendages très forts, indépendants de la friction. Au regard des valeurs de friction des couches carbonatées et des couches argileuses issues de la compilation des données bibliographiques (cf. II.3.5. du chapitre 1) et en supposant une contrainte principale maximal verticale, les pendages théoriques des failles normales varient de 54° à 69° avec une moyenne à 62° dans les couches carbonatées et de 49° à 73° avec une moyenne égale à 62° dans les couches argileuses. De la valeur de friction établie sur le site d'Espréaux (cf. I.3.3 de ce chapitre) découle un pendage hypothétique de 62° .

Dans les calcaires des sites de l'Argovien, les pendages observés sur les sites de Vogüé sont identiques à la valeur théorique moyenne des calcaires (l'angle de friction déduit de ce pendage est de 32°) ; les pendages observés sur les sites de St-Didier et de Trescléoux sont légèrement plus élevés que les valeurs théoriques. Nous avons vu précédemment que cette différence de pendage n'était probablement pas liée à des compactations différentielles (cf. III.3.2 de ce chapitre). Elles ne sont probablement pas non plus associées à des variations de friction. En effet, au vu des similitudes minéralogiques, il est fort probable que les valeurs des angles de friction soient identiques et égales à 32° sur ces sites. Cette hypothèse est confortée par le fait que cette valeur de friction est aussi celle des calcaires d'Espréaux qui ont une

minéralogie identique. Enfin, ces différences ne sont pas non plus liées à l'enfouissement de la roche avant la mise en place des failles puisque les pendages sont identiques sur les sites de Trescléoux (*i.e.* fort enfouissement) et de St-Didier (*i.e.* enfouissement plus faible). En revanche, ce sont vraisemblablement les différences de profondeur de nucléation des failles qui les contrôlent car la profondeur de formation est probablement plus importante sur le site de Vogüé que sur les deux autres sites (*cf.* I.2.3 de ce chapitre). Les forts pendages des sites de Trescléoux et de St-Didier sont donc probablement associés à un mode hybride de propagation favorisé par une contrainte principale verticale faible.

Les valeurs de pendage de 80°, observées dans les calcaires des autres sites, ne sont pas liés à la friction mais sont probablement liés à une propagation en mode I. Ce mode I est de plus uniquement localisé dans les calcaires puisque les pendages des failles dans les argiles ne sont clairement pas ceux de fractures en mode I. Cette propagation locale en mode I est probablement associée à une valeur de cohésion plus importante (*cf.* II.3.5 du Chapitre 1) dans les calcaires que dans les argiles et à la magnitude de la contrainte différentielle. L'environnement le plus favorable à de tels pendages associerait une chute de la contrainte horizontale minimale dans les calcaires et une contrainte principale maximale verticale faible. Les sites d'âge Argovien se dissocient des autres par une plus faible différence de pourcentage de carbonates et de module de Young entre les couches carbonatées et argileuses. Par conséquent, nos observations semblent indiquer que des perturbations des magnitudes des contraintes sont favorisées par des fortes différences de minéralogie entre les couches.

Dans les argiles, seuls les sites de Trescléoux et de Flaviac présentent des pendages concordants avec les valeurs théoriques, les pendages étant trop faibles sur les autres sites. Toutes les valeurs de pendages sont associées à du mode II et plusieurs mécanismes peuvent expliquer la faiblesse des pendages dans les argiles : (1) les valeurs de friction sont effectivement nulles dans nos couches argileuses ; (2) les valeurs de friction sont faibles puis les pendages sont légèrement modifiés par des compactions ; (3) la contrainte principale maximale n'est pas verticale et a donc subi une rotation dans les argiles. Dans ce dernier cas, au vue des pendages théoriques et de nos valeurs de pendage, les valeurs minimale et maximales de rotation de la contrainte verticale seraient de 4° et de 42°. Les deux sites présentant des pendages cohérents avec un modèle frictionnel ont des caractéristiques minéralogiques et rhéologique très différentes, en revanche ce sont ceux ayant des rapports *C/L* forts (*i.e.* des calcaires fins et des argiles épaisses). Par conséquent, nos observations semblent indiquer que des rotations de contraintes dans les argiles pourraient être favorisées dans des milieux multicouches ayant des rapports *C/L* faibles.

III.4. Singularités architecturales liées à la restriction des failles

Sur les sites de St-Didier et de Trescléoux, parmi les failles restreintes par des failles subhorizontales, certaines présentent de fortes singularités architecturales liées à la restriction, et d'autres ont à première vue une géométrie identique aux failles non restreintes. Sur le site de St-Didier, la faille avec un déplacement maximal faible ($D_{max} = 4$ cm) ne présente pas de caractéristique particulière liée à la restriction. Il en est de même pour la majorité des failles du site de Trescléoux présentant un déplacement maximal inférieur à 12 cm. En revanche, sur les deux sites, lorsque la valeur maximale de déplacement augmente sur la faille, des singularités architecturales apparaissent (Figure 2. 60). Elles correspondent à l'apparition de segments de faille subparallèles à la faille principale. Ces segments sont localisés dans le dernier banc compétent avant le restricteur (CHF) et dans le mur de faille (Figure 2. 60). A proximité de ces segments de faille, des petites fractures secondaires apparaissent aussi mais contrairement aux segments, celles-ci n'accroissent pas significativement de déplacement. Sur le site de St-Didier, en incluant le segment de faille principale, le nombre de segments varie de 1 (pas de « singularité architecturale ») à 6. Sur le site de Trescléoux, nous observons 1 à 2 segments.

Le nombre de segments augmente avec le déplacement maximal des failles (Figure 2. 60 et Figure 2. 61.A), ce qui indique que ces segments de failles apparaissent successivement. En conséquence de cette augmentation du nombre de failles, l'épaisseur de la zone de failles (distance mesurée parallèlement au banc et dans le plan de coupe de l'affleurement qui équivaut approximativement à la direction perpendiculaire à la faille) augmente aussi avec le D_{max} (Figure 2. 61.B). Sur le site de St-Didier, l'espacement moyen entre deux segments est de 23 cm. A partir de cet espacement moyen et du nombre de failles, il est possible de définir des épaisseurs de zones de failles (Figure 2. 61.C). Excepté pour la faille présentant le déplacement le plus important, la bonne corrélation entre les épaisseurs réelles et les épaisseurs calculées à partir de l'espacement moyen indique que la distance entre les segments de faille est plus ou moins constante.

Des auteurs montrent également qu'une relation linéaire relie l'espacement entre les failles de même systèmes de failles restreintes dans une couche et l'épaisseur de la couche ($S=0,45T$; S : espacement moyen et T : épaisseur de la couche) (Ackermann et al., 2001; Soliva et al., 2006). Cette relation est associée à la chute de contrainte autour d'une faille. Elle permet notamment de calculer des espacements entre des failles en connaissant l'épaisseur du banc. Nous avons appliqué cette relation en utilisant les épaisseurs des bancs calcaires des

sites de St-Didier et de Trescléoux dans lesquels sont les segments de faille (41 cm et 55 cm respectivement à St-Didier et à Trescléoux) pour définir des valeurs théoriques d'espacement (S) de 18cm et de 25 cm respectivement sur les sites de St-Didier et de Trescléoux. Sur le site de Trescléoux, cet espacement est très proche de l'espacement observé. Sur le site de St-Didier, à partir de cette valeur d'espacement théorique et du nombre de failles, nous avons calculé des épaisseurs théoriques de zones de failles pour chacune de nos failles (Figure 2. 61.C). Excepté pour la faille présentant le déplacement le plus important, ces valeurs théoriques s'accordent également avec nos données indiquant que l'espacement entre les failles est peut être lié au chute de contrainte local générée par les segments de faille dans le banc calcaire.

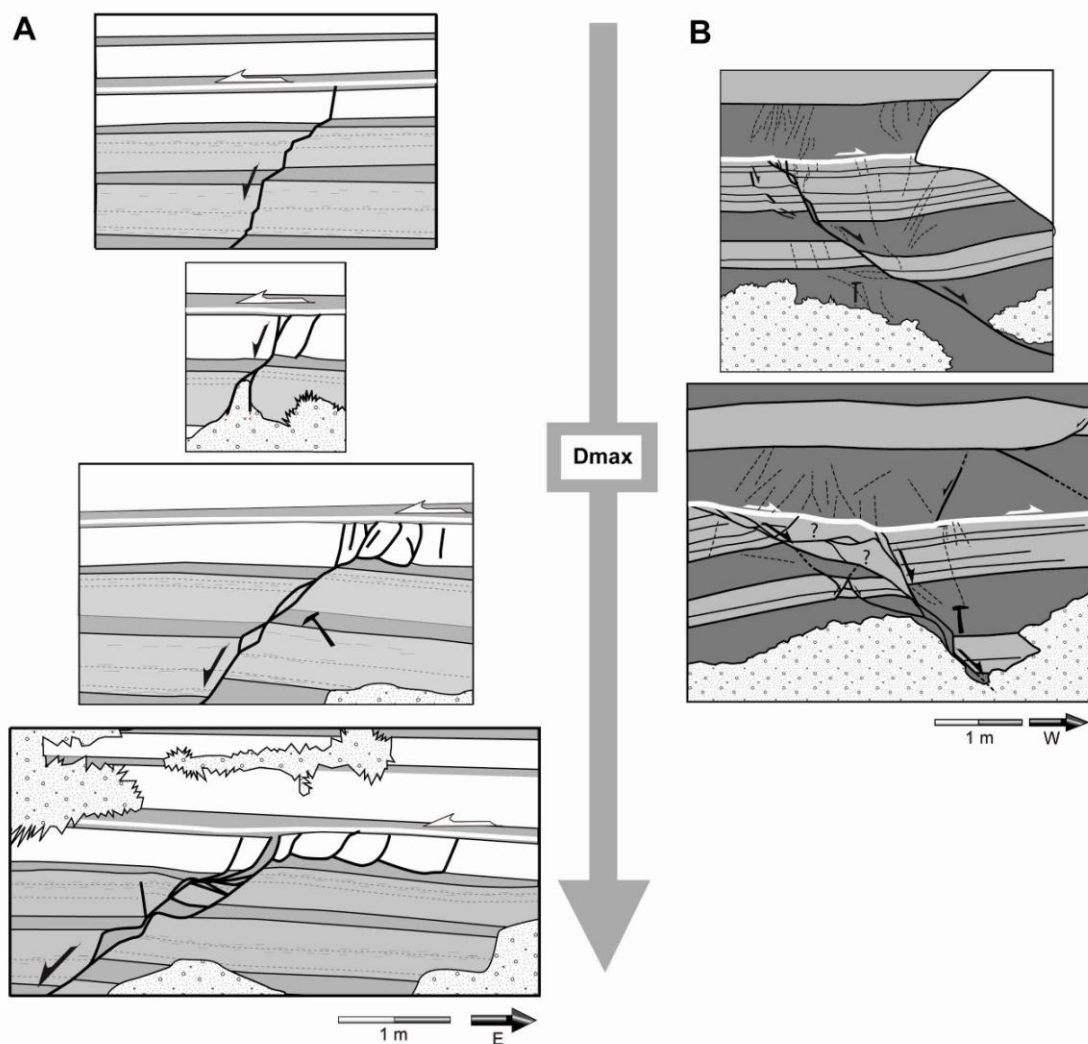


Figure 2. 60. Illustration de l'évolution de l'architecture des failles normales restreintes lors de l'accumulation du déplacement maximal (D_{max}). A : Quatre exemples de failles restreintes par une même faille subhorizontale et observées sur le site de St-Didier. Les calcaires sont en gris clair, les calcaires argileux en gris moyen et les argiles en gris foncé. B : Deux exemples de failles restreintes par une même faille subhorizontale et observées sur le site de Trescléoux. Les segments de failles normales sont en noir et la faille subhorizontale en blanc. Les calcaires sont en gris moyen et les argiles en gris foncé.

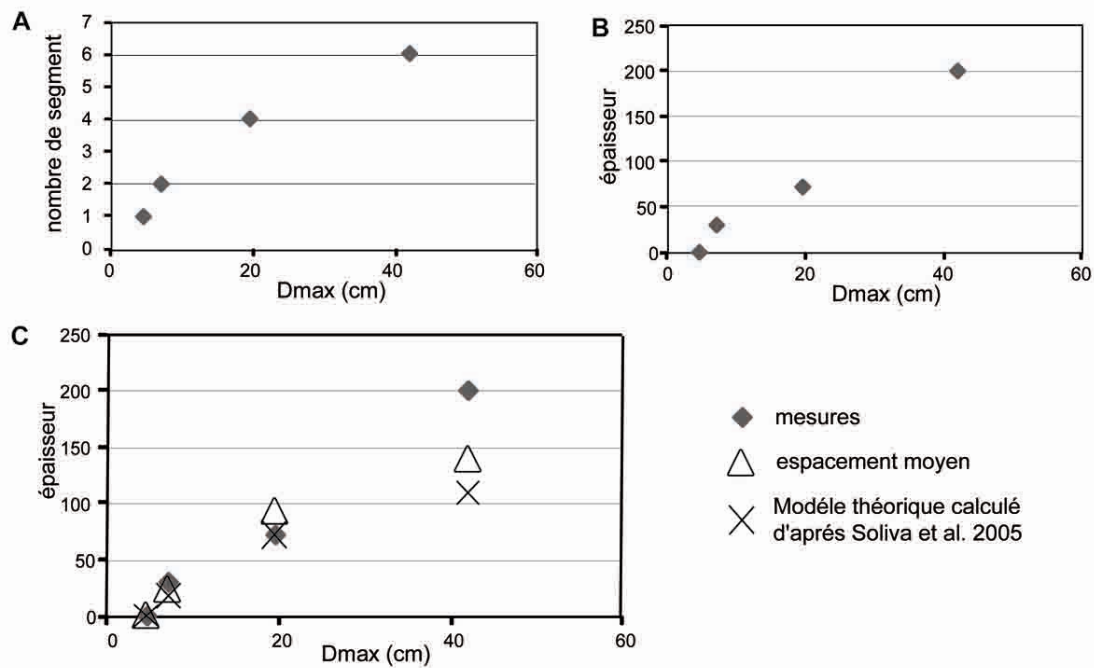


Figure 2. 61. Analyse de l'évolution de l'architecture des failles normales restreintes par une même faille subhorizontale en fonction de l'accumulation du déplacement maximale (site de St-Didier). A : Nombre de segments de faille à proximité d'un restricteur en fonction du déplacement maximal (D_{max}). B : Epaisseur de la zone de failles à proximité d'un restricteur en fonction de D_{max} . C : Comparaison des données d'épaisseur présentées en B avec deux modèles représentées par des triangles et des croix (voir texte pour explication).

Ces observations permettent de définir un modèle d'évolution de l'architecture des failles restreintes qui présente des caractéristiques assez similaire à celui de Gross et Wilkins (1997). Dans un premier temps, la faille se propage jusqu'au restricteur, son architecture est principalement contrôlé par les réfractions liées aux variations lithologiques (étape 1 sur la Figure 2. 62.A). Durant sa propagation, la faille peut être restreinte par des interfaces lithologiques, mais nos observations indiquent toutefois que ces restrictions ne perturbent pas fortement l'architecture des failles. La faille est ensuite restreinte par le CHF (étape 2 sur la Figure 2. 62.A). Alors que la déformation continue d'augmenter, la faille reste restreinte par le CHF et pour accommoder plus de déformation à proximité du restricteur, un nouveau segment de faille nucléé dans le dernier banc compétant à proximité du restricteur et dans le mur de faille (étape 3). Nos observations montrent que cette faille ne découle pas d'un « splay » du segment principale mais de la nucléation d'un nouveau segment dans le banc compétant. La distance entre ce nouveau segment et le segment principale est contrôlée par l'épaisseur du banc compétant ($S \approx 0.5T$, S : espacement moyen et T : épaisseur de la couche). Ensuite le nouveau segment se propage et peut être restreint par les interfaces lithologiques (étape 4) jusqu'à se propager dans les argiles avec un changement de pendage (étape 5). Durant sa propagation, il se connecte avec le segment principale avec un changement de

pendage important et devient à son tour restreints par le CHF (étape 6). Puis le processus recommence, et pour accommoder plus de déformation à proximité du restricteur, un nouveau segment nucléé à nouveau (étape 6 et 7). Dans la Figure 2. 62.A, le CHF est plicatile et une partie de la déformation se propage par déformation plicative à travers le restricteur comme sur le site de Trescléoux. Inversement, dans la Figure 2. 62.B, le CHF est non plicatile comme sur le site de St-Didier. D'après nos observations, cette différence contrôle principalement les rotations de blocs dans le banc situé à proximité du restricteur. Mise à part cette différence architecturale, les deux modèles présentent des caractéristiques similaires.

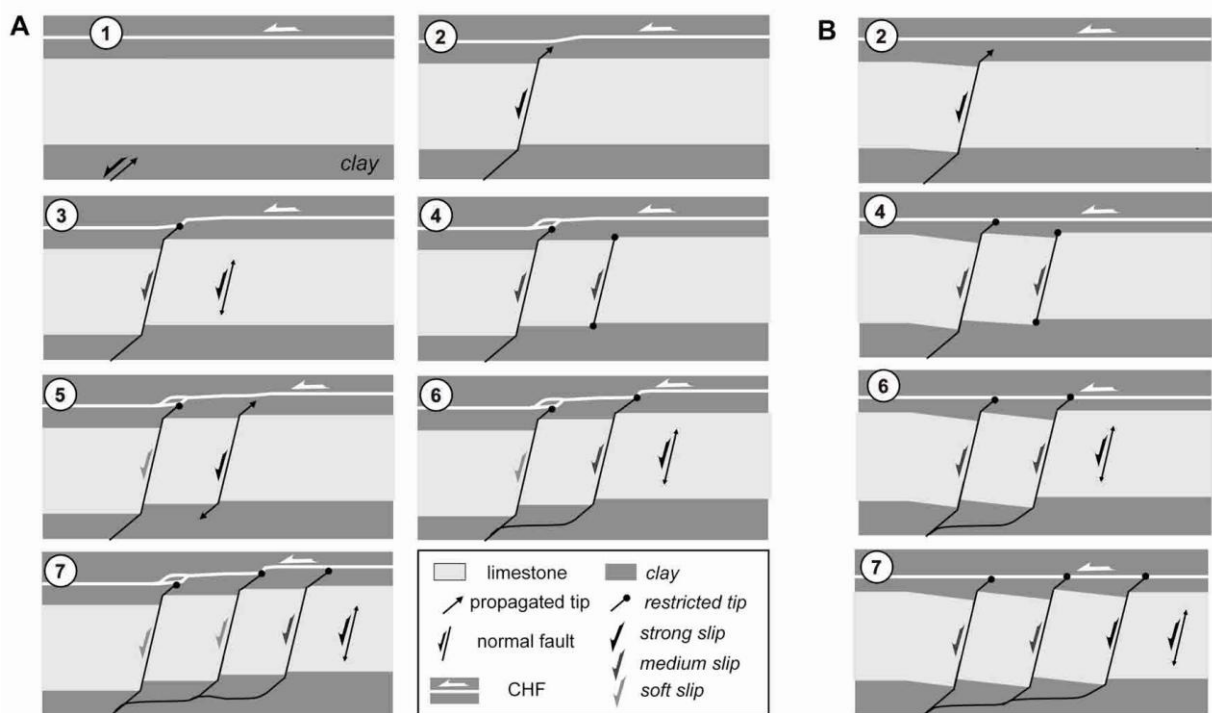


Figure 2. 62. Modèles conceptuels d'évolution de l'architecture d'une faille restreinte par une faille subhorizontale lors de l'accumulation du déplacement. A : Modèle avec une accommodation plicative de la déformation dans les argiles (site de Trescléoux) B : Modèle sans accommodation plicative (St-Didier). Les étapes sont identiques dans les deux modèles. Voir texte pour le détail.

Nous n'avons pas observé sur le même site à la fois des failles restreintes par des CHF et des failles qui se propagent à travers le CHF. Sur les sites de l'Hauterivien, nous observons que les épaisseurs des zones de failles augmentent significativement dans les couches calcaires situées à proximité des CHF (*cf.* III.1 et III.2 de ce chapitre). Il est possible que cette relation soit associée au processus de modification de l'architecture des failles induit par les restrictions qui ont eu lieu au cours de l'histoire de la faille. Par conséquent les caractéristiques des zones de failles complexes étudiées sur le site de l'Hauterivien correspondent à une étape plus mature de propagation des failles à travers des CHF.

Chapitre 3. Caractéristiques des profils de déplacement des failles normales dans les systèmes multicouches

Ce chapitre porte sur notre analyse de la distribution des déplacements le long des failles normales étudiées sur les affleurements du bassin du Sud-Est ou issues de la bibliographie. La première partie traite des aspects méthodologiques concernant la construction et l'analyse des profils de déplacement et présente les profils de déplacement utilisés. La seconde partie présente, sous la forme d'un article (soumis à Terra Nova), les résultats principaux de l'analyse des profils de déplacement des failles vues en coupe sur le site de Trescléoux. Dans la troisième partie, nous développons de manière détaillée l'ensemble des résultats sur les caractéristiques de la distribution des déplacements des failles non restreintes dans les systèmes multicouches. Enfin, la dernière partie traite des caractéristiques des profils de déplacement de failles restreintes verticalement.

Lexique relatif à l'étude des déplacements d'une faille

D : valeur discrète de déplacement sur un profil ;

D_{max} : déplacement maximal sur un profil de déplacement ;

L : longueur ou hauteur d'une faille vue en plan ou vue en coupe ;

R : rayon de la faille en « plan » ou en « coupe », correspond à la distance comprise entre la position de D_{max} sur un profil et une extrémité ;

ΔD : variation de déplacement sur une portion de faille ;

ΔR : longueur d'une portion de faille ;

p : pendage moyen d'une faille ;

Les gradients totaux

D_{max}/L : gradient correspondant à la variation de déplacement mesurée sur toute la longueur du profil sans distinction entre en coupe ou en plan, communément utilisé dans la bibliographie ;

D_{max}/R : gradient correspondant à la variation de déplacement mesurée sur R ;

Les gradients locaux

Les profils de gradients :

$g(n\%)$: valeur discrète de la variation de déplacement mesurée sur un pourcentage n de la longueur R d'une seule faille ; nous utiliserons principalement $g(10\%)$ qui est la variation de déplacement mesurée sur 10% de R

$G(10\%)$: valeur moyenne des $g(10\%)$ calculée à partir des valeurs de $g(10\%)$ caractérisant une même position sur les failles (par exemple sur les 10% de R localisé aux extrémités) ;

Analyse directe des gradients :

G_l : valeur de gradient caractéristique d'une lithologie, obtenue par une analyse directe des ΔD par rapport à des longueurs ΔR différentes de portions de failles dans une lithologie ;

Analyse statistique des gradients :

g_l : valeur discrète de gradient local ($\Delta D/\Delta R$) ;

L_t : somme des longueurs associées à des portions particulières de plusieurs failles localisée n'importe où le long de la faille (par exemple une lithologie) ;

$G_l(n\%)$: valeur moyenne des g_l obtenue par une analyse statistique et représentative de $n\%$ de L_t ; par exemple $G_l(70\%)$ est la valeur moyenne sur 70% de L_t ; $G_l(100\%)$ est la valeur moyenne en intégrant la totalité des gradients locaux mesurés ;

I. Les profils de déplacement

Sur le terrain, nous avons acquis des données de déplacement et de longueur pour tracer des profils de déplacement le long de trente huit failles vues en coupe et en plan. Les méthodes de construction des profils de déplacement ainsi que les méthodes d'analyse des gradients de déplacement sont présentées ici dans une première partie. Puis, les profils de déplacement issus de nos acquisitions de données et ceux issus de la bibliographie sont présentés dans une deuxième partie.

I.1. Méthodes de construction et d'analyse des profils de déplacement

I.1.1. Construction des profils de déplacement

Sur chaque affleurement, nous avons mesuré les épaisseurs (*i.e.* les longueurs verticales mesurées sur l'affleurement en coupe) entre les différents niveaux-repères qui composent les systèmes multicouches affectés par des failles. Ces niveaux-repères peuvent être des interfaces calcaires/argiles, calcaires argileux/argiles, calcaires argileux/calcaires, calcaires/calcaires et des failles subhorizontales (CHF). A l'exception des CHF, aucun niveau-repère n'est visible au sein des couches argileuses. Ces épaisseurs ont été mesurées latéralement en plusieurs points et nous n'avons pas observé de variation significative de leurs valeurs. Nous avons ensuite construit des logs en positionnant verticalement l'ensemble des repères. Le long de la faille, pour chacun des niveaux-repères, nous avons mesuré les distances verticales qui séparent un même niveau-repère de part et d'autre de la faille. Ces mesures sont effectuées juste contre la faille et correspondent aux déplacements en « champ proche » (Figure 3. 1). Nous avons considéré que la valeur de déplacement est nulle aux extrémités des failles. Pour les failles qui se propagent plus ou moins profondément au sein des argiles, nous avons mesuré la distance verticale de propagation de la faille au sein d'un banc depuis le dernier niveau-repère qu'elle décale. Nous avons aussi observé parfois une déformation plicative induite par le jeu des failles normales. Elle correspond d'une part à des plissements des couches situées dans le toit et le mur de faille formant des crochons et d'autre part à des plissements situés au-dessus et en dessous de la faille dans sa continuité au-delà de ses extrémités (Figure 3. 2.A). Pour chacun des niveaux-repères plicatiles (*i.e.* des interfaces

sédimentaires et la schistosité des argiles), nous avons mesuré les déplacements verticaux qui prennent en compte cette déformation (déplacement en « champ lointain »). Toutes ces mesures de longueur et de déplacement ont été réalisées avec un mètre ruban ; l'incertitude est estimée à 0,5 cm.

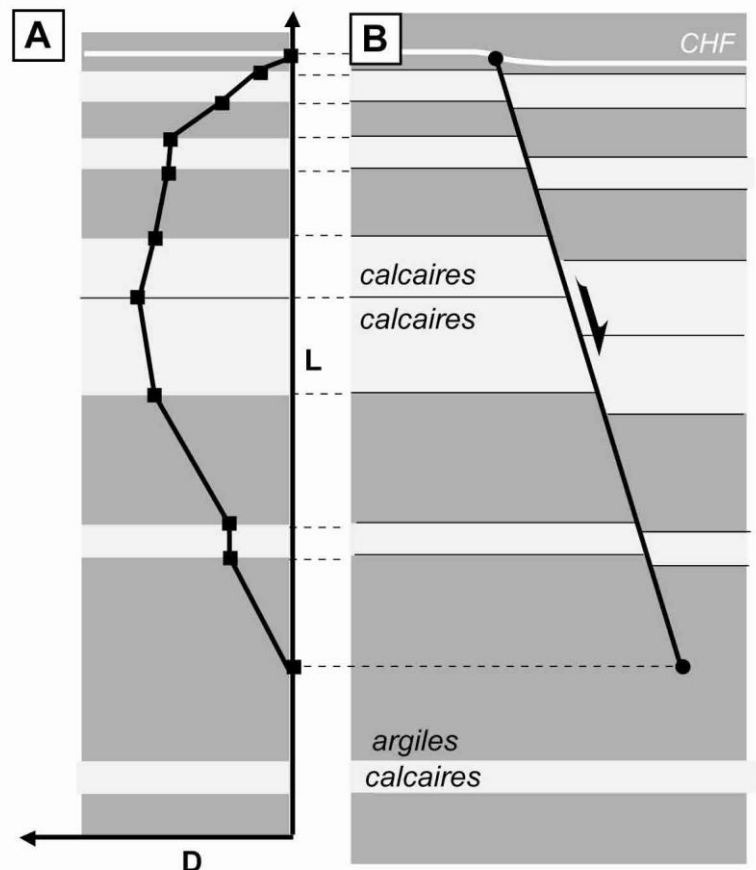


Figure 3. 1. Méthode de construction des profils de déplacements des failles vues en coupe. A : Profil de déplacement de la faille en B. B : Un système multicouche affecté par une faille normale. D et L sont le déplacement et la longueur vertical. CHF est une faille subhorizontale.

Pour chaque faille, nous avons associé sur le log vertical les valeurs de déplacement en champ proche et en champ lointain à chacun des niveaux-repères pour construire des profils de déplacement verticaux en champ proche (Figure 3. 1) et en champ lointain (Figure 3. 2.A). Les profils en champ lointain incluent donc à la fois la déformation verticale induite par le décalage le long de la faille et celle accommodée par les plissements. Lorsqu'aucune déformation plicative n'est observable, alors la valeur du déplacement en champ lointain est égale à celle en champ proche. Pour les zones de failles, composées de plusieurs segments de faille en interaction (observables notamment dans les sites de l'Hauterivien ou de St-Didier), nous avons additionné les valeurs de déplacement induites par chaque segment sur un même

niveau-repère et nous avons utilisé ces valeurs totales de déformation pour construire le profil de déplacement cumulé qui prend en compte la totalité de la déformation induite par tous les segments (Figure 3. 2.B). Sur les sites de l'Hauterivien, nous avons de plus construit des profils de déplacement des segments de faille vues en plan (*cf.* III.1 du chapitre 2). Pour cela, nous avons mesuré les déplacements verticaux à des intervalles plus ou moins réguliers le long des segments observables sur les surfaces structurales des bancs calcaires. Les failles de ces sites étant composées de plusieurs segments en interaction, nous avons additionné les valeurs suivant une direction perpendiculaire aux segments de faille (plus ou moins parallèles entre eux). Lorsque les segments ne sont pas complètement parallèles, nous avons fait la somme des déplacements perpendiculairement au segment qui accommode le plus de déformation. Nous avons utilisé ces valeurs totales de déformation pour construire le profil de déplacement cumulé.

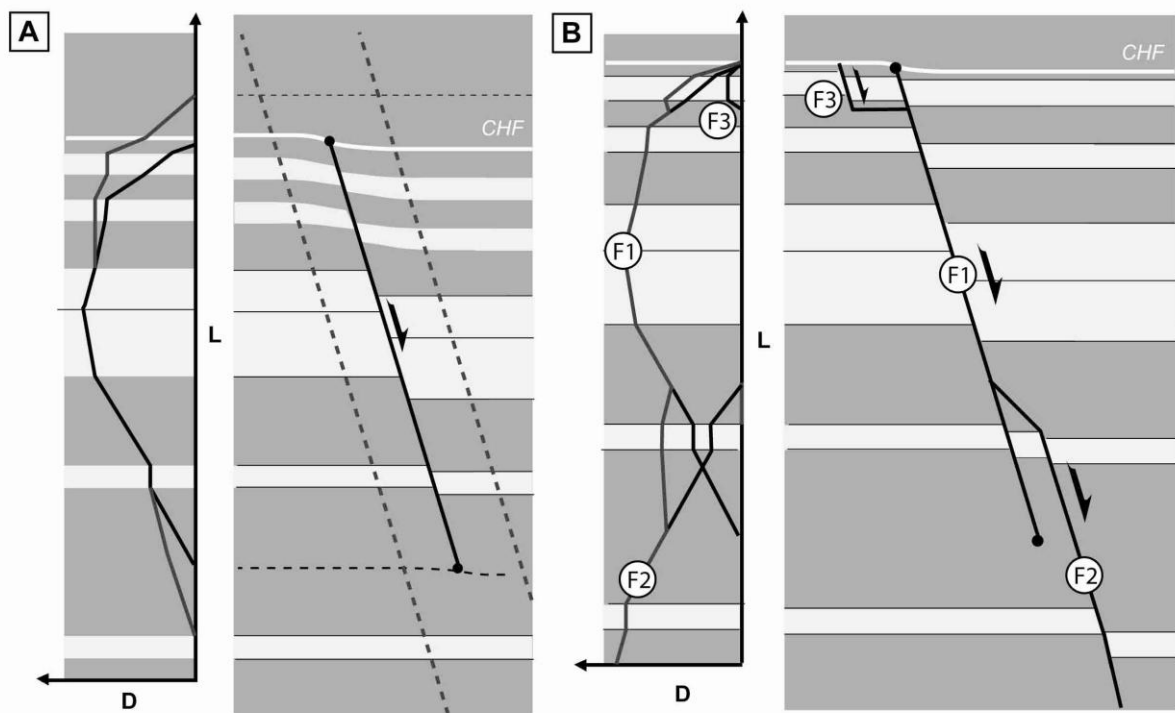


Figure 3. 2. Types de profils de déplacements des failles vues en coupe. A : Profil de déplacement en champ lointain (en gris) d'une faille normale provoquant des décalages et du plissement d'un système multicouche. B : Profil de déplacement cumulé (gris) d'un ensemble de 3 segments de faille (F1, F2, F3) dans un système multicouche. A et B, les profils sont à gauche et le système multicouche décalé et plissé par le jeu d'une faille normale est à droite. Les profils de déplacement en champ proche sont en noir. Même légende que sur la Figure 3. 1.

Il existe plusieurs méthodes pour construire un profil de déplacement vu en coupe (Figure 3. 3). Les deux méthodes extrêmes étant la prise en compte du toit de la faille fixe et le mur se déplaçant (1 sur la Figure 3. 3) et vice versa (2 sur la Figure 3. 3). Suivant celle

adoptée, les longueurs des portions de faille entre une extrémité de faille et le dernier marqueur varient. Par conséquent, le gradient à l'extrémité d'une faille est fonction de la méthode de construction. En outre, sur un même profil, ces deux méthodes (1 ou 2) engendrent aussi des modifications entre le gradient mesuré à l'extrémité supérieure et celui mesuré à l'extrémité inférieure (Figure 3. 3). Une méthode de construction alternative qui permet d'éviter de telles variations consiste à considérer que le déplacement est pris en compte de manière similaire par des mouvements du toit et du mur de la faille (3 sur la Figure 3. 3) (Soliva, 2004). Cependant, suivant cette méthode, les longueurs le long des profils sont dépendantes du déplacement. Il est donc difficile de représenter plusieurs profils de déplacement sur un même graphique. Dans un milieu élastique, le mouvement des failles normales est plutôt accommodé par un mouvement descendant du mur ($\approx 70\%$ du déplacement) (King et al., 1988). Pour ces raisons, dans notre étude, nous avons construit tous les profils en supposant que le mur de la faille est fixe et que seul le toit de la faille se déplace (cas 1 sur la Figure 3. 3). Les gradients sont donc comparables d'un profil à un autre et nous estimons l'incertitude sur le gradient liée à la méthode de construction inférieure à 20%.

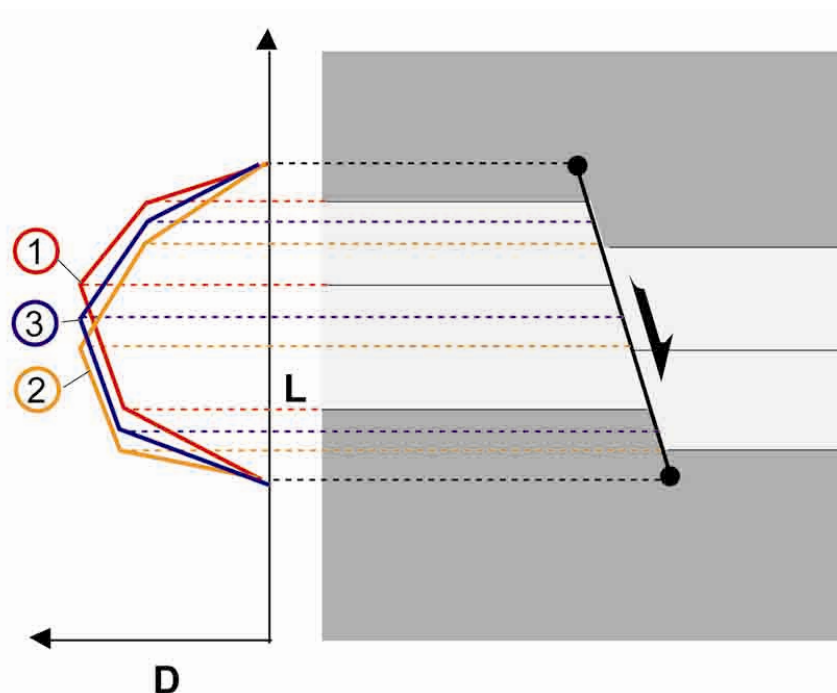


Figure 3. 3. Variation des gradients de déplacement aux extrémités des failles selon la méthode de construction du profil. Cas 1 : le mur de la faille est fixe, seul le toit de la faille se déplace. Cas 2 : le toit de la faille est fixe, seul le mur de la faille se déplace. Cas 3 : le mur et le toit se déplacent.

I.1.2. Analyse des gradients de déplacement

Pour analyser les variations de déplacement, nous avons calculé les gradients de déplacement le long des failles. Trois types de gradient de déplacement ont été utilisés. Nous avons analysé des gradients de déplacement du type D_{max}/R couramment utilisés dans la bibliographie (*i.e.* la variation de déplacement mesurée sur tout le rayon R du profil). Ce gradient ne contraignant pas la forme du profil de déplacement et ne renseignant pas sur d'éventuelles variations locales de déplacement le long d'une faille, nous avons analysé deux autres types de gradients.

Le second gradient de déplacement utilisé est la variation de déplacement mesurée sur un pourcentage n de la longueur R d'une faille ($g(n\%)$). Ce sont principalement des valeurs de $g(10\%)$ qui ont été calculées sur des portions de 10% de R et qui ont été utilisées pour construire des profils de $g(10\%)$ afin de caractériser de manière quantitative les variations du déplacement le long des failles et ce quelles que soient leurs longueurs. A partir des valeurs de $g(10\%)$ obtenues sur plusieurs failles affectant une même série, des valeurs moyennes ($G(10\%)$) et des profils de $G(10\%)$ ont aussi été calculés. Nous avons choisi n égal à 10% car cette valeur est suffisamment faible pour caractériser en détail les variations de gradients sur une longueur R de faille et elle est suffisamment élevée pour pouvoir être relativement bien contrainte au regard de la proximité des points de mesure (plus la valeur de n est faible, plus les valeurs de $g(n\%)$ nécessitent de points de mesure proches le long de la faille pour être définis).

Le troisième type de gradient (gradient dit local (gl)) est attaché à la variation de déplacement mesurée entre deux points de mesure et donc sur une portion relativement petite de la longueur R . Il est utilisé pour discuter des variations locales de gradient associées à des portions particulières de failles. Entre autre, nous avons examiné les gl mesurés uniquement dans une lithologie pour caractériser le rôle de cette lithologie sur l'accommodation de la déformation dans un système multicouche. Les valeurs des gl calculés sur plusieurs portions de failles ont été analysées de deux manières dans le but de contraindre une moyenne (G_l) des gradients locaux. La première, appelée analyse directe, n'est applicable que lorsque les conditions d'observations permettent de mesurer des variations de déplacement sur des portions de faille de longueurs différentes les unes des autres (Figure 3. 4.A). Les variations de déplacement sont alors étudiées en fonction des différentes longueurs des portions de faille analysées et si ces deux grandeurs sont directement proportionnelles, alors les gl sont plus ou moins considérés comme constants et G_l est le coefficient directeur de la droite reliant ces

deux grandeurs (Figure 3. 4.A). Dans les argiles, les longueurs de portions de faille sur lesquelles sont mesurées les variations de déplacement sont différentes les unes des autres. C'est pourquoi sur nos sites un gradient Gl caractéristique de chaque couche argileuse a été défini par cette méthode. Cette analyse directe est impossible lorsque la succession de marqueurs est telle que les longueurs de portions de faille ne sont pas très différentes les unes des autres (notamment dans les calcaires) (*cf.* Figure 3. 4.B). Dans ce cas de figure, nous avons utilisé une deuxième méthode d'analyse qui est une approche statistique de la répartition des gradients locaux gl . Dans cette analyse statistique, nous avons étudié la répartition de l'ensemble des gradients pondérés par la longueur de faille sur lesquelles ils sont effectifs. Pour cela, nous avons calculé le pourcentage que représente chaque longueur de portion de faille par rapport à la longueur totale des portions de faille dans une lithologie. La répartition des gradients gl est ensuite analysée sur des diagrammes en fonction des pourcentages des portions de faille associées. Cette approche renseigne donc sur la variabilité des gl , sur la fréquence des différentes valeurs de gl et sur les longueurs totales de faille sur lesquelles on retrouve les gradients. A partir de cette analyse, il est aussi possible de définir le gradient local Gl ($n\%$) le plus représentatif. Celui-ci correspond à la moyenne des gradients gl effectifs sur $n\%$ de la longueur totale des portions de faille analysées. Cette méthode permet à la fois d'éliminer les valeurs de gradient anormales par rapport à l'ensemble des valeurs de gradient et aussi de donner moins de poids aux valeurs de gradient anormales associées à des fluctuations très locales. Plus le pourcentage n est important, plus Gl sera représentatif de toutes les valeurs de gradient. Cette approche est plus précise quand le nombre de gl analysés est important et quand les gl sont associés à des portions de faille de longueur proche. Elle est donc particulièrement bien adaptée à l'analyse des gradients dans les calcaires.

Il faut noter que tous les gradients analysés sont calculés le long de la faille (*i.e.* en prenant en compte le pendage). Pour cela, lors des calculs de gradients, toutes les mesures de déplacement sont projetées le long de la faille à partir des valeurs de pendages locaux et les longueurs utilisées sont les longueurs réelles des failles. En revanche, nous avons choisi de représenter les déplacements verticaux à travers les différentes unités lithologiques (et non les valeurs de déplacement et de longueur le long de la faille). Nous avons opté pour cette représentation car elle facilite la comparaison entre les profils de déplacement en champ proche de plusieurs failles se propageant dans les mêmes alternances et entre les profils de déplacement en champ proche et en champ lointain. Les pointés des profils de déplacement

présentés plus loin (cf. I.2 de ce chapitre) illustrent les variations des gradients le long des failles mais pas toujours les valeurs absolues des gradients.

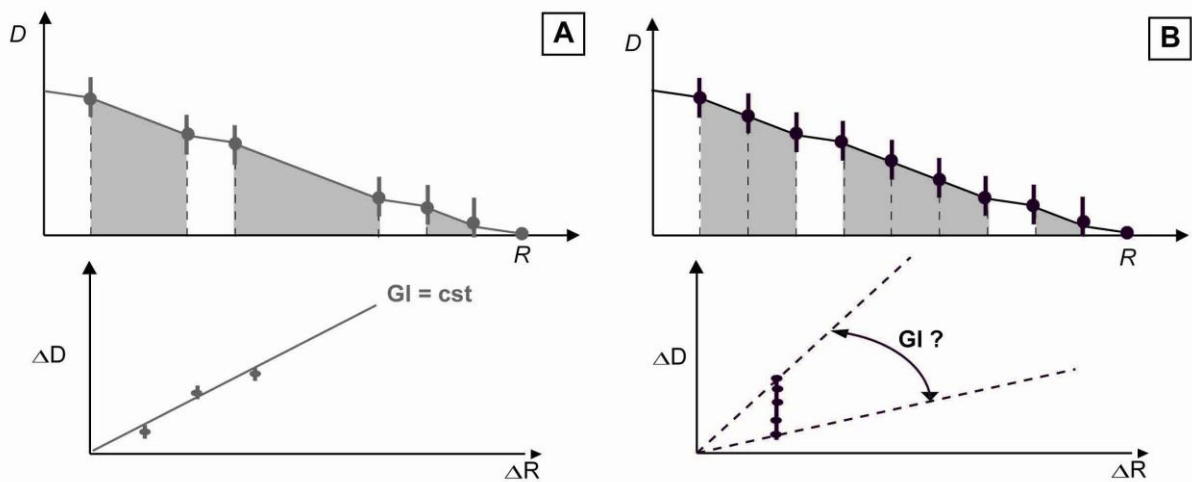


Figure 3. 4. Analyse directe des gradients sur des profils de déplacement. A : Les variations de déplacement sont mesurées sur des portions de failles de longueurs variables. B : Les variations de déplacement sont mesurées sur des portions de faille de longueur constante. A et B : En haut, exemples de profils de déplacement sur un même système multicouche (deux types de couches représentés en blanc et en gris). En bas, analyse directe des variations de déplacement (ΔD) en fonction de la longueur de la portion de faille (ΔR). Les gradients locaux analysés sont ceux de la couche grisée. Cette méthode permet de caractériser le gradient local (G) pour le profil en A mais pas pour le profil B.

I.2. Présentation des profils de déplacement des sites étudiés

Nous présentons ici les profils de déplacement des failles observées sur nos sites d'étude. Les profils de déplacement des zones de failles des sites de l'Hauterivien et des segments de faille qui composent ces zones de failles sont présentées dans l'article I (cf. III.1 du chapitre 2). Les profils de déplacement des failles du site de Flaviac sont présentés dans la Figure 3. 5. Ces failles sont non restreintes, certaines s'arrêtent plus ou moins profondément au sein des argiles et d'autres traversent l'ensemble des couches argileuses. Leurs D_{max} apparents varient de 2 cm à 28 cm et l'extrémité inférieure est visible pour certaines d'entre elles et toujours localisée dans les argiles. Les profils de déplacement des deux failles étudiées sur le site de Vogüé sont présentés dans la Figure 3. 6, ces deux failles sont non restreintes. L'extrémité supérieure localisée dans les argiles est visible sur celle avec un D_{max} apparent de 18 cm (Figure 3. 6.A). Sur l'autre faille, seule une portion de faille a pu être analysée (Figure 3. 6.B).

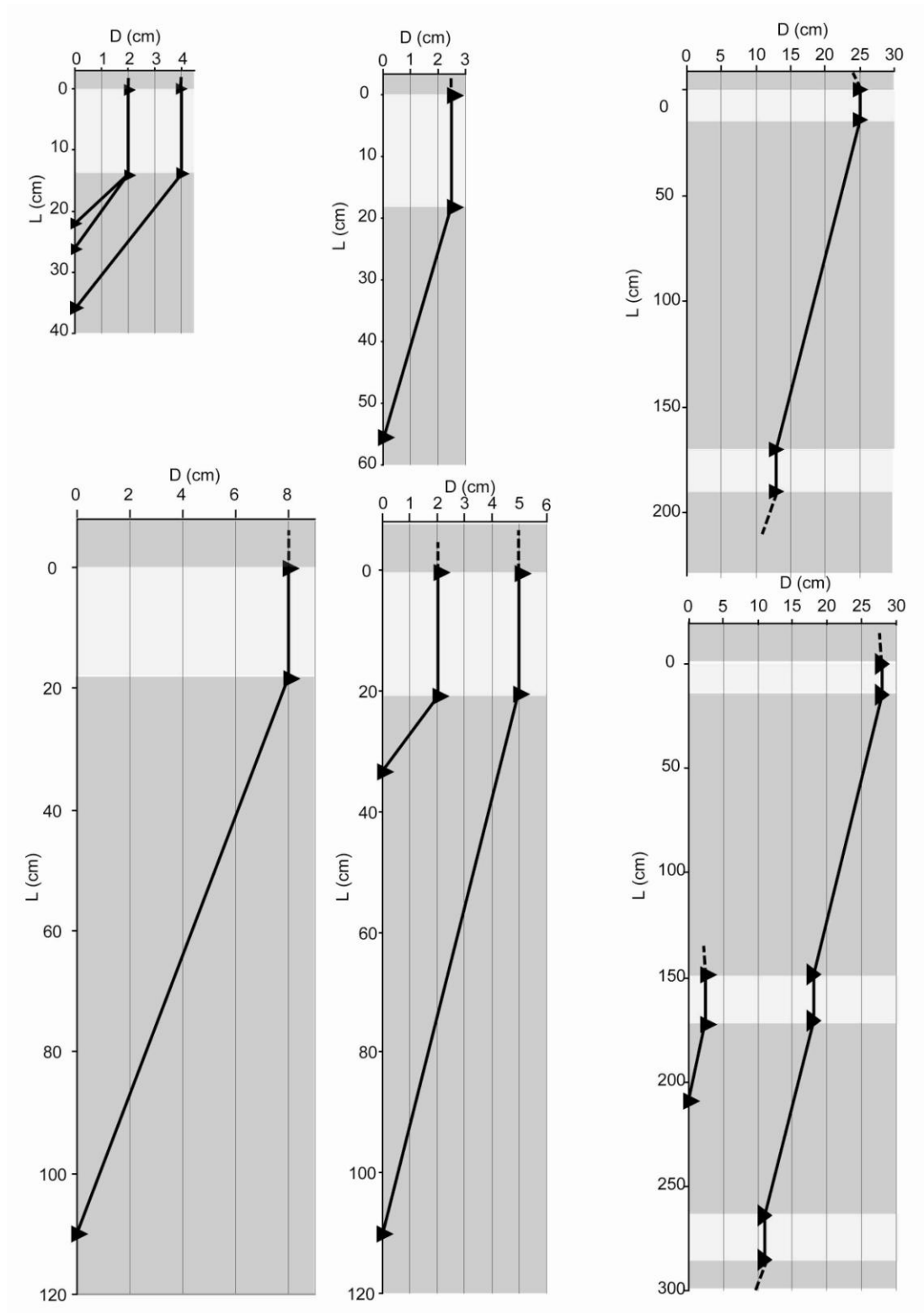


Figure 3. 5. Profils de déplacement observés en coupe sur le site de Flaviac. D est le déplacement vertical et L la longueur verticale de la faille. Les unités argileuses sont représentées en gris et les unités carbonatées en clair. Les 4 profils à gauche sont à la même échelle et les deux profils à droite sont à une autre échelle. Des exemples de représentation de ces failles sont présentés dans la figure 2. 27.

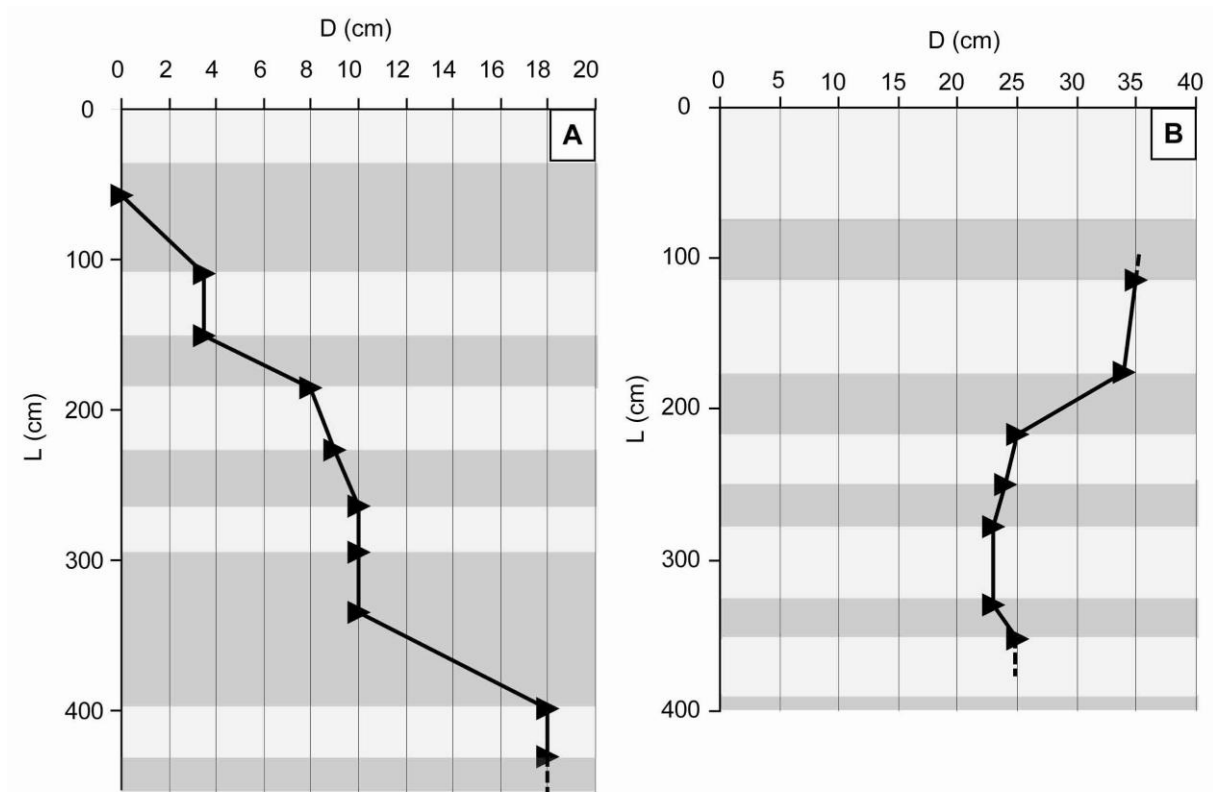


Figure 3. 6. Profils de déplacement analysés en coupe sur le site de Vogüé. L'échelle des longueurs est identique en A et en B, l'échelle du déplacement est différente. Les profils en A et en B sont ceux des failles représentées sur la figure.2.28 respectivement en A et C. Même légende que la Figure 3. 5.

Les profils de déplacement des failles du site de St-Didier sont présentés sur la Figure 3. 7. Ces failles sont restreintes à leurs extrémités supérieures par une même faille subhorizontale et affectent les mêmes couches. Leurs D_{max} varient de 4,5 cm à 42 cm. Exceptée une faille (faille 3 sur la Figure 3. 7), les portions inférieures des failles n'affleurent pas. Ces failles présentent des architectures complexes aux abords du restricteur avec un fort partitionnement de la déformation en plusieurs segments de faille (*cf.* III.4 du chapitre 2).

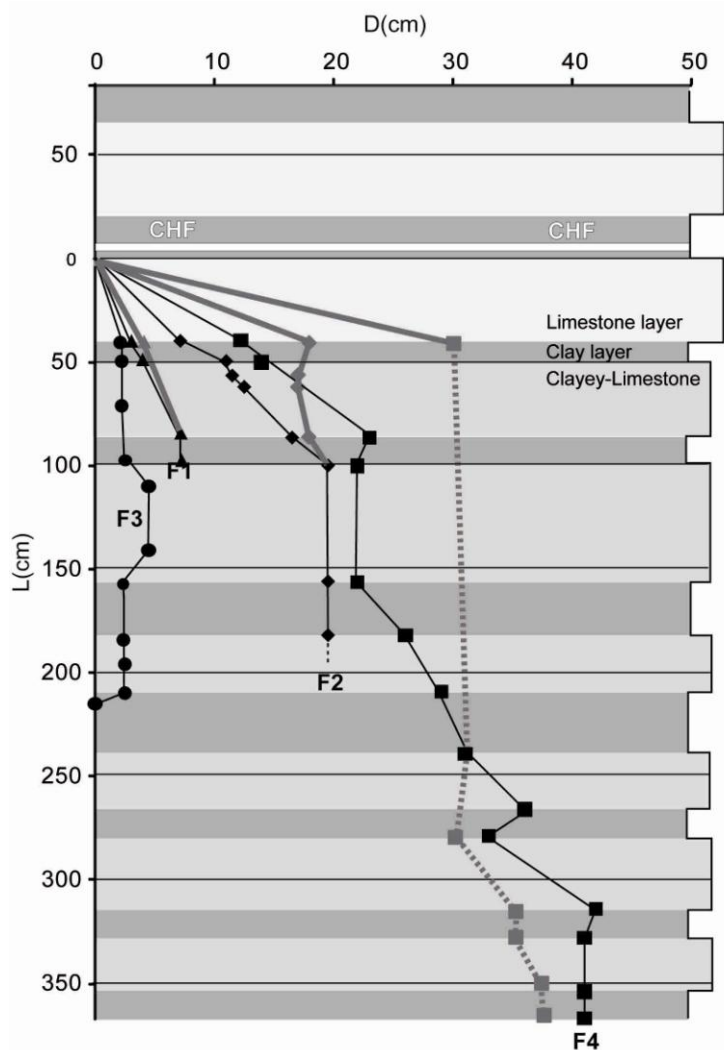


Figure 3. 7. Profils de déplacement associés aux 4 failles observées sur le site de St-Didier. Les profils en noir représentent les profils de déplacement en champ proche et ceux en gris représentent les profils de déplacement cumulé (qui prennent en compte le partitionnement de la déformation liée à la segmentation). Les calcaires argileux sont représentés en gris moyen. Le déplacement indiqué sur le profil en champ proche à proximité du restricteur est celui du segment qui accomode le plus de déplacement (le premier ou le deuxième). Sur la portion inférieure de la faille 4, les valeurs de déplacement sont plus faibles sur le profil cumulé que sur le profil en champ proche à cause de la présence d'une faille conjuguée. La faille 2 est représentée sur la figure.2.25 et les failles 1, 3 et 4 sur la figure.2.26, respectivement en D, B et F. Même légende que la Figure 3. 5.

La Figure 3. 8 présente les profils de déplacement étudiés sur les failles du site de Trescléoux en champ proche mais aussi en champ lointain. En effet, une déformation plicative est observable dans les couches argileuses latéralement et au-delà des extrémités des failles. Toutes ces failles affectent les mêmes couches. Parmi elles, certaines ont des extrémités restreintes par les interfaces argiles/calcaires ou par une même faille subhorizontale, d'autres présentent des extrémités non restreintes localisées plus ou moins profondément dans les couches argileuses. Ainsi, sur la Figure 3. 8.B, nous distinguons les portions restreintes et non restreintes des profils de déplacement.

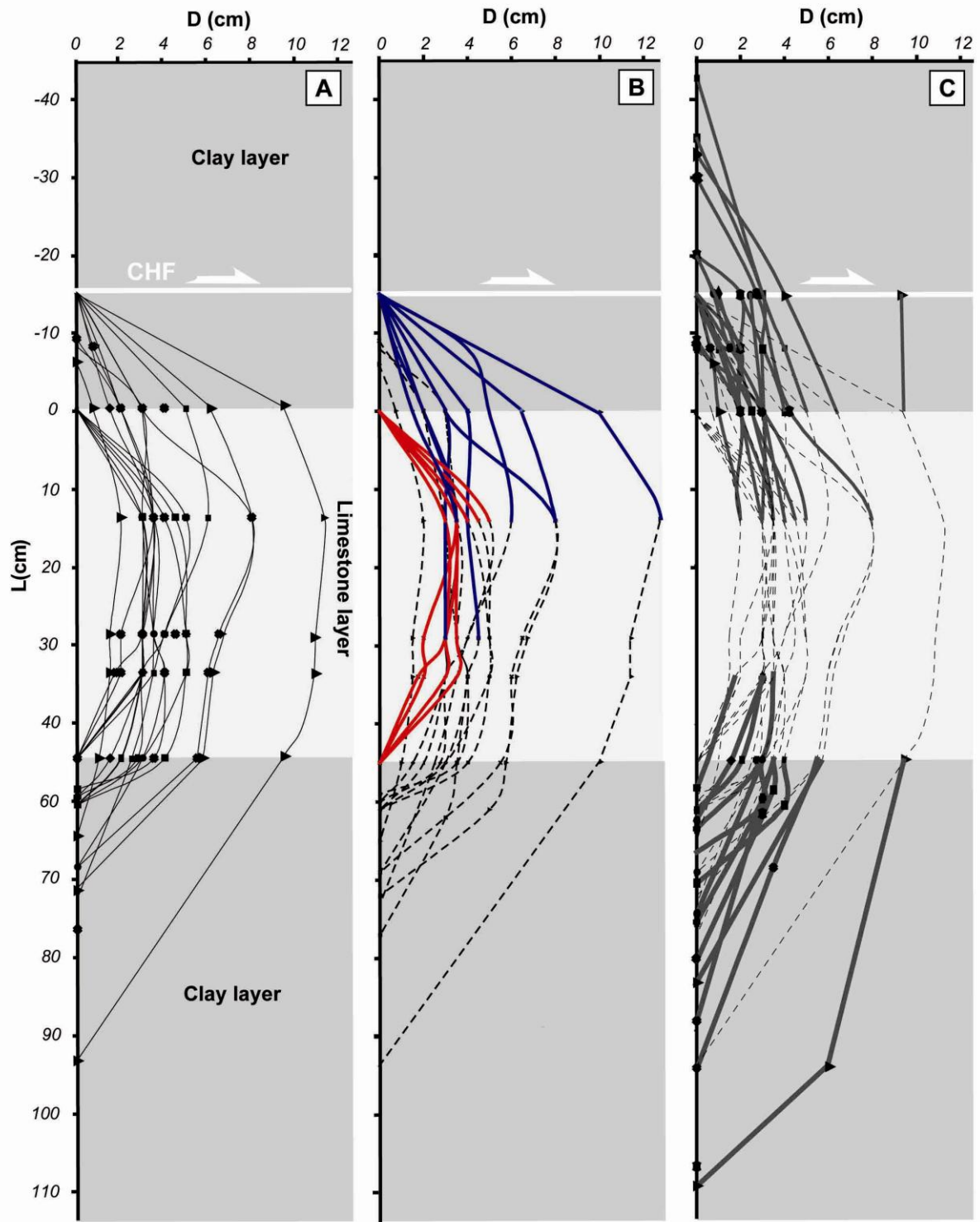


Figure 3. 8. Profils de déplacement associés aux failles observées sur le site de Trescléoux. A : Profils de déplacement en champ proche. B : Etat de propagation des failles étudiées. Les portions des profils de déplacement en rouge sont associées aux failles restreintes par les interfaces argiles/calcaires, en bleu, aux failles restreintes par la faille subhorizontale (CHF) et en pointillés, aux failles non restreintes qui se propagent plus ou moins profondément dans les couches argileuses. C : Profils de déplacement en champ lointain (qui prennent en compte la déformation plicative). Deux exemples de ces failles sont représentés sur la figure 2. 23. Même légende que la Figure 3. 5.

La Figure 3. 9 présente deux profils de déplacement de failles étudiées sur le site de Trescléoux qui ont un déplacement plus fort que les autres failles. Ces deux failles affectent des couches identiques. Ces couches sont différentes de celles affectées par les autres failles (dont les profils de déplacement sont présentés sur la Figure 3. 8). Ces failles sont restreintes par une même faille subhorizontale et présentent des architectures complexes avec de la segmentation et du plissement (*cf.* III.4 du chapitre 2).

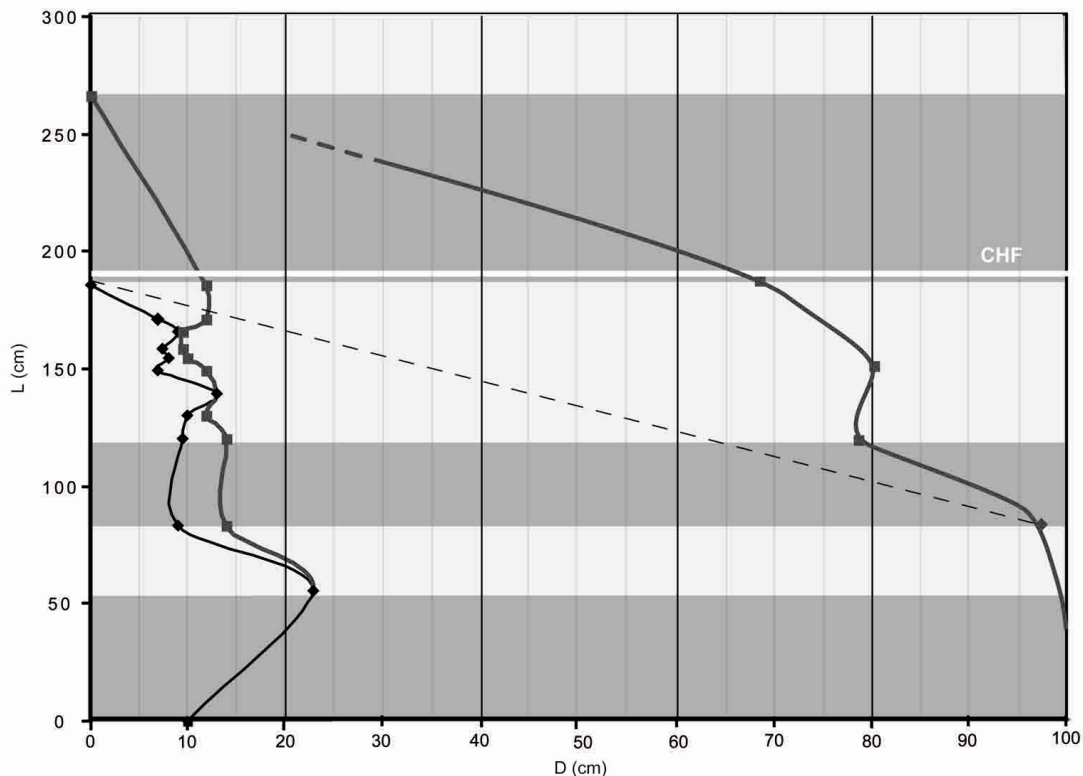


Figure 3. 9. Profils de déplacement de deux failles observées sur le site de Trescléoux. Les profils représentant les profils de déplacement en champ proche sont en noir et les profils de déplacement cumulé (qui prennent en compte le partitionnement de la déformation liée à de la segmentation et à du plissement) sont en gris. Ces failles sont représentées dans la figure 2. 24. Même légende que sur la Figure 3. 5.

I.3. Présentation des profils de déplacement issus de la bibliographie

Nous avons complété cette étude en ré-analysant des profils de déplacement issus de la bibliographie suivant notre propre méthodologie. 72 profils de déplacement vus en plan et affectant des milieux homogènes ont été utilisés : ce sont 34 profils de déplacement de failles étudiées par Walsh et Watterson (1987) (Figure 3. 10), 23 profils de déplacement de failles étudiées par Dawers et al. (1993) (Figure 3. 11) et 15 profils de déplacement de failles (bandes de cisaillement) étudiées par Fossen et Hesthammer (1997). Les failles étudiées par Walsh et Watterson (1987) affectent le bassin houiller (charbon) à l'Est de la Chaîne des

Pennines (Angleterre). Celles étudiées par Dawers et al. (1993) recoupent des basaltes du plateau volcanique situé aux Nord de la vallée d'Owens (Californie, US). Enfin, les failles étudiées par Fossen et Hesthammer (1997) affectent des grès poreux (Goblin Valley, Utah, US).

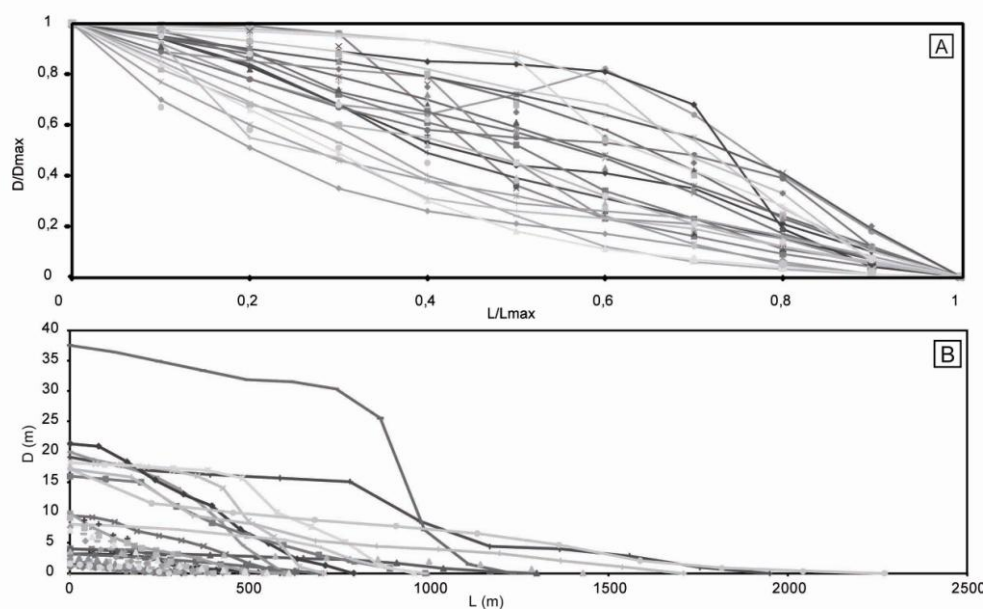


Figure 3. 10. 34 profils de déplacement de failles vues en plan étudiées par Walsh et Watterson (1987). A : Profils de déplacement normalisés modifiée d'après Walsh et Watterson (1987). B : Profils de déplacement.

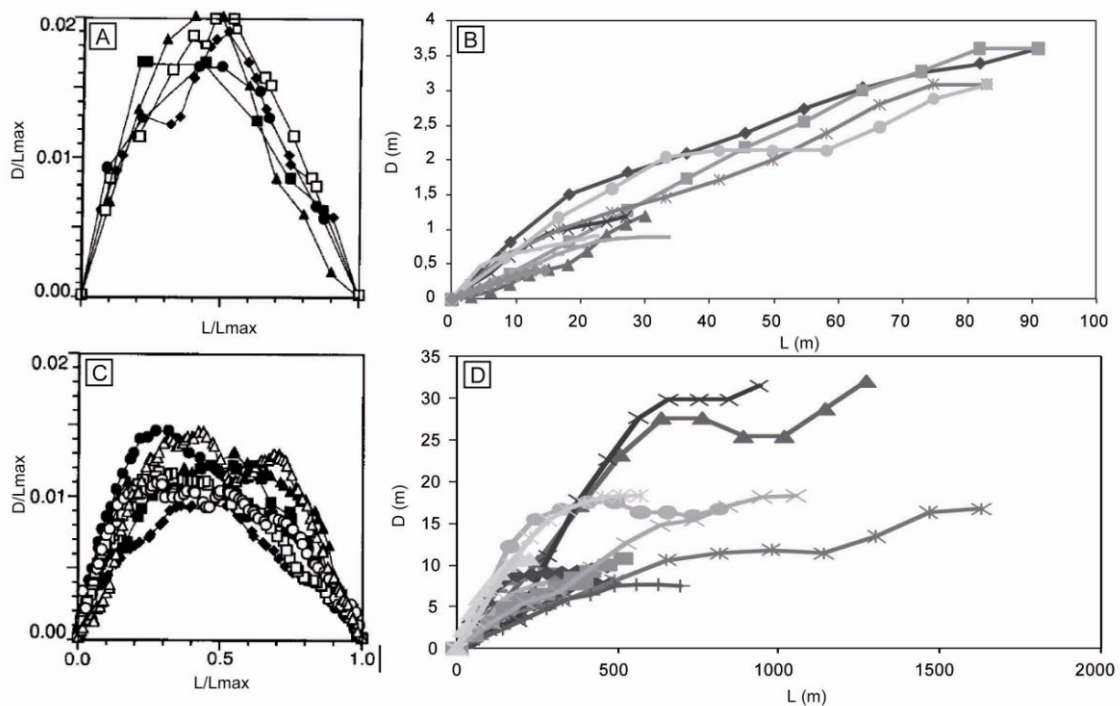


Figure 3. 11. Vingt trois profils de déplacement des failles vues en plan étudiées par Dawers et al. (1993). A : Profils triangulaires normalisés tels que publiés. B : Profils de déplacement triangulaires avec un découpage à 10% associé à notre analyse. C : Profils en « M » normalisés tels que publiés. D : Profils de déplacement en « M » avec le découpage à 10%.

De plus, nous avons analysés des données sur des failles vues en coupe affectant des milieux multicouches. Il s'agit de 11 profils de déplacement de failles étudiées par Wilkins et Gross (2002) (Figure 3. 12) et de 16 profils de déplacement de failles étudiées par Muraoka et Kamata (1983) (Figure 3. 13). Les failles étudiées par Muraoka et Kamata (1983) affectent des sédiments lacustres en alternance avec des dépôts volcaniques du Pléistocène sur le flanc nord du volcan Kuju, (Kyushu, Japon). Selon l'analyse de l'auteur, ce milieu est majoritairement composé de couches « semi-compétentes » (des silts à diatomées, des grès et des pélites) dans lesquelles s'intercalent des couches « moins compétentes » (des grès, des silts, des tufs et des conglomérats), « incompetentes » (des grès, des silts, des tufs et des conglomérats) et « compétentes » (des grès ou des silts à diatomées). Les failles étudiées par Wilkins et Gross (2002) affectent des couches de grès et des couches de roches argileuses (Split Mountain, Utah, U.S, Trias-Jurassique inférieur), certaines de ces failles présentent des extrémités en contact avec un restricteur, d'autres sont non restreintes.

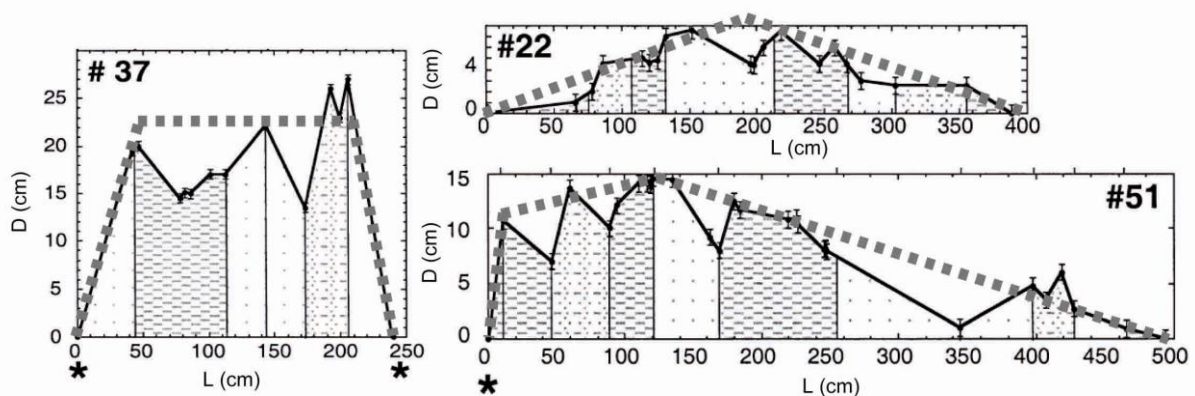


Figure 3. 12. A. Trois exemples de profils de déplacement de faille vues en coupe et affectant différentes lithologies. Modifiée d'après Wilkins et Gross (2002). L'étoile indique les extrémités en contact avec un restricteur. La faille #37 a deux extrémités restreintes et présente un profil en « M ». La faille #22 a deux extrémités non restreintes et présente un profil triangulaire. La portion comprise entre l'extrémité restreinte et la position du D_{max} de la faille #51 présente un profil en « M », l'autre portion non restreinte présente au premier ordre un profil triangulaire.

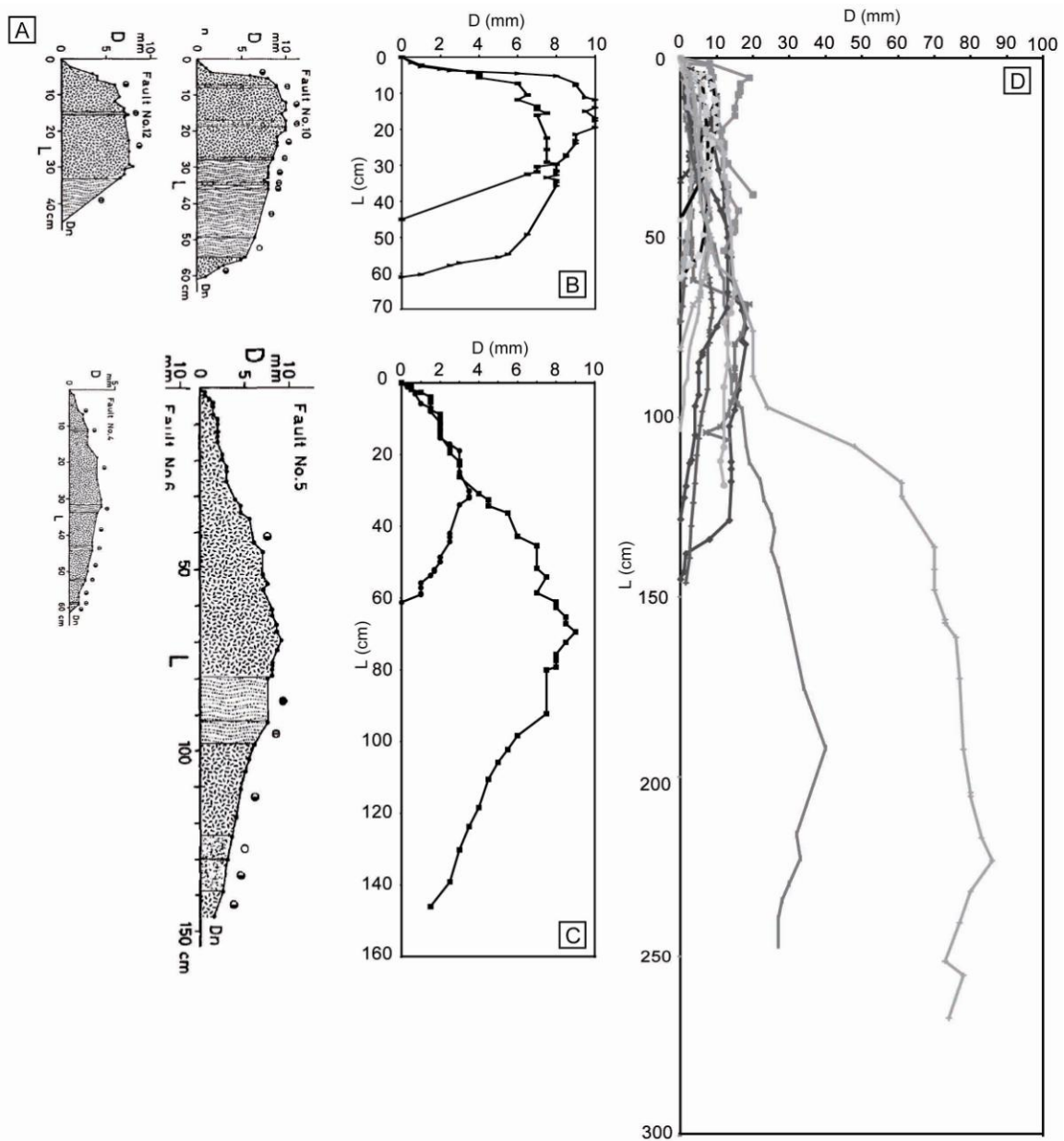


Figure 3. 13. Profils de déplacement vus en coupe de failles étudiées par Muraoka et Kamata (1983). A : 4 exemples de profils de déplacement tels que publiés. Les deux exemples du haut présentent des formes en « M » ceux du bas, des formes triangulaires. Les différentes trames représentent les différentes couches. B et C : Profils redessinés des failles présentées en A regroupées dans un même graphique pour des profils en « M » (B) et triangulaires (C). Sur les profils triangulaires, on peut noter que les valeurs de D_{max}/R sont similaires. D : Les seize profils de déplacement redessinés de failles étudiées par Muraoka et Kamata (1983) utilisées dans ce travail.

II. Cas d'étude du site de Trescléoux : Article II

Fault displacement profiles in multilayer systems: from fault restriction to fault propagation

V. Roche 1-2*, C. Homberg 1, M. Rocher 2

1: UPMC, Univ. Paris 06, ISTEP, UMR 7193, 4 place Jussieu 75252 Paris Cedex 05, France.

2: IRSN (Institut de Radioprotection et de Sécurité Nucléaire), DSU/SSIAD/BERIS, B.P.17, 92262 Fontenay-aux-Roses Cedex, France.

* Corresponding Author: vincent.roche@irsn.fr, fax: +33 (0) 1 58 35 77 27

Abstract

Dip parallel displacement profiles from a fault system developed in a limestone layer and adjacent shales demonstrate evolution during a fault growth in a multilayer system. We analyse a population of normal faults that nucleated in the same limestone unit but either propagated more or less deeply into the surrounding clay units, or were restricted by the limestone-clay interface or by a sub-horizontal fault in the clay unit. We compare the near-field (close to fault) and far field (folds included) displacement profiles of these faults which thus offer a more or less continuous record of the fault growth. Local displacement gradients control the shape of displacement profiles and are highly variable during the fault history. The displacement profiles for non-restricted faults show a segmented shape with displacement gradients specific to each lithology (0.2 in clay and 0.08 in limestone). Restricted faults show a flat-topped pattern with a low gradient zone near the nucleation point and large but various tip gradients (from 0.1 to 0.63). This shape results from a gradual increase of near-tip gradient as slip accumulates along the fault and a linear relation links the tip gradient to the maximal displacement. We also demonstrate that the D_{max} -L follows a non-linear relation as the displacement gradients change with lithology and we conclude that analysis of the distribution of displacement with local gradients in natural geological systems is required to understand how fault growth in multilayer systems.

Introduction

Distribution of displacement along faults is a key parameter in various geological topics like earthquake studies, 3-D restoration of strain, fault growth and understanding juxtaposition of reservoir and seal strata in hydrocarbon systems. Understanding how local conditions govern it is therefore of primary importance. In homogeneous media, displacement profiles in vertical or horizontal sections along isolated faults show a relatively simple shape referred to as “triangular shape” or “C-type shape” (Dawers et al., 1993; Muraoka and Kamata, 1983; Soliva et al., 2006; Walsh and Watterson, 1987). For triangle-shaped displacement profiles the magnitude of the displacement decreases linearly from a maximal value toward the two fault tips and the related displacement gradient is therefore constant in average and generally low (i.e. < 0.1). The vast majority of faults deviates from this idealized model as a result of several factors (cf. Kim and Sanderson, 2005 for review). During the last decades, field studies and mechanical models of fault growth investigated the influence of the natural layering of geological rock systems in the fault displacement profiles but many studies have focused on along strike profiles, and a smaller number have focused on along dip displacement profiles. Several correlations are reported : (1) local minima in the throw (with high displacement gradients) could occur in particular layers (Mansfield and Cartwright, 1996; Peacock and Sanderson, 1991) and (2) changes in displacement gradient (Muraoka and Kamata, 1983; Nicol et al., 1996; Ferrill and Morris 2008) or in $D_{max}-L$ relation, (Bürgmann et al., 1994; Cowie and Scholz, 1992; Gross et al., 1997; Schultz and Fossen, 2002; Wilkins and Gross, 2002) could correlate with lithological variations. Moreover, bilinear flat-topped or “M-type” displacement profiles have also been documented (Dawers et al., 1993; Muraoka and Kamata, 1983; Soliva et al., 2006). This shape is generally interpreted as expressing the restriction of the fault propagation by structures like lithological interfaces or faults (Gross et al., 1997; Nicol et al., 1996; Wilkins and Gross, 2002). Nicol et al. (1996) and Wilkins and Gross (2002) underlined that the identification of a restricted fault tip requires to correlate the physical contact between the fault tip and the restrictor with an abnormally large near-tip displacement gradient (i.e. > 0.2). Despite these contributions that focus mainly on homogeneous medium, how local conditions of the heterogeneous system govern the displacement variations and the final shape of the faults is still an open question. Likewise, the progressive stages in the fault growth in such system are not well constrained. This study addresses the displacement profile evolution during strain accumulation from fault restriction to fault propagation.

Host Rock and fault data

The 18 studied faults cut through a weakly dipping Late Oxfordian alternation of limestone (82% CaCO₃) and clay units (64% CaCO₃), outcropping near the village of Tréscleoux in the Mesozoic South-Eastern French basin (Hautes-Alpes). All faults affect the same 45 cm-thick limestone unit (Fig.1A). Some faults abut on the upper or lower lithological interface (LI) between the limestone unit and surrounding clays (9 tips) or abut on a sub-horizontal fault, referred herein to as CHF, in the upper clays (8 tips). Other faults propagated more or less deeply into the surrounding 70 cm-thick clay units (16 tips). All faults have a normal movement, with a maximal vertical displacement (D_{max}) ranging from 1 cm to 12 cm. The faults have a mean N020° strike, dip toward the west, and exhibit refraction as a function of lithology as is common in multilayer systems (Ferrill and Morris, 2003). The mean dips are 74° and 53° in limestone and clay units respectively. Their age is unknown, but inversion of slip data collected on them and on other larger faults (including conjugate sets) indicates that they slipped under a constant extensional stress field with the minimum principal stress (σ_3) azimuth of 103° (Fig. 1D). As a result, they likely developed during the same tectonic event and thus under the same conditions. A second set of striations indicates that the area also underwent a strike-slip stress state with the maximum principal stress (σ_1) azimuth of 005° (Fig. 1E). The associated slip was sub-horizontal and thus did not modify the normal offsets. The CHF, located 15 cm above the top of the limestone unit, also bears two sets of striations (Fig. 1F) with mean directions are quite similar to those of the σ_3 and σ_1 axes respectively associated with the normal and strike-slip regimes described above. These stress states are thus likely those that produced the superimposed slickelines observed on CHF.

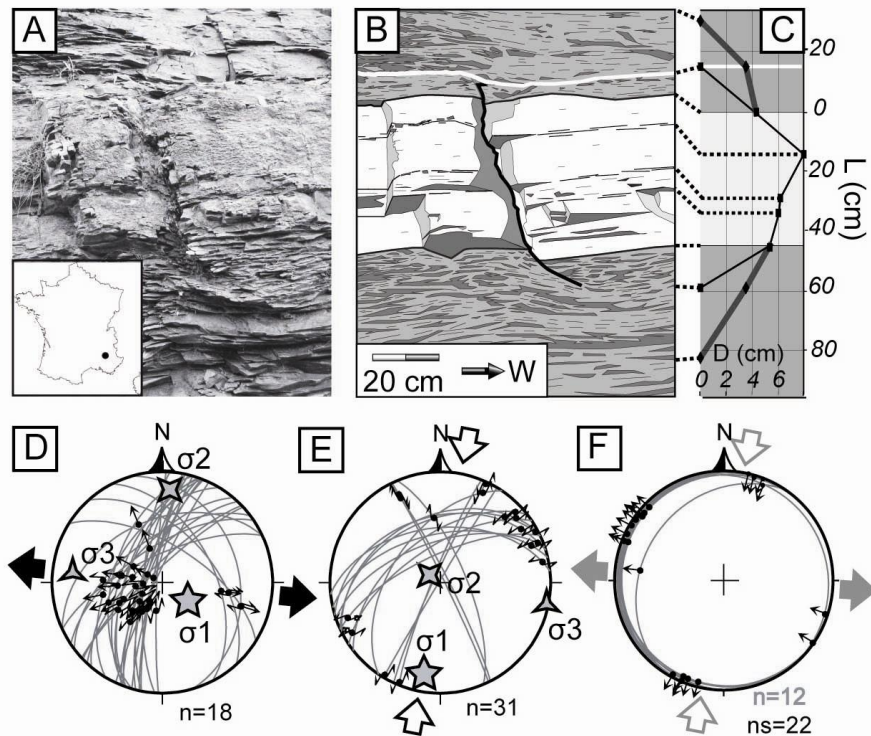


Figure. 1. Data set and sedimentological units. A and B: Example of a studied fault, photograph and outline showing the fault trace (black line), sedimentary interfaces and the sub-horizontal fault (CHF) (white line) in the upper clay unit. This fault abuts on the CHF and propagates into the lower clays. C: Associated near field (thin line) and far field (thick line) displacement profiles (details in fig. 2). D, E, F: Stereographic projection of back-tilted striated faults (lower hemisphere, equal area projection) and related stress states. Normal (D) and Strike-slips (E) striae collected on the 18 analysed faults as well as other faults. F: fault slips measured on the CHF, ns: number of striaes and n: number of planes. Stress states are calculated using the inversion software of Angelier (1990). Fault planes are solid great circles and slickenside lineations are dots with arrows. Large divergent and convergent arrows: direction of σ_3 and σ_1 .

The fault throws of the sedimentary markers and of the CHF. Measured with a ruler, the uncertainty on displacement values is close to 0.5 cm. Two throw sets are distinguished on each fault: (1) the throws measured directly on the fault plane and which we postulate equal to zero at fault tips (near-field displacement), and (2) the throws measured a few decimetres away from the fault (both ahead of the fault tips and laterally) with the view to include the extensional fault related propagation folding (far-field displacement). In the studied cases, no folding is observed within limestones. Folds in the clays are marked by several surfaces: the clay/limestone interface, the sedimentary foliation, and the CHF. Distance data includes: (1) the vertical distance between markers and (2) the vertical propagation depth of fault tips or of folding within the surrounding clay units, and measured from the neighbouring clay/limestone interface. Notice that the sedimentary markers are the lithological interfaces between limestone and clay units as well as internal interfaces within the limestone unit, but that except CHF no markers could be identified within the clays. For

each fault, we establish near-field (Fig. 2A) and far-field (Fig. 2B) displacement profiles by correlating the two types of throw data with distance data. These profiles are constructed along the vertical in order to compare the displacement achieved by fault slip (near-field profile) with the cumulative strain (far-field profile) resulting from both faulting and folding. We also calculate the displacement gradients between each marker. The distance of the last marker to the fault tip varies between 17% and 31% of the fault length, with a mean 24%. This value is close to that commonly used to define fault tips gradients (Cartwright and Mansfield, 1998; Wilkins and Gross, 2002).

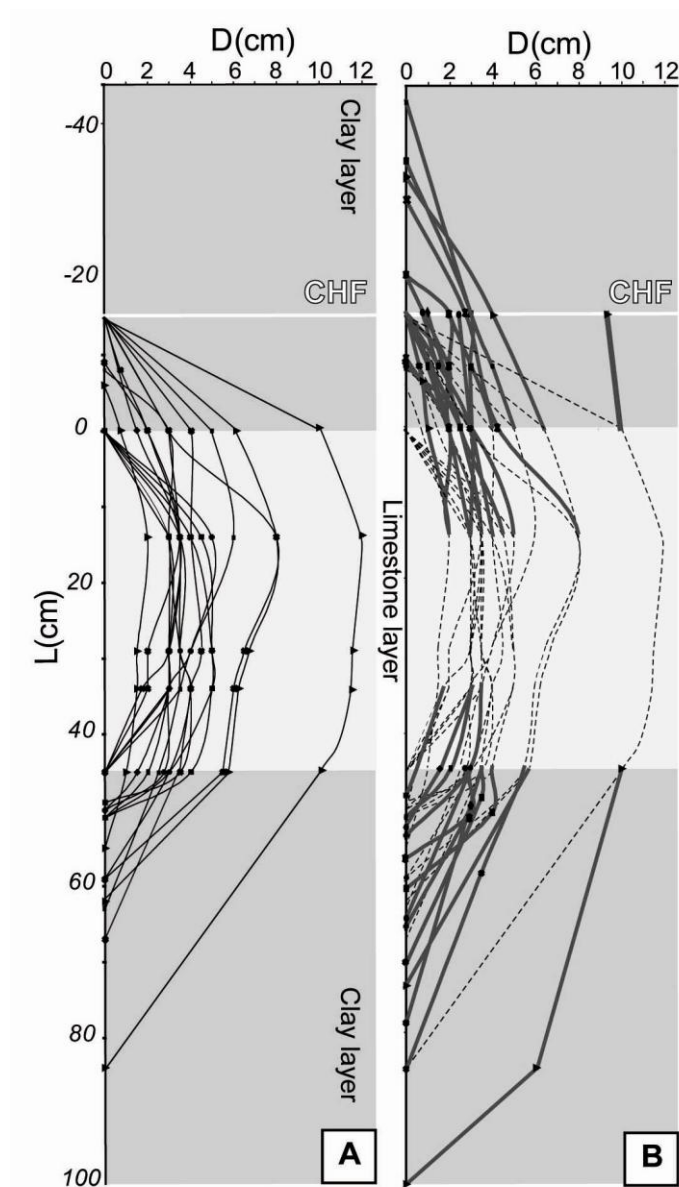


Figure. 2. Near-field (A) and far-field (B) displacement profiles of the 18 studied faults: vertical throws (D) achieved respectively by fault-slip and by fault-slip plus folding as a function of vertical length (L). In B, near-field profiles (dashed line) are shown for comparison. Symbols represent measurement points.

Results

Fault restriction

The 18 near-field displacement profiles (Fig.2A) show a first order shape with little variation in the central part of the fault, whereas the displacement drops abruptly at the fault tips. They thus correspond to flat topped or M-type profiles. The maximum displacement is always located within the limestone bed, indicating that faults nucleated within this unit and propagated towards the upper and lower clays. For faults stopping against LI and CHF, the near-tip displacement gradients range respectively from 0.16 to 0.36 and from 0.1 to 0.63. These physical contacts and related large gradient values indicate that both LI and CHF acted as restrictors to the fault propagation. The near-tip gradient related with such restricted faults varies from one fault to another and increases linearly with the D_{max} (Fig. 3A). Note that faults may be restricted at one or both tips so that each fault part is considered as an independent half fault. In the central part of the fault (away from fault tips), the displacement gradient ranges from 0 to 0.36, with a value below 0.04 on 61% of the whole fault parts ($n=26$ calculated gradient on 318 cm). Such low value underlines that displacement is almost constant in this area.

Fault propagation

No fault propagation is visible across the CHF, including faults with D_{max} up to 12 cm, whereas some faults propagate across the lower and the upper clay/limestone LI when D_{max} is over 5 cm (Fig. 3B), suggesting that the CHF is a stronger restrictor than the LI. The propagation depth of the faults from the LI into the surrounding clays ranges from 4 cm to 44 cm and increases linearly with the D_{max} (Fig. 3B). For these non-restricted faults, displacement accumulation thus links with the propagation of the fault. Also, the displacement variation from the clay/limestone LI to the faults tips located in clays increases linearly with the length of the fault part within clay. Therefore a constant displacement gradient, in average equal to 0.2 ($n=16$), occurs along the fault segments located in clays and controls the propagation and the length of the non-restricted faults (Fig. 3C). The displacement gradients in limestones (from D_{max} to LI) range from 0 to 0.2 with 71% of the fault parts comprised between 0.04 and 0.12 (mean value 0.08), whatever the D_{max} ($n= 30$ calculated gradients on 328 cm). Displacement gradients along non-restricted faults thus vary according to the lithology and are significantly lower in limestones than in clays.

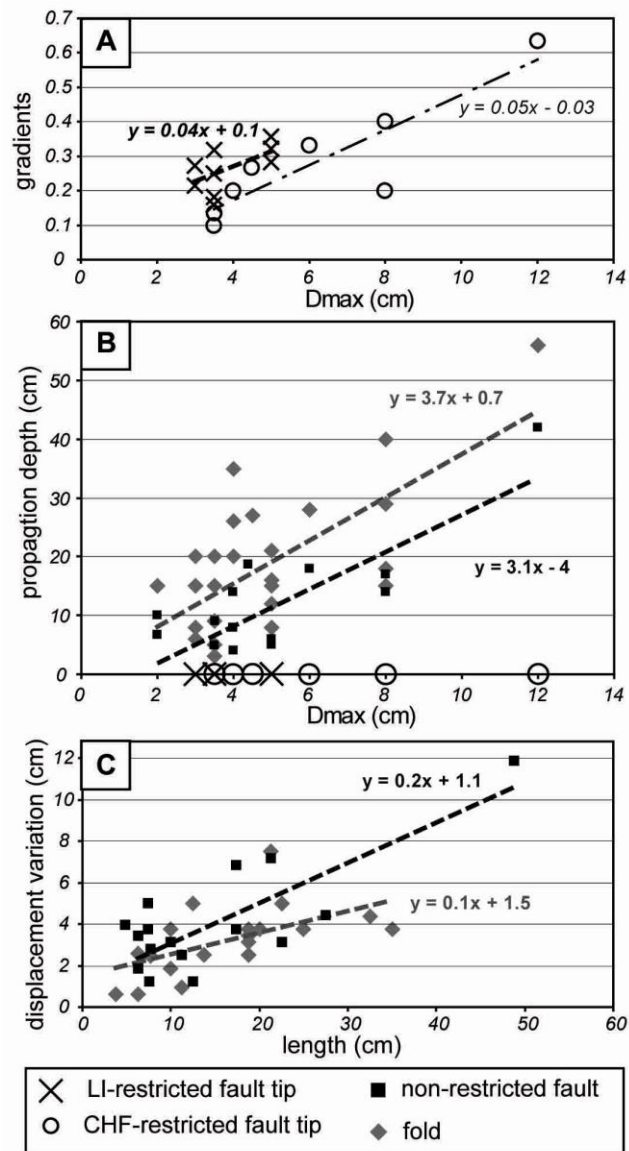


Figure 3. Fault attributes for restricted (A) and non-restricted (B and C) faults. A: Near-tip displacement gradient vs. maximal displacement (D_{max}) for faults restricted by LI (thick regression line) or CHF (thin regression line). B: Propagation depth from the limestone-clay interfaces within clays for fault and fold vs. D_{max} . C: Displacement variation within clays achieved by faulting or folding vs. the associated length. In B and C regression lines for faulting and folding are respectively in black and grey.

Fault-related folding

For all studied faults, folding was observed in front of the fault tips (and thus within clays) and over a distance from them ranging from 3 cm to 28 cm for restricted faults and from 5 cm to 22 cm for non-restricted faults. The maximum distance from the restrictor at which folding occurs increases with D_{max} , as the depth propagation of the non-restricted faults does (Fig. 3.B). It suggests that folding is strongly related to faulting. The vertical throw accommodated by folding decreases away from the fault tip, proportionally to the distance between the fault tips and the fold tips (Fig. 3C). The folding gradient within clays

ahead of fault tips is therefore constant and equals 0.1 in average (n=22). Variations in fold-related displacement also occur sometimes between LI interfaces and the tip of the non-restricted faults. The associated folding gradients range from 0 to 0.14, with 60% of the fault parts comprised below 0.05 (n=15 calculated gradients on 210 cm of fold).

Discussion and conclusion

Measurements of normal offsets along 18 faults, with maximum throws ranging from 1 cm to 12 cm, allow establishing how the displacement profile evolves in cross-section during fault growth in a multilayer system. Figure 4 summarizes the main steps and highlight how lithological variations and restrictors influence the shape of the displacement profile. Our model is based on data collected in a carbonate rich sequence and may likely apply on other stratified sequence in which more or less competent units alternate. The fault nucleation occurs in the limestone and thus most competent layer (step 1 in Fig. 4), as often observed in other geological systems (Eisenstadt and De Paor, 1987; Peacock and Sanderson, 1994; McGrath and Davison, 1995; Soliva and Benedicto, 2005). Although not documented in this study, according to the literature, we assume that the fault shows a C-type displacement profile (step 2 in Fig. 4) as while the fault grows in this homogeneous limestone unit. Arrest in the fault propagation by geological restrictor, like the sedimentary interface between the limestone and clay units (LI) or by the sub-horizontal fault in the clay layer (CHF), results in strong modifications of the displacement profile which then approximates a flat-topped pattern (M-type) (steps 3 and 4 in Fig. 4): (1) the near-tip gradient increases and that progressively as slip accumulates along the fault and (2) a low gradient zone develops near the nucleation point. Propagation of the fault across the restriction interface (steps 5 and 6) results in a further evolution of the displacement profile. The fault propagation in the clay unit is characterized by a constant tip gradient which probably depends of the lithology of this unit, whereas displacement gradient increases in the limestone layer. Note that these changes may concern half or the whole fault depending if the restriction concerns one or both tips of the fault (compare step 3 and 4) and are more or less pronounced depending on the strength of restrictor (compare step 5 and 6).

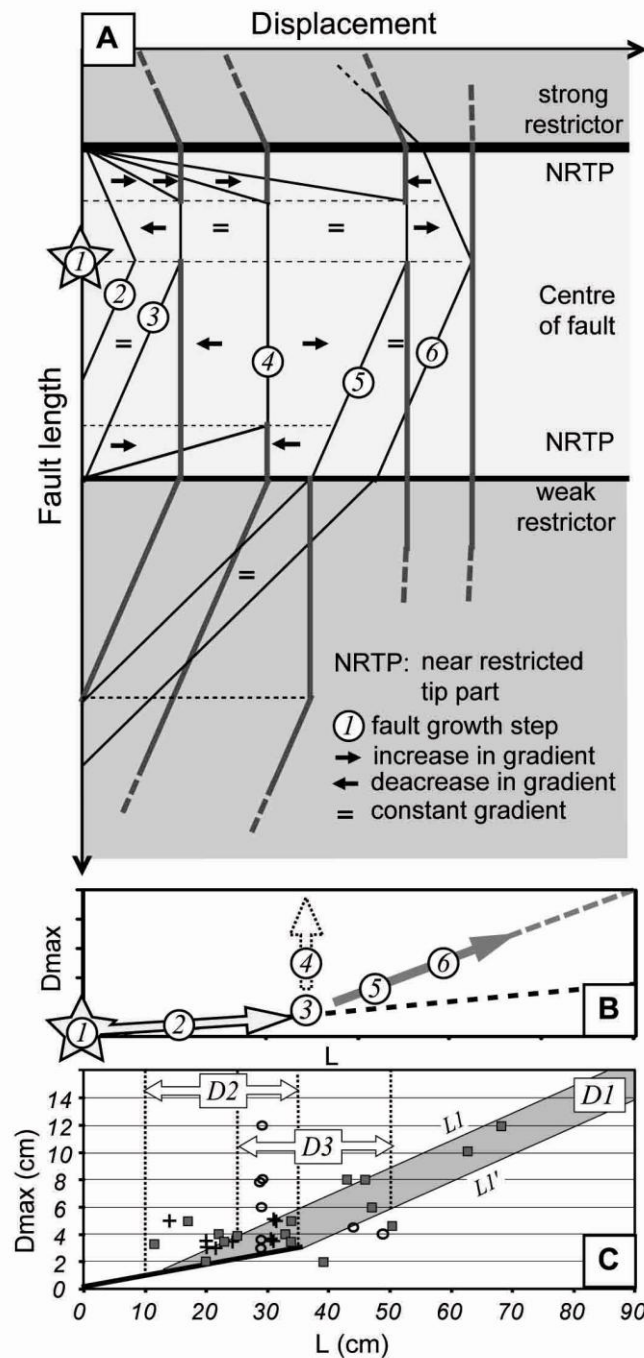


Figure 4. Conceptual model of fault growth. A: Evolution of the near-field (thin line) and far-field (grey thick line) displacement profiles during the fault growth. Steps 1 to 6 are successive stages illustrating how restriction or lithological variations influence the displacement profiles. See text for explanation. B: Theoretical evolution of the Dmax-L. This relation follows lines with slopes corresponding to the local displacement gradients (black dashed line for propagation in the limestone, i.e. steps 1 to 3 and grey dashed line for propagation in clay, i.e. steps 5 and 6). Step 4 denotes restriction after nucleation in limestone (step 1). C: Dmax-L plot for the studied faults. Empty rhombs and empty circles are for faults restricted by the LI and by the CHF. Grey squares are for non-restricted faults. D1 represents the domain for non-restricted faults following the conceptual evolution presented in B (displacement gradients equal to 0.2 in clay and 0.08 in limestone). Faults may nucleate at a distance from clay varying from 10 to 35 cm, L1 and L1' lines representing these two end-member cases. D1 area thus encompasses faults with all potential nucleation point in limestone. Similarly, area D2 and D3 (delimited by dotted lines) correspond to faults restricted by the LI and by the CHF.

According to this model, displacement gradients are highly variable during the fault history with two end-member cases. The first one corresponds to restricted faults which are characterized by a large range of tip gradients, the highest value occurring in this case. In the study case, the largest ratio between the maximal displacement (D_{max}) and the fault length (L) occurs on faults restricted by CHF which is thus a more efficient restrictor than LI. The threshold value over which the fault propagates also expresses the strength of the restrictor. The gradient threshold associated with CHF restrictor is unknown because no fault cutting the CHF was observed, but it is at least twice larger than that associated to the LI restrictor (Fig. 3A). Following Welch et al (2009), restriction by the LI could result from a local stress decrease which follows the ductile flow within clays. We speculate that restriction by CHF may be associated with a large scale strain or stress discontinuity on both sides of the low angle fault plane, which thus acts as a decoupling level. An alternative is that the studied normal faults are highly segmented so that the fault branches above CHF are shifted over a significant distance and could thus not be observed. Although such a fault architecture has been observed on another multilayer system (Roche et al., submitted), it appears unlikely here because it would imply an implausible large lateral offset of the deformation.

Non-restricted faults compose the second end-member case. Our data indicate that specific displacement gradients characterize the fault propagation in each lithological unit. The theoretical D_{max} - L relation following this assumption is shown in Figure 4 and correlates rather well with the data measured in the three-layered system investigated in this study. If this model applies to other systems, the local gradients of the multilayer system control the D_{max}/L ratio. Mechanical models (Bürgmann et al., 1994; Cowie and Scholz, 1992; Schultz and Fossen, 2002) evidenced that the elastic moduli of the host rock influence the displacement gradient, with high values in weak units as observed in this study, but we are actually far to understand how gradients vary in geological systems. During the last decades, studies focused on the D_{max} - L scaling relationship. Although this relation served to discuss several aspects of faulting (Kim and Sanderson, 2005), it does not to highlight the process that control fault growth. Our results suggest that measurement of local gradients in natural geological systems and analysis of gradient variations through mechanical approach are needed to understand how fault growth in multilayer systems.

References cited

- Angelier, J., 1990, Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress. III: A new rapid direct inversion method by analytical means: *Geophys. J. Int.*, v. 103, p. 363–376.
- Bürgmann, R., Pollard, D.D., and Martel, S.J., 1994, Slip distribution on faults: effects of stress gradients, inelastic deformation, heterogeneous host-rock stiffness, and fault interaction: *Journal of Structural Geology*, v. 16, p. 1675-1690.
- Cartwright, J.A., and Mansfield, C.S., 1998, Lateral displacement variation and lateral tip geometry of normal faults in the Canyonlands National Park, Utah: *Journal of Structural Geology*, v. 20, p. 3-19.
- Cowie, P.A., and Scholz, C.H., 1992, Displacement-length scaling relationship for faults: data synthesis and discussion: *Journal of Structural Geology*, v. 14, p. 1149-1156.
- Dawers, N.H., Anders, M.H., and Scholz, C.H., 1993, Growth of normal faults: displacement-length scaling: *Geology*, v. 21, p. 1107-1110.
- Eisenstadt, G., and De Paor, G., 1987, Alternative model of thrust-fault propagation: *Geology*, v. 15.
- Ferrill, D.A., and Morris, A.P., 2003, Dilational normal faults: *Journal of Structural Geology*, v. 25, p. 183-196.
- Gross, M.R., Gutiérrez-Alonso, G., Bai, T., Wacker, M.A., Collinsworth, K.B., and Behl, R.J., 1997, Influence of mechanical stratigraphy and kinematics on fault scaling relations: *Journal of Structural Geology*, v. 19, p. 171-183.
- Kim, Y.-S., and Sanderson, D.J., 2005, The relationship between displacement and length of faults: a review: *Earth-Science Reviews*, v. 68, p. 317-334.
- Mansfield, C.S., and Cartwright, J.A., 1996, High resolution fault displacement mapping from three-dimensional seismic data: evidence for dip linkage during fault growth: *Journal of Structural Geology*, v. 18, p. 249-263.
- McGrath, A., G., and Davison, I., 1995, Damage zone geometry around fault tips.: *Journal of Structural Geology*, v. 17, p. 1011-1024.
- Muraoka, H., and Kamata, H., 1983, Displacement distribution along minor fault traces: *Journal of Structural Geology*, v. 5, p. 483-485.
- Nicol, A., Watterson, J., Walsh, J.J., and Childs, C., 1996, The shapes, major axis orientations and displacement patterns of fault surfaces: *Journal of Structural Geology*, v. 18, p. 235-248.
- Peacock, D.C.P., and Sanderson, D.J., 1991, Displacements, segment linkage and relay ramps in normal fault zones: *Journal of Structural Geology*, v. 13, p. 721-733.
- Roche, V., Homberg, C., and Rocher, M., submitted, Architecture and growth of fault zones in multilayer systems: a 3D field analysis in South-Eastern Basin, France.
- Schultz, R.A., and Fossen, H., 2002, Displacement-length scaling in three dimensions: the importance of aspect ratio and application to deformation bands: *Journal of Structural Geology*, v. 24, p. 1389-1411.
- Soliva, R., Benedicto, A., and Maerten, L., 2006, Spacing and linkage of confined normal faults: importance of mechanical thickness: *Journal of Geophysical Research*, v. 110.
- Walsh, J.J., and Watterson, J., 1987, Distributions of cumulative displacement and seismic slip on a single normal fault surface: *Journal of Structural Geology*, v. 9, p. 1039-1046.
- Welch, M.J., Davies, R.K., Knipe, R.J., and Tueckmantel, C., 2009, A dynamic model for fault nucleation and propagation in a mechanically layered section: *Tectonophysics*, v. 474, p. 473-492.
- Wilkins, S.J., and Gross, M.R., 2002, Normal fault growth in layered rocks at Split Mountain, Utah: influence of mechanical stratigraphy on dip linkage, fault restriction and fault scaling: *Journal of Structural Geology*, v. 24, p. 1413-1429.

III. Les failles isolées non restreintes

Nous avons vu dans l'article II et dans les différents profils présentés précédemment (*cf.* I.2 et I.3 de ce chapitre) que les caractéristiques des profils de déplacement des portions de failles comprises entre le point de D_{max} et l'extrémité dépendent de la nature restreinte ou non restreinte de l'extrémité. Des caractéristiques similaires s'observent sur les failles étudiées par Wilkins et Gross (2002). Par conséquent, lors de l'analyse des caractéristiques des failles, chacune des deux parties comprises entre le D_{max} et une extrémité données est analysée indépendamment de l'autre. Ce chapitre traite des portions présentant des extrémités non restreintes. Les failles non restreintes du site de Trescléoux suggèrent de plus que chaque lithologie présente une valeur caractéristique de gradient de déplacement. Dans ce chapitre, ce point est analysé au travers des profils de déplacement des autres sites étudiés ou issus de la bibliographie, puis les implications de ces résultats sur la relation D_{max} - R sont présentées.

III.1. Analyse des gradients dans des milieux homogènes

Afin de déterminer l'influence des variations de la lithologie sur les gradients de déplacement, il est nécessaire de reconnaître les caractéristiques des gradients de déplacement dans des milieux homogènes. Dans ce but, nous avons utilisé 43 profils de déplacement issus de la bibliographie (*cf.* I.3 de ce chapitre), établis sur des failles supposées isolées (*i.e.* sans interaction avec les failles voisines) et traversant des milieux homogènes. D'après la bibliographie, de telles failles doivent en théorie présenter des profils de déplacement triangulaires (*cf.* I.3.4 du chapitre 1 et Figure 3. 10, 11, 12 et 13). Le déplacement doit décroître de manière constante le long de la faille depuis le point de D_{max} jusqu'aux valeurs nulles situées aux extrémités (Figure 3. 14.A) et les gradients locaux g_l , $g(n\%)$ et D_{max}/R d'une population de failles sont donc égaux et g_l et $g(n\%)$ sont constants le long de la faille. Un profil de $g(10\%)$ présente cette répartition théorique sur la Figure 3. 14.B. Afin de s'assurer que ces caractéristiques sont bien respectées, nous avons tracé les profils de $g(10\%)$ et de $G(10\%)$ (*i.e.* moyenne de $g(10\%)$ sur plusieurs failles) des 43 profils issus de la bibliographie (Figure 3. 15). Un exemple est également détaillé en Figure 3. 14.C et D. Pour tous ces profils de déplacement, la valeur de $g(10\%)$ peut varier localement le long d'une faille. Ces écarts sont occasionnels car les gradients moyennés sur toutes les failles $G(10\%)$ sont peu variables (écart maximal : +/- 50%) quelles que soient leurs localisation sur les failles (extrémités,

centre, ...). On peut donc considérer cette valeur comme constante le long du profil. De plus, $G(10\%)$ est sensiblement identique à la valeur de D_{max}/R . Les profils sont donc bien globalement triangulaires et les valeurs moyennes des gradients locaux mesurées sont donc similaires en tous points d'une faille et sont comparables aux valeurs de D_{max}/R présentées dans la bibliographie.

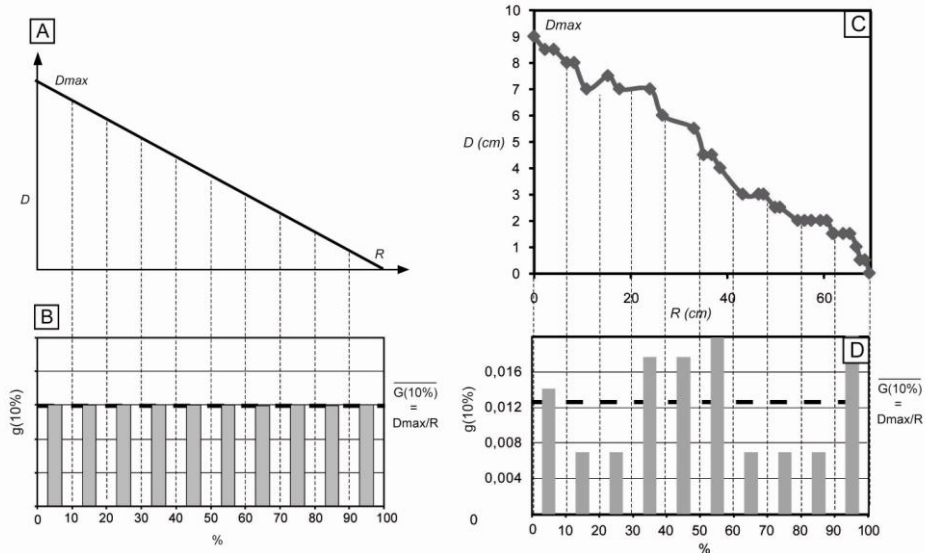


Figure 3. 14. Les profils de déplacement triangulaires et leur profils de $g(10\%)$. A : Un profil de déplacement (D) triangulaire théorique entre le déplacement maximal (D_{max}) et une extrémité. B : Profil de gradient correspondant au profil de déplacement présenté en A. Le D_{max} correspond à 0% du rayon (R) et 100% de R correspond à l'extrémité de la faille. $g(10\%)$ est le gradient calculé sur des portions de 10% de R . C : Exemple naturel de profil de déplacement triangulaire observé en coupe par Muraoka et Kamata (1983). D : Profil de $g(10\%)$ correspondant au profil en C.

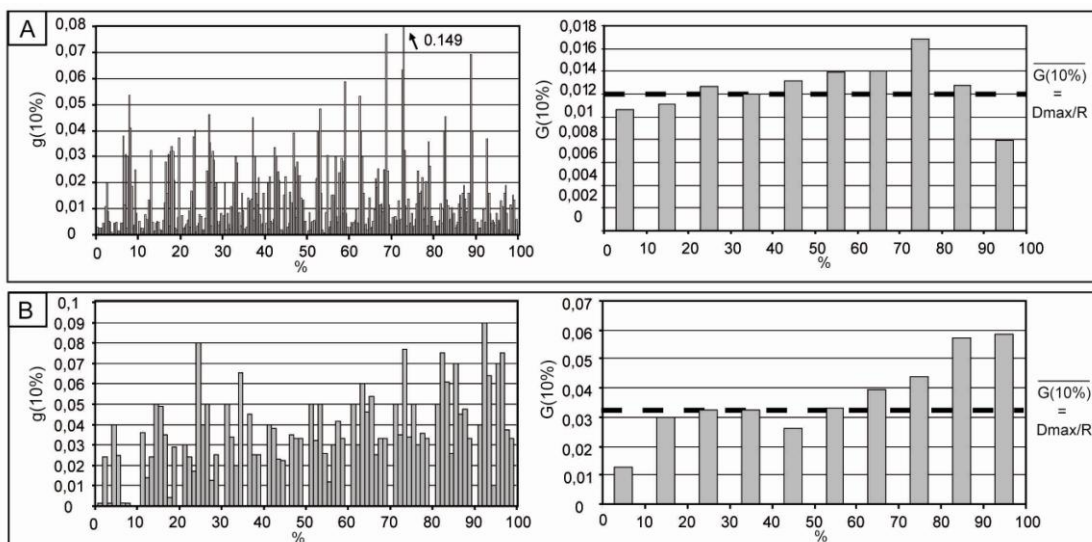


Figure 3. 15. Profils de gradient $g(10\%)$ de chaque faille (à gauche) et profil moyen de l'ensemble des failles (à droite). A : 34 failles observées en plan par Walsh et Watterson (1987). B : 9 failles observées en plan par Dawers et al. (1993). Les droites en pointillés représentent la valeur moyenne de $G(10\%)$ et de D_{max}/R . Toutes les failles sont isolées et sont interprétées comme non restreintes par les auteurs.

Une analyse similaire a été effectuée sur 11 failles isolées, observées en coupe, affectant des milieux multicouches et étudiées par Muraoka et Kamata (1983) et Wilkins et Gross (2002) (Figure 3. 16). Sur les profils des failles étudiées par Muraoka et Kamata (1983), afin d'avoir une valeur moyenne caractéristique d'un milieu homogène (les unités semi-compétentes), nous avons supprimé les valeurs de gradient local calculées sur les portions de faille composées de plus de 25% de couches autre que « semi-compétentes ». Ce tri n'a pas pu être réalisé sur les profils de déplacement des failles étudiées par Wilkins et Gross (2002) car cela aurait supprimé trop de portions de failles. Bien que ces failles affectent une série sédimentaire hétérogène, elles montrent au premier ordre des caractéristiques similaires aux failles affectant des milieux homogènes. Dans les deux cas, $G(10\%)$ est assez homogène le long des failles, ces cas d'étude présentent donc aussi un profil de déplacement plus ou moins triangulaire. En revanche, dans les deux études, le D_{max}/R est légèrement plus faible que $G(10\%)$. Sur les failles étudiées par Muraoka et Kamata (1983), cette différence est directement associée aux variations lithologiques car la mesure du D_{max}/R prend en compte toutes les lithologies alors que la valeur de $G(10\%)$ est uniquement caractéristique des couches semi-compétentes. Ces résultats indiquent que la présence d'alternances lithologiques ne perturbe pas les valeurs de gradients moyens de chaque lithologie, qui restent constants le long des failles. En revanche, elle modifie les valeurs de D_{max}/R .

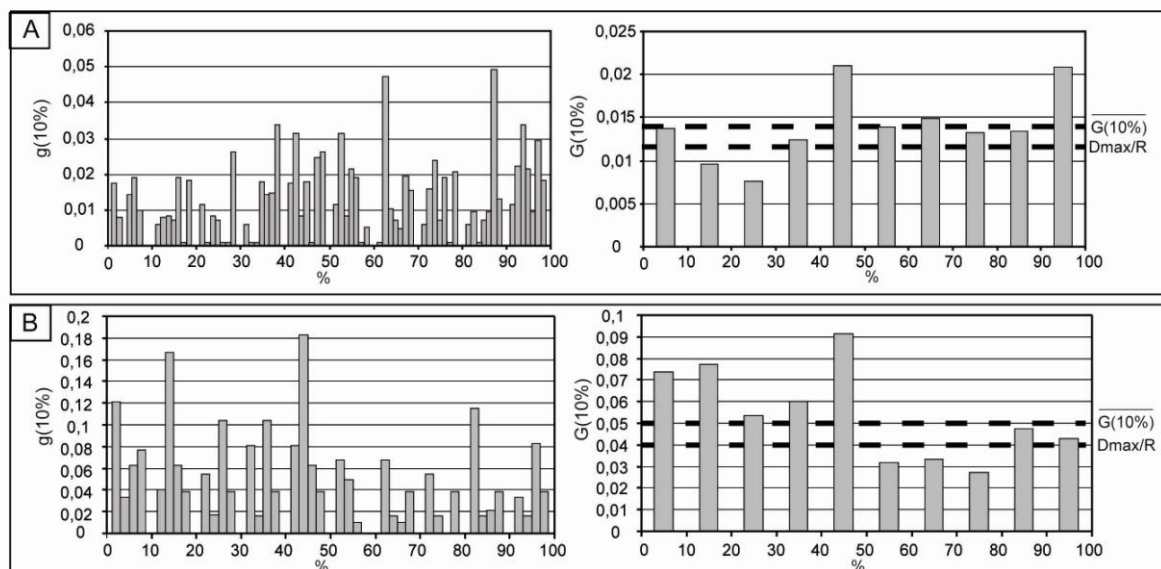


Figure 3. 16. Profils de gradient $g(10\%)$ de chaque faille (à gauche) et profil moyen de l'ensemble des failles (à droite). A : 7 failles observées en coupe par Muraoka et Kamata (1983). B : 4 failles observées en coupe par Wilkins et Gross (2002). Les droites en pointillés représentent la valeur moyenne de $G(10\%)$ et de D_{max}/R . Toutes les failles sont isolées et sont interprétées comme non restreintes par les auteurs.

III.2. Influence de la lithologie sur les profils de déplacement des failles non restreintes

Pour décrire quantitativement les variations de gradients en fonction de la lithologie sur des failles isolées, nous avons analysé des gradients locaux indépendamment pour chaque lithologie. Selon les cas, nous avons utilisé les méthodes d'analyse des gradients locaux directes ou statistiques (*cf.* I.1.2 de ce chapitre) sur des profils de déplacement issus de nos observations et issus de la bibliographie. Ces analyses concernent uniquement des portions de failles isolées et non restreintes ; ainsi, les autres effets qui pourraient perturber le déplacement sur les failles, comme des interactions entre les failles ou la restriction, sont éliminés.

III.2.1. Analyse des profils en coupe

Dans les argiles des sites de l'Hauterivien, de Trescléoux, de Vogüé et de Flaviac, les longueurs de portions de failles non restreintes varient. Cette variation est liée à l'existence de failles traversant entièrement des couches argileuses plus ou moins épaisses (sur les sites de l'Hauterivien, Vogüé, Flaviac) ou se propageant plus ou moins profondément dans les argiles (sur les sites de Trescléoux, Vogüé, Flaviac). Les sites de Vogüé et Flaviac, présentent ces deux configurations. Cette variation de longueur permet d'établir, par une analyse directe, les caractéristiques des gradients locaux des couches argileuses (Figure 3. 17 et article I, III.1 du chapitre 2 Figure Art. I. 13). Les résultats obtenus montrent qu'au sein de ces différentes formations argileuses, il existe toujours une relation linéaire entre la variation de déplacement et la longueur de la portion de faille. Seule la relation observable sur le site de Vogüé est discutable, probablement à cause de variation de longueur de faille trop faible. Le gradient G_l de chacune de ces lithologies est donc constant et sa valeur correspond aux pentes des différentes droites de régression montrées sur la Figure 3. 17. Les gradients locaux des argiles des sites de Trescléoux et de Vogüé, affectant des lithologies similaires (*i.e.* valeur identique de minéralogie), sont assez proches, respectivement de 0,18 et de 0,14. Ceux des sites de l'Hauterivien et de Flaviac sont plus faibles, respectivement de 0,085 et de 0,06. Pour le site de Flaviac, cette valeur de gradient est identique pour des failles se propageant plus ou moins profondément dans les argiles et pour des failles affectant la totalité d'une couche argileuse.

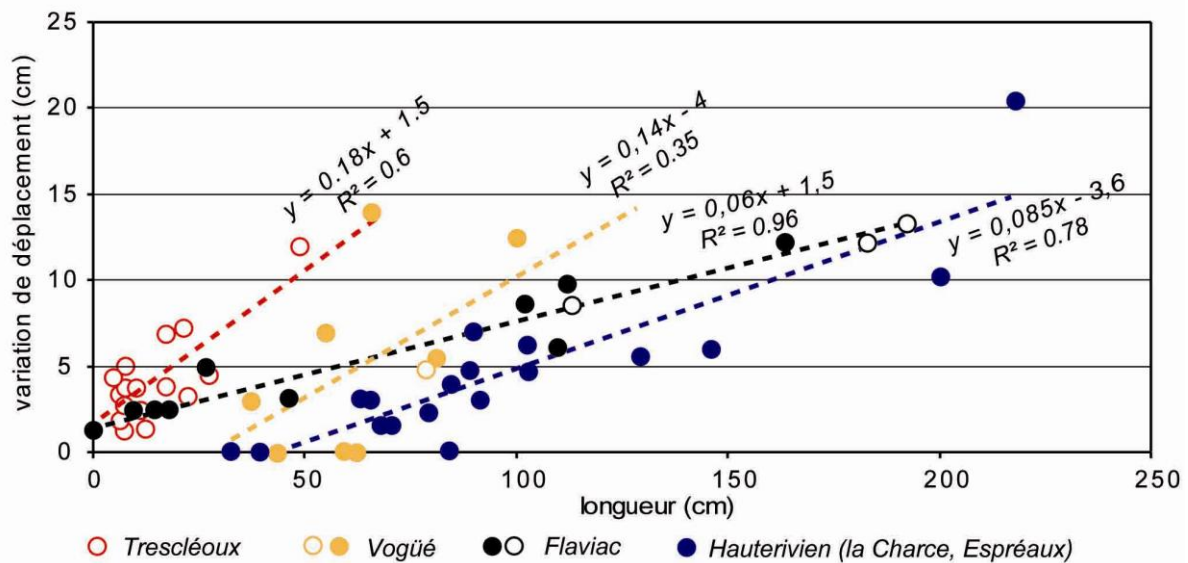


Figure 3. 17. Analyse directe des gradients locaux relatifs aux différentes formations argileuses issus de nos observations de terrain. Les figurés vides et pleins sont les données associées respectivement à des portions de failles traversant entièrement des couches argileuses (Hauterivien, Vogüé, Flaviac) ou se propageant plus ou moins profondément dans les argiles (Trescléoux, Vogüé, Flaviac). L'incertitude sur les données de déplacement est de $\pm 0,5$ cm.

Dans les calcaires, les caractéristiques des failles en coupe ont été étudiées sur le site de Trescléoux par une analyse statistique (Figure 3. 18.A). Au sein de ces couches, 71% des 328 cm de longueur totale des portions de faille analysées présentent un gradient compris entre 0,04 et 0,12, avec une valeur moyenne de gradient local de 0,08. Sur les affleurements de Flaviac et de Vogüé et de l'Hauterivien, aucune variation de déplacement significative n'est mesurable dans les couches calcaires le long des failles isolées vues en coupe. Cela ne signifie pas que les gradients de déplacement sont nuls dans les calcaires de ces lithologies mais que les variations de déplacements sur toutes les épaisseurs des bancs calcaires sont trop faibles pour être visibles. Pour ces sites, nous avons défini un gradient maximum qui correspond au double de l'incertitude de la mesure ($=2 \times 1$ cm) divisé par la longueur de faille la plus importante dans les calcaires. Le gradient réel est alors inférieur à cette valeur (0,04 sur les sites de Flaviac et de Vogüé et 0,035 sur les sites de l'Hauterivien).

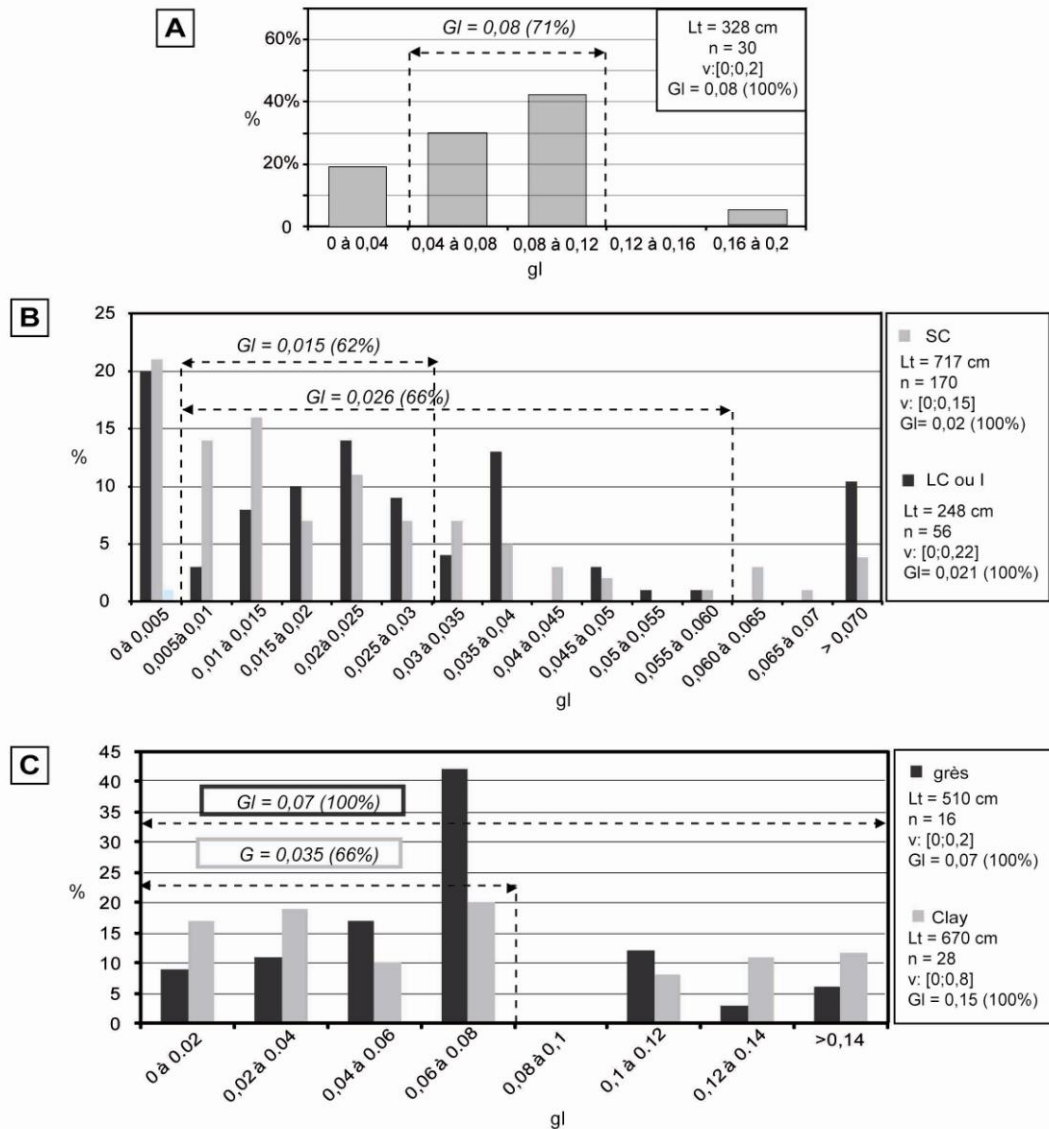


Figure 3. 18. Analyse statistique des gradients locaux (gl). A : Couches calcaires du multicouche d'âge Argovien du bassin du Sud-Est sur le site de Trescléoux. B : Couches « semi-compétentes » (SC) et « incompetentes » (LC ou I) du système multicouche présenté par Muraoka et Kamata (1983). C : Les grès et les couches argileuses du système multicouche présenté par Wilkins et Gross (2002). Lt : longueur totale des portions de failles analysées, n : nombre de gradients mesurés, v : variation de gradients (valeur maximale et minimale), Gl ($n\%$) moyenne des gradients sur $n\%$ de la longueur totale.

Nous avons utilisé la même analyse statistique sur des failles étudiés par Muraoka et Kamata (1983) et par Wilkins et Gross (2002) traversant des systèmes multicouches, en distinguant les portions des failles en fonction de la nature de l'unité dans laquelle elles sont situées (Figure 3. 18). Pour définir ces valeurs de Gl dans les histogrammes de la Figure 3. 18.B et C, nous n'avons pas tenu compte des valeurs de gradient très faibles et très fortes qui pourraient être associées à des interactions entre les failles, à des restrictions, ou à des problèmes de trace de profil. Nous avons ensuite défini les Gl pour qu'ils soient les plus représentatifs des normes des histogrammes. Nous avons ainsi obtenu des valeurs de gradients

locaux moyens, statistiquement représentatives de chaque unité des multicouches. Sur les profils de déplacement présentés par Muraoka et Kamata (1983), 62 % des 717 cm de longueur totale des failles dans les couches « semi-compétentes » présentent un gradient compris entre 0,005 et 0,03 avec une valeur moyenne de gradient local de 0,015. Dans les couches « moins-compétentes » ou « incompétentes », 66 % des 248 cm de longueur totale des portions de failles présentent un gradient compris entre 0,005 et 0,06 avec une valeur moyenne de gradient local de 0,026 (Figure 3. 18.B). Dans les couches de grès du système multicouche présenté par Wilkins et Gross (2002), 100 % des 510 cm de longueur totale des failles dans les grès présentent un gradient compris entre 0 et 0,03 avec une valeur moyenne de gradient local de 0,07. Dans les couches argileuses, les gradients sont assez variables et 66 % des 670 cm de longueur totale des failles dans les couches argileuses présentent un gradient compris entre 0 et 0,08 avec une valeur moyenne de gradient local de 0,035 (Figure 3. 18.C).

III.2.2. Analyse des profils en plan des sites de l'Hauterivien

Comme illustré dans l'article I (*cf.* III.1 du chapitre 2), la morphologie des sites de l'Hauterivien a non seulement permis d'analyser les caractéristiques des gradients en coupe comme nous l'avons présenté précédemment, mais aussi en plan. Ces failles correspondent à des zones de failles présentant des architectures complexes, avec une déformation répartie sur plusieurs segments et évoluant le long des zones de failles. Nous avons examiné et comparé les caractéristiques d'une part des segments de faille et d'autre part des zones de failles vues en plan. Cette analyse a été réalisée via la méthode statistique.

Dans l'analyse des segments de faille, nous avons distingué les mesures provenant des extrémités et du centre des segments (Figure 3. 20.A). Les portions centrales des segments représentent 60% de la longueur totale des segments de faille (*i.e.* 4200 cm) et elles sont caractérisées par des valeurs de gradients assez dispersées et faibles en moyenne (0,035). Les extrémités des segments de faille non associées à des relais représentent 30% de la longueur totale des segments et elles sont caractérisées par des gradients dispersés et modérés avec une moyenne égale à 0,08. La différence de gradient entre les extrémités qui ne sont pas en relais et les centres des segments reflète la morphologie en « M » des profils de déplacement des segments. Des valeurs fortes de gradient ($>0,18$) sont associées aux extrémités des segments de faille en relais. Ces gradients représentent 10% de la longueur totale des segments et reflètent les interactions entre les segments de faille. Le gradient égal à 0,08, qui caractérise les extrémités des segments de faille non associées à des relais, est aussi égal à la valeur de D_{max}/R des petits segments de faille présentant deux extrémités ($10\text{ cm} < L < 80\text{ cm}$). Par

conséquent, si l'on suppose que les petites failles présentent des profils de déplacement triangulaires alors cette valeur de gradient contrôle la longueur des petites failles et caractérise la propagation en plan des failles dans les calcaires. Les valeurs de D_{max}/L de ces failles sont comparées à titre indicatif avec les valeurs bibliographiques sur la Figure 3. 19 ($D_{max}/R = 2xD_{max}/L$ pour des failles triangulaires).

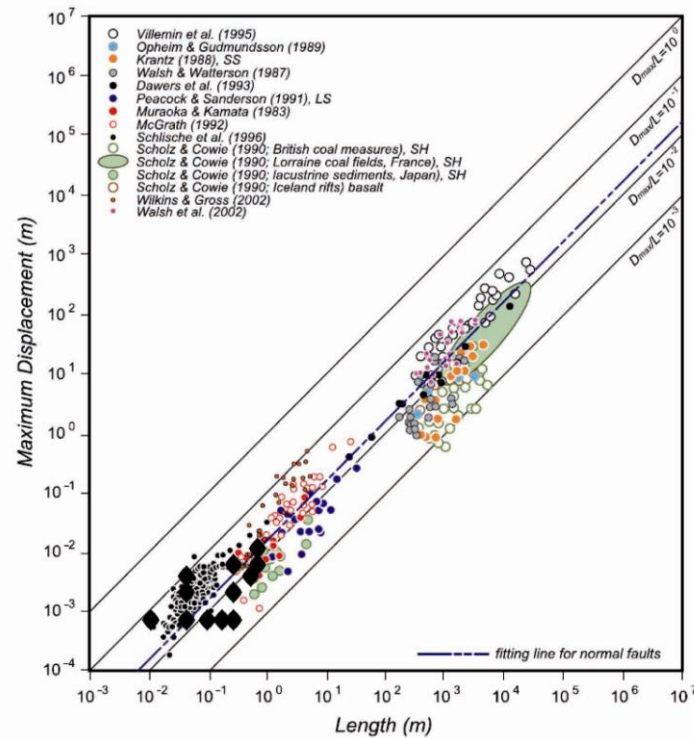


Figure 3. 19. Graphique D_{max} en fonction de L . Les losanges noirs sont les données des segments de faille présentant deux extrémités et observés en plan sur les sites de l'Hauterivien. Compilation bibliographique d'après Kim et Sanderson (2005).

Les zones de failles présentent une répartition des gradients quasi-identique à celle des segments de faille (Figure 3. 20.B). On retrouve des valeurs de gradients très faibles ($<0,04$), des valeurs modérés avec une moyenne de 0,09 et des gradients très forts ($>0,18$), respectivement sur 30%, 53% et 17% de la longueur totale de la zone de failles (1800 cm). La proportion des zones relatives aux forts gradients est légèrement plus importante le long des segments de faille que le long des zones de failles. La proportion des zones à très faible gradient est plus faible tandis que la proportion des zones de gradients modérés est plus forte le long des segments de faille que le long des zones de failles. Cette variation indique que les zones à très faibles gradients le long des segments de faille sont devenues des zones à gradients modérées le long des zones de failles. Une telle répartition découle de la forte proportion des zones à faible gradient sur les segments de faille et des forts recouvrements entre les segments de faille (Figure 3. 20.C).

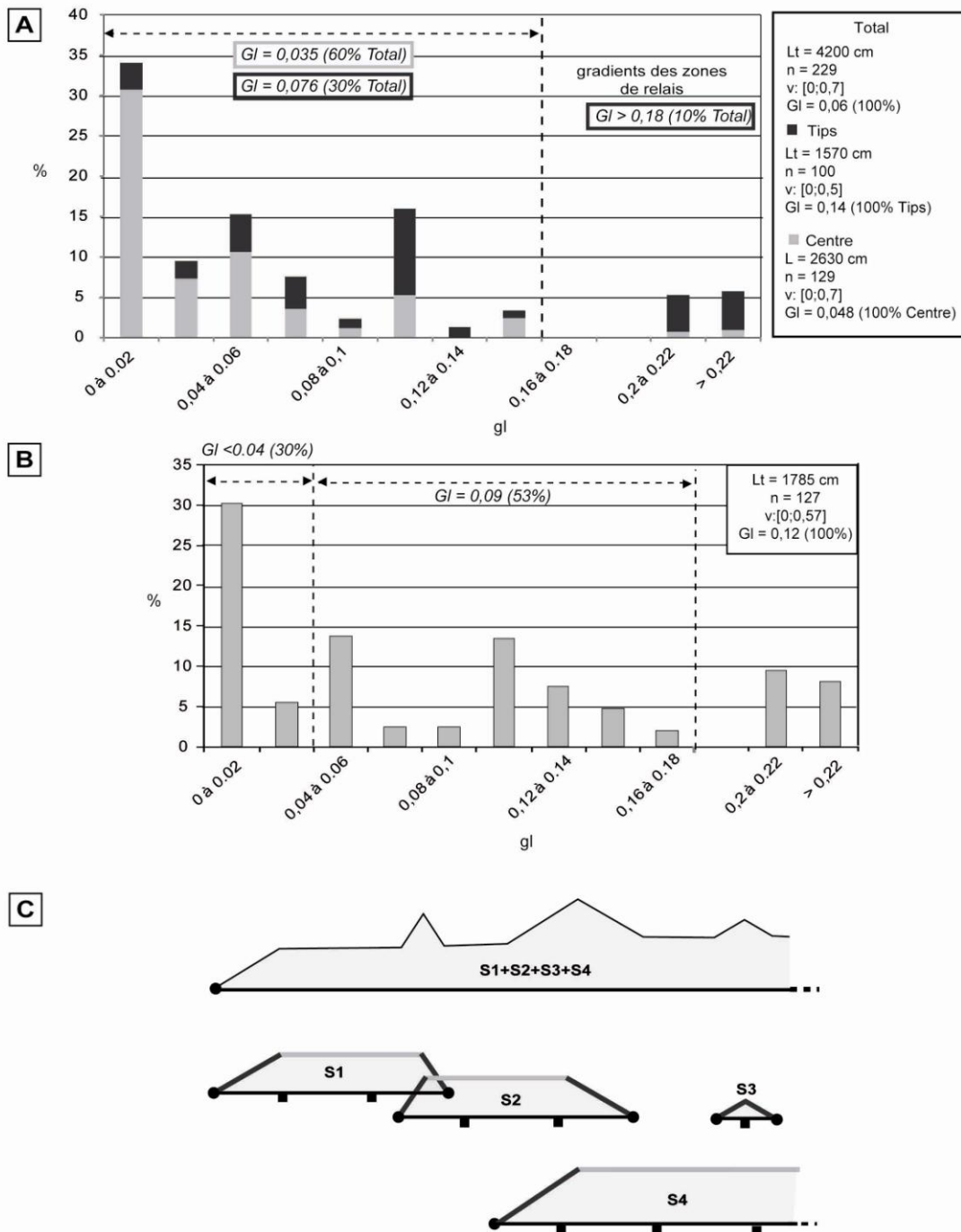


Figure 3. 20. Analyse statistique des gradients locaux (gl) relatifs aux couches calcaires vues en plan du multicouche d'âge Hauterivien (la Charce et Espréaux). A : Gradients calculés sur les segments de faille. Les gradients localisés aux extrémités des failles et au centre des failles sont distingués par des niveaux de gris. B : Gradients calculés sur les profils cumulés. A et B : Lt : longueur totale des portions de failles analysées, n : nombre de gradients mesurés, v : la variation de gradients (valeur maximale et minimale), Gl ($n\%$) moyenne des gradients sur $n\%$ de la longueur totale. C : Exemple conceptuel de profils de déplacement de 4 segments de faille (S1, 2, 3 et 4) et du profil cumulé correspondant. Sur les profils des segments, les gradients associés aux extrémités sont en gris foncé et ceux aux centres sont en gris clair.

III.2.3. Synthèse sur les gradients dans les multicouches

D'après des modèles mécaniques, le rapport D_{max}/R est fonction des propriétés mécaniques des roches (Walsh et Watterson, 1987 ; Cowie et Scholz, 1992a ; Bürgmann et al., 1994; Schultz et Fossen, 2002, Gudmundsson, 2004; Welch et al., 2009). La forme générale de cette relation est :

$$\frac{D_{max}}{R} = k \cdot \sigma_d \cdot \left[\frac{(1 + \nu)}{E} \right]$$

où D_{max} et R sont respectivement le déplacement maximal et le rayon d'une faille, E et ν sont le modules d'Young et le coefficient de poisson et σ_d est une contrainte cisailante effective qui agit sur la faille. Ce dernier paramètre dépend de plusieurs propriétés et notamment des contraintes appliquées sur la faille et de la résistance à la rupture aux extrémités de la faille. Dans un milieu homogène, le rapport D_{max}/R est égal au gradient de déplacement. D'après cette relation le gradient diminue avec le module d'Young et augmente avec la résistance à la rupture de la roche ou avec la contrainte qui s'appliquent sur la faille.

Le long des failles vues en coupe, les analyses directes et statistiques des gradients montrent que chaque lithologie du système multicouche est caractérisée par un gradient local constant en moyenne ou peu variable sur la plus grande partie des portions de failles situées dans cette lithologie. Sur les systèmes multicouches argilo-calcaires que nous avons étudiés, les valeurs des gradients locaux dans les couches argileuses « incompetentes » sont égales ou supérieures à celles des couches calcaires « compétentes ». On retrouve cette caractéristique sur les profils de déplacement vus en coupe présentés par Muraoka et Kamata (1983) et réinterprétés dans cette étude ainsi que sur d'autres profils issus de la bibliographie (Figure 3. 21). En revanche, on note une tendance inverse sur le multicouche présenté par Wilkins et Gross (2002). Excepté ce dernier site, la propagation verticale des failles dans les couches argileuses nécessite un gradient de déplacement plus élevé que les couches compétentes adjacentes. Cette différence de gradients au sein d'un multicouche calcaire-argiles n'est pas reliée à la résistance à la rupture puisque celle-ci est en moyenne plus faible dans les roches argileuses que dans les calcaires. Au contraire, sur nos sites, elle peut être associée à des contrastes de module d'Young, ceux-ci étant plus faibles dans les argiles que dans les calcaires. Inversement, la différence de gradients des couches argileuses et des grès sur le site observé par Wilkins et Gross (2002) est compatible avec des différences de résistances à la rupture des roches. Ces relations sont cohérentes dans le sens où les couches gréseuses sont en moyenne plus cohésives que les couches carbonatées.

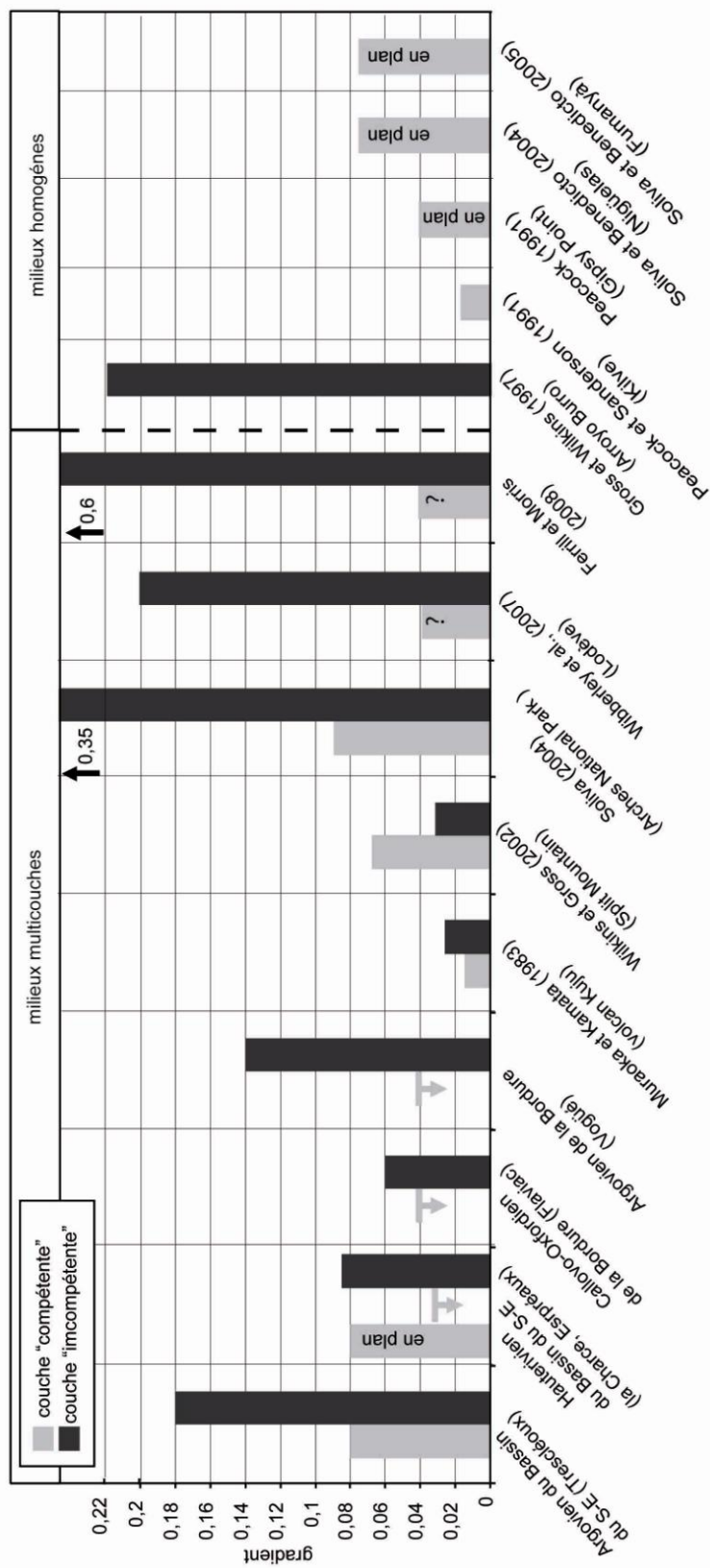


Figure 3. 21. Synthèse des gradients dans les systèmes multicouchés. Les gradients sont des valeurs moyennes de gradients locaux (G) de chaque lithologie pour des failles qui traversent des milieux multicouchés ou homogènes. Les gradients sont principalement mesurés en coupe, ceux mesurés en plan sont indiqués. Les couches compétentes sont des calcaires, exceptées pour certains sites, où les couches compétentes sont des grès (Muraoka et Kamata 1983 ; Wilkins et Gross 2002 ; Soliva, 2004 ; Wibberley et al., 2007). Les couches incompétentes sont des couches plus ou moins riches en argiles (des shales, des marnes et des silts). Les gradients dans les couches compétentes des sites étudiés par Wibberley et al., 2007 et par Ferril et Morris (2008) ne sont pas précisés. Les gradients dans les systèmes multicouchés étudiés par Muraoka et Kamata (1983) et par Wilkins et Gross (2002) ont été calculés dans cette étude. Les flèches en gris indiquent la valeur maximale possible de G dans les calcaires. Les flèches noires indiquent les valeurs de gradient trop importantes pour être représentées sur ce diagramme.

Concernant les gradients dans les argiles et leur variabilité, ceux définis en coupe sur nos sites sont similaires à légèrement plus faibles que le gradient défini par Gross et al. (1997) sur des failles se propageant uniquement dans un milieu argileux (0,22) (Figure 3. 21). D'autre part, ces gradients présentent des relations avec les propriétés pétrophysiques. Dans le détail, les gradients montrent une cohérence d'une part à la minéralogie des couches argileuses des différents sites (Figure 3. 22.A) et d'autre part aux valeurs des modules d'Young (Figure 3. 22.B). Ils augmentent avec le pourcentage de carbonates et le module d'Young des couches argileuses. Cette dernière relation montre une tendance inverse au modèle mécanique présenté précédemment puisque les gradients augmentent avec les modules d'Young. Une telle tendance pourrait indiquer que l'effet du module d'Young est compensé par les effets d'autres paramètres. On peut supposer par exemple que la résistance à la rupture des roches diminue avec l'augmentation des argiles (et du module d'Young) et aussi que les contraintes locales dans les couches argileuses diminuent avec l'augmentation des argiles (et du module d'Young). On note également que les gradients sont proportionnels d'une part aux rapports des pourcentages de carbonates et d'autre part aux rapports des modules d'Young entre les calcaires et les argiles (Figure 3. 22.C et D). Ces relations semblent indiquer que le gradient des couches argileuses est fonction à la fois des propriétés des argiles et des calcaires. Enfin, ces gradients ne sont pas directement reliés au motif sédimentaire. Par exemple, des argiles épaisses entourées de calcaires fins présentent des valeurs de gradients faibles sur le site de Flaviac et fortes sur le site de Trescléoux ; inversement, des argiles fines entourées des calcaires épais présentent des valeurs de gradients faibles sur les sites de l'Hauterivien et fortes sur le site de Vogüé. Nous n'avons pas de données qui permettent de comparer les gradients en plan et en coupe dans les argiles.

Dans les calcaires, nous n'avons défini précisément qu'une seule valeur de gradient en coupe sur le site de Trescléoux (0,08). Ce gradient est comparable aux gradients des failles qui affectent uniquement des calcaires présentés dans la bibliographie (Figure 3. 21). Nous n'avons trouvé aucune relation évidente entre les gradients et les propriétés pétrophysiques des couches carbonatées. Dans les calcaires des sites de l'Hauterivien, la valeur de gradient en plan (0,08) est supérieure à celle définie en coupe (<0,035). Cette valeur de gradient en plan est comparable aux valeurs de la bibliographie aussi en plan (Figure 3. 21) et à celle obtenue en coupe sur le site de Trescléoux et nous l'interpréterons comme la valeur caractéristique de la propagation. Selon un modèle où les gradients en coupe et en plan sont sensiblement identiques dans un milieu homogène (Walsh et Watterson, 1987, Peacock et Sanderson, 1991),

alors la valeur très faible définie en coupe ne reflète plus la propagation verticale dans les calcaires mais est modifié à cause de la propagation dans le multicouche.

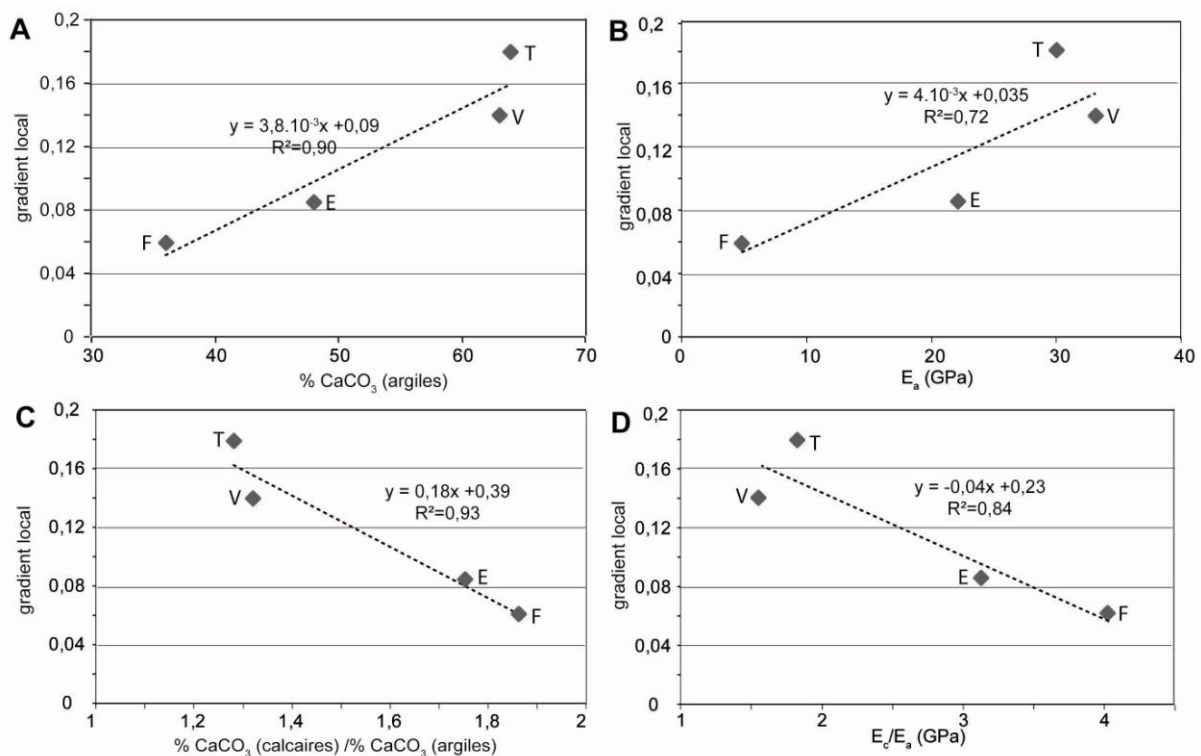


Figure 3. 22. Evolution des gradients locaux de systèmes multicouches avec les propriétés pétrophysiques des couches. A : Gradient local en fonction du pourcentage de carbonates dans les argiles. B : Gradient local en fonction du module d'Young dans les argiles. C : Gradient local en fonction du rapport de pourcentage de carbonates entre les couches argileuses et carbonatées. D : Gradient local en fonction du rapport de modules d'Young entre les couches argileuses et carbonatées. Les valeurs de modules d'Young utilisées sont les modules d'Young perpendiculaires à la stratification mais des relations similaires existent pour les modules d'Young parallèles à la stratification. Les lettres indiquent le site : E : Espréaux ; V : Vogüé ; T : Trescléoux ; F : Flaviac.

III.3. Implication sur la relation D_{max}/R des failles vues en coupe

Notre analyse de profils de déplacement vus en coupe montre que le gradient de déplacement dépend de la lithologie. Le rapport D_{max}/R d'une faille dépendrait donc de la nature des alternances et du « motif sédimentaire » du système multicouche traversé par la faille. Pour évaluer ces effets sur la relation D_{max}/R de plusieurs failles nous avons construit des solutions analytiques de la relation D_{max}/R de failles qui croissent dans un milieu multicouche. Nous avons construit deux modèles en distinguant deux configurations sédimentaires (Figure 3. 23.A, B). Dans la configuration 1, l'épaisseur de chaque couche sédimentaire est faible par rapport à la longueur des failles. Dans la configuration 2, une ou plusieurs couches ont une épaisseur significative par rapport à la longueur des failles. En

fonction de ces deux configurations et des valeurs de gradient local de chacune des lithologies, il est possible de calculer les couples D_{max} - R théoriques des failles. Ces solutions permettent entre autres de calculer les profondeurs de propagation d'une faille si le point de nucléation est connu. Dans la réalité, les configurations sédimentaires sont plus complexes et sont la combinaison de ces deux configurations. Les deux solutions analytiques peuvent toutefois être combinées pour s'adapter à tout type de configuration.

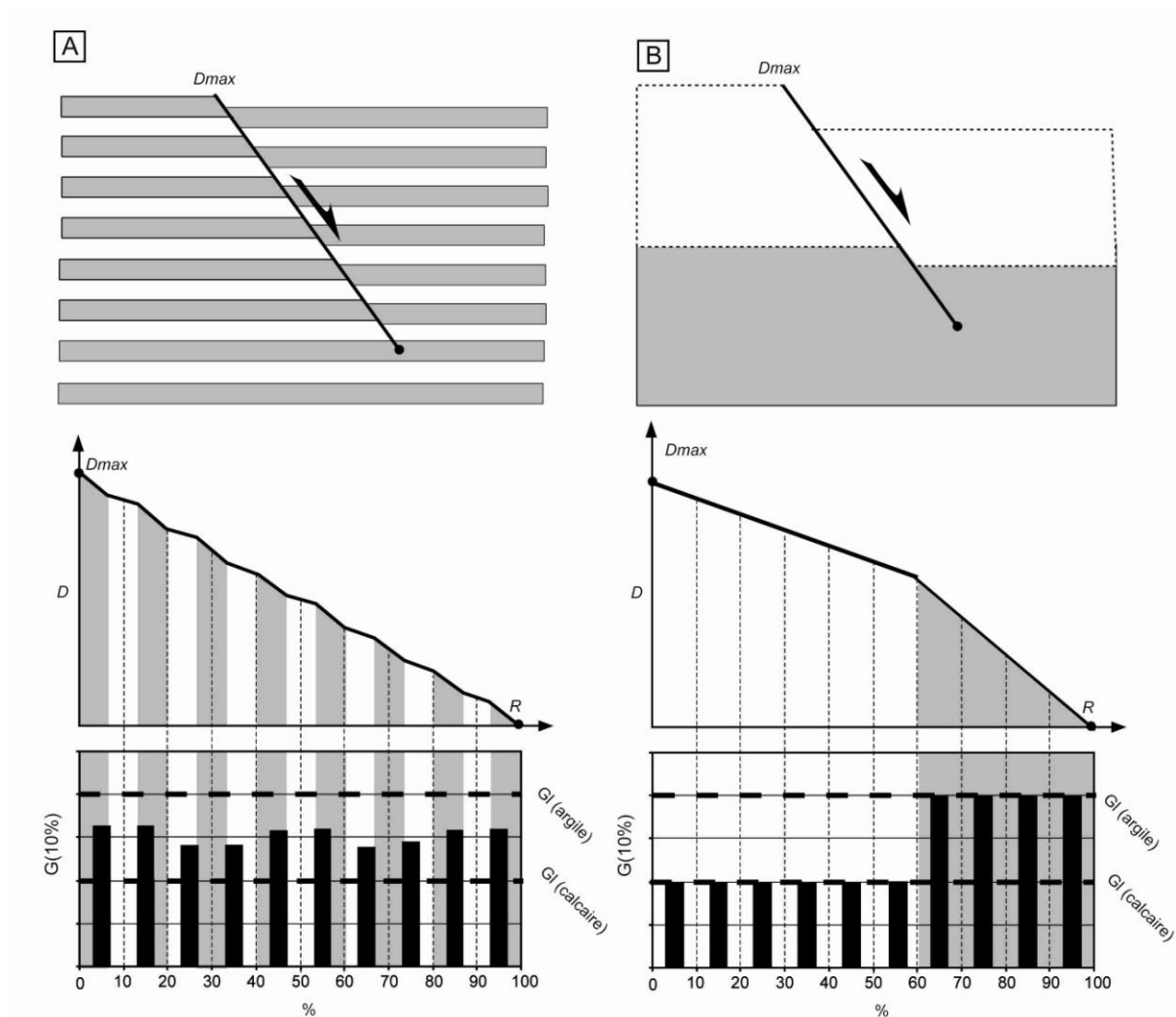


Figure 3. 23. Deux configurations sédimentaires. A : Cas de la configuration 1, l'épaisseur de chaque couche sédimentaire est faible par rapport à la longueur des failles. B : Cas de la configuration 2, les couches ont une épaisseur significative par rapport à la longueur des failles. Dans A et B, en haut, un exemple théorique de faille dans les configurations sédimentaires composées de couches argileuses (gris) et de couches carbonatées (blanc) est représenté. Au milieu, le profil de déplacement est caractérisé par des gradients locaux constants dans chaque lithologie ($G_l(\text{argile})$ et $G_l(\text{calcaire})$). En bas, le profil de gradient ($G(10\%)$) est représenté.

III.3.1. Cas de la configuration 1

Lorsque l'épaisseur de chaque couche sédimentaire est faible par rapport à la longueur des failles, on peut considérer que chaque portion de faille est située dans un même milieu multicouche. Pour calculer les valeurs de D_{max} théoriques à partir de différents R d'une population de failles qui affectent un système multicouche à deux lithologies, on utilise alors la formule suivante :

$$D_{max} = Gl_1 \times L_1 + Gl_2 \times L_2$$

Gl_1 et Gl_2 sont les gradient locaux de deux lithologies 1 et 2 ; L_1 et L_2 sont la somme des longueurs des portions de la faille respectivement dans lithologie 1 et 2. Si la faille ne change pas de pendage entre les deux lithologies alors :

$$L_1 = \frac{x_1 \times R}{\sin p} \text{ et } L_2 = \frac{x_2 \times R}{\sin p}$$

où x_1 et x_2 sont les ratios d'épaisseur qui caractérisent la composition du système multicouche ($x_1 + x_2 = 1$) ; p est le pendage de la faille. Si la faille change de pendage entre les deux lithologies alors :

$$L_1 = \frac{x_1 \times R}{\sin p_1} \text{ et } L_2 = \frac{x_2 \times R}{\sin p_2}$$

p_1 et p_2 sont les pendages moyens de chaque lithologie.

La figure 25 illustre les variations de D_{max}/R en fonction du motif sédimentaire pour ce type de configuration. Dans cet exemple théorique, les gradients locaux (Gl) ont été choisis égaux à 0,01 et 0,2. Ces valeurs sont plutôt caractéristiques respectivement de grès (cf. I.3.5 du chapitre 1) et des argiles de Trescléoux ou étudiées par Gross et al. (1997). Nous avons choisi ces valeurs car leur très fort écart permet d'illustrer les variations possibles de D_{max}/R induites par des variations lithologiques et observables dans la nature sur une gamme probablement assez complète. Les résultats seraient similaires avec un gradient caractéristique des calcaires (plus proches de 0,1). Le motif sédimentaire est variable et la couche avec un gradient de 0,2 représente de 0 à 100% de la totalité du système. Les failles ne présentent pas de réfraction et le pendage est égal à 90°. Pour chaque motif, les relations entre D_{max} et R

sont toujours linéaires. La pente de ces relations (*i.e.* le rapport D_{max}/R) varie en fonction de la composition du système multicouche. Ces pentes se situent entre celle caractérisant un milieu argileux homogène (100% de couche 2) et un milieu gréseux homogène (0% de couche 2).

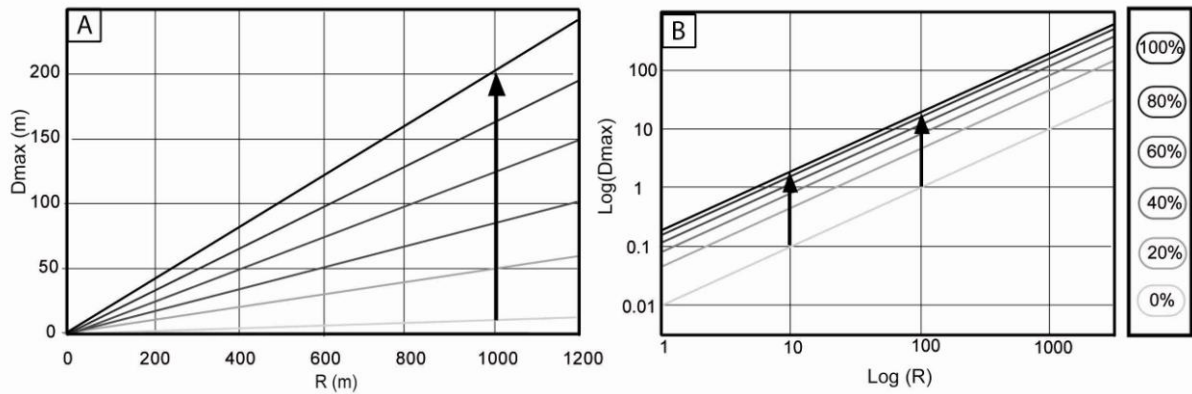


Figure 3. 24. Relation D_{max} - R dans des systèmes multicouches à deux lithologies. Cas de la configuration de type 1 sur la Figure 3. 23. A : Graphique D_{max} en fonction du R . B : Graphique $\log(D_{max})$ en fonction du $\log(R)$. Les valeurs de D_{max} - R sont le résultat de la solution analytique (voir texte pour détail). Les multicouches sont caractérisées par deux gradients locaux de 0,01 et de 0,2 et par une composition exprimée en pourcentage de la couche avec un gradient de 0,2. Cette composition est représentée en niveaux de gris avec les correspondances indiquées sur l'échelle à droite. Les flèches indiquent l'augmentation du pourcentage de couches avec un gradient de 0,2.

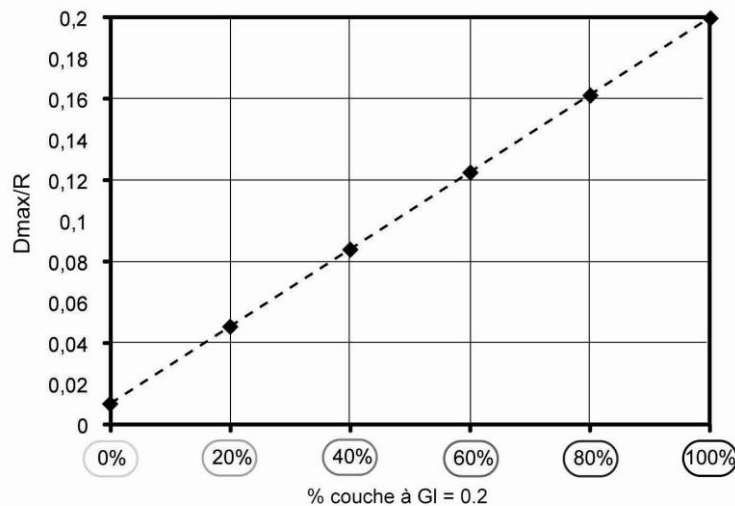


Figure 3. 25. Évolution de D_{max}/R en fonction des compositions du milieu multicouches. Cas de la configuration de type 1 sur la Figure 3. 23. Les multicouches sont caractérisées par deux gradients locaux de 0,01 et de 0,2 et par une composition exprimée en pourcentage de la couche avec un gradient de 0,2.

Avec cette solution analytique, le rapport D_{max}/R évolue linéairement en fonction de la composition du système multicouche (Figure 3. 25). Wilkins et Gross (2002) observent cette même relation entre le D_{max}/R et la composition de la roche. Nous avons appliqué cette solution analytique aux failles non restreintes traversant les multicouches présentées par

Wilkins et Gross (2002) et Muraoka et Kamata (1983). Pour cela, nous avons utilisé les gradients locaux moyens obtenus par notre réinterprétation des profils de déplacement fournis par les auteurs (cf. III.2.1 de ce chapitre). A partir de ces gradients, nous avons défini la variation théorique de D_{max}/R en fonction des compositions possibles des multicouches, puis cette relation a été comparée aux valeurs réelles de D_{max}/R en fonction de la composition réelle (Figure 3. 26). Dans les cas de Muraoka et Kamata (1983), les variations modélisées sont similaires à celles des failles réelles ce qui suggèrent que les valeurs de D_{max}/R sont fortement contrôlés par la lithologie. Dans les cas de Wilkins et Gross (2002), la solution analytique simule bien une décroissance mais avec une pente trop faible. Cette différence est certainement associée au fait qu'une partie importante des failles sont restreintes et suivant l'analyse même de l'auteur la restriction d'une faille perturbe aussi fortement le rapport D_{max}/R (discuté en IV de ce chapitre).

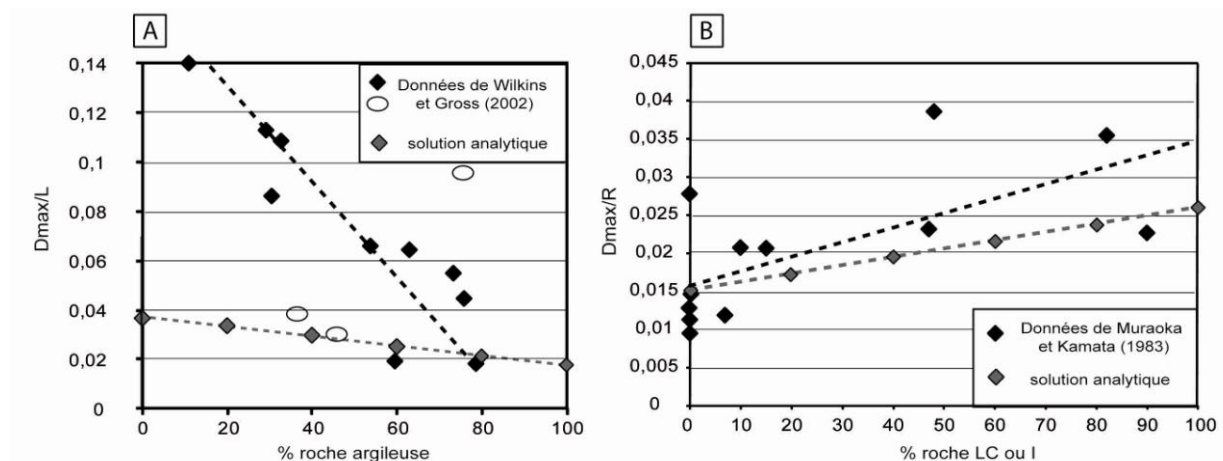


Figure 3. 26. Deux exemples naturels d'évolution de D_{max}/R ou D_{max}/L dans une population de faille en fonction de la composition du système multicouches. A : Failles observées par Wilkins et Gross (2002). B : Faille observées par Muraoka et Kamata (1983). Pour la solution analytique, les failles ne présentent pas de réfraction. Les valeurs des gradients locaux sont obtenues par notre réinterprétation des profils de déplacement fournis par les auteurs (0,07 et 0,035 pour les failles observées par Wilkins et Gross (2002) et 0,015 et 0,026 pour les failles observées par Muraoka et Kamata (1983) respectivement pour les couches incompetentes et competentes (cf. Chapitre 1.III.2.1). Pour comparer nos D_{max}/R avec les D_{max}/L présentée par Wilkins et Gross (2002) nous avons divisé les valeurs de D_{max}/R par deux. Les failles ne présentent pas de réfraction.

Lorsque le D_{max} est très supérieur à l'épaisseur des couches, des lithologies différentes sont fortement en contact entre le mur et le toit de la faille. Dans ce cas-là, il est probable que les valeurs de gradients caractéristiques de chaque lithologie ne soient plus représentatives des gradients le long de la faille (on pourrait supposer qu'une valeur moyenne des deux gradients pondérée par le motif s'établit le long de la faille). Le D_{max} d'une faille augmente avec la longueur de celle-ci. Pour établir la relation $D_{max}-R$, nous postulons que

l'épaisseur de toutes les couches sédimentaires est faible par rapport à la longueur des failles. Par conséquent, cette solution analytique n'est probablement applicable que dans une gamme limitée de propagation de faille ; dans cette gamme, les failles doivent être suffisamment grandes par rapport à l'épaisseur des couches et les failles doivent avoir un D_{max} suffisamment petit pour que deux couches de lithologies différentes ne soient pas fortement en contact dans le mur et dans le toit de la faille.

III.3.2. Cas de la configuration 2

Les failles s'initient préférentiellement dans un des milieux du système multicouche (Eisenstadt et De Paor, 1987; McGrath et Davison, 1995; Peacock et Sanderson, 1994; Soliva et Benedicto, 2005; Welch et al., 2009). Lorsque l'épaisseur de cette couche n'est pas négligeable par rapport à la longueur des failles, alors les petites failles croissent dans un milieu homogène et les failles plus longues croissent dans un système multicouche. Sur une population de failles, les caractéristiques des profils de déplacement évoluent donc durant la croissance des failles. Pour calculer les D_{max} théoriques à partir de différents R , on utilise la relation suivante :

$$D_{max} = Gl_1 \times L_1 \times \delta_1 + Gl_2 \times L_2 \times \delta_2$$

où Gl_1 et Gl_2 sont les gradient locaux des lithologie 1 et 2 et L_1 et L_2 sont les longueurs des portions de la faille dans chaque lithologie. δ_1 et δ_2 sont définis de la manière suivante : pour $L_1 \leq L_{lim}$ alors $\delta_1 = 1$ et $\delta_2 = 0$, pour $L_1 > L_{lim}$ alors $\delta_1 = 1$ et $\delta_2 = 1$; L_{lim} est la longueur limite de faille à partir de laquelle la faille croît dans un système bicouche. Si la faille ne change pas de pendage entre les deux lithologies alors :

$$L_1 = \frac{x_1 \times R}{\sin p} \text{ et } L_2 = \frac{x_2 \times R}{\sin p}$$

où x_1 et x_2 sont les ratios qui caractérisent la composition du bicouche ($x_1 + x_2 = 1$). p est le pendage de la faille. Si la faille change de pendage entre les deux lithologies alors :

$$L_1 = \frac{x_1 \times R}{\sin p_1} \text{ et } L_2 = \frac{x_2 \times R}{\sin p_2}$$

avec p_1 et p_2 , les pendages moyens de chaque lithologie.

La Figure 3. 27 illustre les variations de D_{max}/R dans un bicouche où chaque unité fait 500 m d'épaisseur. Dans cet exemple, les failles croissent donc dans une couche homogène jusqu'à la longueur limite (L_{lim}) de 500 m ; au-delà de 500 m, les failles se propagent dans une couche différente. Comme dans la configuration de type 1 présentée précédemment, les gradients locaux (G_{l1} et G_{l2}) sont de 0,01 et de 0,2 et les failles sont verticales et ne présentent pas de réfraction. Nous considérons le cas où les failles nucléent dans la couche 1 (cas 1 sur le Figure 3. 27) et le cas où les failles nucléent dans la couche 2 (cas 2 sur le Figure 3. 27). Dans les deux cas, les relations $D_{max}-R$ sont linéaires et égales à celles des systèmes homogènes (100% et 0% de couche 1) pour des valeurs de R inférieures à L_{lim} . Au-delà de cette longueur, la relation $D_{max}-R$ est toujours linéaire mais la pente change. Dans tous les cas, D_{max}/R est toujours compris entre les deux valeurs des systèmes homogènes mais l'évolution du rapport $D_{max}-R$ au cours de la croissance de la faille n'est plus linéaire.

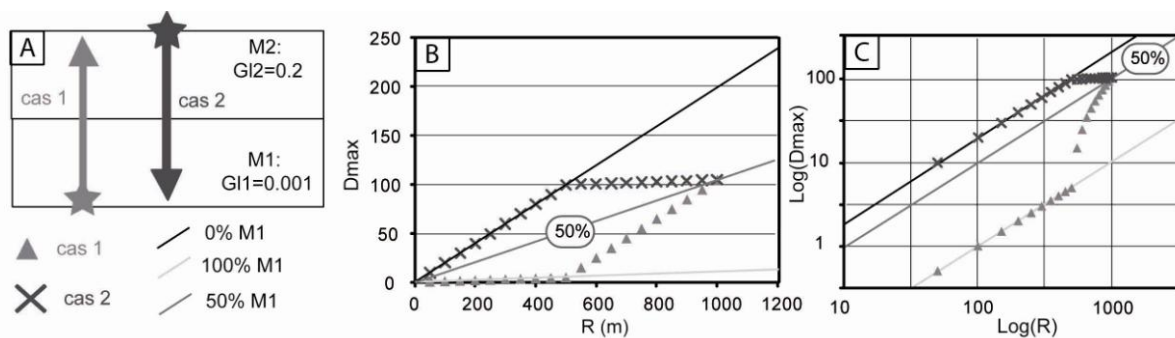


Figure 3. 27. Solution analytique des relations $D_{max}-R$ dans un système bicouche suivant la configuration 2. A : Bloc schématisant les deux cas de nucléation possibles, l'étoile représente le point de nucléation et la flèche la direction de propagation. B : Graphiques de $D_{max}-R$ pour le cas 1 (triangles) et le cas 2 (croix). B : Graphiques de $D_{max}-R$ identique à B dans une échelle log-log. B et C : Pour comparaison, les droites représentent les relations $D_{max}-R$ de trois systèmes composés de 100%, 0% et 50% de la couche 1 et calculées avec la solution analytique du configuration 1. Voir texte pour le détail des paramètres utilisés.

Nous avons appliqué cette solution analytique dans le cas de figure du site de Trescléoux. Dans ce modèle, les failles s'initient dans une couche calcaire puis se propagent dans les argiles, le gradient local (G_l) des calcaires est de 0,08 et celui des argiles est de 0,2 (cf. III.2.1 de ce chapitre). Les pendages sont de 73° et de 53° respectivement dans les calcaires et dans les argiles (cf. III.3.1 du chapitre 2). Les points de nucléation des failles n'étant pas précisément connus, nous considérons deux longueurs limites de propagation dans les calcaires (10 cm et 35 cm) (cas 1 et cas 2 sur la Figure 3. 28.A). Ces valeurs représentent respectivement les distances minimales et maximales possibles entre le point de nucléation de la faille et les interfaces argiles-calcaire. Les $D_{max}-R$ des failles non restreintes mesurés sur le terrain appartiennent en majorité à la zone de $D_{max}-R$ théorique ainsi calculée (Figure 3. 28).

Sur ce site, les alternances lithologiques entraînent donc bien des variations non linéaires des rapports D_{max}/R et ce rapport ne caractérise donc plus directement le milieu dans laquelle la faille se propage.

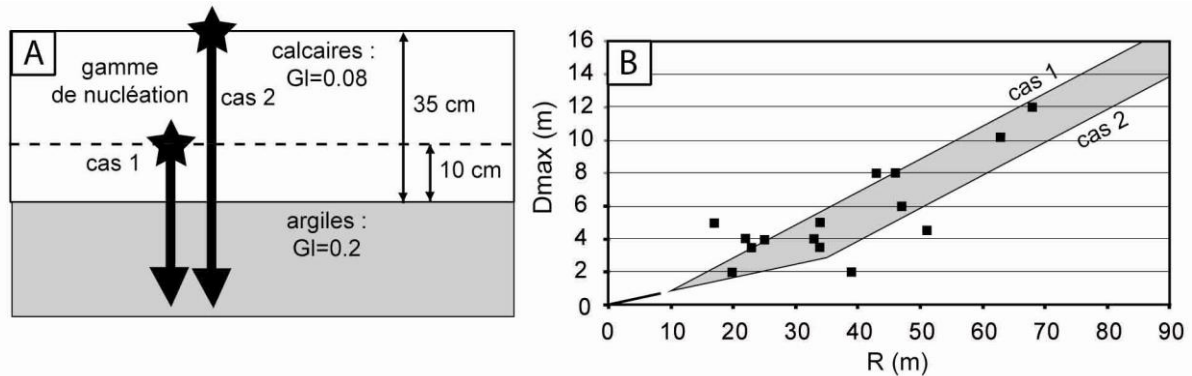


Figure 3. 28. Comparaison entre la solution analytique de la configuration 2 et les observations du site de Trescléoux. A : Bloc schématique représentant les deux cas de nucléation possibles, l'étoile représente le point de nucléation. B : Graphique D_{max} - R montrant les observations (symboles carrés) et la zone modélisée (grisée).

IV. Les failles restreintes verticalement

Dans notre étude de terrain, nous avons analysé quatre failles restreintes par une faille subhorizontale sur le site de St-Didier et 17 failles restreintes par une faille subhorizontale ou par des interfaces sédimentaires sur le site de Trescléoux. Ces failles présentent une forme de profil en « M » qui, comme nous le verrons plus loin, n'est pas associée à des variations de la lithologie. Nous avons aussi ré-analysé des profils de déplacement associés à des failles observées en coupe par Muraoka et Kamata (1983) et par Wilkins et Gross (2002). Nous analysons ici en détails les profils de ces failles afin d'appréhender les relations qui existent entre la distribution des déplacements le long de ces failles et les différents processus de restriction.

IV.1. Caractéristiques des profils vus en coupe

Nous avons réalisé les profils de gradients des profils de déplacement des failles restreintes observées en coupe par Wilkins et Gross (2002) et par Muraoka et Kamata (1983). Dans cette dernière étude, les auteurs ne précisent pas si les extrémités des failles sont en contact ou non avec un restricteur. C'est pourquoi, nous avons utilisé uniquement les failles

présentant une forme de profil en « M » en supposant que cette forme découle d'une restriction. La validité de cette hypothèse est discutée par la suite. Ces profils de déplacement présentent des caractéristiques assez similaires. Leurs extrémités sont caractérisées par des forts gradients de déplacement sur 30% de la longueur R de la faille. Les portions centrales sont caractérisées par des gradients plus faibles qu'aux extrémités sur 70% de la longueur R de la faille entre les D_{max} et les zones de fort gradient (Figure 3. 29.A). Une analyse aussi précise n'a pas été possible sur nos sites d'études. En effet, sur le site de Trescléoux, l'espacement des marqueurs de déplacement est trop important par rapport à la longueur des failles (>20% de R) pour tracer des profils de $G(10\%)$. Sur le site de St-Didier, nous n'avons pas observé la totalité des profils. Ces failles présentent toutefois des caractéristiques générales assez similaires à celles précitées.

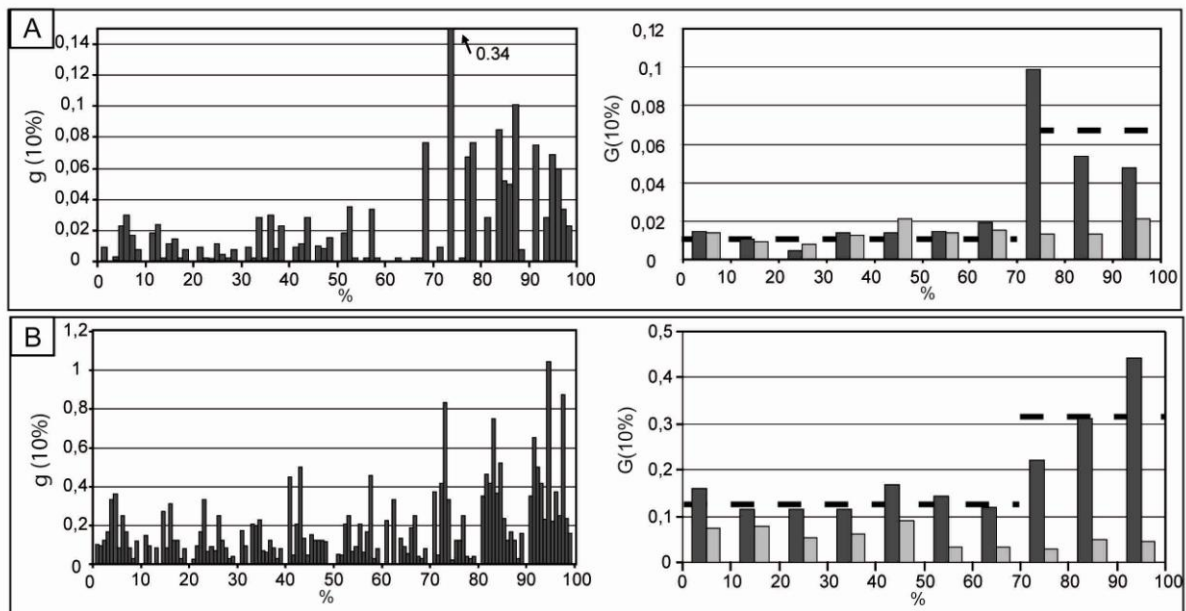


Figure 3. 29. Profils de gradients de plusieurs failles normales observées verticalement. A : 7 failles de type « M » présentées par Muraoka et Kamata (1983). B : 12 failles interprétées comme restreintes par Wilkins et Gross (2002). A gauche, les profils de $g(10\%)$ et à droite, le profil de gradient moyen $G(10\%)$ de l'ensemble des failles (en gris foncé). Les valeurs moyennes de $G(10\%)$ sont représentées par des droites pointillées. Pour comparaison, le profil moyen des failles des mêmes sites présentant une forme triangulaire au premier ordre (cf. III.1 de ce chapitre) est représenté en gris clair. Les profils analysés appartiennent à des failles différentes de celles non restreintes analysées dans la partie III.1 de ce chapitre.

Sur les sites de Trescléoux et de St-Didier, les valeurs des gradients aux extrémités sont élevées et très variables. Sur le site de Trescléoux, elles varient de 0,15 à 0,36 pour les failles restreintes par des interfaces sédimentaires et de 0,1 à 0,63 pour les failles restreintes par les failles subhorizontales (Figure 3. 30). Sur le site de St-Didier, elles varient de 0,05 à 0,3 sur les segments de faille et de 0,05 à 0,69 sur l'ensemble de la zone de failles. Les

gradients aux extrémités des failles présentées par Wilkins et Gross (2002) varient aussi fortement (de 0,1 à 0,67) alors que ceux des failles présentées par Muraoka et Kamata (1983) varient peu (0,045 à 0,12). A l'exception de quelques valeurs, tous ces gradients sont supérieurs aux valeurs des gradients caractéristiques des failles non restreintes quelle que soit la lithologie (i.e. 0,1 et 0,18 sur le site de Trescléoux, 0,035 et 0,07 sur les failles observées par Wilkins et Gross (2002) et 0,015 et 0,026 sur les failles observées par Muraoka et Kamata (1983) respectivement pour les niveaux « compétents » ou « incompétents » (cf. III.2.1 de ce chapitre)). Sur le site de St-Didier, sur les failles de Muraoka et Kamata (1983) et sur les failles de Wilkins et Gross (2002), les gradients aux extrémités de failles restent constants le long des extrémités de faille alors que celles-ci sont localisées dans des couches de lithologies variables. Par conséquent, contrairement aux failles non restreintes, le gradient aux extrémités des failles restreintes est indépendant de la lithologie et découle directement du processus de restriction. A l'exception du site observé par Muraoka et Kamata (1983), sur tous les sites, quel que soit le type de restricteur, les gradients aux extrémités augmentent linéairement avec le D_{max} des failles (Figure 3. 31). Ce n'est pas le cas des, des failles étudiées par Muraoka et Kamata (1983). Comme nous l'avons introduit précédemment, ces auteurs ne précisent pas si les extrémités sont en contact ou non avec un restricteur. Ces failles présentent donc des caractéristiques légèrement différentes des autres failles. Cependant, la valeur moyenne des gradients aux extrémités de ces failles en « M » (0,07) est plus importante que celle des niveaux « compétents » (0,015) ou « incompétents » (0,026) (cf. III.2.1 de ce chapitre) et elle est indépendante de la lithologie. Ces formes de profils sont donc probablement bien liées à des processus de restriction. Cette conclusion est différente de l'analyse des auteurs qui associent ces formes de profil à des variations de gradients dues à la lithologie.

Sites	rest.	extrémité	centre
Trescléoux	Li	0,15 à 0,36	0,01
	CHF	0,1 à 0,63	
St-Didier	CHF	0,05 à 0,3	
(2)	LI	0,1 à 0,67	0,13
(1)	??	0,045 à 0,12	0,014

Figure 3. 30. Valeurs des gradients des failles restreintes. Li et CHF indiquent des restrictions par des interfaces lithologiques et par des failles subhorizontales respectivement. Les valeurs en gras correspondent aux gradients seuils à partir desquels les failles se propagent. (1) D'après Wilkins et Gross (2002) et (2) d'après Muraoka et Kamata (1983).

Sur le site de Trescléoux, les failles restreintes par une interface sédimentaire se propagent dans les argiles à partir d'une valeur de D_{max} supérieure à environ 5 cm. Cette valeur correspond à un gradient « seuil » d'environ 0,3. Pour des valeurs de D_{max} et de gradients supérieures ou égales, sur ce site et sur celui de St-Didier, nous n'avons pas observé de faille se propageant au-delà des failles subhorizontales. La valeur seuil de gradient permettant la propagation des failles au-delà des failles subhorizontales est donc au minimum égale à 0,3 et 0,63 respectivement sur les sites de St-Didier et de Trescléoux. Muraoka et Kamata (1983) et Wilkins et Gross (2002) observent aussi des failles se propageant à travers plusieurs couches. Beaucoup d'incertitudes persistent sur la nature et le nombre des restricteurs de ces deux sites. Cependant, on peut postuler que les gradients maximum observés aux extrémités sur ces sites (*i.e.* 0,12 et 0,67 respectivement pour les sites de Muraoka et Kamata (1983) et de Wilkins et Gross (2002)) représentent des valeurs minimales de gradient seuil de propagation. Les différences entre toutes ces valeurs de gradients « seuil » indiquent que cette valeur dépend de la nature du restricteur (interface lithologique ou faille subhorizontale) et probablement aussi des lithologies autour du restricteur. Toutes ces valeurs de gradients « seuil » sont toujours largement supérieures aux valeurs des gradients de propagation des failles non restreintes. Par exemple, sur le site de Trescléoux, la propagation à travers l'interface argiles/calcaires nécessite un gradient de 0,3 alors que la propagation au sein des argiles résulte d'un gradient de 0,18. La propagation d'une faille à travers le restricteur engendre donc une diminution de gradient.

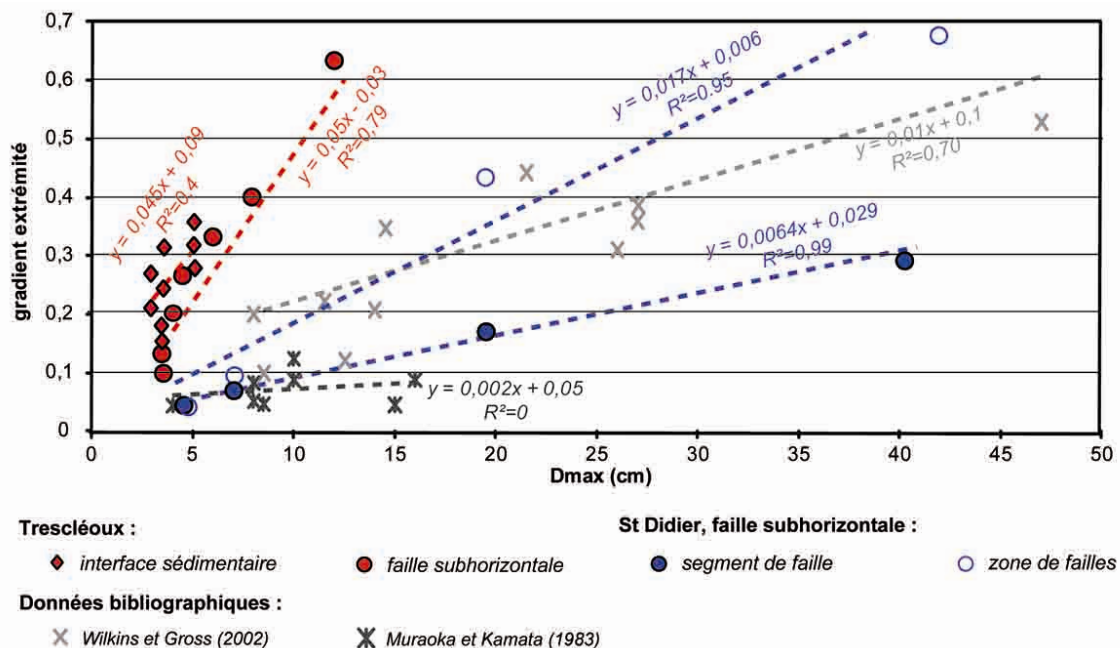


Figure 3. 31. Gradient aux extrémités des failles restreintes sur différents sites. Pour les données bibliographiques, les gradients sont mesurés sur 30% ($g(30\%)$).

Sur le site de St-Didier, sur les failles de Muraoka et Kamata (1983) et sur les failles de Wilkins et Gross (2002), les gradients aux extrémités sont définis par plusieurs marqueurs sédimentaires. Il n'y a donc pas de biais de mesure sur ces valeurs. En revanche, sur le site de Trescléoux, à cause de la position des marqueurs, les gradients aux extrémités ne sont définis que par une mesure unique sur chaque faille et sur une longueur comprise entre 30% et 100% de R . L'analyse précédente montre que le gradient aux extrémités semble « effectif » sur 30% de R . Les valeurs des gradients aux extrémités mesurées sur le site de Trescléoux sont donc probablement inférieures aux valeurs réelles de gradient puisqu'elles sont mesurées sur des longueurs « trop » importantes. A partir de nos observations, nous avons calculé des valeurs théoriques de gradients aux extrémités sur le site de Trescléoux (Figure 3. 32). Pour cela, connaissant le gradient local caractéristique du centre des failles restreintes, et partant de l'hypothèse selon laquelle ce dernier est effectif sur 70% de R , à partir des couples D_{max} et de R , nous avons calculé les valeurs de déplacement théoriques pour chaque faille à 70% de R . Les gradients théoriques aux extrémités de chaque faille sont alors égaux aux valeurs de déplacement théoriques divisées par les longueurs de 30% de R . Les valeurs des gradients mesurées sont effectivement plus faibles que les valeurs théoriques ainsi recalculées, et l'augmentation des gradients avec D_{max} est plus importante sur les gradients théoriques (Figure 3. 32). Cette augmentation est constante sur le site et elle est similaire pour les deux types de restricteurs. De plus cette augmentation est constante malgré le fait que les extrémités de failles restreintes par l'interface lithologique et par la faille subhorizontale soient localisées dans des lithologies différentes (*i.e.* calcaires ou calcaire et argile). Ces résultats indiquent que les différences d'augmentation que l'on observe sur la Figure 3. 32 entre les différents sites ne traduisent probablement pas une nature différente des restricteurs ou de lithologie.

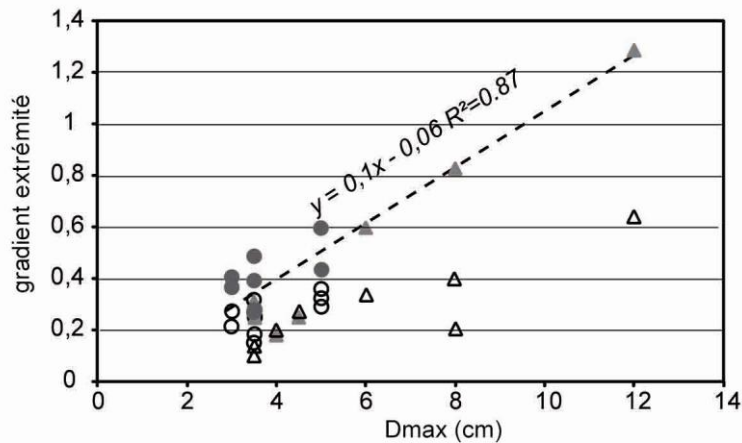


Figure 3. 32. Correction des gradients aux extrémités des failles restreintes du site de Trescléoux. Les triangles et les cercles représentent respectivement les restrictions par faille subhorizontale et par interfaces sédimentaires, les figurés vides correspondent aux observations et les figurés pleins aux gradients théoriques.

Sur les différents sites, les portions centrales sont caractérisées par des valeurs de gradient faibles par rapport à celles des extrémités : 0,01 en moyenne sur les sites de Trescléoux et de St-Didier, 0,13 sur le site de Wilkins et Gross (2002) et 0,014 sur le site de Muraoka et kamata (1983) (Figure 3. 30). Sur le site de Trescléoux, cette valeur est plus petite que la valeur caractéristique des calcaires (cf. III.2.1 de ce chapitre) alors que les portions centrales des failles sont toujours localisées dans les calcaires. Sur le site de St-Didier, étant donnée la valeur très faible de ce gradient, il est fort probable qu'elle soit aussi inférieure à la valeur de gradient des failles non restreintes. En revanche, sur le site de Muraoka et Kamata (1983), ce gradient est égale à la valeur de gradient des couches semi-compétentes et sur le site de Wilkins et Gross (2002), il est supérieur aux valeurs de gradients des failles non restreintes quelle que soit la lithologie.

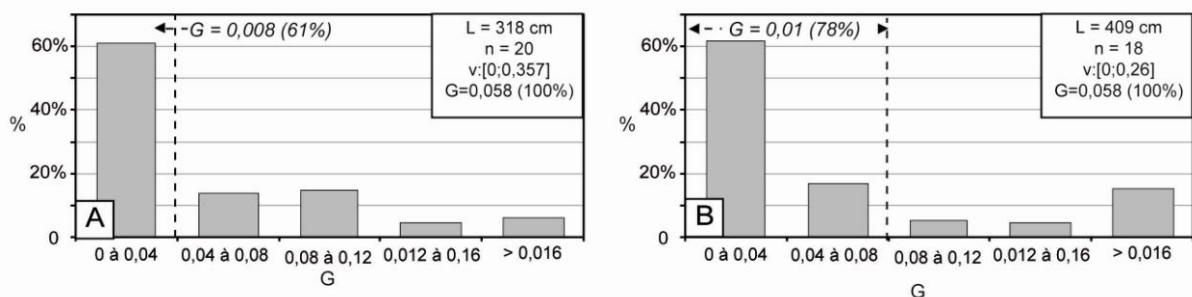


Figure 3. 33. Analyse statistique des gradients locaux des parties centrales de failles restreintes ; A. site de Trescléoux, B. site de St-Didier. L : longueur total des portions de failles, n : nombre de gradients mesurés, v : variation de gradients (valeur maximale et minimale), G (100%) moyenne des gradients sur 100% des mesures.

IV.2. Implication de la restriction sur la loi D_{max} - R des failles observées en coupe

Dans un système multicouche, nous avons vu que les failles restreintes verticalement présentent des profils de déplacement différents de ceux des failles non restreintes. Le rapport D_{max}/R d'une faille donnée dépend donc de l'état de restriction de la faille. La restriction se produit à partir d'une longueur limite de faille pour laquelle la propagation verticale est stoppée par un restricteur. Nous appellerons cette longueur L_r . Avant d'être en contact avec le restricteur ($R < L_r$), les relations D_{max}/R correspondent à celles des failles non restreintes (cf. III et III.3 de ce chapitre respectivement pour un milieu homogène et dans un système multicouche). Sur des profils de déplacement vus en coupe, pour des failles restreintes, la longueur R devient constante et égale à L_r tandis que D_{max} continue d'augmenter. Le rapport D_{max}/R évolue donc théoriquement comme sur la Figure 3. 34 en milieu homogène.

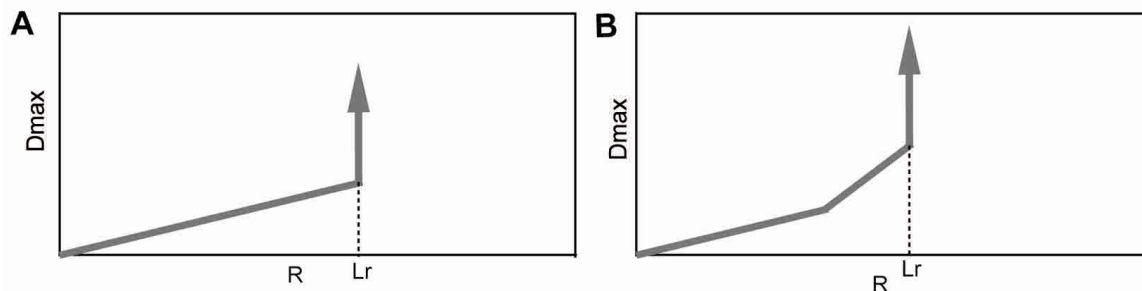


Figure 3. 34. Évolution théorique du rapport D_{max}/R des failles restreintes. Les failles sont vues en coupe et restreintes verticalement à partir d'une valeur de R égale à L_r . A : Les failles se propagent dans un milieu homogène avant d'être restreintes. B : Les failles se propagent dans un système bicouche avant d'être restreintes.

Pour définir la longueur limite de restriction L_r , il est nécessaire de connaître la nature et le motif de l'encaissant qui contrôlent la propagation avant la restriction, les pendages des failles dans les différentes couches, la position du restricteur et le point de nucléation de la faille. Inversement, si parmi ces paramètres, la position du restricteur est la seule inconnue et que l'on dispose d'un jeu de données D_{max}/R , il est possible de définir la position du restricteur.

Sur le site de Trescléoux, nous connaissons presque tous les paramètres qui permettent de définir un L_r théorique pour les failles restreintes par des interfaces sédimentaires et par la faille subhorizontale. Comme nous l'avons vu dans le chapitre III.3, les points de nucléation des failles sont variables et ne sont pas précisément connus. Par conséquent, pour chaque type de restricteur, nous considérons deux valeurs de L_r associées aux deux longueurs limites de

propagation dans les calcaires (*cf.* III.3 de ce chapitre). Dans chaque cas, pour des longueurs inférieures à L_r , la propagation de la faille sera définie grâce aux relations présentées dans le chapitre III.3. Pour les failles restreintes par les interfaces lithologiques, les valeurs de D_{max-R} mesurées sur le terrain appartiennent aux zones de D_{max-R} théoriques calculées (Figure 3. 35.B) alors que pour les failles restreintes par la faille subhorizontale, quelques valeurs de D_{max-R} sont légèrement en dessous de la zone modélisée. Cette différence semble indiquer que les gradients dans les argiles sont légèrement surestimés. Au-delà d'une valeur de D_{max} , les failles se propagent à travers les interfaces lithologiques. Sur la Figure 3. 35.B, ces failles non restreintes présentent des longueurs plus grandes pour un même D_{max} que les failles restreintes. De plus, elles appartiennent bien à la zone de D_{max-R} théorique calculée sans qu'aucune restriction n'opère (*cf.* III.3 de ce chapitre). Les perturbations de D_{max-R} liées à la restriction ne sont donc pas pérennes pendant la propagation. Par conséquent, nous pensons que, lorsque les failles passent d'un état restreint à un état non restreint, elles se propagent sans augmentation de D_{max} . De cette manière, elles reviennent à un état de $D_{max/R}$ caractéristique de failles qui se seraient propagées sans restriction et qui est défini par la lithologie (évolution représentée par les flèches sur la Figure 3. 35.B).

D'après l'analyse des auteurs, les failles présentées par Wilkins et Gross (2002) ont des points de nucléation variables (2 couches possibles) et ces failles sont restreintes par au moins 6 restricteurs différents. Par conséquent, il doit exister une multitude de L_r sur ce site. En comparant les $D_{max/R}$ des failles restreintes et des failles non restreintes, on retrouve des caractéristiques similaires au site de Trescléoux mais la répartition des D_{max-R} des failles restreintes est beaucoup plus complexe, ce qui reflète probablement la multitude de L_r (Figure 3. 36).

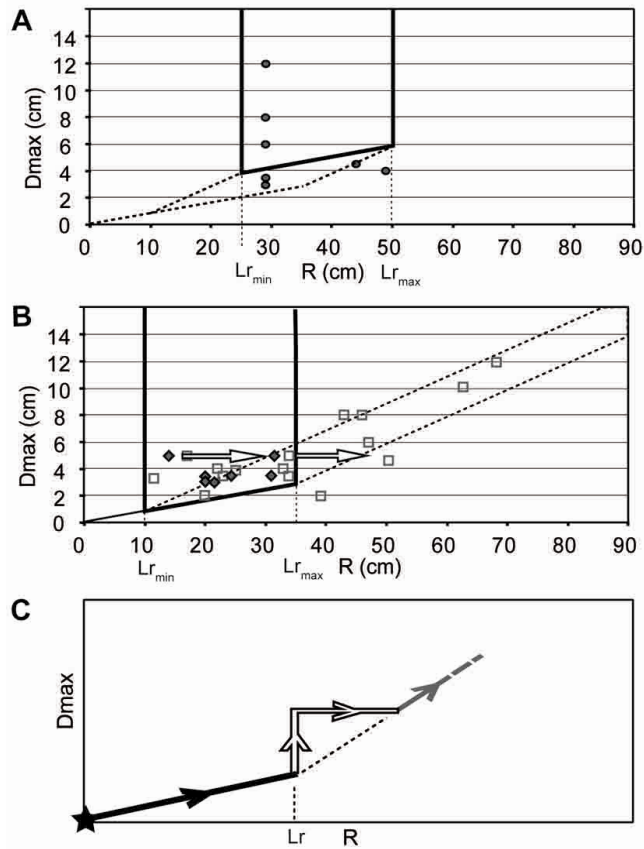


Figure 3. 35. Comparaison entre des zones de restriction théoriques et les observations sur les failles restreintes du site de Trescléoux. Les zones de restriction sont définies par les solutions analytiques de propagation et par la longueur de restriction L_r , voir texte pour une description détaillée. A : Failles restreintes par la faille subhorizontale, les limites inférieures de la zone théorique sont bilinéaires puisque avant d'être restreintes les failles se sont propagées dans les calcaires puis dans les argiles ; B : Failles restreintes par les interfaces sédimentaires. Les figurés pleins correspondent aux failles restreintes et les figurés vides correspondent aux failles qui se sont propagées dans les argiles au-delà du restricteur. Les flèches représentent une évolution possible du D_{max}/R lorsque les failles passent d'un état restreint à non restreint. C : Evolution théorique du rapport D_{max}/R lors de la propagation d'une faille à travers un restricteur.

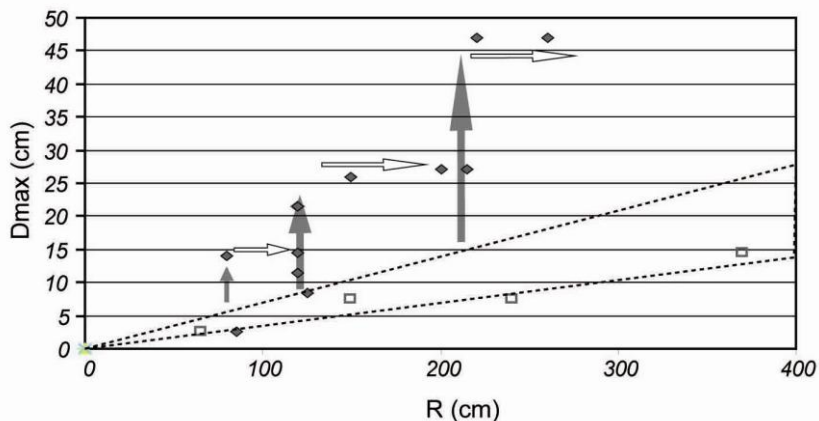


Figure 3. 36. Interprétations conceptuelles de la relation D_{max}/R des failles restreintes (figurés pleins) et non restreintes (figurés vides) observées par Wilkins et Gross (2002). Les droites en pointillés correspondent à la zone de propagation dans le système multicouche calculée avec les gradients des différentes couches (cf. III.2.1 de ce chapitre). Les flèches en gris représentent des interprétations possibles de l'effet de la restriction sur ce jeu de données et les flèches en blanc représentent des interprétations possibles du passage de la restriction à la propagation des failles.

IV.3. Caractéristiques des profils vus en plan

Nous avons réalisé les profils de gradients de G (10 %) pour les profils de déplacement de type « M » vus en plan, présentés par Dawers et al. (1993) et Fossen et Hesthammer (1997). Ces auteurs associent ces formes à des processus de restriction verticale. Les extrémités de ces profils de déplacement sont caractérisées par un gradient élevé sur 40% à 50% de la longueur R de la faille. Ce gradient est en moyenne égal à celle du gradient des failles non restreintes (Figure 3. 37). Sur les 50% restant de la faille localisée dans la partie centrale, les profils de déplacement présentent un gradient qui est plus faible que celui des petites failles à profil du triangulaire. Ces caractéristiques sont similaires à celles décrites par Soliva et al. (2006). Cette répartition des gradients de déplacement le long des profils de déplacement en plan des failles restreintes verticalement est identique à celle que nous avons observée sur les segments de faille non restreintes vues en plan sur les sites de l’Hauterivien. Ces segments présentent aussi des profils en « M » avec une valeur de gradient de déplacement faible au centre des failles et une valeur de gradient forte aux extrémités qui est égale à la valeur de D_{max}/R des petits segments et qui est effective sur 35% des profils.

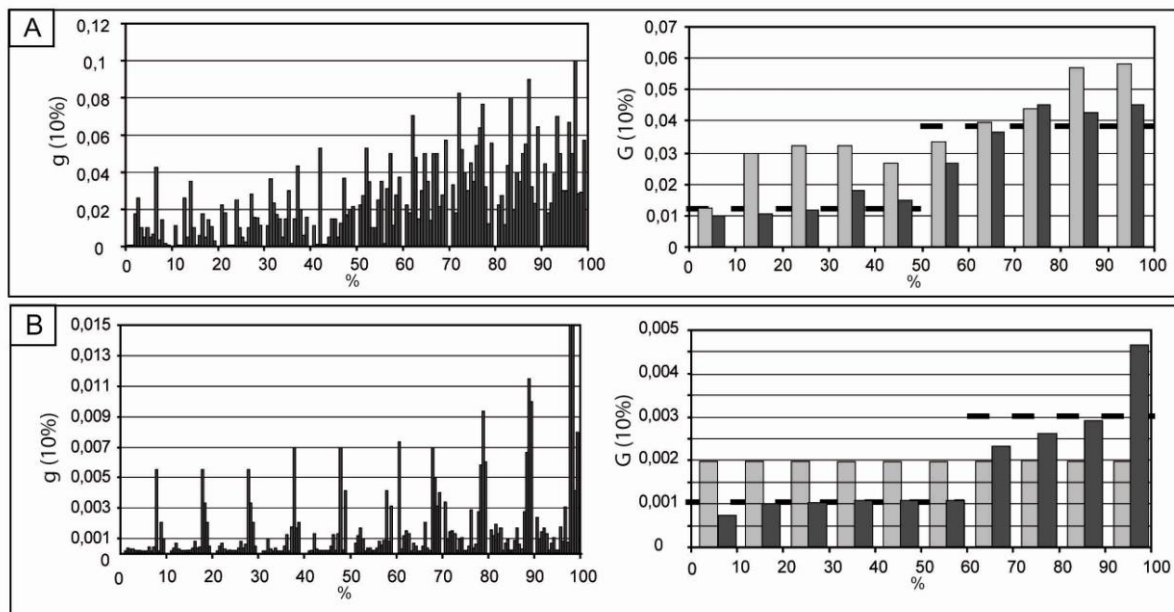


Figure 3. 37. Profils de gradients de failles normales observées en plan et restreintes verticalement. A : 14 failles présentées par Dawers et al. (1993). B : 15 failles présentées par Fossen et Hesthammer (1997). Sur A et B, à droite, est représenté le profils de $g(10\%)$ des failles normales et à gauche, le profil de gradient moyen ($G(10\%)$) de l'ensemble des failles (en gris foncé). Les valeurs moyennes de gradient ($G(10\%)$) sont représentées par des droites pointillées. Pour comparaison, le profil moyen des failles non restreintes (cf. III.1 de ce chapitre) est représenté en gris clair. La valeur du gradient des failles non restreintes en B est celle proposée par Schultz et Fossen (2002) sur le même jeu de failles.

Chapitre 4. Approche par modélisation numérique de la nucléation et de la restriction des failles

Nous avons réalisé une étude par modélisation numérique des perturbations locales de l'état de contraintes dans des systèmes multicouches où les couches présentent des propriétés élastiques différentes. Cette étude renseigne sur les mécanismes de la nucléation préférentielle, sur la restriction et sur la propagation des failles. Les résultats de cette étude sont présentés sous forme d'article (en préparation pour une soumission à Journal of Geophysical Research).

Fault nucleation, fault restriction and fault aspect ratio in layered sections: quantification of the strength and stiffness roles using a 3D modelling

V. Roche ^{1-2*}, C. Homberg ¹, and M. Rocher ²

1: UPMC, Univ. Paris 06, ISTEP, UMR 7193, 4 place Jussieu 75252 Paris Cedex 05, France.

2: IRSN (Institut de Radioprotection et de Sûreté Nucléaire), DSU/SSIAD/BERIS, B.P.17, 92262 Fontenay-aux-Roses Cedex, France.

* Corresponding Author: vincent.roche@irsn.fr, fax: +33 (0) 1 58 35 77 27

Abstract

3D numerical modelling has been used to investigate how the variation of the mechanical properties in sedimentary layered sections affects the development of normal faults. We calculated the distribution of the Coulomb stresses through an elastic layered section, which express how local conditions are close to failure, and compare it to that characterizing a homogeneous medium. Simulation of various combinations of rocks properties allow to compare the net effect of the stiffness and strength contrast which respectively encourages or discourages faulting in the stiff layer. Nucleation of the fault occurs in the stiff layer (*e.g.* limestones or sandstones) if the rock strength does not significantly vary between the layers, whereas it occurs in the compliant layer (*e.g.* clays) if the stiff layer has a high cohesion, equal or greater than 70 MPa. Considering a mean strength profiles of carbonate sequences, nucleation occurs in limestones or alternatively in clays for Young's modulus ratio respectively below and above 2. We also show that nucleation in sandstones or in limestones is favoured if these layers are thinner than the clayey layers and vice versa. A second set of models simulate slip on a fault and we examine the conditions which allow to by-pass the restriction of the fault. Our models suggest that the lateral propagation of the fault produces more and more favourable conditions for vertical propagation. A maximum aspect ratio of 13 is predicted for faults in limestone-clay sequences and this maximum aspect ratio is expected to decrease as the contrast in the rock properties decreases.

Keywords: fault growth, layered section, nucleation, restriction, fault aspect ratio, modelling

1. Introduction

Field observations of faults in vertical cross-sections indicate that the layering of the geological formations, like in sedimentary or volcanic sequences, significantly controls the characteristics of faults and fault systems. Among the most recurrent relations are refraction (dip change) and/or segmentation of the faults as a function of the lithology, localization of fault segments or relay zones between segments in specific units, variation of the faulting density, and restriction of faults to an interval of the sequence (Peacock and Sanderson, 1992; Childs et al., 1996; Gross et al., 1999; Ferrill and Morris 2003; Wilkins and Gross 2002; Lansigu et al., 2004; Soliva et al., 2005; Wibberley et al., 2007; Ferrill and Morris 2008). Several mathematical formulations of the fault growth have been proposed with the aim to take into account the different mechanisms of deformation acting during the fault history, including elasticity of the hosting rock, plasticity near fault tip and slip on the fault surface in a brittle manner (Walsh and Watterson, 1987; Peacock and Zhang, 1993; Patton and Fletcher, 1995; Cowie and Scholz, 1992; Bürgmann et al., 1994; Schöpfer et al., 2006; Welch et al., 2009a). Following these models, the material properties can induce variation of the fault characteristics, and applications to natural cases suggest that the dispersion of displacement-length relationship of natural faults is partly due to the rock type. The distribution of the displacement along a fault also shows complexities like local minima in the throw in particular layers (Peacock and Sanderson, 1991; Mansfield and Cartwright, 1996) and changes in displacement gradient with the lithology (Muraoka and Kamata, 1983; Wibberley et al., 2007; Ferrill and Morris 2008; Roche et al. submitted). The displacement variation along these faults may not correspond anymore to the triangular profile of the fault in homogeneous medium, but shows a tapered central part and an abrupt decrease near the fault tips associated with a high displacement gradient (flat topped profiles) (Nicol et al., 1996; Wilkins and Gross, 2002). Moreover, faults restricted to a mechanical unit, commonly show a much greater horizontal length with regards to its maximum displacement, with respect to that of faults that grew in homogeneous rocks (Dawers et al., 1993; Nicol et al., 1996; Shultz and Fossen, 2002; Soliva et al., 2006).

Despite these strong evidences that the heterogeneity of rocks explains part of the variety of fault population, there are several aspects of the fault growth for which difficulties are expected when details are to be known. As an example, the place where the fault nucleate, the capacity of a layer to inhibit the fault propagation and the mechanisms responsible of the final geometry of the fault are key topics in various geological problems like strain

accommodation, fault growth and understanding degree of connection between reservoirs and seal strata in hydrocarbon systems. A few models consider the layering of the hosting rocks and discuss its role on the fault growth (Schöpfer et al., 2006; Welch et al., 2009a). They show that the contrasts of material properties between layers including stiffness, strength and plasticity control the location of the fault nucleation, the fault restriction and may be responsible of segmentation or refraction when the faults propagate across several layers. However, these models mainly examine the impact of one property independently of the others and do not take into account the 3D aspects of faulting.

In this paper, we use 3D numerical modelling to investigate how the heterogeneity of the rock mass affects the development of faults. Among the different processes behind fault growth, we examine in particular the relations between fault nucleation, fault restriction and propagation, and the mechanical layering. The approach we chose aims at evaluating the relative contribution to these aspects of the fault growth of the mechanical and geometrical parameters like rock stiffness and strength, fault aspect ratio, as well as the thickness of the different units. Our models are more specifically designated for sedimentary systems composed of limestones, sandstones and clays (marls or shales) for which we aim at defining the geological conditions which discouraged or promote faulting in a specific unit or alternatively in another one.

2. Modelling approach

The mechanical layering of geological formations results from the different response to natural rocks to external solicitations. Considering the most common sedimentary rocks, limestones and sandstones commonly exhibit a brittle behaviour for low confining stresses (*i.e.* $\sigma_3 < 30\text{-}100$ MPa) (Paterson and Wong, 2005). During loading, the stress-strain curve is thus mainly linear and the strain correspond to a recoverable elastic deformation until a critical stress, for which the load supported by the rocks drops as the strain increases (strain-softening) and macroscopic rock failure occurs along a discrete surface. Clays also show a brittle behaviour but plastic intra-granular flows may precede the macroscopic failure. This plastic component is variable and may account for up to 50% of the total strain before failure (Nyandou, 1997; Chiarelli et al., 2003; Corkum and Martin, 2007). Assuming a perfectly linear stress-strain curve, the Young's modulus and the Poisson ratio describe the behaviour of the rocks. For sedimentary rocks; the Poisson ratio is generally between 0 and 0.5 and the Young's modulus can significantly vary from 1 GPa to 100 GPa. The mean values for

limestones, sandstone, and clays are 44, 20, and 14 GPa respectively (Fig. 1). The Young's modulus characterizes the stiffness of the rocks; in a clayey-sandstone and clayey-limestone multilayer alternations, clayey rocks are thus compliant layers in regards with the stiffer sandstone or limestone layers. The strength of a rock represents its capacity to support the failure and the whole range of the critical stresses is described by a Coulomb Failure Criterion where failure occurs if the following condition is satisfied:

$$\tau = S + \mu\sigma_n \quad (1)$$

where μ is the coefficient of internal friction and S the cohesion, and describe the strength of the rocks. In the multilayer alternations described above, the limestone and sandstone units are generally the stronger ones, with mean friction and cohesion equal to 0.7 and 45 MPa. These parameters are smaller for the weaker clayey rocks, with mean values close to 0.45 and 35 MPa.

	Young's modulus, E (GPa)	Friction, $\tan\phi$	Cohesion, S (MPa)
limestones	44 (7-80)	0.7 (0.34-1.1)	45 (25-70)
sandstones	20 (2-73)	0.7 (0.45-1)	45 (30-70)
clayey rocks (marls and shale)	14 (1-68)	0.45 (0.14-1.43)	35 (25-60)

Figure 1. The mechanical properties of the three most representative rocks in layered section. The mean values are indicated in bold and the most representative range of the values (50% of the rocks) in parentheses. Values of the Young's modulus, friction and cohesion are after Hatheway and Kiersch (1989), Einstein and Dowding (1981) and Lockner, (1995) respectively.

The units of the multilayered systems responds thus to external solicitation in different way and the characteristics of the fault growth in such heterogeneous rock are likely to change accordingly from one layer to another. The fault history includes fault nucleation through local failure; slip on this new surface and/or on pre-existing ones like joints, widening of the surface through propagation, and connections of such fault segments that nucleated at different points. In details, these steps are likely to succeed, overlap, and repeat in a complex way, and at various rates, and may alternatively dominate during the fault history. Whereas it is difficult to reproduce this succession, it is however possible to examine how the heterogeneity of the sequence influences each of this stage. The early history of the faults in multilayered systems is likely to stand between the two end-member models described below. According to the first model, the very first failure propagates from a nucleation point so that the fault surface enlarges with successive more or less complex shapes and in vertical cross-

section the fault tips pass successively through the different units and sedimentary interfaces (Fig. 2). An alternative is that several segments initiate in non-adjacent layers and are later linked vertically in relay zones to form throughgoing fault zones (Fig. 2). In both cases, the mechanical layering is likely to influence where the fault nucleate and we refer to this aspect as preferential nucleation. The preferential nucleation may apply at the very beginning of the fault growth but may also be important at various times during the other stages describe below. Then the fault propagates through the layer where it nucleated. The fault growth is likely there to resemble as in a homogenous medium and thus with specificities according to the lithology of the hosting unit. The fault evolution follows a different scheme when a tip abuts and is restricted by a lithological interface and displacements are to accumulate without vertical propagation of the fault. Another change in the fault growth occurs if the strength of the restrictor is by-passed, and the fault then propagates vertically through the above unit.

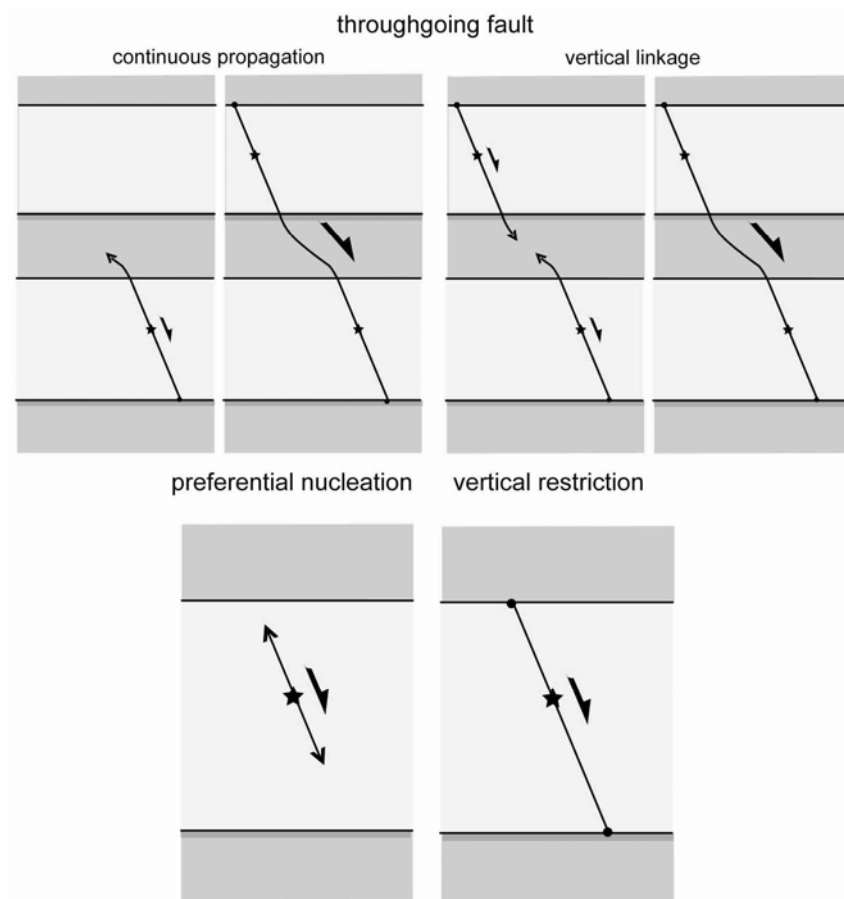


Figure 2. Schematic diagrams illustrating the fault growth through layered section. The throughgoing fault can result to continuous propagation or vertical linkage between two fault segments that have nucleated in non-adjacent layers. In both cases, the layering significantly influences the fault growth. The fault or fault segments localise first in on layer during the so called preferential nucleation stage and fault tip abutting interface results in vertical restriction of the fault.

The preferential nucleation process has been proposed to apply in several multilayered systems. However, according to literature, natural examples indicate that faults can nucleate within sandstone or limestone layers (Peacock and Sanderson, 1992; Childs et al., 1996; Kattenhorn and Pollard, 2001; Soliva and Benedicto, 2005; Van der Zee et al., 2008 ; Ferrill and Morris, 2008) but also in clayey layers (Gross et al., 1997; Wilkins et al., 2001 ; Wilkins and Gross, 2002 ; Lansigu and Bouroullec, 2004 ; Gross and Eyal, 2007; Wibberley et al., 2007 ; Welch et al., 2009a). The vertical restriction of the fault propagation is also frequently observed in multi-layered system and at different scales and tips abutting sandstone, limestone, and clayey layers have been described (Gross et al., 1997; Nicol et al. 1996; Wilkins and Gross, 2002; Soliva and Benedicto, 2005; Roche et al., submitted (b)). Therefore the role of the mechanical layering is not obvious. If we only take into account of the strength properties, the fault should nucleate within the weaker layer (Mandl, 1988; Wibberley et al., 2007; Welch et al., 2009a) and is less likely to propagate into the stronger layer. On the other hand, the expected stiffness contrast of the stiffness properties through the layered section should result in variation of stress magnitude (Mandl, 1988; Evans et al., 1989; Bourne, 2003; Gunzberger and Cornet 2007) so that the local stresses will be closer to failure within the strong layers (Mandl, 1988; Schöpfer et al., 2006; Welch et al., 2009a). Local stress drops as a result of interaction with other fractures have been also proposed to inhibit the fault propagation (Gupta and Scholz, 2000; Alesio and Martel, 2004). Therefore, the layers with the lower local states of stresses could act as restrictors to the fault propagation from layer with a higher state of stress (Welch et al., 2009a). Because compliant layers like clays are generally weak whereas the limestones and sandstones are stiff and strong, the rock properties act in concurrent way and the final tendency is likely to vary. Finally, whatever the process responsible for fault restriction at lithological interfaces, in the most cases, fault can propagate across the restrictor and thus a mechanism permits the fault propagation.

The numerical modelling allows to consider various combination of rock properties and thus to consider the different geological sequences. We adopt this approach to examine the preferential nucleation, the fault propagation and the fault restriction in multilayered systems. We used the Mohr–Coulomb theory for modelling shear failure in rocks. Mohr–Coulomb theory assumes that the failure takes place along a hypothetic plane in the rock volume when the state of stress reaches a threshold depending on the strength properties. The whole range of the critical stresses is estimated by a Coulomb Failure Criterion (C_c) and occurs if the following condition is satisfied (Jaeger and Cook, 1978):

$$\left[\frac{(\sigma_1 - \sigma_3)}{2} \right] \sqrt{(1 + \mu^2)} - \mu \left[\frac{(\sigma_1 + \sigma_3)}{2} \right] - S = C_c = 0 \quad (2)$$

where μ and S , are as defined in (1) and σ_1 and σ_3 are the maximum and the minimum principal stresses. This criterion has been used by others to describe fault nucleation (Crider and Pollard, 1998; Maerten et al., 2002; Soliva et al., 2006) and propagation of the fault tips (Willemse et al., 1997; Gupta and Scholz, 2000; Alesio and Martel, 2004). In this paper, we modify it in order to investigate the location of the fault nucleation within non-fractured layered section and the propagation of the fault tips through the layered rocks. Because our aim is to quantify the effect of mechanical layering, the Coulomb stress is to be examined in regards to that characterizing an homogenous rock masses and without consideration to the geological conditions, *i.e.* magnitude of the stress. We therefore calculate a normalized C_c (C_{cn}) using the following equation:

$$C_{cn} = \frac{C_c - C_{ch}}{C_{ch}} \quad (3)$$

A positive value of C_{cn} expresses that the failure is promoted whereas a negative value indicates that the failure is inhibited regarding to the condition that apply to a homogeneous medium. In this paper we consider the role of the elastic and strength variation within multilayer systems following several simplifications. The plastic deformations that may precede the failure or the effects of fluids pressure are not simulated in this paper. Each layer is homogeneous, has isotropic behaviours and strength, and contains a sufficient population of optimally oriented microfractures. No heterogeneity within the materiel such as abnormal grain can favour the fault nucleation. The layers do not contain pre-existing fractures such as joints or pre-existing faults and the mechanisms of fault growth is developed for an isolated fault. In clayey layers, plastic intra-granular flows may precede the macroscopic failure during the load. These deformations are not simulated in this paper. These effects of fluids pressure are not taken into account in our models.

3. Numerical design

The numerical models were built with the commercial software 3DEC (Itasca Consultants). It uses the distinct element method (DEM, Cundall, 1971 and 1988) and enables to calculate the stresses and strain inside discontinuous media such as faulted layered rock masses. The static equilibrium of the discretized medium is solved using a finite difference technique and the response of each small mesh volume to the external or internal loading is calculated according to the selected constitutive relations. A linear elasticity for the layers and a Mohr-Coulomb behaviour for sliding on pre-existing faults are used here. Various geological problems involving faults have been solved using this software (e.g., Dupin et al., 1993; Homberg, et al., 1997; Sassi et al., 1997; Pascal, 2002; Homberg et al., 2004; Baird and McKinnon, 2007) and a detailed description of the numerical scheme is provided by Cundall (1988), Hart et al. (1988) and Hart (1993).

The layered section was built by cutting a medium into several blocks with a finite number of horizontal discontinuities. These discontinuities represent the lithological interfaces and the blocks between them are the horizontal layers (Fig. 3A). Whatever the layer thickness, the section is symmetrical, includes 5 layers, and we focus on the three central ones in order to eliminate side effects. A first set of models is devoid of faults and a second set includes a fault bounded in the central layer. The fault plane is a planar and rectangular surface with a 60° dip (Fig. 3B). The discontinuous medium was then meshed in polyhedral elements, material properties are assigned to each block limited and to the discontinuities representing the lithological interfaces and the fault. An initial in-situ hydrostatic stress equal to the mean stress (30 MPa) was set within the whole block before application of boundary stresses applied on each lateral face. Extension was simulated through an increase of the vertical stress and a decrease of the horizontal stress along the X axis. The vertical maximum principal stress (σ_1) and the horizontal minimum principal stress (σ_3) were set to 50 MPa and 10 MPa respectively. Conditions for failure of a homogeneous medium with cohesion of 40 MPa and an internal friction of 0.7 and slip on a 60° dipping fault cutting such a medium are reached under this stress state. The computed C_{cn} thus allows examining the influence of the mechanical layering in the fault nucleation and propagation, the last ones being either promoted or discouraged in comparison to the faulting scheme in an homogeneous rock mass.

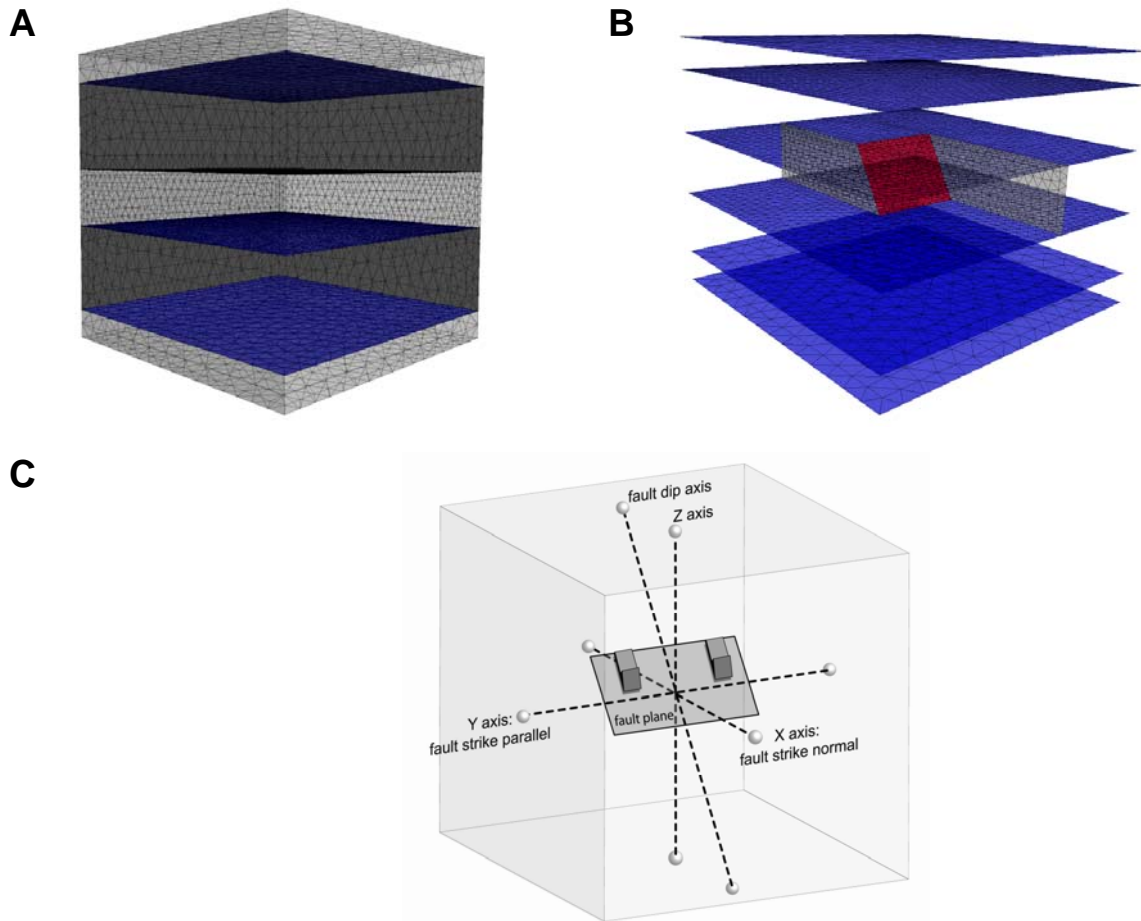


Figure 3. The illustration of the model geometries. A: Example of a non-faulted layered block. B: Example of a faulted layered block. All the blocks are meshed in polyhedral elements. The blue and red discontinuities model the lithological interfaces and the bounded fault respectively. In B, the grey discontinuities are used to built the fault and do not perturb the results of the models. C: Sketch showing the x, y, z and fault dip axis passing through the centre of the medium. X axis are used to analyse the stress profile within a non-faulted layered block. The Y and Z axes are used within a faulted layered block to analyse the fault strike parallel stress profile and the fault strike normal profile respectively, as the fault dip axis does.

The mechanical parameters of the layers were chosen as described in Figure 1. Assuming that the Poisson's ratio is little variable in natural rocks, a constant Poisson's ratio ν of 0.25 was assigned to all blocks. The multilayer system considered here are composed of two types of units, a compliant and weak one contrasting with a stiff and strong one. Different combinations of rock properties shown in Figure 1 were investigated, in order to simulate multilayer systems comprising clayey rocks, sandstones and limestones. We illustrated here a number of models selected in order to highlight the effect of each parameter. In a first family of models referred here to as “cohesion effect” models, the friction is set to 0.7, a mean value for a variety of rocks, and the stiff and compliant layers have cohesion of respectively 70 MPa and 25 MPa. These values are the largest and smallest commonly observed in the stiff and compliant rocks and represent thus boundaries of the rock strength due to cohesion variation.

The effect of the internal friction is analyzed through “friction effect” models in which the stiff layer has a 0.7 friction which represents the large part of sandstones and limestones. That of the compliant layer was set to 0.1 and corresponds to the smallest value in compliant rocks. The two units have here a constant cohesion of 40 MPa, an intermediate value between strong and weak rocks. A third family of models simulates a multilayered system that is the most representative of clay-limestone alternations and so referred to as “clay-limestone”. The cohesion was set to 45 MPa and 35 MPa and the internal friction to 0.7 and 0.4 in the two layers, which represent mean values for limestones and clays, respectively. Models with strength properties set to the mean of all rocks are also shown and refer to as “constant strength” models.

Functions were implemented with a programming language embedded within 3DEC (FISH language), to visualize the results of the models. These functions give the magnitude of the principal stresses (σ_1 , σ_2 , σ_3) of the centroid of each element along an axis through the layered section. It allows analysing stress profile along the vertical axis (z) and the two horizontal axes (x , y) and passing through the centre of the medium. A stress profile along a fault-dip-parallel axis was also constructed in faulted layered sections (Fig. 3C). We then calculate and analyse how the C_{cn} value varies along these profiles. In the following, the stiffer layer is in the centre of the system. Models with compliant layer in centre position were also considered and nearly similar results were obtained. After having described the overall change associated with the heterogeneity of the system, we then describe how the stiffness contrast and the relative thickness of the layer influence the nucleation of fault. Results are presented using a stiffness ratio, calculated as the ratio of the Young’s modulus in the stiffer layer to that in the compliant layer. In all the models, both adjacent compliant layers have the same thickness and the same properties.

4. Fault nucleation within multilayer system

4.1. Stress transfer and impact of rock stiffness and strength

Models in Figure 4 show the stress distribution through a layered section where the layers have a different stiffness. The Young’s modulus of the stiff and compliant layers equals 50 MPa and 35 MPa respectively and this example illustrates how the stiffness contrast influences the local state of stress. Given that stresses do not vary in the horizontal plane as no lateral variation is included in the model modelling results are presented in cross-sections for easy reading. Whereas the maximum vertical principal stress σ_1 as well as the intermediate

principal stress σ_2 remain constant and equal to the far-field values, the minimum principal stress σ_3 varies according to the stiffness change. It increases in the compliant layer and decreases in the stiff layer. In a configuration where the stiff layer is in the middle of the model, σ_3 equals to -1 MPa and 19 MPa respectively in the compliant and stiff layers respectively. It equals 1 MPa and 20 MPa if the compliant layer is in the middle of the model. These values are almost similar indicating that the scheme used to represent a rock pile does not introduce a bias in the analysis as soon as it is symmetric. These stress changes occur because the stiffness contrast produces additional layer-parallel stresses in each layer. The compliant layer acquires an additional layer-parallel compressive stress which restrains it from further elongation; in return, the stiffer layer acquires an additional layer-parallel tensile stress due to the elongation imposed by the softer layer. These results are in agreement with others obtained on a pile of layers that are coupled (Mandl, 1988; Evans et al., 1989; Bourne, 2003; Gunzberger and Cornet 2007; Welch et al., 2009a). Several models have been run with various magnitudes of the Young's modulus and with constant Young's modulus ratio. They indicate that the magnitude of the stress perturbation does not depend of the magnitude of the Young's modulus but on the Young's modulus ratio.

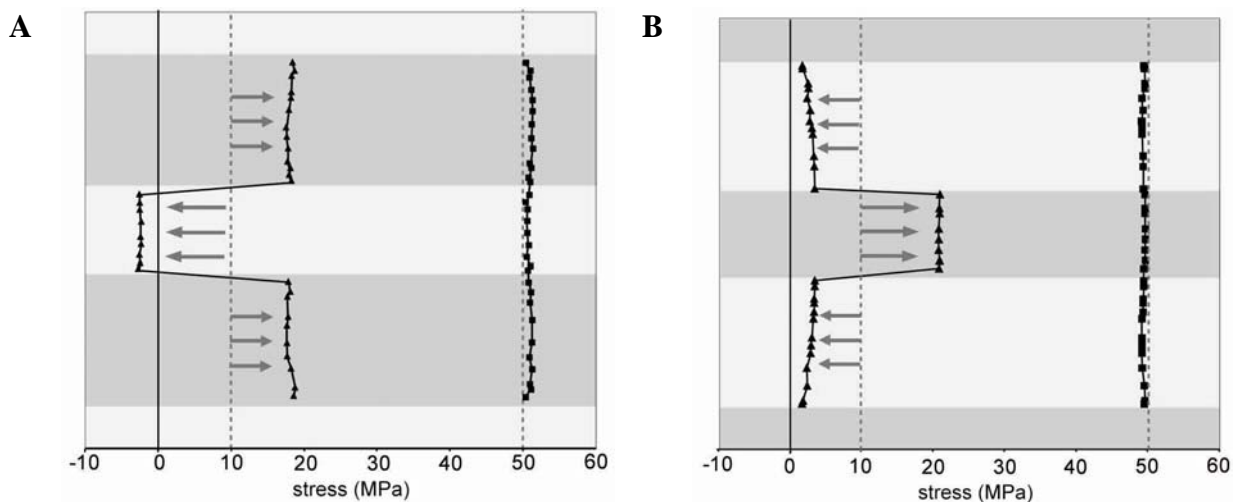


Figure 4. Example of the variation of the state of stress with the layering. The stiffer and compliant layers are in light grey and grey respectively. The Young's modulus ratio (E_s/E_c) was set to 2. The squares and the triangles indicate maximum (σ_1) and minimum (σ_3) principal stresses respectively along the vertical axis (z) through the layered section. The dashed line represents the maximum and minimum remote principal stresses. The contrast in Young's modulus produces modification of the minimum principal stresses represented with the grey arrows.

The stress perturbations described above imply that the maximum differential stress differs from one layer to another, with a higher value in the stiff layers than in the compliant layers. In an otherwise homogenous model with a rock friction of 0.7 and cohesion equals to

40 MPa (“constant strength” model), the C_{cn} increases to 0.3 in the stiff layers (for instance sandstones or limestones) whereas it falls to -0.2 in the compliant layers (for instance clay layer), indicating that faulting is discouraged in the last one (Fig. 5A). On the contrary, faulting is encouraged in the stiff layers and the fault will thus likely nucleate preferentially in this unit. The conclusion is opposite for a homogeneous multilayer system with a layer that is very weak (friction= 0.1) as suggested by the C_{cn} values that reach 0.4 there whereas it equals 0 in the stiff layers (Fig. 5C). These results clearly indicate that the mechanical layering forces the place of the fault nucleation. In a binary system like those made of alternation of competent and incompetent beds, the fault may alternatively nucleate in one or another unit, depending of the full characteristics of the system. Because competent geological layers like limestones or sandstones, are generally stiff and strong materials and because the strength and the stiffness of the rock act in opposite way, a parametric study of their roles is necessary to determine the net effect.

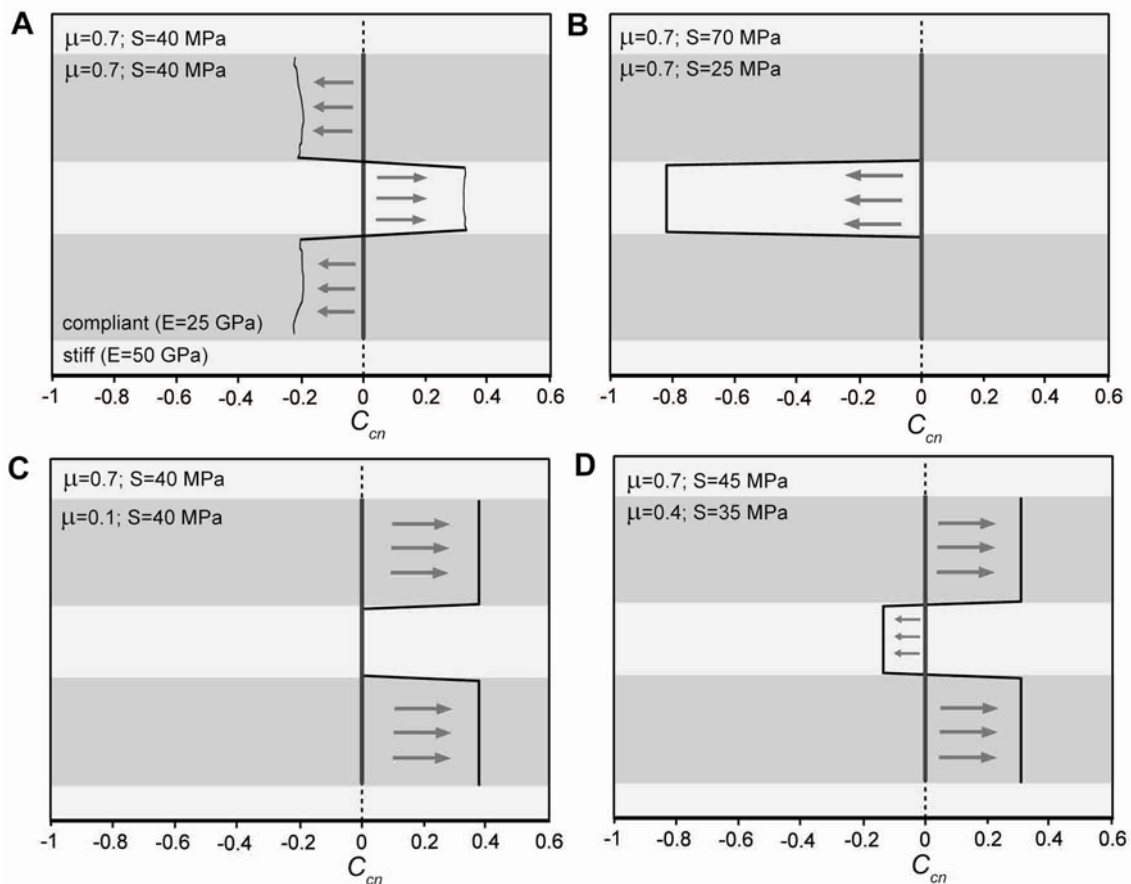


Figure 5. The effect of the contrast of the stiffness and the strength properties in layering section on normalized Coulomb failure criterion (C_{cn}). A: Result of the “constant strength” model. The stiffer and compliant layers are in light grey and grey respectively. The Young’s modulus ratio (E_s/E_c) was set to 2 whereas the strength properties are constant. B, C and D: The effect of the strength properties. A, B, C are the result of the “cohesion effect”, “friction effect” and “clay-limestone” models respectively and assuming a constant Young’s modulus in the entire layers. The strong and weak layers are in light grey and grey respectively. The internal friction (μ) and the cohesion (S) of the layer are indicated.

4.2. Net effect of rock stiffness and rock strength on fault nucleation

We now address how the ratio of the Young's modulus affects the C_{cn} distribution within multilayer systems and this for system characterized by different strength profiles. The Young's modulus ratio was set to 1 (homogeneous block), 1.25, 1.7, 2, 2.5 and 5 and the C_{cn} variation is considered for the four strength configurations introduced in section 3, the "constant strength" models, the models with variable strength ("cohesion effect" and "friction effect" models) and the "clay-limestone alternations" models.

For the "constant strength" models, the C_{cn} considerably increases in the stiff layer and drops in the compliant layer whatever the Young's modulus ratio. These variations are even more pronounced as this ratio increases and the C_{cn} equal 0.8 and -0.5 in the stiff and compliant layers respectively when the Young's modulus ratio equals to 5 (Fig. 6A). For these models, and thus for sequences where the rock strength does not significantly vary, the faults will thus nucleate preferentially in the stiff layer whatever the stiffness of the compliant layer. On the other hand, a pronounced cohesion contrast may result in a preferential fault nucleation in the compliant layer (Fig. 6B). For cohesion values equal to 25 MPa and 70 MPa in the two units of the system, the C_{cn} is positive in the compliant layer and negative in the stiff one. The difference in the C_{cn} values between each layer is maximum if the Young's modulus is the same in all units of the system and decreases as the Young's modulus ratio increases. For a ratio equal to 5, the C_{cn} is almost constant in the entire medium. This ratio is an upper limit of the most of the natural layered limestone/sandstone and clayey layers alternation. The faults are likely to nucleate within the compliant layer for sedimentary systems showing very contrasting cohesion (> 70 MPa), except those with extremely high Young's Modulus ratio between the different layers. In the case where the compliant layers have an extremely low friction as in the group of models shown in Figure 6C, positive values of the C_{cn} are observed in all the system. These favourable conditions as compared to those characterising homogeneous systems results from the additional stress in the stiff layers and the lower resistance to failure in the compliant one. The higher values occur in the stiff layers for a Young's modulus ratio ranging from 2 to 5 and on the other hand in the compliant and very weak layers for a Young's modulus ratio below 2. Faults can thus alternatively nucleate in one or other of the units. The same conclusion applies for the "clay-limestone" models (Fig. 6D) indicating that this Young's modulus ratio represents a threshold for the place of preferential nucleation in carbonate systems. Therefore, if the clays are two times less stiff than the limestones, then the fault will nucleate in the clays, otherwise it nucleates in the limestones. Given the 14 MPa and 44 MPa mean stiffness of the clays and limestones,

preferential nucleation is likely to frequently occurs in limestones. This conclusion is in agreement with the observation of natural systems. Nucleation in the compliant layer have been however observed and our results suggest that it is probably, in most cases, the consequence of a high cohesion contrast, but also may traduce that the compliant layer has a very low friction.

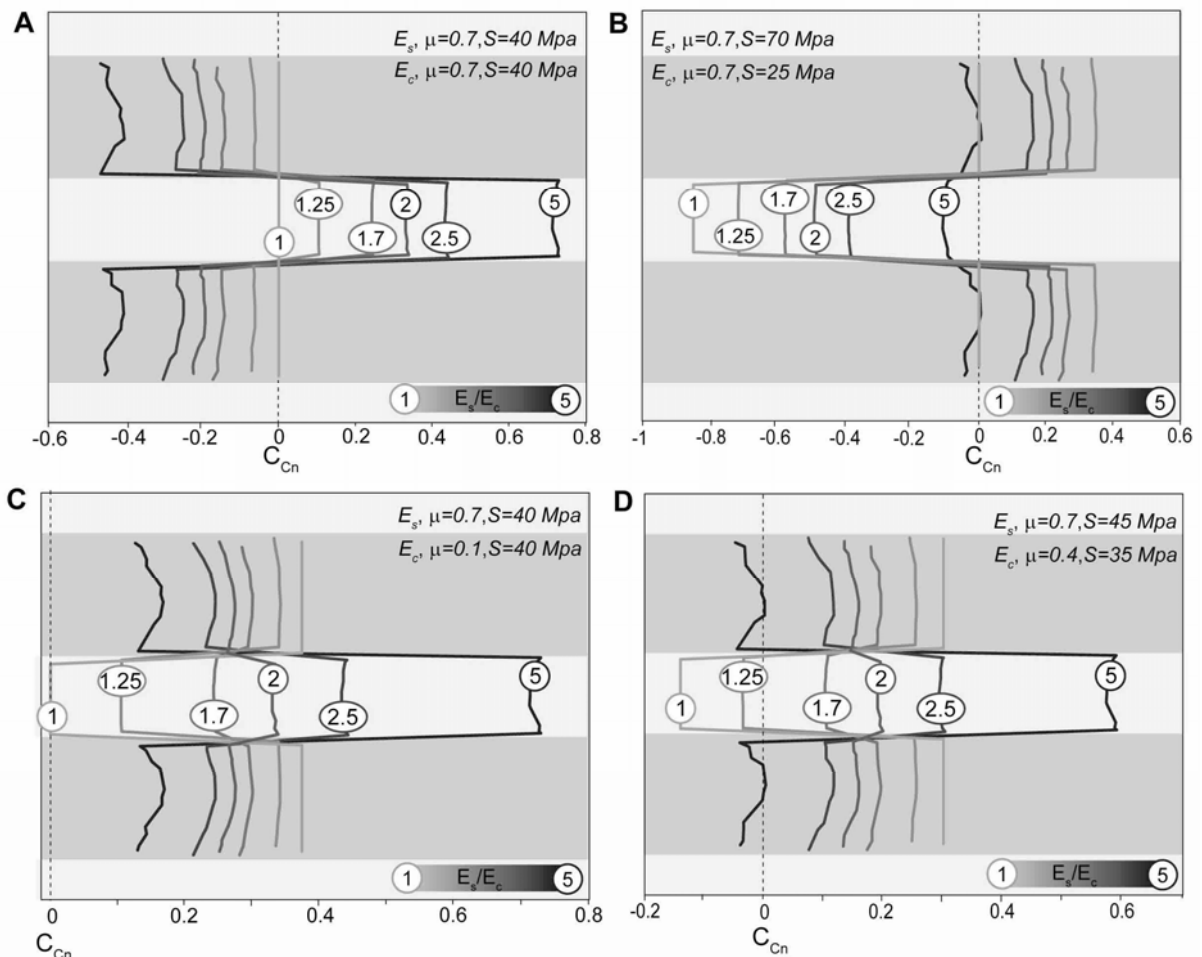


Figure 6. The influence of the Young's modulus ratio (E_s/E_c) in determining fault nucleation in layered rock with various strengths. A, B, C and D show the normalized Coulomb failure criterion (C_{cn}) along the vertical axis (z) through layered section for the "constant strength", cohesion effect, "friction effect" and "clay-limestone" models respectively and calculated for various Young's modulus ratio. The stiffer and compliant layers are in light grey and grey respectively. The Young's modulus ratio (E_s/E_c) was set to 1, 1.25, 1.7, 2, 2.5 and 5 and it is indicated for each model by various greys. The internal friction (μ) and the cohesion (S) of the layer are also indicated.

4.3. *Effect of the layering pattern*

In order to examine how the thickness of the units affects the perturbation of the C_{cn} and modify the geological conditions, we consider below variations of the layer thickness of the four model types presented before. The Young's modulus ratio was set to 2 and the thickness ratio between the stiff and compliant layers was set to 1/3, 2/3, 2, and 6 (Fig. 7A). Whatever the strength characteristics, the C_{cn} increases in both layers as the thickness ratio decrease. However, this effect is much more important in the stiff layer, indicating that easier failure in thin stiff layers. Also, increase in the thickness of the compliant layer induces more favourable conditions in this layer. Therefore, the faults should localise first in the thick and compliant layers or in the thin and stiff layers. In systems the "constant strength" models, decrease of the thickness ratio reinforces the effect of stiffness contrast, which leads to fault nucleation in the stiff layer. It acts in a similar way in the "cohesion effect" models, but it does not balance the effect of the cohesion so that the C_{cn} remains higher in the compliant layer where the fault will nucleate (Fig. 7B). The thickness of the layers plays an important role in the "friction effects" models and "clay-limestone alternation". The C_{cn} may alternatively be higher or lower in the stiff layer as the thickness ratio changes. We showed in the previous sub-section that in such systems with a stiffness contrast greater than 2, fault will nucleate in the stiff layer except if the compliant layer is very weak. Models in Figure 7E show that nucleation may occur in a compliant layer if it is at least 2 times thinner than the stiff layer. Also, preferential nucleation in an even very weak compliant will not apply anymore if this layer is 2 times thicker than the stiff layer.

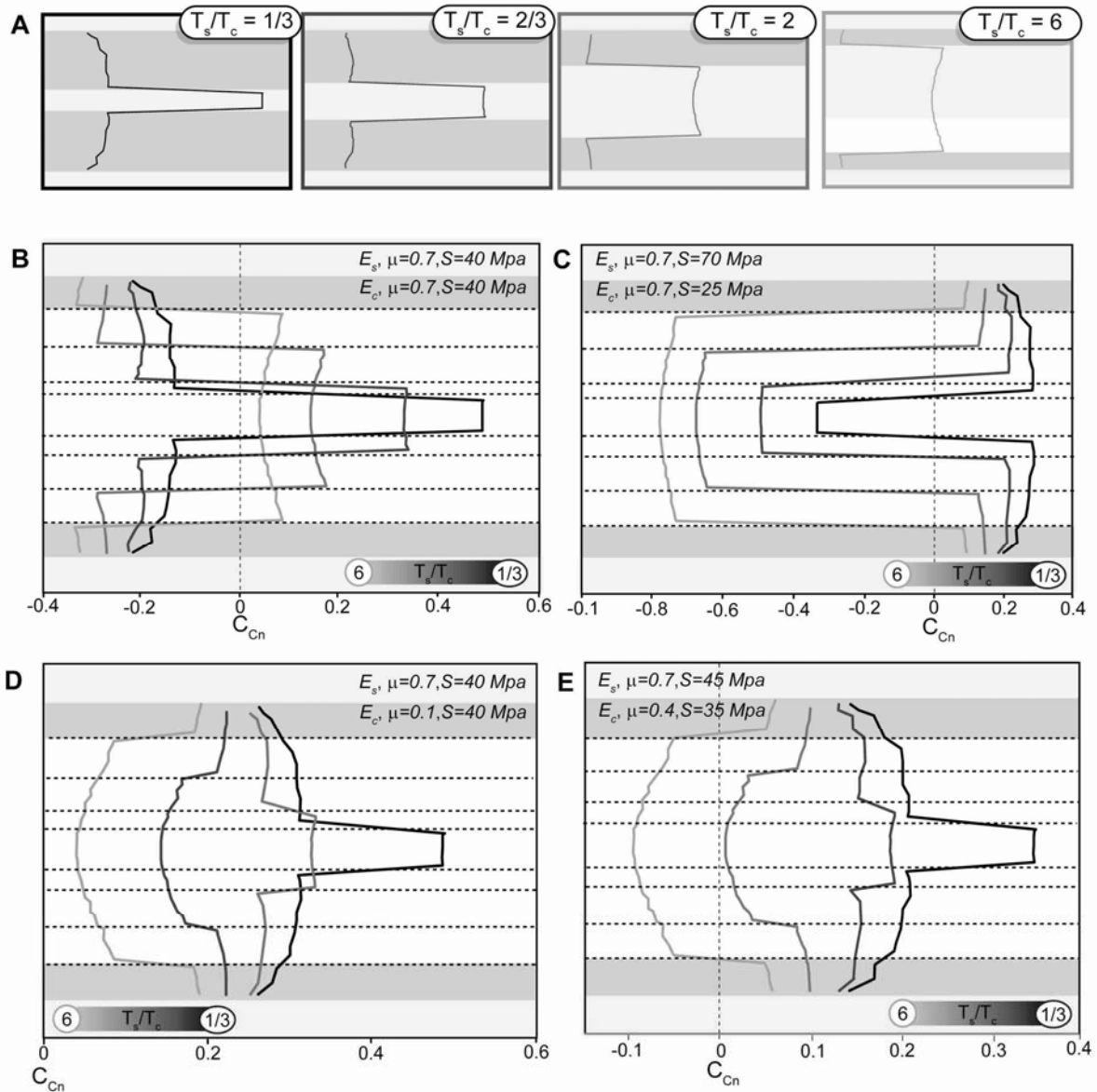


Figure 7. The influence of the layering pattern (T_s/T_c) in fault nucleation in layered rock with various strengths. A: Illustration of the four layering patterns with thickness ratio ranging from 1/3 to 6. The stiffer and compliant layers are in light grey and grey respectively. B, C, D and E show the normalized Coulomb failure criterion (C_{cn}) along the vertical axis (z) through layered section for the “constant strength”, cohesion effect”, “friction effect” and “clay-limestone” models respectively and calculated with the various layering pattern illustrated in A. The Young’s modulus ratio (E_s/E_c) was set to 2 and the internal friction (μ) and the cohesion (S) of the layer are also indicated.

5. Fault restriction and propagation within multilayer system

5.1 Fault restriction

The modelling results presented above indicate that the mechanical layering forces faults to nucleate in a given unit of the multilayer systems. After nucleation, the fault propagates in this unit, likely in the same way in both the horizontal and vertical direction, and then abuts again the interface with the underlying or overlying units. Further vertical

propagation in these units is inhibited by the less favourable conditions (lower C_{cn} values), leading to restriction of the fault within the unit where it nucleated. Before to examine how the mechanical layering influences the latter growth of the fault, we used our modelling results to quantify this restriction. The strength of the restriction is defined by the parameter RS , calculated with the following relation:

$$RS = C_{cn} \text{ (stiff)} - C_{cn} \text{ (compliant)} \quad (4)$$

where C_{cn} (stiff) and C_{cn} (compliant) are the values of the normalised C_{cn} in the stiff and compliant layers, respectively.

According to our convention, a positive or negative value of RS expresses that the failure was respectively promoted within the stiff or within the compliant layer. The greater the absolute value of RS is the stronger is the discouragement to the fault propagation (or nucleation) within the discouraged layer, respectively the compliant and stiff layer for a positive or negative RS . The relationships the RS with the Young's modulus ratio and with the thickness ratio are logarithmic function and whatever the type of models (Fig. 8). As an example, for the "constant strength" models, the RS increases up to 1 with the Young's modulus up to 5 and then is rather constant. It decreases with an increasing thickness ratio, down to 0.2 for a thickness ratio up to 2, and then stays constant. The effect of the layering pattern is thus rather low with regard to the stiffness contrast. In addition, the strength of the restriction does not significantly change with an increase of the Young's modulus ratio higher than 5. According to the cohesion and friction of each unit, these relations are shifted up or down and the relations between the RS and the elastic and geometric characteristics show the same tendency whatever the rock strength. As an example the RS curves associated with the "cohesion effect" models are shifted to negative values in comparison with the RS curves of the "constant strength" models so that RS is always negative in the first case whatever the Young's modulus ratio. The fault will thus nucleates in the compliant layer and the -0.7 RS value for Young's modulus ratio of 2 represents the strength to overpass the restriction in order to promote failure in the stiff unit. In comparison, for a same Young's modulus ratio, the RS equals 0.5 in the "constant strength" models, which thus traduces a slightly lower strength of the restriction that discourages the propagation of the fault out of the stiff layer where it nucleated.

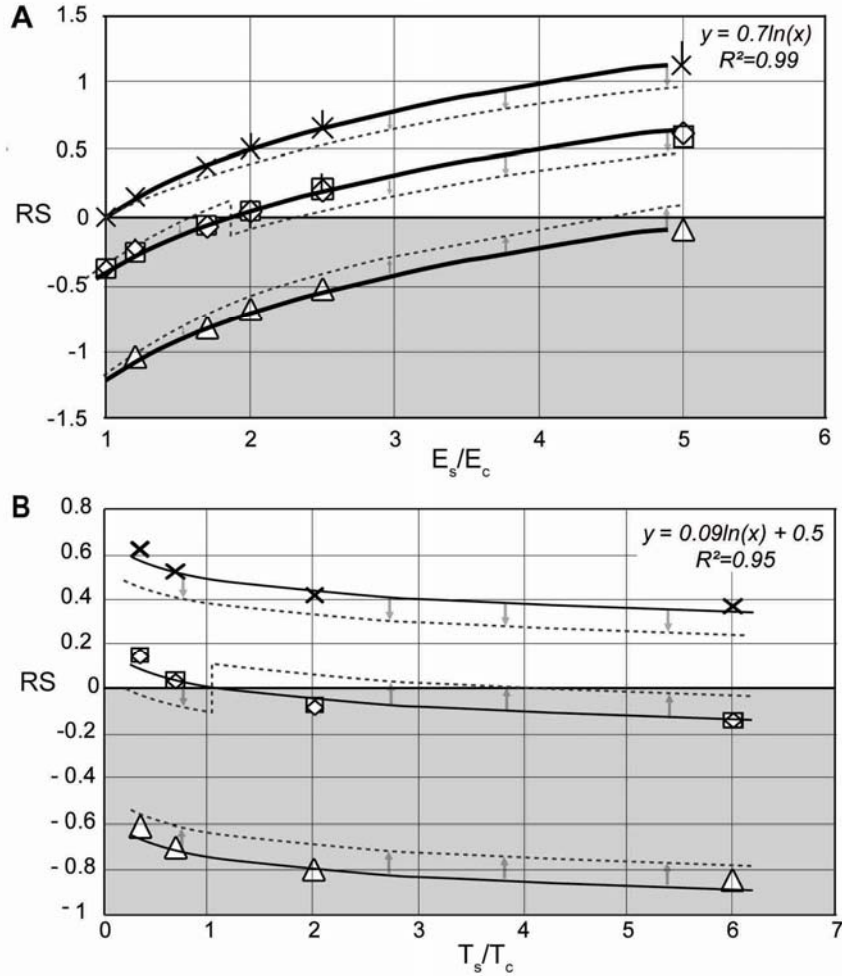
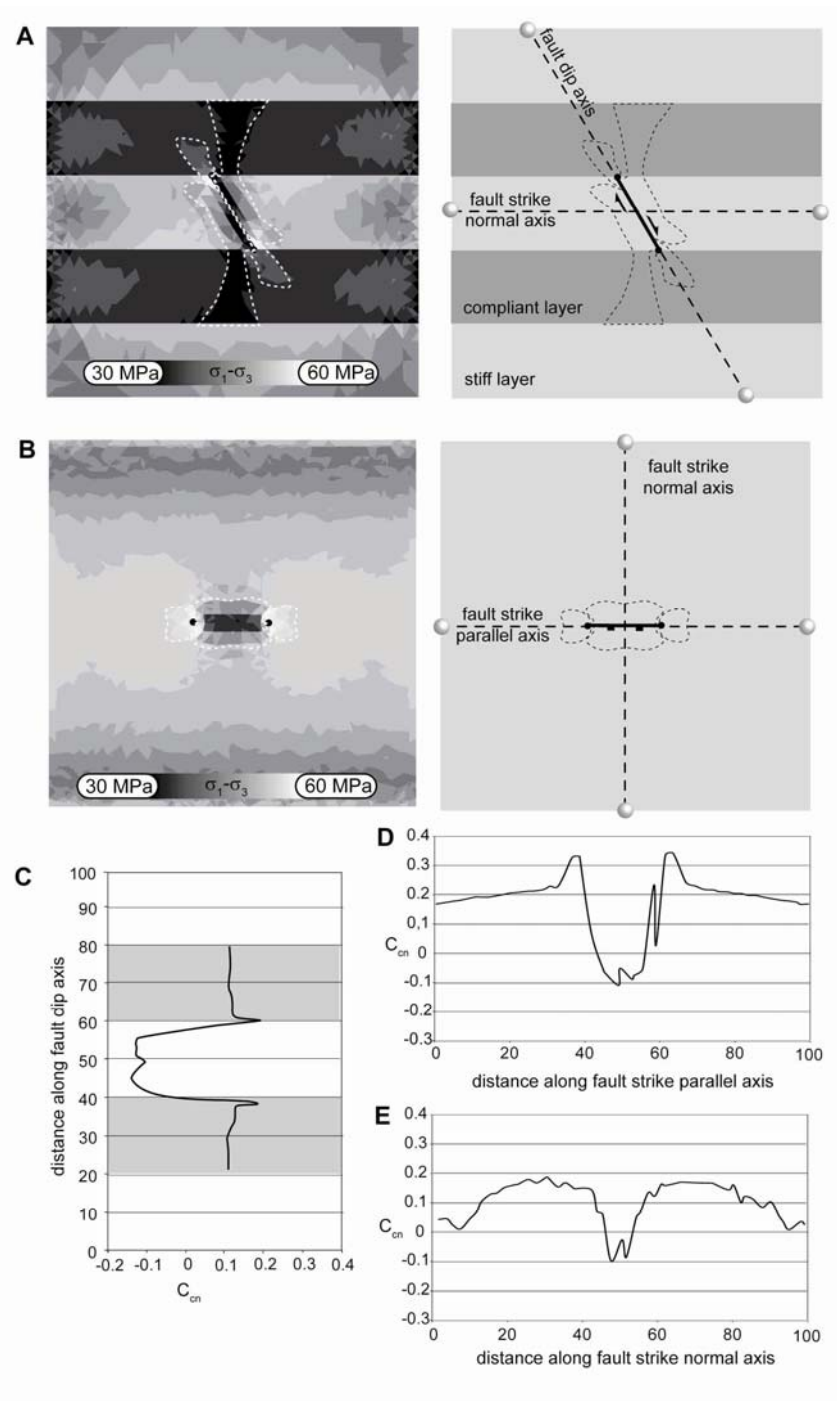


Figure 8. The variation of the restriction strength (RS) for the four strength properties simulated. A: The effect of the Young's modulus ratio (E_s/E_c). B: The effect of the Thickness ratio (T_s/T_c). The crosses, triangles, squares and diamonds represent the “constant strength”, “cohesion effect”, “friction effect” and “clay-limestone” models respectively. The lines represent the logarithmic function of the variation. The dashed lines represent the values of the RS plus the effect of the near fault tip ($C_{cn}(f)$) (see section 5.4).

5.2 Stress perturbation around a fault within a layered section

We now examine how a fault may overpass the restriction associated with the mechanical layering and thus propagates from the layer where it nucleated to the neighbouring units. For this purpose, a 60° dipping fault, confined to the middle layer, was included in the models and the same boundary conditions as before were applied to the faulted medium. Figure 9 show the variation of 3D stress field and the C_{cn} distribution for a fault with an aspect ratio of 1 (*i.e.* with the same horizontal and vertical lengths), which cut a “clay-limestone alternation” models. The deviatoric stress increases ahead of the fault and lobes in front of their tips, trending as the fault axis, are observed in both cross-section (Fig. 9A) and plan-view (Fig. 9B). On the other hand, the deviatoric stress shows in average a decrease close to the fault plane and in both the hanging wall and the foot-wall of the fault (Fig. 9A,

B). This stress distribution is consistent with the local stress pattern around an isolated fault cutting a homogeneous medium (Martel and Pollard, 1989; Petit and Mattauer 1995; Willemse et al., 1996; Bourne and Willemse, 2001) as the result of fault slip. The stress changes cause the C_{cn} value to drop close to the fault plane and sharp peaks in the C_{cn} curves are observed close to the upper and lower (Fig. 9C) and lateral (Fig. 9D) fault tips. These peaks express encouragement in the fault propagation and we discuss below their relative importance.



5.3. 3D near tip stress perturbation within layered section

The 3D C_{cn} distribution for “constant strength” models cut by a fault bounded in the stiff layer is shown in Figure 10A,C for various Young’s modulus ratios. For these models, C_{cn} is positive in the stiff limestone units with very high values near the lateral fault tips. The C_{cn} distribution in cross-section illustrates the unfavourable conditions for faulting in the compliant layer and how slip on the fault tends to counterbalance this effect with a local peak in the C_{cn} . Whatever the Young’s modulus ratio, the C_{cn} is greater near the lateral tips than near the upper and lower tips (Figure 10E), indicating an easier propagation of the fault in the horizontal direction rather than in the vertical direction. The fault thus will grow laterally and will remain restricted in the stiff layer. Its results from the fact that the slip on the fault with an aspect ratio of 1 is not strong enough to overpass the unfavourable conditions associated with the restriction. In order to isolate and to evaluate the contribution of the fault, the C_{cn} curves obtained with the faulted models were corrected from the elastic C_{cn} contribution that is the C_{cn} values obtained with the equivalent but non-faulted models described before. The fault contribution is referred below as $C_{cn}(f)$ ($C_{cn}(f) = C_{cn}(\text{faulted}) - C_{cn}(\text{non-faulted})$). The $C_{cn}(f)$ is null far from the fault, increases very close to the fault tip (lobe of stress concentration), and drop along the fault plane (stress drop) (Figure 10B,D). Note that the curves shown in Figure 10B,D are valid whatever the rock strength, and thus for all types of models. In both cross-section and plan view, the magnitude of near tip $C_{cn}(f)$ concentration increases with increasing the Young’s modulus ratio. For a ratio from 1 to 5, the mean value of the $C_{cn}(f)$ varies from 0.004 to 0.06 near the lateral tip and from 0.02 to 0.09 near the upper and lower tips. These values express how strong is the contribution of the slipping fault to promote failure, which thus very slightly increases with the stiffness contrast. When examining if the fault is likely or not to propagate vertically, this contribution is to be compared with the local conditions. For this purpose, the $C_{cn}(f)$ was plotted in the restriction strength diagram (Figure 8). This figure illustrates how the $C_{cn}(f)$ are small compared to the RS as described above for the “constant strength” models and thus does not allow the vertical propagation. Such relationships apply for all types of model, and underline the fact that the slip contribution does not overpass the restriction for a fault with an aspect ratio of 1. Therefore, restriction resulting from contrasting properties in multilayer systems will cause the fault to expand in the horizontal direction and thus to increase its aspect ratio. The next models simulate faults with increasing aspect ratio as a result of this lateral propagation.

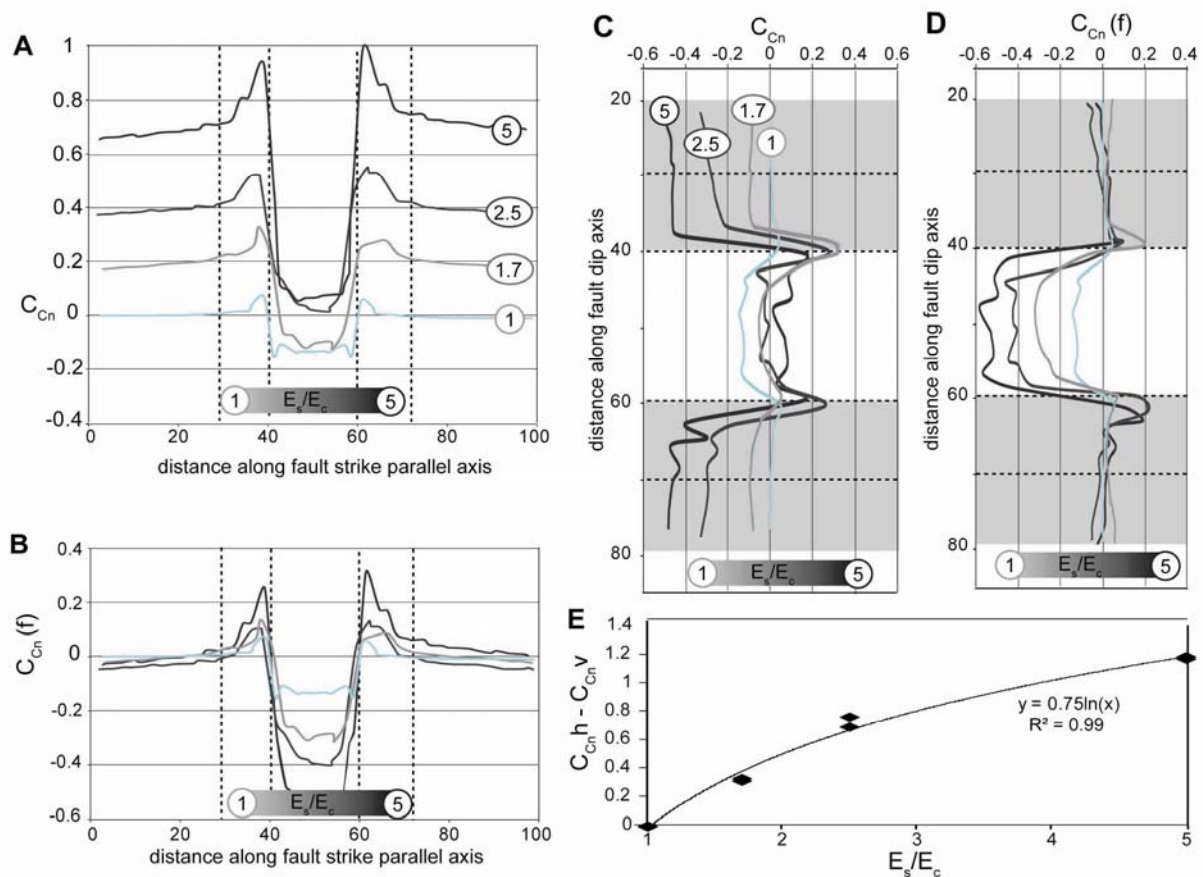


Figure 10. The role of the Young's modulus ratio (E_s/E_c) on the normalized Coulomb failure criterion near the tips of a bounded fault in layered section. A and C show the distribution of the C_{cn} along the fault strike parallel and fault dip axes. C and D show the distribution of the $C_{cn}(f)$ along the fault strike parallel and fault dip axis. $C_{cn}(f)$ is the values of the C_{cn} corrected of the modification of the C_{cn} induced by the same but non-faulted layered section and represent the contribution of the fault. The fault has an aspect ratio of 1 and tips observed in cross section about the lithological interfaces so that the fault is confined within the stiffer layer. The values of the Young's modulus ratio are indicated in A and C. E: Relationship between C_{cn} concentrations near the horizontal tip ($C_{cn,h}$) minus the concentration near the vertical tips ($C_{cn,v}$) and the Young's modulus ratio. Note that this relationship is similar to those in a non-faulted medium (see Figure 8). The near-tip C_{cn} concentration is calculated along the same distance from the tips in all the models.

5.4. Effect of the change in fault aspect ratio

The Figure 11 shows the $C_{cn}(f)$ distribution along the fault strike parallel axis of a fault bounded in the stiff layer for various aspect ratio and for a Young's modulus ratio of 1, 2 and 5. Whatever the Young's modulus ratio, the $C_{cn}(f)$ distribution does not significantly change with the aspect ratio: the magnitude of the near tip $C_{cn}(f)$ is almost constant and the distance where the $C_{cn}(f)$ peaks apply does not vary. For the three Young's modulus ratios considered, the mean near-tip $C_{cn}(f)$ varies from 0.02 to 0.18 (Fig. 11E) and this variation is rather small regarding the modification of the C_{cn} induced by the same stiffness contrast in the non-faulting layered section (up to 1). Therefore, in cases where the fault nucleates in the stiff layer, although the restriction guides the propagation of the fault along the horizontal

direction, this propagation thus occurs almost in the same way during the fault history and is slightly easier way if a strong contrast exists.

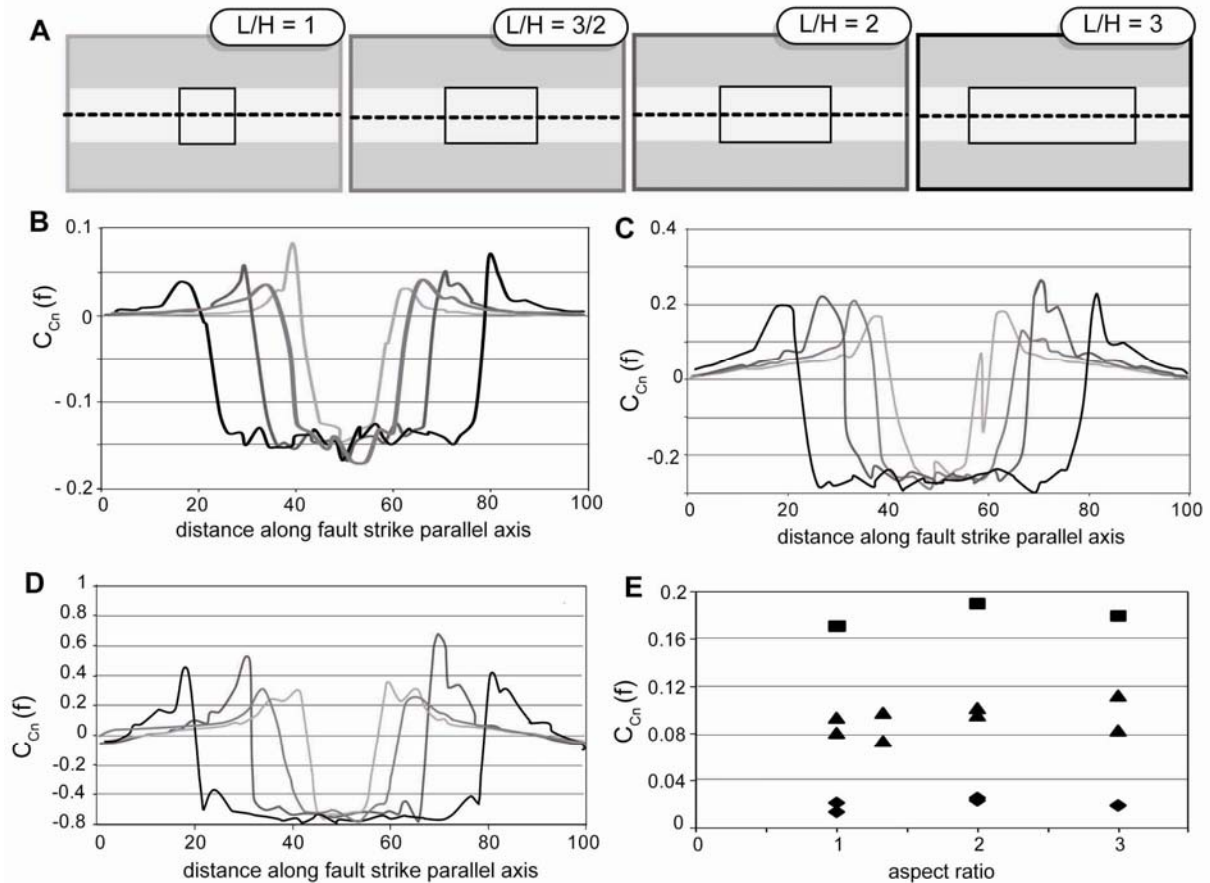


Figure 11. The role of the aspect ratio on the fault contribution $C_{cn}(f)$ along the strike parallel axis of a bounded fault in layered section. A: The four fault geometries studied. The geometries of the faults confined within the central layers are represented by black squares and the aspect ratios (L/H) are indicated. The dashed lines indicate the fault strike parallel axis. B, C and D: Distribution of the $C_{cn}(f)$ along the fault strike parallel axis. In B, C and D the Young's modulus ratio is 1, 2 and 5 respectively. E: Comparison of the mean strike parallel near-tip $C_{cn}(f)$ concentration for various aspect ratios. The results of the models for the Young's modulus of 1, 2 and 5 are indicated by the diamonds, triangles and squares respectively. The near-tip $C_{cn}(f)$ concentration is calculated along the same distance from the tips in all the models.

The distribution of the $C_{cn}(f)$ along the fault dip axis is shown in Figure 12 for various aspect ratios and Young's modulus ratios. Whatever the aspect ratio, the $C_{cn}(f)$ near the fault tip increases with the Young's modulus ratio. For instance, the mean value of the vertical near tip $C_{cn}(f)$ slightly increases from 0.02 to 0.1 with an increasing Young's modulus ratio from 1 to 5 near a fault with an aspect ratio of 1. This effect is rather similar to those observed near the strike parallel tips (Fig. 11), but the mean vertical near tip $C_{cn}(f)$ linearly increases with the aspect ratio. The vertical contribution of the fault thus significantly increases as the fault

propagates laterally and in turn this lateral propagation produces more and more favourable conditions for vertical propagation. A linear relation between the Young's modulus ratio and the $C_{cn}(f)$ is suggested, and the slope of these straight lines ranges from 0.02 to 0.1 for a Young's modulus ratio between 1 and 5 (Fig. 12E). As the $C_{cn}(f)$ increases, the conditions are going closer to those necessary for overpassing the restriction. As detailed below, the difference between the C_{cn} of the most favourable layer and the less favourable layer calculated in a non-faulted medium (RS) is an indicator of the strength of the restriction (see section 5.1).

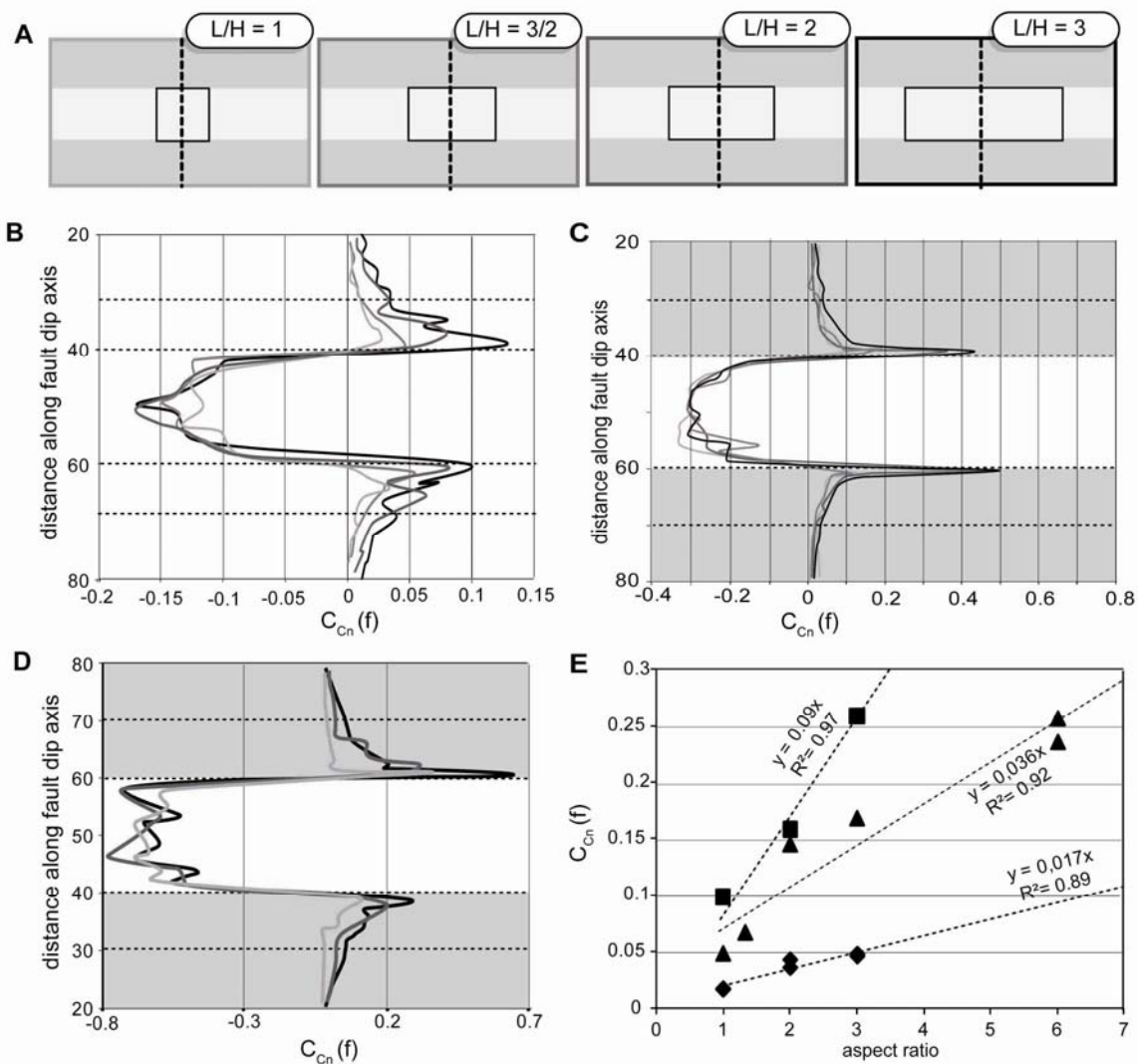


Figure 12. The role of the aspect ratio on the fault contribution $C_{cn}(f)$ along the fault-dip axis of a bounded fault in layered section. A: The four fault geometries studied. The geometries of the faults confined within the central layers are represented by black squares and the aspect ratios (L/H) are indicated. The dashed line indicates the fault strike parallel axis. B, C and D: Distribution of the $C_{cn}(f)$ along the fault strike parallel axis. In B, C and D, the Young's modulus ratio is 1, 2 and 5 respectively. E: Comparison of the mean strike parallel near-tip $C_{cn}(f)$ concentration for various aspect ratios. The results of the models for the Young's modulus of 1, 2 and 5 are indicated by the diamonds, triangles and squares respectively. The near-tip $C_{cn}(f)$ concentration is calculated along the same distance from the tips in all the models.

The confrontation of the RS curves shown in Figure 8 and the fault contribution $C_{cn}(f)$ allows to calculate the aspect ratio that allow to overpass the restriction. As an example, in a “constant strength” model with a Young’s modulus ratio equal to 2, the fault nucleates within the stiff layer and the strength of the restriction (RS) is close to 0.5. This value implies that the faults aspect ratio must increase up to 13 so that the $C_{cn}(f)$ reaches the RS and the fault could propagate vertically. For “cohesion effect” models with a Young’s modulus ratio equals to 2, the fault nucleates within the compliant layer and RS is close to 0.7. The aspect ratio for which the fault propagates is close to 16. The values of this maximum aspect ratio are show in Figure 13 as a function of the Young’s modulus ratio and for the four models of strength. Both “friction effect” and “clay-limestone” models show the same variation of aspect ratio. For a Young’s modulus ratio lower than 2, the faults nucleate within the compliant layer and the aspect ratio decreases from 16 to 3. For a higher Young’s modulus, it increases up to 8 and then is constant with increasing the Young’s modulus ratio. The “constant strength” models show a distribution of the aspect ratio rather similar. The faults nucleate within the stiff layer and the aspect ratio increase up to 13 for a Young’s modulus ratio of 2, and it is constant with increasing the Young’s modulus ratio. However for a low Young’s modulus ratio, the maximum aspect ratio decreases. For the “cohesion effect” models, the faults nucleate within the compliant layer and the aspect ratio drops from 60 to 1 with increasing the Young’s modulus ratio. Therefore, for a fault nucleated in a stiff layer, the maximum aspect ratio which is expected for faults cutting sedimentary formations is close to 13. This value is constant for a Young’s modulus ratio higher than 2. If not, the maximum aspect ratio decreases with the strength of the restriction. For a fault nucleated in compliant layer the aspect ratio can be much higher and can reach 60 for the “cohesion effect” models.

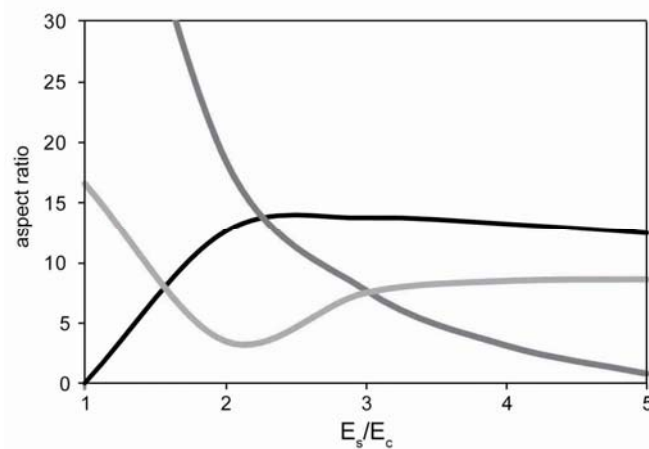


Figure 13. Relation between the aspect ratio and the Young’s modulus ratio for the four different rock strengths simulated. The results for the “constant strength” and “cohesion effect” models are represented by the black and dark grey lines respectively. Results of “friction effect” and “clay-limestone” models are similar and are indicated by the light grey line.

6. Discussion

The modelling results presented above allow characterizing how elastic rock properties, the rock strength, and thickness or the layers influence the growth of normal faults in layered formations composed of an alternation of different rocks. The mechanical layering forces faults to nucleate in a given unit of the multilayer system. Then the faults propagate horizontally and vertically until they abut lithological interfaces of the adjacent layers. Further vertical propagation is inhibited as the result of less favourable conditions for faulting in these adjacent layers and the vertically restricted faults propagate horizontally, thus increasing their aspect ratio. The propagation of a fault across the restrictor is achieved if the aspect ratio reaches a threshold value. Our results show that the aspect ratio allowing propagation of the fault depends on rocks properties. The maximum aspect ratio expected for faults cutting sedimentary formations for which the contrast of Young's modulus between the units is higher than 2 is close to 13. It is close to 8 for faults cutting a clay-limestone alternation. These values of aspect ratio are rather similar to those observed on natural restricted faults (Nicol et al., 1996; Shultz and Fossen, 2002; Soliva et al., 2006). For sequences showing a low contrast in the rock properties that is with a Young's modulus ratio below 2 and with almost constant strength, the fault nucleates in the stiff layer and the maximum aspect ratio for propagation into the compliant layer falls. However, if the compliant rock (*e.g.* clays) are very weak or if the stiff one (*e.g.* sandstones or limestones) is very strong, the fault nucleates within the weak layer and the maximum aspect ratio for which the faults propagate within the strong layer is higher and as large as 50 for an extremely high contrast of cohesion. This value is much larger than the aspect ratio observed on natural faults. This may indicate that such rock properties are uncommon or that other processes act and allow the propagation of fault in the vertical direction for such mechanical conditions. The pattern of the layering modify the aspect ratio value allowing the vertical propagation as the strength of the restriction decreases with the ratio between the thickness of the stiff and compliant layers. For faults that nucleated in a stiff layer, the maximum value of the aspect ratio decreases with increasing the thickness of the layer where the fault is confined. On the other hand, if the fault nucleates in a compliant layer, values of the aspect ratio increase with increasing the thickness of the layer.

Because our models follow a number of simplifications, the range of geological conditions leading to nucleation in a given unit and the range of fault aspect ratio may vary from those given above. If the minimum principal stress (σ_3) reaches the tensile strength of the rocks in the stiff layers, as it may occurs for high contrast of stiffness, at very shallow

depth or/and if fluid pressure is abnormally high, bed-normal tensile fractures can be expected in the stiff layers rather than faults. Although, the propagation of mode I fractures are better simulated using a crack formulation (Pollard and Aydin, 1988; Rijken and Cooke, 2001) than the shear failure used in our models, the restriction process described in this paper should apply. We may expect the same relation of the fault characteristics with the geological and geometrical attributes of the sequence. An appropriate formulation will be requested for several geological purposes as if definition of the geological domains associated with nucleation in a given unit is to be known. Also, faults in layered sections commonly show refraction whereas our models consider a constant 60° dipping fault. We did not evaluate the effect of the variation of the fault dip and we may suspect a change of the stress field according to the angle between the fracture and the principal stresses. In addition, the rocks may include heterogeneities that are not simulated in our modelling. Among the most common are older fracture like joints in the stiff layers (Hancock, 1985; Peacock, 2001, Roche et al., submitted (a)) and depending of the systems these structures may (Wilkins et al., 2001; Van der Zee et al., 2008) or may not (Wilkins and Gross, 2001; Roche et al., submitted (a)) influence the fault growth.

Another simplification in our modelling approach is that geological layers are simulated as perfectly elastic materials. Most of the limestones and sandstones are consistent with this behaviour, but clayey rocks may have a much more complex behaviour. Plastic intra-granular flows may precede the macroscopic failure during the load and folding near the fault tips may precede the propagation of the fault (Ferrill et al., 2005; Van der Zee et al., 2008; Smart et al., 2010; Roche et al., submitted (b)). The folding may be confined within the clayey layer (Roche et al., submitted (b)) but it may affect several layers including limestone or sandstone layers (Ferrill et al., 2005; Van der Zee et al., 2008) and fractures associated with this folding will introduce additional heterogeneity in the sequences which may then influence the latter fault history. These plastic deformations as well as other type like local compaction are likely to modify the stresses in the clay layer. According to the mechanical experiments, clays show a non-linear stress-strain relationship and the stress increases with the strain. Therefore, the local stress state leading to failure can be described using a Young's modulus defined at the peak stress (and not the secant Young's modulus at any point of the stress-strain curve) even if plastic deformation occurs. Our models can thus approximated rocks with moderate plasticity preceding failure providing that the Young's modulus at the peak stress is known.

Regarding the growth of faults, this study focused on the faults with possible restriction as a result of contrasting rock properties associated with the sedimentation. The mechanism responsible of the arrest of the vertical fault propagation investigated in this paper results from a heterogeneous stress field as a result of the mechanical layering. This case probably applies to many faults as suggested by the observations of fault tips abutting a lithological interface, like an interface between sandstone or limestone and clayey layers (Gross et al., 1997; Nicol et al. 1996; Wilkins and Gross, 2002; Soliva et Benedicto, 2005; Roche et al., submitted (b)). Faults crossing part of a clayey layer and abutting again a bed-parallel fault have also been described (Gross et al., 1997; Roche et al. Submitted (b)). In this case, the fault restriction is not related to the contrast of the mechanical properties of the rocks, as developed in this paper, but is somehow related to sliding on shallow dipping faults. Various tectonic contexts seems to produce such planes such as older tectonics (Gross et al., 1997), folding of the layers (Ferrill et al., 2005; Smart et al., 2010) or faulting under the same extension responsible for the restricted normal faults (Roche et al. submitted (a and b)). If these planes are common, the mechanism responsible of these bed parallel faults and their role on fault growth should deserve attention.

7. Conclusion

3D numerical results indicate that the mechanical layering control several processes acting during the fault growth, like preferential nucleation and restriction of faults in given units. Given the mean stiffness of the natural rocks, preferential nucleation is likely to frequently occur in limestones. If the layers have of a high cohesion contrast, or/and compliant layer has a very low friction as sometimes in sandstone/clay alternations, fault will localise first in the compliant layer. Other configurations were investigated and allow deciphering the place of the fault nucleation in relation with the rock property profile. In addition, in a multilayered system where the layers have various thicknesses, nucleation in clays will occur in the thickest one whereas the thinner limestones will fail if preferential nucleation concerns this layer. After the faults nucleation in a given unit of the multilayer system, a fault propagates horizontally and vertically until it abuts lithological interfaces of the adjacent layers. Further vertical propagation is inhibited in the less favourable layer and the vertically restricted faults propagate horizontally leading the aspect ratio to increase. The strength of the restriction that is the ability of a layer to inhibit the fault propagation, significantly varies with the mechanical properties of the rocks but is rather constant if the

Young's modulus ratio between various layers is higher than 5. The increasing of the aspect ratio of a restricted fault favours the propagation of this fault across the restrictor. We show that the aspect ratio can reach 8 in limestone or sandstone layers and lower aspect ratio is generally expected depending on the strength properties of the rocks.

References:

- Alessio, M.A., and Martel, S.J., 2004. Fault terminations and barriers to fault growth. *Journal of Structural Geology*, v. 26, p. 1885-1896.
- Aydin, A., and Schultz, R.A., 1990. Effect of mechanical interaction on the development of strike-slip faults with echelon patterns. *Journal of Structural Geology*, v. 12, p. 123-129.
- Baird, A.F., McKinnon, S., 2007. Linking stress field deflection to basement structures in southern Ontario: Results from numerical modeling. *Tectonophysics* 432 (2007) 89–10.
- Bourne, S.J., 2003. Contrast of elastic properties between rock layers as a mechanism for the initiation and orientation of tensile failure under uniform remote compression. *Journal of Geophysical Research*, v. 108(B8).
- Bourne, S.J., Willemsse, E.J.M., 2001. Elastic stress control on the pattern of tensile fracturing around a small fault network at Nash Point, UK. *Journal of Structural Geology*, v. 23, p. 1753-1770.
- Bürgmann, R., Pollard, D.D., Martel, S.J., 1994. Slip distribution on faults: effects of stress gradients, inelastic deformation, heterogeneous host-rock stiffness, and fault interaction. *Journal of Structural Geology*, v. 16, p. 1675-1690.
- Chiarelli, A.S., Shao, J.F., Hoteit, N., 2003. Modeling of elastoplastic damage behaviour of a claystone. *International Journal of Plasticity*, v. 19.
- Childs, C., Nicol, A., Walsh, J.J., Watterson, J., 1996. Growth of vertically segmented normal faults. *Journal of Structural Geology*, v. 18, p. 1389-1397.
- Corkum, A.G., and Martin, C.D., 2007. The mechanical behaviour of weak mudstone (Opalinus Clay) at low stresses. *International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences*, v. 44.
- Cowie, P.A., and Scholz, C.H., 1992. Physical explanation for the displacement-length relationship of faults using a post-yield fracture mechanics model. *Journal of Structural Geology*, v. 14, p. 1133-1148.
- Crider, J.G., and Pollard, D., 1998. Fault linkage: Three-dimensional mechanical interaction between echelon normal faults. *Journal of Geophysical Research*, v. 103, p. 27,373-24,391.
- Cundall, P.A., 1971. A computer model for simulating progressive large scale movement in blocky rock systems. *International Symposium on Rock Mechanics*. International Society of Rock Mechanics, Nancy, p. II-8.
- Cundall, P.A., 1980. UDEC, a generalised distinct element program for modelling jointed rock. U.S. Army European Research Office and Defence Nuclear Agency, Contract Report DAJA 37-39-C-0548.
- Cundall, P.A., 1988. Formulation of a three dimensional distinct element model: Part I. A scheme to detect and represent contacts in a system composed of many polyhedral blocks. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. Geomech. Abstr.* 25, 107–116.
- Dawers, N.H., Anders, M.H., Scholz, C.H., 1993. Growth of normal faults: displacement-length scaling. *Geology*, v. 21, p. 1107-1110.

- Dupin, J.-M., Sassi, W., Angelier, J., 1993. Homogeneous stress hypotheses and actual fault slip: a distinct element analysis. *J. Struct. Geol.* 15, 1033–1043.
- Einstein, H.H., and Dowding, C.H., 1981. Shearing resistance and deformability of rock joints. In: Touloukian, Y. S., Judd, W. R., Roy, R.F., (ed) *Physical Properties of Rocks and Minerals*, McGraw-Hill, New York, p. 177-220.
- Evans, K.F., Engelder, T., Plumb, R.A., 1989. Appalachian stress study 1. A detailed description of in situ stress variations in Devonian shales of the Appalachian plateau. *Journal of Geophysical Research*, v. 94, p. 7129-7154.
- Ferrill, D.A., and Morris, A.P., 2003. Dilational normal faults. *Journal of Structural Geology*, v. 25, p. 183-196.
- Ferrill, D.A., Morris, A.P., Sims, D.W., Waiting, D.J., Hasegawa, S., 2005. Development of synthetic layer dip adjacent to normal faults. *AAPG Memoir*, p. 125-138.
- Ferrill, D.A., and Morris, A.P., 2008. Fault zone deformation controlled by carbonate mechanical stratigraphy, Balcones fault system, Texas. *AAPG Bulletin*, v. 92, p. 359-380.
- Gross, M.R., Gutiérrez-Alonso, G., Bai, T., Wacker, M.A., Collinsworth, K.B., Behl, R.J., 1997. Influence of mechanical stratigraphy and kinematics on fault scaling relations. *Journal of Structural Geology*, v. 19, p. 171-183.
- Gross, M.R., Eyal, Y., 2007. Throughgoing fractures in layered carbonate rocks. *Geological Society of America Bulletin*, v. 119; p. 1387-1404.
- Gunzberger, Y., and Cornet, F.H., 2007. Rheological characterization of a sedimentary formation from a stress inversion. *Geophys. J. Int.*, v. 168, p. 402-418.
- Gupta, A., and Scholz, C.H., 2000. A model of normal fault interaction based on observations and theory. *Journal of Structural Geology*, v. 22, p. 865-879.
- Hatheway, A.W., and Kiersch, G.A., 1989. Engineering Properties of Rock. In *Practical Handbook of Physical Properties of Rocks and Minerals*, p. 671-715.
- Hart, R., Cundall, P.A., Lemos, J., 1988. Formulation of a three dimensional distinct element model — part II: Mechanical calculations for motion and interaction of a system composed of many polyhedral blocks. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences and Geomechanics Abstracts* 25 (3), 117–125.
- Hart, R.D., 1993. In: Fairhurst, C., Hudson, J.A. (Eds.), *An introduction to distinct element modeling for rock engineering*. *Comprehensive rock engineering*, vol. 2. Pergamon Press, Oxford, pp. 245–261.
- Homberg, C., Hu, J.C., Angelier, J., Bergerat, F., Lacombe, O., 1997. Characterization of stress perturbations near major fault zones: insights from 2-D distinct-element numerical modelling and field studies (Jura mountains). *Journal of Structural Geology*, v. 19, p. 703-718.
- Homberg, C., Angelier, J., Bergerat, F., Lacombe, O., 2004. Using stress deflections to identify slip events in fault systems. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 217, p. 409-424.
- Jaeger, J.C., and Cook, N.G.W., 1979. *Fundamentals of rock mechanics*, 3th ed. Chapman & Hall, London.
- Lansigu, C., and Bouroullec, R., 2004. Staircase normal fault geometry in the Grès d'Annot (SE France). *Geological Society Special Publication*, v. 221, p. 223-240.
- Lockner, D.A., 1995. Rock failure. In: Ahrens, T. J. (ed), *Rock physics and phase relations, A handbook of physical constants*. American Geophysical Union, Washington, D. C., v. AGU Reference Shelf 3, p. 127-147.
- Maerten, L., Gilespe, P., Pollard, D.D., 2002. Effects of local stress perturbation on secondary fault development. *Journal of Structural Geology*, v. 24, p. 145-153

- Mandl, G., 1988. *Mechanics of tectonic faulting: Model and Basic Concept*. Elsevier sci., New York.
- Martel, S.J., Pollard, D.D., 1989. Mechanics of slip and fracture along small faults and simple strike-slip fault zones in granitic rock. *Journal of Geophysical Research*, v. 94, p. 9417-9428.
- Nicol, A., Watterson, J., Walsh, J.J., Childs, C., 1996b, The shapes, major axis orientations and displacement patterns of fault surfaces. *Journal of Structural Geology*, v. 18, p. 235-248.
- Niandou, H., Shao, J.F., Henry, J.P., Fourmaintraux, D., 1997. Laboratory investigation of the mechanical behaviour of tournemire shale. *international Journal of Rock Mecanics & Mining Sciences*, v. 34, p. 3-16.
- Pascal, C., 2002. Interaction of faults and perturbation of slip: influence of anisotropic stress states in the presence of fault friction and comparison between Wallace–Bott and 3D Distinct Element models. *Tectonophysics*, v. 356, p. 307-322.
- Patton, T.L., and Fletcher, R.C., 1995. Mathematical block-motion model for deformation of a layer above a buried fault of arbitrary dip and sense of slip. *Journal of Structural Geology*, v. 17, p. 1455-1472.
- Peacock, D.C.P., and Sanderson, D.J., 1992. Effects of layering and anisotropy on fault geometry. *Journal - Geological Society (London)*, v. 149, p. 793-802.
- Peacock, D.C.P., and Zhang, X., 1993. Field examples and numerical modelling of oversteps and bends along normal faults in cross-section. *Tectonophysics*, v. 234, p. 147-167.
- Peacock, D.C.P., 2001. The temporal relationship between joints and faults. *Journal of Structural Geology*, v. 23, p. 329-341
- Petit, J.P., and Mattauer, M., 1995. Palaeostress superimposition deduced from mesoscale structures in limestone: the Matelles exposure, Languedoc, France. *Journal of Structural Geology*, v. 17, p. 245-256.
- Pollard, D.D., and Segall, P., 1987. Theoretical displacements and stresses near fractures in rocks: with applications to faults, joints, veins, dikes, and solution surfaces. In Atkinson, B., editor, *Fracture mechanics of rock*. Academic Press Inc., London.
- Pollard, D.D., and Aydin, A., 1988. Progress in understanding jointing over the past century. *Geological Society of America Bulletin*, v. 100, p. 1181-1204.
- Rijken, P., Cooke, M.L, 2001. Role of shale thickness on vertical connectivity of fractures: application of crack-bridging theory to the Austin Chalk, Texas. *Tectonophysics*, v. 337, p. 117-133.
- Roche, V., Homberg, C., Rocher, M., Fault displacement profiles in multilayer systems: from fault restriction to fault propagation. submitted to *Terra Nova*.
- Roche, V., Homberg, C., Rocher, M., Architecture and growth of fault zones in multilayer systems: a 3D field analysis in South-Eastern Basin, France. submitted to *Journal of Structural Geology*.
- Sassi, W., Faure, J.L., 1997. Role of faults and layer interfaces on the spatial variation of stress regimes in basins: interferences from numerical modeling. *Tectonophysics*, v. 266, p. 101-119.
- Segall, P., and Pollard, D.D., 1980. Mechanics of discontinuous faults. *Journal of Geophysical Research*, v. 85, p. 4437-4350.
- Schöpfer, M.P.J., Childs, C., Walsh, J.J., 2006. Localisation of normal faults in multilayer sequences. *Journal of Structural Geology*, v. 28, p. 816-833.
- Schultz, R.A., and Fossen, H., 2002. Displacement-length scaling in three dimensions: the importance of aspect ratio and application to deformation bands. *Journal of Structural Geology*, v. 24, p. 1389-1411.

- Soliva, R., and Benedicto, A., 2005. Geometry, scaling relations and spacing of vertically restricted normal faults. *Journal of Structural Geology*, v. 27, p. 317-325.
- Soliva, R., Benedicto, A., Maerten, L., 2006. Spacing and linkage of confined normal faults: importance of mechanical thickness. *Journal of Geophysical Research*, v. 110.
- Smart, K.J., Ferrill, D.A., Morris, A.P., Bichon, B.J., Riha, D.S., Huyse, L., 2010. Geomechanical modeling of an extensional fault-propagation fold: Big Brushy Canyon monocline, Sierra Del Carmen, Texas. *AAPG Bulletin*, v. 94, p. 231-240.
- Van der Zee, W., Wibberley, C.A.J., Urai, J.L., 2008. The influence of layering and pre-existing joints on the development of internal structure in normal fault zones: The Lodève basin, France. *Geological Society Special Publication*, v. 299, p. 57-74.
- Walsh, J.J., and Watterson, J., 1987. Distributions of cumulative displacement and seismic slip on a single normal fault surface. *Journal of Structural Geology*, v. 9, p. 1039-1046.
- Welch, M.J., Davies, R.K., Knipe, R.J., Tueckmantel, C., 2009a. A dynamic model for fault nucleation and propagation in a mechanically layered section. *Tectonophysics*, v. 474, p. 473-492.
- Welch, M.J., Knipe, R.J., Souque, C., Davies, R.K., 2009b. A Quadshear kinematic model for folding and clay smear development in fault zones. *Tectonophysics*, v. 471, p. 186-202.
- Wibberley, C.A.J., Petit, J.P., Rives, T., 2007. The effect of tilting on fault propagation and network development in sandstone - Shale sequences: A case study from the Lodève Basin, southern France. *Journal of the Geological Society*, v. 164, p. 599-608.
- Wilkins, S.J., Gross, M.R., Wacker, M., Eyal, Y., Engelder, T., 2001. Faulted joints: kinematics, displacement-length scaling relations and criteria for their identification. *Journal of Structural Geology*, v. 23, p. 315-327.
- Wilkins, S.J., and Gross, M.R., 2002. Normal fault growth in layered rocks at Split Mountain, Utah: influence of mechanical stratigraphy on dip linkage, fault restriction and fault scaling. *Journal of Structural Geology*, v. 24, p. 1413-1429.
- Willemse, E.J.M., Pollard, D.D., Aydin, A., 1996. Three-dimensional analyses of slip distributions on normal fault arrays with consequences for fault scaling. *Journal of Structural Geology*, v. 18, p. 295-309.
- Willemse, E.J.M., Peacock, D.C.P., Aydin, A., 1997. Nucleation and growth of strike-slip faults in limestones from Somerset, U.K. *Journal of Structural Geology*, v. 19, p. 1461-1477.

Chapitre 5. Exemple d'application en Meuse/Haute-Marne

Nous proposons ici quelques exemples d'application des résultats de cette étude dans le cas du système multicouche de Meuse/Haute-Marne. Nous considérons que la sismique-réflexion n'est pas susceptible de déceler les failles de rejet vertical inférieur à 10 m (sismique « classique ») et la démarche suivie ci-dessous est de discuter les caractéristiques de ces éventuelles failles « invisibles » à partir des résultats de ce travail et de ceux des études antérieures. Il va de soit que si nous pouvons aujourd'hui raisonnablement confirmer ou infirmer la possibilité de certaines configurations, nous ne sommes pas actuellement en mesure d'avoir une démarche prédictive. Pour cette raison, nous précisons ici que les chiffres que nous donnons ci-dessous présentent des incertitudes liées entre autres à des hypothèses que nous avons intégrées afin d'être le plus quantitatif possible. Nous avons choisi de mettre ces **hypothèses** en caractères gras dans le texte afin que les données qui pourraient venir par la suite compléter cette étude puissent apporter les précisions utiles.

Nous rappelons que le système multicouche de Meuse/Haute-Marne est composé, du haut vers le bas, d'environ 250 m d'épaisseur de calcaires Oxfordien (banc de calcaires Oolitiques et Coralliens) assez massifs, d'environ 130 m de couches argileuses du Callovo-Oxfordien (COx) et d'environ 200 m de calcaires du Bathonien/Bajocien (Figure 5.1 et 5.2). Ces couches présentent respectivement des modules d'Young (dynamiques) d'environ 38 GPa, 22 GPa et 46 GPa et des cohésions d'environ 45 MPa, 19-49 MPa et 45 MPa (Gunzberger et al., 2007). La valeur de cohésion des calcaires présentés ci-dessus correspond à la valeur moyenne des calcaires (*cf.* II du chapitre 1). Nous postulons que **ce système est composé uniquement de trois couches homogènes et que les limites entre les couches sont franches**. Dans ce cas, un déplacement de 10 m est relativement faible par rapport à l'épaisseur des couches ce qui permet d'envisager l'application de l'ensemble de nos résultats. Néanmoins des éléments complémentaires appuyant cette transposabilité sont indiqués ci-après.

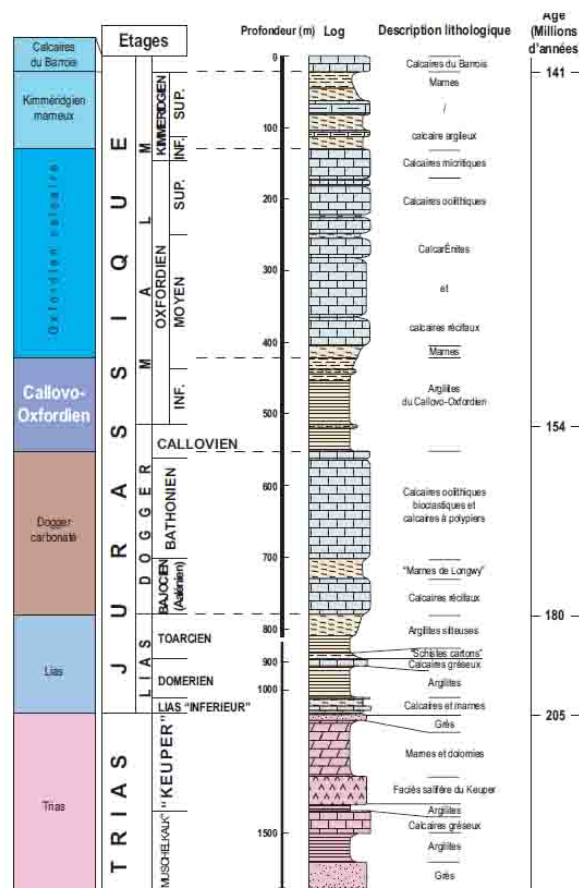


Figure 5. 1. Log stratigraphique au niveau du laboratoire de recherche de Meuse/Haute-Marne, d'après Dossier 2005 Argile, Andra, www.andra.fr.

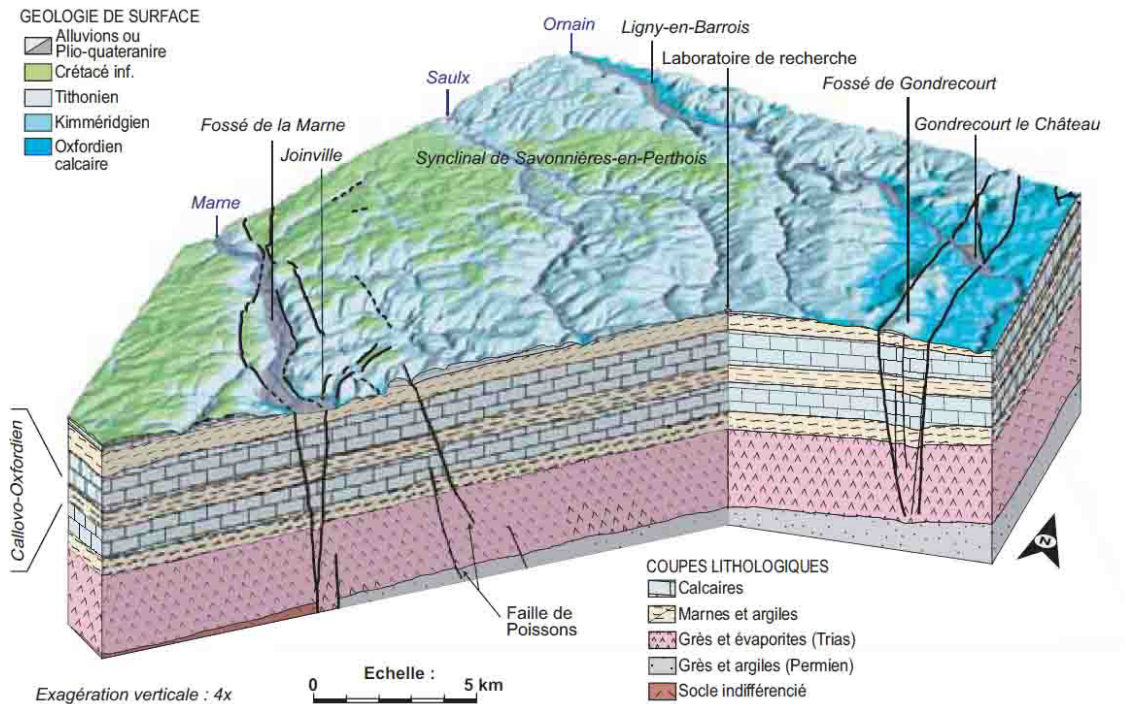


Figure 5. 2. Bloc diagramme 3D du secteur de Meuse/Haute-Marne, d'après Dossier 2005 Argile, Andra, www.andra.fr.

I. Problématique du changement d'échelle

L'ensemble de nos observations concerne des alternances d'échelle métrique. La transposition de ces résultats à des alternances d'échelle hectométrique comme celle de Meuse/Haute-Marne est évidemment problématique. Parallèlement à ce travail, nous avons participé, notamment sous la forme de missions de terrain, à des études de fracturation dans des systèmes multicouches d'échelle hectométrique. La première étude, menée par dans le cadre d'une collaboration entre l'IRSN, l'Université Paris Sud-XI et l'Université de Cergy, concerne la fracturation d'un système multicouche subhorizontal situé sur l'archipel de Malte, présentant une couche argileuse (Argiles Bleues, Serravallien), épaisse d'environ 65 m et peu compactée (*i.e.* enfouissement < 500 m) encadrée par des calcaires (Calcaires à Corallines sous-jacents et Calcaires à Globigérines sus-jacents), également d'échelle pluri-décamétrique. La deuxième étude a été réalisée par Typhaine Caër dans le cadre d'un Stage de L3 (IRSN-Paris Sud-XI) initié suite aux résultats de cette thèse. Elle concerne le système multicouche de Tournemire (Aveyron), présentant une couche argileuse (Toarcien) épaisse de 200 m, surmontant le Domérien marneux de 50 m et le Carixien-Sinémurien calcaire, et recouvert par 250 m de calcaires dolomitiques du Bajocien-Bathonien.

Les résultats préliminaires de ces études indiquent de forts recoupements avec nos observations. Dans le secteur de Tournemire, les failles présentant des rejets normaux faibles par rapport à l'épaisseur des couches, présentent un pendage légèrement plus faible dans les argilites que dans les calcaires sous- et sus-jacents, confirmant une probable réfraction des failles. Sur l'archipel maltais, les failles normales à faible rejet présentent également des réfractions, et semblent se propager suivant un modèle continu. En outre, l'interface calcaires inférieurs-Argiles Bleues semble jouer le rôle de restricteur. Sur les deux sites, la propagation des failles au sein des argiles est caractérisée par des gradients de déplacement sensiblement constant et proche de 0,1.

Ces résultats, associés à la bibliographie qui montre que la majorité des caractéristiques des failles s'observe à toutes les échelles, semble indiquer que l'effet d'échelle n'est pas un rédhibitoire pour la transposition de nos résultats au système multicouche hectométrique de Meuse/Haute-Marne.

II. Propagation des failles

Pour définir l'état de fracturation des argilites du COx, il est choisi en première approche de se focaliser sur les couches calcaires de l'Oxfordien et du Bathonien/Bajocien adjacentes, car les failles qui nucléeraient à une distance plus importante présenteraient des déplacements plus forts et seraient donc probablement visibles en sismique (à condition que celles-ci présentent des décalages verticaux importants, ce qui n'est pas le cas pour des failles à faible pendages ou pour des décrochements). La plupart des failles observées en sismique en Meuse/Haute-Marne semblent correspondre à des failles normales (formées essentiellement durant l'extension liasique), souvent réactivées en décrochement. **Nous nous focaliserons uniquement sur d'hypothétiques failles normales non réactivées.**

Le contraste de module d'Young ($E_c/E_a \approx 2$) et les différences de cohésion entre les argiles et les calcaires sont moyens. Le rapport des épaisseurs des couches est proche de 2 (moyenne de l'épaisseur des deux calcaires adjacents sur l'épaisseur des argiles). Pour un contraste de module d'Young similaire, les failles nucléent préférentiellement dans les calcaires sur le site de Trescléoux. Cependant, sur ce site, la nucléation préférentielle dans les calcaires est favorisée par le motif sédimentaire qui présente des calcaires fins et des argiles épaisses, ce qui n'est pas le cas sur le système de Meuse/Haute-Marne. Par conséquent,

d'après l'étude de modélisations numériques élaborée au cours de cette thèse, les caractéristiques des couches ne sont pas assez contrastées pour affirmer une nucléation des failles exclusivement dans les calcaires. Dans un milieu homogène, le D_{max} est relié à la longueur par le gradient de déplacement caractéristique de la couche. Etant donnée l'épaisseur des argilites du COx et les valeurs de gradient caractéristiques des couches argileuses (*i.e.* de 0,06 à 0,35 d'après notre étude et la bibliographie), d'hypothétiques failles confinées dans les couches argileuses seraient dans la majorité des cas invisibles en sismique ($D_{max} < 10$ m).

Pour la suite, nous supposons que les failles nucléent dans les calcaires. Après leur nucléation, les failles se propageraient au sein des calcaires jusqu'aux interfaces lithologiques avec les argilites du COx. Nous supposons que la propagation verticale des failles est caractérisée par **un gradient de déplacement identique dans les calcaires adjacents Oxfordien et Bathonien/Bajocien** et nous ne différencierons pas les failles se propageant vers le haut ou vers le bas. Nous supposons que **ce gradient est égal à 0,08** car cette valeur est la plus représentative des calcaires d'après nos observations et la bibliographie. Cependant, il faut noter que **ce gradient pourrait être plus faible** jusqu'à 0,015. A partir de ce gradient, les failles ayant un D_{max} de 10 m présentent un rayon minimal de 125 m dans les calcaires. Par conséquent, si **le pendage des failles est vertical**, toutes les failles ayant nucléé à une distance verticale inférieure à 125 m de hauteur par rapport à l'interface « argile/calcaire » seront invisibles en sismique et atteindront l'interface avec le COx. Pour **un pendage de 60°**, cette distance verticale critique est de 110 m.

La propagation de ces hypothétiques failles peut ensuite être stoppée au niveau de l'interface avec le COx. D'après nos observations, les caractéristiques des restrictions sont très variables d'un site à un autre. Les valeurs seuils de propagation d'une faille à travers un restricteur sont 6 à 20 fois plus importantes que la valeur de gradient caractéristique de l'unité dans laquelle les failles sont restreintes. **Nous supposons une valeur de gradient seuil de 0,48** (6 fois 0,08, cette valeur étant celle pour laquelle les failles se propageront le plus facilement dans les argiles selon nos observations de terrain), mais peu de données contraignent cette supposition, et la valeur de gradient seuil pourrait être plus forte ou plus faible. Nous supposons ensuite que **les valeurs de gradients au centre des failles restreintes sont négligeables** comme sur les sites que nous avons observés (cette caractéristique étant elle aussi très variable d'un site à un autre). Enfin, en supposant les répartitions de gradients observées le long des failles restreintes (*i.e.* 70% de gradients négligeables aux centres des failles et 30% de gradients forts aux extrémités), alors une faille ayant un D_{max} de 10 m et qui se propagerait à travers le restricteur présenterait un rayon de

60 m. Par conséquent, si **le pendage des failles est vertical**, toutes les failles ayant nucléé à une distance verticale inférieure à 60 m de l'interface « argile/calcaire » seront invisibles en sismique ($D_{max} \leq 10$ m) et restreintes par l'interface « argile/calcaire ». Pour **un pendage de 60°**, cette distance verticale critique est de 50 m.

D'après nos observations, lorsque les failles passent d'un état restreint à un état non restreint, elles se propagent verticalement sans augmentation de D_{max} jusqu'à revenir à un état de D_{max}/R caractéristique de failles qui se seraient propagées sans restriction. Cela signifie qu'il est impossible de différencier une faille à la limite de la restriction et une faille qui se propage dans les argiles à partir de la valeur de D_{max} . Aussi, **pour étudier la propagation d'une faille dans une couche argileuse, on peut négliger l'effet de la restriction.**

Un modèle de « propagation continue » (*i.e.* sans connexion incidentelle) est utilisé pour discuter de la propagation des failles au sein de la couche d'argilites du COx. La longueur de propagation d'une faille dans les argiles dépend du déplacement à l'interface et du gradient dans les argiles (*i.e.* de 0,06 à 0,35). D'après les lois établies sur les sites étudiées dans le cadre de ces travaux, ce gradient est fonction du module d'Young et serait donc proche de 0,08 dans le cas du COx. En revanche, d'après les relations entre le gradient et le rapport des modules d'Young calcaires/argiles, ce gradient serait proche de 0,015. Dans la suite, nous utiliserons **la valeur de gradient la plus faible (0,08) pour les argilites du COx.** Une telle valeur surestime la profondeur de propagation d'une faille au sein des argiles.

A partir de ces valeurs de gradients, il est possible de déterminer le point de nucléation d'une faille dans les calcaires au regard de la portion de la couche argileuse affectée. Ainsi, nous pouvons positionner ce point pour des failles se propageant jusqu'à 25%, au milieu (50%) et qui traversent (100%) la couche du COx, et ce pour des pendages variables dans les calcaires (90° et 60°) et dans les argiles (90°, 60° et 40°) (Figure 5.3). Pour un pendage de 60° dans les calcaires et de 40° dans les argiles, toutes les failles nucléées à une distance verticale inférieure à 67 m de l'interface argilo-calcaire se propageront à plus de 25% de profondeur au sein des argilites du COx et seront invisibles en sismique. Inversement, pour les mêmes pendages, les failles nucléées à plus de 67 m et invisible en sismique se propageront à moins de 25 % de profondeur au sein des argilites. A partir de la valeur de gradient dans les argiles, il est également possible de déterminer la distance verticale de propagation dans les argilites d'une faille nucléant quasiment à l'une des interfaces argile/calcaire. Pour des pendages verticaux, de 60° et de 40°, cette profondeur serait respectivement de 125 m, 107 m et 80 m. Ces profondeurs correspondent donc à la profondeur de propagation maximum des failles au

sein des argiles pour des failles initiées sur l'interface argilo-calcaire et dont le déplacement est invisible en sismique-réflexion classique. Avec la valeur de gradient ici retenue, des failles verticales invisibles en sismique pourraient donc traverser l'ensemble du COx.

pendages		Distance verticale de nucléation des failles (m)		
argiles	calcaires	pénétration à 25% (30 m)	à 50% (60 m)	à 100% (130 m)
90	90	95	65	≈ 0
60	90	90	55	-
60	60	77	47	-
40	90	78	30	-
40	60	67	27	-

Figure.5. 3. Distance entre l'interface argilo-calcaire et le point de nucléation dans les calcaires des failles se propageant à différentes profondeurs dans les argilites de Meuse/Haute-Marne.

III. Géométrie des failles

Nos résultats permettent également de discuter de la géométrie des failles se propageant à travers le système de Meuse/Haute-Marne. Le système de Meuse/Haute-Marne a été enfoui à près d'un kilomètre de profondeur. Pour une telle profondeur, une faille initiée en surface avec un pendage de 60° présenterait actuellement des pendages minimum de 40° dans les calcaires et de 35° dans les argiles. Une même faille, initiée avec un pendage de 80°, présenterait des pendages minimum de 70° dans les calcaires et de 65° dans les argiles. Une faille initiée à 500 m de profondeur avec un pendage de 60°, présenterait actuellement des pendages minimum de 52° dans les calcaires et dans les argiles. Une même faille initiée avec un pendage de 80°, présenterait des pendages minimum de 77° dans les calcaires et dans les argiles. L'épaisseur d'une faille présentant un déplacement maximal de 10 m sera comprise entre 1 et 100 m d'après la bibliographie. D'après nos résultats, les valeurs maximales d'épaisseur seront sensiblement similaires dans les calcaires et dans les argiles et les valeurs les plus importantes se trouveront probablement à proximité des calcaires les plus épais quel que soit le déplacement local. Dans les raisonnements précédents, nous avons supposé qu'il n'existe pas de faille subhorizontale dans les argilites de Meuse/Haute-Marne. Une telle structure serait invisible en sismique et perturberait fortement les résultats présentés précédemment. Elle favoriserait les connections entre des failles apparemment très éloignées et perturberait la géométrie des failles restreintes ainsi que les épaisseurs des zones de faille qui seront alors probablement plus importantes (entre la valeur maximale donnée dans la bibliographie et une valeur 4 fois plus importantes d'après nos observations).

Chapitre. 6. Synthèse : architecture et croissance des failles dans les systèmes multicouches

Ce chapitre est une synthèse des résultats des présents travaux de cette thèse. Elle intègre les résultats de notre analyse de terrain, ceux issus de l'analyse de profils de déplacement de la bibliographie, des expériences de mécanique des roches et de la modélisation numérique à l'état des connaissances pour proposer un modèle de croissance des failles dans les systèmes multicouches et pour discuter des paramètres qui contrôlent cette croissance. Cette synthèse est organisée en quatre parties. La première traite de la nucléation préférentielle, la deuxième de la restriction et la troisième de la propagation des failles à travers plusieurs couches.

L'objectif de cette thèse est d'élaborer un modèle de fracturation des systèmes multicouches afin de pouvoir apprécier la fracturation d'une couche argileuse dans un système multicouche argilo/calcaire. Ces objectifs regroupent deux grandes thématiques complémentaires : la première consiste en une définition des caractéristiques architecturales des failles dans des systèmes multicouches tandis que la deuxième vise à analyser la propagation des failles.

A cette fin, nous avons analysé sur le terrain environ 40 failles normales formées dans des systèmes tabulaires et présentant des déplacements maximum variant de 1 cm à 1 m. Ces failles affectent 7 alternances argilo/calcaires dans le Bassin du Sud-Est (France), d'âges, d'échelles et de natures des roches différents. Cette analyse comprend notamment une cartographie des fractures, des données microstructurales et des profils de déplacement (*cf.* II du chapitre 2 et I.2 du chapitre 3). Plusieurs propriétés pétrophysiques (notamment le %CaCO₃ et les paramètres élastiques) des différentes lithologies ont été quantifiées en laboratoire (*cf.* I.3 du chapitre 2).

Parmi les failles analysées, certaines sont des simples plans, d'autres sont des zones de failles aux architectures complexes. En outre, certaines extrémités de failles sont restreintes et d'autres sont non restreintes, localisées plus ou moins profondément dans les argiles. Dans l'environnement des failles, nous avons aussi observé des réseaux de joints dans les couches calcaires et des failles subparallèles à la stratification (CHF) localisées dans des couches argileuses.

I. Nucléation des failles

Les travaux publiés dans la littérature ainsi que la présente étude montrent que la nucléation des failles n'est pas hasardeuse dans les systèmes multicouches et que le point d'initiation d'une faille est gouverné par des facteurs associés à la lithologie. Ce phénomène, qualifié ici de « nucléation préférentielle », a des implications majeures lorsque l'on s'intéresse à l'intégrité des différentes unités d'une séquence lithologique, comme ceci est le cas dans le domaine du stockage géologique de déchets. Ce processus a également son importance lorsqu'il s'agit de déterminer certaines caractéristiques des failles comme leur longueur à partir du déplacement maximal, qui peut être quantifiable dans des couches profondes par sismique.

Beaucoup d'études décrivent des nucléations préférentielles de failles dans les bancs dits « compétents » de systèmes multicouches, comme les calcaires ou les grès, mais également dans des couches argileuses (Peacock et Sanderson, 1992; Childs et al., 1996 ; Kattenhorn et Pollard, 2001 ; Wilkins et al., 2001 ; Wilkins et Gross, 2002 ; Lansigu et Bouroullec 2004 ; Soliva et Benedicto, 2005 Wibberley et al., 2007 ; ; Ferrill et Morris, 2008 ; Van der Zee et al., 2008 ; Welch et al., 2009a). Parmi les sites étudiés, ceux de Trescléoux et de Flaviac montrent des évidences de nucléation préférentielle des failles dans les bancs calcaires.

La réactivation de joints a été proposée, parmi différents processus, pour expliquer la nucléation préférentielle des failles dans les couches compétentes (Peacock et Sanderson, 1992 ; Wilkins et al., 2001 ; Van der Zee et al., 2008). Certaines des failles étudiées présentent des pendages très forts dans les calcaires, ce qui pourrait corroborer ce processus. Toutefois, sur ces sites, l'analyse de l'architecture des failles indique que la position des portions de faille ou des segments de faille dans les calcaires est complètement indépendante de la présence de réseaux de joints et donc que les failles observées sont des structures néoformées et non pas des joints préexistants réactivés.

A partir de notre analyse numérique de l'état de contraintes local dans des systèmes multicouches, nous avons discuté des processus de nucléation préférentielle (*cf.* chapitre 4). Nous montrons qu'en fonction des contrastes de propriétés élastiques, des résistances à la rupture et des épaisseurs des différentes couches, la nucléation préférentielle des failles peut se faire soit dans les couches présentant les plus forts modules d'Young et les plus fortes résistances à la rupture (par exemple des calcaires), soit dans les couches présentant les plus faibles modules d'Young et les plus faibles résistances à la rupture (par exemple des couches argileuses). Par exemple, pour des rapports de modules d'Young (*i.e.* ratio du module d'Young de la couche présentant le plus fort module d'Young sur celui de la couche présentant le plus faible module d'Young) supérieurs à 5, les failles nucléent dans les niveaux présentant le plus fort module d'Young. Pour des rapports de modules d'Young entre 2 et 5, les failles nucléent aussi dans les niveaux présentant le plus fort module d'Young, sauf pour des différences de résistance à la rupture très fortes. Les failles nucléent dans les niveaux les moins résistants si le rapport de module d'Young est inférieur à 2, sauf si la différence de résistance est très faible. De plus, sur une même alternance, les failles nucléeraient préférentiellement dans les calcaires fins entourés d'argiles épaisses plutôt que dans les argiles fines entourées de calcaires épais. Sur les sites de Trescléoux et de Flaviac, la nucléation des

failles dans les calcaires est associée au contraste de module d'Young entre argiles et calcaires, au faible contraste de résistance à la rupture et à l'épaisseur faibles des calcaires.

Après avoir nucléé, les failles se propagent verticalement et horizontalement au sein de la couche dans laquelle elles ont nucléé. Cette étape n'a pas été documentée dans nos sites, probablement à cause des épaisseurs trop faibles des bancs calcaires (10 cm à 70 cm). En revanche, notre analyse de profils de déplacement issus de la bibliographie conforte l'hypothèse que la forme caractéristique des profils de déplacement des failles dans un milieu homogène est la forme triangulaire pour des échelles centimétriques à plurikilométriques. Du fait de cette forme, le gradient de déplacement est égal à la moitié du D_{max}/R et il est constant le long de la faille (*cf.* I.3 du chapitre 1 et III.1 du chapitre 3). Au regard de l'ensemble des données disponibles, ce gradient varie de 0,001 à 0,22 selon la lithologie et à tendance à augmenter pour les roches moins compactées ou plus argileuses. La propagation verticale des failles peut ensuite être stoppée au niveau de restricteurs.

II. Restriction des failles

Les travaux publiés dans la littérature ainsi que notre étude montrent que la propagation verticale des failles peut être stoppée au niveau de structures particulières nommées restricteurs. Comme cela avait déjà été décrit dans la bibliographie, nous avons observé des failles restreintes par des interfaces sédimentaires ou par des failles subparallèles à la stratification (CHF). Cette restriction influence fortement la distribution du déplacement et dans certains cas, l'architecture des failles.

II.1. Distribution des déplacements des failles restreintes

La bibliographie montre que le profil de déplacement d'une faille restreinte vue en coupe est caractérisé par un fort gradient de déplacement aux extrémités restreintes (Nicol et al., 1996b; Wilkins et Gross, 2002). Ce fort gradient donne une forme de profil en « M » aux failles restreintes verticalement. Nous avons également observé ces caractéristiques et notre analyse complète ces observations (*cf.* II. et IV du chapitre 3).

En effet, la restriction d'une faille provoque des perturbations des gradients donnant la forme de profil en « M » à la portion de faille comprise entre la position du D_{max} et

l'extrémité restreinte ; les caractéristiques de ces gradients sont différentes aux extrémités des failles et au centre des failles. Ces gradients sont indépendants des variations lithologiques et découlent directement du processus de restriction.

L'extrémité de la faille présente un fort gradient constant en moyenne sur 30% du rayon (longueur comprise en une extrémité est la position du D_{max}) quelle que soit la taille des failles. Sur un même site, la valeur des gradients aux extrémités est très variable et augmente linéairement avec le D_{max} des failles. Ces gradients sont compris entre une valeur égale ou supérieure à celle du milieu situé avant le restricteur (cf. Figure 3.21 pour une synthèse de ces gradients) et une valeur seuil au-delà de laquelle les failles se propagent. Cette valeur seuil est variable d'un site à un autre et dépend également de la nature du restricteur. Sur les différents sites que nous avons analysés, nous estimons que le gradient seuil qui permet la propagation des failles à travers un restricteur est 6 à 20 fois plus important que le gradient caractéristique du milieu situé avant le restricteur. Nous notons également que le gradient « seuil » est toujours largement supérieur au gradient de propagation caractéristique de la couche dans laquelle la faille veut se propager. La propagation d'une faille à travers le restricteur engendre donc une diminution de gradient et par conséquent, la valeur du gradient seuil de restriction est probablement fonction de la nature des couches de part et d'autre du restricteur. Le manque de données statistiques ne nous a pas permis de confronter des valeurs de gradient seuil avec les paramètres mécaniques.

Les portions centrales des failles (*i.e.* 70% de la longueur comprise entre la position du D_{max} et l'extrémité restreinte) présentent des gradients plus faibles qu'aux extrémités, donnant la forme de profil en « M ». Sur un même site, le gradient des portions centrales est assez constant. En revanche, les caractéristiques de ce gradient sont très variables d'un site à un autre. Il peut être plus faible, égal ou plus fort que celui des failles non restreintes du même site. Ces différences ne sont pas expliquées à ce stade.

La restriction modifie également la relation D_{max}/R des failles observées en coupe (cf. IV.2 du chapitre 3). Durant la restriction, la hauteur R d'une faille restreinte est constante tandis que D_{max} continue d'augmenter. Le rapport D_{max}/R n'est donc pas constant. En comparant les relations D_{max}/R de failles restreintes et non restreintes, nous montrons que ces perturbations de D_{max}/R disparaissent lorsqu'une faille se propage. Nous pensons donc que lorsque les failles passent d'un état restreint à un état non restreint, elles se propagent verticalement sans augmentation de D_{max} jusqu'à revenir à un état de D_{max}/R caractéristique de failles qui se seraient propagées sans restriction.

II.2. Evolution de l'architecture d'une faille restreinte lors de l'accumulation du déplacement.

L'augmentation du déplacement maximum sur une faille restreinte perturbe la distribution du déplacement le long de la faille. Sur les deux sites où nous avons étudié la restriction des failles (St-Didier et de Trescléoux), nous avons également observé que cette augmentation modifie considérablement l'architecture des failles restreintes (*cf.* III.4 du chapitre 2). Des observations sensiblement similaires ont été faites par Gross et al. (1997). Ces modifications correspondent à l'apparition de segments de faille subparallèles à la faille principale et localisés dans le dernier banc compétent avant le restricteur et dans le mur de faille. Notre analyse indique que ces segments de failles nucléent successivement durant l'accumulation du D_{max} générant un étalement de la faille. La distance entre ces segments est assez constante et elle est contrôlée par l'épaisseur du banc compétent ($S \approx 0.5T$, S : espacement moyen et T : épaisseur). Cet espacement peut être lié aux chutes de contraintes locales générées par les segments de faille dans le banc calcaire, suivant le modèle proposé par Soliva et al. (2005). D'après nos observations, contrairement aux failles restreintes par des CHF, les failles restreintes par des interfaces sédimentaires, qui se propagent à partir d'un D_{max} relativement faible, ne présentent pas de telles modifications. La mise en place de ces segments de failles est probablement associée à un processus local d'accommodation de la déformation à proximité du restricteur. En effet, l'arrêt de la propagation de la faille sur un restricteur entraîne une chute brutale de la déformation. Pour compenser cette chute et continuer à accumuler de la déformation, nous avons vu précédemment que le gradient augmente à proximité du restricteur. La mise en place de ces segments de faille indique qu'à partir d'un certain seuil de déformation, il est plus simple de nucléer un nouveau segment et de distribuer la déformation.

II.3. Restriction par contraste mécanique

Notre analyse numérique renseigne sur des mécanismes possibles de restriction et de propagation des failles dans les systèmes multicouches. Dans cette analyse, nous supposons que la contrainte de Coulomb (*i.e.* paramètres de rupture) calculée aux extrémités des failles à partir des contraintes dans un milieu élastique caractérise la capacité de propagation d'une faille. Nous montrons que cette contrainte de Coulomb chute lorsque l'extrémité d'une faille atteint une interface lithologique. L'ampleur de cette chute dépend des contrastes de

propriétés élastiques et de résistances à la rupture des différentes couches. Elle atteint au maximum un facteur 10 ou 50 (*cf.* chapitre 4). En revanche, la restriction verticale ne modifie pas l'état de contraintes aux extrémités horizontales des failles. Par conséquent les failles restreintes se propagent horizontalement durant l'accumulation de la déformation et le rapport de forme des failles (*i.e.* le ratio de la longueur sur sa hauteur) augmente donc. Cette propagation horizontale entraîne également une augmentation de la contrainte de Coulomb aux extrémités verticales restreintes et nous proposons que ce processus se poursuive jusqu'à contrebalancer la chute de contrainte liée aux contrastes rhéologiques permettant ainsi la propagation de la faille à travers le restricteur. Lorsque la restriction est associée à des rapports de module d'Young élevés (> 2), la valeur maximale de rapport de forme permettant la propagation de la faille est proche de 13, ce qui correspond aux valeurs bibliographiques. En revanche, lorsque la restriction est associée à des rapports de module d'Young plus faibles, la valeur maximum du rapport de forme est beaucoup plus élevée (≈ 50). Un tel rapport de forme semble improbable indiquant qu'un ou plusieurs autres processus sont nécessaires pour permettre la propagation à travers de telles structures.

II.4. Les restrictions par des failles subparallèles à la stratification (CHF)

Le rôle de restricteur des CHF a fait l'objet de peu de travaux publiés et ces structures sont généralement interprétées comme étant formées durant ou après un plissement. Dans notre étude, le relevé systématique des stries portées par les CHF suggère que ces structures se forment en contexte tabulaire, en extension et sous l'effet de la même phase tectonique que les failles normales (*cf.* II.4 et III.1 du chapitre 2). Les recoupements entre les CHF et les failles normales indiquent que l'activité des CHF est légèrement antérieure à synchrone de celle des failles normales. Les CHF observées ont été réactivées par des phases tectoniques compressives tardives compliquant ces recoupements. Bien que nous n'ayons pas mis en évidence les processus mécaniques responsables de la formation de ces CHF, quelques points importants sont à signaler. D'après nos observations, ces CHF se mettent en place pour des déformations extensives très faibles. La présence d'une anisotropie de résistance à la rupture dans les niveaux argileux, reliée à l'orientation préférentielle des phyllosilicates, pourrait être à l'origine de ces structures (*cf.* II.3.5 du chapitre 1). L'activation de ces plans de faiblesse, pour former des CHF, nécessiterait que la contrainte maximale verticale présente un angle de 15° à 45° avec ces plans de faiblesse. Un tel angle pourrait être généré par des rotations de contraintes ou par un pendage des couches. Les processus mécaniques responsables des

restrictions par CHF est problématique. En effet, le modèle de restriction présenté précédemment découle de contrastes rhéologiques et n'est donc pas pertinent dans ce cas car les volumes rocheux de part et d'autre des CHF présentent des propriétés mécaniques identiques. Les CHF sont des structures qui contrôlent fortement la propagation et l'architecture des failles. En outre, de telles structures sont difficilement identifiables par sismique. Il est donc important de mieux comprendre ce phénomène.

III. Propagation des failles dans les systèmes multicouches

Beaucoup d'études décrivent des failles ou des zones de failles se propageant à travers les interfaces lithologiques et affectant plusieurs couches. La lithologie influence fortement la propagation de ces structures, leur architecture et la distribution du déplacement.

III.1. Distribution des déplacements et propagation des failles dans les alternances argilo-calcaires.

Notre étude montre que dans chaque lithologie d'un système multicouche, les profils de déplacement sont caractérisés par des gradients locaux constants (*cf.* III.2 du chapitre 3). Quelle que soit la lithologie, ces valeurs de gradients sont comparables à celles issues de la bibliographie pour des failles se propageant au sein d'une couche homogène de nature similaire. A l'exception du site observé par Wilkins et Gross (2002), sur tous les sites que nous avons étudiés ou issus de la bibliographie, les gradients locaux dans les couches argileuses (*i.e.* de 0,025 à 0,35 dans des shales, des marnes et des pélites) sont égaux ou supérieurs à ceux des couches compétentes (*i.e.* de 0,015 à 0,09 dans des calcaires, des dolomies et des grès). La présence d'une couche argileuse engendre donc une diminution relativement importante du déplacement, favorisant l'arrêt des failles au sein de ces couches.

D'après les modèles mécaniques existants (Walsh et Watterson, 1987 ; Cowie et Scholz, 1992a ; Bürgmann et al., 1994 ; Schultz et Fossen, 2002 ; Gudmundsson, 2004 ; Welch et al., 2009), dans un milieu homogène, le gradient diminue avec le module d'Young et augmente avec la résistance à la rupture de la roche ou avec les contraintes qui s'appliquent sur la faille. D'après notre analyse, la différence de gradients entre les couches calcaires et

argileuses est cohérente avec les variations de modules d'Young mais elle est incohérente avec celle de la résistance à la rupture. Sur les sites étudiés, plusieurs valeurs de gradients ont été estimées en coupe dans les calcaires, mais nous n'avons défini précisément qu'une unique valeur (*i.e.* 0,8 sur le site de Trescléoux) et nous n'avons donc pas pu comparer ces gradients avec les propriétés pétrophysiques. En revanche, les gradients caractéristiques des argiles étudiées sont inversement proportionnels à la teneur en carbonates des couches argileuses (%CaCO₃) et aux valeurs du module d'Young ; cette dernière relation montre une tendance inverse aux modèles mécaniques de la bibliographie. L'effet du module d'Young est donc probablement compensé par celui d'autres paramètres et notamment les propriétés de rupture des roches ou les contraintes locales dans les couches. Les gradients dans les couches argileuses sont également proportionnels aux rapports des pourcentages de carbonates et aux rapports des modules d'Young entre les calcaires et les argiles. Cette dernière relation est cohérente avec notre étude de modélisation numérique qui montre une diminution de la contrainte différentielle dans les argiles avec le rapport du module d'Young (*cf.* chapitre 4).

Dans le cadre de cette étude, nous avons défini des solutions analytiques des relations D_{max} - R qui prennent en compte les variations de gradient des failles dans les systèmes multicouches (*cf.* III.3 du chapitre 3). Ces solutions analytiques ne sont applicables que pour des failles présentant des D_{max} suffisamment petits, de telles sortes que deux couches de lithologies différentes ne soient pas fortement en contact dans le mur et dans le toit de la faille. Ces solutions dépendent de la configuration sédimentaire, des valeurs de gradients locaux et des pendages de chacune des lithologies. Ces solutions ont été validées sur des exemples naturels issus de la bibliographie ou de nos observations et elles permettent entre autre de prédire la longueur R d'une faille en fonction de son D_{max} et donc de calculer les profondeurs de propagation d'une faille en fonction de son point de nucléation.

III.2. Evolution de l'architecture d'une faille se propageant à travers plusieurs couches

Nos données montrent que la lithologie influence fortement l'architecture des failles, que celles-ci soient de simples plans ou des zones de failles complexes, confirmant ainsi la bibliographie. Notre analyse permet de discuter des processus et des paramètres cités dans la bibliographie et notamment du rôle des variations lithologiques, des interactions avec les autres fractures, des processus post-rupture et de manière générale de la croissance des failles.

Nos observations confirment que les failles ou les segments de failles présentent des variations de pendage liées aux alternances lithologiques. Sur tous les sites étudiés, le pendage est constant dans chaque lithologie quelle que soit l'épaisseur des couches. Les pendages dans les couches argileuses (*i.e.* de 31° à 55°) sont toujours plus faibles que dans les couches calcaires où les pendages peuvent être faibles à verticaux (*i.e.* de 62° à 85°) (*cf.* III.3.1 du chapitre 2). Ces caractéristiques sont semblables à celles observées dans la bibliographie.

Nous avons développé des modèles analytiques pour quantifier les effets de la compaction différentielle (*cf.* III.3.2 du chapitre 2). Ces modèles montrent que seuls les pendages des failles qui nucléent proche de la surface (< 500m), puis qui sont profondément enfouies (> 1km), sont significativement perturbés et que les effets de ce processus restent assez faibles sur les sites étudiés. Ces modèles sont toutefois assez simplifiés et ne prennent pas en compte les changements de porosité induits par les précipitations ou les recristallisations de minéraux durant l'enfouissement. Ils surestiment donc probablement les effets de la compaction différentielle.

Nos observations indiquent que les réfractions observées ne sont pas générées par des connexions entre des segments de faille ou entre des joints préexistants (*cf.* III.3.4 du chapitre 2). En effet, sur nos sites, nous observons des réfractions identiques pour des failles qui s'arrêtent plus ou moins profondément dans les argiles et qui traversent plusieurs couches. En outre, le changement de pendage dans les argiles contrôle la position des failles ou des segments de faille dans les calcaires à travers les systèmes multicouches. Ces observations sont cohérentes avec un modèle de propagation « continue » dans lequel les failles se propagent depuis leurs points de nucléation et affectent successivement les différentes couches.

Dans un modèle de propagation continue et pour des pendages non affectés par des compactions différentielles, les réfractions peuvent être liées à des variations de la friction et à des changements de mode de fracturation (par exemple une propagation verticale en mode I, hybride ou II) en fonction de la lithologie, ou encore à des rotations de la contrainte verticale à travers les couches. Sur les calcaires étudiés, les failles présentent un pendage lié aux valeurs de friction (60°), un pendage légèrement plus élevé (73°) probablement lié à une propagation en mode hybride, ou encore un pendage vertical probablement lié à une propagation en mode I. Notre analyse indique que ces variations de pendage sont principalement associées aux différences de pourcentage de carbonates et de module d'Young entre les couches carbonatées et argileuses et aux profondeurs de nucléation (*cf.* III.3.5 du chapitre 2). Les modes frictionnels et hybrides se retrouvent sur des sites présentant des

faibles contrastes minéralogiques et rhéologiques et pour des failles qui nucléent à des profondeurs plus ou moins importantes. Inversement, les pendages de mode I sont observés dans des couches présentant des forts contrastes minéralogiques et rhéologiques ainsi qu'une faible profondeur de nucléation. Dans les argiles, les failles présentent soit des pendages liés aux valeurs de friction soit des pendages légèrement plus faibles suivant les sites (*i.e.* des variations inférieures à 10° par rapport au model frictionnel). Contrairement au pendage des failles dans les calcaires, ces variations de pendage ne sont ni associées aux contrastes minéralogiques et rhéologiques, ni aux profondeurs de nucléation des failles. En revanche, on retrouve les pendages frictionnels uniquement sur les sites présentant des calcaires fins et des argiles épaisses. Les pendages les plus faibles pourraient être associés à des frictions nulles dans nos couches argileuses, à des rotations de la contrainte principale maximale dans les argiles ou encore à des légères compactions différentielles dans les argiles.

Enfin, comme Wibberley et al. (2008), nous avons observé que la réfraction s'estompe lors de l'accumulation du déplacement (*cf.* III.3.3 du chapitre 2). Nous montrons que ce processus est relié à une légère variation du pendage le long de la faille lorsque celle-ci met en contact des couches de lithologie différentes. Nous n'avons pas mis en évidence le mécanisme responsable d'une telle variation de pendage mais ce processus explique pourquoi les grandes failles présentent rarement de réfractions.

Lorsque les failles se propagent à travers plusieurs couches, on observe sur plusieurs sites un étalement de la déformation qui s'exprime par une distribution du déplacement sur plusieurs segments de faille (*cf.* III.1 et III.2 du chapitre 2). Dans les calcaires, ces segments de failles sont subparallèles entre eux et nous avons considéré la distance maximale entre ces segments de faille mesurée parallèlement aux bancs comme étant l'épaisseur de la zone de failles. Cette épaisseur renseigne donc sur la portion horizontale fracturée d'une couche. Sur les sites étudiés, elle est constante en moyenne au sein d'un banc calcaire mais elle est très variable d'un banc calcaire à un autre le long d'une zone de failles. Cette variabilité est comparable aux dispersions des épaisseurs que l'on retrouve dans la bibliographie pour une valeur de déplacement maximal donné (*i.e.* 2 ordres de grandeur) (Childs et al., 2009). Notre analyse montre que cette variabilité n'est fonction ni de la valeur de déplacement locale, ni de la présence de réseaux de joints. En revanche, l'épaisseur locale de la zone de faille dépend des caractéristiques du système multicouche environnant : elle augmente avec l'épaisseur du banc calcaire (*i.e.* l'épaisseur est en moyenne inférieure ou égale à l'épaisseur du banc calcaire sur nos sites) et est sensible à la présence de CHF dans les argiles. Il est possible que

l'augmentation de l'épaisseur des zones de failles dans les calcaires à proximités des CHF soit associée au processus de modification de l'architecture des failles induit par les restrictions décrit précédemment. Les caractéristiques des zones de failles complexes étudiées sur les sites de l'Hauterivien peuvent correspondre à une étape plus mature de propagation des failles à travers des CHF. Cependant, nous n'avons pas observé, sur un même site, des failles restreintes par des CHF et des failles qui se propagent à travers les CHF pour confirmer cette hypothèse.

Lorsque les failles se propagent dans les argiles, comme sur les sites de l'Hauterivien que nous avons étudiés, à proximité d'un banc calcaire, l'épaisseur de la zone de failles dans les argiles est similaire à celle du banc calcaire adjacent (*cf.* III.1 du chapitre 2). Au sein des argiles, nous avons observé que cette épaisseur peut rester constante, mais que plus fréquemment elle diminue. Cette diminution est due à de nombreuses connexions entre les segments de faille. Ces connexions sont associées à de légers changements de pendage dans les argiles et forment des zones d'intense fracturation secondaire. On note également qu'à cause des faibles pendages des failles dans les argiles, les portions horizontales fracturées de banc argileux peuvent être très importantes.

Nos observations montrent que les propriétés rhéologiques, la résistance à la rupture, et les épaisseurs des différentes couches sont les caractéristiques qui contrôlent au premier ordre l'architecture des failles. La croissance des failles est compatible avec un modèle « continu » et les valeurs de pendages dans les différentes couches permettent de prédire cette architecture. Durant la croissance, l'architecture des failles peut se compliquer, avec notamment une distribution de la déformation dans les couches carbonatées. Il existe probablement plusieurs paramètres responsables de cette distribution de la déformation, un de ces mécanismes étant la restriction des failles par des CHF. Quel que soit le mécanisme, cet étalement est fonction de l'épaisseur des bancs calcaires. Toutes ces caractéristiques indiquent que l'architecture des failles dans les systèmes multicouche est compatible avec un modèle « cohérent » plutôt qu'avec des interactions incidentelles entre plusieurs objets.

Bibliographie

- Alessio, M.A., and Martel, S.J., 2004. Fault terminations and barriers to fault growth. *Journal of Structural Geology*, v. 26, p. 1885-1896.
- Agard, P., Lemoine, M., 2003. Visages des Alpes : structure et evolution géodynamique. Comm. Carte géol. Monde, Paris, 48 p.
- Anderson, E.M., 1951. Dynamics of Faulting and Dyke Formation with Application to Britain. Olivier & Boyd, Edimburgh.
- Angelier, J., 1990. Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress. III: A new rapid direct inversion method by analytical means. *Geophys. J. Int.*, v. 103, p. 363-376.
- Arthaud, F., and Laurent, P., 1995. Contraintes, déformations et déplacements dans l'avant-pays nord-Pyreneen du Languedoc Mediterranéen. *Geodin. Acta*, v. 8, p. 142-157.
- Arthaud, F. and Mattauer, M., 1969. Exemples de stylolithes d'origine tectonique dans le Languedoc, leur relations avec la tectonique cassante. *Bull. Sot. Geol. Fr.. Ser. 7*. 11: 738-744.
- Arthaud, F., Megard, F., Seguret, M., 1977. Cadre tectonique de quelques basin sédimentaires. *Bull. Centre. Rech. Exp. Prod. Elf-Aquitaine*, p. 174-188.
- Arthaud, F. and Seguret, M., 1981. Les structures pyrénéennes du Languedoc et du golfe du Lion (Sud de la France). *Bull. Sot. Geol. de France.*, v. 23: p. 51-64.
- Arnaud, H., 1988. Subsidence in certain domains of southeastern France during the Ligurian Tethys opening and spreading stages . *Bull. Soc. Géol. France*, v. 4, p. 725-732.
- Arnoult, M., 2006. Discontinuity networks in mudstone: a geological approach. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, v. 65.
- Arnoult, M., Boisson, J.Y., Ivanov, I.P., 2002. Les argiles bleues du Cambrien inférieur de Saint-Pétersbourg et leur fissuration. Implication pour les stockages. *Géosciences*, v. 334.
- Atrops, F., and Reboulet, S., 1995. Le Valanginien-Hauterivien basal du bassin vocontien et de la bordure provençale: zonation et correlations. *C. R. Acad. Sci. Paris*, v. 320, p. 985-992.
- Atkinson, B.K., 1987. Introduction to fracture mechanics and its geophysicale applications. In Atkinson, B., editor, *Fracture mechanics of rock*. Academic Press Inc., London.
- Atkinson, B.K., and Meredith, P.G., 1987. The theory of subcritical crack growth with applications to minerals and rocks. In Atkinson, B., editor, *Fracture mechanics of rock*. Academic Press Inc., London.
- Aydin, A., and Eyal, Y., 2002. Anatomy of a normal fault with shale smear: Implications for fault seal. *AAPG Bulletin*, v. 86, p. 1367-1381.
- Aydin, A., and Schultz, R.A., 1990. Effect of mechanical interaction on the development of strike-slip faults with echelon patterns. *Journal of Structural Geology*, v. 12, p. 123-129.
- Bahat, D., and Engelder, T., 1984. Surface morphologie on cross-fold joints of the Appalachian Plateau, New York and Pennsylvania. *Tectonophysics*, v. 104, p. 299-313.
- Barbarand, J., Lucazeau, F., Pagel, M., Séranne, M., 2001. Burial and exhumation history of the south-eastern Massif Central (France) constrained by apatite fission-track thermochronology. *Tectonophysics*, v. 335, p. 275-290.
- Barbarand, J., Quesnel, F., Gautheron, C., Pagel, M., 2010. Paleo-enfouissement des argilites du Callovo-Oxfordien dans l'Est du Bassin de Paris. *Reunion des Sciences de la Terre, Bordeaux*, n°35, p. 19.
- Barnett, J.A.M., Mortimer, J., Rippon, J.H., Walsh, J.J., Watterson, J., 1987. Displacement geometry in the volume containing a single normal fault. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 71, p. 925-937.
- Bas, T., 1988. Rifting liasique de la marge passive téthysienne : le haut-fond de la Mure et le bassin du Beaumont (Alpes occidentales). *Bull. Soc. Geol. France*, v. 5, p. 717-723.
- Baudrimont, A.F., and Dubois, P., 1977. Un bassin mésogéen du domaine péri-alpin: le Sud-Est de la France. *Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine*, v. 1, p. 261-308.
- Beaudouin, B., Fries, G., Joseph, P., Bouchet, R., and Cabrol, C., 1986. Tectonique synsédimentaire crétacée à l'Ouest de la Durance (S.E. France). *C. R. Acad. Sci. Paris*, v. 303, p. 713-718.

- Benedicto, A., Labaume, P., Séguret, M., Séranne, M., 1996. Low-angle crustal ramp and basin geometry in the Gulf of Lion passive margin: Oligocene-aquitainian Vistrenque graben, SE France. *Tectonics*, v. 15, p. 1192-1212.
- Benedicto, A., Rives, T., Soliva, R., 2004. The 3D fault segmentation development: A conceptual model. Implications on fault sealing. EAGE Conference on Fault and Top Seals: What Do We Know and Where Do We Go ?
- Bergerat, F., 1987. Stress fields in the European platform at the time of Africa-Eurasia collision. *Tectonics*, v. 6, p. 99-132.
- Bergerat, F., and Martin, P., 1993. Mise en évidence d'une tectonique distensive synsedimentaire et caractérisation du champ de contraintes au Trias inférieur-moyen sur la bordure vivarocevenole du Bassin du Sud-Est de la France: la région de Largentière et le forage Balazuc-1 (programme Geologie Profonde de la France). *C. R. Acad. Sci. Paris*, v. 316, p. 1279-1286.
- Bergerat, F., 1994. Analyse des failles du forage Balazuc-1 (programme GPF) et reconstitution des paleo-etats de contrainte sur la bordure vivaro- cévenole du bassin du Sud-Est de la France. Relations avec la marge européenne de la Tethys ligure. *Bull. Soc. Géol. de France*, v. 165, p. 307-315.
- Bill, M., O'Doherty, L., Guex, J., Baumgartner, P.O., Masson, H., 2011. Radiolarite ages in Alpine-Mediterranean ophiolites: Constraints on the oceanic spreading and the Tethys-Atlantic connection. *Geological Society of America Bulletin*, v. 113, p.129-143.
- Blanc, J.J., and Gouvernet, C., 1967. L'isthme durancien en Basse-Provence occidentale. *Bull. Soc. Géol. France*, v. IV, p. 631-639.
- Blès, J.L., Gros, Y., 1991. Stress field changes in the Rhone Valley from the Miocene to the present. *Tectonophysics*, v. 194, p. 265-277.
- Blès, J.L., Bonijoly, D., Castaing, C., Gros, Y., 1989. Successive post-Variscan stress fields in the French Massif Central and its borders (Western European Plate); comparison with geodynamic data. *Tectonophysics*, v. 169, p.79-111.
- Bott, M.H.P., 1959. The mechanics of oblique slip faulting. *Geological Magazine*, v. 96, p. 109-117.
- Bonijoly, D., Perrin, J., Roure, F., Bergerat, F. Courel, L., Elmi., Mignot, A., 1996. The Ardeche palaeomargin of the South-East Basin of France: Mesozoic evolution of a part of the Tethyan continental margin (Geologie Profonde de la France programme). *Marine and Petroleum Geology*, v.13, p. 607-623.
- Bourne, S.J., 2003. Contrast of elastic properties between rock layers as a mechanism for the initiation and orientation of tensile failure under uniform remote compression. *Journal of Geophysical Research*, v. 108(B8).
- Bourne, S.J., Willemse, E.J.M., 2001. Elastic stress control on the pattern of tensile fracturing around a small fault network at Nash Point, UK. *Journal of Structural Geology*, v. 23, p. 1753-1770.
- Brace, W.F., 1964. Brittle fracture of rocks. In: Judd W. R. (ed) *State of stress in the Earth's crust*, American Elsevier, New York, p. 111-174.
- Bradshaw, G.A., and Zoback, M.D., 1988. Listric normal faulting, stress refraction, and the state of stress in the Gulf Coastal Basin. *Geology*, v. 16, p. 271-274.
- Bürgmann, R., Pollard, D.D., Martel, S.J., 1994. Slip distribution on faults: effects of stress gradients, inelastic deformation, heterogeneous host-rock stiffness, and fault interaction. *Journal of Structural Geology*, v. 16, p. 1675-1690.
- Cabrera, J., 2002. Evaluation of the 3D seismic high resolution method at the argillaceous Tournemire IRSN site. Eurosafe.
- Cabrera, J., Beaucaire, C., Bruno, G., De Wintd, L., Genty, A., Ramanbasoa, N., Rejeb, A., Savoye, S., Volant, P., 2001. Le projet Tournemire comme support de l'expertise sur le stockage profond en milieu argileux. Synthèse des programmes de recherche: rep. IRSN/SERG 01-19.
- Carter, K.E., and Winter, C.L., 1995. Fractal nature and scaling of normal faults in the Española Basin, Rio Grande rift, New Mexico: implications for fault growth and brittle strain. *Journal of Structural Geology*, v. 17, p. 863-873.
- Cartwright, J. A., Trudgill, B., Mansfield, C., 1995. Fault growth by segment linkage: an explanation for scatter in maximum displacement and trace length data from the Canyonlands Grabens of SE Utah. *Journal of Structural Geology*, v. 17, p. 1319-1326.

- Champion, C., Choukroune, P., Clauzon, G., 2000. La deformation post-Miocene en Provence occidentale. *Geodyn. Acta*, v. 13, p. 67-85.
- Chiarelli, A.S., Shao, J.F., Hoteit, N., 2003. Modeling of elastoplastic damage behaviour of a claystone. *International Journal of Plasticity*, v. 19.
- Childs, C., Manzocchi, T., Walsh, J.J., Bonson, C.G., Nicol, A., Schöpfer, M.P.J., 2009. A geometric model of fault zone and fault rock thickness variations. *Journal of Structural Geology*, v. 31, p. 117-127.
- Childs, C., Nicol, A., Walsh, J.J., Watterson, J., 1996. Growth of vertically segmented normal faults. *Journal of Structural Geology*, v. 18, p. 1389-1397.
- Childs, C., Walsh, J.J., Watterson, J., 1995. Fault overlap zones within developing normal fault systems. *Journal of Geological Society*, v. 152, p. 535-549.
- Choukroune, P., Le Pichon, X., Seguret, M., Sibuet, J.C., 1973. Bay of Biscay and Pyrennees. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 18, p. 109-118.
- Constantin, J., 2002. Fracturation et paléocirculation de fluides dans les formations géologiques de faible perméabilité matricielle: le cas des argilites de Tournemire (Aveyron, France). Thèse de doctorat de l'Université Paris XI Orsay.
- Constantin, J., Vergély, P., Cabrera, J., 2002. Tectonique et fracturation associée dans le bassin des Causses (Aveyron, France) : Le cas du secteur de Tournemire. *Bull. Soc. Géol. de France*, v. 173, p. 229-243.
- Contreras, J., Anders, M.H., Scholz, C.H., 2000. Growth of a normal fault system: Observations from the Lake Malawi basin of the east African rift. *Journal of Structural Geology*, v. 22, p. 159-168.
- Cooke, M.L., Simo, J.A., Underwood, C.A., and Rijken, P., 2006. Mechanical stratigraphic controls on fracture patterns within carbonates and implications for groundwater flow. *Sedimentary Geology*, v. 184, p. 225-239.
- Corkum, A.G., and Martin, C.D., 2007. The mechanical behaviour of weak mudstone (Opalinus Clay) at low stresses. *International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences*, v. 44.
- Coulomb, C.A., 1773. Application des règles des maxima et minima à quelques problèmes de statique relatifs à l'architecture. *Acad. Roy. Sci. Mem. Math. Phys.*, v. 7.
- Cowie, P.A., and Scholz, C.H., 1992a. Displacement-length scaling relationship for faults: data synthesis and discussion. *Journal of Structural Geology*, v. 14, p. 1149-1156.
- Cowie, P.A., and Scholz, C.H., 1992b. Physical explanation for the displacement-length relationship of faults using a post-yield fracture mechanics model. *Journal of Structural Geology*, v. 14, p. 1133-1148.
- Cowie, P.A., 1992c. Growth of faults by accumulation of seismic slip. *Journal of Geophysical Research*, v. 97, p. 11,085-11,095. *Journal of Structural Geology*, v. 20, p. 983-997.
- Cowie, P.A., and Shipton, Z.K., 1998. Fault tip displacement gradients and process zone dimensions. *Journal of Structural Geology*, v. 20, p. 983-997.
- Crider, J.G., and Peacock, D.C.P., 2004. Initiation of brittle faults in the upper crust: A review of field observations. *Journal of Structural Geology*, v. 26, p. 691-707.
- Crider, J.G., and Pollard, D., 1998. Fault linkage: Three-dimensional mechanical interaction between echelon normal faults. *Journal of Geophysical Research*, v. 103, p. 27,373-24,391.
- Dardeau, G., 1987. Inversion du style tectonique et permanence des unités structurales dans l'histoire mésozoïque et alpine du bassin des Alpes maritimes, partie de l'ancienne marge passive de la Tethys. *C. R. Acad. Sci. Paris*, v. 305, p. 483-486.
- Dardeau, G., 1988. Tethyan evolution and Alpine reactivation of Jurassic extensional structures in the French "Alpes maritimes". *Bull. Soc. Geol. France*, v. 4, p. 651-657.
- Dardeau, G., Marchand, D., Fortwengler, D., 1994. Tectonique synsedimentaire et variations du niveau marin pendant le dépôt de la formation des Terres Noires (Callovien supérieur-Oxfordien moyen; bassin du Sud-Est, France). *C. R. Acad. Sci. Paris*, v. 319, p. 559-565.
- Davison, I., 1987. Normal fault geometry related to sediment compaction and burial. *Journal of Structural Geology*, v. 9, p. 393-401.
- Dawers, N.H., and Anders, M.H., 1995. Displacement-length scaling and fault linkage. *Journal of Structural Geology*, v. 17, p. 607-609, 611-614.
- Dawers, N.H., Anders, M.H., Scholz, C.H., 1993. Growth of normal faults: displacement-length scaling. *Geology*, v. 21, p. 1107-1110.

- Dehandschutter, B., Vandycke, S., Sintubin, M., Vandenberghe, N., Wouters, L., 2005. Brittle fractures and ductile shear bands in argillaceous sediments: Inferences from Oligocene Boom Clay (Belgium). *Journal of Structural Geology*, v. 27, p. 1095-1112.
- Donath, F. A., 1964. Strength variation and deformational behaviour in anisotropic rock. In: *State of stress in the Earth's Crust*, Judd, M.R, Elsevier, New York, p 281-297.
- Donath, F. A., 1970. Some information squeezed out of rock. *American Scientist*, v. 58, p. 54– 72.
- Donath, F. A., and L. S. Fruth Jr., 1971. Dependence of strain-rate effects on deformation mechanism and rock type. *Journal of Geology*, v. 79, p. 347–371.
- Donath, F. A., R. T. Faill, Tobin, D. G., 1971. Deformational mode fields in experimentally deformed rock. *Geological Society of America Bulletin*, v. 82, p. 1441– 1462.
- Dumont, T., 1988. Late Triassic-early Jurassic evolution of the western Alps and of their European foreland; initiation of the Tethyan rifting. *Bull. Soc. Géol. France*, v. 4, p. 601-611.
- Einstein, H.H., and Dowding, C.H., 1981. Shearing resistance and deformability of rock joints. In: Touloukian, Y. S., Judd, W. R., Roy, R.F., (ed) *Physical Properties of Rocks and Minerals*, McGraw-Hill, New York, p. 177-220.
- Eisenstadt, G., and De Paor, G., 1987. Alternative model of thrust-fault propagation. *Geology*, v. 15.
- Engelder, T., 1987. Joints and shear fractures in rock. In Atkinson, B., editor, *Fracture mechanics of rock*. Academic Press Inc., London.
- Evans, K.F., Engelder, T., Plumb, R.A., 1989. Appalachian stress study 1. A detailed description of in situ stress variations in devonian shales of the appalachian plateau. *Journal of Geophysical Research*, v. 94, p. 7129-7154.
- Evans, M.A., 1994. Joint and decollement zones in Middle Devonian shales: Evidence for multiple deformation events in the central Appalachian Plateau. *Geological Society of America Bulletin*, v. 106, p. 447-460.
- Fabre, G., 2005. Fluage et endommagement des roches argileuses, Evolution de la microstructure et modélisation phénoménologique. Thèse de doctorat de l'Université Joseph Fourier-Grenoble I.
- Færseth, R.B., 2006. Shale smear along large faults. Continuity of smear and the fault seal capacity. *Journal of the Geological Society*, v. 163, p. 741-751.
- Faure, J.L., and Megard-Galli, J., 1988. L'émersion jurassique en Briançonnais : sédimentation continentale et fracturation distensive. *Bull. Soc. Géol. de France*, v. 4, p. 681-692.
- Ferrill, D.A., and Morris, A.P., 2003. Dilational normal faults. *Journal of Structural Geology*, v. 25, p. 183-196.
- Ferrill, D.A., and Morris, A.P., 2008. Fault zone deformation controlled by carbonate mechanical stratigraphy, Balcones fault system, Texas. *AAPG Bulletin*, v. 92, p. 359-380.
- Ferrill, D.A., Morris, A.P., Sims, D.W., Waiting, D.J., Hasegawa, S., 2005. Development of synthetic layer dip adjacent to normal faults. *AAPG Memoir*, p. 125-138.
- Ferrill, D.A., Morris, A.P., Smart, K.J., 2007. Stratigraphic control on extensional fault propagation folding: Big Brushy Canyon monocline, Sierra Del Carmen, Texas. *Geological Society Special Publication*, v. 292, p. 203-217.
- Flandrin, J., 1966a. Données géophysiques sur la structure profonde du Diois et des Baronnies. *Bull. Soc. Géol. France*, v. 8.
- Flandrin, J., 1966b. Sur l'âge des principaux traits structuraux du Diois et des Baronnies. *Bull. Soc. Géol. France*, v. , p. 376-386.
- Fossen, H., and Hesthammer, J., 1997. Geometric analysis and scaling relations of deformation bands in porous sandstone. *Journal of Structural Geology*, v. 19, p. 1479-1493.
- Fouché, O., Wright, H., Le Cléach., J.M., Pellenard, P., 2004. Fabric control on strain and rupture of heterogeneous shale samples by using a non-conventional mechanical test. *Applied Clay Science*, v. 26, p. 367-387.
- Gatelier, N., 2001. Etude expérimentale et théorique de l'endommagement des roches anisotropes. Thèse de doctorat de l'Université de Grenoble.
- Giles, M.R., 1997. Diagenesis: a quantitative perspective. Implications for basin modelling and rock property prediction.
- Gillespie, P.A., Walsh, J.J., Watterson, J., 1992. Limitations of dimension and displacement data from single faults and the consequences for data analysis and interpretation. *Journal of Structural Geology*, v. 14, p. 1157-1172.

- Goguel, J., 1947. Recherche sur la tectonique des chaînes subalpines entre le Ventoux et le Vercors. Bull. Serv. Carte Géol. France, v. 46, p. 1-46.
- Goguel, J., 1963. Les problèmes de la chaîne subalpine. In : Livre à la mémoire du Professeur Paul Fallot: Mém. h.-sér. Soc. géol. France, v. II, p. 301-308.
- Graciansky, P.C., Lemoine, M., 1988. Early extensional tectonics in the southwestern French Alps : A consequence of North-Atlantic rifting during tethyan spreading. Bull. Soc. Géol. France, v. 5, p. 733-737.
- Grand, T., Dumont, T., Pinto-bull, F., 1987. Distensions liées au rifting Téthysien et paléochamps de contrainte associés dans le bassin liasique de Bourg d'Oisans. Bull. Soc. Géol. France, v. 8, p. 699-704.
- Gratier, J.P., Menard, G., and Arpin, R., 1989. Strain-displacement compatibility and restoration of the Chaînes Subalpines of the western Alps. Geological Society, London, Special Publications, v. 45; p. 65-81.
- Griffith, A.A., 1920. The phenomena of rupture and flow in solids. Philos. Trans. R. Soc. London A, v. 221.
- Gross, M.R., 1993. The origin and spacing of cross joints: examples from the Monterey Formation, Santa Barbara Coastline, California. Journal of Structural Geology, v. 15, p. 737-751.
- Gross, M.R., Gutiérrez-Alonso, G., Bai, T., Wacker, M.A., Collinsworth, K.B., Behl, R.J., 1997. Influence of mechanical stratigraphy and kinematics on fault scaling relations. Journal of Structural Geology, v. 19, p. 171-183.
- Gross, M.R., Eyal, Y., 2007. Throughgoing fractures in layered carbonate rocks. Geological Society of America Bulletin, v. 119; p. 1387-1404.
- Gudmundsson, A., 2004. Effects of Young's modulus on fault displacement. Comptes Rendus Geosciences, v. 336, p. 85-92.
- Guilhaumou, N., Touray, J.C., Perthuisot, V., Roure, F., 1996. Palaeocirculation in the basin of southeastern France sub-alpine range: a synthesis from fluid inclusions studies. Marine and Petroleum Geology, v. 13, p. 695-706.
- Gunzberger, Y., and Cornet, F.H., 2007. Rheological characterization of a sedimentary formation from a stress inversion. Geophys. J. Int., v. 168, p. 402-418.
- Gupta, A., and Scholz, C.H., 2000. A model of normal fault interaction based on observations and theory. Journal of Structural Geology, v. 22, p. 865-879.
- Hancock, P.L., 1985. Brittle microtectonics : principles and practice. Journal of Structural Geology, v. 7, p. 437-457.
- Hardy, S., and McClay, K., 1999. Kinematic modelling of extensional fault-propagation folding. Journal of Structural Geology, v. 21, p. 695-702.
- Hatheway, A.W., and Kiersch, G.A., 1989. Engineering Properties of Rock. In Practical Handbook of Physical Properties of Rocks and Minerals, p. 671-715.
- Hibsch, C., Kandel, D., Montenat, C., and Ott D'estevou, P., 1992. Evenements tectoniques cretaces dans la partie meridionale du bassin subalpin (massif Ventoux-Lure et partie orientale de l'arc de Castellane, SE France). Implications geodynamiques. Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine v. 163, p. 147-158.
- Hibsch, C., Montenat, C., and Ott D'estevou, P., 1990. Signification tectonique des déformations synsedimentaires d'âge crétacée inferieur dans la partie orientale de l'arc de Castellane (Alpes-Maritimes, France), v. 310, p. 1739-1746.
- Heard, H.C., 1960. Transition from brittle fracture to ductile flow in Solenhofen limestone. In: Griggs D., Handin J. (ed) Rock deformation. Geol. Soc. Am. Mem., v. 79, p. 193-228.
- Heard, H.C., 1976. Philos. Trans. R. Soc. London A, v. 283, p. 173.
- Helgeson, D.E. and Aydin, A., 1991. Characteristics of joint propagation across layer interfaces in sedimentary rocks. Journal of Structural Geology, v. 13, p. 897-911.
- Hodgson, R.A., 1961. Classification of structure on joint surfaces. American Journal of Science, v. 259, p. 493-502.
- Hoek, E., and Brown, E.T., 1980. Underground excavation engineering. Institute of Mining and Metallurgy, London, p. 527.
- Homberg, C., Angelier, J., Bergerat, F., Lacombe, O., 2004. Using stress deflections to identify slip events in fault systems. Earth and Planetary Science Letters, v. 217, p. 409-424.

- Homberg, C., Bergerat, F., Philippe, Y., Lacombe, O., Angelier, J., 2002. Structural inheritance and cenozoic stress fields in the Jura fold-and-thrust belt (France). *Tectonophysics*, v. 357, p. 137-158.
- Homberg, C., Hu, J.C., Angelier, J., Bergerat, F., Lacombe, O., 1997. Characterization of stress perturbations near major fault zones: insights from 2-D distinct-element numerical modelling and field studies (Jura mountains). *Journal of Structural Geology*, v. 19, p. 703-718.
- Hommand, F., Shao, J.F., Giraud, A., Auvray, C., Hoxha, D., 2006. Pétrofabrique et propriétés mécaniques des argilites. *C. R. Géoscience*, v. 228, p. 882-891.
- Imber, J., Tuckwell, G. W., Childs, C., Walsh, J. J., Manocchi, T., Heath, A. E., Bonson C. G., Strand, J., 2004. Three-dimensional distinct element modelling of relay growth and breaching along normal faults. *Journal of Structural. Geology*, v. 26, p. 1897-1911.
- Irwin, G.R., 1958. in "Handbuch der physic. v. VI Elasticity and plasticity" (ed. Flügge, S.). Springer, Berlin, p. 551-590.
- Itasca Consulting Group Inc., 2003. 3DEC. Minneapolis, MN, USA.
- Jackson, C.A.L., Gawthorpe, R.L., Sharp, I.R., 2006. Style and sequence of deformation during extensional fault-propagation folding: examples from the Hammam Faraun and El-Qaa fault blocks, Suez Rift, Egypt. *Journal of Structural Geology*, v. 28, p. 519-535.
- Jaeger, J.C., Cook, N.G.W., Zimmerman, R.W., 2007. *Fundamentals of rock mechanics*. Blackwell Publishing Ltd, v. - 4th ed.
- Joussineau, G.d., Mutlu, O., Aydin, A., Pollard, D.D., 2007. Characterization of strike-slip fault-splay relationships in sandstone. *Journal of Structural Geology*, v. 29, p. 1831-1842.
- Jorand, C., 2004. Modélisation expérimentale de la fracturation d'un milieu sédimentaire. Thèse de l'Université de Nice-Sophia Antipolis.
- Joseph, P., Beaudouin, B., Fries, G., and Parize, O., 1989, Les vallées sous-marines enregistrent au Crétacé inférieur le fonctionnement en blocs basculés du domaine vocotien . *C. R. Acad. Sci. Paris*, v. 309, p. 1031-1038.
- Kattenhorn, S.A., Aydin, A., Pollard, D.D., 2000. Joints at high angles to normal fault strike: an explanation using 3-D numerical models of fault-perturbed stress fields. *Journal of Structural Geology*, v. 22, p. 1-23.
- Kattenhorn, S.A., and Pollard, D.D., 2001. Integrating 3D seismic data, field analogs and mechanical models in the analysis of segmented normal faults in the Wytch Farm oil field, southern England. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 85, p. 1183-1210.
- Kim, Y.-S., and Sanderson, D.J., 2005. The relationship between displacement and length of faults: a review. *Earth-Science Reviews*, v. 68, p. 317-334.
- Kim, Y.S., Andrews, J.R., Sanderson, D.J., 2001. Reactivated strike-slip faults: Examples from North Cornwall, UK. *Tectonophysics*, v. 340, p. 173-194.
- Kim, Y.S., Peacock, D.C.P., Sanderson, D.J., 2003. Mesoscale strike-slip faults and damage zones at Marsalforn, Gozo Island, Malta. *Journal of Structural Geology*, v. 25, p. 793-812.
- Kim, Y.S., Peacock, D.C.P., Sanderson, D.J., 2004. Fault damage zones. *Journal of Structural Geology*, v. 26, p. 503-517.
- King, G.C.P., Stein, R.S., Rundle, J.B., 1988. The growth of geological structures by repeated earthquakes, 1. conceptual framework. *Journal of Geophysical Research*, v. 93, p. 13,307-13,318.
- Kirby, S.H., and McCormick, J.W., 1989. Inelastic Properties of Rocks and Minerals: Strength and Rheology. In: *Practical Handbook of Physical Properties of Rocks and Minerals*, p. 177-297.
- Koledoye, A.B., Aydin, A., May, E., 2003. A new process-based methodologie for analysis of shale smear along normal faults in Niger Delta. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 87, p. 445-463.
- Kristensen, M.B., Childs, C.J., Korstgård, J.A., 2008. The 3D geometry of small-scale relay zones between normal faults in soft sediments. *Journal of Structural Geology*, v. 30, p. 257-272.
- Lansigu, C., and Bouroulllec, R., 2004. Staircase normal fault geometry in the Grès d'Annot (SE France). *Geological Society Special Publication*, v. 221, p. 223-240.
- Lawn, B.R., 1985. In *J. Am. Ceram. Soc.* , v. 66, p. 83-91.
- Le Pichon, X., Rangin, C., Hamon, Y., Loget, N., Lin, J.L., Andreani, L., Flotte, N., 2010. Geodynamics of the France Southeast Basin. *Bull. Soc. géol. de France.*, v. 6, p. 477-501.

- Lemaitre, J., and Chaboche, J.L., 1996. Mécanique des matériaux solides. In: Dunod.
- Lemoine, M., 1988. Des nappes embryonnaires aux blocs basculés: évolution des idées et des modèles sur l'histoire mésozoïque des Alpes occidentales. *Bull. Soc. Géol. de France*, v. 4, p. 787-797.
- Lemoine, M., 1989. Extension synrift et failles transformantes jurassiques dans les Alpes Occidentales. *C. R. Acad. Sci. Paris*, v. 309, p. 711-716.
- Lemoine, M., Bas, T., Arnaud-Vanneau, A., Arnaud, H., Dumont, T., Gidon, M., Bourbon, M., de Graciansky, P.C., Rudkiewicz, J.L., Megard-Galli, J., Tricart, P., 1986. The continental margin of the Mesozoic Tethys in the Western Alps. *Marine and Petroleum Geology*, v. 3, p. 179-199.
- Lemoine, M., and De Graciansky, P.C., 1988. Histoire d'une marge passive : les Alpes occidentales au Mésozoïque. *Bull. Soc. Géol. France*, v. 8, p. 597-600.
- Lenoir, N., 2006. Comportement mécanique et rupture dans les roches argileuses étudiés par microtomographie à rayons x. Thèse de doctorat de l'Université de Joseph Fourier-Grenoble I.
- Lo, T.-W., Coyner, K.B., Toksoz, M.N., 1986. Experimental determination of elastic anisotropy of Berea sandstone, Chicopee shale, and Chelmsford granite. *Geophysics*, v. 51, p. 164-171.
- Lockner, D.A., 1995. Rock failure. In: Ahrens, T. J. (ed), *Rock physics and phase relations, A handbook of physical constants*. American Geophysical Union, Washington, D. C., v. AGU Reference Shelf 3, p. 127-147.
- Lory, C., 1860-1864. Description géologique du Dauphiné, etc. *Bull. Soc. Statist. Isère*, v. 5, 6 et 7.
- Lory, P., 1896. Sur les couches à nummulites du Dévoluy et des régions voisines. *Bull. Soc. Géol. France*, v. 24, p. 42-46.
- Lory, P., 1897. Sur la tectonique du Dévoluy et des régions voisines à l'époque crétacée. *Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble*, v. IV, p. 53-58.
- Lutaud, L., 1957. La tectogénèse et l'évolution structurale de la Provence. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, v. 12, p. 103-112.
- Maerten, L., Gilespeie, P., Pollard, D.D., 2002. Effects of local stress perturbation on secondary fault development. *Journal of Structural Geology*, v. 24, p. 145-153
- Maerten, L., Willemse, E.J.M., Pollard, D.D., Rawnsley, K., 1999. Slip distributions on intersecting normal faults. *Journal of Structural Geology*, v. 21, p. 259-272.
- Mandl, G., 1988. *Mechanics of tectonic faulting: Model and Basic Concept*. Elsevier sci., New York.
- Mandl, G., 2000. *Faulting in Brittle Rocks, An Introduction to the Mechanics of Tectonic Faults*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- Manighetti, I., Campillo, M., Sammis, C., Mai, P.M., King, G., 2005. Evidence for self-similar, triangular slip distributions on earthquakes: Implications for earthquake and fault mechanics. *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth*, v. 110, p. 1-25.
- Manighetti, I., King, G.C.P., Gaudemer, Y., Scholz, C.H., Doubre, C., 2001. Slip accumulation and lateral propagation of active normal faults in Afar. *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth*, v. 106, p. 13667-13696.
- Mansfield, C.S., and Cartwright, J.A., 1996. High resolution fault displacement mapping from three-dimensional seismic data: evidence for dip linkage during fault growth. *Journal of Structural Geology*, v. 18, p. 249-263.
- Mansfield, C.S., and Cartwright, J.A., 2001. Fault growth by linkage: observations and implications from analogue models. *Journal of Structural Geology*, v. 23, p. 754-763.
- Marchal, D., Guiraud, M., Rives, T., 2003. Geometric and morphologic evolution of normal fault planes and traces from 2D to 4D data. *Journal of Structural Geology*, v. 25, p. 135-158.
- Martin, P., and Bergerat, F., 1996. Palaeo-stresses inferred from macro- and microfractures in the Balazuc-1 borehole (GPF programme). Contribution to the tectonic evolution of the Cévennes border of the SE Basin of France. *Marine and Petroleum Geology*, v. 13, p. 671-684.
- Martel, S.J., Pollard, D.D., 1989. Mechanics of slip and fracture along small faults and simple strike-slip fault zones in granitic rock. *Journal of Geophysical Research*, v. 94, p. 9417-9428.
- Masclé, G., 1988. Salt tectonics, Tethyan rifting and Alpine folding in the French Alps. *Bull. Soc. Géol. France*, v. 4, p. 747-758.
- Masse, J.P., and Philip, J., 1976. Paléogéographie et tectonique du crétacé moyen en Provence: révision du concept d'isthme durancien. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, v.18, p. 49-66.
- Mattauer, M., 1987. *Les déformations des matériaux de l'écorce terrestre*. Hermann edit., Paris.

- McConaughy, D.T., and Engelder, T., 2001. Joint initiation in bedded clastic rocks. *Journal of Structural Geology*, v. 23, p. 203-221.
- McGrath, A., G., and Davison, I., 1995. Damage zone geometry around fault tips. *Journal of Structural Geology*, v. 17, p. 1011-1024.
- McLamore, R., and Gray, K.E., 1967. The mechanical behaviour of anisotropic sedimentary rocks. *Journal of Eng. Ind-T ASME*, v. 89.
- Megard-Galli, J., and Faure, J.L., 1988. Tectonique distensive et sédimentation au Ladinien supérieur-Carnien dans la zone Briançonnaise. *Bull. Soc. Géol. de France*, v. 4, p. 705-715.
- Micarelli, L., Benedicto, A., Wibberley, C.A.J., 2006. Structural evolution and permeability of normal fault zones in highly porous carbonate rocks. *Journal of Structural Geology*, v. 28, p. 1214-1227.
- Michard, A., Dumont, T., Andreani, L., Loget, N., 2010. Cretaceous folding in the Dévoluy mountains (Subalpine Chains, France): gravity-driven detachment at the European paleomargin versus compressional event. *Bull. Soc. Géol. de France*, v. 6, p. 565-581.
- Missenard, Y., 2008. Fracturation différentielle entre les formations argileuses et calcaires ; implications sur le stockage géologique. Rapport final de contrat post doctoral. DEI/SARG/BERSSIN – Université Paris XI Orsay Rapport DEI/SARG/2008-040.
- Montenat, C., Ott D'estevou, P., and Saillard, M., 1986. Sur la tectonique ante-cénomaniennne du fossé de Sault-de- Vaucluse (chaînes subalpines méridionales). *C. R. Acad. Sci. Paris*, v. 303, p. 609-612.
- Montenat, C., Hibsich, C., Perrier, F., Pascaud, F., Bretizel, P., 1997. Tectonique cassante d'âge crétacé inférieur dans l'Arc de Nice (Alpes-Maritimes, France). *Géologie Alpine*, v. 73, p. 59-66.
- Montenat, C., Janin, M.C., Barrier, P., 2004. L'accident du Toulourenc : une limite tectonique entre la plate-forme provençale et le Bassin Vocontien à l'Aptien–Albien (SE France). *C. R. Geoscience*, v. 336, p. 1301-1310.
- Muraoka, H., and Kamata, H., 1983. Displacement distribution along minor fault traces. *Journal of Structural Geology*, v. 5, p. 483-485.
- Narr, W., and Suppe, J., 1991. Joint spacing in sedimentary rocks. *Journal of Structural Geology*, v. 13, p. 1037-1048.
- Niandou, H., Shao, J.F., Henry, J.P., Fourmaintraux, D., 1997. Laboratory investigation of the mechanical behaviour of tournemire shale. *international Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences*, v. 34, p. 3-16.
- Nicol, A., Gillespie, P.A., Childs, C., Walsh, J.J., 2002. Relay zones between mesoscopic thrust faults in layered sedimentary sequences. *Journal of Structural Geology*, v. 24, p. 709-727.
- Nicol, A., Walsh, J.J., Watterson, J., Gillespie, P.A., 1996a, Fault size distributions - Are they really power-law?. *Journal of Structural Geology*, v. 18, p. 191-197.
- Nicol, A., Watterson, J., Walsh, J.J., Childs, C., 1996b, The shapes, major axis orientations and displacement patterns of fault surfaces. *Journal of Structural Geology*, v. 18, p. 235-248.
- Olhoeft, G.R., and Gordon, R.J., 1989. Densities of Rocks and Minerals. In *Practical Handbook of Physical Properties of Rocks and Minerals*, p. 139-176.
- Pagel, M., Braun, J.J., Disnar, J.R., Martinez, L., Renac, C., Vasseur, G., 1997. Thermal history constraints from studies of organic matter, clay minerals, fluid inclusions, and apatite fission tracks at the Ardeche paleo-margin (BA1 drill hole, GPF Program), France *Journal of Sedimentary Research*, v. 67, p. 235-245.
- Paterson, M.S., and Wong, T.F., 2005. *Experimental Rock Deformation - The Brittle Field*. Springer Berlin Heidelberg New York.
- Patton, T.L., and Fletcher, R.C., 1995. Mathematical block-motion model for deformation of a layer above a buried fault of arbitrary dip and sense of slip. *Journal of Structural Geology*, v. 17, p. 1455-1472.
- Patton, T. L., Logan, J. M., Friedman, M., 1998. Experimentally generated normal faults in single layers and multilayer limestone specimens at confining pressure. *Tectonophysics*, v. 295, p. 53-77.
- Peacock, D., 1991. Displacements and segment linkage in strike-slip fault zones. *Journal of Structural Geology*, v. 13, p. 1025-1035.
- Peacock, D., and Zhang, X., 1993. Field examples and numerical modelling of oversteps and bends along normal faults in cross-section. *Tectonophysics*, v. 234, p. 147-167.

- Peacock, D.C.P., 2002. Propagation, interaction and linkage in normal fault systems. *Earth-Science Reviews*, v. 58, p. 121-142.
- Peacock, D.C.P., Knipe, R.J., Sanderson, D.J., 2000. Glossary of normal faults. *Journal of Structural Geology*, v. 22, p. 291-305.
- Peacock, D.C.P., and Sanderson, D.J., 1991. Displacements, segment linkage and relay ramps in normal fault zones. *Journal of Structural Geology*, v. 13, p. 721-733.
- Peacock, D.C.P., and Sanderson, D.J., 1992. Effects of layering and anisotropy on fault geometry. *Journal - Geological Society (London)*, v. 149, p. 793-802.
- Peacock, D.C.P., and Sanderson, D.J., 1994. Geometry and development of relay ramps in normal fault systems. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 78, p. 147-165.
- Petit, J.P., Massonnat, G., Pueo, F., Rawnsley, K., 1994. Mode I fracture shape ratios in layered rocks: a case study in the Lodeve Permian Basin (France). *Elf Internal Report*, v. BCREDP 18, p. 211-229.
- Petit, J.P., and Mattauer, M., 1995. Palaeostress superimposition deduced from mesoscale structures in limestone: the Matelles exposure, Languedoc, France. *Journal of Structural Geology*, v. 17, p. 245-256.
- Peyaud, J.B., Barbarand, J., Carter, A., Pagel, M., 2005. Mid-Cretaceous uplift and erosion on the northern margin of the Ligurian Tethys deduced from thermal history reconstruction. *International Journal of Earth Sciences*, v. 94, p. 462-474.
- Pincus, H.J., 1981. Constitution of rocks. In: Y. S. Touloukian, W. R. Judd and R. F. Roy, Editors, *Physical Properties of Rocks and Minerals*, McGraw-Hill, New York, p. 1-19.
- Polit, A.T., Schultz, R.A., Soliva, R., 2009. Geometry, displacement-length scaling, and extensional strain of normal faults on Mars with inferences on mechanical stratigraphy of the Martian crust. *Journal of Structural Geology*.
- Pollard, D.D., and Aydin, A., 1988. Progress in understanding jointing over the past century. *Geological Society of America Bulletin*, v. 100, p. 1181-1204.
- Pollard, D.D., and Segall, P., 1987. Theoretical displacements and stresses near fractures in rocks: with applications to faults, joints, veins, dikes, and solution surfaces. In Atkinson, B., editor, *Fracture mechanics of rock*. Academic Press Inc., London.
- Price, N.J., 1966. *Fault and joint development in brittle and semi-brittle rock*. Oxford University Press, Cambridge.
- Ramurthy, T., 1993, Strength and modulus responses of anisotropic rocks. In: Hudson, J. A., (ed) *Comprehensive rock engineering principles, practice and projects vol. 1*, Pergamon Press, Oxford, p. 313-329.
- Razin, P., Bonijoly, D., Le Strat, P., Courel, L., Poli, E., Dromart, G., Elmi, S., 1996. Stratigraphic record of the structural evolution of the western extensional margin of the Subalpine Basin during Triassic and Jurassic, Ardeche, France. *Marine and Petroleum Geology*, v. 13, p. 625-652.
- Rijken, P., Cooke, M.L, 2001. Role of shale thickness on vertical connectivity of fractures: application of crack-bridging theory to the Austin Chalk, Texas. *Tectonophysics*, v. 337, p. 117-133.
- Rippon, J., 1985a, Contoured patterns of the throw and hade of normal faults in the Coal Measures (Westphalian) of north-east Derbyshire. *Proc. Yorks. geol. Soc.*, v. 45, p. p. 147-161.
- Rippon, J.H., 1985b, Contoured patterns of the throw and hade of normal faults in the Coal Measures (Westphalian) of north-east Derbyshire (England). *Proceedings - Yorkshire Geological Society*, v. 45, p. 147-161.
- Ritz, J.F., 1992. Tectonique récente et sismotectonique des Alpes du Sud: analyses en termes de contraintes. *Quaternaire*, v. 3, p. 111-124.
- Rocher, M., Missenard Y., Bertrand A., Cabrera J. & Cushing M., 2008. Differential fracturing pattern in clay/limestone alternations at Tournemire (Aveyron, France) and in the Maltese Islands. *Fault zones structure: geomechanics and fluid flow Geological Society, London (U. K.)*, p. 126. 16-18 September 2008 Geological Society, London (UK).
- Roure, F., Brun, J.P., Colletta, B., Van Den Driessche, J., 1992. Geometry and kinematics of extensional structures in the alpine foreland basin of southeastern France. *Journal of Structural Geology*, v. 14, p. 503-519.

- Roux, M., 1988, Bathymetric evolution of the Tethyan margin in the western Alps (data from stalked crinoids): a reappraisal of eustatism problems during the Jurassic . *Bull. Soc. Géol. France*, v. 4, p. 633-641.
- Rudkiewicz, J.L., 1988. Quantitative subsidence and thermal structure of the European continental margin of the Tethys during early and middle Jurassic times in the western Alps (Grenoble-Briançon transect). *Bull. Soc. Géol. France*, v. 4, p. 623-632.
- Rykkelid, E., and Fossen, H., 2002. Layer rotation around vertical fault overlap zones: Observations from seismic data, field examples, and physical experiments. *Marine and Petroleum Geology*, v. 19, p. 181-192.
- Samec, P., De Graciansky, P.C., Rudkiewicz, J.L., 1988. Tectonique distensive et halocinèse d'âge jurassique: la zone subbriançonnaise en Maurienne (Savoie). *Bull. Soc. Géol. de France*, v. 4, p. 659-667.
- Sarout, J., and Guéguen, Y., 2008. Anisotropy of elastic wave velocities in deformed shales: Part 1 - Experimental results. *Geophysics*, v. 73, p. D75-D89.
- Seranne, M., Benedicto, A., Labaum, P., Truffert, C., Pascal, G., 1995. Structural style and evolution of the Gulf of Lion Oligo-Miocene rifting: role of the Pyrenean orogeny. *Marine and Petroleum Geology*, v. 12, p. 809-820.
- Séranne, M., Camus, H., Lucazeau, F., Barbarand, J., Quinif, Y., 2002. Surrection et érosion polyphasées de la bordure cévenole, un exemple de morphogenèse lente. *Bull. Soc. Géol. de France*, v. 2, p. 97-112.
- Schlische, R.W., Young, S.S., Ackermann, R.V., Gupta, A., 1996. Geometry and scaling relations of a population of very small rift-related normal faults. *Geology*, v. 24, p. 683-686.
- Scholz, C.H., Dawers, N.H., Yu, J.Z., Anders, M.H., Cowie, P.A., 1993. Fault growth and fault scaling laws: preliminary results. *Journal of Geophysical Research*, v. 98, p. 21,951-21,961.
- Schöpfer, M.P.J., Childs, C., Walsh, J.J., 2006. Localisation of normal faults in multilayer sequences. *Journal of Structural Geology*, v. 28, p. 816-833.
- Schöpfer, M.P.J., Childs, C., Walsh, J.J., Manzocchi, T., Koyi, H.A., 2007. Geometrical analysis of the refraction and segmentation of normal faults in periodically layered sequences. *Journal of Structural Geology*, v. 29, p. 318-335.
- Schultz, R.A., and Fossen, H., 2002. Displacement-length scaling in three dimensions: the importance of aspect ratio and application to deformation bands. *Journal of Structural Geology*, v. 24, p. 1389-1411.
- Schultz, R.A., Okubo, C.H., Wilkins, S.J., 2006. Displacement-length scaling relations for faults on the terrestrial planets. *Journal of Structural Geology*, v. 28, p. 2182-2193.
- Segall, P., and Pollard, D.D., 1980. Mechanics of discontinuous faults. *Journal of Geophysical Research*, v. 85, p. 4437-4350.
- Sibuet, J.C., Srivastava, S.P., Spakam., W., 2004. Pyrenean orogeny and plate kinematics. *Journal of Geophysical Research*, v. 109.
- Smart, K.J., Ferrill, D.A., Morris, A.P., 2009. Impact of interlayer slip on fracture prediction from geomechanical models of fault-related folds. *AAPG Bulletin*, v. 93, p. 1447-1458.
- Smart, K.J., Ferrill, D.A., Morris, A.P., Bichon, B.J., Riha, D.S., Huyse, L., 2010. Geomechanical modeling of an extensional fault-propagation fold: Big Brushy Canyon monocline, Sierra Del Carmen, Texas. *AAPG Bulletin*, v. 94, p. 231-240.
- Soliva, R., 2004. Croissance des failles normales dans les séries stratifiées hétérogènes : rôle de la restriction verticale et de la coalescence sur les lois d'échelles et la distribution spatiale des failles : exemples naturels et approche théorique. Thèse de doctorat de l'Université de Paris-Sud. Faculté des Sciences d'Orsay.
- Soliva, R., and Benedicto, A., 2004. A linkage criterion for segmented normal faults . *Journal of Structural Geology* 12, 2251-2267.
- Soliva, R., and Benedicto, A., 2005. Geometry, scaling relations and spacing of vertically restricted normal faults. *Journal of Structural Geology*, v. 27, p. 317-325.
- Soliva, R., Benedicto, A., Maerten, L., 2006. Spacing and linkage of confined normal faults: importance of mechanical thickness. *Journal of Geophysical Research*, v. 110.

- Soliva, R., Benedicto, A., Schultz, R.A., Maerten, L., Micarelli, L., 2008. Displacement and interaction of normal fault segments branched at depth: Implications for fault growth and potential earthquake rupture size. *Journal of Structural Geology*, v. 30, p. 1288-1299.
- Soliva, R., and Schulz, R.A., 2008. Distributed and localized faulting in extensional settings: Insight from the north Ethiopian Rift-Afar transition area. *Tectonics*, v. 27.
- Soliva, R., Maerten, F., Petit, J.P., Auzias V., 2010. Field evidences for the role of static friction on fracture orientation in extensional relays along strike-slip faults: Comparison with photoelasticity and 3-D numerical modeling. *Journal of Structural Geology*, v. 32, p. 1721-1731.
- Taylor, S.K., Nicol, A., Walsh, J.J., 2008. Displacement loss on growth faults due to sediment compaction. *Journal of Structural Geology*, v. 30, p. 394-405.
- Tempier, C., 1987. Modèle nouveau de mise en place des structures provençales. *Bull. Soc. Géol. France*, v. 3, p. 533-540
- Thury, M., 2002. The characteristics of the Opalinus Clay investigated in the Mont Terri underground rock laboratory in Switzerland. *C. R. Physique*, v. 3, p. 923-933.
- Tricart, P., and Lemoine, M., 1988. A l'origine de la structure des Schistes lustrés à ophiolites du Queyras (Alpes françaises): un mode atypique d'obduction, conséquence de la structure particulière de la croûte océanique ligurienne. *C. R. Acad. Sci. Paris*, v. 306, p. 301-306.
- Trift, M., and De Graciansky, P.C., 1988. Aspects du rifting téthysien: petits grabens et megabreches du Domerien-Toarcien sur le plateau d'Emparis (Isère et Hautes-Alpes). *Bull. Soc. Géol. de France*, v. 4, p. 643-650.
- Van der Zee, W., Wibberley, C.A.J., Urai, J.L., 2008. The influence of layering and pre-existing joints on the development of internal structure in normal fault zones: The Lodève basin, France. *Geological Society Special Publication*, v. 299, p. 57-74.
- Villemin, T., Angelier, J., Sunwoo, C., 1995. Fractal distribution of the fault length and offsets: implication of brittle deformation evaluation-Lorraine Coal Basin. In Barton, C.C., La Pointe, P.R. (Eds), *Fractal in the Earth Sciences*, Plenum, New York, p. 205-226.
- Wallace, R.E., 1951. Geometry of shearing stress and relation to faulting. *Journal of Geology*, v. 59, p. 118-130.
- Walsh, J.J., Nicol, A., Childs, C., 2002. An alternative model for the growth of faults. *Journal of Structural Geology*, v. 24, p. 1669-1675.
- Walsh, J.J., and Watterson, J., 1987. Distributions of cumulative displacement and seismic slip on a single normal fault surface. *Journal of Structural Geology*, v. 9, p. 1039-1046.
- Walsh, J.J., and Watterson, J., 1988. Analysis of the relationship between displacements and dimensions of faults. *Journal of Structural Geology*, v. 10, p. 239-247.
- Walsh, J.J., and Watterson, J., 1989. Displacement gradients on fault surfaces. *Journal of Structural Geology*, v. 11, p. 307-316.
- Walsh, J.J., Bailey, W.R., Childs, C., Nicol, A., Bonson, C.G., 2003. Formation of segmented normal faults: a 3D perspective. *Journal of Structural Geology* 25, 1251-1262.
- Wang, X., 1995. Estimation of the variation in apparent displacement along normal fault traces refracted by differential compaction. *Journal of Structural Geology*, v. 17, p. 1789-1792.
- Weber, K.J., Mandl, G., Pilaar, W.F., Lehner, F., Precious, R.G., 1978. The role of faults in hydrocarbon migration and trapping in Nigerian growth fault structures. *Tenth Annual Offshore Technology Conference Proceedings*.
- Welch, M.J., Davies, R.K., Knipe, R.J., Tueckmantel, C., 2009a. A dynamic model for fault nucleation and propagation in a mechanically layered section. *Tectonophysics*, v. 474, p. 473-492.
- Welch, M.J., Knipe, R.J., Souque, C., Davies, R.K., 2009b. A Quadshear kinematic model for folding and clay smear development in fault zones. *Tectonophysics*, v. 471, p. 186-202.
- Wibberley, C.A.J., Petit, J.P., Rives, T., 1999. Mechanics of high displacement gradient faulting prior to lithification. *Journal of Structural Geology*, v. 21, p. 251-257.
- Wibberley, C.A.J., Petit, J.P., Rives, T., 2007. The effect of tilting on fault propagation and network development in sandstone - Shale sequences: A case study from the Lodève Basin, southern France. *Journal of the Geological Society*, v. 164, p. 599-608.
- Wilkins, S.J., and Gross, M.R., 2002. Normal fault growth in layered rocks at Split Mountain, Utah: influence of mechanical stratigraphy on dip linkage, fault restriction and fault scaling. *Journal of Structural Geology*, v. 24, p. 1413-1429.

- Wilkins, S.J., Gross, M.R., Wacker, M., Eyal, Y., Engelder, T., 2001. Faulted joints: kinematics, displacement-length scaling relations and criteria for their identification. *Journal of Structural Geology*, v. 23, p. 315-327.
- Willemse, E.J.M., Peacock, D.C.P., Aydin, A., 1997. Nucleation and growth of strike-slip faults in limestones from Somerset, U.K. *Journal of Structural Geology*, v. 19, p. 1461-1477.
- Willemse, E.J.M., Pollard, D.D., Aydin, A., 1996. Three-dimensional analyses of slip distributions on normal fault arrays with consequences for fault scaling. *Journal of Structural Geology*, v. 18, p. 295-309.
- Wolff, R.G., 1981. Porosity, permeability, distribution coefficients, and dispesivity. In: Y. S. Touloukian, W. R. Judd and R. F. Roy, Editors, *Physical Properties of Rocks and Minerals*, McGraw-Hill, New York, p. 45-81.
- Wyrick, D.Y., Morris, A.P., Ferrill, D.A., 2011. Normal fault growth in analog models and on Mars. *Icarus*, v. 212, p. 559-567.
- Yielding, G., Freeman, B., Needham, D.T., 1997. Quantitative fault seal prediction. *AAPG Bulletin*, v. 81, p. 797-917.
- Zhang, C.L., Rothfuchs, T., Su, K., Hoteit, N., 2007. Experimental study of the thermo-hydro-mechanical behaviour of indurated clays. *Physics and Chemistry of the Earth*, v. 32, p. 957-965.