



HAL
open science

La localisation de la déformation dans les grès poreux : caractérisation d'un analogue de réservoir gréseux et faillé dans le Bassin du Sud-Est, Provence, France

Elodie Pourret-Saillet

► **To cite this version:**

Elodie Pourret-Saillet. La localisation de la déformation dans les grès poreux : caractérisation d'un analogue de réservoir gréseux et faillé dans le Bassin du Sud-Est, Provence, France. Planète et Univers [physics]. Ecole Doctorale Sciences Fondamentales et Appliquées Nice, 2009. Français. NNT : 2009NICE4094 . tel-04267724

HAL Id: tel-04267724

<https://hal.science/tel-04267724>

Submitted on 2 Nov 2023

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

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

UNIVERSITE DE NICE-SOPHIA ANTIPOLIS – UFR Sciences
Ecole Doctorale Sciences Fondamentales et Appliquées

THESE

pour obtenir le titre de

Docteur en Sciences
de l'UNIVERSITE de Nice-Sophia Antipolis

Spécialité : Sciences de la Terre et de l'Univers

présentée et soutenue par

Elodie SAILLET

La localisation de la déformation dans les grès poreux :
caractérisation d'un analogue de réservoir gréseux et faillé
dans le Bassin du Sud-Est, Provence, France

Thèse préparée dans le laboratoire Géosciences Azur (UMR 6526) à Sophia Antipolis
dirigée par Christopher WIBBERLEY, en co-direction avec Marc SOSSON

Soutenue le 17 décembre 2009, devant le jury composé de :

Alexandre CHEMENDA
Jean-Pierre PETIT
Yves GUGLIELMI
Yves LEROY
Roger SOLIVA
Anne SORNETTE
Christopher WIBBERLEY
Marc SOSSON

Professeur
Professeur
Professeur
Directeur de recherches
Maître de conférence
Maître de conférence
Maître de conférence
Chargé de recherches

Président du jury
Rapporteur
Rapporteur
Examineur
Examineur
Membre invité
Directeur de thèse
Codirecteur de thèse

UNIVERSITE DE NICE-SOPHIA ANTIPOLIS – UFR Sciences
Ecole Doctorale Sciences Fondamentales et Appliquées

THESE

pour obtenir le titre de

Docteur en Sciences
de l'UNIVERSITE de Nice-Sophia Antipolis

Spécialité : Sciences de la Terre et de l'Univers

présentée et soutenue par

Elodie SAILLET

La localisation de la déformation dans les grès poreux :
caractérisation d'un analogue de réservoir gréseux et faillé
dans le Bassin du Sud-Est, Provence, France

Thèse préparée dans le laboratoire Géosciences Azur (UMR 6526) à Sophia Antipolis
dirigée par Christopher WIBBERLEY, en co-direction avec Marc SOSSON

Soutenue le 17 décembre 2009, devant le jury composé de :

Alexandre CHEMENDA	Professeur	Président du jury
Jean-Pierre PETIT	Professeur	Rapporteur
Yves GUGLIELMI	Professeur	Rapporteur
Yves LEROY	Directeur de recherches	Examineur
Roger SOLIVA	Maître de conférence	Examineur
Anne SORNETTE	Maître de conférence	Membre invité
Christopher WIBBERLEY	Maître de conférence	Directeur de thèse
Marc SOSSON	Chargé de recherches	Codirecteur de thèse

Remerciements

Et bien nous y sommes, l'ultime page de ce travail de rédaction... sans doute la plus personnelle, mais certainement pas la plus facile à écrire ! Les personnes que je tiens à remercier étant bien nombreuses, je tiens d'avance à m'excuser auprès de celles et ceux que j'aurais oubliés de citer par mégarde.

Tout d'abord, je tiens à remercier très chaleureusement mon directeur de thèse, Christopher Wibberley. Je le remercie pour m'avoir donné l'opportunité de travailler sur ces objets passionnants, que sont les Bandes de Déformation ! Je le remercie pour la confiance indéfectible qu'il a placée en moi durant ces années, et ce même dans les moments où j'étais en proie au plus grand doute... une confiance qui je le souhaite durera encore longtemps ! Je le remercie également de m'avoir encouragée dans mes réflexions personnelles, pour ses conseils et son regard critique.

Je tiens également à remercier tout aussi chaleureusement Marc Sosson, qui a pris la co-direction de ma thèse durant la dernière année, mais qui m'a été d'un grand soutien et d'une grande aide... notamment dans les tous derniers moments !

Je tiens à présent à remercier très cordialement l'ensemble des membres du jury, pour avoir accepté de juger mon travail et d'effectuer le déplacement, qui s'est fait dans des conditions bien épiques pour certains en raisons des caprices de la météo. Je remercie tout d'abord mes deux rapporteurs : Yves Guglielmi, pour avoir accepté cette lourde tâche et Jean Pierre Petit, pour son enthousiasme si communicatif, notamment lors des différentes sorties sur le terrain que j'ai eu la chance d'effectuer en sa compagnie. Je remercie très cordialement le président du jury : Alexandre Chemenda, qui m'a suivie depuis ma toute première année en Sciences de la Terre à l'Université de Nice, et avec qui j'ai fait mes premiers stages à GéoAzur, stages qui m'ont sans aucun doute donné l'envie de poursuivre dans la recherche ! Je remercie également mes différents examinateurs : Yves Leroy ; Roger Soliva, pour nos discussions si enrichissantes ; et enfin Anne Sornette, qui elle aussi m'a suivie depuis mon entrée à l'Université en m'accordant toute sa confiance.

Je tiens également à remercier les membres du laboratoire Géoazur, avec qui j'ai interagit pendant ou avant ce travail de thèse. Je remercie tout d'abord Stéphane Bouissou, qui a co-encadré mes stages de Licence et Maîtrise, en me donnant l'envie de poursuivre vers la recherche. Je remercie très chaleureusement Emmanuel Tric, qui a dirigé mon stage de Master Recherche mais qui m'a surtout suivie, encouragée et conseillée durant de nombreuses années... et qui continue encore à le faire !

Je tiens à remercier également Sébastien Migeon, qui m'a apporté son aide pour les mesures au granulomètre laser à Villefranche ; ainsi que Julien Ambre, pour son soutien technique lors des mesures de perméabilité.

Et je remercie enfin tous ceux qui m'ont apporté leur aide, notamment au niveau informatique avec Caroline Ramel et Lionel Maurino et administratif avec Reine Saighi et Valérie Mercier-Valéro.

Cependant, ces années de thèse n'ont pas été uniquement dédiées à la recherche, mais aussi aux enseignements, que j'ai effectués en tant que Monitrice du CIES puis qu'ATER. Aussi, je tiens à remercier très chaleureusement l'ensemble de mes collègues enseignants, qui m'ont beaucoup apporté. Je tiens à remercier tout particulièrement Chystèle Verati, pour sa gentillesse et sa bonne humeur permanente, Yann Rolland pour sa disponibilité à toute épreuve, Florence Bigot-Cormier, pour sa gentillesse et son enthousiasme et enfin Gérard Giannerini, pour sa pédagogie et son amitié. Mais ces remerciements ne seraient pas complets sans Danielle Zindarzig, bien plus que notre secrétaire de département !

A présent, je voudrais remercier mes trois camarades de bureau : Vincent Etienne, Hafed Ben-Haj-Ali et Romain Brossier, du groupe SEISCOPE, qui ont, je cite « contribué à ma formation involontaire » (Brossier, 2009). Je les remercie très chaleureusement pour leur bonne humeur, leur soutien, leur gentillesse ainsi que toutes nos petites et grandes discussions...

Je voudrais maintenant dire un grand merci à mes amies et amis de toujours : Emmanuelle, déjà 14 ans d'amitié... Gilles, 14 ans aussi et une thèse en commun, Sandra... et Mathieu! Cécile, qui les années et la distance n'ont pas éloignée, Arnaud, Magali et Caroline, 14 ans aussi et encore une thèse en commun. Et puis bien sûr mes amis-coéquipiers-advaisaires du club de ski, Alp'Azur Ski de Fond : Céline, Xavier, Olivier, Thierry, David et Patricia.

Enfin, un très grand merci à toute ma famille, et surtout à mes grands-parents Vincent et Lucie et à ma Maman, qui m'ont toujours soutenue et encouragée! C'est grâce à vous que je suis là aujourd'hui, je vous remercie pour tout.

Et la petite pensée de la fin sera pour Copain...

Résumé

La compréhension de l'organisation géométrique et hydromécanique des failles qui affectent les réservoirs est tout à fait essentielle pour contraindre au mieux les circulations de fluides et d'hydrocarbures. Cette problématique est d'autant plus importante dans les réservoirs de grès ou de sables faillés de forte porosité. Dans ce type de lithologies, la déformation génère des *bandes de déformation (BDs)*, qui au contraire des failles ou des joints ne présentent pas de surfaces discrètes mais une évolution et une modification des propriétés pétrophysiques de la roche. Si plusieurs descriptions exhaustives de ces objets ont déjà été réalisées, la plupart ont été menées dans le même secteur de l'ouest des Etats-Unis, avec une faible variation du contexte tectonique et de l'enfouissement. De plus, les relations et les modes d'évolution depuis les BDs jusqu'aux larges failles restent encore mal identifiés.

Nous avons réalisé une étude multi-échelle complète, depuis les BDs jusqu'aux failles majeures dans plusieurs analogues de réservoirs gréseux et faillés situés dans les terrains du Crétacé Supérieur du Bassin du Sud-Est, en Provence (France). Nous avons choisi de mener cette étude selon trois axes principaux : (1) Une étude de terrain détaillée, avec la réalisation de plus de 700 mètres de relevés linéaires de la déformation ; (2) Une étude microstructurale en laboratoire, basée sur l'analyse de clichés MEB puis sur des mesures en porosité et granulométrie à partir d'un logiciel de comptage automatique puis d'un granulomètre à diffractométrie laser ; (3) Une étude de perméabilité au gaz sous pression de confinement des échantillons de roche saine et déformée, prélevés selon deux techniques d'échantillonnage adaptées. L'ensemble des données obtenues selon les trois axes d'études cités précédemment a permis l'obtention de résultats essentiels à la compréhension de l'évolution de la déformation des réservoirs gréseux et de l'incidence sur les migrations de fluides :

- (1) Nous montrons qu'un affleurement de 250 mètres de long, déformé lors du raccourcissement Pyrénéo-Provençal, présente une forte densité de déformation se traduisant par des BDs inverses et conjuguées créées en dehors de tout *cluster* ou de toute faille majeure. Dans ce cas précis, la première génération de structures inhibe la propagation des bandes conjuguées.
- (2) Deux autres sites d'étude, déformés durant la phase d'extension Oligo-Miocène, présentent une déformation modérée avec une localisation de la déformation sur quelques zones de *clusters*. Des zones de failles ultracataclastiques et des plans de glissements peuvent alors être générés au niveau de ces clusters de BDs.
- (3) Les analyses microstructurales montrent : (i) Le rôle essentiel de la lithologie sur les micromécanismes de la déformation ; (ii) La relation étroite entre la taille de la structure déformée et la réduction de porosité et de perméabilité associée.
- (4) La déformation produit une fracturation des grains, qui migrent par fluage dans les espaces intergranulaires disponibles. La réduction de granulométrie issue de la fracturation des grains produit une réduction de porosité équivalente.
- (5) Les mesures de perméabilité, associées aux observations de terrain, montrent que les BDs, même présentes en grande quantité affectent peu la perméabilité globale des réservoirs. Au contraire, les larges failles ultracataclastiques sont susceptibles de former des barrières à l'écoulement des fluides et de compartimenter les réservoirs.

Abstract

Fluid circulation in the crust and in particular hydrocarbon migration in reservoirs is highly dependant on fault geometrical and hydromechanical properties. Understanding the evolution of these properties during fault growth and network development is of major importance in fluid flow prediction. This question is important for high porosity sandstone, where brittle deformation is expressed by *cataclastic deformation bands (CDBs)*. Faulting in porous sandstone produces zones of deformation bands rather than planar fracture surfaces. CDBs are brittle shear zones that form through the combined effects of compaction and cataclasis. CDBs which affect high porosity sandstone induce a significant permeability reduction, which poses problems for hydrocarbon production in faulted reservoirs. These structures are well described in the literature from a limited number of examples in the west of the USA, in geological and tectonic contexts of limited diversity. In order to evaluate the influence of such factors on these geometrical and hydromechanical properties of faulted sandstone reservoirs more diverse cases need to be studied, of equally good outcrop quality. Furthermore, the relationships between CDBs and larger faults are not clearly understood.

We made a complete, multi-scale study of a faulted reservoir analogue in Cretaceous high-porosity sands and sandstones from Provence, South-East France, studying a wide range of structures and their distributions from the smallest deformation bands to decametric-offset ultracataclastic fault zones. This study shows three main axes: (1) A detailed field study, based on 700 m of structural logging; (2) A microstructural study, based on SEM photomicrograph analyses including a statistic porosity and grain size analysis, complemented by laser grain size distribution measurements; (3) Permeability measurements based on the same large range of samples. In terms of understanding deformation evolution in high-porosity sandstone reservoirs and the influence on fluid migration, the main results of our different methods of analysis can be summarized as follows:

- (1) For a study area which had been subjected mainly to Pyrenean-Provençal shortening, a 250 m long outcrop recorded a persistent high density of reverse-sense conjugate deformation bands which did not appear to cluster around any mapped faults. In this case, a high density of one set of CDBs inhibits generation of the conjugate set.
- (2) For two study areas which had experienced significant Oligocene-Miocene extension, a moderate, undulating background density of normal-sense CDBs was recorded, which became focussed into clusters in places. Later, larger ultracataclastic faults and discrete slip planes are found localised within or at the edges of some of the CDB clusters, but other clusters are present without larger faults within them, suggesting that these clusters may be prior expressions of deformation localisation before generation of the larger faults.
- (3) The petrophysical studies shows: (i) The important role played by host rock properties in the deformation processes; (ii) The grain-size and the porosity reduction evolve with increasing displacement.
- (4) Deformation produces intragranular fracturing, which causes grain size reduction and leads to a porosity decrease due to more efficient packing of the smaller particles.
- (5) Permeability measurements associated with field observations show that CDBs do not have a large influence on single-phase fluid migration despite their relatively high densities. On the other hand, a small number of the larger ultracataclastic faults can form barriers to fluid migration resulting in reservoir compartmentalization.

Sommaire

Introduction	23
Chapitre 1 : Caractérisation de la déformation dans les grès poreux	29
1.1 Les bandes de déformation : localisation de la déformation dans les grès poreux.	32
1.1.1 Définition et nomenclature.....	32
1.1.2 Les microprocessus d'initiation de la fragmentation.....	34
1.1.3 Les différentes catégories de bandes de déformation.....	39
1.2 Impact des bandes de déformation et des failles sur les migrations de fluides dans les grès poreux.....	46
1.2.1 Propriétés pétrophysiques des bandes de déformation.....	46
1.2.2 Impact sur les migrations de fluides.....	48
1.3 Distribution spatiale des bandes de déformation.....	49
1.3.1 Géométrie et distribution des bandes de déformation.....	49
1.3.2 De la bande de déformation à la faille.....	52
1.4 Problématique et présentation du travail effectué.....	54
1.4.1 Limites des études antérieures.....	55
1.4.2 Problématique de l'étude.....	55
1.4.3 Méthodes mises en œuvre et structuration de l'étude.....	56
Chapitre 2 : Contexte géologique général du Bassin du Sud-Est et des affleurements étudiés	59
2.1 Contexte Géologique du Bassin du Sud-Est.....	62
2.1.1 Synthèse stratigraphique du Bassin du Sud-Est.....	63
2.1.2 Synthèse géodynamique du Bassin du Sud-Est.....	71
2.2 Contexte géologique des différents sites d'étude.....	74
2.2.1 Les grès de haute porosité d'Orange.....	74
2.2.2 Les sables de haute porosité du massif d'Uchaux.....	78
2.2.3 Les sables de haute porosité de Bédoin.....	82
2.3 Profondeurs d'enfouissement enregistrées par les affleurements.....	87
2.3.1 Cas des grès d'Orange.....	87
2.3.2 Cas des sables du massif d'Uchaux.....	88
2.3.3 Cas des sables de Bédoin.....	89
2.4 Conclusion.....	91
Chapitre 3 : Caractérisation de la déformation des grès et des sables de haute porosité : cas du bassin du Sud-Est, Provence, France	93
3.1 Les bandes de déformation : marqueurs de la déformation des grès de haute porosité.....	96
3.1.1 Les bandes de déformation cataclastiques.....	96
3.1.2 Les failles majeures ultracataclastiques.....	106

3.1.3	Les bandes de compaction.....	108
3.2	Distribution de la déformation dans les grès du Bassin du Sud-Est.....	110
3.2.1	Méthodologie de <i>relevés systématiques</i> ou <i>scan lines</i>	110
3.2.2	<i>Article 1</i> : Evolution of cataclastic faulting in high-porosity sandstone, Bassin du Sud-Est, Provence, France.....	111
3.3	Conclusion.....	131
 Chapitre 4 : Aspects microstructuraux d'évolution et de croissance de la déformation		135
4.1	Analyse microstructurale multi-échelles de la zone de faille.....	138
4.1.1	Objectif des observations.....	138
4.1.2	Cas des grès cohésifs d'Orange.....	138
4.1.3	Cas des sables peu cohésifs du massif d'Uchaux et Bédoin.....	146
4.1.4	Synthèse des observations et apport à la compréhension des processus de la déformation.....	156
4.1.5	Conclusion sur les observations microstructurales.....	158
4.2	Etude de porosité et de granulométrie des BDCs et des zones de failles par méthode statistique sur clichés MEB.....	159
4.2.1	Objectifs et principe de la méthode.....	159
4.2.2	Résultats des mesures de porosité depuis la roche saine jusqu'à la faille ultracataclastique.....	162
4.2.3	Résultats des mesures de granulométrie depuis la roche saine jusqu'à la faille ultracataclastique.....	172
4.2.4	Discussion sur l'évaluation des propriétés physiques par Image J.....	176
4.2.5	Conclusion sur l'évaluation des propriétés physiques par Image J.....	177
4.3	Etude granulométrique des BDCs et des zones de failles par méthode de diffractométrie laser.....	179
4.3.1	Objectifs et principe de la méthode.....	179
4.3.2	Echantillonnage et mise en œuvre de la méthode.....	181
4.3.3	Résultats des mesures ou évolution de la granulométrie depuis la roche saine jusqu'à la faille ultracataclastique.....	184
4.3.4	Discussions sur la granulométrie par diffractométrie laser.....	193
4.3.5	Conclusion sur la granulométrie par diffractométrie laser.....	194
4.4	Conclusion.....	195
 Chapitre 5 : Etude de perméabilité des BDCs et des failles ultracataclastiques du Bassin du Sud-Est		199
5.1	Contexte et méthodologies d'échantillonnage en vu des essais de perméabilité... 202	
5.1.1	Prérequis aux mesures de perméabilités.....	202
5.1.2	Méthodologies d'échantillonnage dans les grès et les sables.....	203
5.2	Présentation du dispositif de mesure de perméabilité.....	206

5.2.1	Description du système de mesure expérimental.....	206
5.2.2	Méthode de préparation des échantillons.....	208
5.2.3	Méthode de mesure de la perméabilité.....	208
5.2.4	Méthode de calcul de la perméabilité.....	209
5.3	Résultats des mesures de perméabilité.....	211
5.3.1	Evolution de la perméabilité en fonction de la pression.....	214
5.3.2	Perméabilité et effets de l'épaisseur.....	215
5.3.3	Perméabilité et effets de l'anisotropie.....	218
5.3.4	Perméabilité et effets de la cinématique.....	219
5.4	Discussions et implications sur les circulations de fluides.....	220
5.4.1	Comparaison aux données disponibles dans la littérature.....	221
5.4.2	Implications des résultats sur les circulations de fluides.....	223
5.4.3	Limites de la méthode.....	225
5.5	Conclusion.....	226
	Conclusion générale	229
	Références bibliographiques	239
	Annexes : Extraits des cartes géologiques du BRGM au 1/250 000 et 1/50 000	251

Introduction

Dans les lithologies granulaires et sédimentaires de très forte porosité, comme les sables et les grès, la déformation n'engendre pas de surfaces discrètes telles que les failles ou les joints. Dans de telles lithologies, la déformation engendre au contraire la formation de zones appelées *bandes de déformation (BDs)*, qui modifient de façon considérable les propriétés pétrophysiques de la roche sans toutefois générer immédiatement des surfaces de glissement (Aydin, 1978 ; Aydin and Johnson, 1978, 1983 ; Underhill and Woodcock, 1987 ; Antonellini et al., 1994 ; Davis, 1998 ; Fossen et al., 2007). Ces structures sont rarement générées de manière isolée, mais le plus souvent sous forme de réseaux, parfois conjugués, et pouvant s'étendre sur plusieurs centaines de mètres. On rencontre également des groupements de BDCs, ou *clusters de BDCs*, organisés de part et d'autre de plus larges structures telles que les failles.

Le terme *bandes de déformation (BDs)* est générique, il regroupe en réalité l'ensemble des structures déformées présentes dans les grès et les sables de forte porosité. Ces structures déformées ou *bandes de déformation* sont caractérisées à l'affleurement par une taille réduite (leur épaisseur dépassant rarement la dizaine de centimètres et leur longueur n'excédant jamais les 100 mètres) associée à un déplacement généralement limité (Aydin et al., 2006 ; Wibberley et al., 2002). Il est possible de procéder à une classification des *bandes de déformation*, en tenant compte du régime tectonique des structures (Aydin et al., 2006) ou bien du mode de déformation mis en jeu lors de leur initiation et propagation (Fossen et al., 2007).

Dans certains cas, on constate la présence de *failles ultracataclastiques*. Ces larges zones de faille sont composées d'une « matrice » de micro-fragments angulaires de très petite taille, qui peut représenter 90 % du volume de la roche (Shipton et al., 2002 ; Wibberley et al., 2007 ; Fossen et al., 2007). Ce second type de structure est issu d'un mécanisme ainsi que d'un mode de localisation de la déformation différent des BDs, on peut donc penser que ces failles présentent également un comportement mécanique différent (Wibberley et al., 2007). Cependant, l'évolution depuis les BDs vers les failles ultracataclastiques demeure encore mal connue, et les facteurs qui contrôlent cette évolution sont mal déterminés.

La plupart des *bandes de déformation* montrent une réduction très localisée de la taille des grains, associée à une réduction correspondante de la porosité. Ces modifications microstructurales ont ainsi des conséquences directes sur la perméabilité de la roche. En revanche, les implications exactes de ces structures sur la perméabilité des roches et sur les écoulements de fluides dans les réservoirs sont encore mal connues. Pourtant, la compréhension des caractéristiques géométriques et hydromécaniques des failles ou des structures qui affectent les réservoirs est essentielle à une meilleure connaissance des circulations de fluides.

Objectifs du travail

Lors de ce travail, nous proposons de réaliser une étude multi-échelles complète, basée sur une large campagne de relevés de terrain et sur plusieurs méthodes d'analyses en laboratoire. L'objectif de ces travaux est essentiellement d'apporter une vision globale des objets déformés qui affectent les réservoirs gréseux, depuis les *bandes de déformation* jusqu'aux larges failles ultracataclastiques. Au cours de notre étude, nous apporterons les éléments nécessaires afin de répondre à trois questions essentielles, qui sont les suivantes :

- (1) Quelles sont les relations entre les BDCs et les larges failles ultracataclastiques ?
- (2) Quels sont les facteurs qui contrôlent la distribution et la localisation de la déformation ?
- (3) Quel est l'impact des BDCs et des failles sur la perméabilité et les circulations de fluides à l'intérieur des réservoirs ?

Choix des sites d'étude et méthodologies utilisées

Dans le but de répondre au mieux aux questions précédemment posées, nous avons choisi de réaliser notre étude sur trois sites distincts, tous situés dans des terrains du Crétacé Supérieur du Bassin du Sud-Est, en Provence (France). Ces trois sites ont été choisis pour la diversité des lithologies et des régimes tectoniques qu'ils présentent :

- (1) Le site des grès cohésifs d'Orange, d'âge cénomanien et présentant une déformation de type *bandes de déformation cataclastiques* en mouvement inverse et organisées en système conjugué.
- (2) Le site des sables peu cohésifs du Massif d'Uchaux, d'âge turonien et présentant deux populations de *bandes de déformation cataclastiques*, en mouvement normal et décrochant, toutes deux organisées selon un système conjugué.
- (3) Le site des sables peu cohésifs de Bédoin, d'âge cénomanien et présentant trois populations de *bandes de déformation cataclastiques*, en mouvement normal, invers et décrochant, chacune organisée selon un système conjugué.

Nous disposons ainsi de plusieurs affleurements présentant des caractéristiques variées, qui permettent l'évaluation des facteurs tels que la lithologie, le régime tectonique ou encore l'échelle des structures sur le contrôle de l'initiation et de la propagation de la déformation. Dans le but d'évaluer au mieux ces facteurs, nous avons choisi d'utiliser les relevés de terrain comme les essais en laboratoire. Les méthodologies choisies sont les suivantes :

- (1) La réalisation de relevés de terrain systématiques, sous forme de *transect de mesure* ou *scan lines*, qui permettent l'élaboration d'une cartographie précise de la déformation à l'échelle de l'affleurement.
- (2) Des observations microstructurales sur clichés au microscope électronique à balayage ou MEB. Ces clichés ont ensuite été traités avec le logiciel de traitement d'image automatique *Image J*, dans le but de déterminer les différents paramètres de porosité et de granulométrie des objets déformés.
- (3) L'utilisation d'un granulomètre par diffractométrie laser *Coulter LS200*.
- (4) L'utilisation d'un dispositif de perméabilité au gaz, avec application d'une pression de confinement.

Structuration du mémoire

Les différents travaux menés ainsi que les résultats obtenus lors de cette étude seront présentés selon cinq chapitres.

Le *Chapitre 1* constitue une introduction bibliographique à la problématique des BDs et de leur évolution vers les larges failles ultracataclastiques, ainsi que de leur impact sur la perméabilité des réservoirs. Nous y présenterons plus en détail la problématique de notre étude ainsi que sa structure.

Au cours des *Chapitre 2* et *Chapitre 3*, nous présenterons le contexte géologique global du Bassin du Sud-Est puis les observations et résultats obtenus à la suite des différents relevés de terrain.

Le *Chapitre 4* sera constitué autour de différentes méthodes de laboratoire complémentaires, afin d'établir la définition microstructurale des objets observés et prélevés sur le terrain.

Enfin, le *Chapitre 5* sera consacré à l'étude de perméabilité des structures déformées ainsi qu'à leur impact sur la perméabilité globale des réservoirs.

Chapitre 1

Caractérisation de la déformation dans les grès poreux

Dans les lithologies silico-clastiques telles que les grès et les sables de forte porosité, la déformation ne se manifeste pas par des fractures ou des joints traditionnels présentant des surfaces discrètes. La déformation produit au contraire une modification localisée des propriétés physiques de la roche, qui se traduit par une évolution de ses caractéristiques micro structurales (Aydin, 1978; Aydin and Johnson, 1978, 1983; Underhill and Woodcock, 1987; Antonellini et al., 1994; Davis, 1998; Fossen et al., 2007).

Les structures ainsi créées et qui affectent les grès et les sables de forte porosité sont appelées *bandes de déformation (BDs)* ou *deformation bands (DBs)* (Aydin, 1978 ; Aydin and Johnson 1978, 1983). Ces structures d'épaisseur réduite présentent un déplacement modéré (le plus souvent équivalent à leur épaisseur) et des dimensions ne dépassant jamais 100 mètres de long (Fossen and Hesthammer, 1997 ; Aydin et al, 2006). Ces structures, lorsqu'elles surviennent dans des réservoirs d'hydrocarbures, sont susceptibles d'impacter fortement les circulations de fluides, c'est pourquoi il est tout à fait essentiel de comprendre les modes d'initiation comme de propagation des *bandes de déformation*. Une meilleure compréhension des mécanismes à l'origine de ces structures est en effet fondamentale, de façon à prévoir leur occurrence dans les réservoirs gréseux, et à considérer leur impact sur les modélisations d'écoulement et d'exploitation d'hydrocarbures.

Au cours du Chapitre 1, nous présentons une étude bibliographique des *bandes de déformation*. Au cours de cette introduction, nous apporterons les éléments bibliographiques nécessaires afin de répondre aux questions suivantes :

Comment peut-on définir une « bande de déformation » ? Quelles en sont les caractéristiques essentielles et quels sont les processus de formation de ces structures ?

Quelle est l'organisation et la distribution spatiale de ces structures à l'affleurement ?

Quel impact la déformation produit-elle sur les propriétés pétrophysiques de la roche ? La modification de ces propriétés entraîne-t-elle des conséquences sur les circulations des fluides ?

1.1 Les bandes de déformation : localisation de la déformation dans les grès poreux

Dans cette section de l'étude, nous proposons de réaliser une introduction bibliographique des objets déformés présents dans les grès et les sables de forte porosité : les bandes de déformation. Nous établirons ainsi la définition et la nomenclature de ces objets. Nous procéderons ensuite à la présentation des différents processus d'initiation et de propagation de la déformation mise en jeu. Enfin, nous terminerons cette section par une revue des différentes catégories de bandes de déformations répertoriées sur les sites d'étude en fonction de la cinématique et des modes de déformation mis en jeu.

1.1.1 Définition et nomenclature

Au sein des lithologies granulaires poreuses, telles que les grès, la localisation de la déformation produit des structures appelées *bandes de déformation (BDs)* ou *deformation bands (DBs)* (Rudnicki and Rice, 1975). Sur le terrain, les bandes de déformation apparaissent comme des structures fines, de quelques millimètres à quelques centimètres, qui présentent un déplacement réduit (Aydin et al., 2006 ; Wibberley et al., 2000). Ces structures présentent la plupart du temps une augmentation de la cohésion (Davis, 1998) et une diminution de la perméabilité (Antonellini et Aydin, 1994 ; Antonellini et al., 1999 ; Fossen et al., 2005 ; Fossen and Bale, 2007 ; Crawford, 1998 ; Eichhubl et al., 2004).

Le terme *bande de déformation* ou *deformation band* a été utilisé pour la première fois dans un contexte de déformation des grès par Aydin (Aydin, 1978 ; Aydin and Johnson 1978, 1983). Depuis, la dénomination *bande de déformation* a été élargie et englobe l'ensemble des structures définies comme *microfaults* (Jamison and Stearns, 1982), *cataclastic faults* (Fisher and Knipe, 2001), *small normal faults* (Ackermann and Schlische, 1997), *microfractures* (Borg et al., 1960 ; Dunn et al., 1973 ; Gabrielsen et Koeslter, 1997), *shear bands* (Menéndez et al., 1996), *deformation-band shear zones* (Davis 1999), *Luders' bands* (Friedman and Logan, 1973 ; Olsson, 2000), *cataclastic slip bands* (Fowles and Burley, 1994) et *granulation seams* (Pittman 1981 ; Beach et al., 1999 ; Du Bernard et al., 2002b).

Selon Fossen (Fossen et al., 2007), les principales caractéristiques des bandes de déformations contenues dans des roches ou des sédiments poreux peuvent être résumés en quatre points :

- (1) Le terme *bande de déformation* doit être réservé aux lithologies de forte porosité ; essentiellement les sables et les grès poreux. En effet, les microprocessus de la déformation tels que les glissements et rotations de grains (que nous détaillerons dans le prochain paragraphe) nécessitent une porosité initiale élevée. Dans le cas contraire, la déformation produira préférentiellement des fractures, des stylolites ou des plans de glissement (Dunn et al., 1973 ; Rutter and Hadizadeh, 1991).

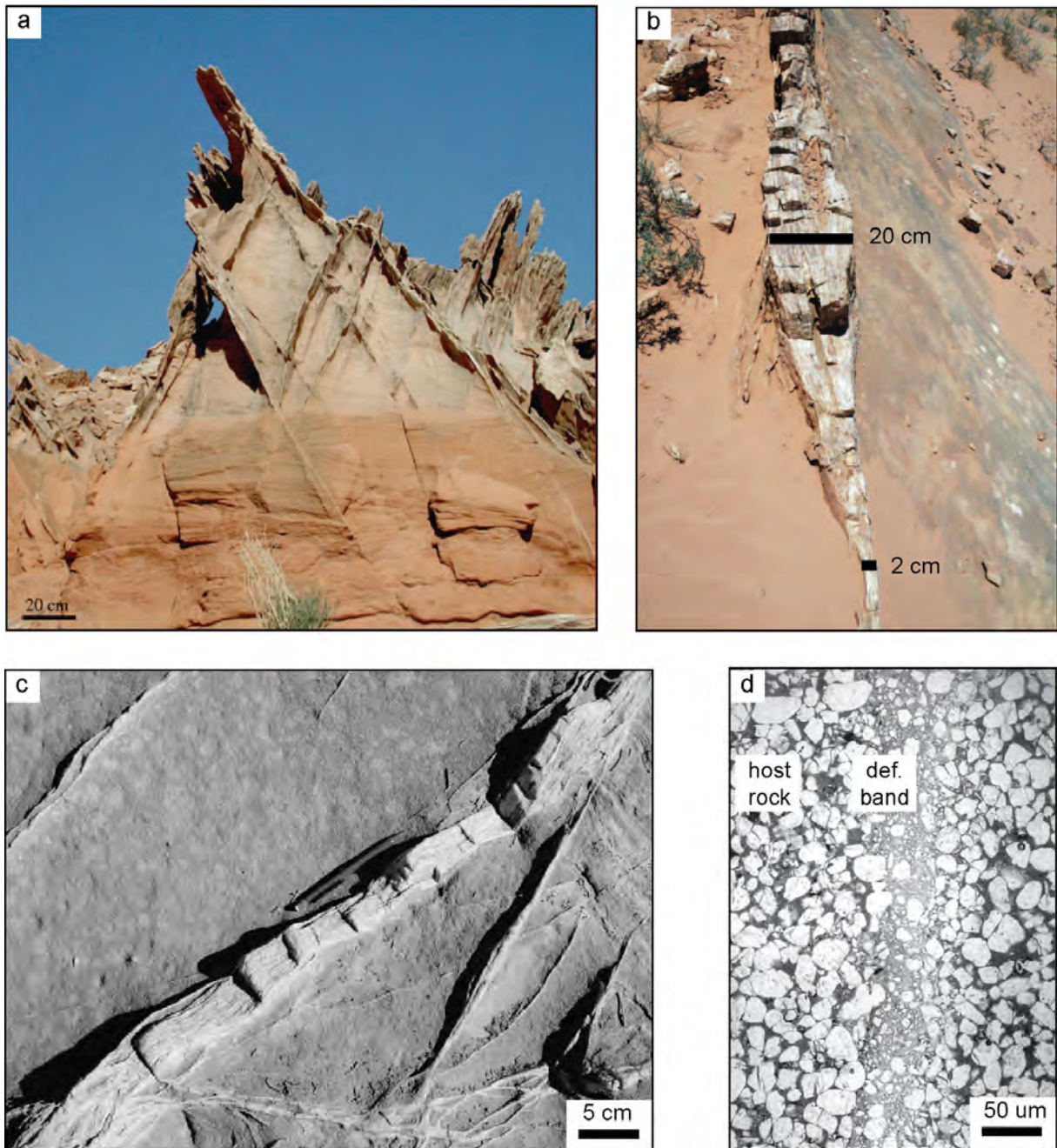


Figure 1.1 – (a) Bandes de déformation (BDs) conjuguées dans les grès d'Entrada, Utah. L'augmentation de la cohésion résultant de la diminution de la porosité a provoqué une érosion différentielle de type « fault-fin landscape ». Extrait de Fossen and Bale, 2007. (b) Zone de bandes de déformation présentant des variations d'épaisseur extrêmement rapides dans les grès d'Entrada, Utah. Extrait de Fossen and Bale, 2007. (c) Bandes de déformation fines et épaisses dans la formation Navajo Sandstone, Utah. (Extrait de Tindall, 2006). (d) Microstructure d'une BD prélevée dans les grès du rift de Suez. La zone déformée présente une réduction de la taille des grains et de la porosité. (Modifié d'après Du Bernard et al., 2002b)

- (2) Les bandes de déformation ne représentent pas de surfaces de glissement. Des surfaces de glissement peuvent cependant exister au sein d'ensembles de bandes déformées, mais elles constituent alors un stade avancé de la déformation.
- (3) Les bandes de déformation sont organisées en bandes isolées, en zones de bandes de déformation et parfois en zones de bandes associées à un plan de glissement (figure 1.1).
- (4) Le déplacement ou offset sur les bandes de déformation est généralement limité, il ne dépasse que rarement les quelques centimètres (Engelder, 1974 ; Antonellini and Aydin, 1994 ; Fossen and Hesthammer, 1997). Quant à la longueur des structures déformées, elle ne dépasse jamais les 100 m de long (Fossen and Hesthammer, 1997 ; Aydin et al, 2006).

Au delà du fait qu'elles ne présentent pas de surface de glissement discrète, les bandes de déformation se distinguent des fractures et des failles par plusieurs caractéristiques tout à fait essentielles. Tout d'abord, l'ensemble des données de terrain montre que pour une longueur équivalente, les bandes de déformation présentent une épaisseur plus forte et un rejet plus faible que les failles (Wibberley et al., 1999, 2000 ; Muraoka and Kamata, 1983 ; Fossen and Hesthammer, 1997). Ensuite, on peut remarquer que si les fractures engendrent une perte, ou tout du moins une diminution de la cohésion, les BDs induisent au contraire une augmentation de la cohésion. Cette augmentation parfois importante de la cohésion peut engendrer des processus d'érosion différentielle, qui mettent en relief les structures en formant des ensembles appelés *fault-fin landscape* (Davis, 1998) tels que ceux présentés en figure 1.1a dans les grès de l'Utah. Nous devons également relever que les BDs sont la plupart du temps associées à une réduction de la porosité (figure 1.1d) et par conséquent de la perméabilité de la roche (Fossen and Bale 2007 ; Shipton et al., 2002 ; Antonellini and Aydin, 1994 ; Gibson, 1998).

1.1.2 Les microprocessus d'initiation de la fragmentation

Les micro-mécanismes de déformations qui génèrent les BDs sont intimement liés aux propriétés lithologiques et structurales de la roche saine. A l'échelle granulaire, la déformation est ainsi accommodée selon trois processus majeurs : les glissements et rotations de grains, la fracturation intragranulaire et enfin la pression - dissolution. Lorsque les contraintes au niveau des contacts intergranulaires excèdent la résistance des grains, il se produit une fracturation qui aboutit vers une fragmentation ; c'est la déformation cataclastique (Zang et al., 1990 ; Wibberley et al., 2007 ; Wu et al., 2000).

1.1.2.1 Les glissements et rotations de grains

Lorsqu'un ensemble de particules individuelles mais cependant en contact les unes avec les autres est soumis à un champ de contraintes, il se produit un réarrangement des particules qui subissent des glissements et des rotations les unes sur les autres (Rowe, 1962). Dans le cas

d'une roche ou d'un sédiment granulaire peu induré, l'application d'une contrainte est donc susceptible d'engendrer une même réorganisation des grains par des processus de glissement et de rotation, appelés aussi *granular flow* (Twiss and Moores, 1992) ou *particulate flow* (Rawling and Goowin, 2003). Cependant, cette accommodation de la déformation à l'échelle du grain ne survient généralement que dans le cas d'une porosité élevée et d'une pression de confinement faible. Si l'un ou l'autre de ces deux facteurs est absent, il en résultera au contraire une propagation de fractures discrètes (Fossen et al., 2007). Il faut également garder à l'esprit qu'un tel processus ne peut qu'accommoder une déformation minimale, essentiellement durant les premiers stades de l'initiation et de la propagation.

Mais les processus de type *granular flow* peuvent également se produire dans un contexte de porosité modérée et de pression plus importante, à condition que la zone de cisaillement soit déjà évoluée. Dans ce cas, il s'agit en fait d'une modification des mécanismes de la déformation ainsi que des propriétés de la zone de cisaillement au cours de son évolution (Mandl et al., 1977).

Au contraire des sables et des sédiments peu indurés, le ciment présent dans les grès va en grande partie inhiber les processus de glissement et de rotation relatif des grains. Cependant, si la pression de confinement est faible et que la contrainte cisailante est suffisamment élevée, il peut se produire une rupture des liaisons (Menéndez et al., 1996). Dans ce cas, les mouvements de grains deviennent alors possibles.

1.1.2.2 La fracturation intragranulaire

L'observation d'un ensemble de particules granulaires montre qu'il existe une répartition hétérogène de la déformation (Bruno et Nelson, 1991). Les concentrations maximales des contraintes sont atteintes aux points de contacts entre les grains (Gallagher et al., 1974). Dans un agrégat de grains non jointifs, il existe donc une forte corrélation entre la répartition des contraintes, la forme des grains, leur arrangement et la porosité. Dans ces conditions, des fractures intragranulaires peuvent alors se propager à partir des points de contact entre les grains. Ce processus est appelé « Hertzian Fracturing », du nom de la théorie de Hertz qui étudie les modes de contact entre deux sphères.

Les processus de « Hertzian Fracturing » sont susceptibles de se produire dans des roches cohésives telles que les grès, au sein desquels le ciment freine les phénomènes de glissements et de rotations, mais pour lesquelles la porosité est suffisamment élevée (Antonellini and Aydin, 1994). L'ensemble des observations réalisées sur des structures naturelles comme sur les modèles révèlent un même processus (Gallagher et al., 1974 ; Aydin, 1978 ; Gallagher, 1987 ; Du Bernard et Maerten, 2001 ; Mair et al., 2002). Les essais en photoélasticimétrie de Gallagher (Gallagher et al., 1974) montrent ainsi que les isochromatiques reproduisant les lignes d'égale contrainte différentielle s'initient aux points de contacts intergranulaires, pour se propager ensuite à l'ensemble du grain (figure 1.2a et 1.2b). Les différentes expériences menées sur des matériaux synthétiques (Gallagher et al., 1974) comme les clichés MEB confirment la propagation de fractures intragranulaires depuis les zones de contact (figure

1.2c et 1.2d). Il est alors essentiel de noter que l'initiation et la propagation des fractures intragranulaires est intimement liée à la répartition des contacts entre les grains, c'est-à-dire à la forme des grains, à leur organisation et à la porosité de la roche.

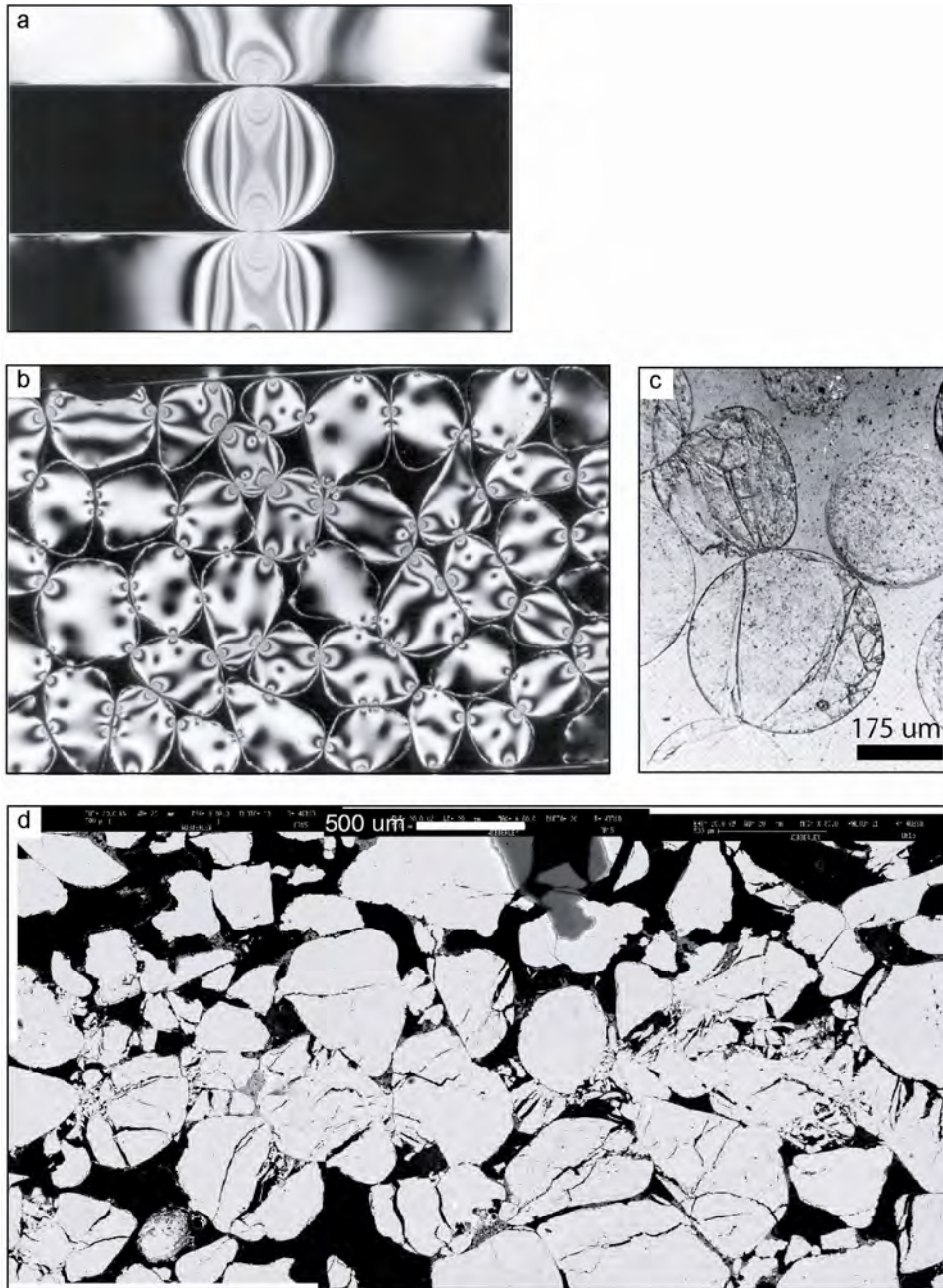


Figure 1.2 – (a) et (b) Simulations en photo-élasticimétrie des contraintes subies par des particules disjointes en chargement uniaxial (Gallagher et al., 1994). Chaque frange isochromatique correspond à un même niveau de contrainte différentielle. (c) Fractures initiées aux points de contacts entre plusieurs disques de plexiglas (Gallagher et al., 1974). Cliché MEB d'une BDC prélevée dans les grès d'Orange. Les fractures sont initiées aux points de contact entre les grains (Modifié d'après Wibberley et al., 2007).

1.1.2.3 La cataclase et la comminution

Nous définirons par le terme *cataclase* les mécanismes de fracturations intragranulaires. La propagation et l'intensification de ces fractures engendrent un schéma de fracturation intense, défini comme la *comminution*, au sein de laquelle les micro-fragments néo-formés constituent une roche de faille, nommée *cataclasite*.

La fracturation intragranulaire initiée aux points de contact entre les grains et précédemment décrite comme « Hertzian Fracturing » produit l'apparition de fragments néo-formés et particulièrement anguleux. Ces fragments très anguleux sont alors soumis à des contraintes encore plus intenses que les grains réguliers non déformés (Aydin, 1978) et subissent une refracturation d'autant plus intense. Ces fractures intragranulaires qui affectent initialement quelques grains vont ainsi se propager, pour donner naissance à la bande de déformation cataclastique (figure 1.3a). Un grain fracturé va donc subir plusieurs phases de fracturations successives, qui vont mener à une véritable pulvérisation du matériel initial (figure 1.3b).

Les micro-fragments issus de la comminution vont également subir des réorganisations telles que les glissements et rotations de grains. Ces cataclasites vont alors migrer dans les espaces intergranulaires disponibles, en produisant une réduction parfois importante de la porosité (Antonellini and Aydin, 1994).

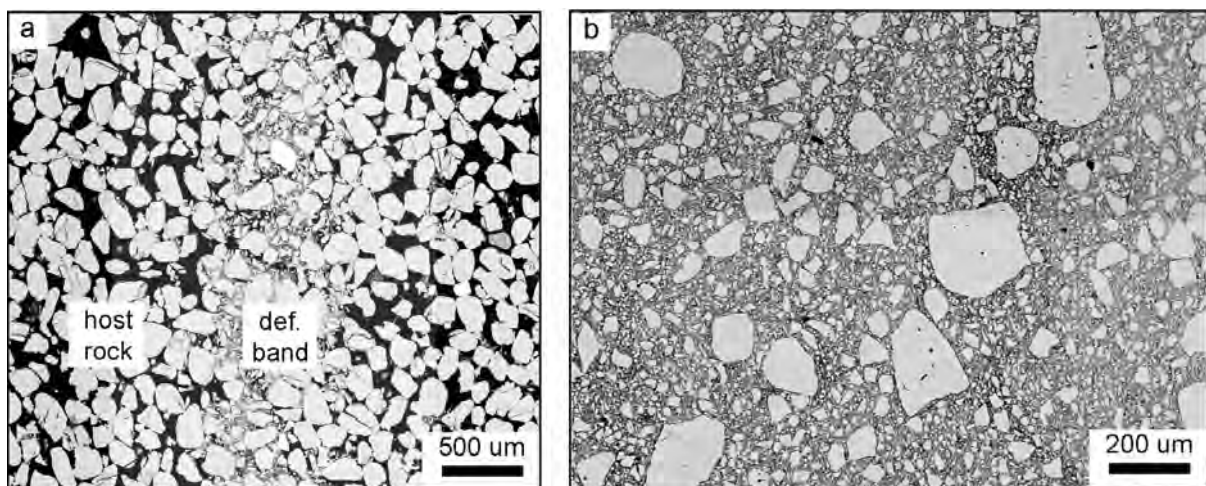


Figure 1.3 – Clichés MEB de structures (a) cataclastiques et (b) ultracataclastiques prélevées dans les sables de Bédoin (Carrière Sifracco). On peut voir l'intense fracturation des grains, qui migrent dans les espaces intergranulaires disponibles en provoquant une réduction notable de la porosité (Modifié d'après Wibberley et al., 2007). (a) BDC fine à brin unique, d'épaisseur millimétrique. (b) Zone de faille ultracataclastique, avec un rejet normal de 2,5 mètres.

1.1.2.3 La fracturation transgranulaire

Les phénomènes de *fracturations transgranulaires* surviennent généralement dans des lithologies marquées par une forte cimentation. Dans ce cas, les phénomènes de glissement / rotation sont rendus impossibles, tout comme le « Hertzian Fracturing ». Les grès très cimentés présentent ainsi un comportement plus proche de celui d'une roche homogène que d'un ensemble granulaire. La déformation à l'intérieur de telles lithologies est alors accommodée par le développement de fractures transgranulaires, qui peuvent traverser des grains comme du ciment (Labaume et Moretti, 2001 ; Labaume et al., 2001).

Les fractures transgranulaires ne reprennent en aucun cas des fractures intragranulaires antérieures, la roche se comportant comme un ensemble homogène. En revanche, la présence de pores non cimentés ou de fractures semble favoriser l'initiation comme l'amortissement des fractures transgranulaires (Kranz, 1983), qui présentent des changements de directions fréquents aux abords des limites de grains (figure 1.4a). Les fractures transgranulaires ainsi formées peuvent être organisées de manière isolée ou bien en groupes anastomosés (Mitra, 1984 ; Labaume et Moretti, 2001). Dans ce cas, les fragments contenus entre les différentes fractures peuvent adopter un comportement de type glissement / rotation ou bien comminution (figure 1.4b), en fonction du régime de contraintes subi.

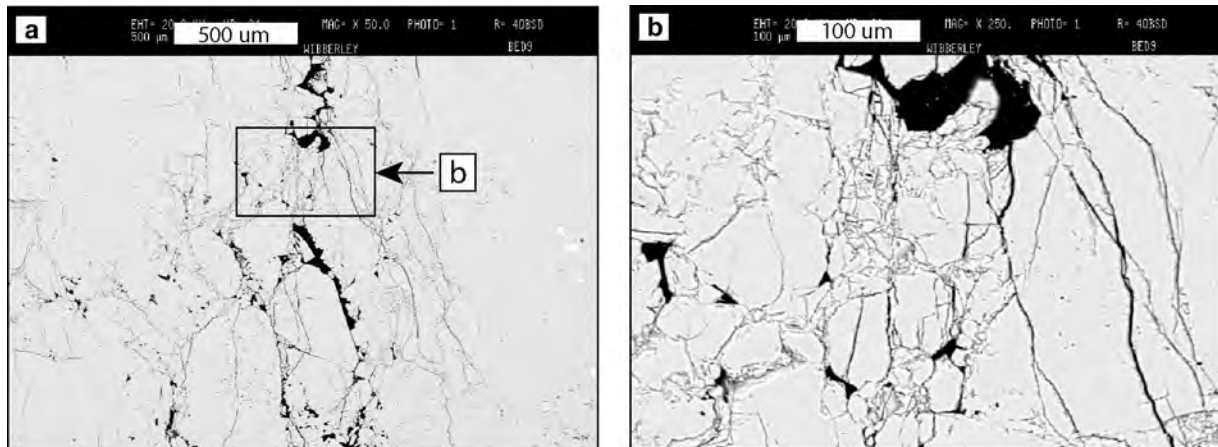


Figure 1.4 – Clichés MEB de fractures transgranulaires à l'intérieur d'une BDC cimentée prélevée dans les sables de Bédoin (Carrière Sifraco). Les contours des grains sont visibles sur le cliché (a).

1.1.2.4 La pression – dissolution

Les sables et les grès poreux peuvent également être affectés par un autre mécanisme de déformation : la *pression – solution*, aussi appelée *dissolution – cristallisation* sous contrainte

(Heald, 1955 ; Weyl, 1959 ; Rutter, 1976). Ces mécanismes sont lents, et associent la dissolution, le transport et la précipitation, tout en nécessitant la présence de fluides. La déformation se produit ainsi selon trois phases successives : (1) la dissolution au niveau des contacts entre les grains ; (2) le transport par les fluides du matériel dissout ; (3) la précipitation du matériel dissout dans les espaces disponibles. Ces processus ont pour effet une modification majeure de la forme des grains, et participent de façon importante à la diminution de la porosité (Renard et al., 2002).

Les trois principaux facteurs contrôlant les mécanismes de pression - solution sont : l'intensité de la contrainte, la température et la taille des grains (Renard et al., 2002). Mais la présence de phyllosilicates est également tout à fait déterminante en raison de la quantité importante d'eau susceptible d'y être stockée. La présence d'argiles ou de micas agit donc comme un catalyseur du processus de dissolution des grains de quartz (Fossen et al., 2007).

1.1.3 Les différentes catégories de bandes de déformation

Les bandes de déformation (BDs) qui affectent les grès, les sables et les sédiments peu consolidés de forte porosité présentent des faciès et des caractéristiques variées. Nous présentons ici deux types de classifications, qui permettent de prendre en compte la majeure partie des structures existantes et reconnues sur le terrain. La première classification proposée est fonction de la cinématique mise en jeu, avec trois composantes principale (Aydin et al., 2006). La seconde classification s'appuie au contraire sur les différents mécanismes mis en jeu lors de l'initiation puis de la propagation de la déformation (Fossen et al., 2007).

1.1.3.1 Classification des BDs en fonction de la cinématique

Une première classification des bandes de déformation peut être proposée en fonction de la cinématique mise en jeu (figure 1.6). Dans ce cas, on distingue les BDs cisailantes, les BDs compactantes, les BDs dilatantes ou bien des structures hybrides de ces trois différents types (Aydin et al., 2006). La plupart des structures décrites à partir des observations de terrain semblent correspondre à des BDs associant cisaillement et compaction. Lorsque de telles structures sont associées à une intense fracturation, ou comminution, elles sont appelées *bandes de déformation cataclastiques (BDCs)* ou *cataclastic deformation bands (CDBs)*.

Les bandes de déformation cisailantes

Selon Aydin, une BD cisailante est caractérisée à l'affleurement par *un décalage décrochant macroscopique le long d'une zone ayant une épaisseur finie, de plusieurs ordres de grandeur inférieur aux deux autres dimensions* (Aydin et al., 2006). Ce décalage décrochant peut être déterminé par la présence de marqueurs antérieurs à la déformation, tels que les niveaux stratigraphiques ou des BDs antérieures. La plupart des BDs cisailantes présentent un déplacement limité, de quelques millimètres à quelques centimètres (Engelder,

1974 ; Antonellini et al., 1994 ; Fossen and Hesthammer, 1997). Les BDs cisailantes présentent également une longueur réduite, qui n'excède jamais 100 mètres de long (Fossen and Hesthammer, 1997 ; Aydin et al, 2006).

Du fait des processus de fracturation, de réorganisation des grains et de cataclase précédemment décrits, ces structures présentent une cohésion et de ce fait une résistance plus forte que la roche saine environnante. Il en résulte ainsi une érosion différentielle, qui dans les cas extrêmes aboutit à la formation de paysages décrits comme des « fault-fin landscape » (Aydin and Johnson, 1978 ; Davis, 1999).

Les bandes de déformation compactantes

Les premiers exemples de BDs compactantes décrits dans la littérature ont été observés dans le parc national de *Valley of Fire*, au sud-est du Nevada (Hill, 1989 ; Cakir and Aydin, 1994). D'autres affleurements ont ensuite été découverts, et notamment dans la formation des grès *Navajo* et d'*Entrada* dans l'Utah (Mollema and Antonellini, 1996).

Sur le terrain, les BDs compactantes ne montrent pas de rejet cisailant évident. De plus, elles sont souvent plus épaisses que les BDs cisailantes présentes dans la même lithologie (Mollema and Antonellini, 1996 ; Cakir and Aydin, 1994). A l'échelle microscopique, ces structures ne montrent pas de déplacement cisailant, mais au contraire un réarrangement des grains par compaction. La compaction produit ainsi une baisse drastique de la porosité, qui passe de 30% dans la roche saine à 5 % dans la structure déformée (Aydin et al., 2006).

Les bandes de déformation dilatantes

Des bandes de déformation présentant une augmentation locale de la porosité ainsi qu'une absence de déplacement en cisaillement ont été observées par Du Bernard et al. (2002a). Ces structures dilatantes de 1 à 2 mm d'épaisseur ont été répertoriées au sein d'une unité tabulaire de sables poreux et peu consolidés d'âge Pléistocène dans les terrasses marines de *Savage Creek* (Du Bernard et al., 2002a ; Cashman and Cashman, 2000 ; Harvey and Weppner, 1992).

Les travaux menés par Du Bernard et al. (2002) ont montré que ces structures dilatantes se sont préférentiellement formées selon un mode d'ouverture et qu'elles sont très différentes des joints ou fractures présentant des surfaces discrètes. Les BDs dilatantes présentent en effet une nette augmentation de la porosité, mais sans la présence de plans de glissement.

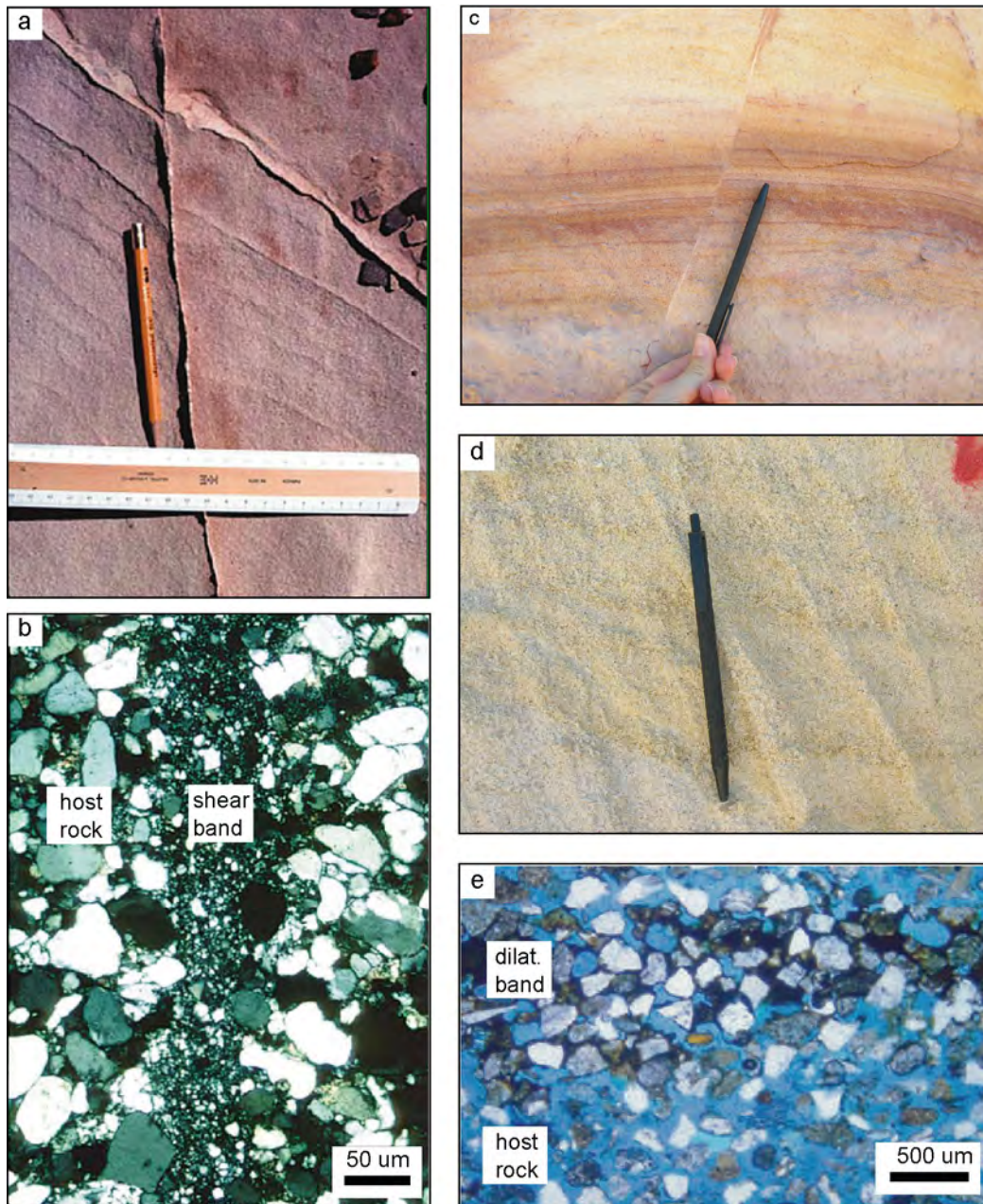


Figure 1.5 – (a) Cliché d'une BD cisailante dans les grès d'Entrada, Utah. La BD montre un déplacement de quelques mm des structures antérieures (Modifié d'après Aydin et al., 2006) (b) Cliché au microscope montrant la réduction de taille des grains dans une BD cisailante dans les grès d'Entrada, Utah. (Modifié d'après Aydin et al., 2006) (c) Cliché d'une BD cisailante dans les sables de Bédoin, France. La BD montre un déplacement de quelques mm des marqueurs stratigraphiques. (d) Bande de compaction dans les sables du Massif d'Uchaux, France. (d) Microstructure d'une BD dilatante prélevée dans les terrasses marines Pléistocène de Savage Creek, Californie. (Modifié d'après Du Bernard et al., 2002a).

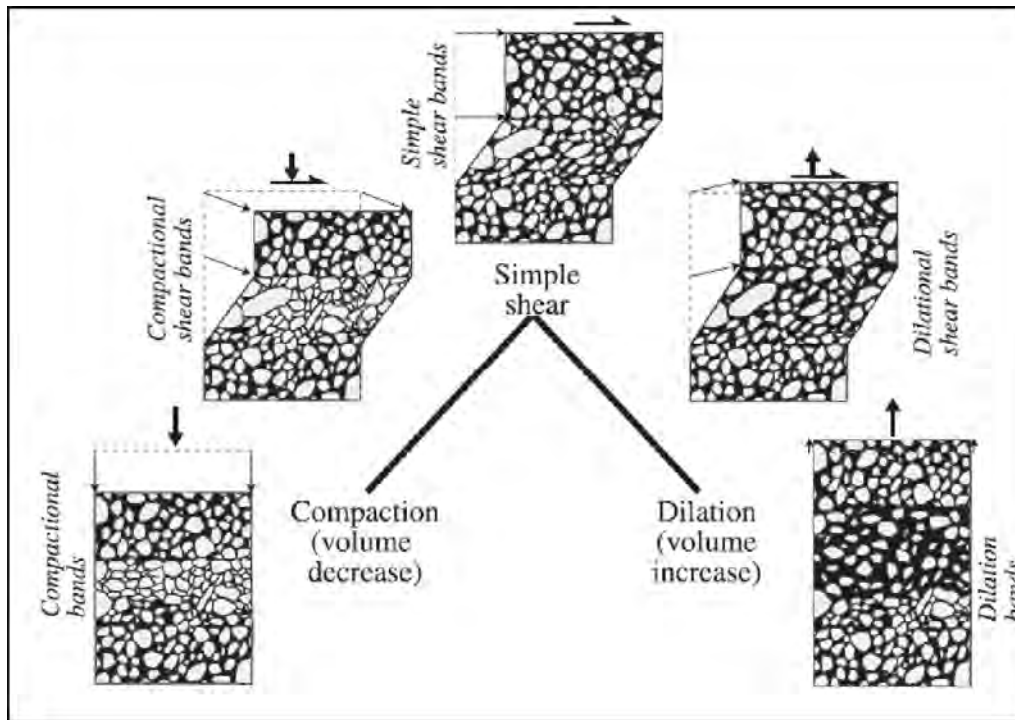


Figure 1.6 – Classification des bandes de déformation en fonction de la cinématique (Extrait de Fossen et al., 2007).

1.1.3.2 Classification des BDs en fonction des mécanismes de déformation

Si nous avons précédemment présenté la classification des BDs en fonction de leur cinématique, que proposent Aydin et al. (2006), nous exposons à présent la classification des structures en fonction des mécanismes de déformation mis en jeu (Fossen et al., 2007). Les mécanismes responsables de la déformation sont dépendants de multiples facteurs, tels que la lithologie, la minéralogie, la taille des grains, la cimentation ou l'état de contrainte. Les principaux mécanismes de déformation, que nous avons en partie explicités dans le paragraphe précédent, sont constitués par : (1) les glissements et rotations de grains, (2) la cataclase ou fracturation intense, (3) la présence de phyllosilicates, susceptible d'induire des mécanismes différents que ceux affectant les sables uniquement quartzeux (4) les dissolutions et cimentations. La classification des BDs par les mécanismes de déformation impliqués, tout comme la classification basée sur la cinématique, est tout à fait primordiale pour la compréhension de l'évolution des propriétés pétrophysique des structures, c'est à dire pour comprendre leur impact sur la perméabilité des réservoirs.

Les bandes de désagrégation

Les *bandes de désagrégation* ou *disaggregation bands*, sont issues de l'association entre un mouvement cisailant et une désagrégation ou désorganisation du schéma d'arrangement

des grains (figure 1.7a). Cette désorganisation est le produit des processus de glissements et de rotations de grains appelés aussi *granular flow* (Twiss and Moores, 1992) ou *particulate flow* (Rawling and Goowin, 2003). Ces structures sont couramment rencontrées dans les sables ou les autres lithologies granulaires peu consolidées (Mandl et al., 1977 ; Du Bernard et al., 2002a ; Bense et al., 2003).

Les bandes de désagrégation représentent la plupart du temps un stade initial de la déformation, on observe alors un rejet limité à quelques centimètres et des longueurs de structures inférieures à la dizaine de mètres (Fossen et al., 2007). Ces structures, du fait de leur faible épaisseur et de l'absence de comminution, sont parfois très peu visibles à l'affleurement et ne sont alors identifiables que par le décalage des marqueurs stratigraphiques qu'elles engendrent. Fossen et al. (2007) ont montré que l'épaisseur des bandes de désagrégation est intimement liée à la taille de grain initiale. Ils observent ainsi des bandes d'une épaisseur de 1 mm dans les grès très fins et des bandes de 5 mm dans les grès plus grossiers.

Les bandes à phyllosilicates

Les *bandes à phyllosilicates* surviennent essentiellement dans les grès et les sables contenant une proportion minimale de 10 à 15 % de ces minéraux (Knipe et al., 1997). Ces structures peuvent aisément être considérées comme des bandes de désagrégation, au sein desquelles les mouvements de grains sont favorisés par la présence des phyllosilicates (figures 1.7b).

La présence de minéraux argileux peut être à l'origine de deux schémas microstructuraux, tous deux responsables d'une importante diminution de la porosité. Dans le premier schéma, les minéraux argileux se fragmentent et se regroupent avec des grains de quartz (Gibson, 1998) pour former des bandes à granulométrie très fine au sein desquelles la porosité est très faible (Antonellini and Aydin., 1994). Lorsque les particules argileuses sont plus volumineuses, elles tendent à s'aligner selon une fabrique, entraînant avec elles d'importants mouvements des grains de quartz. De manière générale, pour une épaisseur équivalente, les bandes à phyllosilicates présentent un déplacement plus fort que les autres types de bandes déformées, ceci étant principalement dû à l'amplification des mouvements grains sur grains.

Lorsque la proportion d'argiles est très importante, au-delà de 40 %, on parle alors de *clay smear* (Fisher and Knipe, 2001). On appelle *clay smear* une couche d'argile très fine et continue, issue de la déformation, de l'étirement et de la réorganisation des minéraux argileux sans rupture.

Les bandes cataclastiques

Les *bandes de déformations cataclastiques (BDCs)* ont été définies et décrites à l'affleurement par plusieurs travaux et notamment ceux de Aydin (1978), Aydin and Johnson (1983) et Davis (1999). On parle de BDCs lorsque le principal mécanisme de déformation est la fracturation des grains ou cataclase. Lorsqu'elle est bien développée, la BDC présente une large distribution de taille des grains, avec une forte proportion de micro-fragments

ultracataclastiques, qui produisent une réduction de la porosité de part leur migration dans les espaces intergranulaires (Fossen et al., 2007). La propagation de telles structures se fait généralement selon du *strain hardening* (Aydin, 1978), expliquant le faible déplacement d'ordre centimétrique qui y est observé.

Les BDCs ont été observées et décrites dans une multitude de sites présentant des lithologies de type grès poreux. Elles ont ainsi été observées dans le rift de Suez (Beach et al., 1999 ; Du Bernard et al., 2002b), au Royaume Uni (Underhill and Woodcock, 1987 ; Beach et al., 1997 ; Knott, 1993), dans les grès ordoviciens de l'Oklahoma (Pittman, 1981), dans les grès permien de la Mer du Nord (Fisher and Knipe, 2001) et de la Norvège (Lothe et al., 2002), dans les grès jurassiques du sud-ouest des Etats-Unis (Aydin, 1978), Jamisson and Stearns, 1982 ; Davis, 1999) et également en France dans les grès crétacés du Bassin du Sud-Est (Wibberley et al., 2000, 2007).

Les BDCs sont aussi observées dans les sables peu à non cohésifs. Elles ont ainsi été décrites dans les sables formant les terrasses marines de Californie (Cashman and Cashman, 2000), dans le rift du Rio Grande (Heynekamp et al., 1999 ; Rawling and Goodwin, 2003) et dans les sables crétacés du Bassin du Sud-Est (Wibberley et al., 2007).

Les bandes type pression – dissolution

Les structures que nous appellerons les « *solution bands* » (Gibson, 1998) ou les *bandes de pression – solution* sont issues des mécanismes de dissolution, de transport puis de recimentation qui se produisent simultanément ou postérieurement à la déformation. Les *solution bands* montrent des formes de grains très caractéristiques, dues aux processus de dissolution aux contacts intergranulaires et de cimentation dans les espaces libres. Rappelons que ces processus sont accélérés par l'augmentation de la température, qui agit comme un catalyseur de la dissolution, et par la présence d'argiles, qui favorisent le stockage des fluides à l'intérieur de la structure en formation.

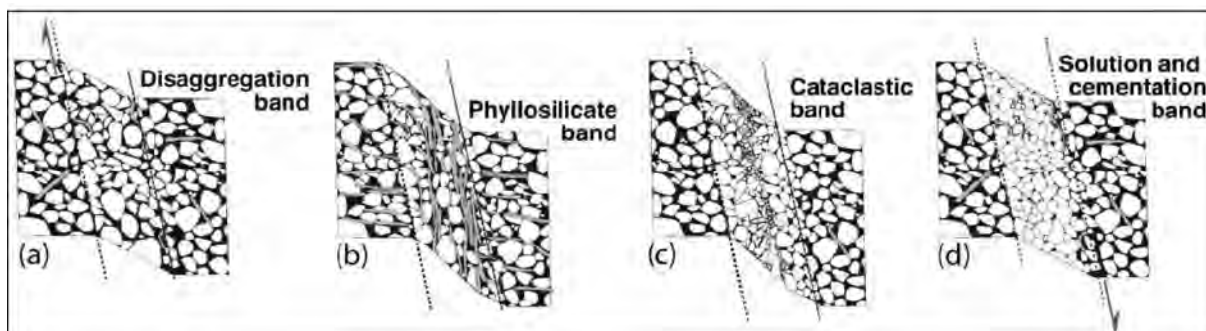


Figure 1.7 – Classification des bandes de déformation en fonction des mécanismes de la déformation mis en jeu (Modifié d'après Fossen et al., 2007).

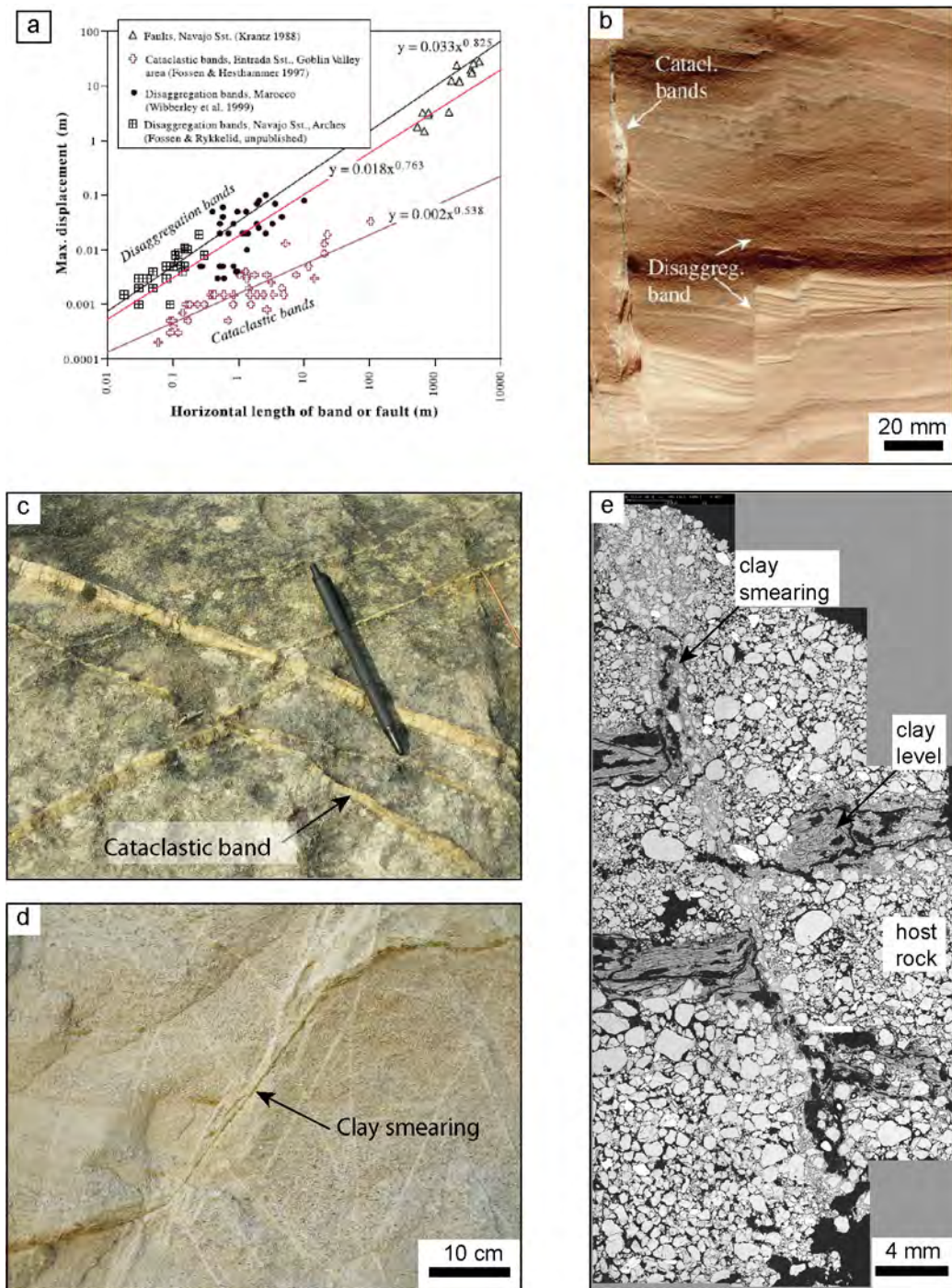


Figure 1.8 – (a) Graphe représentant la longueur d'une structure en fonction de son déplacement pour des bandes cataclastiques et de désagrégation. Pour une longueur équivalente, les BD cataclastiques présentent un rejet plus faible que les BD de désagrégation (Extrait de Fossen et al., 2007). (b) Cliché de bandes de désagrégation et de bandes cataclastiques dans les grès de l'Utah (Modifié d'après Fossen et al., 2007). (c) Cliché montrant des bandes cataclastiques dans les grès d'Orange, France. (d) Cliché montrant une bande à phyllosilicates dans les sables du Massif d'Uchaux, France. (e) Cliché MEB d'une bande à phyllosilicates dans les sables du Massif d'Uchaux, France.

1.2 Impact des bandes de déformation et des failles sur les migrations de fluides dans les grès poreux

Du fait de la modification des propriétés physiques de la roche qu'elles impliquent, la présence des bandes de déformation dans un réservoir poreux est susceptible de jouer un rôle sur les écoulements de fluides et d'hydrocarbures. S'il est communément admis que les BDs forment des zones de réduction de la perméabilité, il existe cependant des cas pour lesquels elles constituent au contraire des conduits ou des chemins d'écoulement préférentiels (Parry et al., 2004 ; Sample et al., 2006). L'évolution des propriétés pétrophysiques des structures déformées, et par conséquent leur impact sur les réservoirs est ainsi étroitement liée aux modes de déformation mis en jeu, mais aussi à l'échelle des objets déformés (Antonellini and Aydin, 1994).

1.2.1 Propriétés pétrophysiques des bandes de déformation

1.2.1.1 Les bandes cataclastiques

Parmi l'ensemble des structures regroupées sous la large dénomination de *bandes de déformation*, nous avons mis en évidence que les *bandes de déformation cataclastiques* sont les structures les plus fréquemment observées à l'affleurement (Fossen et al., 2007). Par conséquent, nous traiterons essentiellement des propriétés de cette catégorie d'objets déformés.

Parmi les propriétés pétrophysiques des structures déformées, la porosité est un paramètre tout à fait essentiel qui a été évalué par plusieurs approches différentes. Antonellini et Aydin (1994) ont proposé une évaluation de la porosité des BDs affectant les grès poreux d'Entrada (Utah) par l'utilisation d'une technique de reconnaissance et de comptage automatique sur clichés MEB (Full et al., 1984 ; Antonellini et al., 1994). Par l'intermédiaire de ce protocole, Antonellini et Aydin (1994) et Antonellini et al. (1994) ont montré qu'il existe une diminution de la porosité d'environ un ordre de grandeur entre la roche saine et la BDC.

Flodin et al. (2005) ont, quant à eux, procédé à une mesure de la porosité des grès poreux du Nevada par l'utilisation d'un porosimètre à hélium. L'avantage de cette méthode, par rapport au comptage automatique sur cliché MEB qui ne donne que la porosité surfacique, est qu'elle permet d'avoir accès à la porosité vraie, en 3D, tenant compte de la taille des seuils des pores comme de la connectivité des pores. De plus, cette technique permet de pratiquer des mesures sous différentes pressions de confinement. Flodin et al. (2005) ont ainsi confirmé les conclusions précédentes, en mettant en évidence une diminution de porosité entre la roche saine et la roche déformée.

L'ensemble des études a donc montré qu'il existe une réduction de la porosité entre la roche saine et la BDC. Cette diminution de la porosité implique deux processus qui sont les suivants : (1) La forte diminution de la taille des grains issue du phénomène de cataclase ; (2) La migration par fluage des fragments néo-formés à l'intérieur des espaces intergranulaires disponibles. Notons également que les très faibles porosités mesurées sur certaines structures,

(Freeman, 1990 ; Antonellini et Aydin, 1994 ; Knipe et al., 1997 ; Fisher and Knipe, 2001 ; Shipton et al., 2002) sont dues à un phénomène de cataclase extrême.

L'autre paramètre essentiel dans la détermination des propriétés pétrophysiques de la roche est la définition de la perméabilité. Plusieurs études ont été réalisées, grâce à l'utilisation d'un mini-perméamètre directement sur le terrain (Antonellini et Aydin, 1994) ou par perméabilité au gaz en laboratoire (Shipton et al., 2002 ; Flodin et al., 2005 ; Kwon et al., 2005 ; Fossen and Bale, 2007). L'ensemble des résultats convergent vers les mêmes conclusions : (1) La réduction de porosité induit une réduction équivalente de la perméabilité ; (2) La réduction de perméabilité moyenne est de deux à trois ordres de grandeur et peut atteindre localement six ordres de grandeur dans les structures les plus développées (Pittman, 1981 ; Jamison and Stearns, 1982 ; Harper and Moftah, 1985 ; Knott, 1993 ; Antonellini et Aydin, 1994 ; Gibson, 1994 ; Knipe et al., 1997 ; Crawford, 1998 ; Antonellini et al, 1999 ; Shipton et al., 2002).

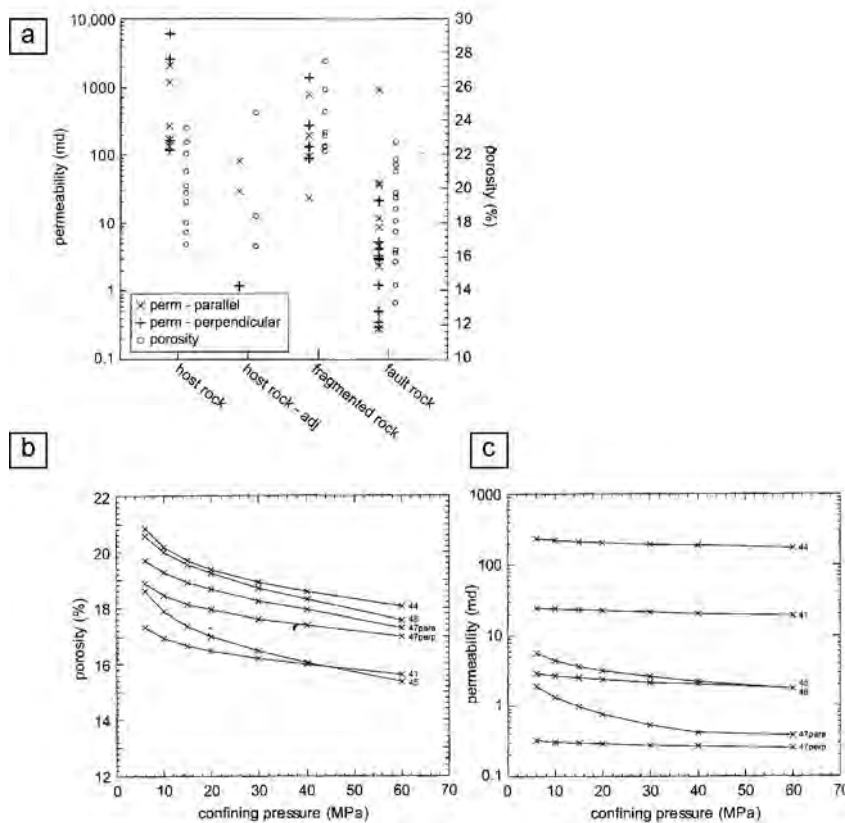


Figure 1.9 – Données de porosité et de perméabilité obtenues dans les grès déformés du Nevada par Flodin et al. (2005). (a) Résumé des valeurs obtenues en fonction du type d'échantillon prélevé ; perm = perméabilité ; adj = adjacent. (b) Evolution de la porosité en fonction de la pression de confinement jusqu'à 60 MPa. (c) Evolution de la perméabilité en fonction de la pression de confinement jusqu'à 60 MPa.

1.2.1.2 Les bandes de désagrégation

L'impact des bandes de désagrégation sur les paramètres pétrophysiques des structures dépend essentiellement du champ de contraintes. Lorsque la composante compressive est présente, on retrouve un comportement de type réduction de porosité et de perméabilité qui se fait dans des proportions tout à fait inférieures aux données issues des BDCs (Mollema and Antonellini, 1996). En revanche, la présence d'une composante extensive est tout à fait intéressante puisqu'elle produit des structures présentant une porosité et une perméabilité supérieures à celles de la roche non déformée. Ainsi, Du Bernard et al. (2002a) évaluent à 7% l'augmentation de porosité au sein d'une telle structure dans les grès du Sinâï, tandis que Antonellini et al. (1994) l'évaluent à 8% dans les grès de l'Utah. Les mesures de porosité en laboratoire confirment donc les observations de terrain évoquant un écoulement préférentiel des fluides le long de certaines bandes de désagrégation (Bense et al., 2003 ; Sample et al., 2006).

1.2.1.3 Les bandes à phyllosilicates

La porosité et la perméabilité à l'intérieur des bandes à phyllosilicates subissent une diminution généralement significative, directement liée à la teneur en phyllosilicates. Ainsi, plus la proportion de minéraux argileux est forte, plus la perméabilité est réduite (Knipe, 1992). La perméabilité subit une baisse d'environ deux ordres de grandeur par rapport à la roche saine, mais elle peut atteindre six ordres de grandeur dans les cas les plus extrêmes (Fischer and Knipe, 2001).

1.2.1.4 Les bandes type pression – dissolution

Les processus de type pression – dissolution ont pour effet d'engendrer une très forte diminution de la porosité et de la perméabilité de la structure déformée (Ngwenya et al., 2000 ; Ogilvie and Glover, 2001). De tels processus se produisent préférentiellement après la phase de déformation, et ont pour effet d'augmenter fortement la cohésion de la roche. Dans ce cas, les structures ayant subi des processus de pression – dissolution sont plus susceptibles de se comporter comme des roches cohésives que comme un ensemble de grains libres, il est alors possible de propager des fractures qui peuvent se comporter comme des chemins d'écoulement des fluides.

1.2.2 Impact sur les migrations de fluides

Nous avons précédemment montré que la plupart des catégories de bandes de déformation sont responsables d'une diminution locale et parfois importante des valeurs de la perméabilité. La réduction moyenne de perméabilité mesurée au sein des objets déformés est généralement de 3 ordres de grandeur par rapport à la roche saine, mais elle peut atteindre jusqu'à six ordres de grandeur pour les structures les plus développées. En revanche, l'impact de ces structures

sur les circulations de fluides à l'intérieur des réservoirs n'est pas encore correctement cerné (Fossen et al., 2007).

Si l'on respecte la loi de Darcy, l'épaisseur et la perméabilité des structures déformées sont les facteurs essentiels qui contrôlent les écoulements de fluides. Ainsi, plusieurs travaux ont mis en évidence que le nombre de BDs et la diminution de la perméabilité peuvent être suffisamment forts pour modifier de façon importante les circulations de fluides (Matthai et al., 1998 ; Walsh et al., 1998). Cependant, les bandes de déformation sont des objets complexes, que l'on peut classer en fonction de leur cinématique, des processus de déformation mis en jeu mais aussi en fonction de l'échelle. Il est tout à fait fondamental de remarquer que la plupart des travaux effectués jusqu'à présent tiennent très rarement compte des facteurs d'échelle. Ainsi, les données sont la plupart du temps représentées sans tenir compte de l'épaisseur de la structure ou de son stade d'évolution. L'une des seules études en perméabilité tenant compte du facteur d'échelle est celle réalisée par Fossen and Bale (2007).

Mais il est également tout à fait fondamental de tenir compte de la différence existante entre : (1) la BD à l'échelle de l'échantillon, sur lequel sont pratiquées les mesures de perméabilité et (2) la BD à l'échelle de l'affleurement. Car en effet, les BDs sont des structures qui présentent à la fois une continuité modérée et des variations d'épaisseurs brutales (Fossen and Bale, 2007). Aussi, le rôle des BDs sur les réservoirs dépend des valeurs de perméabilité mais également de l'organisation et de l'arrangement spatial des structures entre elles (Manzocchi et al., 1998).

1.3 Distribution spatiale des bandes de déformation

A l'affleurement, les bandes de déformation sont rarement identifiées de manière isolée mais le plus souvent au sein de groupement de structures déformées ou bien selon des schémas d'organisation complexe avec de multiples zones de relais (Aydin and Johnson, 1978 ; Antonellini and Aydin, 1995). Au cours de cette nouvelle section, nous présenterons quelques caractéristiques géométriques des BDs, puis nous détaillerons le modèle synthétique d'évolution séquentielle des BDs proposé par Aydin et Johnson (1978).

1.3.1 Géométrie et distribution des bandes de déformation

1.3.1.1 Le rapport déplacement / longueur

L'un des paramètres fréquemment utilisé pour la caractérisation des failles est la détermination du rapport déplacement – longueur ou (D_{max} / L) (Cowie and Scholz, 1992). Selon un schéma idéal de répartition du déplacement sur une faille, celui-ci est maximal au centre puis décroît progressivement vers les extrémités (Walsh and Watterson, 1987 ; Walsh and Watterson, 1989 ; Watterson, 1986). La croissance d'une structure se fait par l'augmentation simultanée du déplacement maximal (D_{max}) et de sa longueur (L). Cependant,

le rapport (D_{max} / L) est intimement dépendant des propriétés des matériaux et du type de structure déformée (Wibberley et al., 2000 ; Schultz et al., 2008).

Ainsi, l'ensemble des études réalisées montrent que la valeur du (D_{max} / L) pour des structures de type *bandes de déformation* est très largement inférieur aux données obtenues sur les failles matures présentant un plan de glissement localisé (Fossen and Hesthammer, 1997 ; Wibberley et al., 1999 ; Wibberley et al., 2000 ; Fossen et al., 2007 ; Schultz et al., 2008). Il est alors possible d'établir que les structures de type *bandes de déformation* qui affectent les grès et les sables poreux ont une réponse mécanique radicalement différente de celle des failles comportant un plan de glissement. Dans le cas des BDs, l'intense fracturation des grains issue des processus de « Hertzian Fracturing » ainsi que la compaction produisent une forte augmentation de la friction, qui peut être responsable de ce comportement mécanique différent.

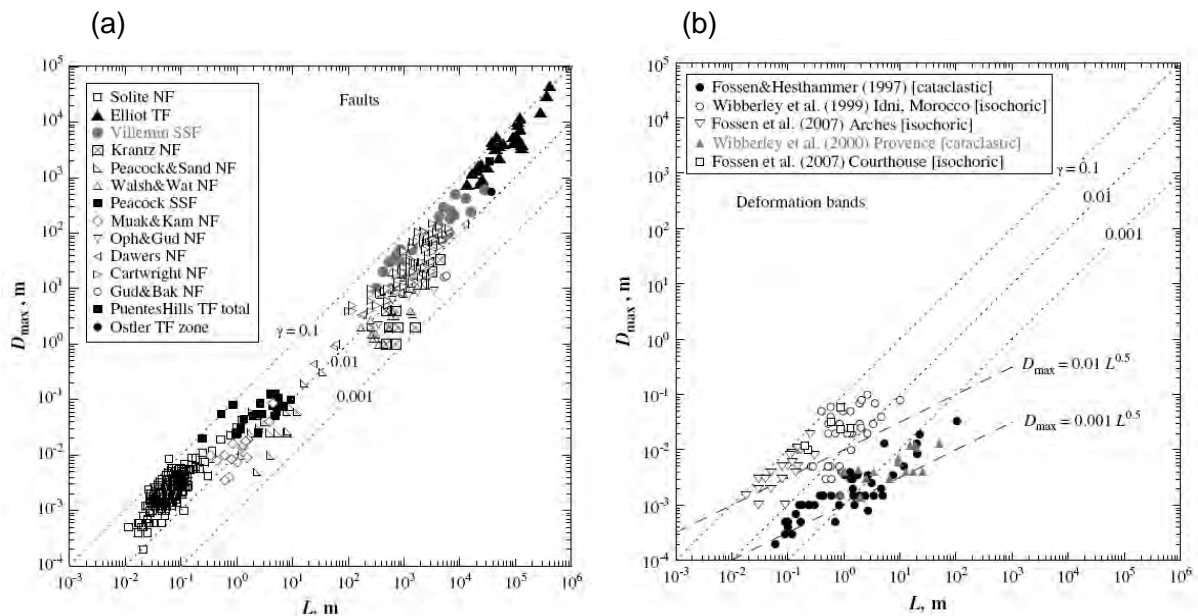


Figure 1.10 – Figures de synthèse des relations (D_{max} / L) mesurées sur des failles à surface de glissement discrète (a) et sur des BDs (b) ; NF = normal faults, SSF = strike-slip faults, TF = thrust faults (Extrait de Schultz et al., 2008).

1.3.1.2 L'organisation spatiale et la densité de fractures

La caractérisation et l'étude de la déformation à l'affleurement ont été abordées par plusieurs méthodes d'analyses et de relevés distincts. Parmi ces différentes méthodes, la technique la plus couramment utilisée est le relevé linéaire de la déformation, effectué le long d'un transect de mesure ou *scan line* (Antonellini and Aydin, 1995 ; Du Bernard et al., 2002b ; De Joussineau and Aydin, 2007). Cette technique de relevé permet d'établir une

cartographie de la déformation, le plus souvent perpendiculairement aux structures majeures, et d'obtenir une représentation précise du nombre de structures déformées par unité de mesure et ce en chaque point du *scan line* (figure 1.11). Cependant, il est nécessaire de tenir compte des artefacts statistiques dus à l'obliquité entre l'orientation du *scan line* et de chaque structure mesurée (Priest and Hudson, 1981).

La plupart des études de la déformation des grès montrant des relevés de terrains effectués selon des *scan lines* convergent vers les mêmes conclusions : (1) La présence de bandes de déformations est associée à la présence d'une faille ou a un plan de glissement ; (2) La densité de structures déformées est maximale à proximité du plan de glissement ; (3) Il n'existe que peu de bandes de déformation en dehors d'un contexte de faille majeure (Antonellini and Aydin, 1995 ; Du Bernard et al., 2002b ; Shipton et al., 2005 ; De Jossineau and Aydin, 2007). La figure 1.11 montre un exemple de BDs situées entre deux segments de faille majeure, avec la coupe et le relevé en *scan line* associé à la structure déformée.

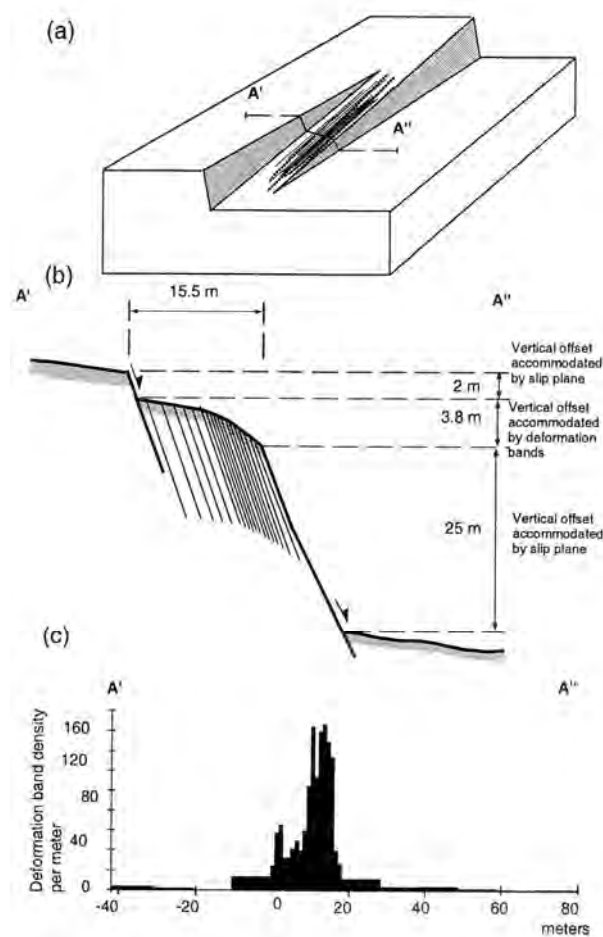


Figure 1.11 – Exemple de relevé de la densité de structures le long d'une zone de déformation. La plus forte densité de BDs est centrée autour des plans de glissement. (a) Bloc diagramme de la zone déformée ; (b) Coupe de la zone déformée ; (c) Diagramme de la densité de BDs le long du transect ou coupe A' – A'' (extrait de Antonellini and Aydin, 1995).

Outre les relevés de la déformation selon des *scan lines*, plusieurs études ont permis l'élaboration de cartes de la déformation, obtenues notamment à partir de photographies aériennes ou de terrain (Antonellini and Aydin, 1995). L'ensemble de ces études cartographiques confirme l'association des bandes de déformation avec la présence de failles majeures. On constate ainsi que les BDs sont très souvent présentes dans des zones de relais entre deux segments de failles (Antonellini and Aydin, 1995 ; Shipton and Cowie, 2001 ; Schultz and Balasko, 2003 ; Shipton et al., 2005 ; De Jossineau and Aydin, 2007). On constate également la présence de BDs en terminaison de plans de glissements de moindre importance (figure 1.12), dans ce cas le nombre de BDs augmente avec l'ampleur du glissement (De Jossineau and Aydin, 2007).

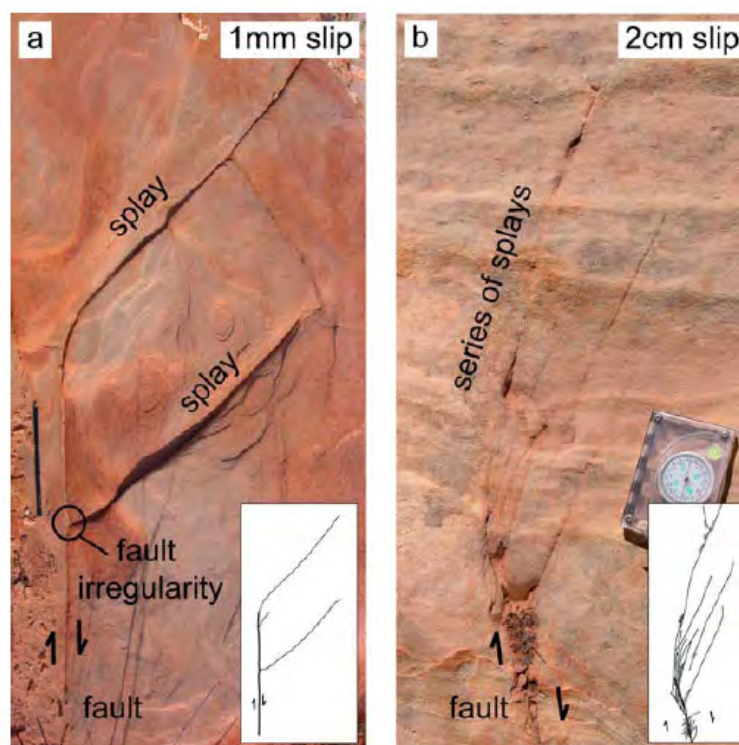


Figure 1.12 – Exemples de BDs présentes en terminaison de segments de failles. (a) BDs peu nombreuses en terminaison d'un segment de faille présentant un déplacement de 1 mm ; (b) Terminaison d'un segment de faille avec un déplacement de 2 cm, on peut observer une géométrie en « queue de cheval » (extrait de De Jossineau and Aydin, 2007).

1.3.2 De la bande de déformation à la faille

A l'affleurement, il est possible de différencier les bandes de déformation en fonction du degré de complexité et d'organisation qu'elles présentent. On distingue ainsi les *bandes de déformation isolées*, les *zones de bandes de déformation* et enfin les *surfaces de glissement*

(Aydin, 1978 ; Aydin and Johnson, 1978 ; Aydin and Johnson, 1983). Cette organisation hiérarchisée des objets déformés a permis à Aydin et Johnson (1978, 1983) de proposer un modèle de croissance séquentielle des structures déformées dans les grès poreux (figure 1.13). Dans ce modèle conceptuel, la bande de déformation est le stade d'initiation de la déformation et le plan de glissement représente l'état déformé final.

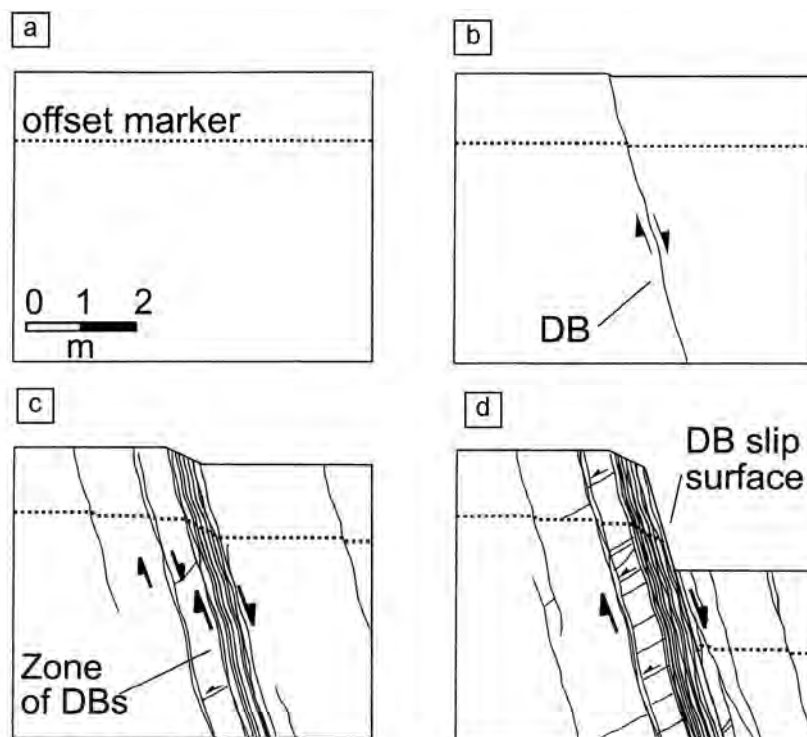


Figure 1.13 – Croissance séquentielle d'une zone de bandes de déformation, depuis une BD à brin unique, un cluster de DB et jusqu'à un plan de glissement localisé (modifié d'après Aydin and Johnson, 1978 ; Antonellini and Aydin, 1995 ; Davatzes and Aydin, 2005).

Le premier stade déformé est ainsi matérialisé par l'apparition d'une *bande de déformation isolée* (figure 1.13b). Ces structures, assimilables aux *bandes de désagrégation* décrites par Fossen et al. (2007) sont très fines et présentent des déplacements d'ordre millimétrique. De telles structures surviennent dans une lithologie à forte porosité, sous une faible contrainte d'enfouissement, généralement inférieure à 1 km (Lucas and Moore, 1986 ; Cashman and Cashman, 2000 ; Rawling and Goodwin, 2003). La déformation est alors très localisée et ne concerne que quelques grains, affectés par une fracturation qui peut être néanmoins intense.

Lorsque l'on compte plusieurs bandes de déformation accolées les unes aux autres, on parle alors de *zones de bande de déformation* (figure 1.13c). Une telle structure grandit et s'épaissit par l'ajout successif du nombre de bandes déformées (Aydin and Johnson, 1983)

qu'elle contient. Selon nos observations, une telle structure peut compter jusqu'à 100 BDs, plus ce nombre de bandes est élevé, plus le déplacement total accommodé sur l'ensemble de la *zone de bande de déformation* sera important. Selon ce modèle, la déformation est donc accommodée par l'ajout du nombre de bandes, mais dans ce cas, le déplacement sur les bandes existantes et antérieures est-il pour autant stoppé ?

Enfin, le stade ultime de la déformation est atteint lorsque apparaît un plan de glissement, qui localise la déformation selon une surface discrète (figure 1.13d). La plupart des études de terrain montrent ainsi que des plans de glissement sont localisés lorsqu'une très forte densité de BDs est atteinte (Antonellini and Aydin, 1995 ; Du Bernard et al., 2002b ; Shipton et al., 2005 ; De Jossineau and Aydin, 2007). Le déplacement observé sur les surfaces de glissement est par ailleurs largement supérieur à celui relevé sur des zones de bandes de déformation (Aydin, 1978 ; Aydin and Johnson, 1978 ; Aydin and Johnson, 1983 ; Fossen et al., 2007). De plus, il est tout à fait essentiel de souligner que les plans de glissement dans les grès et sables poreux ne surviennent pas de façon isolée, mais n'existent au contraire qu'au sein d'ensembles de type *zone de bande de déformation*.

1.4 Problématique et présentation du travail effectué

A partir de l'ensemble des travaux précédemment cités, nous pouvons établir quelques points tout à fait essentiels à la caractérisation de la déformation de grès poreux :

- Les bandes de déformation sont des zones qui présentent une modification des propriétés physiques de la roche, en revanche, elles ne représentent pas des surfaces de glissement discrètes.
- Les micro mécanismes de la déformation sont intimement dépendants de la lithologie de la roche (présence ou absence de ciment entre les grains), de la composition minéralogique (présence de phyllosilicates), de la circulation de fluides ainsi que de la profondeur d'enfouissement.
- La déformation produit une réduction de la taille des grains par fracturation. Les fragments ainsi formés migrent par fluage dans les espaces intergranulaires disponibles. Ces processus engendrent une diminution locale mais parfois importante de la porosité et de la perméabilité.
- A l'affleurement, les BDs sont présentes uniquement de part et d'autre de plans de glissements, qui constituent le stade de déformation ultime.

1.4.1 Limites des études antérieures

Nous avons ainsi exposé les concepts généraux de croissance de la déformation et d'endommagement des grès de forte porosité communément admis, depuis la bande de déformation jusqu'à la faille majeure avec des plans de glissement localisés et accompagnés de *clustering*. Cependant, des études récentes dans les grès Crétacé de forte porosité du Bassin du Sud-Est (Provence, France) ont montré que ces concepts ne sont pas applicables dans tous les contextes (Wiberley et al., 2000, 2007). Dans le Bassin du Sud-Est, la déformation semble être plus distribuée, les failles et les plans de glissement se propageant uniquement lors d'une seconde phase tectonique, qui affecte un affleurement dont les propriétés sont fortement modifiées par la première génération de structures (Wiberley et al., 2007).

De plus, la quasi-totalité des cas d'études sur lesquels sont bâtis ces concepts provient d'affleurement certes d'excellente qualité, mais tous issus de contextes extensifs et d'une seule région du sud ouest des Etats-Unis. Il est donc tout à fait intéressant de d'effectuer des études sur d'autres secteurs géographiques, et dans des contextes autres qu'extensif. Dans le cas du Bassin du Sud-Est, il existe des affleurements de grande qualité, qui ont enregistré, selon les sites, une déformation extensive, décrochante mais également compressive, comme dans le cas des BDCs inverse et conjuguées des grès poreux d'Orange (Wiberley et al., 2000).

Dans ce nouveau contexte d'étude, il peut également être tout à fait approprié de s'intéresser au rôle joué par l'épaisseur de la couche déformée, ou bien par des hétérogénéités telles que des structures déformées préexistantes.

1.4.2 Problématique de l'étude

La synthèse bibliographique que nous avons présenté lors de ce premier Chapitre a permis de mettre en évidence certains points qui ont été abondamment abordés ; tels que les mécanismes microstructuraux de la déformation ou les observations d'organisation spatiales des structures. Cependant, certaines problématiques ont été moins abordées, ou bien soulèvent encore des questions essentielles. Ainsi, on peut se questionner sur l'impact réel de telles structures sur les circulations de fluides dans les réservoirs. De plus, les circulations de fluides étant directement liées aux schémas d'organisation des structures, nous sommes également en mesure de nous questionner sur la relation existante entre les objets de type BDs et les larges failles majeures, qui peuvent potentiellement compartimenter les réservoirs.

Afin d'apporter une réponse à ces différentes problématiques, nous avons choisi d'effectuer une étude multi échelles complète, de terrain et de laboratoire, à partir d'un analogue de réservoir faillé situé dans les grès et les sables du Bassin du Sud-Est, en Provence (France). Au cours de ce travail, nous allons ainsi tenter d'apporter une réponse aux problématiques suivantes :

Quels sont les facteurs qui contrôlent la distribution et la localisation de la déformation dans les grès poreux du Bassin du Sud-Est ? Comment procéder à l'évaluation de ces différents facteurs ?

Quelles sont les relations entre structures fines, de type BDCs et les failles matures, qui participent à la compartimentalisation des réservoirs ? Une structure fine est-elle susceptible d'évoluer vers une faille mature ?

Quel est l'impact des structures déformées sur la perméabilité des roches, et plus largement sur la circulation de fluides à l'intérieur des réservoirs déformés ? Quels sont les facteurs qui les contrôlent ?

1.4.3 Méthodes mises en œuvre et structuration de l'étude

Afin de répondre au mieux aux questions que nous venons de poser, nous allons organiser notre travail et notre réflexion autour de quatre axes et par conséquent de quatre chapitres.

Dans le **Chapitre 2**, nous allons présenter **le contexte géologique du Bassin du Sud-Est**. Pour cela, nous procéderons tout d'abord à une étude bibliographique du contexte géologique global, en tenant compte des aspects stratigraphiques et tectoniques du Bassin du Sud-Est. Nous présenterons notamment les différentes phases tectoniques, susceptibles d'avoir généré les structures déformées étudiées. Nous procéderons ensuite à la description détaillée des trois sites d'étude choisis pour réaliser cette analyse multi-échelles : (1) Les grès d'Orange ; (2) Les sables de Bédoin ; (3) Les sables du Massif d'Uchaux, tous situés au sein de terrains d'âge Crétacé Supérieur.

Au cours du **Chapitre 3**, nous présenterons **la caractérisation des grès et des sables déformés du Bassin du Sud-Est, et ce à partir d'une étude de terrain détaillée**. Pour cela, nous présenterons tout d'abord les aspects macroscopiques des différents types de marqueurs de la déformation présents sur les affleurements. Nous effectuerons ensuite une étude détaillée de la distribution de la déformation, basée sur la réalisation de plus de 700 mètres de relevés en *scan lines*. Cette étude est présentée sous la forme d'une note en anglais, intitulée « *Evolution of cataclastic faulting in high-porosity sandstone, Bassin du Sud-Est, Provence, France* » et acceptée dans la revue *Journal of Structural Geology*.

Au cours du **Chapitre 4**, nous aborderons **les aspects micro structuraux d'évolution et de croissance des marqueurs de la déformation**. Pour cela, nous procéderons tout d'abord à une analyse micro structurale sur clichés obtenus au microscope électronique à balayage (MEB). Nous proposerons ensuite une évaluation des porosité, granulométrie et forme des grains par deux méthodes : (1) Une analyse par comptage automatique sur clichés MEB ; (2) Une étude granulométrique par diffractométrie laser.

Puis, au cours du **Chapitre 5**, nous proposons **une étude de perméabilité des objets déformés, depuis la BD à la faille majeure**. Pour cela, nous avons élaboré plusieurs techniques de prélèvement et d'échantillonnage, afin de réaliser en laboratoire des essais de perméabilité. Ces essais ont été réalisés avec un dispositif de perméabilité au gaz (azote), en soumettant les échantillons à une pression de confinement équivalente à celle rencontrée dans un réservoir.

Enfin, nous clôturons ce travail par la présentation des conclusions générales obtenues lors des différentes méthodes et analyses. Dans cette section, nous tâcherons notamment de répondre de façon précise aux différentes problématiques énoncées lors de l'initiation de ce travail.

Chapitre 2

Contexte géologique général du Bassin
du Sud-Est et des affleurements étudiés

La plupart des effleurements de grès ou de sables poreux déformés étudiés lors des précédents travaux sont situés dans une même zone géographique : le sud-ouest des Etats-Unis. Or, il existe peu de variations entre ces différents affleurements, tant du point de vue de la lithologie, que du régime de contraintes ou des profondeurs d'enfouissement. Aussi, dans le but d'évaluer au mieux l'impact de ces différents facteurs sur les modes de localisation de la déformation dans les grès poreux, nous avons choisi de réaliser notre étude dans une zone présentant des contextes variés et des affleurements de grande qualité : le Bassin du Sud-Est, en Provence, France.

Les affleurements de sables et de grès déformés de haute porosité que nous avons étudié dans le Bassin du Sud-Est sont tous situés dans le Crétacé Supérieur, qui est présent de façon discontinue sur tout le Bassin. Nous avons choisi de travailler sur plusieurs affleurements, qui présentent des lithologies et des taux de cohésion variés ainsi que des régimes de contrainte différents. Ces affleurements présentent une déformation qui se traduit essentiellement par la présence de *bandes de déformation cataclastiques (BDCs)* (avec un rejet millimétrique à centimétrique) et de quelques grandes failles, à *texture ultracataclastique* (avec un rejet métrique à décimétrique). Au cours de ce chapitre, nous tenterons principalement de répondre aux questions suivantes :

Quelle est l'histoire globale du Bassin du Sud-Est, tant d'un point de vue stratigraphique que géodynamique ?

Quelles sont les lithologies, les modes de localisation de la déformation ainsi que les différents régimes tectoniques présents sur chaque site d'étude ?

Quelles sont les profondeurs d'enfouissement maximales subies par les affleurements lors des différentes phases de la déformation ?

Afin de répondre au mieux à ces questions, nous présenterons cette section selon trois axes principaux. Dans le premier axe de ce chapitre, nous introduirons une description synthétique du contexte géologique global du Bassin du Sud-Est, selon des aspects lithologiques comme géodynamiques, à partir d'éléments bibliographiques. Puis nous établirons le contexte géologique des différents sites d'étude sélectionnés, au travers d'analyses de terrain individuelles. Nous donnerons la localisation géographique ainsi que le contexte géodynamique de chaque site. Puis nous détaillerons les aspects stratigraphiques et tectoniques inhérents à chaque affleurement. Enfin, nous établirons, à partir d'une synthèse bibliographique, une évaluation des profondeurs maximales d'enfouissement subies par chaque affleurement.

2.1 Contexte Géologique du Bassin du Sud-Est

Le Bassin du Sud-Est a une forme globalement triangulaire, comprise entre le socle du Massif Central à l'Ouest, le socle Maure-Estérel-Golfe du Lion au Sud et le seuil durancien-dauphinois à l'Est. Ce bassin peut être scindé en plusieurs sous bassins (languedocien, dauphinois, vocontien, provençal) qui traduisent les fracturations du socle. C'est un bassin de dépôt cratonique d'âge Mésozoïque et Cénozoïque, situé en bordure de la zone alpine, d'une longueur moyenne de 200 km pour une largeur comprise entre 100 et 150 km. L'épaisseur totale des dépôts sédimentaires atteint une puissance maximum de 10 000 à 15 000 mètres au centre du bassin, mais elle décroît rapidement pour atteindre 2000 à 3000 mètres sur les bords du bassin (Dubois and Delfaud, 1984). Ce bassin témoigne ainsi d'une subsidence moyennement active, mais variable au cours de son évolution et selon les secteurs.

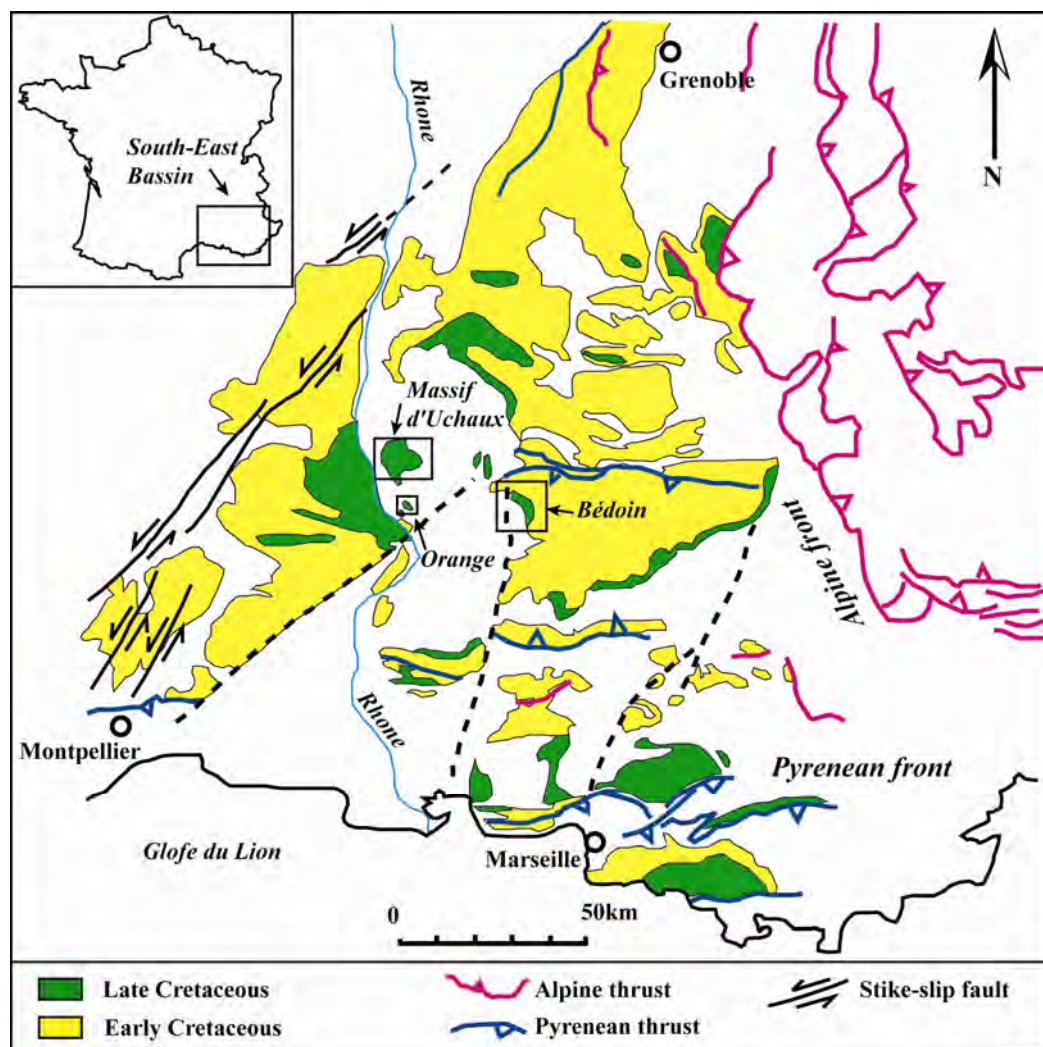


Figure 2.1 – Carte géologique et structurale simplifiée de la zone d'étude du Bassin du Sud-Est (Provence, France). Les trois sites d'étude sont encadrés. (Modifié d'après Wibberley et al., 2007).

2.1.1 Synthèse stratigraphique du Bassin du Sud-Est

Le Bassin du Sud-Est présente une succession lithostratigraphique variée, présentée en figure 2.2, dont l'origine est essentiellement marine, avec cependant d'importants épisodes continentaux. Cette sédimentation a été presque continue pendant plus de 220 Ma, du Trias à l'Actuel. Les dépôts qui constituent la série sédimentaire sont représentés par 12 grandes séquences.

Nous présentons dans un premier temps, et de façon synthétique, les grandes séquences lithostratigraphiques du Bassin du Sud-Est. Nous présentons ensuite de façon distincte et détaillée les séries de Crétacé Supérieur en Provence rhodanienne, au sein desquelles sont situés l'ensemble de nos affleurements.

2.1.1.1 Description générale de la série sédimentaire

Les mégaséquences qui composent la série sédimentaire se distinguent par une succession de discordances, souvent tectoniques (figure 2.2). Il est possible de diviser l'histoire du bassin en deux grandes périodes : la période mésozoïque et la période tertiaire.

Au cours du Mésozoïque, soit pendant plus de 160 Ma, les sédiments se sont déposés dans un environnement essentiellement marin. Au cours du Mésozoïque, l'évolution des séquences sédimentaires suit les étapes de l'ouverture de la Téthys.

La période tertiaire marque une transition très franche avec la période mésozoïque à forte dominance marine. De la fin du Crétacé à l'actuel, soit pendant plus de 70 Ma, l'histoire du bassin est marquée par son émergence progressive. On trouve ainsi une sédimentation dispersée, qui ne s'effectue plus que dans de petits bassins, souvent très subsidents (Debrand-Passard et al., 1984). Dans ces mini-bassins, la sédimentation est souvent d'origine continentale, avec des dépôts essentiellement silico-clastiques.

Séries détritiques et évaporitiques triasiques (Mégaséquence 1)

Le remplissage sédimentaire du bassin débute au Trias, par une discordance sur l'ensemble des terrains antérieurs d'âge Permien. Le Trias est ici transgressif, et se compose de dépôts détritiques continentaux, évoluant progressivement vers des séries évaporitiques marines.

Les premières séries sont représentées par des conglomérats et des grès, qui traduisent la transgression progressive sur la pénélaine. Le Trias moyen est argilo-dolomitique. Le Trias évaporitique se met en place par la suite, pour atteindre des épaisseurs de plus de 400 mètres en bordure ouest et près de 1000 mètres au centre du bassin (Dubois et Delfaud, 1984).

Les cycles marno-calcaires du Jurassique-Crétacé inférieur (Mégaséquences 2 à 5)

Au Jurassique inférieur et moyen, la plateforme littorale triasique subit un ennoyage progressif par le domaine marin externe. Cet ennoyage se traduit par la présence d'une puissante série de carbonates de plate-forme (mégaséquence 2) puis de marno-calcaires de domaine externe (mégaséquence 3). En revanche, nous pouvons noter qu'il n'existe au sein de ces séries que très peu d'apports détritiques, ce qui traduit l'absence de bordures émergées durant cette période. Les séries de carbonates de plate-forme correspondent à la disparition du domaine interne triasique, elles sont peu présentes dans le bassin mais sont en revanche très bien connues sur les bordures. La série marno-calcaire correspond quant à elle à une phase d'approfondissement importante du bassin, où la transgression se généralise à l'ensemble des bordures.

Durant le Jurassique supérieur, on observe des dépôts marno-calcaires de bassin puis des turbidites, qui marquent la nature fortement subsidente du bassin. Cette période est marquée par l'apparition d'un domaine profond qui va marquer de façon majeure l'histoire du bassin : la fosse vocontienne. Durant le Jurassique supérieur, les dépôts sont épais et essentiellement marno-calcaires et resédimentés. Ces dépôts, pour la plupart turbiditiques, sont issus de courants de turbidité et de slump se produisant sur les talus sédimentaires et qui indiquent de fortes instabilités de pente.

Le Crétacé inférieur marque quant à lui le début du comblement du bassin. Il se traduit par la mise en place d'épais niveaux de calcaires biodétritiques dans l'ensemble du bassin, à l'exception de la fosse vocontienne.

Les faciès détritiques terrigènes silico-clastiques (Mégaséquences 6 et 7)

Les séries sédimentaires du Crétacé inférieur (mégaséquence 6) et supérieur (mégaséquence 7) sont caractérisées par la présence de clastes siliceux. Cette sédimentation de type détritique, absente depuis le Trias, traduit la présence de zones en émergence soumises à une forte érosion durant toute cette période.

Le Crétacé inférieur est marqué par une intensification importante de l'activité tectonique, responsable de l'émergence de plusieurs zones du bassin et notamment de l'isthme durancien au cours du Cénomani. Durant cette période, la sédimentation est complexe et subit d'importantes variations latérales. Ainsi, les dépôts sont pélagiques dans la fosse vocontienne, tandis que sur les bordures ils correspondent à des calcaires de plate-forme et des grès littoraux.

La séquence du Crétacé supérieur est complexe, elle est partiellement issue d'une variation eustatique positive, mais le bassin commence sa division en deux domaines distincts : le domaine alpino-vocontien au nord et le domaine pyrénéo-provençal au sud. Au centre de la fosse vocontienne se poursuit une sédimentation détritique et turbiditique, tandis que sur les bordures on observe une sédimentation essentiellement progradante. On observe ainsi des lithologies de type marnes, calcaires mais aussi de type grès littoraux.

Les affleurements étudiés dans le cadre de ce travail de thèse sont constitués par des sables et des grès poreux issus de cette partie des séries Mésozoïques. Ces strates du Crétacé Supérieur sont décrites de façon plus détaillée dans le paragraphe 2.1.1.2 du présent chapitre.

Les faciès marins, littoraux et continentaux du Crétacé terminal-Tertiaire (Mégaséquences 8 à 12)

Dès la fin du Crétacé, les mouvements tectoniques provoquent l'émersion généralisée du bassin. A partir de ce moment, la sédimentation est essentiellement dispersée dans plusieurs petits bassins très subsidents, à remplissage continental de nature silico-clastique (Debrand-Passard et al., 1984). Durant plus de 70 Ma, l'évolution sédimentaire est directement guidée par les orogènes pyrénéo-provençal et alpin, ainsi que par le rifting oligocène et l'ouverture océanique du bassin algéro-provençal.

Les dépôts du Crétacé terminal (mégaséquence 8) sont réduits à une sédimentation continentale (laguno-lacustre) et syntectonique dans des synformes en formation. Les séries sont essentiellement constituées de grès, calcaires lacustres et argiles.

Le Tertiaire est quant à lui représenté par quatre grandes séquences (mégaséquences 9 à 12), toutes guidées par l'évolution tectonique. De façon générale, les dépôts tertiaires sont essentiellement continentaux à détritiques et limités à quelques zones très subsidentes.

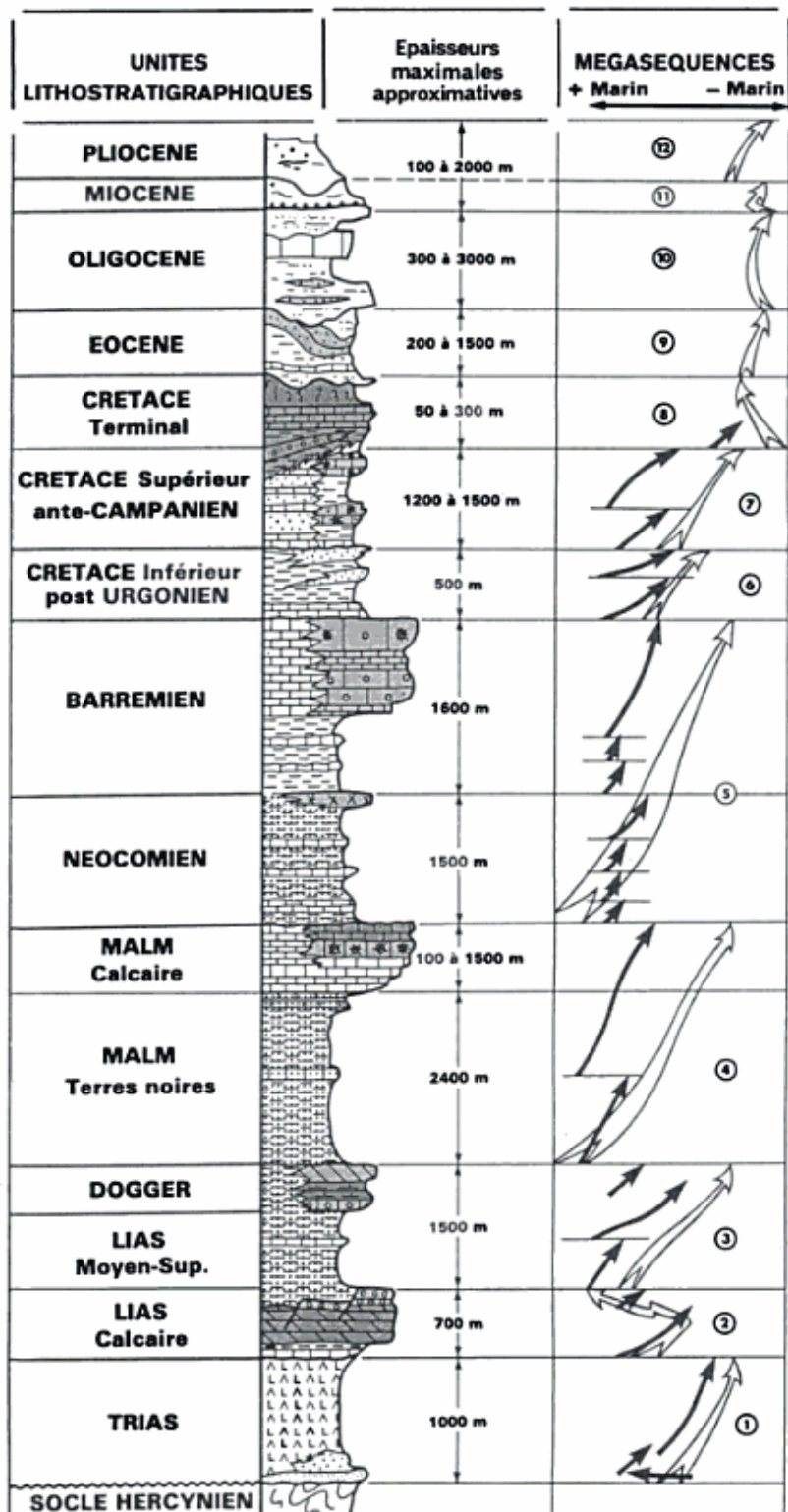


Figure 2.2 – Schéma de la série stratigraphique du Bassin du Sud-Est. (Extrait de Dubois et Delfaud, 1984).

2.1.1.2 Le Crétacé Supérieur en Provence rhodanienne

Nous présentons de façon détaillée les unités stratigraphiques correspondant au Crétacé supérieur en Provence rhodanienne, unités au sein desquelles est compris l'ensemble des affleurements sur lesquels nous avons mené cette étude.

En Provence rhodanienne, le Crétacé supérieur est conservé essentiellement dans des synclinaux fortement affectés par l'érosion (Debrand-Passard et al., 1984). Les affleurements les plus conséquents sont conservés entre Montélimar et Avignon, en rive droite et gauche du Rhône (figure 2.3). C'est parmi ces affleurements réduits de Crétacé supérieur que se situent nos trois sites d'étude : Orange pour les grès cohésifs, le Massif d'Uchaux et Bédoin pour les sables faiblement cohésifs.

Les dépôts du Crétacé supérieur indiquent la mise en place d'un paléoenvironnement homogène. On observe ainsi des faciès essentiellement marins littoraux, margino-littoraux et parfois continentaux (figure 2.4). Les sédiments de cet environnement marin littoral sont constitués principalement d'éléments en provenance du Massif Central.

Cénomanién

Le Cénomanién en Provence rhodanienne est défini à Mondragon, en rive gauche du Rhône. Le Cénomanién comporte ici quatre termes différents superposés (Debrand-Passard et al., 1984). Le premier terme, à la base, est constitué de grès glauconieux carbonatés contenant des fossiles de type Trigonies et Ammonites. Ce premier terme constitue le Cénomanién inférieur marin. Au dessus, on trouve une série essentiellement sableuse, parfois kaolinique mais non carbonatée. Cette seconde série correspond aux produits de l'altération sommitale des grès marins issus des dépôts du Cénomanién inférieur. L'affleurement de grès d'Orange, situé dans la carrière du quartier de l'Etang correspond à ce second terme de la série Cénomanién du secteur de Mondragon. Ce terme est scellé par des dépôts sableux ligniteux à huîtres, datés du Cénomanién moyen à moyen-supérieur. Le dernier terme est constitué de calcaires à lamellibranches, issus de la transgression marine.

Turonien

Le Turonien en Provence rhodanienne est également défini à Mondragon. L'ensemble des unités est visible au droit du château de Mondragon, et se compose de 6 termes distincts (Debrand-Passard et al., 1984). La base du Turonien, d'une épaisseur d'environ 15 mètres, est ici constituée par des grès glauconieux et bioturbés, contenant des galets de quartz. Ce premier terme est entrecoupé de surfaces d'érosion contemporaines de l'âge du dépôt. Au dessus de ce premier terme, on trouve une série d'environ 100 mètres d'épaisseur, constituée d'une alternance de grès glauconieux et de marnes gréseuses relativement peu fossilifères. Le troisième terme de la série, c'est-à-dire le Turonien inférieur à moyen, est représenté par un ensemble de marnes micacées et de grès glauconieux d'une épaisseur de 60 mètres. Le quatrième terme de la série marque le début du Turonien supérieur. D'une épaisseur de 70

mètres, il est constitué par des grès glauconieux, des grès et des sables jaunes relativement fossilifères. Le Turonien supérieur se poursuit avec un terme de 50 mètres d'épaisseur, constitué d'une alternance de grès et de sables à stratifications obliques. Au sein de ce terme, on retrouve quelques passages intercalés de calcaires gréseux contenant des Rudistes et des Polypiers. Le dernier terme de la série, le Turonien terminal, est formé par les sables de Montmout (point culminant du Massif d'Uchaux), composés de sables blancs, quartzofeldspathiques et non carbonatés, à compétence plus ou moins forte. Ces dépôts sont le produit d'une sédimentation détritique contrôlée par de forts courants marins, qui se traduisent par de fréquents faciès microconglomératiques. Les sédiments de la série Turonien terminal remobilisent des éléments provenant du Massif Central ainsi que des altérites, comme en témoigne la présence de kaolinites détritiques. L'affleurement des sables du Massif d'Uchaux, situé dans la carrière de Boncavaï, est constitué par cette série du Turonien terminal des sables de Montmout.

Coniacien

Le Coniacien en Provence rhodanienne, qui se caractérise par un retour à des conditions marines, est défini à Mornas, il est constitué de trois unités lithologiques différentes (Debrand-Passard et al., 1984). La première unité de Coniacien, peu épaisse, est constituée par un ensemble de calcaires grésoglaucieux contenant des fragments de lamellibranches. La seconde unité, ou calcaires de Mornas, est constituée de calcaires gréseux bioclastiques, d'une épaisseur d'environ 50 mètres. Les organismes constituant ici les bioclastes sont variés, on trouve ainsi des débris d'échinodermes, des lamellibranches, des brachiopodes et des foraminifères. La dernière unité de dépôts coniaciens est représentée par une série de calcaires gréseux et de grès grossiers d'une épaisseur de 40 mètres. On peut noter que cette unité est caractérisée par la présence de deux niveaux à rudistes dont l'un très fossilifère.

Santonien

Le Santonien en Provence rhodanienne est défini à Piolenc, il est constitué d'une unité de sables blancs ou jaunes qui encadrent des niveaux de lignite. Au droit de Piolenc, les dépôts montrent l'évolution des limites du « Golfe rhodanien ». Ces dépôts sont issus du remaniement des éléments détritiques en provenance de l'arrière-pays (J.-M. Triat, 1979). La sédimentation au Santonien s'effectue essentiellement en domaine margino-littoral, les rares incursions marines sont visibles par la présence de quelques niveaux à rudistes.

Variations latérales : le secteur Apt - Mormoiron

Dans les deux bassins d'Apt et de Mormoiron (figure 2.3), le Crétacé supérieur est représenté uniquement par des dépôts d'âge cénomanien (Debrand-Passard et al., 1984). La carrière de sables peu cohésifs du Cros, à Bédoin, est située dans le bassin Cénomanien de Mormoiron.

Le Cénomaniens dans la région d'Apt et de Mormoiron se caractérise par une sédimentation marine épicontinentale, responsable de dépôts de grès et quartzites glauconieux. Au dessus de ces sédiments marins, on trouve d'importants faciès de sables ocreux, rouges à jaunes, qui forment des paléoprofils d'altération tropicale, décrits par J.-M. Triat, 1979. Cette phase d'altération a été datée du Cénomaniens moyen dans le secteur de Bédoin (J.-M. Triat, 1979).

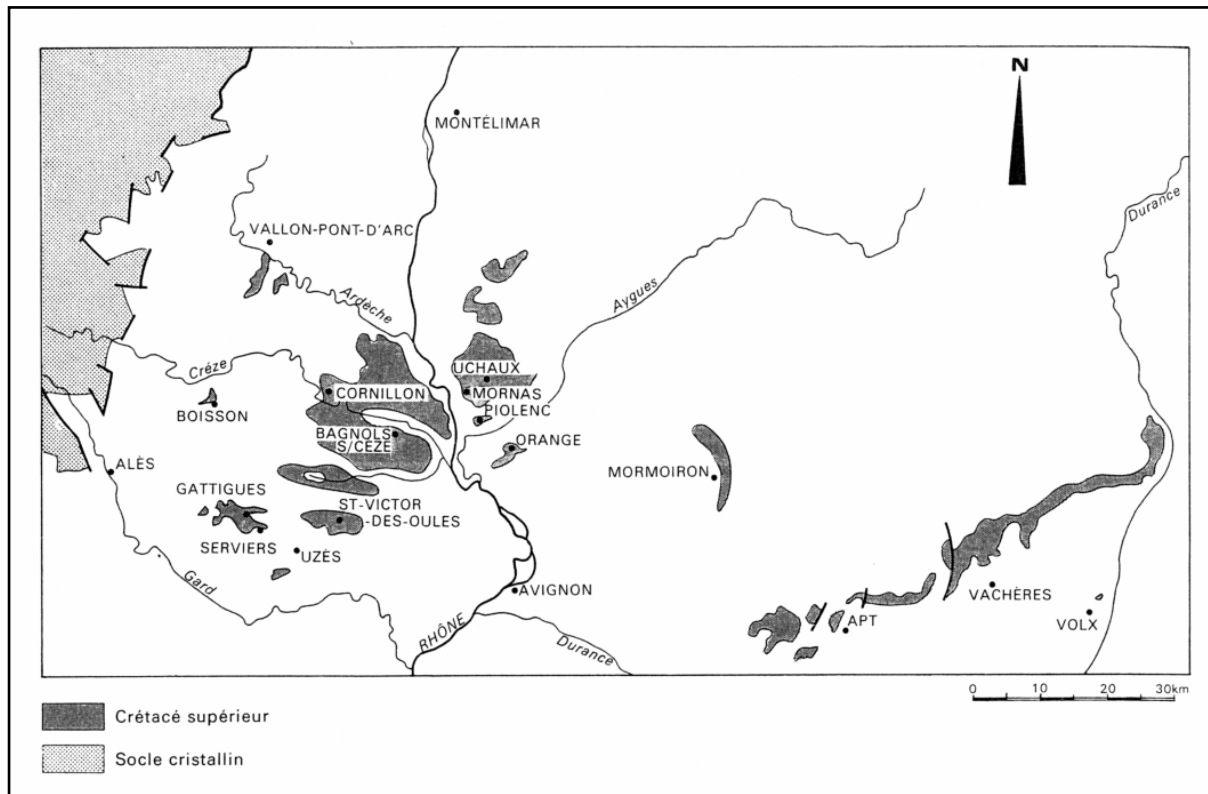


Figure 2.3 – Principaux affleurements du Crétacé supérieur en Provence rhodanienne (Extrait de Debrand-Passard et al., 1984).

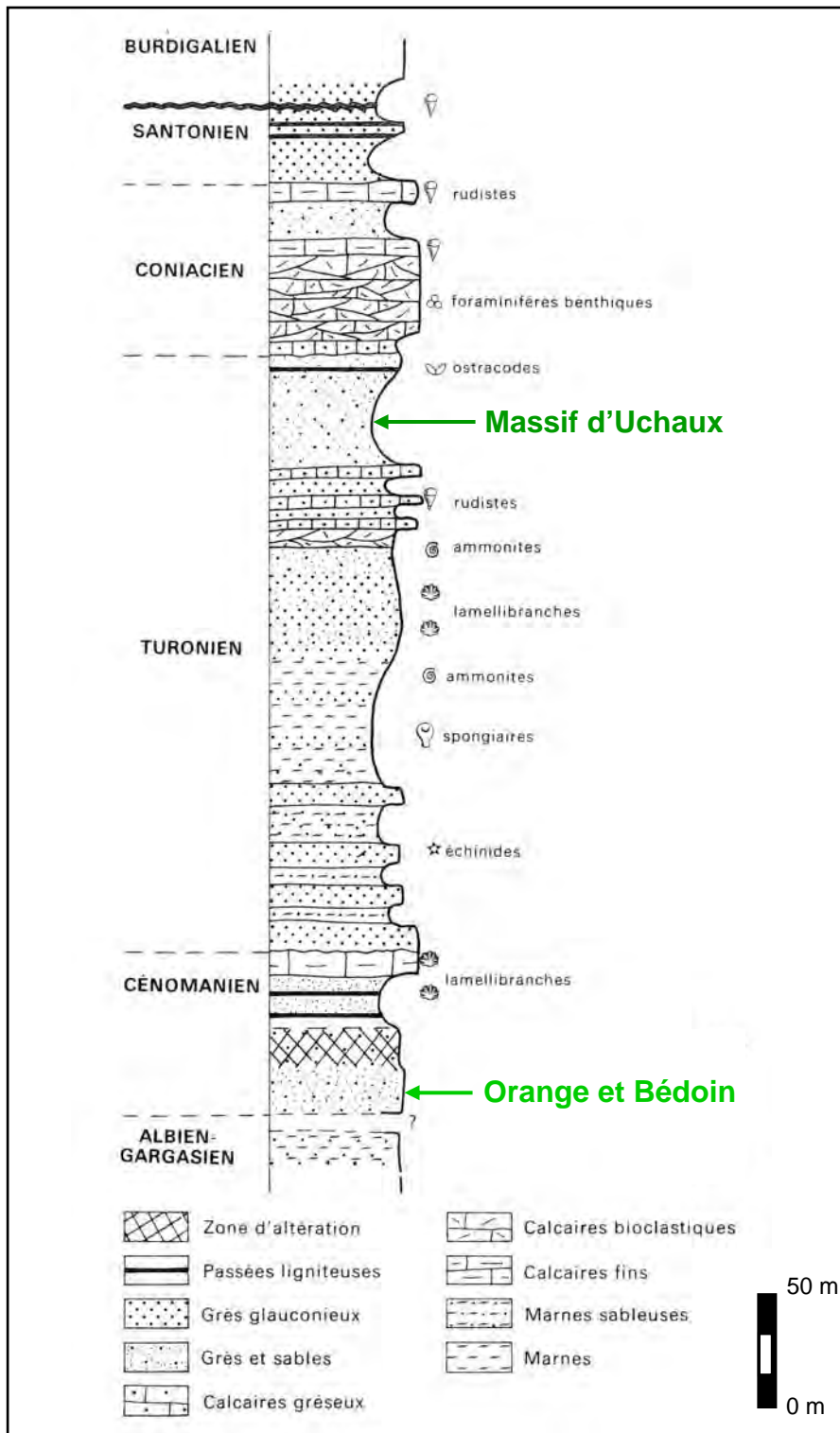


Figure 2.4 – Schéma de la série stratigraphique Crétacé supérieur dans le Massif d'Uchaux, Provence rhodanienne. (Modifié d'après Debrand-Passard et al., 1984).

2.1.2 Synthèse géodynamique du Bassin du Sud-Est

Au cours de la section précédente, nous avons présenté de façon synthétique les grandes séquences lithologiques qui constituent le remplissage Mésozoïque et Tertiaire du bassin du Sud-Est. Nous avons ensuite introduit de façon détaillée les unités qui constituent le Crétacé supérieur en Provence rhodanienne. Afin de situer au mieux le contexte géologique des différents sites d'étude, nous présentons à présent une brève synthèse géodynamique du Bassin du Sud-Est. Cette synthèse reprend les événements Mésozoïques, ainsi que les événements Tertiaires, qui ont directement affecté les sables et les grès du Bassin du Sud-Est.

L'histoire du Bassin du Sud-Est est profondément liée à l'évolution en ouverture et fermeture de l'Atlantique et de la Méditerranée. Le Bassin du Sud-Est, situé sur une croûte continentale, prend naissance au Trias-Jurassique avec l'ouverture de la Thétys. Du Lias à l'Oxfordien, ce bassin en formation va ainsi passer par les différentes phases d'évolution d'un système de rift. Dès la fin du Jurassique, le bassin Mésozoïque commence à se déformer, en réponse à l'ouverture du Golfe de Gascogne et du système Atlantique. A la fin du Crétacé supérieur, la collision entre l'Europe et l'Ibérie provoque la fermeture du bassin Mésozoïque.

A la fin du Mésozoïque, le remplissage sédimentaire ainsi que la morphologie du bassin sont essentiellement constitués. Durant le Tertiaire, le Bassin du Sud-Est enregistre néanmoins d'importantes déformations, imputables aux orogènes Pyrénéo Alpine ainsi qu'à l'ouverture de la Méditerranée.

2.1.2.1 Les phases géodynamiques Mésozoïques

L'essentiel de l'histoire du Bassin du Sud-Est est constitué par les épisodes géodynamiques et sédimentaires d'âge Mésozoïque. Durant cette période, il est possible d'identifier deux phases qui ont façonné le bassin : la phase de rifting du Trias au Dogger, puis la phase d'évolution postrift et de fermeture mésozoïque.

Le stade initial de rifting (Trias, Lias, Dogger)

L'ouverture distensive du bassin s'initie dès le Trias, cette ouverture constitue un stade de rifting précoce ou avorté (Dubois et Delfaud, 1984). Durant cette première phase de rifting précoce, les bassins losangiques permien sont confondus avec un système en blocs basculés et en fossés d'effondrements qui suivent les directions de fracturation tardi-hercyniennes. Le fossé d'effondrement principal, de direction N30, est mis en place le long des Cévennes (figure 2.5).

On situe la phase principale de rifting au Lias-Dogger (Dubois et Delfaud, 1984). Cette phase de rifting, liée à l'ouverture de l'océan ligure, se caractérise par la fragmentation du bassin, des taux de subsidence élevés ainsi qu'une importante déformation synsédimentaire de type blocs basculés. La subsidence très forte qui se produit durant cette période est compensée par une importante sédimentation, avec notamment les faciès « Terre Noires » de plus de 2500 mètres d'épaisseur au centre du bassin.

Le Bassin du Sud-Est constitue ainsi un bassin de marge en extension, parcouru par des directions paléostratigraphiques héritées du système hercynien. A l'intérieur de ce bassin, le remplissage sédimentaire synrift est essentiellement constitué de puissantes séries marines.

L'évolution mésozoïque post-rift et la fermeture du bassin mésozoïque

Suite à la phase de rifting, le bassin du Sud-Est poursuit son évolution Mésozoïque durant un intervalle de 100 Ma, jusqu'au Crétacé terminal. Durant cette période, il se produit tout d'abord une extension importante du domaine marin, puis interviennent des changements notables de la géométrie et de la morphologie du bassin. Il est possible d'établir trois phases différentes au cours de ces 100 Ma.

Après la phase de rifting, intervient une période de subsidence postouverture, de l'Oxfordien moyen au Kimméridgien. Cette période de subsidence est marquée par un enfoncement généralisé de la marge, qui se traduit par des dépôts de marnes en transgression sur l'ensemble des bordures. L'extension du domaine marin externe est alors à son paroxysme.

Durant le Jurassique terminal et le Crétacé inférieur, la partie centrale et très profonde du bassin se différencie ; c'est la fosse vocontienne (figure 2.5). La fosse vocontienne est constituée d'un sillon d'orientation E-W, ouvert à l'est sur la mer alpine et centré sur le Diois. Dans ce domaine, la sédimentation essentiellement turbiditique ne parvient pas à compenser la très forte subsidence. En bordure de la fosse vocontienne se développe un épais faciès de plate-forme externe essentiellement récifal.

Durant le Crétacé supérieur, un bombement E-W crée la surrection de l'isthme Durancien (figure 2.5) qui divise le bassin mésozoïque en deux sous bassins d'axe E-W : le bassin sud-provençal et le bassin vocontien. Ces deux sous bassins se réduisent puis disparaissent par le jeu des compressions pyrénéo-provençales N-S et de l'arrêt de la sédimentation marine après le Sénonien.

2.1.2.2 Les phases géodynamiques Tertiaires

Durant le Cénozoïque, le bassin connaît une émergence généralisée sous l'effet de trois phases de déformation successives. La sédimentation se poursuit alors uniquement dans des zones limitées mais très subsidentes. Ces trois phases de déformations ont successivement affecté les affleurements de sables et de grès siliceux de forte porosité d'âge Crétacé supérieur au sein desquels nous avons réalisé l'ensemble de notre étude.

La première phase de déformation Tertiaire est issue de la compression pyrénéenne, qui, associée à l'ouverture du système Atlantique, provoque la remobilisation des accidents E-W. Cette première phase de déformation concerne essentiellement le domaine provençal, selon un mouvement compressif de direction globalement Nord-Sud.

Suite à la phase de compression Nord-Sud Pyrénéo-Provençale, le Bassin du Sud-Est va subir la phase de distension Oligocène. L'extension Oligocène imprime un mouvement distensif de direction NW-SE, qui affecte fortement le Bassin, en créant notamment des grabens molassiques en subsidence (Bénédicto, 1996 ; Bénédicto et al., 1996).

Durant le Miocène supérieur, c'est la phase de compression Alpine qui fait rejouer les accidents cévenols ainsi que les accidents issus de l'orogénèse pyrénéenne. Cette troisième phase géodynamique est alors responsable de mouvements en décrochements dans tout le Bassin du Sud-Est, qui peuvent par endroits remobiliser des accidents hérités (Dercourt J., 2002).

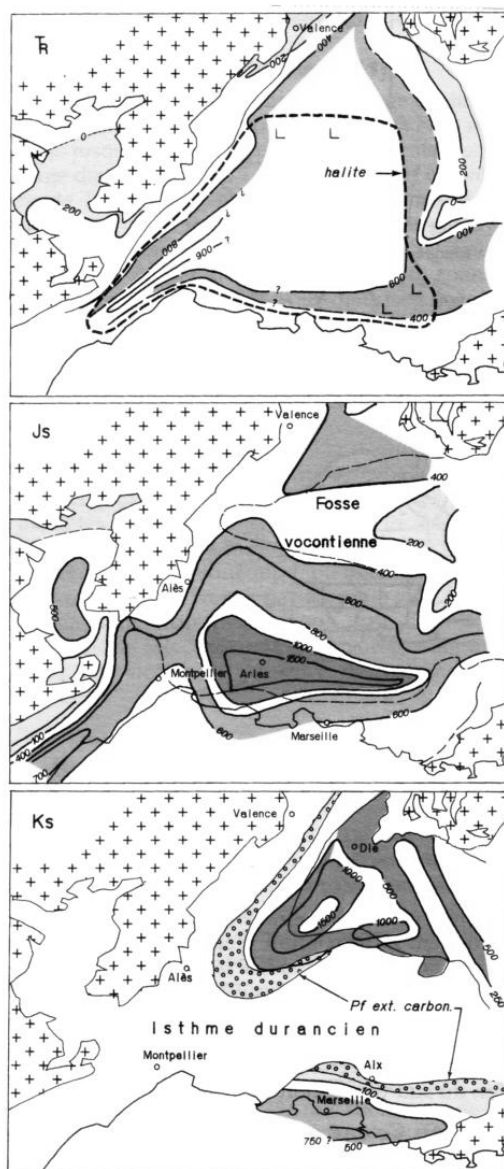


Figure 2.5 – Reconstitution du bassin du Sud-Est au Trias, Jurassique supérieur et Crétacé supérieur. Les isopaques sont exprimées en mètres. (Extrait de Dercourt J., 2002).

2.2 Contexte géologique des différents sites d'étude

Au sein du Bassin du Sud-Est, nous avons choisi d'étudier de façon détaillée trois sites d'excellente qualité, constitués par des terrains de grès et de sables Crétacé de forte porosité. Les trois sites d'étude sont situés à Orange pour les grès, à Bédoin et dans le Massif d'Uchaux pour les sables (figure 2.1). L'ensemble des sites se trouve dans des carrières faiblement exploitées ou récemment désaffectées, procurant ainsi des affleurements de très bonne qualité.

Les trois sites sélectionnés sont constitués de terrains d'âge Crétacé supérieur ; Turonien pour le Massif d'Uchaux, Cénomaniens pour Orange et Bédoin. L'ensemble de ces terrains montre une sédimentation à forte dominante marine, voir littoral faiblement immergé à sub-aérien. L'affleurement d'Orange est formé de grès cohésifs de forte porosité (environ 30 % en porosité surfacique), essentiellement quartzique à granulométrie fine. Les sites du Massifs d'Uchaux et de Bédoin présentent quant à eux des sables très poreux, de cohésion faible à très faible, avec une composition elle aussi essentiellement quartzique, de granulométrie fine à Bédoin et plus hétérogène dans le massif d'Uchaux. La différence de cohésion observée entre ces sites constitue un paramètre essentiel de l'étude et un facteur important vis-à-vis du contrôle de l'initiation et de la propagation des déformations. Ces unités de sables et de grès ont enregistré une profondeur d'enfouissement très faible, de l'ordre de quelques centaines de mètres, dont nous discuterons en détail lors de la section 2.3 du présent chapitre. Ces profondeurs d'enfouissement très peu élevées sont issues de l'arrêt de la sédimentation marine dès la fin du Crétacé, et de la mise en place d'une sédimentation continentale très localisée, essentiellement lacustre (Dubois et Delfaud, 1984 ; Debrand-Passard et al., 1984).

La déformation qui affecte les sites d'étude choisis se traduit par la présence de structures nombreuses, de natures variées et issues de plusieurs phases tectoniques distinctes. Cependant, la déformation s'exprime essentiellement par la présence de bandes de déformation cataclastiques (BDCs), d'épaisseur variable, ainsi que par la présence de quelques failles matures, à texture ultracataclastique. Les orientations et les régimes tectoniques de ces structures sont largement variables d'un site à l'autre, mais fortement compatibles avec les principaux événements tectoniques qui ont affecté la Provence durant la période Tertiaire. Une description complète et illustrée de ces différents types d'objets déformés sera donnée dans la section suivante, en paragraphe 2.2.

2.2.1 Les grès de haute porosité d'Orange

Le site d'étude d'Orange est constitué par les affleurements présents dans la carrière désaffectée du quartier de l'Etang, située à 1km au sud du centre-ville d'Orange. L'affleurement d'Orange est formé de grès cohésifs de composition essentiellement quartzique et d'âge Cénomaniens. Les grès cohésifs du site d'Orange sont organisés en séries monoclinales faiblement pentées de 8° vers le SW. Sur ce premier site d'étude, les relevés et les mesures ont été réalisés le long d'un unique transect continu de 258 mètres de long (figure 2.6).

2.2.1.1 Description lithologique

L’affleurement d’Orange est constitué d’une alternance de plusieurs unités sédimentaires de natures différentes. L’unité principale, qui constitue la partie basale de l’affleurement, est composée de grès cohésifs à ciment siliceux. L’unité sommitale, qui recouvre les grès, est quant à elle essentiellement composée de calcaires gréseux.

L’unité principale, à partir de laquelle a été établi le transect de mesures ou « scan line », est formée d’une couche de grès siliceux d’une épaisseur minimale de 20 mètres visibles à l’affleurement (figure 2.6). Ces grès, que nous qualifierons de « grès d’Orange », sont composés de grains de quartz de taille moyenne à fine, et présentent une cohésion importante résultant de la présence d’un ciment siliceux entre les grains. La déformation de cette unité est représentée essentiellement par la présence de nombreuses bandes de déformation cataclastiques à mouvement inverse. Il est important de noter que la quantité de ciment siliceux intergranulaire est néanmoins suffisamment peu importante pour autoriser une porosité élevée (Wibberley et al., 2000).

L’unité secondaire, présente dans la partie sommitale de l’affleurement, est composée d’une couche de calcaire gréseux de 10 à 20 mètres d’épaisseur. Cette seconde unité présente une faune benthique abondante, essentiellement représentée par des fossiles de bivalves et des clastes coquillers. Au sein de cette seconde unité de calcaire gréseux, on identifie de façon très nette la présence de plusieurs lentilles de grès siliceux de taille le plus souvent métrique à décimétrique, semblables aux grès de l’unité principale. Il est important de souligner que les calcaires gréseux qui forment la seconde unité ne présentent que très peu de structures déformées de type bandes de déformation, alors que les lentilles de grès qu’elle contient montrent de très nombreuses structures de ce type.

Les grès Cénomaniens d’Orange se sont déposés dans un environnement marin faiblement immergé à littoral, comme en témoigne la présence de fossiles de type bivalves et clastes coquillers. De plus, on identifie de fréquents changements de faciès, essentiellement au niveau de l’unité des calcaires gréseux. De façon générale, l’unité basale, qui montre des faciès de type micro chenaux, correspond à une sédimentation marine et deltaïque. L’unité sommitale, avec des niveaux très fossilifères et des changements de faciès correspond à une zone plus littorale.

Les grès siliceux de l’unité principale, ou « grès d’Orange », présentent par endroit des colorations ocres à rougeâtres et ce notamment dans le secteur nord de la carrière. Ces colorations, qui sont la manifestation d’une oxydation, ne sont en revanche présentes qu’en surface, sur une épaisseur maximale de quelques centimètres. Cette profondeur d’altération extrêmement faible suggère que ces oxydations sont récentes, probablement contemporaines de l’exploitation du site et issues du ruissellement des fluides de surface.

2.2.1.2 Description de la déformation

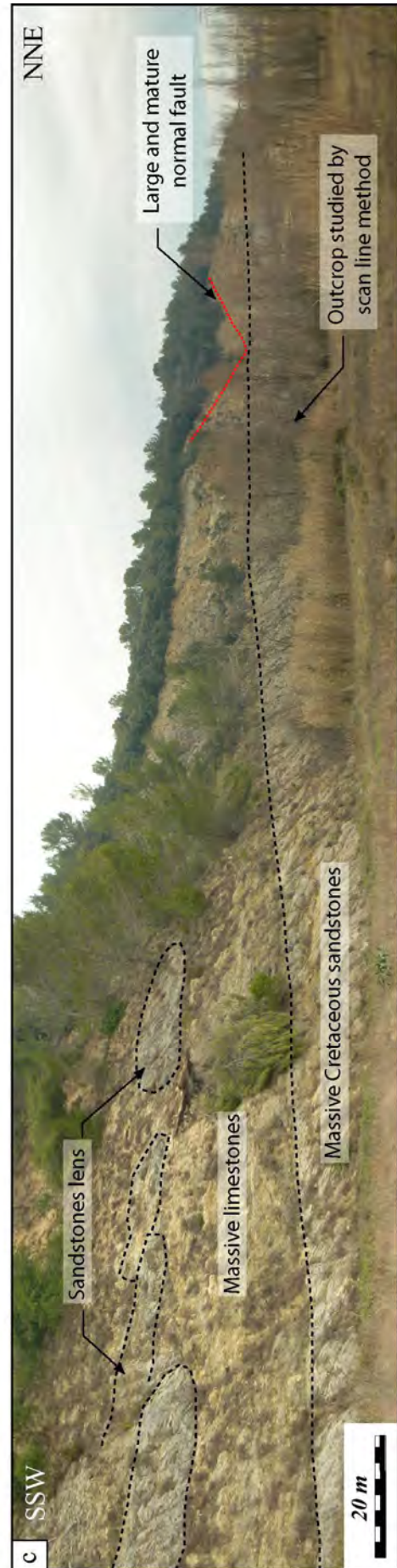
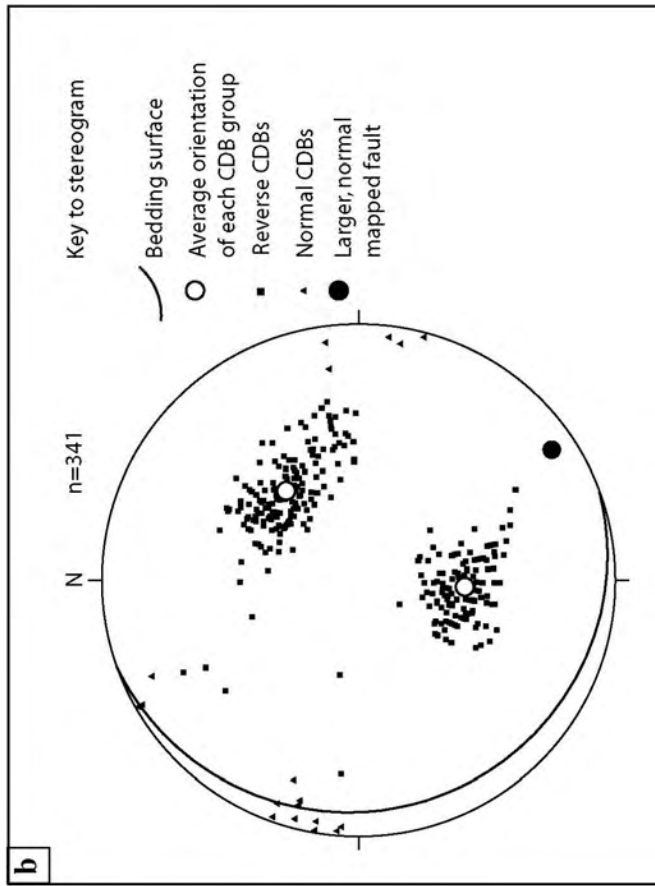
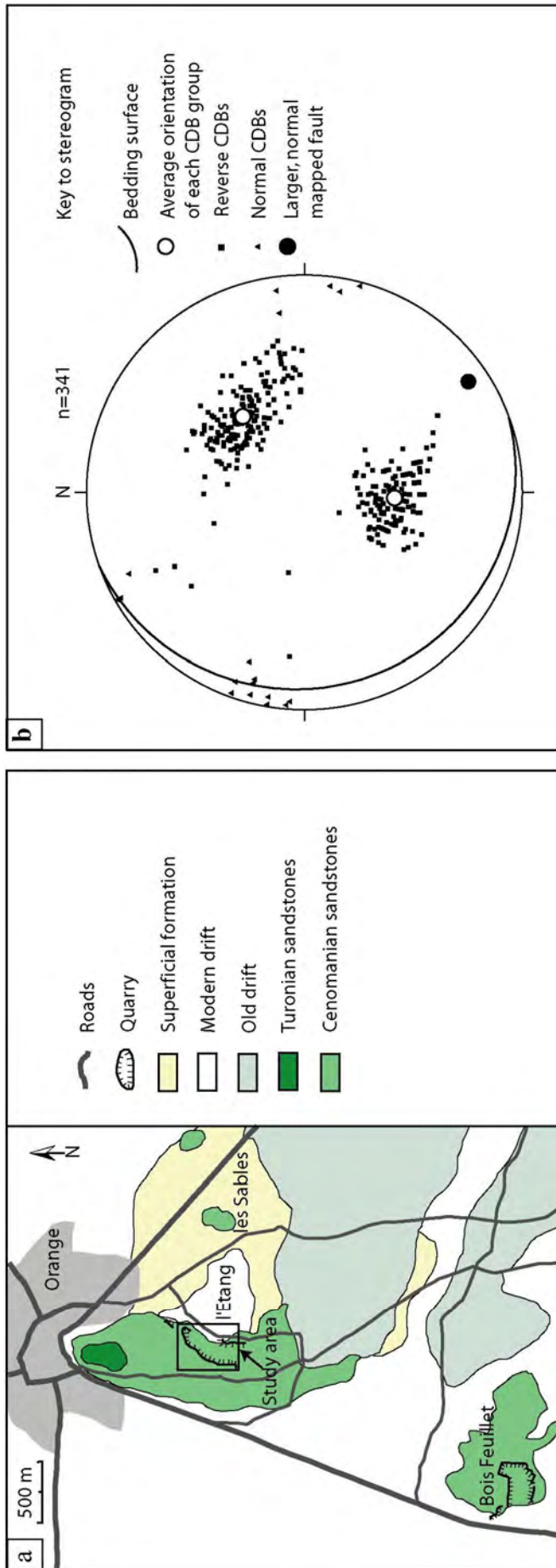
La déformation qui affecte les grès siliceux de la carrière du quartier de l'Etang se traduit par la présence de structures de différentes natures et correspondant à un minimum de deux phases tectoniques distinctes. Les structures déformées les plus représentées sont les bandes de déformation cataclastiques (BDCs) à mouvement inverse. Au sein même de ces structures de type BDCs, on distingue plusieurs objets différents, obéissant à une classification qui est fonction de leur épaisseur et de leur complexité. On identifie également au moins une structure de grande taille, de type faille mature ultracataclastique, correspondant à un évènement distensif ultérieur.

La déformation des grès siliceux de la carrière du quartier de l'Etang s'exprime donc essentiellement par la présence de BDCs conjuguées faiblement pentées à mouvement inverse. Les deux familles de BDCs conjuguées à mouvement inverse présentent des orientations moyennes à N141 et à N93, pour des pendages moyens de 37°SW et de 34°NE (figure 2.6). L'orientation et le régime tectonique de ces structures sont tout à fait compatibles avec le raccourcissement Pyrénéo-Provençal. Ces BDCs présentent des épaisseurs millimétriques à centimétriques, voir pluricentimétriques pour les plus larges, le plus souvent équivalente ou supérieure à la valeur du déplacement. On identifie également des structures de type BDCs qui présentent une organisation en « zones d'échelles », au sein desquelles la densité de structures déformées est très importante.

Il existe également une faible quantité de BDCs à fort pendage et mouvement normal qui recoupent l'ensemble des structures inverses, et qui sont interprétées comme provenant d'un épisode extensif postérieur, selon des directions proches de N20 (figure 2.6). Ces structures peu nombreuses, à jeu normal, présentent le plus souvent des valeurs de déplacement largement supérieures à leur épaisseur. Une large faille normale à texture ultracataclastique est aussi présente au nord de la carrière, selon une orientation de N60 pour un pendage de 80°NW (figure 2.6). Cette faille présente un rejet normal proche de 10 mètres et une texture ultra cataclastique, mais elle est postérieure et sans relation avec les BDCs inverses qui forment l'essentiel de la déformation du site. L'orientation et le régime tectonique de ces structures normales sont tout à fait compatibles avec les épisodes distensifs Oligocène.

Rappelons que l'unité supérieure de calcaire gréseux n'est que très peu affectée par la déformation de type BDCs, alors que les lentilles de grès qu'elle contient montrent une représentation des BDCs équivalente à celle de l'unité principale, ce qui traduit un contrôle important de la lithologie sur le mode de déformation.

Figure 2.6 – (a) Localisation du site d'étude d'Orange, d'après la carte géologique d'Orange au 1/50.000, BRGM. (b) Projection stéréographique en hémisphères inférieures (stéréogrammes) des pôles des BDCs et des failles matures présentes sur le site d'étude. (c) Panorama de la carrière de grès du « Quartier de l'Etang ».



2.2.2 Les sables de haute porosité du massif d'Uchaux

Le massif d'Uchaux, situé entre les communes de Mornas, Mondragon et Rochegeude, est constitué d'un large anticlinal à coeur Cénomarien, d'axe globalement WNW à ESE (figure 2.7 et annexe 1). L'ensemble des terrains qui constituent cet anticlinal est composé de sables et de grès, en général grossiers, présentant une cohérence ainsi qu'une proportion de faune fossile plus ou moins marquée.

Il existe dans ce massif plusieurs carrières de sables qui sont actuellement soit en activité soit désaffectées (figure 2.7). Il existe notamment deux carrières désaffectées dans les sables Coniacien et Santonien de Montmout (point culminant du massif), mais la dégradation et l'érosion des différents gradins d'excavation ne permettent pas la réalisation de mesures de qualité. Il existe également deux carrières en forte activité dans le secteur de Montmout, mais pour des raisons évidentes de sécurité, une étude détaillée dans cette zone est difficilement possible. Nous avons donc choisi de centrer cette étude sur la carrière de Boncavaï, qui n'est que faiblement exploitée, mais qui présente néanmoins des affleurements récents et par conséquent de très bonne qualité.

Le site d'étude du Massif d'Uchaux est ainsi constitué par les affleurements de la carrière faiblement exploitée de Boncavaï, au nord-est de la ville de Mornas et au sud-est de Mondragon (figure 2.7). Le site de Boncavaï est composé de sables de très faible cohésion d'âge Turonien, à composition essentiellement quartzique avec quelques niveaux argileux. Le site est situé sur le flanc sud d'un anticlinal d'axe globalement est-ouest, les séries montrent ainsi une organisation monoclinale de 15 à 20° vers le SE.

La morphologie du site a imposé d'effectuer les mesures et les relevés selon 5 sections différentes de transects, pour une longueur totale de 209 mètres (figure 2.7). A ce jour, la remise en activité du site a cependant provoqué la disparition de plusieurs des affleurements étudiés lors des différentes campagnes de terrain, tout en mettant à jour de nouvelles zones d'étude potentielle.

2.2.2.1 Description lithologique

Le site de Boncavaï, dans le Massif d'Uchaux est situé au sein d'une succession de plusieurs unités sédimentaires d'âge Turonien, toutes constituées de sables ou de grès, différenciées notamment par une cohésion plus ou moins élevée et par la présence de différents types de faunes fossiles. L'ensemble des différentes unités constitue le flanc sud de l'anticlinal du Massif d'Uchaux et montre une organisation monoclinale avec un pendage de 15 à 20° vers le SE.

La carrière de Boncavaï, au sein de laquelle nous avons réalisé l'ensemble des mesures et des relevés, est constituée par l'unité de sables principale. Cette unité principale présente des sables peu cohésifs, à granulométrie hétérogène à dominante grossière. Les dépôts sont le plus souvent organisés en bancs d'épaisseur centimétrique à pluricentimétrique et présentent une

alternance entre granulométrie fine à moyenne et grossière. Dans les secteurs les plus au sud de la carrière, les dépôts sont organisés en bancs d'environ 50 centimètres d'épaisseur et présentent un fort granoclassement, avec les éléments les plus grossiers en base de bancs et les plus fins au sommet. Ces dépôts en bancs sont souvent terminés par un mince niveau argileux. On trouve également des argiles intercalées sous forme de galets mou à l'intérieur de ces bancs. L'organisation des dépôts sédimentaires, combinée à l'absence de traces organiques calcaires, suggère une mise en place en domaine marin, probablement de type deltaïque, avec de fréquentes déstabilisations de pente.

Il existe sur le site du Massif d'Uchaux d'importantes traces d'oxydations, dues à de récentes circulations de fluides météoriques. Ces dépôts sont parfois horizontaux, et issus des percolations de fluides parallèlement aux niveaux argileux, mais ils sont plus souvent présents le long des BDCs. Dans ce cas, les BDCs agissent comme des barrières à l'écoulement des fluides, qui percolent le long de leur surface où des zones de petits seuils de pores induisant des remontées capillaires dans la zone vadose produisent ces oxydations (Wibberley et al., 2007).

2.2.2.2 Description de la déformation

La déformation qui affecte l'unité des sables de la carrière de Boncavaï est représentée par plusieurs types de structures différentes, correspondant à plusieurs phases de déformation successives. Selon un ordre chronologique de génération de la déformation, les premières structures observables sont des bandes de compaction, qui sont caractérisées par une compaction pure sans cisaillement visible à l'oeil nu. Les secondes structures observables constituent l'essentiel de la déformation du site de Boncavaï, ce sont les bandes de déformation cataclastiques correspondant à plusieurs phases tectoniques distinctes. Notons enfin la présence sur ce site d'une large structure décrochante, assimilable à une zone de faille localisée.

La première phase de déformation ayant affecté les sables de Boncavaï se traduit par la présence de *bandes de compaction* ou *bandes compactantes* conjuguées, qui expriment à l'échelle de l'affleurement un mouvement en compaction pure, sans cisaillement. Les *bandes de compaction* sont présentes sur une partie du site seulement, selon une orientation de N100, pour des pendages moyens de 32°NE et 63°SW. Le régime en compression ainsi que l'orientation de ces structures est tout à fait cohérente avec l'épisode de raccourcissement Pyrénéo-provençal. Lorsqu'elle est présente, la population de *bandes de compaction* est relativement homogène et élevée, avec une densité dépassant 50 fractures par m² et formant des reliefs d'érosion de type *fault-fin landscape* (Davis, 1998).

Cependant, la déformation des sables de Boncavaï est essentiellement représentée par des bandes de déformations cataclastiques, à jeu le plus souvent normal voir décrochant, même si quelques rares structures inverses sont observées.

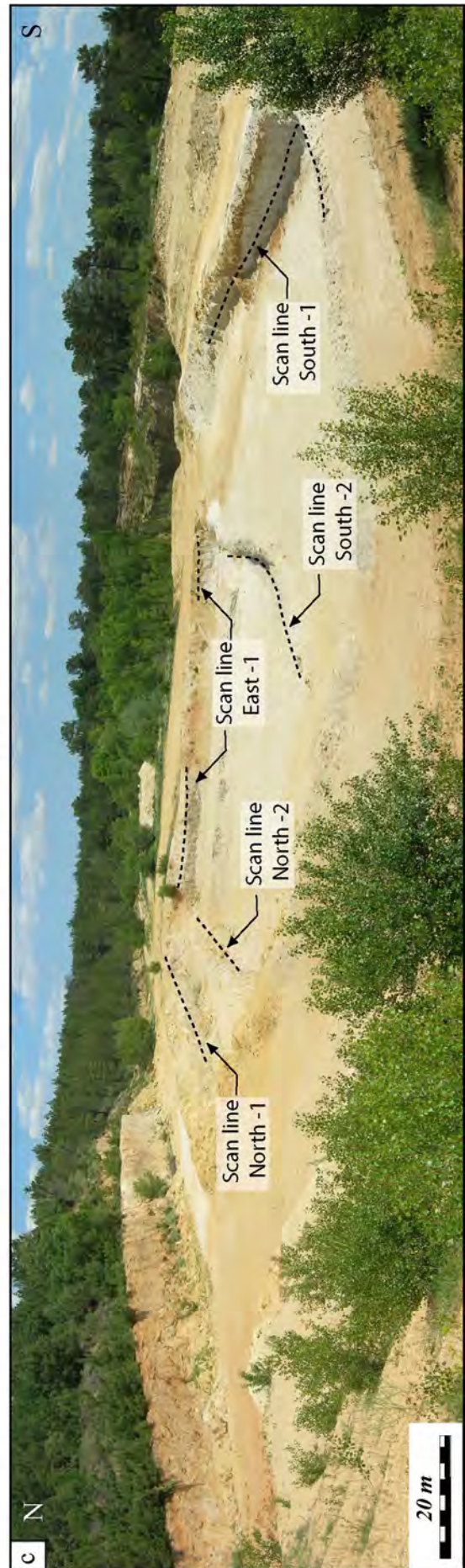
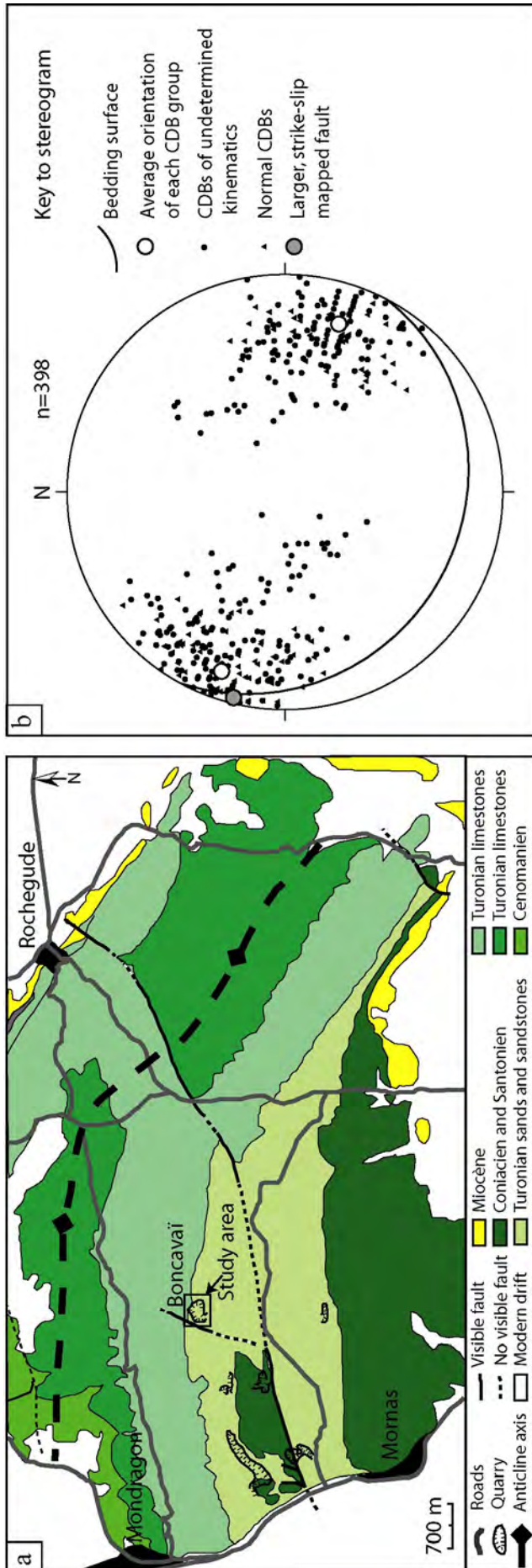
Les Bandes de déformation conjuguées à mouvement normal sont présentes selon une orientation moyenne de N18, pour des pendages de 70° vers le NW et le SE (figure 2.7), se qui est tout à fait compatible avec la phase d'extension Oligocène. Ces BDCs normales présentent des épaisseurs millimétriques à centimétriques, voir pluricentimétriques pour les plus larges. L'épaisseur de ces structures est le plus souvent largement inférieur à leur déplacement, alors qu'il était similaire dans le cas des grès cohésifs d'Orange. Il est tout de même nécessaire de considérer ces données de BDCs à mouvement normal avec circonspection, en effet, un mouvement en décrochement sur des marqueurs stratigraphiques inclinés comme c'est le cas à Boncavaï peut également conduire à un jeu apparent normal. Il faut donc tenir compte de la possibilité qu'une partie au moins de ces données correspond à un mouvement en décrochement. De plus, ce type de structure génère peu de stries, sauf dans les cas de cisaillement d'un niveau argileux. Il est par conséquent difficile de savoir précisément si le jeu apparent normal est un aussi le jeu réel.

Il existe également sur les affleurements du Massif d'Uchaux quelques rares BDCs à jeu inverse, d'orientation N40 de faible pendage vers le NW, antérieures aux structures à jeu normal et probablement issues du raccourcissement Pyreneo-provençal (figure 2.7).

Le site de la carrière de Boncavaï présente aussi plusieurs grandes failles. Au centre de la carrière, on peut voir une large faille mature à jeu décrochant, qui est recoupée par plusieurs des différents transects de mesures, cette structure décrochante peut être rapprochée des événements Miocène. Il existe également deux autres grandes failles matures, à proximité de la carrière mais non recoupées par les transects de mesure.

La zone de faille mature présente au centre de la carrière et recoupée par plusieurs des transects de mesures présente une orientation de N20 pour un pendage quasi-vertical, avec un mouvement en décrochement probablement senestre. Cette zone de faille est constituée par la juxtaposition d'un nombre très important de bandes de déformations, sur une largeur de plus de 50 cm.

Figure 2.7 – (a) Localisation du site d'étude du Massif d'Uchaux, d'après la carte géologique d'Orange au 1/50.000, BRGM. (b) Projection stéréographique en hémisphères inférieurs (stéréogrammes) des pôles des BDCs et des failles matures présentes sur le site d'étude. (c) Panorama de la carrière de sable de « Boncavaï ».



2.2.3 Les sables de haute porosité de Bédoin

Le troisième site d'étude est constitué par les affleurements de sables d'âge Crétacé Supérieur présents dans le secteur d'Apt et Mormoiron (figures 2.3 et 2.8). Les séries de grès et de sables d'âge Cénomaniens présentes au pied sud du Mont Ventoux forment une unité monoclinale, avec un pendage faible à moyen en direction du SW, vers le centre du bassin. Ces unités, présentes sur plusieurs kilomètres depuis le nord de Bédoin jusqu'au sud de Mormoiron sont recouvertes au sud ouest par la couverture tertiaire, qui s'étend largement vers le centre du bassin. Au sein de ces unités, il existe plusieurs carrières de sables, en activité ou désaffectées, qui permettent l'obtention de profils de très bonne qualité. Nous avons choisi de centrer cette étude sur les carrières de sables incohésifs situées sur la commune de Bédoin, au nord du village. Les principaux travaux ont été menés dans la carrière de « Le Cros », faiblement exploitée au moment de l'étude et actuellement désaffectée, procurant ainsi des affleurements récents et donc d'excellente qualité. Nous avons également étudié de façon moins détaillée une seconde carrière située dans le même secteur géographique et dans les mêmes unités géologiques mais cependant toujours en activité ; la carrière dite des « sablières ». Pour des raisons d'accessibilité et de sécurité, ce second site a fait l'objet d'une étude moins approfondie, cependant, les clichés des structures observables ainsi que des photomontages des affleurements de cette seconde carrière sont disponibles en annexe.

Le site de Bédoin est ainsi constitué par les affleurements de la carrière faiblement exploitée de « Le Cros », au nord-ouest du village de Bédoin, au pied sud du Mont Ventoux (figure 2.8). La carrière de Le Cros présente une seule unité de sables de cohésion moyenne, d'épaisseur pluridécimétrique visible à l'affleurement et d'âge Cénomaniens. Les sables siliceux de Bédoin montrent une granulométrie fine et homogène, avec quelques rares niveaux d'argiles. L'ensemble forme une structure monoclinale à faible pendage vers le sud. La morphologie du site a imposé d'effectuer les mesures et les relevés selon 4 sections différentes de transects, pour une longueur totale de 250 mètres (figure 2.8).

2.2.3.1 Description lithologique

Le site d'étude principal, situé dans la carrière de Le Cros présente une seule unité pluridécimétrique de sables de cohésion faible à moyenne, d'âge Cénomaniens. Ces sables présentent une composition quasi exclusivement quartzique, avec une granulométrie fine à très fine, seul quelques rares niveaux argileux sont présents. L'unité des sables Cénomaniens de Bédoin forme une structure monoclinale, avec un pendage de 16° vers le SW.

Les sables de Bédoin sont le produit de dépôts littoraux, immergés à émergés. Dans la partie nord de la carrière, les traces d'organismes benthiques suggèrent un dépôt marin en domaine faiblement immergé, probablement de type *avant-plage*. Dans d'autres secteurs du site, des changements latéraux de faciès montrent des dépôts de type éolien, survenus en

environnement émergé. En revanche, la quasi absence de niveaux argileux, comme ceux présents dans l'environnement deltaïque du Massif d'Uchaux renforce l'hypothèse d'un dépôt de type littoral faiblement immergé à sub-aérien.

La carrière de Le Cros présente des traces d'oxydation d'âge variable. Ainsi, on trouve tout comme dans le Massif d'Uchaux des traces d'oxydation récentes, issues de l'écoulement de fluides météoriques relativement contemporains. Dans ce premier cas, les oxydations sont issues des fluides météoriques qui percolent le long des BDCs, qui jouent le rôle de barrières étanches en favorisant la formation d'un dépôt d'oxydes. Mais on constate aussi la présence de traces d'oxydation plus anciennes, qui sont affectées par la déformation et qui subissent les mêmes rejets que les marqueurs stratigraphiques. Notons aussi la présence au sud de la carrière d'une barre de grès ferrugineux, qui montre des formations en volutes de taille centimétrique. Les traces d'oxydation tout comme la présence des grès ferrugineux peuvent être dues aux fluides issus de la diagenèse précoce.

Le second site d'étude, situé dans la carrière en activité des « Sablières » est compris dans les mêmes unités de sables Cénomaniens que la carrière principale de « Le Cros » (figure 2.8). Les affleurements sont ainsi composés de sables de cohésion faible à très faible, selon une granulométrie homogène fine à très fine, organisés en séries monoclinale à pendage SW.

Les dépôts sédimentaires dans la carrière des Sablières attestent d'un environnement de type littoral émergé, sub-aérien, avec une sédimentation essentiellement d'origine éolienne. En effet, sur ce second site il n'existe pas ou très peu de fossiles de faune benthique ou de traces calcaires littorales. Signalons aussi l'absence de niveau argileux, qui souligne un dépôt essentiellement d'origine éolienne.

Sur ce second site, les dépôts de sables siliceux d'origine éolienne sont recouverts par une unité conglomératique datée du Würm à post-Würm. Cette unité conglomératique est composée de galets de taille et de nature hétérogène, issus du démantèlement des séries antérieures et pris dans une matrice essentiellement marneuse. Notons que cet ensemble sédimentaire quaternaire n'est pas affecté par la déformation qui marque l'unité des sables Cénomaniens.

Si la carrière du Cros présente des traces d'oxydations nombreuses, correspondant à des événements précoces comme récents, la carrière des sablières ne présente en revanche que peu de dépôts et de traces d'oxydations. Les seules et rares traces d'oxydation présentes sur ce site sont constituées par des dépôts d'oxydes le long des BDCs les plus larges, qui constituent dans ce cas des barrières étanches à l'écoulement des fluides météoriques récents.

2.2.3.2 Description de la déformation

Tout comme les précédents sites d'étude, les sables de Bédoin montrent une déformation exprimée essentiellement par des BDCs et quelques rares grandes failles ultracataclastiques.

Les BDCs qui affectent les sables de Bédoin présentent des épaisseurs millimétriques à centimétriques, voir pluricentimétriques pour les plus imposantes, avec un déplacement supérieur voir équivalent à leur épaisseur. Les structures qui affectent ce troisième site d'étude se répartissent en différents groupes d'orientation et de pendages variés, correspondent à un minimum de 3 phases tectoniques successives et distinctes de génération de la déformation (figure 2.8).

Le premier ensemble de structure observable, selon l'ordre chronologique de génération, est constitué par des BDCs conjuguées à jeu inverse, d'orientation N70 pour des pendages moyens à faibles vers le SE et le NW. L'orientation de ces structures inverses et conjuguées est cohérente avec la phase de raccourcissement Pyrénéo-provençale.

Le second groupe de structures est constitué de BDCs conjuguées à jeu normal, qui recoupent l'ensemble des structures inverses antérieures. Ce groupe de BDCs normales présente une orientation moyenne à N70, pour des pendages forts vers le SE et le NW. Cette seconde phase de déformation présente dans les affleurements Cénomaniens du Cros est tout à fait compatible avec la phase d'extension Oligocène.

Le dernier ensemble de structures identifiables correspond également à des BDCs conjuguées, d'orientation échelonnée de N90 à N180 et pour des pendages très forts vers le SW et le NE. Cette dernière génération de structures est interprétée comme un mouvement en décrochement, avec parfois une composante normale, qui correspond à la phase de décrochement Miocène qui a affecté le Bassin du Sud-Est.

Le site de la carrière du Cros présente également des structures plus larges et plus évoluées que les BDCs fines, dont l'épaisseur est inférieure voire équivalente au déplacement. Il est ainsi possible d'identifier des ensembles de structures de type *cluster* ou *groupement* de BDCs, dont nous établirons une description macroscopique détaillée dans le chapitre suivant (Chapitre 3). Au sein de ces larges ensembles déformés, qui participent de façon significative à la localisation de la déformation, il est possible d'identifier des plans de glissement localisés, et ce dans au moins deux secteurs d'étude différents (figure 2.8).

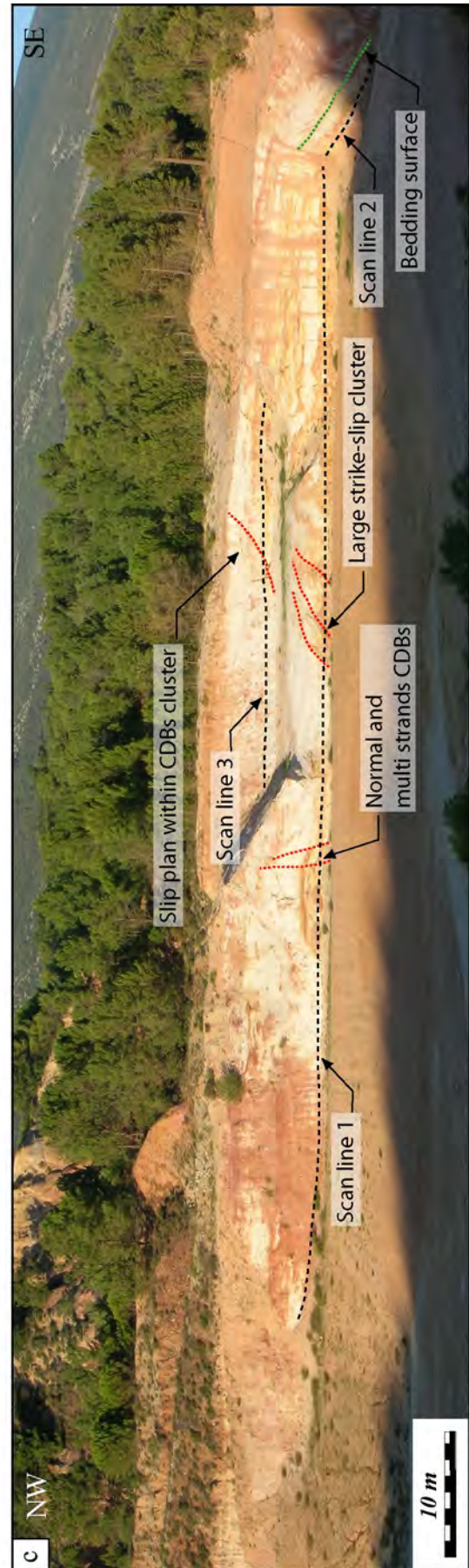
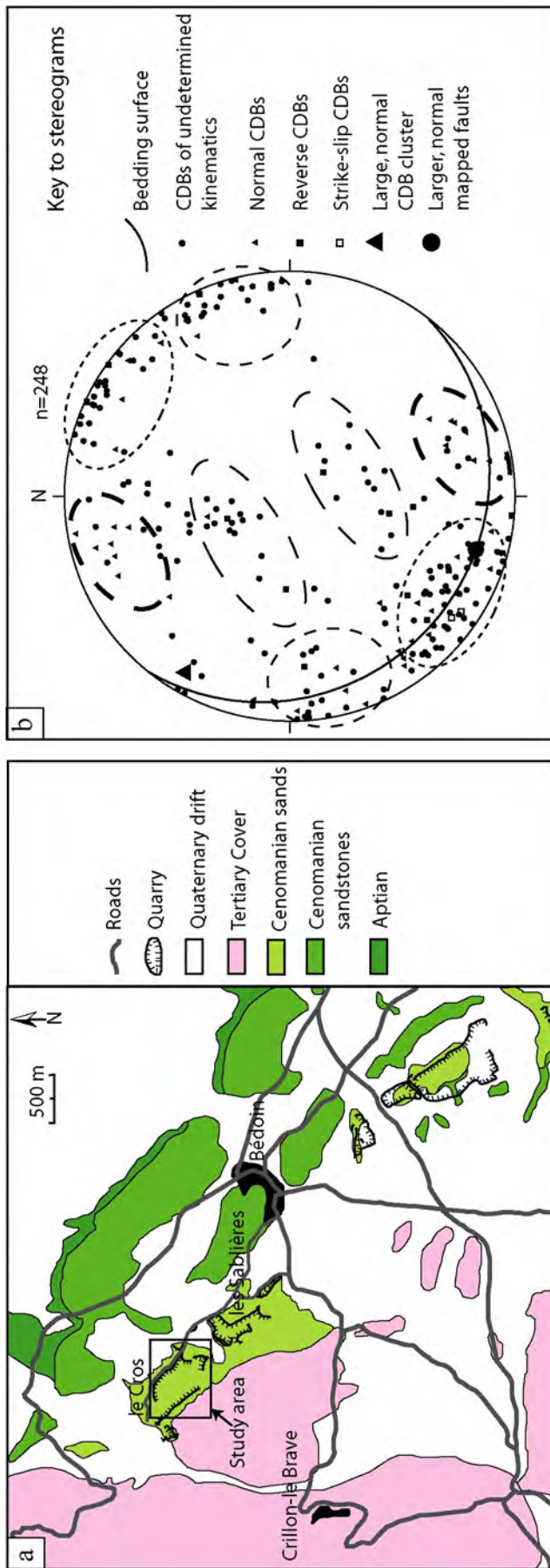




Figure 2.8 – (a) Localisation du site d'étude de Bédoin, d'après la carte géologique de Vaison la Romaine au 1/50.000, BRGM (b) Projection stéréographique en hémisphères inférieurs (stéréogrammes) des pôles des BDCs et des failles matures présentes sur le site d'étude. (c), (d) et (e) Panoramas de différents secteurs de la carrière de sable de « Le Cros ».

2.3 Profondeurs d'enfouissement enregistrées par les affleurements

Les différents affleurements sur lesquels est basée cette étude correspondent tous à des dépôts d'âge Crétacé supérieur, Turonien pour le Massif d'Uchaux et Cénomaniens pour Orange et Bédoin. Comme nous l'avons précédemment explicité, l'essentiel des dépôts sédimentaires du Bassin du Sud Est s'est mis en place durant le Mésozoïque (Baudrimont et Dubois, 1977). Au Tertiaire, l'émersion généralisée du bassin ne permet plus qu'une sédimentation éparse et essentiellement continentale, dans de mini bassins à forte subsidence (Dubois and Delfaud, 1984 ; Debrand-Passard et al., 1984).

Les affleurements de Crétacé supérieur qui sont l'objet de cette étude obéissent à ce schéma de mise en place et se positionnent par conséquent en fin de série sédimentaire, avec un enfouissement relativement faible, de l'ordre de quelques centaines de mètres. Dans cette section, nous détaillerons de façon individuelle les profondeurs maximales d'enfouissement enregistrées par chacun des trois sites d'étude. Pour ce faire nous utiliserons les différentes cartes géologiques du BRGM : (1) Valence à l'échelle 1/250 000 ; (2) Orange à l'échelle 1/50 000 ; (3) Vaison la Romaine à l'échelle 1/50 000, dont les extraits sont fournis en Annexe. Pour chaque site, nous donnerons la nature, la composition et une estimation de l'épaisseur maximale des différentes séries présentes. L'ensemble des estimations est établi à partir d'une synthèse bibliographique, basée sur les données d'épaisseurs fournies par Rouire et Chiron (1980) ainsi que par Triat (1979).

2.3.1 Cas des grès d'Orange

L'affleurement des grès d'Orange est certainement le terrain d'étude qui a subi l'enfouissement le plus faible, puisqu'il n'est en effet surmonté que de quelques séries sédimentaires. L'affleurement de grès cohésifs qui a fait l'objet de l'étude présente des dépôts d'âge Cénomaniens. Les dépôts Cénomaniens (C_{1-2}) qui composent l'affleurement sont peu épais, ils sont décrits comme correspondant à 50 m de grès, quartziteux ou sableux sans fossiles, surmontés par un faciès calcaire, à faune saumâtre ou d'eau douce de 60 à 80 m d'épaisseur. Enfin, l'étage se termine par 10 à 30 m de calcaires fossilifères.

Au nord de l'affleurement, au niveau de la ville d'Orange, le Cénomaniens est surmonté par la série du Turonien (C_3). Le Turonien est ici représenté par 80 à 100 m de calcaires gréseux, très fossilifères et très riche en silice.

Il existe ensuite une importante lacune sur l'Eocène et l'Oligocène, puisque le Turonien, voire le Cénomaniens, sont directement en contact avec les terrains Miocène du Vindobonien (m_2). Le Vindobonien correspond à la transgression helvétique et s'accompagne d'une sédimentation détritique, peu fossilifère et relativement épaisse selon les secteurs. Ces dépôts correspondent à des sables marneux et molassiques, avec un retour à un faciès de dépôts de type littoral. Dans le bassin de Carpentras, l'Helvétien est visible sous deux faciès latéraux :

des marnes bleues et des sables marneux. Par sondage, l'épaisseur d'Helvétien sous les alluvions de la plaine de Carpentras a été établie à 300 m d'épaisseur (Rouire et Chiron, 1980).

Les terrains bien développés du Vindobonien sont par endroits surmontés de quelques affleurements de Pliocène inférieur marin (p_m). Le Pliocène marin est relativement peu épais et présent de façon très éparse dans le centre du Bassin. Lorsqu'il est visible, il est constitué de passages sableux, de 20 m d'épaisseur.

Il existe également quelques affleurements de Pliocène supérieur continental (p_c), constitués de sables fluviatiles fins, à stratification entrecroisée d'une épaisseur maximale de 50 m. Ces dépôts contiennent une faune abondante de mammifères.

L'ensemble des différentes séries est recouvert d'alluvions d'origine fluviatile et torrentielle, d'âge plus ou moins récent. Pour Orange, les dépôts alluvionnaires sont essentiellement d'origine rissienne (Fx), wurmienne (Fy) et post-wurmienne (Fz).

De façon synthétique, l'affleurement Cénomaniens (C_{1-2}) d'Orange est donc surmonté d'une épaisseur maximale de 80 à 100 m de Turonien (C_3) ; de 300 m de Vindobonien (m_2) ; de 20 m de Pliocène inférieur (p_m) et de 50 m de Pliocène supérieur (p_c). **Il est donc possible d'estimer une fourchette d'enfouissement maximale de l'unité étudiée comprise entre 450 et 470 m.** Cette estimation, qui est très précise, est cependant à considérer avec un minimum de recul. En effet, il existe une distance non négligeable entre les zones de mesure de l'épaisseur et l'affleurement que nous étudions à Orange, il peut donc survenir des variations latérales d'épaisseur, qui peuvent être fortes dans un domaine de sédimentation continentale de ce type.

2.3.2 Cas des sables du massif d'Uchaux

L'affleurement du Massif d'Uchaux, pris dans les séries Turonien (C_3) de la carrière de Boncavaï, est surmonté par un nombre plus important de séries sédimentaires que le site d'Orange et a potentiellement enregistré une profondeur d'enfouissement plus importante. Le Turonien qui forme le secteur d'étude est ici similaire au Turonien d'Orange, il est ainsi constitué de 80 à 100 m de calcaires gréseux, très fossilifères et très riche en silex.

Le Turonien est surmonté par une série de Coniacien, Santonien et Sénonien inférieur indifférencié (C_{4-5}), particulièrement abondant dans le secteur du Massif d'Uchaux. Le coniacien est représenté par 80 à 100 m de calcaires gréseux jaunes, à débris de Bryozoïres, d'Echinodermes et d'Huîtres ou « calcaires de Mornas ». Le santonien présente un faciès marin à saumâtre au sud, dans le secteur de Piolenc et lacustre au Nord du Massif d'Uchaux.

Dans sa terminaison nord, l'anticlinal du Massif d'Uchaux est par endroits surmonté de rares affleurements d'Eocène continental indifférencié (e). L'Eocène est ici représenté par des formations détritiques, fluviatiles ou lacustres. Il est composé de 50 à 60 m d'argiles noires et localement de calcaires lacustres à silex, avec une faune peu abondante.

Les terrains Turonien et Coniacien sont le plus souvent directement en contact avec les séries correspondant à l'Aquitaniens-Burdigalien (m_1). Ces séries correspondent à une sédimentation généralement détritique à la base puis calcaire à marno-calcaire et enfin mollassique. Les séries ont une épaisseur variable, en général peu importante, de 25 à 10 m.

On retrouve ensuite les terrains Vindobonien (m_2), marquant la transgression helvétique par la présence d'une épaisse série détritique. Au Sud du Massif d'Uchaux, dans le bassin de Carpentras, l'épaisseur des sédiments de type marnes et sables marneux a été établie à 300 m par sondage. Au nord du Massif d'Uchaux, dans le bassin de Valréas, l'Helvétien inférieur est constitué de 40 à 70 m de sables marneux et de marnes, tandis que l'Helvétien moyen et supérieur est représenté par 180 à 250 m de sables et de grès. Vers le sud du bassin de Valréas, l'Helvétien présente un faciès de marnes bleues, d'épaisseur 540 m établie par sondage à Villedieu (Rouire et Chiron, 1980). La fourchette d'épaisseur de sédiments Vindobonien est donc comprise entre 220 et 540 m.

La dernière unité présente est constituée par les affleurements de Pliocène inférieur marin (p_m), semblable à celui d'Orange. Cette série est constituée de passages sableux d'environ 20 m d'épaisseur.

Enfin, l'ensemble des terrains est recouvert par les mêmes alluvions d'origine fluviatile et torrentielle qu'à Orange, d'origine rissienne (Fx), wurmienne (Fy) et post-wurmienne (Fz).

De façon synthétique, l'affleurement Turonien (C_3) du Massif d'Uchaux est donc surmonté d'une épaisseur maximale de 80 à 100 m de Sénonien (C_{4-5}) ; de 50 à 60 m d'Eocène continental (e) ; de 10 à 25 m d'Aquitaniens-Burdigalien (m_1) ; de 220 à 540 m de Vindobonien (m_2) et de 20 m de Pliocène inférieur (p_m). **Nous estimons donc une fourchette d'enfouissement maximale de l'unité étudiée comprise entre 380 et 745 m.**

2.3.3 Cas des sables de Bédoin

L'affleurement de Bédoin, constitué par les sables très peu cohésifs Cénomaniens (C_{1-2}) de la carrière du Cros est probablement celui qui a enregistré les profondeurs d'enfouissement les plus importantes. L'affleurement du Cros est constitué par la série détritique Cénomaniens, déjà décrite dans le paragraphe d'Orange. Cependant, les dépôts ont ici une dominante littorale à sub-aérienne. La série est épaisse, puisque l'ensemble des unités qui la constituent à une épaisseur de 120 à 160 m.

Les dépôts Cénomaniens de Bédoin sont ici directement en contact avec l'Eocène continental indifférencié (e). Dans le secteur de Carpentras, qui forme la partie orientale du Bassin, l'Eocène est constitué de 10 à 40 m de sables rouges à gravillons latéritiques, surmontés par 4 m d'argiles vertes, selon J.M. Triat, 1979.

L'Eocène est surmonté par les niveaux l'Oligocène inférieur (g_1) constitué de 30 à 150 m de marnes et de dolomies blanches. Ces séries sont particulièrement bien développées dans le

secteur de Crillon-le-Brave et comprennent d'épaisses lentilles de gypse dans le secteur de Mormoiron.

On trouve ensuite les séries de l'Oligocène moyen (g_2) qui débute par 20 m de calcaires dans le bassin d'Apt et Forcalquier, surmontés de 30 m de marnes rouges et vertes puis de calcaires en bancs. A ces niveaux viennent s'ajouter 60 m d'argiles jaunes avec des lentilles de grès puis encore 120 m de calcaires en bancs comprenant une abondante faune d'eau douce. Les séries de l'Oligocène moyen présentent ainsi une puissance totale de 230 m.

L'Oligocène est ensuite surmonté par les terrains Aquitaniens et Burdigaliens (m_1), qui présentent une sédimentation détritico-calcaire, puis calcaire et enfin bioclastique. La série, qui présente d'importantes variations d'épaisseurs, est particulièrement bien développée au sud du bassin de Carpentras mais diminue rapidement vers le Nord : 10 m dans la région de Mormoiron et 20 m vers Crillon-le-Brave.

Les séries sédimentaires se terminent avec le Vindobonien (m_2) correspondant à la transgression helvétique, de 300 m de dépôts détritico-calcaires reconnus par sondage sous les alluvions de la plaine de Carpentras (Rouire et Chiron, 1980). Dans ce secteur du Bassin, le Vindobonien se compose d'un faciès dominant de sables jaunâtres, tandis qu'un faciès de grès molassiques très fossilifère, dur et roussâtre apparaît dans le secteur de Châteauneuf-du-Pape.

L'ensemble des différentes séries est recouvert d'alluvions d'origine fluviale et torrentielle. Il existe quelques rares affleurements anciens du Mindel (Fw), tandis que l'essentiel des dépôts sont d'origine rissienne (Fx), wurmienne (Fy) et post-wurmienne (Fz).

De façon synthétique, l'affleurement Cénomaniens (C_{1-2}) de Bédoin est donc surmonté d'une épaisseur maximale de 10 à 40 m d'Eocène continental (e) ; de 30 à 150 m d'Oligocène inférieur (g_1) ; de 230 m d'Oligocène moyen (g_2) ; de 10 à 20 m d'Aquitaniens-Burdigaliens (m_1) et de 300 m de Vindobonien (m_2). **Il est donc possible d'estimer une fourchette d'enfouissement maximale de l'unité étudiée comprise entre 580 et 740 m.**

2.4. Conclusion

Au cours de ce second chapitre, nous avons procédé à la description globale du Bassin du Sud-Est puis à la caractérisation des différents sites d'étude. Pour cela, nous avons tout d'abord effectué une étude bibliographique synthétique des aspects stratigraphiques comme géodynamiques du Bassin du Sud-Est. Au cours de cette étude, nous avons montré que le Bassin du Sud-Est est un bassin de dépôt cratonique, de forme triangulaire, d'âge Mésozoïque à Cénozoïque, qui a enregistré l'essentiel de son histoire géodynamique durant le Mésozoïque.

Nous avons ensuite procédé à la présentation puis à la description détaillée des différents sites sélectionnés pour la réalisation de ce travail. Le choix de ces affleurements a été guidé par la lithologie, le degré de cohésion de la roche, les modes de localisation de la déformation et par les différents régimes tectoniques de déformation enregistrés. Les principales caractéristiques des affleurements choisis sont les suivantes :

- Nous avons sélectionné trois sites différents : (1) Les grès de forte porosité d'Orange, dans la carrière désaffectée du « Quartier de l'Etang » ; (2) Les sables de forte porosité du Massif d'Uchaux, dans la carrière faiblement exploitée de « Boncavaï » ; (3) Les sables de forte porosité de Bédoin, dans la carrière faiblement exploitée dite « Le Cros ».
- Chacun des sites exprime une localisation de la déformation sous forme de nombreuses *bandes de déformation cataclastiques (BDCs)*, qui peuvent être organisées de manière isolée ou en regroupées *clusters de bandes*, ainsi que des larges *zones de failles ultracataclastiques*, cependant très peu représentées.
- Les grès d'Orange montrent un régime de déformation essentiellement en raccourcissement ; les sables du Massif d'Uchaux expriment deux phases de déformation, en extension et en décrochement ; tandis que les sables de Bédoin expriment trois phases distinctes, en raccourcissement, extension et décrochement.
- En fonction de l'orientation des structures, celles-ci peuvent être attribuées à plusieurs événements tectoniques distincts ; (1) La phase de compression Pyrénéo-Provençale ; (2) La phase de distension Oligocène ; (3) Les mouvements en décrochement issus de l'orogénèse Alpine.
- Nous avons également montré que les affleurements de Crétacé Supérieur étudiés lors de ces travaux ont enregistré une profondeur d'enfouissement très faible, avec une fourchette maximale comprise entre 450 et 740 mètres selon les sites.

Chapitre 3

Caractérisation de la déformation des grès et des sables de haute porosité : cas du bassin du Sud-Est, Provence, France

Lors des précédentes sections, nous avons montré (Chapitre 1) que la déformation des grès et des sables de forte porosité s'exprime essentiellement par la présence de *bandes de déformation (BDs)*. Ces structures peuvent présenter plusieurs aspects distincts, en fonction de la cinématique mise en jeu (Aydin et al., 2006) ou bien des mécanismes de déformation (Fossen et al., 2007) qui les génèrent. Nous avons ensuite montré (Chapitre 2) qu'il existe des affleurements d'excellente qualité dans les grès et les sables Crétacés de forte porosité du Bassin du Sud-Est, en Provence, France. Au sein de ces affleurements, la déformation s'exprime essentiellement par la présence de *bandes de déformation cataclastiques (BDCs)* (avec un rejet millimétrique à centimétrique) et de quelques grandes failles, à *texture ultracataclastique* (avec un rejet métrique à décimétrique).

Nous avons choisi de réaliser une large étude de terrain, basée sur la reconnaissance des différents marqueurs de la déformation ainsi que sur la réalisation de relevés de terrain détaillés et systématiques. Au cours de cette étude, nous tâcherons principalement de répondre aux questions suivantes :

Quels sont les facteurs qui contrôlent la distribution et la localisation de la déformation dans les grès poreux du Bassin du Sud-Est ? Comment procéder à l'évaluation de ces différents facteurs ?

Quelles sont les relations entre les structures fines, de type BDCs, et les larges failles ultracataclastiques, qui participent à la compartimentalisation des réservoirs ? Une structure fine est-elle susceptible d'évoluer vers une faille mature ?

Dans le but de répondre à ces problématiques, nous présenterons cette section selon deux axes distincts. Dans la première partie du chapitre, nous effectuerons une caractérisation macroscopique des différentes catégories d'objets identifiables sur les affleurements. Cette description sera largement illustrée de photos et de schémas interprétatifs des différents types de structures. Lors de la seconde partie du chapitre, nous présenterons l'étude de terrain réalisée, essentiellement basée sur des relevés linéaires systématiques ou *scan lines*, réalisés sur plus de 700 mètres d'affleurements. Cette caractérisation sera présentée sous la forme d'une note, acceptée sous conditions de corrections, dans la revue *Journal of Structural Geology*.

3.1 Les bandes de déformation : marqueurs de la déformation des grès de haute porosité

Les bandes de déformation constituent les formes les plus courantes de localisation de la déformation au sein des grès de forte porosité. Le terme « bande de déformation » a été utilisé pour la première fois dans la description de la déformation des grès par Aydin et al. (Aydin 1978 ; Aydin & Johnson 1978, 1983). Les bandes de déformation qui affectent les roches poreuses tel que les sables et les grès constituent des zones de modification des propriétés physiques de la roche, avec la plupart du temps une absence de glissement localisé, hormis pour les structures les plus développées (Aydin, 1978; Aydin and Johnson, 1978, 1983; Woodcock & Underhill, 1987; Antonellini et al., 1994; Davis, 1999; Fossen et al., 2007).

Les structures présentes sur les affleurements du Bassin du Sud-Est sont essentiellement de deux types, correspondant à la classification précédemment établie dans la littérature (Aydin et al., 2006 ; Fossen et al., 2007). Les plus fréquentes sont des bandes de déformation cataclastiques cisailantes avec compaction, présentes de façon isolée ou en clusters de bandes sur l'ensemble des affleurements étudiés, tandis qu'il existe un exemple de bandes de déformation en compaction sur un seul des sites choisis. Outre les bandes de déformation, qui marquent l'essentiel de la déformation qui affecte les affleurements du Bassin du Sud-Est, il est possible d'observer quelques rares failles majeures à textures ultracataclastique.

L'objectif de cette section est de présenter les différents types de déformations qui affectent les affleurements étudiés. Pour cela il sera tout d'abord établi une nomenclature précise des différents types de structures rencontrées. Nous procéderons ensuite à la description macroscopique des différents types de structures existantes, à l'échelle de l'échantillon comme de l'affleurement.

3.1.1 Les bandes de déformation cataclastiques

Parmi les différents types de bandes de déformation répertoriées par Aydin et al. (2006) et Fossen et al. (2007), les *bandes de déformation cataclastiques* (*BDCs*) ou *cataclastic deformation bands* (*CDBs*) sont probablement les plus nombreuses et les mieux décrites (Aydin, 1978 ; Aydin & Johnson, 1983 ; Davis, 1999). On parle de *bandes de déformation cataclastiques* lorsque l'on est en présence de bandes de déformation au sein desquelles la fracturation des grains est importante et représente un mécanisme de déformation prédominant. Comme pour les autres types de bandes de déformation, l'épaisseur des BDCs est souvent faible et il n'existe pas de plan de glissement localisé à l'échelle de l'affleurement. La fracturation des grains au sein de ces structures produit une diminution de la granulométrie mais également de la porosité, qui est comblée par les fragments néoformés (Wibberley, 2000).

Ces structures représentent la majorité de la déformation observée sur les différents affleurements de sables et de grès du Bassin du Sud-Est. Cependant, au sein des *bandes de*

déformation cataclastiques, il est possible de différencier plusieurs types de structures en fonction de leur complexité et de leur épaisseur. Nous avons ainsi défini, et ce pour l'ensemble du manuscrit, une dichotomie entre l'élément de déformation élémentaire, formé de quelques grains que nous nommerons un *brin* ou « *strand* » et une structure complète, formée de un à plusieurs brins que nous nommerons *bande* ou « *band* ».

Dans cette nomenclature, la structure de type BDC la plus fine est constituée par un unique brin déformé. On trouve ensuite les BDCs fines, constituées de deux à quelques brins déformés.

Les structures les plus représentées sur les affleurements de sables et de grès étudiés dans le Bassin du Sud-Est sont les BDCs que nous nommerons *BDCs à brins multiples*. Ces structures, d'une épaisseur le plus souvent comprise entre quelques millimètres à un centimètre pour les plus fines jusqu'à quelques centimètres pour les plus importantes sont constituées d'une juxtaposition de *brins* déformés ; de 3 à 4 brins pour les plus réduites jusqu'à plus de 20 pour les plus grandes. Les brins déformés peuvent être juxtaposés les uns aux autres ou séparés par des zones plus ou moins larges de roche peu ou non déformée. Dans ce cas, il sera fait une différence entre l'épaisseur totale de la BDC, prise d'un bord à l'autre de la bande en incluant les éventuelles zones saines et l'épaisseur effective, qui exclue les zones saines.

Les BDCs, qu'elles soient à *brin unique* ou à *brins multiples*, peuvent exister de manière isolée ou bien dans des *groupements* ou « *cluster* » de BDCs. Ces clusters sont des zones de concentration importante de la déformation, qui peuvent atteindre une épaisseur d'une dizaine de centimètre à un mètre, par addition et juxtaposition de plusieurs BDCs. Ces zones de *cluster* peuvent présenter des surfaces de glissement localisé, mais la présence de telles surfaces n'est en aucun cas systématique.

3.1.1.1 Les bandes de déformation à brin unique

Les BDCs à *brin unique*, formées d'une seule unité élémentaire déformée, constituent les structures les plus fines observables dans les grès du Bassin du Sud-Est. Ces structures sont présentes sur les trois sites d'étude, autant dans les grès que dans les sables, mais elle ne constituent pas l'essentiel des objets déformés présents à l'affleurement. Les figures 3.1 et 3.2 présentent quelques exemples de BDCs à brin unique.

Les BDCs de type *brin unique* présentent une épaisseur réduite, seuls quelques grains déformés constituent le *brin*, d'épaisseur généralement comprise entre 2 et 5 millimètres et directement liée à la granulométrie initiale de la roche saine.

Le déplacement sur une BDC est généralement similaire à son épaisseur, il est de ce fait difficile d'identifier à l'affleurement un rejet sur des structures de taille millimétrique. Il est cependant possible d'identifier et de mesurer un rejet de l'ordre du centimètre grâce à la présence de marqueurs stratigraphiques dans des lithologies de type sable. En revanche, il est

à souligner qu'il n'existe pas de surfaces de glissement discrètes au sein des BDCs à brin unique présent dans les grès du Bassin du Sud-Est.

Le brin déformé, qui constitue dans ce cas l'intégralité de la BDC, est le produit d'une intense fracturation des grains sains, ou *grain crushing*. Le phénomène de cataclase à l'origine de la formation du brin a pour effet d'en diminuer à la fois la granulométrie mais aussi la porosité par un remplissage des pores issus des grains néo-formés. Ces phénomènes sont à l'origine d'une augmentation de la cohésion de la structure déformée par rapport à la roche saine, qui, par érosion différentielle, peut produire dans les cas extrêmes des reliefs de type *fault-fin landscape* (Davis, 1998).

Les BDCs à brin unique sont présentes à l'affleurement soit de manière isolée soit selon une organisation conjuguée (figure 3.2). Ces structures font parti de la déformation générale que nous définirons comme *déformation de type bruit de fond* ou *background deformation*. Les structures à brin unique ne sont en revanche que très rarement présentes dans des *groupements* ou *clusters* de BDCs, qui mettent généralement en jeu des structures plus complexes.

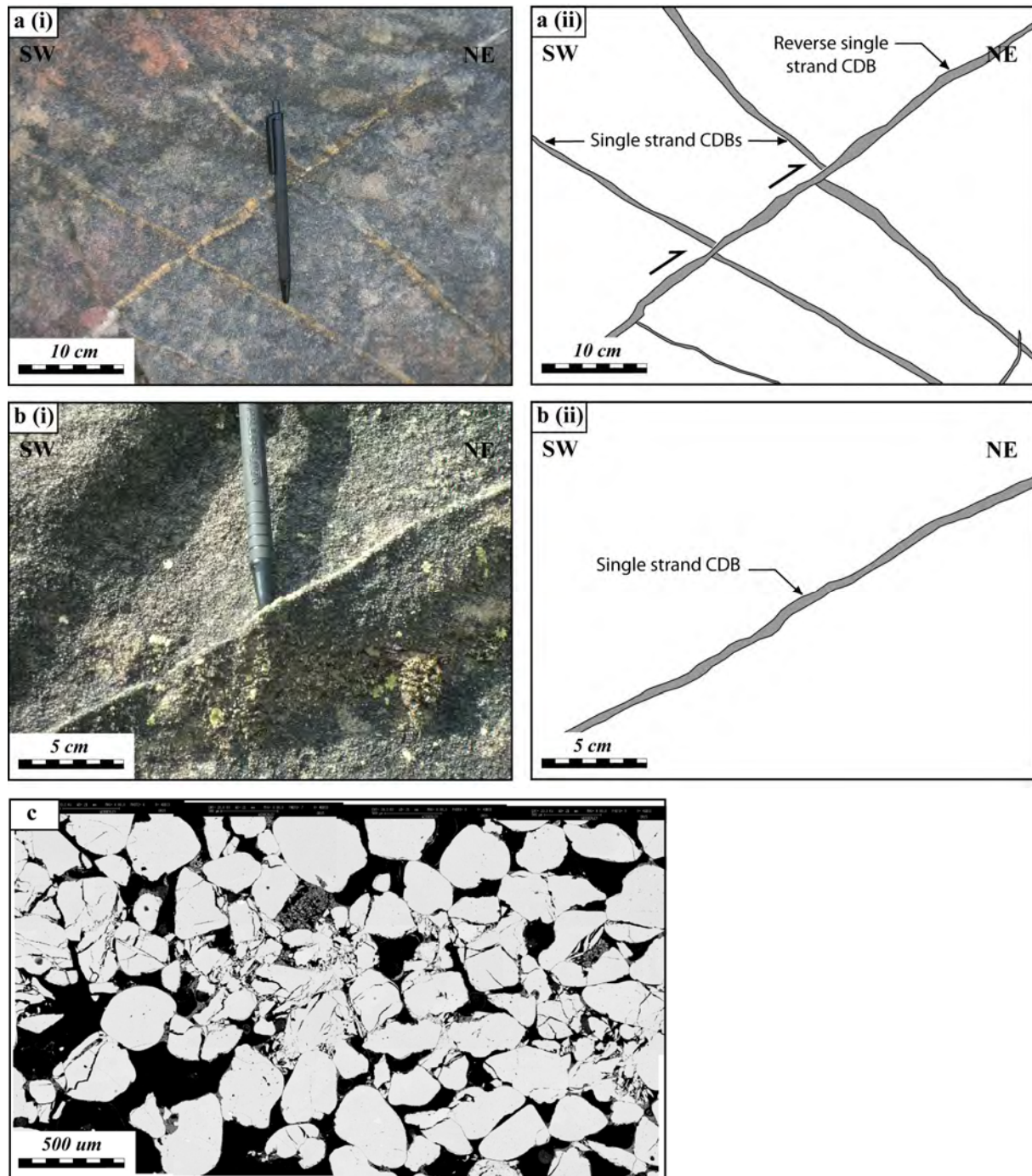


Figure 3.1 – Exemples de BDCs à brin unique, d'épaisseur millimétrique et de cinématique inverse dans les grès cohésifs d'Orange ; Vues de terrain (en coupes perpendiculaires aux directions de glissement) en (i) ; Schémas interprétatifs en (ii). L'échelle est donnée par le stylo. (a) BDC à brin unique (au centre), affectant 2 BDCs antérieures selon une cinématique inverse. (b) BDC fine et isolée, à brin unique. L'augmentation de la cohésion dans le brin déformé provoque une érosion différentielle, qui met en relief le brin par rapport à la roche saine environnante. (c) Cliché BEM d'une BDC à brin unique prélevée dans les grès cohésif d'Orange. On peut voir la fracturation intragranulaire, initiée depuis les points de contact entre les grains.

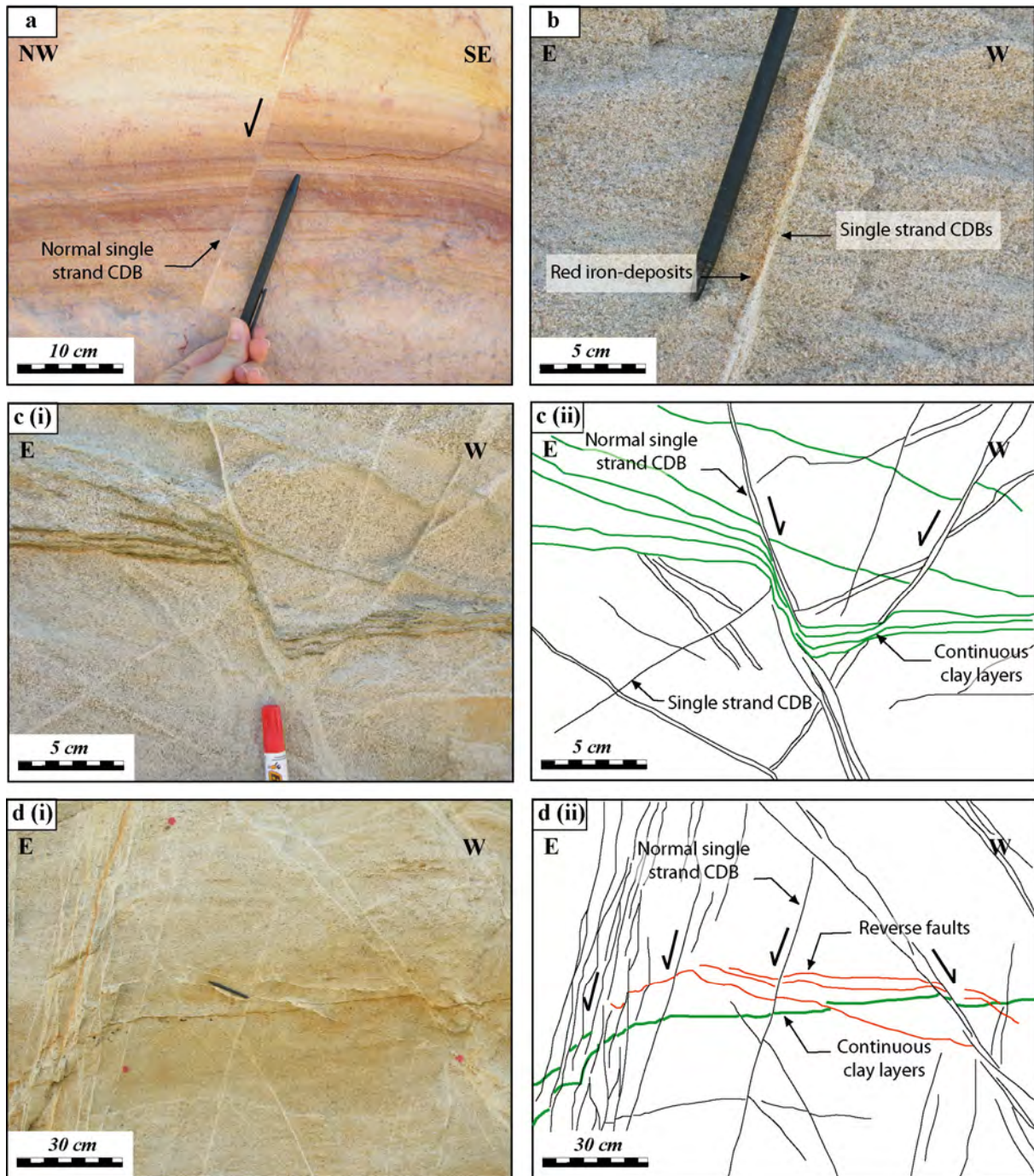


Figure 3.2 – Exemples de BDCs à brin unique, d'épaisseur millimétrique dans les sables de Bédoin (a) et du Massif d'Uchaux (b, c, d) ; Vues de terrain (en coupes perpendiculaires aux directions de glissement) en (i) ; Schémas interprétatifs en (ii). (a) BDC à brin unique, d'épaisseur millimétrique dans les sables à granulométrie très fine de Bédoin. La BDC décale les niveaux d'oxydation précoce selon une cinématique normale. (b) BDC à brin unique, d'épaisseur 5 mm dans les sables grossiers du Massif d'Uchaux. Les dépôts d'oxydes sont issus des percolations de fluides météoriques le long de la BDC moins perméable que le sable sain. (c) Vue de détail de BDCs fines et conjuguées, qui décalent un niveau argileux selon une cinématique normale. (d) Vue à l'échelle de l'affleurement de plusieurs BDCs fines à cinématique normale, organisées en cluster de bandes et en système conjugué.

3.1.1.2 Les bandes de déformation à brins multiples

Les BDCs à *brins multiples* sont des structures d'épaisseur variable, centimétriques à pluricentimétriques, constituées par la juxtaposition d'un nombre plus ou moins grand de brins déformés. Ces structures sont présentes sur l'ensemble des trois sites d'étude et constituent l'essentiel de la déformation enregistrée par les grès et les sables du Bassin du Sud-Est. Les figures 3.3 et 3.4 présentent quelques exemples de BDCs à brins multiples.

Les BDCs à *brins multiples* présentent une épaisseur largement plus importante que les structures de type BDCs à *brin unique*. L'épaisseur de ces structures plus évoluées est directement contrôlée par le nombre de brins déformés, ou unités élémentaires de déformation présents à l'intérieur de la bande. Le nombre de brins individuels qui constituent une bande est variable : de 2 à 3 brins pour les structures les moins épaisses à plus de 20 brins pour les structures les plus larges.

Chaque brin présent à l'intérieur d'une BDC possède les propriétés mentionnées précédemment dans la caractérisation d'une structure à brin unique. On constate ainsi la présence d'une zone d'endommagement d'épaisseur millimétrique, mettant en jeu une quantité réduite de grains. Au sein de ce brin, une intense fracturation granulaire produit la réduction de la granulométrie, de la porosité ainsi que l'augmentation de la cohésion. De ce fait, les structures à brins multiples présentent une cohésion d'autant plus forte avec l'augmentation du nombre de brins, qui produit par érosion différentielle l'apparition de BDCs en relief.

Les brins déformés qui constituent les BDCs à brins multiples peuvent être juxtaposés directement en contact les uns des autres ou bien séparés par des zones plus ou moins larges de roche saine ou peu déformée. Dans ce cas, nous prendrons deux mesures d'épaisseur distinctes : d'une part *l'épaisseur totale*, déterminée d'un bord à l'autre de la BDC, et d'autre part *l'épaisseur effective*, qui exclut les zones saines intercalées. Soulignons que la présence de zones saines entre les brins d'une même BDC intervient le plus souvent sur des structures de taille moyenne. Sur les structures les plus grandes il n'existe que rarement des zones saines entre les brins déformés, qui sont parfois difficiles à dénombrer à l'oeil nu.

Les BDCs de type *brins multiples* expriment un déplacement généralement équivalent à leur épaisseur. On observe ainsi une augmentation du déplacement avec l'augmentation de l'épaisseur et du nombre de brins qui constituent la BDC à brins multiples. En revanche, ces structures, quoique plus évoluées, ne montrent pas de surfaces de glissement discrètes, le déplacement demeurant réparti sur l'ensemble des brins de la bande.

Les BDCs à brins multiples, qui représentent l'essentiel de la déformation des grès du Bassin du Sud-Est, sont présentes aussi bien de façon isolée qu'au sein de *clusters* de bandes. Ce type de BDCs évoluées constitue ainsi l'essentiel des structures isolées présentes sur les affleurements étudiés et forment la *déformation de bruit de fond* ou *background deformation*. Mais ces structures sont également fortement représentées au sein des *clusters*, comme nous le verrons dans le paragraphe suivant qui leur est consacré.

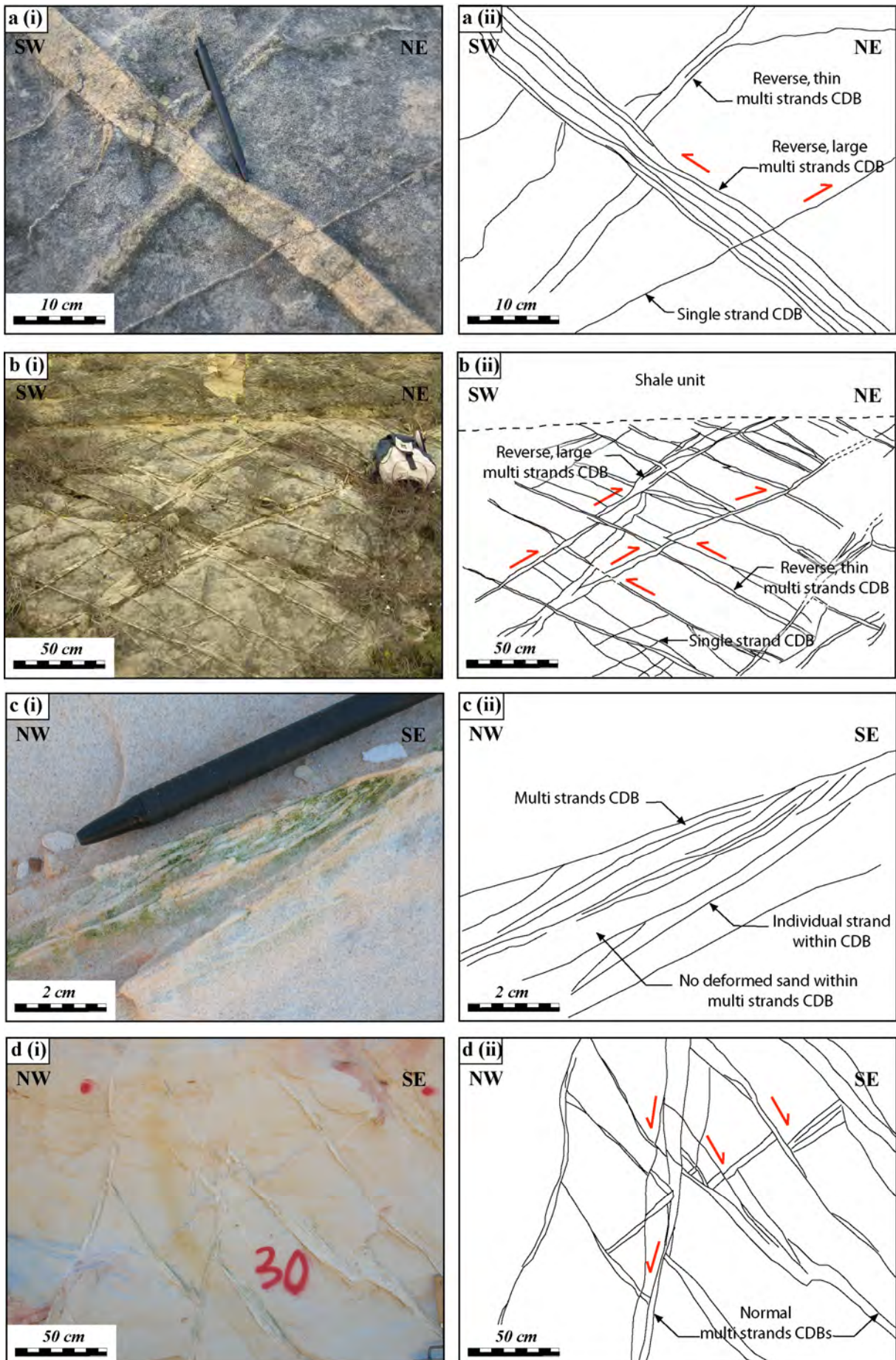


Figure 3.3 – Exemples de BDCs à brins multiples dans les grès d’Orange (a et b) et les sables de Bédoin (c et d) ; Vues de terrain (en coupes perpendiculaires aux directions de glissement) en (i) ; Schémas interprétatifs en (ii). (a) Vue de détail d’une BDCs à brins multiples, qui décale une structure antérieure selon un jeu inverse. (b) Vue d’ensemble d’un affleurement de grès présentant des BDCs à brins multiples selon une organisation conjuguée. L’unité calcaire qui surplombe les grès ne présente pas de déformations visibles. (c) Vue de détail de la structure d’une BDCs à brins multiples dans les sables de Bédoin. On identifie nettement les brins déformés et des zones saines intercalées entre les brins. (d) Réseau de BDCs multi-brins correspondant à deux phases de déformation. La seconde population de structures est organisée en système conjugué à cinématique inverse.

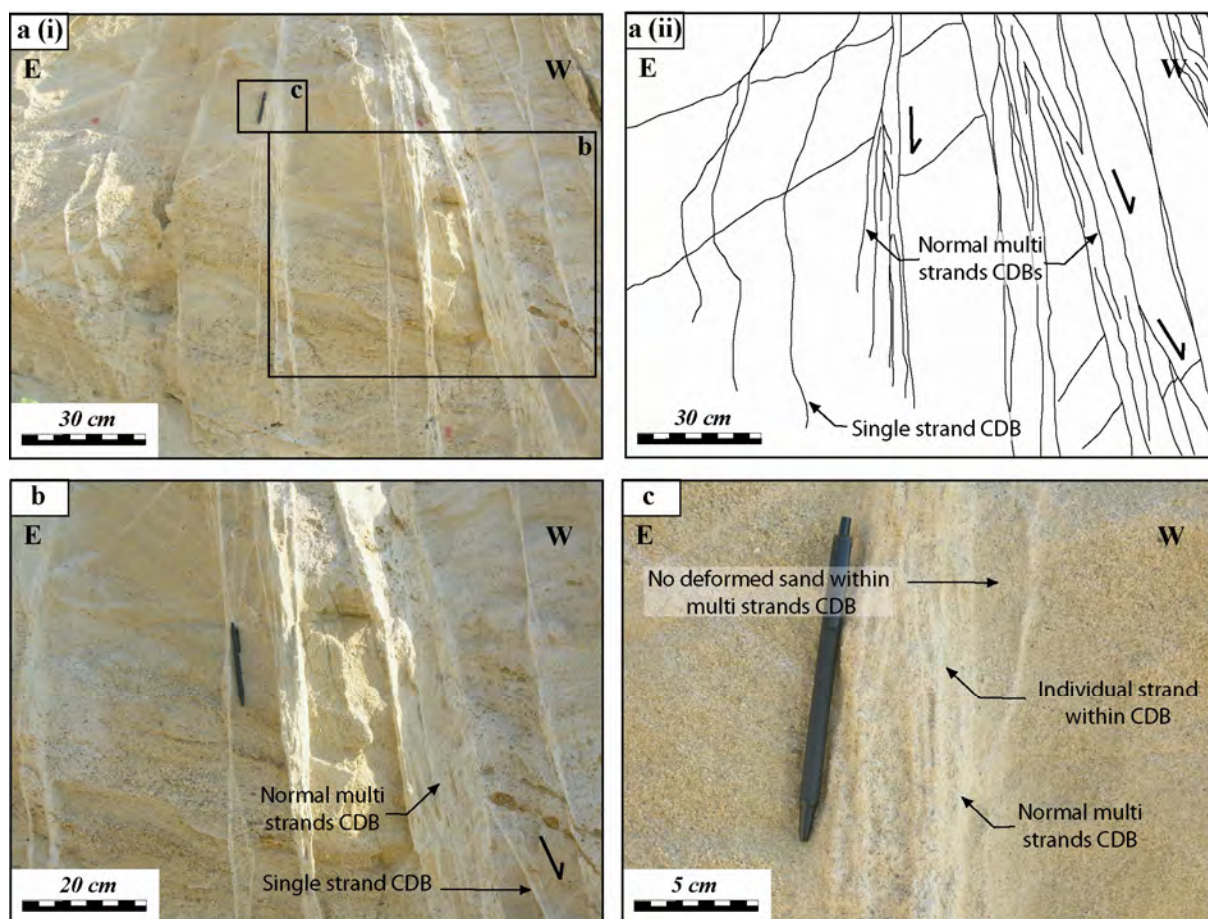


Figure 3.4 – Exemples de BDCs à brins multiples dans les sables grossiers du Massif d’Uchaux. (a) Vue à l’échelle de l’affleurement d’un réseau de BDCs à brins multiples, avec des zones de roche saine intercalées entre les brins déformés ; Vue de terrain (en coupes perpendiculaires aux directions de glissement) en (i) ; Schéma interprétatif en (ii). (b) Agrandissement d’une large BDCs dont les brins sont séparés par des zones de roche saine. (c) Agrandissement et vue de détail de la structure d’une BDC à brins multiples.

3.1.1.3 Zone de bandes de déformation ou *clusters*

Les zones de bandes de déformation, ou *clusters*, sont des structures épaisses de plusieurs dizaines de centimètres à 1 mètre, formées par la juxtaposition d'un nombre important de BDCs à brins multiples et parfois à brin unique. Ce type de structures, qui peuvent présenter des plans de glissement localisés, est présent à Bédoin et dans le Massif d'Uchaux selon une occurrence relativement peu élevée. La figure 3.5 présente deux exemples de *clusters* de BDCs dans les sables de Bédoin, dont un avec un plan de glissement localisé.

Les *clusters* de BDCs sont constitués par la juxtaposition d'un nombre plus ou moins grand de BDCs à brins multiples et plus rarement à brin unique. L'épaisseur des *clusters* varie de quelques décimètres pour les plus fins à plus d'un mètre pour les plus larges, l'épaisseur d'une telle structure étant directement liée au nombre de BDCs mis en jeu. Les BDCs qui constituent les *clusters* peuvent être séparées par des zones de roche peu ou pas déformée parfois importantes.

Les zones de bandes de déformation, ou *clusters*, constituent des zones de concentration de la déformation au sein des affleurements de sables étudiés dans le Bassin du Sud-Est. Ces zones sont peu nombreuses, de une à deux par affleurement, mais contribuent pour une part importante à l'accommodation de la déformation en se superposant à la déformation générale ou *background deformation* représentée par les BDCs isolées précédemment évoquées.

Les zones de bandes de déformation présentent un déplacement qui est fonction de leur épaisseur. Si le déplacement est le plus souvent équivalent à l'épaisseur, les structures les plus larges peuvent présenter des surfaces de glissement localisé qui augmentent considérablement le ratio déplacement / épaisseur (Wibberley et al., 2007). En revanche, il est important de noter que si une surface de glissement peut être créée au sein d'un *cluster*, il n'existe pas de surface de glissement isolée en dehors de la présence d'un *cluster* de BDCs.

Il existe une autre catégorie de structures qui correspond également à une zone de BDCs sans toutefois constituer un *cluster* de BDCs comme défini précédemment. Ces structures appelées *zones d'échelle* ou *ladder zones* sont formées de l'addition d'un grand nombre de BDCs fines, voire à brin unique, et sont présentes aussi bien dans les sables que dans les grès. Quelques exemples de *zones d'échelle* ou *ladder zones* sont présentées en figure 3.6. Du fait de la faible épaisseur des BDCs qui les constituent, les *zones d'échelle* ne constituent pas des zones de localisation de la déformation. On observe dans ce cas une augmentation très forte de la densité de structures, qui ne s'accompagne pas d'une augmentation du déplacement. Ces structures sont tout à fait comparables aux exemples précédemment mis en évidence par Schultz et Balasko (2003) ainsi que par Okubo et Schultz (2006).

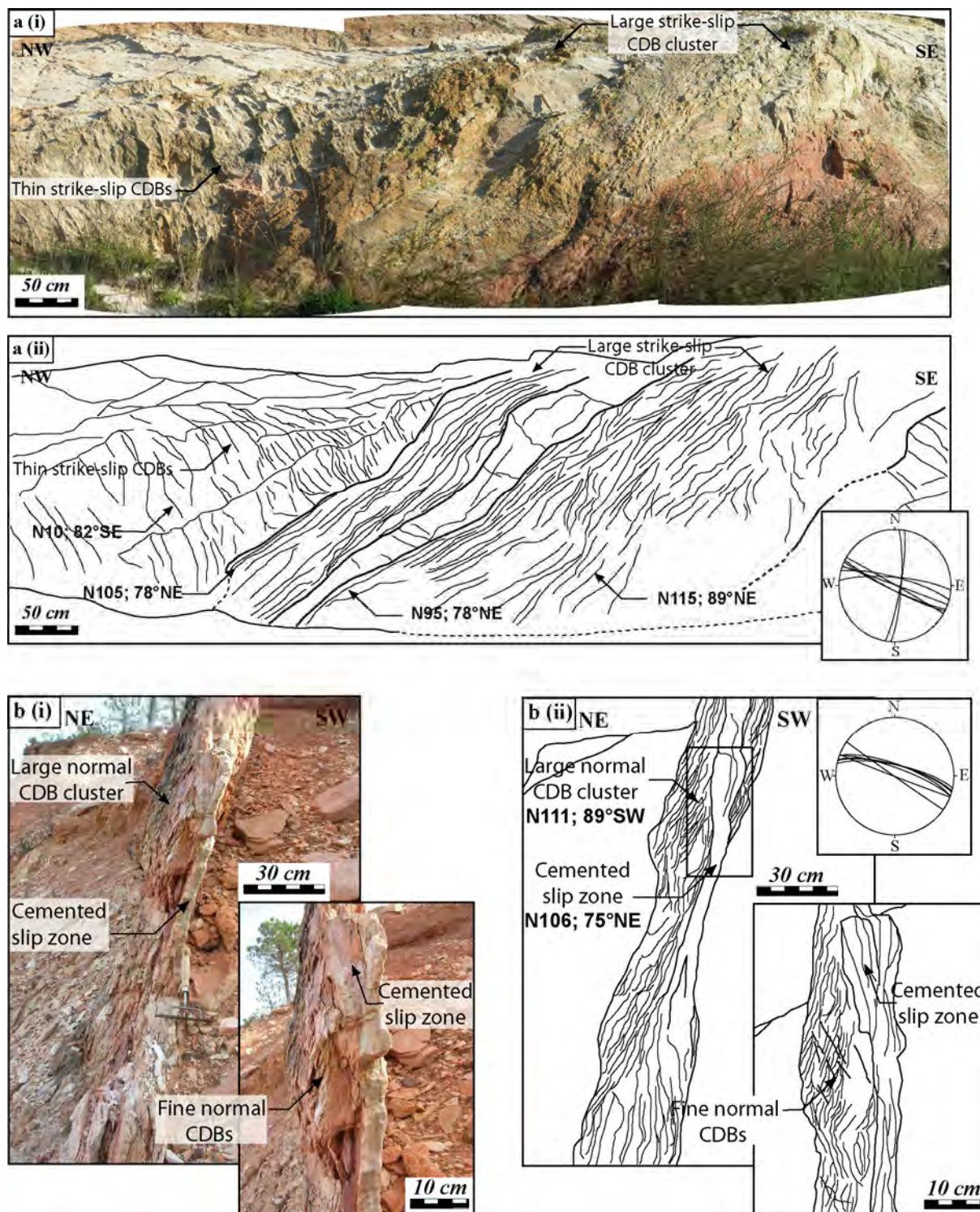


Figure 3.5 – Exemples de larges clusters de BDCs dans les sables de Bédoin ; Vues de terrain en (i) ; Schémas interprétatifs en (ii). (a) Relations entre des structures fines et antérieures et deux clusters de BDCs à cinématique décrochante. (b) Zone de glissement re-cimentée au cœur d'un large cluster de BDCs à cinématique normale.

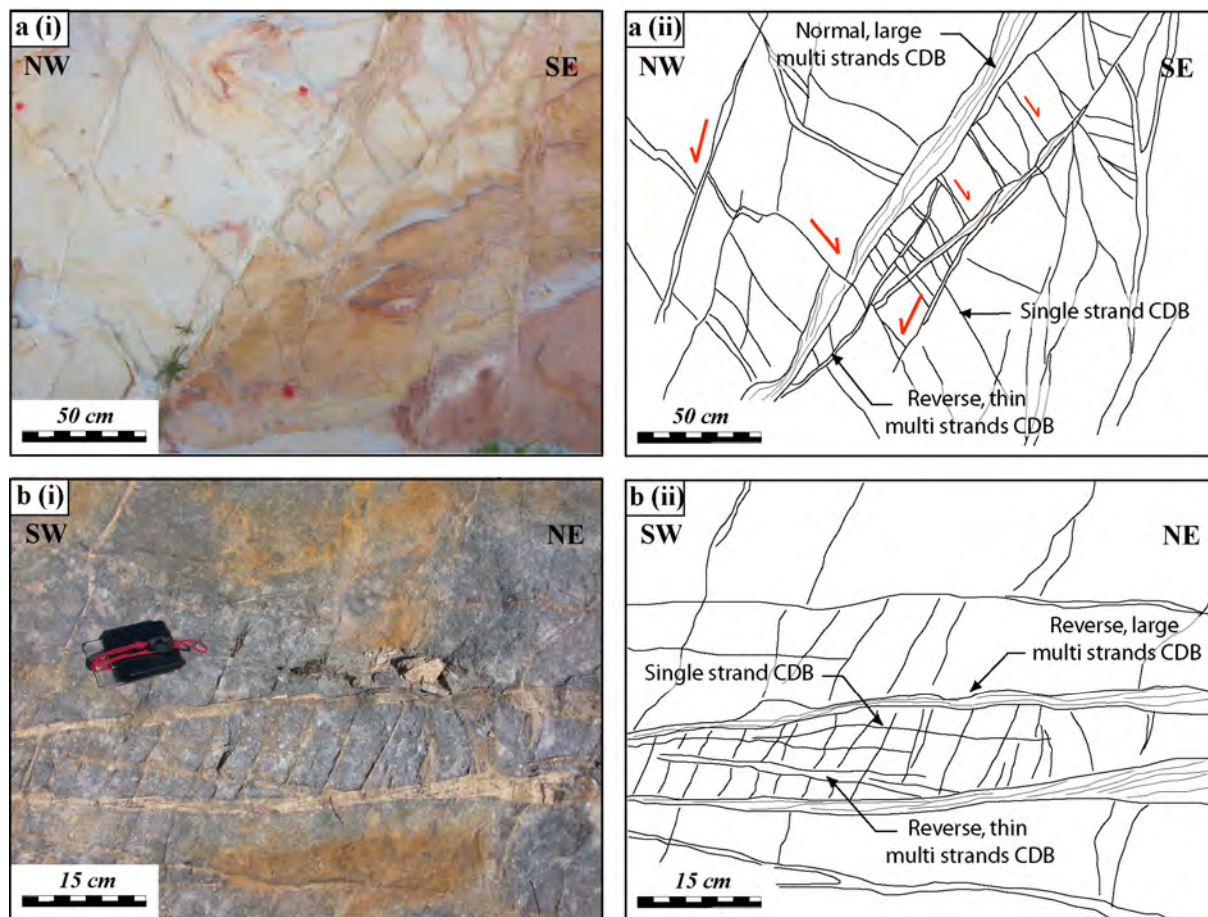


Figure 3.6 – Exemples de zones d’échelles ou ladder zones dans les sables et les grès ; Vues de terrain (en coupes perpendiculaires aux directions de glissement) en (i) ; Schémas interprétatifs en (ii). (a) Zone d’échelle à cinématique normale dans les sables de Bédoin. (b) Zone d’échelle à cinématique inverse dans les grès d’Orange.

3.1.2. Les failles majeures ultracataclastiques

Il existe au sein des affleurements de sables et de grès sélectionnés quelques rares structures que nous qualifierons de *failles majeures ultracataclastiques* (figure 3.7). Ces structures sont caractérisées par un déplacement important, qui peut être de l’ordre du mètre à la dizaine de mètres, ainsi que par la présence d’un ou plusieurs plans de glissement localisés.

Les *failles majeures ultracataclastiques* présentent une épaisseur importante, généralement d’ordre métrique. Ces structures, identifiées tant dans les sables que dans les grès montrent une réduction de la granulométrie et de la porosité par rapport à la roche saine issue d’un intense mécanisme de fracturation, largement plus marqué que dans le cas des structures plus fines de type BDCs. De plus, les *failles majeures ultracataclastiques* présentent une structure homogène à l’échelle de l’affleurement, à l’inverse des BDCs les plus larges ou des clusters de BDCs, avec notamment une absence de zones saines intercalées.

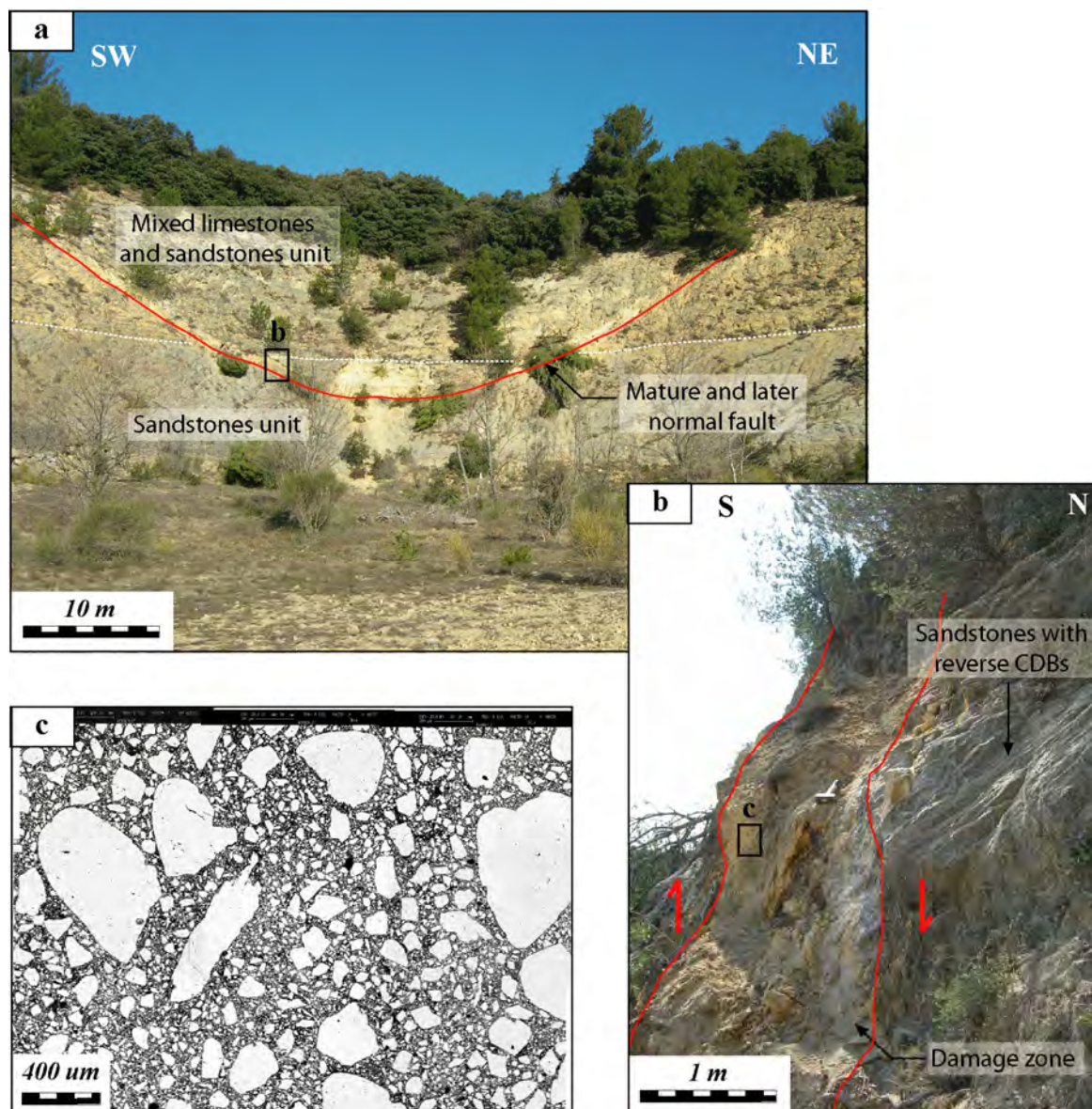


Figure 3.7 – Faille majeure tardive, à texture ultracataclastique, dans la carrière de grès du « Quartier de l’Etang » à Orange. (a) Vue générale du plan de faille, qui décale en jeu normal les unités de grès et de calcaire qui forment l’affleurement d’Orange. (b) Vue de détail de la zone ultracataclastique. (c) Cliché MEB d’un échantillon prélevé dans la zone de faille ultracataclastique d’Orange. On peut voir quelques gros grains, quasiment intacts, entourés d’une « matrice » constituée de micro fragments ultracataclastiques de très petite taille.

3.1.3. Les bandes de compaction

Les *bandes de compaction pure*, ou « *pure compaction bands* » ont été largement décrites dans la littérature, notamment au travers de travaux expérimentaux (Olsson, 1999 ; Olsson & Holcomb, 2000 ; Issen & Rudnicki, 2001 ; Wong et al., 2001 ; Baud et al. 2004) et de reconnaissance de terrain (Hill, 1989 ; Mollema & Antonellini, 1996 ; Sternlof et al., 2005). Contrairement aux *bandes cisailantes*, les *bandes en compaction pure* ne présentent aucun mouvement cisailant. Les *bandes en compaction* ou « *compaction bands* » montrent une zone de modification des propriétés initiales de la roche caractérisée par une diminution de la porosité, due aux réajustements intergranulaires. Cette zone déformée présente le plus souvent une cohésion plus élevée que la roche mère, et peut produire un relief par érosion différentielle.

Des structures de type *bandes de compaction* ont été identifiées sur un seul des sites étudiés dans le Bassin du Sud-Est, il s'agit de l'affleurement de sable de la carrière de Boncavaï, dans le massif d'Uchaux. Quelques clichés de terrain de ces structures sont présentés en figure 3.8.

Les structures présentes dans les sables du Massif d'Uchaux sont d'épaisseur centimétrique, et ne montrent pas, à l'oeil nu, de décalage des différents marqueurs lithologiques. Ces bandes de compaction ne sont pas présentes sur la totalité du site, mais uniquement sur le secteur le plus au sud. Lorsqu'elles sont présentes, les bandes de compaction montrent une « densité de déformation », ou nombre de structure par mètre carré, très élevée, de 40 à 50 bandes par m². Les *bandes de compaction* du Massif d'Uchaux constituent la première phase de déformation enregistrée par le site, puisque ces structures sont recoupées par l'ensemble des BDCs présentes, et ce quelque soit leur cinématique. Les *bandes de compaction* identifiées dans le Massif d'Uchaux sont un bon exemple d'érosion différentielle, qui permet de mettre en relief les structures, dont la cohésion est supérieure à celle de la roche saine environnante.

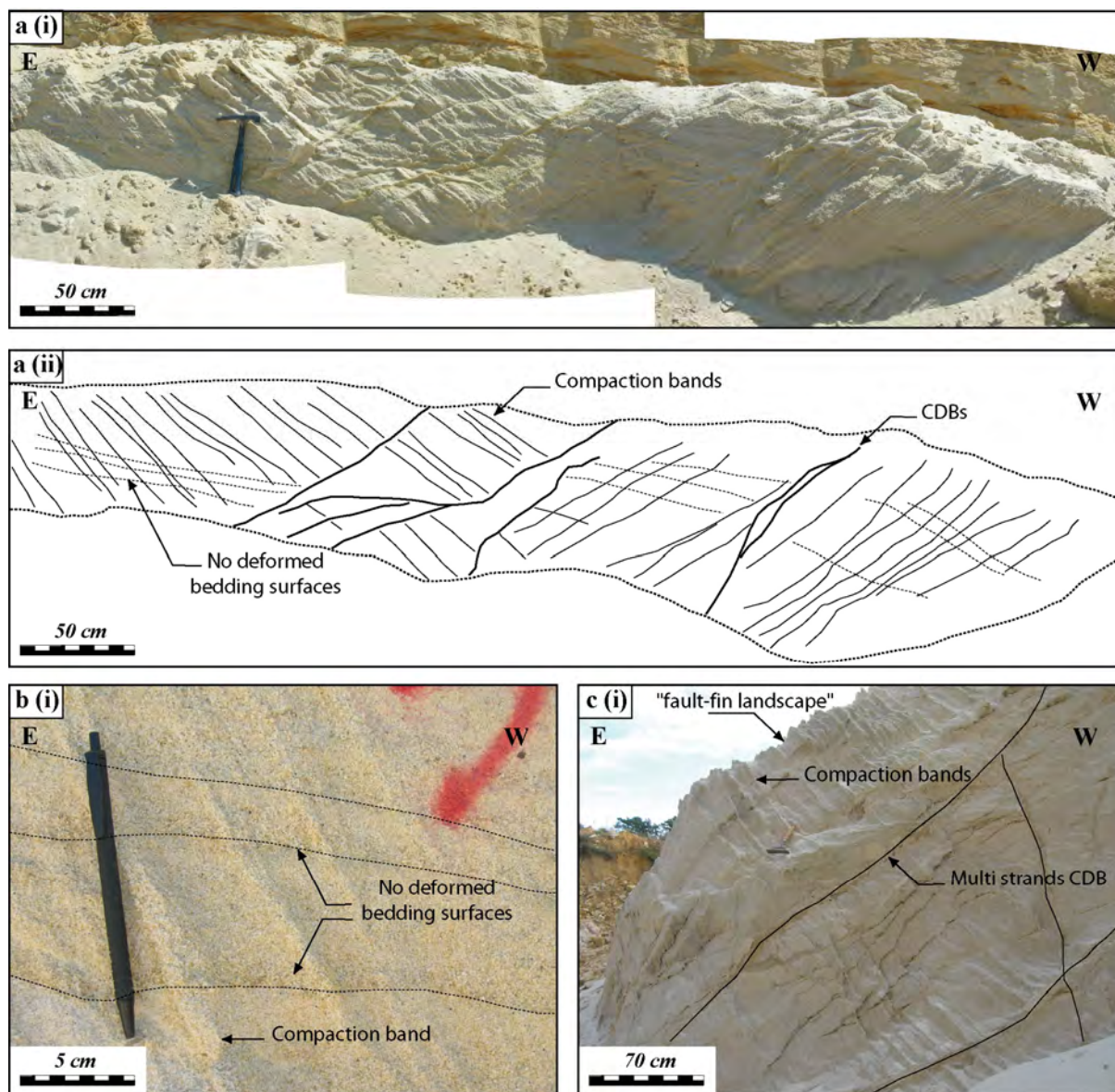


Figure 3.8 –Exemples de bandes de compaction dans les sables du Massif d’Uchaux, carrière de Boncavaï. (a) Vue à l’échelle de l’affleurement de bandes compactantes et conjuguées ; Vue de terrain en (i) ; Schéma interprétatif en (ii). (b) Vue de détail des bandes compactantes, en relief, qui ne décalent pas les marqueurs lithologiques. (c) Vue à l’échelle de l’affleurement montrant l’érosion différentielle et les reliefs de type « fault-fin landscape » formés par les bandes compactantes.

3.2 Distribution de la déformation dans les grès du Bassin du Sud-Est

Nous avons choisi d'étudier la distribution de la déformation des grès du Bassin du Sud-Est au travers de deux approches principales :

- (1) Tout d'abord par une cartographie de précision de la déformation sur les différents affleurements.
- (2) Ensuite par la caractérisation systématique des structures déformées le long de ces mêmes affleurements.

Ces études ont été réalisées sur les trois sites précédemment décrits, qui présentent des lithologies et des cinématiques variées. L'objectif principal, outre la cartographie précise de la déformation, a consisté en la compréhension de l'organisation des structures et de leur évolution.

Dans cette section, nous présentons tout d'abord brièvement la méthode de relevé des données utilisées sur le terrain tout au long de l'étude. Les principaux résultats de l'étude, essentiellement relatifs aux BDCs ainsi qu'à leur évolution et leurs relations avec les structures plus évoluées sont présentés sous la forme d'une note en anglais intitulée « *Evolution of cataclastic faulting in high-porosity sandstone, Bassin du Sud-Est, Provence, France* » acceptée sous conditions de corrections dans la revue *Journal of Structural Geology*.

3.2.1 Méthodologie de relevés systématiques ou *scan lines*

Afin de décrire au mieux la distribution de la déformation sur les différents sites, nous avons choisi de réaliser des *relevés systématiques* ou *scan lines* de l'ensemble des BDCs ou failles présentes sur les affleurements choisis. La technique de *scan lines* en relevé linéaire à déjà été appliquée à ce type de structures et de lithologies (Du Bernard et al., 2002b). Nous avons cependant choisi une technique de relevé différente, qui permet de visualiser au mieux la déformation.

Les *relevés systématiques* ou *scan lines* présentés dans cette étude ont été réalisés non pas linéairement mais en deux dimensions, selon une épaisseur de *scan lines* finie et déterminée (figure 3.9). Le nombre de structures et leur espacement nous ont amené à choisir un pas de mesure égale à un mètre carré, ainsi, sur chaque mètre carré du *scan line* nous avons relevé l'ensemble des structures déformées visibles (figure 3.9). Il est important de noter que la morphologie très régulière et rectiligne des affleurements, qui correspondent tous à des gradins d'excavation de carrières, ont permis une acquisition directe et sans retraitement des données.

Pour chaque structure, qu'elle soit de type BDC ou faille mature, nous avons relevé l'azimut, le pendage, l'épaisseur totale et effective, le nombre de brins déformés ainsi que les cinématiques et valeurs de déplacement lorsque celui-ci est identifiable. Sur l'ensemble des affleurements, la longueur totale et cumulée de *scan lines* obtenus est de 717 mètres linéaires.

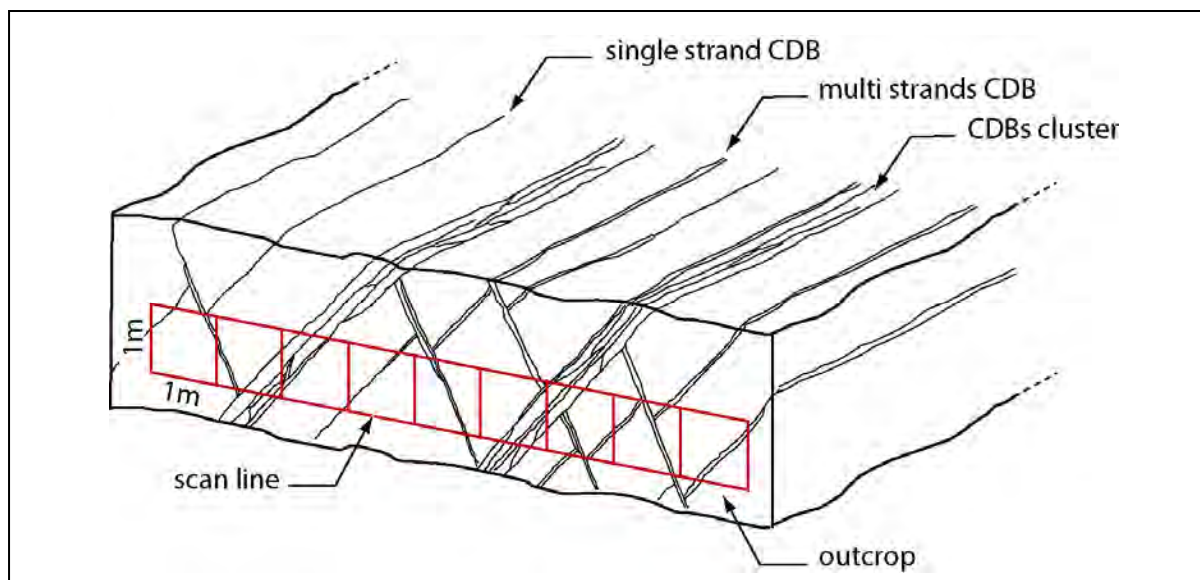


Figure 3.9 – Représentation d'un relevé systématique en mètres carrés linéaires ou scan line, appliqué à un affleurement de grès déformés en cinématique normale.

3.2.2 Article 1: Evolution of cataclastic faulting in high-porosity sandstone, Bassin du Sud-Est, Provence, France.

Les principaux résultats obtenus lors des différentes campagnes de terrain sont présentés dans cette section sous la forme d'une note en anglais, acceptée et sous presse dans la revue *Journal of Structural Geology*.

Le lecteur notera que la forme dactylographique de l'article est différente de celle du mémoire et que la numérotation des paragraphes et des figures est indépendante. Les références utilisées au cours de l'article donnent lieu à une bibliographie spécifique, et ne sont pas reprises dans la section *Références bibliographies* du manuscrit.

ARTICLE IN PRESS

Journal of Structural Geology xxx (2010) 1–19



Contents lists available at ScienceDirect

Journal of Structural Geology

journal homepage: www.elsevier.com/locate/jsg



Evolution of cataclastic faulting in high-porosity sandstone, *Bassin du Sud-Est*, Provence, France

Elodie Saillet^{a,*}, Christopher A.J. Wibberley^b

^a *Geosciences Azur, UMR 6526, 250 Av. Albert Einstein, 06560 Valbonne, France*
^b *TOTAL EP, CSTJE, Av. Larribau, 64018 Pau, France*

ARTICLE INFO

Article history:
 Received 14 April 2009
 Received in revised form
 9 February 2010
 Accepted 17 February 2010
 Available online xxx

Keywords:
 Reservoirs
 Porous sandstones
 Cataclastic Deformation Bands (CDBs)
 “*Bassin du Sud-Est*”

ABSTRACT

Cataclastic deformation structures in Cretaceous high-porosity sands in the *Bassin du Sud-Est*, SE France were surveyed by scan-lines to examine: (i) the role of tectonic loading path on cataclastic deformation band (CDB) network development, and (ii) the development of larger ultracataclastic faults as strain increases. Deformation during Pyrenean–Provencal shortening resulted in a persistent high density ($\sim 10/m^2$) of conjugate reverse-sense CDB zones (displacements up to ~ 30 cm), with no generation of larger faults. High–low-density undulations occur for each pair of the conjugate set in an alternating manner, suggestive of network hardening, with a wavelength of several tens of metres being in the order of mechanical bed thickness. For two study areas which experienced significant Oligocene–Miocene extension, a moderate, undulating background density ($\sim 4/m^2$) of normal-offset CDBs was recorded, which became focussed in places into clusters ($\sim 50/m^2$) a few metres wide. Thus tectonic loading path may strongly influence strain distribution. CDB zones develop by the addition of successive bands at the edges until, at a thickness of around 5 cm, new bands tend to stray further away from the zone edges. Coarser sands have thicker CDB zones, suggesting that host grain size, along with mechanical bed thickness, could be an important contributor to the scale limit in CDB zone growth. Larger ultracataclastic faults and discrete slip zones localised within or at the edges of some clusters of CDB zones, post-date cluster development rather than inducing it. This stage of deformation evolution is only reached in extension, not in shortening, suggesting the infeasibility of achieving the critical state line during horizontal compression.

© 2010 Elsevier Ltd. All rights reserved.

1. Introduction

Fluid circulation in the crust, and in particular hydrocarbon migration in reservoirs, is highly dependant on fault geometrical and hydromechanical properties (e.g. Manzocchi et al., 1998; Matthäi et al., 1998; Wibberley et al., 2008). Faulting in porous sandstone often produces zones of deformation bands rather than planar fracture surfaces (Aydin, 1978; Aydin and Johnson, 1978, 1983; Underhill and Woodcock, 1987; Antonellini et al., 1994; Davis, 1999; Fossen et al., 2007). Cataclastic deformation bands (CDBs) are brittle shear zones that form through a combination of compaction and cataclasis. Porosity and grain size reduction associated with CDB formation are thought to cause strain hardening, further deformation then being accommodated by deformation of the wall rock, adjacent to the initial band (Aydin, 1978; Aydin and Johnson, 1978, 1983; Underhill and Woodcock, 1987). Continued

deformation may possibly result in the development of localised slip surfaces at the edge of deformation band zones (Aydin and Johnson, 1983; Antonellini and Aydin, 1995; Shipton and Cowie, 2001). Some, but not all of these different field observations have been understood through laboratory experiments (Wong et al., 1997; Mair et al., 2000; Torabi et al., 2007).

Descriptions of such deformation distributions in high-porosity sandstones are quite varied, ranging from examples of deformation band localisation as “damage zones” around larger faults, in relay zones (often expressed as “ladder zones” cf. Schultz and Balasko, 2003) or in fault-tip folds, to zones of deformation distributed over distances much greater than typical damage zone widths (e.g. ~ 100 m) with no obvious relationship to larger structures (Aydin, 1978; Underhill and Woodcock, 1987; Jamison and Stearns, 1982; Shipton and Cowie, 2001; Du Bernard et al., 2002a,b; Wibberley et al., 2007). Yet although recent advances have been made in understanding the mechanics of yielding to generate a single deformation band (e.g. Schultz and Siddharthan, 2005; Aydin et al., 2006; Wibberley et al., 2007), no unifying mechanical model exists for explaining and predicting distributions of deformation bands in

* Corresponding author. Tel.: +33 492942682.
 E-mail address: saillet@geopazur.unice.fr (E. Saillet).

0191-8141/\$ – see front matter © 2010 Elsevier Ltd. All rights reserved.
 doi:10.1016/j.jsg.2010.02.007

Please cite this article in press as: Saillet, E., Wibberley, C.A., Evolution of cataclastic faulting in high-porosity sandstone, *Bassin du Sud-Est*, Provence, France, *Struct. Geol.* (2010), doi:10.1016/j.jsg.2010.02.007

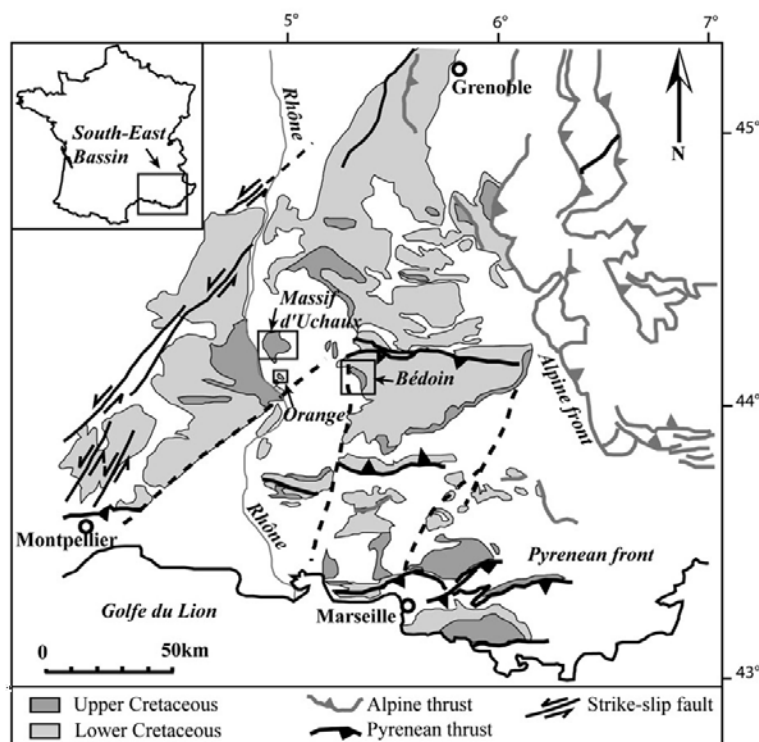


Fig. 1. Simplified geological and structural map of the study areas in the *Bassin du Sud-Est*, Provence, Southeast France. Locations of the three study areas are denoted by boxes. Modified from Wibberley et al. (2007).

terms of regional controls such as tectonic loading paths. Furthermore, the evolution of a network, and mechanical controls on this evolution, are still unclear, particularly with respect to localisation processes (a) at the scale of a single deformation band – what controls deformation localisation into a band, and deformation band growth? (b) at the scale of a cluster of deformation bands – do they become clustered around previously formed larger faults as fault “damage zones”, or do the clusters of deformation bands form first, by early deformation localisation, with continued localisation of deformation generating the larger faults within or at the edges of these clusters? Some example of these behaviours exist (Fossen et al., 2000, 2007; Shipton and Cowie, 2001), yet understanding the mechanical controls on fault distribution is fundamental in order to provide better fault distribution prediction in reservoir flow simulations from limited structural input data (Sàillet, 2009).

This paper presents a statistical and quantitative field study aimed at providing a model of deformation patterns and fault growth mechanisms in high-porosity sandstones. This study presents three different cases of Cretaceous high-porosity sands and sandstones in the *Bassin du Sud-Est*, Provence, France (Fig. 1). The field data were recorded along scan-lines from excellent quarry exposures from the Orange, Massif d'Uchaux and Bédoin areas (Fig. 1). These field data allow us to provide detailed descriptions of the distribution of deformation and its evolution, leading to interpretations in terms of fault growth mechanisms and fault network development in high-porosity sandstones. This part of the study concerns only the geometrical evolution of the deformation. The impact of deformed structures in sandstones on fluid flow, evaluated from permeability and geometric properties of the structures, will be addressed in a separate publication.

2. Geological setting and data acquisition

2.1. Regional context of the *Bassin du Sud-Est*

The *Bassin du Sud-Est* is a triangular region between the Massif Central to the North West, the Alps to the East, and the Mediterranean Sea to the South. It is a Mesozoic cratonic basin on the edge of the Alpine orogen, ~200 km long and 100–150 km wide. The total thickness of the sedimentary units is up to 10,000 m in the central area, but this thickness decreases to 2000–3000 m towards the edge of the basin (Delfaud and Dubois, 1984). From the Triassic to the Cretaceous, sedimentary deposits are essentially marine, corresponding to basin rifting related to Tethys opening. In the middle Cretaceous, the sedimentary units correspond to detrital sands deposited during the beginning of basin inversion. From late to end Cretaceous, the sands were deposited only in a continental environment, with locally high sedimentary rates (Debrand-Passard et al., 1984). In the West of the *Bassin du Sud-Est*, much of the resulting Cenomanian–Turonian deposits are high-porosity sands and poorly to moderately consolidated sandstones.

This paper presents a combined study of three areas in the *Bassin du Sud-Est*, the Bédoin, Massif d'Uchaux and Orange areas (Fig. 1). These studies were carried out on high-porosity sand and sandstone outcrops in active and abandoned quarries (Figs. 2–4), which provide excellent 2-D and 3-D exposures of deformation band networks and larger faults. These sands/sandstones are composed of a large range of quartz grain sizes which vary between the study areas. They also contain a few clay lamellae and, in places, limestone beds containing a few shallow marine fossils. These sands generally have a marine origin from deltaic to beach sands,

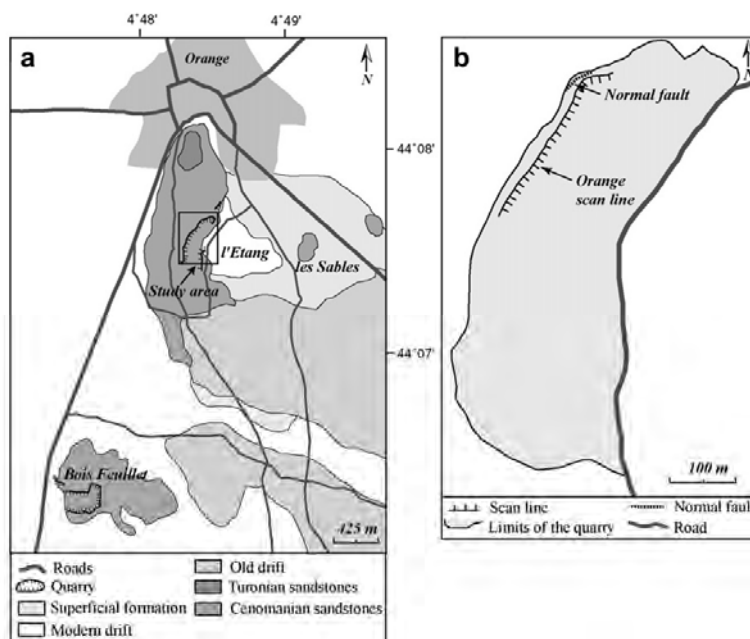


Fig. 2. (a) Location of the study area at Orange. Modified from the 1/50,000 geological map of Orange, BRGM. (b) Location of the scan line within the sandstones from the "Quartier de l'Étang" quarry.

with some beds of aeolian origin. The sand outcrops show a low to moderate cohesion between the quartz grains due to a lack of cement, but can form vertical quarry faces for some months to years before erosion and outcrop collapse sets in. These sand units have undergone a low depth of burial, possibly less than 800 m (Delfaud and Dubois, 1984). Deformation is expressed in these sands and sandstone units as cataclastic deformation bands (CDBs), larger, ultracataclastic ("mature") faults and discrete slip surfaces (Wibberley et al., 2007). The orientation and kinematics of these structures are highly variable, but, from regional knowledge, can be attributed to the three different regional tectonic events in Provence: (i) North–South Pyrenean–Provençal shortening accommodated by regional foreland thrusting, giving the Cretaceous outcrop an East–West structural trend; (ii) NW–SE Oligocene–early Miocene rifting which caused normal faulting in parts of the Upper Cretaceous strata; (iii) Miocene left-lateral strike-slip reactivation of some of the major pre-existing NE–SW faults in the region.

2.2. Deformation features

The deformation features in the Cretaceous high-porosity sands and sandstones of the *Bassin du Sud-Est* consist of cataclastic deformation bands (CDBs) and larger ultracataclastic faults or discrete slip surfaces. At the outcrop scale the CDBs appear as single bands with millimetric offsets, usually grouped into zones of narrowly spaced bands with offsets from a few millimetres to tens of centimetres (Fig. 5). In most cases, the fine-scale sedimentary lamellae make it easy to determine apparent offsets. At the microscopic scale these CDBs are characterized by grain crushing and compaction (Wibberley et al., 2007). Such grain crushing and compaction resulted in a significant decrease in the porosity and permeability between the host sand and the deformed sand as previously described elsewhere (e.g. Underhill and Woodcock,

1987; Antonelini and Aydin, 1994; Fowles and Burley, 1994). The observations of these CDBs in the *Bassin du Sud-Est* suggest an evolution with displacement increase and thickness growth of the structures, similar to previous observations (Aydin and Johnson, 1978; Underhill and Woodcock, 1987; Antonelini and Aydin, 1995). The thinner features are deformation bands with very low displacements (e.g. <10 mm). These bands correspond to a single cataclastic fault strand with a thickness of one to a few millimetres. The SEM observations of these CDBs (Wibberley et al., 2007) show a preferential occurrence of fractures at grain contact points, suggesting a process of Hertzian fracturing (Gallagher et al., 1974). This observation also shows that, for a single CDB, this Hertzian fracturing process involves a zone typically not greater than five quartz grains wide. Scanning electron microscope (SEM) observations show that the processes of fracture and cataclasis produce a new generation of very fine grained fragments infilling the porosity space.

Thicker features are "multiple strand" zones of cataclastic deformation bands (e.g. 10–300 mm in displacement, 10–100 mm wide) formed by generation of successive adjacent single bands, referred to hereafter as "CDB zones". The adjacent bands within these CDB zones can be generated with a variable spacing. At the outcrop scale it is not easy to distinguish the different bands within a CDB zone, except where there are lenses of host sand between the different bands. Field observations show that the number of individual bands in a CDB zone correlates with offset, up to the scale limit of the deformation bands, around 30 cm offset (Wibberley et al., 2000). This finding contrasts with studies of the number of discrete slip surfaces in fault core zones in high-porosity sandstones which show no correlation with offset (Shipton et al., 2005).

Larger faults, with offsets greater than around 1 m, are also present in the high-porosity sands and sandstones of the *Bassin du Sud-Est*. These faults appear to have been generated separately from the smaller-offset CDBs, in some cases during a later tectonic event

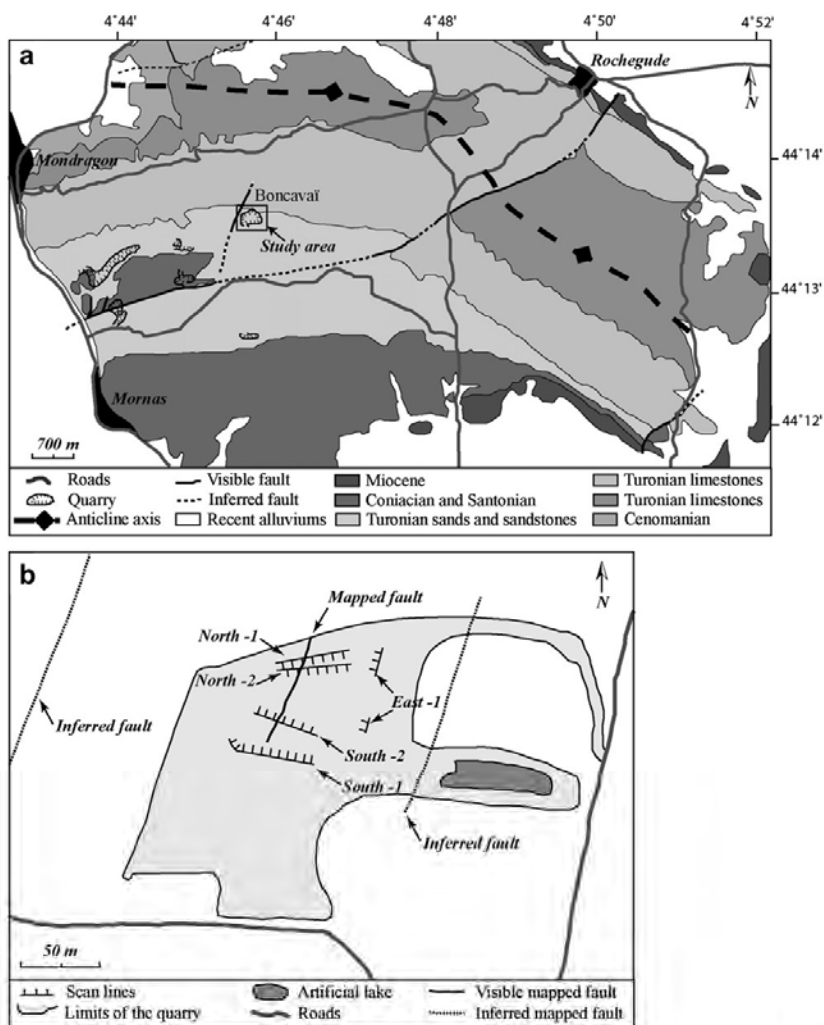


Fig. 3. (a) Location of the study area in the Massif d'Uchaux. Modified from the 1/50,000 geological map of Orange, BRGM. (b) Location of the different scan lines within the "Boncavaï" quarry.

than those forming the cataclastic deformation bands. These larger faults present drastic differences in their properties and characteristics compared to the CDBs. On the field scale, these faults show a fairly homogeneous deformation zone of ultracataclastic fault rock, with sometimes one or more discrete slip surfaces in the fault core, and a cluster of anastomosing cataclastic strands around the edges of the fault zone (Fig. 6). At the microscopic scale there are also large differences between these faults and the CBD micro-textures. SEM photomicrographs (Wibberley et al., 2007) show some rounded quartz grains of original sedimentary size and a higher proportion of ultrafine material than in CDBs. These differences seem to reflect a transition in fault growth mechanisms from CDBs to larger faults, yet there are a relatively small number of these ultracataclastic fault zones in the study areas. In the Orange and Bédoin areas, these mature faults are normal faults, post-dating the earlier reverse-sense CDBs. In the Massif d'Uchaux area they are large strike-slip faults, cross-cutting the earlier normal-sense CDBs. Thus, in some cases at least, deformation localisation into

ultracataclastic fault zones is encouraged by the presence of an earlier set of deformation bands of high density (Wibberley et al., 2007).

2.3. Field data acquisition

In order to characterise the deformation distribution in each area, the CDBs were sampled by scan-lines made on each outcrop. The position of all visible CDBs or larger faults was recorded along one metre-wide scan-lines (thus structural density, rather than frequency, is recorded), perpendicular to the strikes of the main structures. This methodology is similar to at least some of the previous studies of this type elsewhere (e.g. Du Bernard et al., 2002b). Because of our rectilinear quarry topography, it is not necessary to make any statistical correction in the CDB positions on the outcrop, although density corrections were performed for dip obliquity between (horizontal) scan-line and non-vertical structures (Priest and Hudson, 1981). For each CDB, the orientation, the

Please cite this article in press as: Sàillet, E., Wibberley, C.A., Evolution of cataclastic faulting in high-porosity sandstone, *Bassin du Sud-Est, Provence, France, Struct. Geol.* (2010), doi:10.1016/j.jsg.2010.02.007

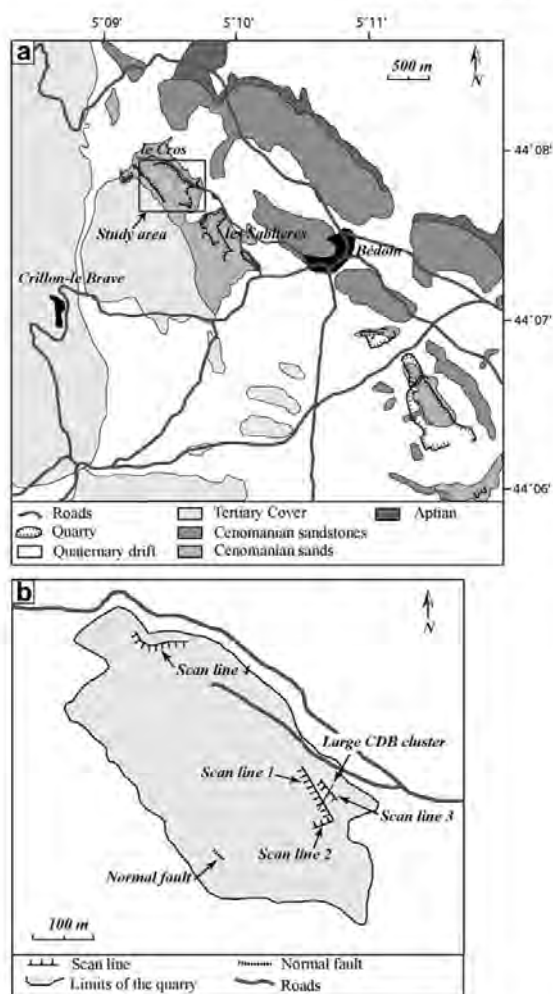


Fig. 4. (a) location of the study area in the region of Bédoin. Modified from the 1/50,000 geological map of Vaison la Romaine, BRGM. (b) Location of the different scan-lines within the sands from the "Le Cros" quarry.

thickness, and the number of CBDs in a CBD zone and their offset were recorded in order to statistically analyse each outcrop. CBD zones are grouped into a single structure provided that the outermost strands are no further from the remaining structure than the thickness of the remaining structure, and that they converge to touch the structure. A total scan-line length of 717 m was recorded for the 3 study areas combined.

3. The distribution of deformation

3.1. Outcrop description

3.1.1. Orange sandstones

The Orange study area is located in the abandoned *Quartier de l'Étang* quarry, on the south side of the town (Fig. 2). The outcrop is composed of different sedimentary units of Cenomanian age. The majority of the quarry is composed of a cohesive (not disintegrating to the touch) quartz sandstone unit, mineralogically mature, but

texturally immature, with a high porosity partly due to the small proportion of quartz cement. This sandstone unit has a marine to beach origin, and is composed of medium-size quartz grains of average size of 550 μm . At outcrop, it is possible to observe some sedimentary channel structures formed in a marine environment, and in other parts of the outcrop some benthic shallow marine fossils are present. The sandstone unit is covered by a calcarenite unit, the contact between these two units dipping around 8° to the South-West. The deformation of the sandstone unit of the *Quartier de l'Étang* quarry consists of conjugate reverse-sense CBDs with a low angle of dip (34° to 37°) and an ESE–WNW trend thought to be related to N–S Pyrenean–Provençal shortening (Figs. 5, 7a). At the Orange outcrop, there are also a small number of high-dip (around 80°) normal CBDs which were formed during a later tectonic event (Fig. 7a). A mature, larger normal fault (10 m displacement) is also present. One single scan-line 258 m long has been recorded from the Orange study area.

3.1.2. Massif d'Uchaux sands

The Massif d'Uchaux study focuses on the excellent exposure provided in the *Boncavai* quarry, to the northeast of the town of Mornas. The study area is made up of different Turonian (late Cretaceous) sands and sandstones. All the outcrops studied are situated within the same sand units. These sand units have a very low cohesion (crumble to the touch) and are essentially composed of moderate to large quartz grains, with a few clay lamellae. These incohesive sands are organized in centimetre-scale fining-upwards units. These observations suggest sand deposition in an inter-tidal deltaic environment. The *Boncavai* quarry area is situated on the south side of an anticline structure of WNW–ESE trend (Fig. 3). At the scale of the quarry, the deposits have a constant dip of a few degrees to the Southeast. The deformation of the Turonian sands is essentially expressed as normal-sense conjugate CBDs trending NNE–SSW corresponding to ESE–WNW Oligocene extension (Fig. 7b). There is widespread evidence that these CBDs act as barriers to recent and present-day groundwater flow, because of the haematite-coloured grain-coating deposits in the sand adjacent to the faults. This coloration marking the local limits of fluid percolation down through the sand in the vadose zone and/or Liesegang ring type diffusion, although the mechanism of fluid-rock interaction responsible for this is currently not clear and is the subject of parallel research. A few low-angle reverse CBDs were cut by the normal structures, probably corresponding to the Pyrenean–Provençal shortening (Fig. 7b). A mature strike-slip fault is also present cross-cutting the normal CBDs, probably related to the regional Miocene strike-slip faulting (Fig. 7b). Data from this study area were collected from five different rectilinear scan-lines along the outcrops, with a total length of 209 m.

3.1.3. Bédoin sands

The Bédoin study area centres on the *Le Cros* quarry which is still periodically active, to the North West of the village of Bédoin, South of Mt. Ventoux (Fig. 4). The *Le Cros* quarry is composed of a single sand unit several lens of metres thick, with a low cohesion (crumble to the touch), of Cenomanian age. The *Le Cros* quarry sands have very fine to intermediate quartz grain size and a few clay lamellae. The deposition of this unit probably occurred in a beach to marine environment, with occasional evidence for transition to an aeolian-type deposition. This unit has a constant low dip (a few degrees) to the South-West. As in the Massif d'Uchaux area, the CBDs of Bédoin exert an influence on present-day groundwater flow, as evidenced by the haematite-red deposits of grain-coatings adjacent to some of the CBD clusters. The sands of the Bédoin area show deformation structures generated during three different tectonic events. A set of reverse, conjugate low-angle CBDs

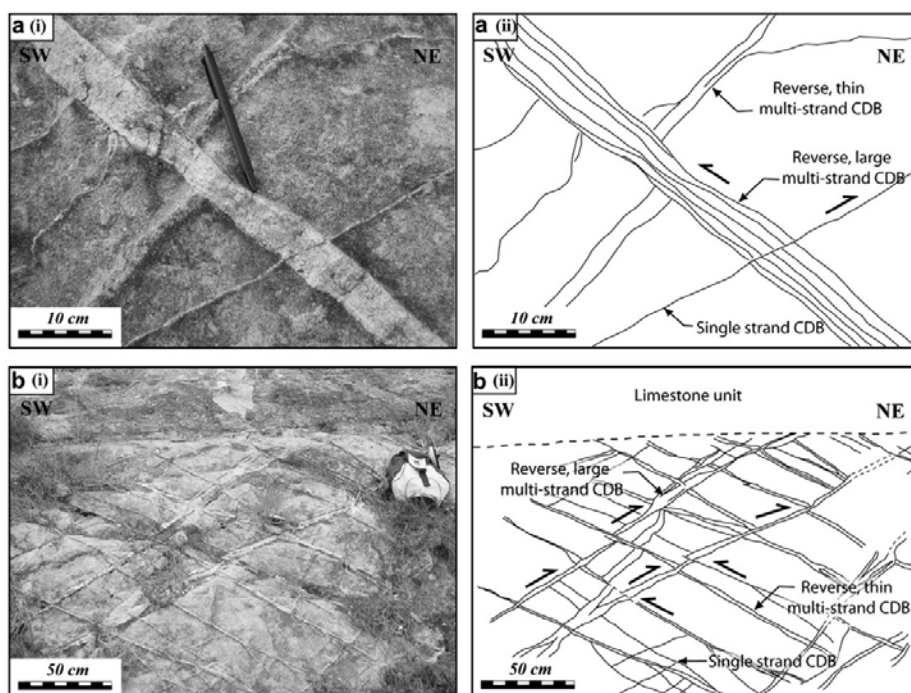


Fig. 5. Field appearance of conjugate arrays of cataclastic deformation bands in the Upper Cretaceous sandstones at the Quartier de l'Étang quarry, Orange. a) Detailed field view of the alternating chronology between structures of two conjugate sets. (i) Field photo; (ii) interpretative field sketch. b) Broader field view of the generally synchronous, but locally alternating, relationships between two conjugate sets of reverse CDBs and CDB zones. (i) Field photo; (ii) interpretative field sketch.

is present, with a broadly E–W to NE–SW trend, formed during N–S Pyrenean–Provençal shortening. This first fault generation is cross-cut by a large population of steeply dipping normal, conjugate CDBs trending WSW–ENE probably corresponding to Oligocene–Miocene extension (Fig. 7c). This second tectonic event is also responsible for the presence of a larger, mature normal fault zone with a localised slip plane and a throw on the order of 10 m. Sub-vertical CDBs with a NW–SE trend (Fig. 7c) post-date the other structures and are interpreted as having formed during later strike-slip faulting during the Miocene. Data were collected from four different rectilinear scan-lines along the outcrops, with a total length of 250 m.

3.2. Description of CDB densities

In this sub-section, data on the distribution of CDBs and larger faults from the outcrops for the three study areas are presented, in order to investigate the controls on the density of developing arrays of deformation bands and faults. For each outcrop the CDB density is defined as the number of CDBs per square metre plotted as a function of distance along the scan-line.

3.2.1. Orange sandstones

The deformation recorded in the Orange study area corresponds mostly to one single tectonic event, expressed as low-angle conjugate reverse faulting. A later extensional event generated only a small number of normal CDBs and larger “mature” ultracataclastic faults. Data corresponding to these reverse CDBs were obtained along one single scan-line 258 m long. Because of the angle of 40° between orientation-dip of the structures and the scan-line, it is

important to make a correction to the field-measured density values (D_{field}). The angle correction (D_{corr}) is obtained (Priest and Hudson, 1981) by using the equation (1):

$$D_{\text{corr}} = D_{\text{field}} \times 1 / |\sin 35^\circ| \quad (1)$$

On the density profiles, the D_{corr} and the D_{field} are given. The density profiles obtained illustrate three important features (Fig. 8):

1. The CDB density scan-line corresponding to the total data set of the conjugate reverse fault population shows a persistently high density (generally in the range 7–15/m²), and a more-or-less continuous distribution of the deformation along the outcrop, with a clustering in the South (Fig. 8a). The clusters of CDBs on the South side of the outcrop correspond to the presence of ladder zones of very thin CDBs and do not impact significantly on the overall distribution of strain.
2. The CDB density variations corresponding to the two different (opposing dips) sets of the conjugate fault population show a more heterogeneous distribution of deformation (Fig. 8b, c). The density profile corresponding to the SW-dipping conjugate population shows a high CDB concentration in the south, middle and north of the outcrop but low-density “voids” around 100 and 160 m (Fig. 8b). The density profile corresponding to the opposite set (North-dipping) of the conjugate population shows a high CDB concentration around 100 and 160 m but important “voids” in the South, in the centre at around 120 m, and in the North (Fig. 8c). As illustrated by the vertical dashed arrows in Fig. 8b and c, these “voids” or troughs in the NE-dipping set density profile coincide closely with the

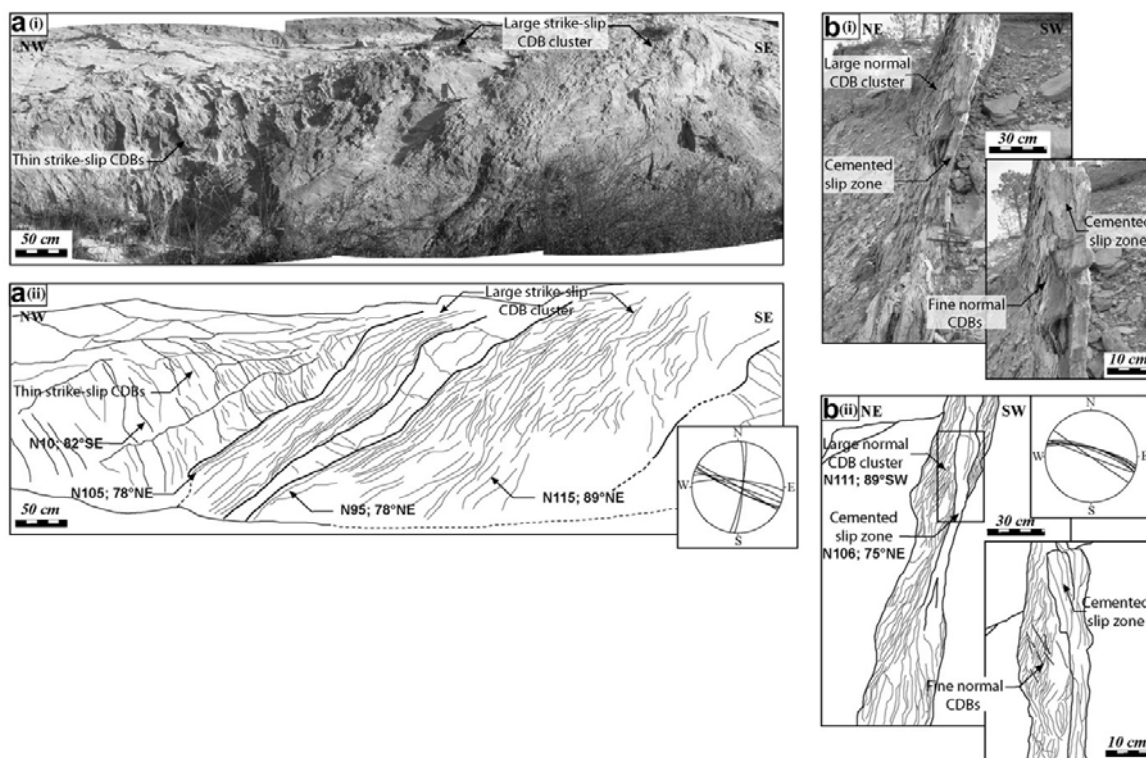


Fig. 6. Field appearance of relationships between thin CDBs, large clusters and a slip zone in the Upper Cretaceous sands of the Le Cros quarry at Bédoin. a) Field view of the relationships between earlier thin structures and two larger CDB clusters with strike-slip kinematics. (i) Field photo; (ii) interpretative field sketch. b) Field view of the relationships between a cemented slip zone within a large CDB cluster of normal fault kinematics. The field observations show that earlier CDBs cluster is cut by the slip zone. (i) Field photo; (ii) interpretative field sketch.

positions of high-density zones of the SW-dipping set, and vice versa, i.e. that there is a spatial correlation between the high density of one of the conjugate sets and a low density of the other. A statistical analysis of deformation distribution, based on the clustering tendency as used in Wibberley et al. (2007), improved to analyse a range of data bin sizes, shows that each of the two conjugate sets is much more clustered than the overall population treated as a single ensemble (Fig. 9). Furthermore, the cluster analysis is strongest for bin sizes in the order of ~ 60 m along the scan-line (Fig. 9), converting to a wavelength of around 30 m when the dip correction is applied to these low-angle structures, i.e. on the order of bed thickness.

3. The larger normal fault, on the North side of the outcrop (Fig. 2), corresponding to a later tectonic event, has no spatial correlation with any of the reverse structures. It has a throw of ~ 10 m and is an ultracataclastic fault zone around 75 cm wide where measured. The microstructures show an intense decrease of grains and pores size, which can significantly retard fluid flow (Saille, 2009). Additionally, Wibberley et al. (2007) show that larger faults form preferentially in regions which have already recorded an earlier deformation event.

3.2.2. Massif d'Uchaux sands

The deformation of the Massif d'Uchaux is essentially expressed by a population of normal-sense conjugate CDBs and later strike-

slip faults. A low number of small low-angle reverse-sense CDBs are present, probably generated by an earlier tectonic event. The density profiles (Fig. 10) corresponding to the different outcrops show essentially the conjugate and normal CDBs but some strike-slip faults are also present including a large "mature" ultracataclastic strike-slip fault which crosses the entire quarry outcrop (Fig. 3). On each profile the position of this large strike-slip fault is indicated. The density profiles (Fig. 10) illustrate three important features:

1. The different density profiles show similar patterns of spatial deformation distribution. The most striking feature of this pattern is the relatively persistent, in relation to precedent publications (Du Bernard et al., 2002b), yet undulating background distribution of the deformation over the length of the 45–60 m scan-lines.
2. For all the outcrops there are a few zones which present an anomalous CDB density increase in addition to the moderate overall density (Fig. 10). These zones of high-density concentration are ladder zone features such as in the middle of the outcrop "South-1". The anomalous weighting effect of small ladder zones on density profiles has been checked by also plotting profiles of cumulative thickness per square metre (not presented in this paper for simplicity). In such a case the outcrop shows a more even deformation distribution because each ladder zone is a high density of very thin features, impacting much less on cumulative thickness profiles. In other

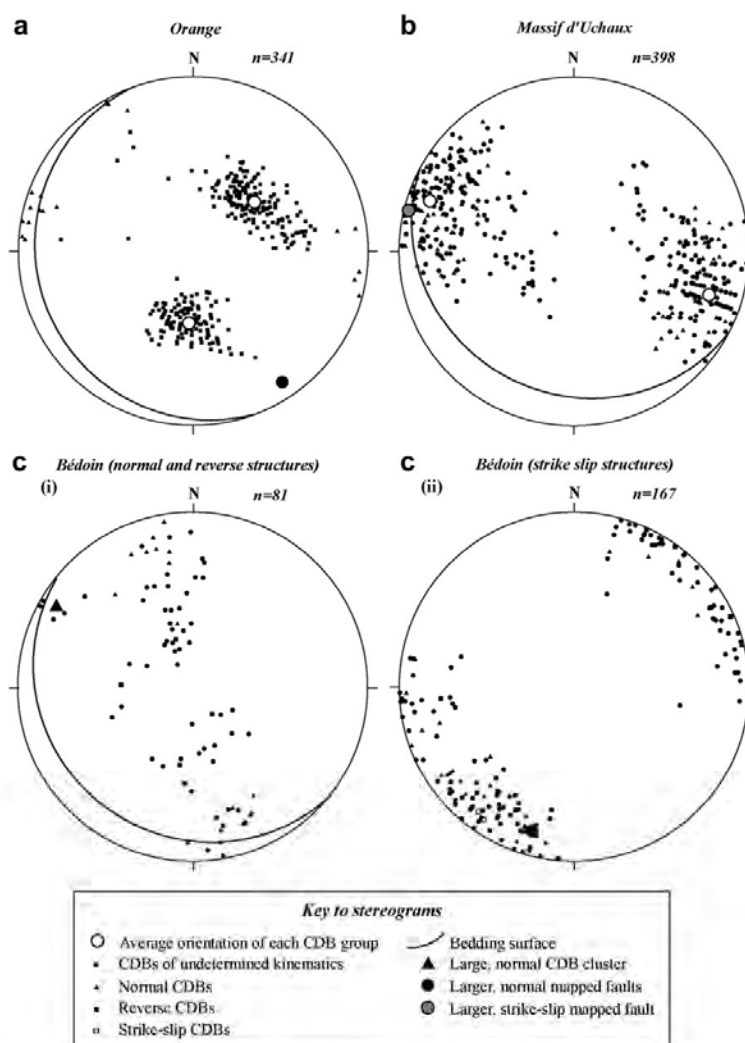


Fig. 7. Lower-hemisphere equal-area stereographic projections (stereograms) of poles to planes for cataclastic deformation bands and larger faults from the studied areas. (a) Data from the Orange area; (b) data from the Massif d'Uchaux area; (c) data from the Bédoin area.

parts of the outcrop there are increases of CDB density unrelated to specific structures such as a larger fault.

3. All the outcrops studied are cut by the same large ultracataclastic strike-slip fault zone (with bedding-parallel striations) which is systematically correlated with a large CDB density increase. Nevertheless, it is difficult to determine the kinematics of these CDBs which are present around the larger fault and hence infer the tectonic event which generated them. The CDBs clustered around the main strike-slip fault zone show normal apparent offset in the vertical outcrop views, but due to the geometry of the dip of the CDBs and the dip of the stratigraphy they may in reality be normal or strike-slip structures. Hence the relative timing of background CDBs with respect to clusters is not inferred by these observations.

All the Massif d'Uchaux scan-lines show relatively similar deformation distribution patterns and CDB densities. These density

distribution diagrams illustrate three important features: (i) The overall CDB density is moderate (mean values are given in Fig. 10), with the predominance of single CDBs and thin CDB zones; (ii) A few patches present anomalous CDB density increases, where CDB zones are organized in clusters; (iii) These clusters are not systematically associated with main slip surfaces or larger ultracataclastic fault zones, but those slip surfaces or fault zones that are present do exist within or at the edges of clusters of CDB zones.

3.2.3. Bédoin sands

Three different events have been recorded by the outcrops of Bédoin and are evidenced along each of the four scan-lines recorded in the study area (Fig. 4): the Pyrenean–Provençal shortening, the Oligocene–Miocene extension and the strike-slip faulting during the Miocene. However, offset along the CDBs and CDB zones is of a similar magnitude to the CDB zone thickness, and displacement is only visible to the naked eye for the larger features. Hence it

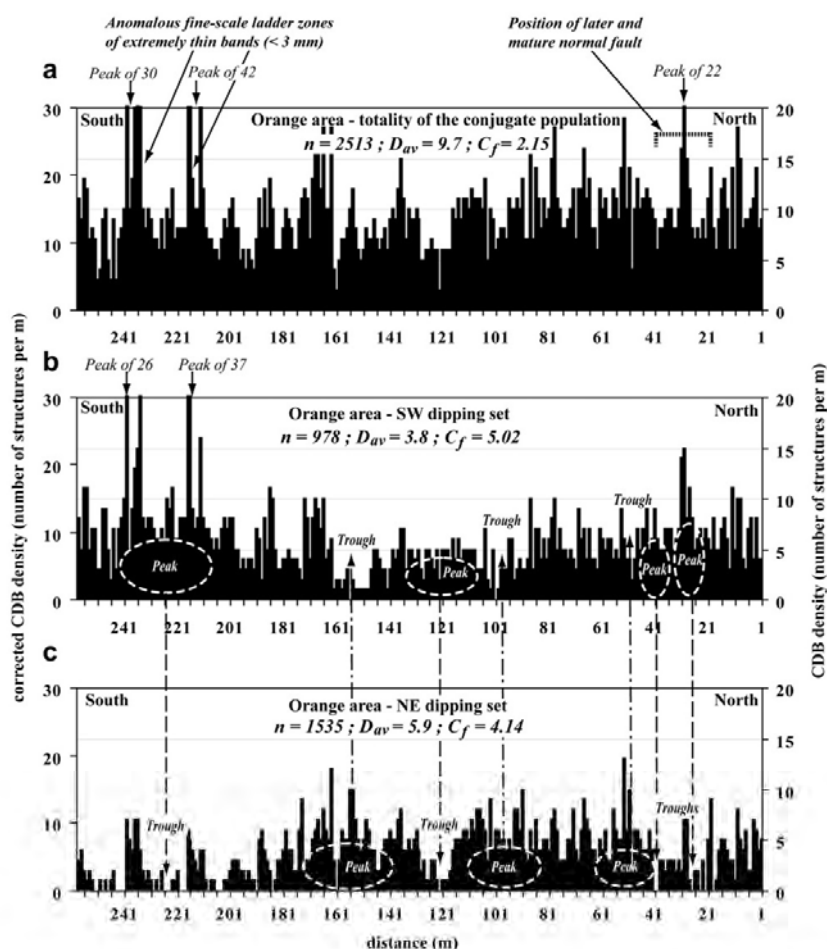


Fig. 8. Graphs of CDB densities for the conjugate, reverse structures recorded along the 258 m long outcrop of the “Quartier de l’Etang” quarry in the Orange area. Density is defined as the number of CDBs per square metre, directly measured on the field or with angle correction (see text for more details). (a) The overall sum of the CDBs present in the scan-line of the outcrop. (b) Density distribution of the SW-dipping CDB set. (c) Density distribution of the N dipping CDB set. For each graph n is the total number of deformed structures and D_{av} is the mean average density directly measured on the field (without angle correction). C_f is the cluster factor in each case (see text for details).

is very often not possible to determine the kinematics of any one CDB structure. The density profiles obtained on the scan-lines (totalling 250 m in length) illustrate three important features similar to those of the Massif d’Uchaux area (Fig. 11):

1. There is generally an overall deformation pattern of undulating moderate CDB density which constitutes a “background” deformation along the outcrops.
2. All the different outcrops from the Bédoin study area show some patches with an increase in the density of structures corresponding to a localisation of the deformation within a few clusters of CDB zones. These clusters are 5–10 m wide with a CDB density comprised between 30 and 50 structures per square metre, for a general density average comprised between 6 and 10 structures. These clusters do not generally coincide with the position of any larger fault, except in one case (scan-line 3, Fig. 11).
3. Although there are not many larger faults visible at the outcrops in the Bédoin study area, it is possible to identify two larger structures. The first one is situated on scan-line number

3 (Figs. 4 and 11), where it is possible to observe a progressive increase of the CDB density to a maximum in the centre of the cluster, beyond which the density drops sharply to define the other edge of the cluster. Localisation of a discrete slip surface occurred at this sharp transition region at the edge of the cluster. On this first structure it is difficult to determine the relative timing of cluster and slip surface because of the poor condition of the outcrop. The second structure is situated on the south side of the quarry and was not sampled by any scan-line because of the orientation of the fault with respect to the outcrop. Nevertheless, it is also possible in this case to observe a cluster of CDB zones around a central slip surface with the same orientation and dip. Given that many clusters exist with no localised slip planes or larger fault zones, it seems logical to suggest that the clusters evolved first, only some of which then localised deformation into more evolved fault and/or slip zones.

The Bédoin scan-lines show relatively similar deformation distribution patterns to the Massif d’Uchaux outcrops: (i) The overall CDB density is undulating but generally moderate, with

10

E. Sàillet, C.A.J. Wibberley / Journal of Structural Geology xxx (2010) 1–19

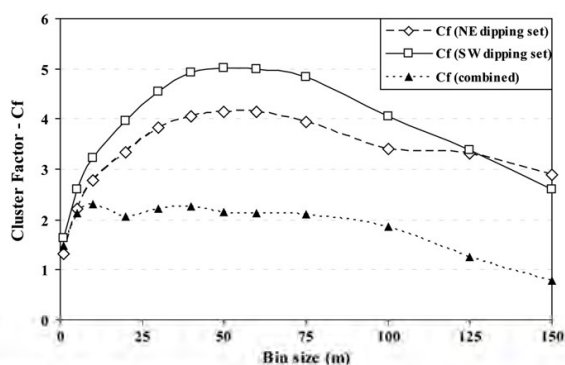


Fig. 9. Graphs of cluster factor versus bin size using the definition of Wibberley et al. (2007) adapted for analysing the size of the “most likely” periodic clustering by repeating the cluster factor analysis for a range of different bin sizes, displacing the bin along the scan-line at 1 m intervals. Results are theoretically independent of sample size, hence the result that each conjugate set has a cluster factor twice as high as the ensemble of the conjugate fault population (peaking at around 50–60 m bin size) suggests that the more even distribution of CDBs in the overall population is the result of summing the more clustered distribution of peaks and troughs of the two conjugate sets together.

mean scan-line averages between 6 and 10 structures per m; (ii) A few zones of anomalously high CDB density exist (with density of 30–50 structures per m), where CDB zones are organized into clusters; (iii) These clusters are not systematically associated with discrete slip surfaces or ultracataclastic fault zones, but ultracataclastic fault zones are sometimes present within the maximum density of CDB zones. In the Bédoin area the deformation features correspond to three different tectonic events and in some cases it is not possible to determine the kinematics or displacement with the naked eye.

4. Characterisation of individual CDB properties based on field data

4.1. Fault thickness data

Previous studies of the relationship between fault zone thickness and fault displacement (Robertson, 1983; Scholz, 1987; Hull, 1988; Evans, 1990) have generally shown that although there is an overall linear relationship between fault zone thickness and displacement, it is necessary to take account of various problems like the definition of the edges of the fault zone or the thickness variation along a single fault when interpreting data. Fault zone thickness–displacement data are presented in Fig. 12, for single CDBs, CDB zones and larger ultracataclastic fault zones in the study area of the sandstones from Orange and the incohesive sands from Massif d’Uchaux and Bédoin. The data are presented with two different thickness data measurements. Thicknesses using method 1 are given as the total distance between the outermost edges of the outermost strands constituting the multiple-band CDB zones. With this first measurement method the host sand contained in between the different strands of a multiple-band CDB zone is included in the measurement. Thicknesses using method 2 are given as the sum of the thicknesses of each individual band constituting a multiple-band CDB zone. This second measurement method defines an “effective thickness” of deformed material, taking into account that material between the bands is undeformed host sand.

There are sufficient similarities between the data from the three study areas to be able to generalize the observations in the following way:

1. Fault (or CBD) thickness is often equal to (with a thickness–displacement ratio approximately equal to 1) or smaller than displacement (with a thickness–displacement ratio between 1 and 0.1), with a general linear relationship despite this variation.
2. For the larger structures ($d > \sim 100\text{--}500\text{ mm}$), a proportional increase between thickness and displacement does not clearly exist.
3. Where thickness data were also collected using method 2 or “effective” thickness data, these thicknesses recalculated as the sum of the individual strands show a steady general decrease in ratio of “effective” thickness of deformed material to displacement as displacement increases. In other words, as displacement increases, additional increments of displacement result in decreasing amounts of added volume of deformed material.
4. Larger normal faults (throw $> 1\text{ m}$) and CDBs/CDB zones are plotted on the same graph for comparison. These faults fall in a different class of structures and they show different micro-structure and deformation mechanisms. These ultracataclastic fault zones have much lower thickness–displacement ratios than CDBs and CDB zones.
5. Where clay layers are intersected, the structures have thickness–displacement ratios at the lower end of the range of data.
6. Where structures were formed in different tectonic events at the same outcrop, no significant differences are detectable between data corresponding to the different events.

4.2. Fault thickness distribution data

Fig. 13 shows the fault thickness distribution data for all of the outcrops studied in the *Bassin du Sud-Est*. For each different study area, all of the structures recorded along the scan-lines are presented. Data are not divided into kinematic groups, because kinematics was not discernable in many cases, and so leaving such data out would generate artificial trends, particularly in the exclusion of the single CDBs and thinner CDB zones for which offsets were most difficult to discern with the naked eye. The three different study areas exhibit the same general pattern, that there is a predominance of thin CDB zones of small displacement. For example, only 20% of the structures have thickness greater than around 1 cm (0.6–2 cm depending on the study area). There is a much lower proportion of larger (wider) CDB zones and ultracataclastic fault zones than small CDB zones. Differences in the fault thickness distribution data between the three study areas relates closely to the initial host sand grain size: the larger host sand grain size has thicker structures, and the lower host sand grain size has thinner ones (Fig. 13).

4.3. CDB, cluster and fault zone internal structure

Fig. 14 presents information on the internal structure of CDB zones in terms of the number of individual cataclastic bands identifiable to the naked eye within a CDB zone in relation to its thickness. These data are presented separately for the three different study areas. The data corresponding to the Orange area have been recorded only using thickness measurement method 1 (Fig. 14a), i.e. the overall width of the CDB zone from one edge to the other. Method 2 was not used because it was not possible to precisely distinguish the limits of the zones of cemented host grains from the white strands of the deformation band structure with the naked eye. It was, however, possible to detect strands as “whiter” zones and tentatively count them. Data from the Massif d’Uchaux and Bédoin areas have been presented using both method 1

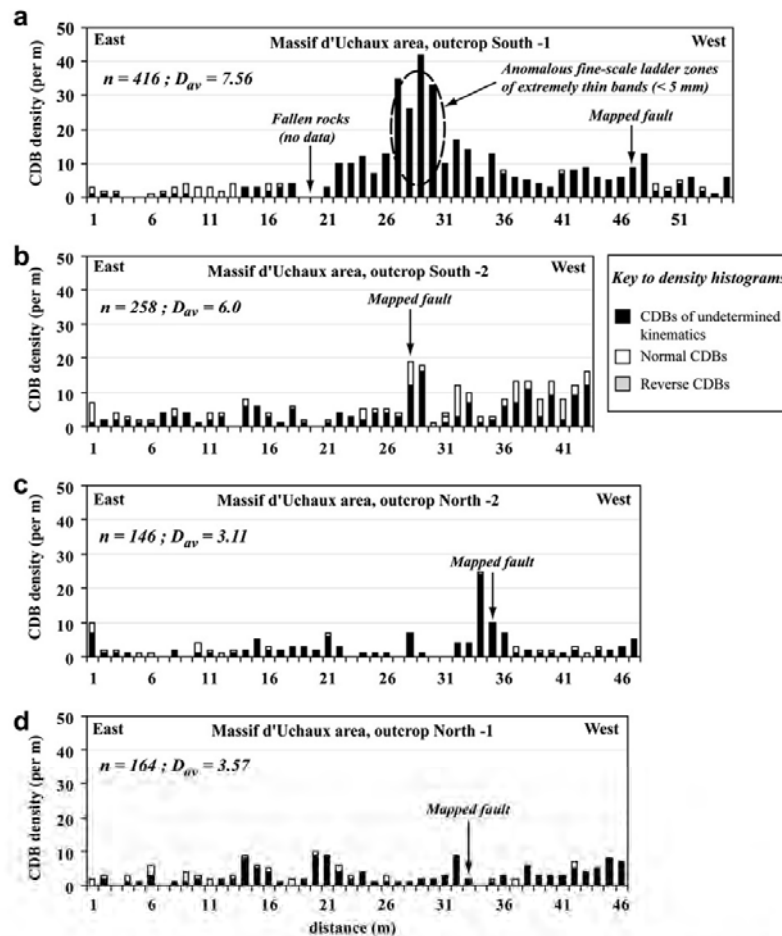


Fig. 10. Graphs of CDB densities for the normal and strike-slip structures recorded along scan-lines with a total length of 209 m in the "Bonzovai" quarry in the Massif d'Uchaux area. Density is defined as the number of CDBs per square metre. The CDB density overall is moderate, with localisation of deformation within clusters of deformation bands. For each outcrop, n is the total number of deformed structures and D_{av} is the mean average density.

(Fig. 14b(i) and c(i)) and method 2 (Fig. 14b(ii) and c(ii)) thickness measurements. Thicknesses using method 2 are given as the sum of the thicknesses of each of the individual bands constituting a multiple-band CDB zone or individual high-strain zones in an ultracataclastic fault zone.

The data on the cataclastic bands in the CDB zones corresponding to the three different study areas show the same overall patterns of increase in the number of strands with increase in thickness. In general, the CDB zones show a linear dependence of the number of bands with increase in thickness, suggesting that CDB zones develop by formation of additional bands successively at the edges of the structure as deformation continues. Multiple-band CDB zones with identifiable undeformed sand in between the bands are typically recorded as thicker structures for a given displacement than those CDB zones with no host sand within the structure (Fig. 14b(i), c(i)) but when the effective thickness of fault rock (thickness method 2) is plotted, it seems clearer that the thickness of fault rock increases as a function of displacement in the same way for the two types of structures: the best-fit relation for the effective thickness for both types of structure together (Fig. 14b(ii), c(ii)), being very close to the best-fit relation of overall

thickness (method 1) for the CDB zones with no host sand within them. For the data from Bédoin (Fig. 14c), the CDB zones thicker than around four centimetres a different trend is apparent: a disproportionate thickness increase with addition of new bands (Fig. 14b(i), c(i)) collapses onto a single linear trend when the data are re-plotted in terms of effective thickness of deformed fault rock (Fig. 14b(ii), c(ii)). This indicates that CDB zones growing wider than around 50 mm do so by addition of successive bands further and further away into the host sand until they are considered as separate structures entirely.

The different field observations show an evidence for a chronology in the development of isolated CDBs, CDB clusters and slip surfaces or narrow slip zones. Generally, the observations show that clusters are cut by the slip surfaces and narrow slip zones (Fig. 6b). The different scan-lines (Figs. 10 and 11) also show that slip surfaces and narrow ultracataclastic fault zones can exist in the middle or at the edge of clusters of CDB zones, but they never exist without clusters. On the other hand, many clusters exist with no associated slip surface or narrow ultracataclastic zone. These observations suggest that the clusters of CDB zones formed first, some of which then went on to localise the deformation by

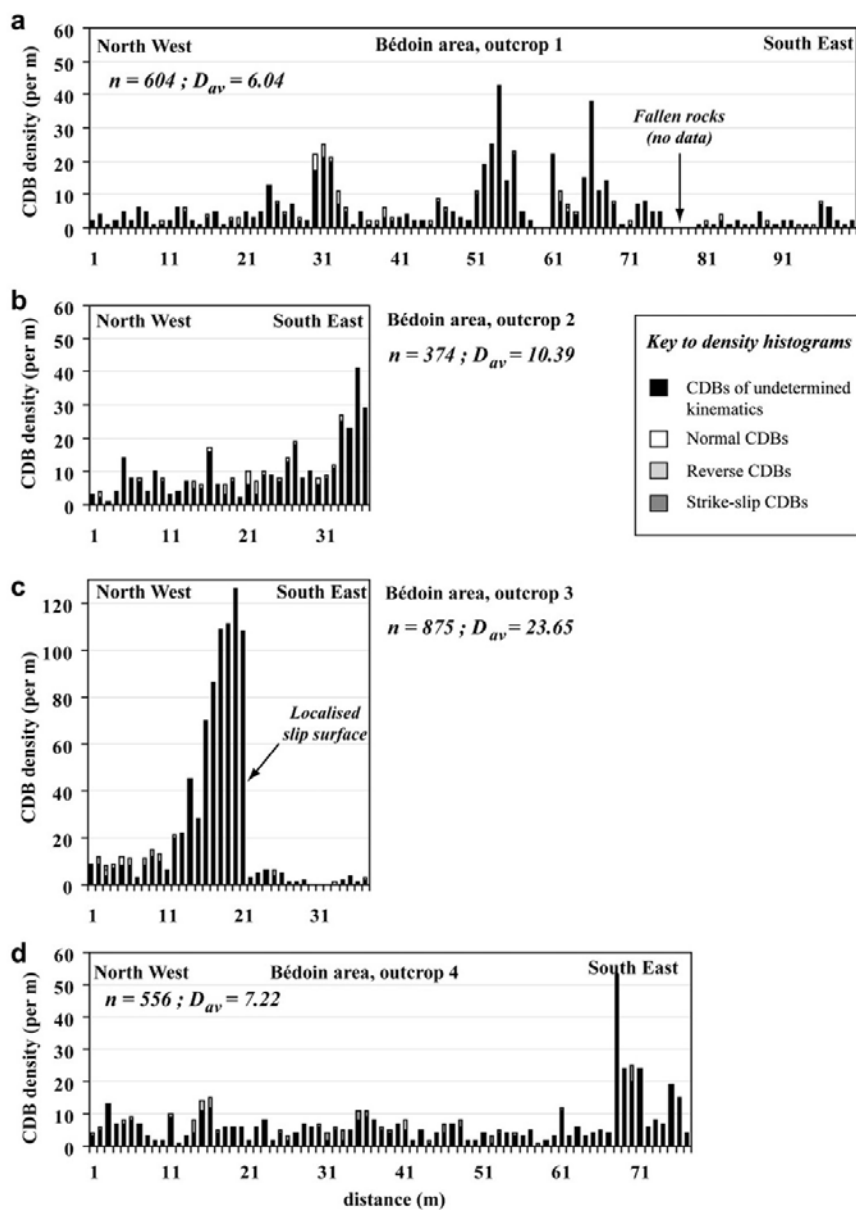


Fig. 11. Graph of CDB densities for the reverse, normal and strike slip structures recorded along scan lines with a total length of 250 m in the "Le Cros" quarry in the Bédoin area. Density is defined as the number of CDBs per square metre. As for the Massif d'Uchaux case, the CDB density overall is moderate but variable, with localisation of deformation within clusters of deformation bands. For each outcrop, n is the total number of deformed structures and D_{av} is the mean average density.

generation of discrete slip planes or narrow slip zones of highly deformed ultracataclasis.

5. Discussion

Spatial distributions and geometric properties of CDBs and larger faults were measured in three different areas of the *Bassin du Sud-Est* along scan-lines of totalling 717 m in length. Systematic recording of the deformation structures has allowed us to better

understand the mechanisms which control the distribution of deformation and fault growth in high-porosity sandstones.

5.1. Development of individual CDBs

The systematic recording of the deformation features along the different outcrops allow us to characterise the deformation in the high-porosity sands and sandstones and to propose a conceptual model for CDB growth (Fig. 15). First, our results show a predominance

Please cite this article in press as: Saïllet, E., Wibberley, C.A., Evolution of cataclastic faulting in high-porosity sandstone, *Bassin du Sud-Est*, Provence, France, *Struct. Geol.* (2010), doi:10.1016/j.jsg.2010.02.007

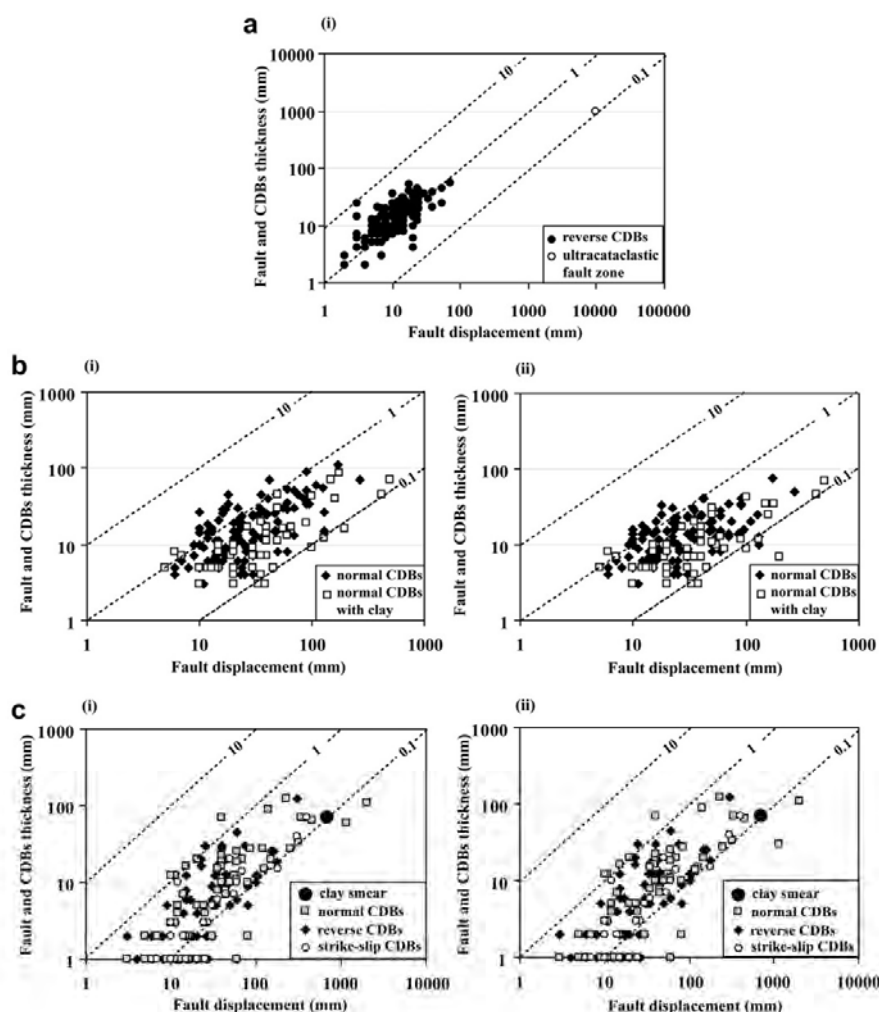


Fig. 12. Thickness–displacement relationships for CDBs, CDB zones and larger faults in the high-porosity Cretaceous sands and sandstones of Provence. (a) Data from the Orange area; (b) data from the Massif d'Uchaux area; (c) data from the Bédoin area. Data from the Massif d'Uchaux and Bédoin areas have been recorded based on two different measurement methods: (i) thickness defined as the distance between the outside edges of the outermost strands (method 1); (ii) thickness defined as the sum of individual strand thickness (method 2). The cohesion of the host rock seems to have a very important role in the thickness–displacement relationships (difference of one order of magnitude between sands and sandstones), and hence on the micro-mechanisms of deformation.

of thinner CDB zones, with 80% of all CDB zones having a thickness less than around a centimetre, as discussed in the preceding section (Fig. 13). The frequency distribution of thickness/displacement, skewed towards the narrower structures, is significant in considering fault growth. The thinner features grow during continued displacement with a proportional increase in thickness up to around 5 cm, by an increase of the number of individual bands which constitute a CDB zone (Stages 1 and 2 in Fig. 15a and b). Additional bands become spaced further and further away from the CDB zone, so that beyond around 100 mm thickness, later strands are far enough away to be counted as separate structures (see definition in the section on data acquisition). Nevertheless, the field data presented (Figs. 12 and 14) suggest an upper limit of CDB zone thickness of around 0.1–0.2 m, beyond which deformation jumps to a new band entirely.

There is, on average, a difference in the thickness–displacement ratio between the smaller CDB zones and the larger faults, for all

those structures with displacements above around 0.5 m. This difference is clearest for the data from Orange (Fig. 12a). For the smaller features ($d < 200$ mm), there is a proportional increase in thickness with displacement, albeit with a scatter in thickness–displacement ratios between 0.1 and 2. The larger structures ($d > 0.5$ m) show thickness-to-displacement ratios less than 0.2, i.e. at or below the thickness–displacement ratio range of the smaller-displacement structures (Fig. 12), suggesting that the growth process does not operate as efficiently at larger displacements. Indeed, the development of ultracataclastic fault rock textures in the larger-displacement structures gives the impression of even more localised deformation. Studies show that ultracataclastic fault core zones in high-porosity sandstones elsewhere also have much narrower thickness-to-displacement ratios than associated CDBs (e.g. Shipton et al., 2005). Where clay is involved, thickness–displacement faulted clay values have, on average, lower ratios than the structures without clay, demonstrating that the

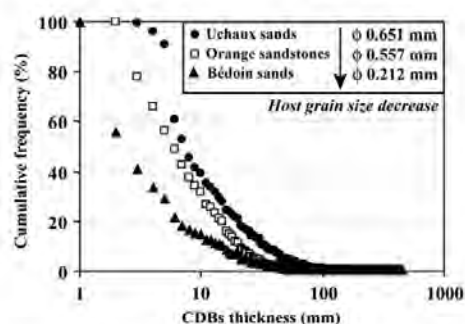


Fig. 13. Frequency distribution of CDB zone and fault zone thicknesses for cataclastic deformation bands and larger faults in the three different study areas of Provence. The thickness is defined as the distance between the outside edges of the outermost bands (method 1). The average grain size of the host rock is given for each outcrop by the symbol ϕ .

incorporation of even small amounts of clay into the deformation bands may preferentially localise deformation or at least partially inhibit wall rock wear and deformation band widening.

The observation that CDB zones grow by the addition of new peripheral bands instead of continued deformation on the existing ones may, at first sight, be taken as evidence of work hardening (e.g. Underhill and Woodcock, 1987). Nevertheless, stress perturbations around the CDB zone which encourage localisation of the new bands adjacent to the CDB zone, coupled with intragranular microcracking around the CDB zone as it develops (Wibberley et al., 2007), suggest that other factors may also play a role, particularly as laboratory experiments do not show a strength increase of samples as individual strands form in a developing CDB zone (Mair et al., 2000). The data corresponding to the larger CDB zones (with a thickness more than ~ 10 cm) show a diminishing thickness growth as displacement progressively increases, by a decreasing role played by the addition of new bands to the CDB zone structure. Thus the data from the different sand and sandstone outcrops show two different growth mechanisms, which are scale dependent. The thinner CDB zones grow by systematic addition of new bands, according to a work-hardening process and/or by stress perturbations encouraging adjacent intragranular fracturing. For CDB zones wider than around 10 cm however, the data suggest that these work hardening and/or other processes cease to dominate. The reason for such a transition may be one or more of the following possibilities:

1. The larger CDB zones are typically longer – their development may be limited by bed thickness and mechanical properties of adjacent beds (e.g. Schultz and Fossen, 2002) as predicted by numerical modelling of instability development during multi-layer deformation (e.g. Schueller et al., 2005). However, beds are often thicker than the height of the outcrop (e.g. several metres to several tens of metres), making this difficult to assess.
2. Stress perturbations may vary with CDB zone thickness, length and displacement gradient. It is possible that wider, longer CDB zones will have wider zones of stress perturbation, so additional bands could be generated further and further away from the original CDB zone to the point where they are no longer recorded as part of the same single (“multi-strand”) CDB zone.
3. Grain size and grain point contact geometry could be controlling factors (e.g. Cundall, 1989), particularly given that smaller average host sand grain size seems to cause narrower CDBs (Fig. 13).

5.2. Development of CDB networks

The three study areas show deformation patterns which can be related to one or more different tectonic events. For the sandstones from the Orange area, the structures are mostly conjugate reverse CDB faults corresponding to Pyrenean–Provençal shortening. Here, only a few later, normal faults are present, related to Oligocene–Miocene extension. Evidence of deformation structures corresponding essentially to one single tectonic event at this outcrop is highly significant in terms of allowing us to make interpretations of how this network of structures developed during the single tectonic event. In terms of the spatial distribution of the CDBs documented from the scan-line data (Fig. 8), two main interpretations can be made:

1. Firstly, the distribution of the deformation along the outcrop is relatively homogeneous with a moderately high density of CDBs and an addition of high density of deformation which corresponds to a localisation of the deformation in a few clusters of CDBs such as “ladder zones”. Such a persistent density distribution over a transect of c. 250 m is important because it suggests an overall relatively homogeneous bulk strain (shortening) accommodated by these CDBs over a relatively large distance, in comparison to previous studies which mostly suggest CDBs are formed as clusters of CDBs around larger faults, such as damage zones developed by progressive displacement along the fault (e.g. Shipton and Cowie, 2001; Du Bernard et al., 2002b; Johansen and Fossen, 2008).
2. Secondly, there is a general inverse relationship between the undulating density of one of the conjugate sets and the density of the other (Fig. 8), with alternating density peaks and troughs of one set mirroring the troughs and peaks of the conjugate set. The sum of the two conjugate distributions is a much more continuous deformation distribution than the clustered tendency of each of the two conjugate sets individually (Fig. 9). These field observations allow us to suggest that deformation proceeded by development of two conjugate sets of CDBs, of opposing dips, during the same tectonic event. At the beginning of the tectonic event the deformation is accommodated by a random distribution of each conjugate set. As deformation proceeds, further generation of the CDBs of one set is inhibited in regions where earlier CDBs of the other set are already present (Fig. 15a). The areas not deformed early on in the process may experience a higher number of CDBs generated later. The result of this growth process is that regions with a high density of faults from one set have a lower density in the other, and vice-versa. This CDB growth process by competition between two opposing conjugate sets during a single tectonic event results in a broadly homogeneous total (albeit undulating) deformation distribution along the outcrop.

Previous studies have suggested that deformation bands form by work-hardening processes (e.g. Aydin and Johnson, 1983; Underhill and Woodcock, 1987). Furthermore, work-hardening processes at fault tips and relay zones have been evidenced by the generation of ladder zones between segment tips (e.g. Schultz and Balasko, 2003; Okubo and Schultz, 2005, 2006). However, our field observations show that the work-hardening nature inferred for CDB generation may influence the population at the network scale as well as at the scale of the fault tip, thus causing an increase in the mechanical strength of the rock mass as well as the individual deformation band structure. Hence, it is easier for a conjugate set to develop in a region with low density of earlier deformation structures. Although overall the two sets are generally synchronous, as shown by the mutual cross-cutting relationships in different places

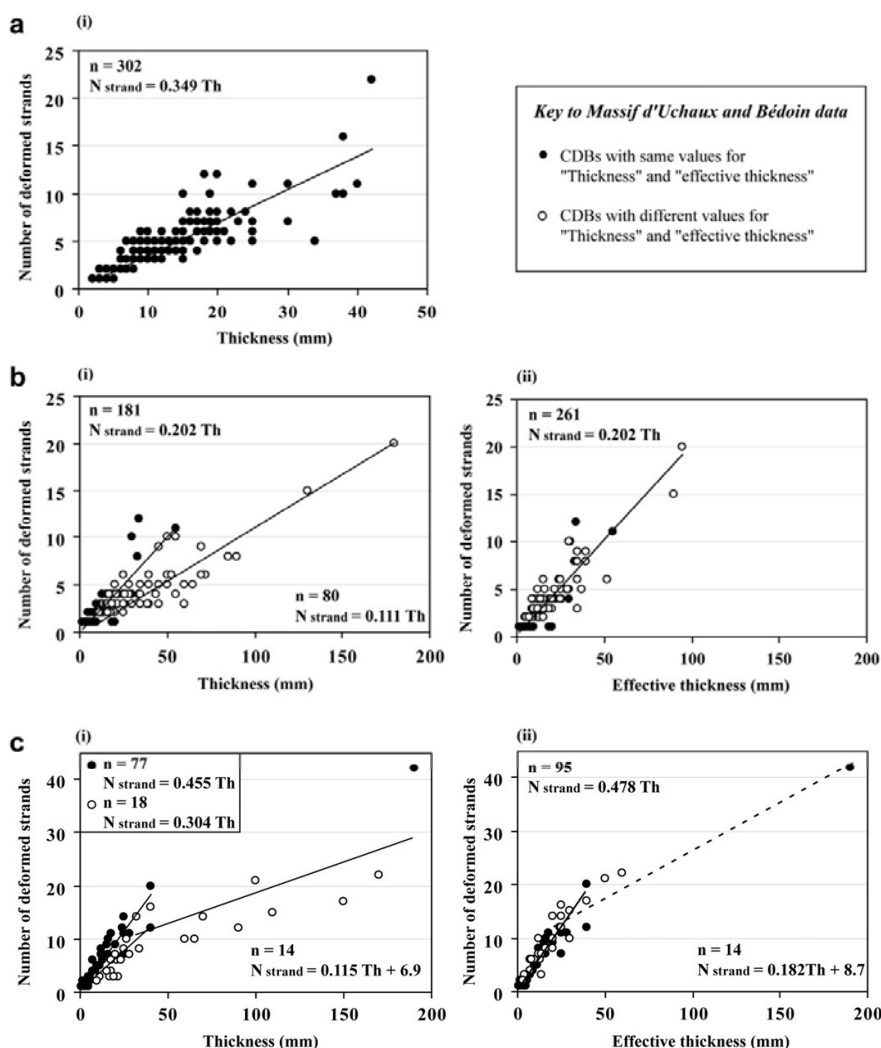


Fig. 14. Relationship between number of bands and thickness for CDB zones and larger faults in the high-porosity Cretaceous sands and sandstones of Provence. (a) Data from the Orange area; (b) data from the Massif d'Uchaux area; (c) data from the Bédoin area. Data from the Massif d'Uchaux and Bédoin areas have been recorded based on two different measurement methods: (i) thickness defined as the distance between the outside edges of the outermost bands (method 1); (ii) thickness defined as the sum of individual band thickness (method 2). The linear regressions presented on these graphs are the lines of best-fit, most of which are constrained to pass through the origin; the equations are given for each one. For the graphs (c), the second linear regression corresponds to the lines of best-fit of the largest structures, which are not constrained to pass through the origin. The regression in (c ii) is given as a dotted line because of the small number of these structures.

(Fig. 5), the preferential development of one set in a certain region probably depends on it arriving in that region by chance before the other set. Despite this seeming randomness, it is nevertheless possible that the spacing of peaks and troughs in the densities of each conjugate set, in this case around 60 m along the scan-line, so around 30 m perpendicular to any one set, is related to mechanical unit thickness, although the base of the unit is below ground level so we can not assess this.

It was not possible to test this model for conjugate CDB development on the other study areas because they have recorded deformation from two or three superimposed tectonic events, and in many cases it is not possible to attribute an individual CDB to a particular tectonic event. Because of this, the statistical clustering analysis performed on the Orange data (Section 3.2.1) was not

performed on the other data sets as it would not have been meaningful. However, all the Massif d'Uchaux outcrops expressed similar patterns. For each outcrop there is a generally moderate density of deformation structures with the addition of clusters of CDB zones which localised the deformation (Fig. 10). The same deformation patterns exist also in the outcrops from the incohesive sands of the Bédoin area (Fig. 11). In these cases, the majority of the CDBs are normal-sense structures generated during extension. It therefore seems likely that the difference in clustering tendency between these outcrops and the distributed nature of the deformation at Orange is simply due to kinematic type of deformation, with shortening encouraging further generation of CDBs throughout the volume by system hardening during compression (Fig. 15a). However, other factors such as differences in burial depth

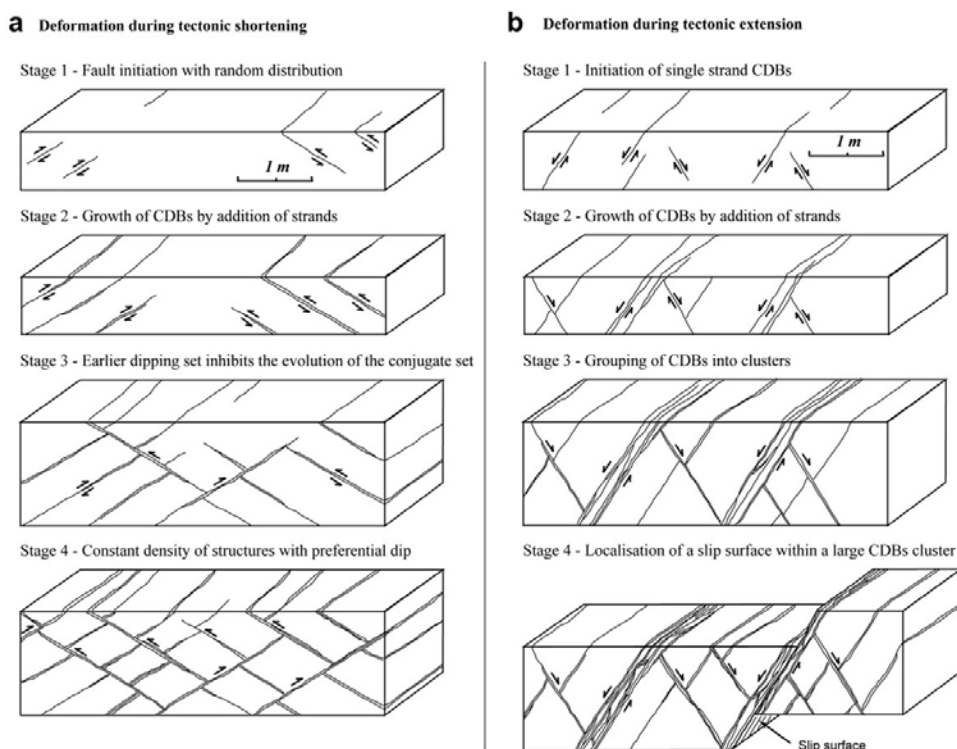


Fig. 15. Series of block diagrams showing the sequential evolution of deformation from a single band to different sets in a network, with possible localised faulting, during a single tectonic event. (a) A compressive tectonic event. (Stage 1) Random distribution of the deformation at the beginning of the tectonic event. (Stage 2) Evolution of single CDBs to larger CDB zones. (Stage 3) Further deformation results in cross-cutting of CDB zones by conjugate structures, but the previous structures inhibit further development of the conjugate set in places. (Stage 4) As deformation continues, the structural network evolves towards a broadly constant density of conjugate structures. (b) An extension tectonic event. (Stage 1) Initiation of single CDBs at the beginning of the tectonic event. (Stage 2) Evolution of single CDBs to larger CDB zones. (Stage 3) Localisation of the deformation within some clusters of CDB zones. (Stage 4) As deformation continues, a slip surface or narrow slip zone grows within a zone of deformation band clustering.

at the time of deformation, which is difficult to constrain here, may also play a role. It seems likely that differences in tectonic loading path have had an effect on the spatial distribution of the resulting deformation.

5.3. Development of higher-displacement "mature" faults and slip planes

Previous qualitative and semi-quantitative work on some of the outcrops presented here found that larger ultracataclastic fault zones and localised slip surfaces often formed where there was a high density of CDBs from a previous tectonic event (Wibberley et al., 2007). The new work expands on the previous study by the thorough collection of statistical data from scan-lines, such as spatial variations in density, as well as studying additional outcrops. It has been found that larger-displacement fault zones and localised slip surfaces can also form in the same tectonic event as the CDBs, but in this case they exist within, or at the edge of clusters of CDB zones. The precise relative chronology of CDBs and larger faults is difficult to discern at outcrop in most cases, and it is possible to suggest two different hypotheses for their genetic relationship: either (a) all the background CDBs formed first, with a relatively constant density across the outcrop, followed by localisation into the clusters; or (b) the CDBs initiated in a few places, and continued deformation allowed both further development into clusters and spreading of the deformation elsewhere to form the other individual CDBs further away from the clusters.

The fact that all larger-displacement faults occur within regions of high CDB density, but that many high-density clusters exist without larger faults, suggests that the clusters formed first, only some of which suffered continued deformation localisation and generation of ultracataclastic faults and discrete slip surfaces (Fig. 15b, stage 4). In other words, a larger fault is not a prerequisite for generating peripheral clusters of CDBs (as in a "damage zone") in the study areas examined, but these larger faults localise on pre-existing cluster zones to accommodate further strain. In fact, in extensional contexts such as those which generated the structures studied in the Urchaux and Bédoin areas, it is much easier to form a slip zone. In the case of reverse deformation, it seems that it is much more difficult to obtain a localised slip plane or narrow slip zone – the example of deformation bands accommodating shortening at Orange never achieved a state of localisation to evolve into a large structure; deformation is likely to be transferred into a different lithological layer before such a high deviatoric stress is achieved.

The progressive localisation of deformation through time during extension, from an undulating "background" CDB density pattern and the clustering of CDBs through to formation of larger-displacement ultracataclastic fault zones and initiation of discrete slip surfaces may therefore be at least partly a function of the extensional tectonic regime and associated loading path. It is often tempting to associate such deformation localisation with material softening of the slip zones, yet in reality localisation is also controlled by other factors such as system geometric constraints

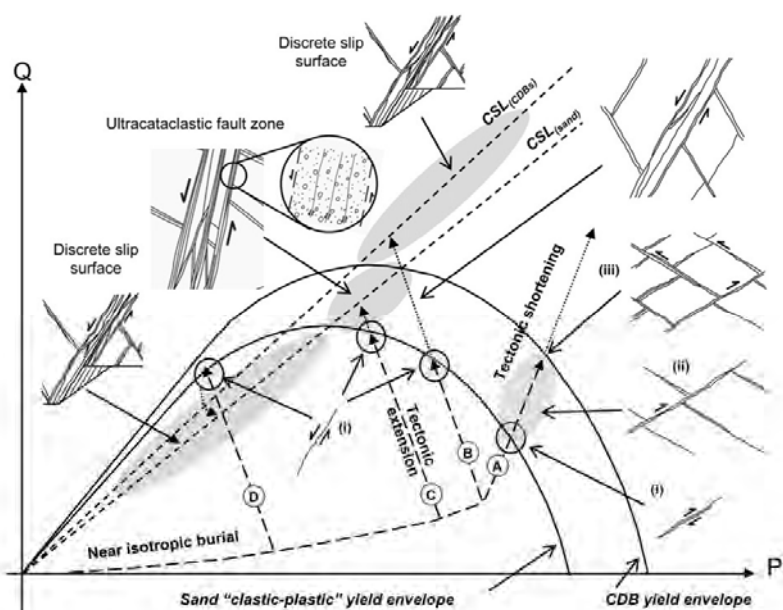


Fig. 16. A Q – P' map of generation of deformation structures in high-porosity sand. CSL indicates Critical State Line. Four different hypothetical stress paths are indicated (labelled A–D), each producing a different range of structures. See text for details.

and is not simply a function of material softening (e.g. Hobbs et al., 1990). In the case of extension, it has been suggested that elastic unloading of the wall during normal faulting may inhibit the continued generation of new deformation bands around the fault, whilst the main fault zone continues to deform. As the faults grow up-dip and down-dip they will be controlled by other system parameters such as bed thickness and the mechanical contrast with adjacent beds, so that eventually the mechanical properties of the fault will be controlled by system constraints at a larger scale, possibly with damage zone accumulation contributing to further fault zone development.

The importance of loading path on deformation structural evolution can be illustrated by Q – P' maps (Fig. 16). These plot the stress paths in terms of differential stress (Q) against effective mean stress (P') as commonly done in soil mechanics. On such plots, the range of stress states at the onset of plastic deformation can be plotted (a yield envelope), as can the fields in which deformation occurs by compaction, dilatant or the critical state line of constant-volume deformation between the two. Plastic yield envelopes continuously evolve as the sand is subjected to compaction and/or tectonic deformation until they reach a "clastic–plastic" yield envelope at which point cataclastic deformation bands are generated (Bolton and McDowell, 1997; Wibberley et al., 2007). For this reason, several authors have recently used a framework of soil mechanics to better understand the initiation of cataclastic deformation bands, seen as a phenomenon of plastic deformation which may be either compactant, dilatant or constant-volume (e.g. Schultz and Siddharthan, 2005; Aydin et al., 2006; Wibberley et al., 2007). Deformation accommodating much larger slip than typical deformation bands, usually by discrete slip surfaces and/or ultracataclastic fault zones, is considered to occur on the critical state line of isovolumetric deformation. Although there is no *a priori* connection between the critical state line (as a range of stress states) and localisation (as a description of deformation distribution), microstructural studies of the ultracataclastic fault zones

suggest constant-volume granular flow operated during shearing, supported by classical soil mechanics experiments after a given shear strain (e.g. Mandl et al., 1977).

Fig. 16 illustrates four hypothetical loading paths on a Q – P' map of differential stress (Q) against effective mean stress (P'), the first path (A) being tectonic compression, the other ones being different cases of extension (B–D). In all cases, cataclastic deformation bands initiate at the "clastic–plastic" yield envelope (stage i), in most cases on the right hand side ("cap" side) of the Q peak in the yield envelope, suggesting compaction. The strength of the CDB itself defines a new yield envelope, being stronger than the host sand. In the case of shortening, CDBs continue to be generated until they start to cross each other, at which point network hardening occurs and the stress path moves up towards the CDB yield envelope (stage ii on stress path A). A critical density is achieved at which the bulk stress state lies in fact on the CDB yield envelope (stage iii). Further increase in stress is required to continue deformation, but it is uncertain whether this can continue to the critical state line (Fig. 16) – it is more likely that failure of an adjacent bed will lead to a thrust fault propagating into the porous sand bed.

In extension, on the other hand, the exact sequence and type of structures generated is suggested to depend on the starting position of the effective tension loading with respect to the clastic–plastic and CDB yield envelopes. In loading path B (Fig. 16), the path continues to increase differential stress and hence generate CDBs until, like path A, a critical density is reached (network hardening). Beyond this, differential stress continues to increase until the critical state line of the (bulk) deformation band material is reached at which point faulting occurs by ultracataclastic in a zone with granular flow, and/or by forming discrete slip surfaces. Field evidence indicates that slip surfaces in this context localise within clusters of CDB zones or at the competence contrast between CDB clusters and host sand. In loading path C (Fig. 16), the critical state line for the sand is reached as the stress path

continues to move through the compactant regime during network hardening before the CDB yield envelope is reached, suggesting that faulting will occur in the sand by localised ultracataclasis. Finally, in loading path D (Fig. 16), the CDB initiation occurred at greater differential stress than the critical state line (and on the dilatant side to the left of the yield envelope peak), suggesting that further deformation will quickly result in deformation localisation in the sand on discrete slip surfaces along with unloading. This softening effect may be enhanced by non-associated Coulomb plasticity softening (Mandl, 1988) as described by Wibberley et al. (2007).

6. Conclusions

The statistical analyses of the spatial distributions and geometrical properties of cataclastic deformation bands and larger ultracataclastic fault zones in Cretaceous high-porosity sands and sandstones from Provence, SouthEast France, allow us to evaluate the controls on deformation distribution and fault growth mechanisms. The main results can be summarized as follows:

1. CDB density distributions along the Orange outcrop suggest that deformation was accommodated by two conjugate sets, each of heterogeneous distribution, during the same tectonic event. In any one place, where there is a higher density of faults from the first set, there is a lower density in the second, and where there is a lower density of faults from the first set, there is a higher density in the second. The result of this fault growth process is a broadly homogeneous total deformation along the outcrops which developed by a system-hardening mechanism during shortening. The frequency of the density undulations of each of the two conjugate sets may be related to mechanical bed thickness.
2. The Massif d'Uchaux and Bédoin outcrops have moderate, undulating densities of mainly normal-sense CDBs associated with extension. Some zones are present with anomalously high CDB densities, where CDB zones are organized into clusters, some of which contain larger-displacement ultracataclastic fault zones or discrete slip surfaces. This distribution differs from the reverse-sense CDBs at Orange. Thus for the first deformation event to strongly affect the outcrop, the clustering tendency is dependant on kinematics and therefore tectonic loading path. Thickness growth of CDB zones, however, is independent of these, but dependent on host grain size with thicker CDB zones forming in coarser sand/sandstone.
3. CDB zones grow by a proportional increase of thickness with displacement due to the addition of new individual bands within the zone, corresponding to a work-hardening process at the scale of the zone. As thickness achieves a certain value on the order of ~ 10 cm, the generation of additional bands does not continue in proportion to thickness growth. In these larger CDB zones, the new outer bands are generated further and further into the host sand away from the zone. Hardening processes cease to dominate for these larger CDB zones, and further deformation occurs with clustering of CDB zones followed in some cases by generation of the larger-displacement ultracataclastic faults and discrete slip surfaces which grow with increasing localisation of deformation.

Acknowledgements

The first author was supported by a doctorate student MRT stipend from the French Ministry for Higher Education and

Research. Access to the active quarries was granted by the operating company SIFRACO who is gratefully acknowledged. Thorough reviews by Geoffrey Rawling and Richard Schultz helped clarify much of the text, and we are also grateful to Zoe Shipton for editorial guidance.

References

- Antonellini, M., Aydin, A., 1994. Effect of faulting on fluid flow in porous sandstones: petrophysical properties. American Association of Petroleum Geologists Bulletin 78, 335–377.
- Antonellini, M., Aydin, A., 1995. The effect of faulting on fluid flow in porous sandstones: geometry and spatial distribution. American Association of Petroleum Geologists Bulletin 79, 642–671.
- Antonellini, M.A.A., Aydin, A., Pollard, D.D., 1994. Microstructure of deformation bands in porous sandstones at Arches National Park, Utah. Journal of Structural Geology 16, 941–959.
- Aydin, A., 1978. Small faults formed as deformation bands in sandstones. Pure and Applied Geophysics 116, 913–930.
- Aydin, A., Johnson, D., 1978. Development of faults as zones of deformation bands and as slip surfaces in sandstone. Pure and Applied Geophysics 116, 931–942.
- Aydin, A., Johnson, D., 1983. Analysis of faulting in porous sandstones. Journal of Structural Geology 5, 19–31.
- Aydin, A., Borja, R.I., Eichhubl, P., 2006. Geological and mathematical framework for failure modes in granular rock. Journal of Structural Geology 28, 83–98.
- Bolton, M.D., McDowell, G.R., 1997. Clastic mechanics. In: Fleck, N.A., Cocks, A.C.F. (Eds.), IUTAM Symposium on Mechanics of Granular and Porous Materials. Kluwer, Dordrecht, pp. 35–46.
- Cundall, P.A., 1989. Numerical experiments on localization in frictional materials. Ingenieur-Archiv 59, 148–159.
- Davis, G.H., 1999. Structural geology of the Colorado Plateau regional of southern Utah, with special emphasis on deformation bands. Geological Society of America Special Paper 342.
- Debrand-Passard, S., Courbouleix, S., Lienhardt, M.J., 1984. Synthèse géologique du Sud-Est de la France. Mémoire du Bureau de Recherches Géologiques et Minières, (BRGM), 125, Orleans, France.
- Delfaud, J., Dubois, P., 1984. Le bassin du Sud-Est. In: Gubler, Y. (Ed.), Dynamique des bassins sédimentaires. Livre jubilaire BRGM, Orleans, France.
- Du Bernard, X., Eichhubl, P., Aydin, A., 2002a. Dilation bands: a new form of localized failure in granular media. Geophysical Research Letters 29, 2176. doi:10.1029/2002GL015966.
- Du Bernard, X., Labaume, P., Darcel, C., Davy, P., Bour, O., 2002b. Cataclastic slip band distribution in normal fault damage zones, Nubian sandstones, Suez rift. Journal of Geophysical Research 107, 103–114.
- Evans, J.P., 1990. Thickness–displacement relationships for fault zones. Journal of Structural Geology 12, 1061–1065.
- Fossen, H., Odinsen, T., Færseth, R.B., Gabrielsen, R.H., 2000. Detachments and low-angle faults in the northern North Sea rift system. In: Nøttvedt, A. (Ed.), Dynamics of the Norwegian margins. Special Publications, Geological Society, London, vol. 167, pp. 105–131.
- Fossen, H., Schultz, R.A., Shipton, Z.K., Mair, K., 2007. Deformation bands in sandstone: a review. Journal of the Geological Society of London 164, 755–769.
- Fowles, J., Burley, S., 1994. Textural and permeability characteristics of faulted, high porosity sandstones. Marine and Petroleum Geology 11, 608–623.
- Gallagher Jr., J.J., Friedman, M., Handin, J., Sowers, G.M., 1974. Experimental studies relating to microfracture in sandstone. Tectonophysics 21, 203–247.
- Hobbs, B.E., Mühlhaus, H.-B., Ord, A., 1990. Instability, softening and localization of deformation. In: Knipe, R.J., Rutter, E.H. (Eds.), Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics. Geological Society Special Publications, vol. 54, pp. 143–165.
- Hull, J., 1988. Thickness–displacement relationships for fault zones. Journal of Structural Geology 10, 431–435.
- Jamison, W.R., Stearns, D.W., 1982. Tectonic deformation of Wingate Sandstone, Colorado National Monument. American Association of Petroleum Geologists Bulletin 66, 2584–2608.
- Johansen, T.E.S., Fossen, H., 2008. Internal geometry of fault damage zones in interbedded siliclastic sediments. In: Wibberley, C.A.J., Kurz, W., Imber, J., Holdsworth, R.E., Collettini, C. (Eds.), The Internal Structure of Fault Zones: Implications for Mechanical and Fluid-Flow Properties. Geological Society Special Publication, vol. 299, pp. 34–55.
- Mair, K., Main, I., Elphick, S., 2000. Sequential growth of deformation bands in the laboratory. Journal of Structural Geology 22, 25–42.
- Mandl, G., 1988. Mechanics and Tectonics of Faulting: Models and Basic Concepts. Elsevier, Amsterdam.
- Mandl, G., de Jong, L.N.J., Maltha, A., 1977. Shear zones in granular material. Rock Mechanics 9, 95–144.
- Manzocchi, T., Ringrose, P.S., Underhill, J.R., 1998. Flow through fault systems in high-porosity sandstones. In: Coward, M.P., Daltaban, T.S., Johnson, H. (Eds.), Structural Geology in Reservoir Characterisation. Geological Society, London, Special Publications, vol. 127, pp. 65–82.
- Matthäi, S.K., Aydin, A., Pollard, D.D., Roberts, S.G., 1998. Numerical simulation of departures from radial drawn in faulted sandstone reservoirs with joints and deformation bands. In: Jones, G., Fisher, Q., Knipe, R.J. (Eds.), Faulting, Fault

- Sealing and Fluid Flow in Hydrocarbon Reservoirs. Geological Society, London, Special Publications, vol. 147, pp. 157–192.
- Okubo, C.H., Schultz, R.A., 2005. Evolution of damage zone geometry and intensity in porous sandstone: insight gained from strain energy density. *Journal of the Geological Society of London* 162, 939–950.
- Okubo, C.H., Schultz, R.A., 2006. Near-tip stress rotation and the development of deformation band stepover geometries in mode II. *Geological Society of America Bulletin* 118, 343–348.
- Priest, S.D., Hudson, J.A., 1981. Estimation of discontinuity spacing and tracing length using scanline survey. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences and Geomechanics Abstracts* 18, 183–197.
- Robertson, E.C., 1983. Relationship of fault displacement to gouge and breccia thickness. *Mining Engineering* 35, 1426–1432.
- Sallet, E., 2009. La localisation de la déformation dans les grès poreux: caractérisation d'un analogue de réservoir faillé dans le Bassin du Sud-Est, Provence, France. Doctorate thesis, University of Nice-Sophia Antipolis, France, 273 p.
- Shipton, Z.K., Cowie, P.A., 2001. Damage zone and slip-surface evolution over μm to km scales in high-porosity Navajo sandstone, Utah. *Journal of Structural Geology* 23, 1825–1844.
- Shipton, Z.K., Evans, J.P., Thompson, L.B., 2005. The geometry and thickness of deformation-band fault core and its influence on sealing characteristics of deformation-band fault zones. In: Sorkhabi, R., Tsuji, Y. (Eds.), *Faults, Fluid Flow and Petroleum Traps*. American Association of Petroleum Geologists Memoir, vol. 85, pp. 181–195.
- Scholz, C.H., 1987. Wear and gouge formation in brittle faulting. *Geology* 15, 493–495.
- Schultz, R.A., Fossen, H., 2002. Displacement–length scaling in three dimensions: the importance of aspect ratio and application to deformation bands. *Journal of Structural Geology* 24, 1389–1411.
- Schultz, R.A., Balasko, C.M., 2003. Growth of deformation bands into echelon and ladder geometries. *Geophysical Research Letters* 30, 2033. doi:10.1029/2003GL018449.
- Schultz, R.A., Siddharthan, R., 2005. A general framework for the occurrence and faulting of deformation bands in porous granular rocks. *Tectonophysics* 411, 1–18.
- Schuessler, S., Gueydan, F., Davy, P., 2005. Brittle–ductile coupling: role of ductile viscosity on brittle fracturing. *Geophysical Research Letters* 32, L10308. doi:10.1029/2004GL022272.
- Torabi, A., Braathen, A., Cuisiat, F., Fossen, H., 2007. Shear zones in porous sand: insights from ring-shear experiments and naturally deformed sandstones. *Tectonophysics* 437, 37–50.
- Underhill, J.R., Woodcock, N.H., 1987. Faulting mechanisms in high porosity sandstones; New Red Sandstone, Arran, Scotland. In: Jones, M.E., Preston, R.M.F. (Eds.), *Deformation of Sediments and Sedimentary Rocks*. Geological Society, London, Special Publications, vol. 29, pp. 91–105.
- Wibberley, C.A.J., Petit, J.P., Rives, T., 2000. Mechanics of cataclastic 'deformation band' faulting in high-porosity sandstone, Provence. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris* 331, 419–425.
- Wibberley, C.A.J., Petit, J.P., Rives, T., 2007. The mechanics of fault distribution and localization in high porosity sands, Provence, France. In: Lewis, H., Couples, G.D. (Eds.), *The Relationship between Damage and Localisation*. Geological Society, London, Special Publication, vol. 289, pp. 19–46.
- Wibberley, C.A.J., Yielding, G., DiToro, G., 2008. Recent advances in the understanding of fault zone internal structure: a review. In: Wibberley, C.A.J., Kurz, W., Imber, J., Holdsworth, R.E., Collettini, C. (Eds.), *The Internal Structure of Fault Zones: Implications for Mechanical and Fluid-Flow Properties*. Geological Society Special Publication, vol. 299, pp. 5–33.
- Wong, T.-F., David, C., Zhu, W., 1997. The transition from brittle faulting to cataclastic flow in porous sandstones: mechanical deformation. *Journal of Geophysical Research* 102, 3009–3025.

3.3 Conclusion

Au cours de ce chapitre, nous avons mené une étude de terrain détaillée et systématique sur des affleurements de très bonne qualité de sables et de grès de haute porosité dans le Bassin du Sud-Est. La déformation qui affecte les grès et sables s'exprime ici par la présence de nombreuses *Bandes de Déformation Cataclastiques* (BDCs) et de quelques *failles matures ultracataclastiques*. Le but de cette étude détaillée d'analogues de réservoirs de terrain étant de déterminer les facteurs qui contrôlent la localisation de la déformation, d'évaluer ces différents facteurs et de comprendre le mode d'évolution des structures déformées.

Nous avons présenté quelques exemples de structures déformées au sein des sables et des grès du Bassin du Sud-Est, ainsi que la classification des différents objets qui a été établie pour l'ensemble de l'étude. Nous avons établi une dichotomie entre (1) *les bandes de déformation cataclastiques* ; (2) *les failles majeures* ; (3) *les bandes de compaction*. Au sein même de la catégorie des structures les plus présentes, de type *bandes de déformation cataclastiques*, nous avons différencié en fonction de leur épaisseur et de leur niveau de complexité : (i) *les BDCs à brin unique* ; (ii) *les BDCs à brins multiples* ; (iii) *les clusters de BDCs*.

Dans le but de répondre aux questions précédemment posées, nous avons procédé à une étude de terrain systématique, avec la réalisation d'une cartographie précise de la déformation et la mise en place de relevés linéaires sous forme de *scan-lines*. Les résultats et conclusions issus de cette étude de terrain sont présentés sous la forme d'une note en anglais, intitulée « *Evolution of cataclastic faulting in high-porosity sandstone, Bassin du Sud-Est, Provence, France* », acceptée sous conditions de corrections dans la revue *Journal of Structural Geology*. Cette étude systématique de la distribution de la déformation dans les analogues de grès et de sables du Bassin du Sud-Est a mené aux conclusions suivantes : (1) *La croissance des système de faille et la distribution de la déformation sont très fortement influencées par la cinématique* ; (2) *L'évolution d'une structure individuelle est fonction de son échelle, de sa granulométrie initiale mais aussi de la lithologie de la roche mère*. De façon plus précise, nous avons montré que :

- Le site des grès d'Orange montre une déformation importante, avec une forte densité de BDCs conjuguées à cinématique inverse sur une distance de plus de 250 mètres, sans relation avec une faille mature et donc mis en place en dehors d'un contexte de *damage zone*. Cette population de structures s'est formée selon deux groupes de structures conjuguées au cours du même évènement tectonique, la première phase inhibant la propagation de la seconde.
- Les affleurements de sable de Bédoin et du Massif d'Uchaux montrent une répartition de la déformation plus hétérogène, mise en place essentiellement en contexte extensif. Ces affleurements expriment une déformation modérée à faible, de type *bruit de fond*, à laquelle se superposent des zones de *cluster* qui localisent une grande partie de la

déformation. Des plans de glissement peuvent apparaître au centre ou aux extrémités de ces *clusters*.

- La croissance d'une BDC se produit par addition du nombre de brins déformés sur les bords de la bande, correspondant à un processus de croissance de type hardening. Au-delà d'une épaisseur proche de 10 cm, le processus de hardening cesse d'être dominant, on observe alors une augmentation du déplacement sans ajout de brins déformés, une localisation de la déformation et des structures très fortement cataclastiques.

Au cours de ce chapitre, nous avons donc mis en évidence les modes de distribution de la déformation à l'échelle de l'affleurement et montré que la cinématique joue un rôle majeur dans la distribution et la localisation de la déformation. Nous avons également montré que les processus de croissance d'une structure sont fonction de son échelle. Il convient donc à présent d'analyser les processus de croissance de ces structures à une échelle plus détaillée, afin d'identifier les micromécanismes qui entrent en jeu lors de la croissance et de la propagation des BDCs et des failles matures. Ceci sera l'objet du prochain chapitre (Chapitre 4), puis nous procéderont ultérieurement à l'évaluation de l'impact de telles structures sur la perméabilité (Chapitre 5).

Chapitre 4

Aspects microstructuraux d'évolution et de croissance de la déformation

Au cours des chapitres précédents, nous avons tout d'abord effectué une présentation globale du contexte géologique du Bassin du Sud-Est, puis donné une description détaillée des trois sites d'étude sélectionnés (Chapitre 2). Nous avons ensuite présenté une étude de terrain détaillée, établissant un recensement ainsi qu'une caractérisation complète des structures déformées présentes sur les différents sites choisis (Chapitre 3).

Les objets déformés de type BDCs qui affectent les roches granulaires telles que les sables et les grès présentent une importante variation des propriétés physiques de la roche au sein de la zone déformée. Ces structures sont notamment caractérisées par une importante réduction de la granulométrie ainsi que de la porosité (Aydin et Johnson, 1983 ; Antonellini et al., 1994 ; Cashman et Cashman, 2000 ; Wibberley et al., 2000 ; Shipton et al., 2002 ; Du Bernard et al., 2002b ; Fossen et al., 2007 ; Wibberley et al., 2007). Si de nombreuses études ont déjà permis d'étudier les propriétés microstructurales des BDCs, il existe en revanche peu de données complètes correspondant à un même site d'étude.

Au cours de ce chapitre, nous proposons donc de réaliser une étude microstructurale détaillée, utilisant plusieurs méthodes distinctes, toutes appliquées aux mêmes sites d'étude et aux mêmes échantillons. Nous avons ainsi réalisé cette étude sur des prélèvements provenant des affleurements des grès d'Orange ainsi que des sables de Bédoin et du Massif d'Uchaux. Les échantillons prélevés recouvrent également une large gamme de structures, de cinématiques et de lithologie distinctes. Au cours de ce chapitre, nous tâcherons de répondre aux questions suivantes :

Quelles sont les microstructures caractéristiques de la déformation au sein des objets déformés ? Ces structures sont-elles dépendantes des différents facteurs, tels que la granulométrie ou la cohésion de la roche saine, ou bien du type d'objet déformé ?

Quelles sont les implications pour les micromécanismes de la déformation ?

Quelles sont les valeurs de réduction de la granulométrie et de la porosité à l'intérieur des objets déformés ? Quels sont les facteurs principaux qui contrôlent cette évolution ?

Afin de répondre au mieux à ces questions, nous organiserons notre étude selon trois axes principaux. Dans la première section du chapitre, nous proposons une étude détaillée des microstructures observables en lames minces correspondant à plusieurs catégories d'objets prélevés dans les sables et les grès. La seconde section du chapitre sera consacrée à une étude statistique de la porosité et de la granulométrie. Cette étude sera réalisée sur les lames minces précédemment observées, et ce grâce à l'utilisation d'un logiciel de comptage systématique. Enfin, la dernière partie du chapitre sera consacrée à une étude granulométrique précise, réalisée par méthode de diffractométrie laser sur une grande quantité d'échantillons.

4.1 Analyse microstructurale multi échelle de la zone de faille

Dans cette section, nous allons présenter l'analyse microstructurale sous microscope électronique à balayage (MEB) que nous avons pratiqué sur les grès et les sables du Bassin du Sud-Est. Les observations ont été réalisées sur 35 clichés MEB provenant de 9 échantillons prélevés dans les grès cohésifs d'Orange et des sables peu cohésifs de Bédoin et du Massif d'Uchaux. Pour chaque lithologie, nous avons observé différentes échelles de structures, depuis la bande de déformation fine à brin unique jusqu'à la zone de faille ultracataclastique. Nous ne présentons ici que quelques échantillons, représentatifs des différents types de structures étudiées dans les deux lithologies rencontrées.

4.1.1 Objectif des observations

Lors des précédents chapitres, nous avons montré que les sables et les grès du Bassin du Sud-Est sont affectés par des déformations nombreuses et d'échelle extrêmement variées. Nous avons montré qu'il existe des structures déformées de type BDCs, qui peuvent être composées de un à quelques dizaines de brins déformés. Ces structures sont présentes soit de manière isolée soit groupées au sein de clusters. Mais il existe également des structures beaucoup plus grandes : les larges failles ultracataclastiques, souvent postérieures à la mise en place des BDCs.

Lors de cette section du Chapitre 4, nous proposons de réaliser une étude microstructurale multi-échelles, tant au niveau de l'échelle des structures que de l'échelle d'observation. L'objectif de ces observations est ainsi de déterminer les structures et microstructures associées à chaque type de déformation et de lithologie. L'enjeu principal de l'étude est alors de déterminer d'une part les microprocessus mis en jeu lors de l'initiation et de la propagation des structures et d'autre part les facteurs mis en jeu lors de la déformation.

4.1.2 Cas des grès cohésifs d'Orange

Les grès de la carrière du quartier de l'Etang, à Orange, sont caractérisés par la présence d'un ciment siliceux entre les grains qui a pour effet d'augmenter la cohésion du matériel. Cependant, ce ciment siliceux n'occupe qu'une faible part des espaces intergranulaires disponibles, permettant ainsi d'obtenir un grès cohésif de forte porosité. Ce ciment siliceux qui permet la cohésion des grains entre eux engendre également une inhibition des processus de glissement grains sur grains. Dans ce cas, la concentration des contraintes aux points de contact entre les grains peut être suffisamment forte pour créer des fractures intragranulaires.

L'initiation et la propagation de ces fractures ont été largement étudiées au travers de la théorie de Hertz, qui étudie le contact entre deux sphères (Gallagher et al., 1974 ; Aydin, 1978 ; Gallagher, 1987 ; Du Bernard et Maerten, 2001).

Dans le but de mieux comprendre l'évolution microstructurale des BDCs et des larges failles dans des grès cohésifs de forte porosité, nous avons effectué des observations microstructurales sur une large gamme d'échantillons.

Nous présentons les observations effectuées sur : (1) une BDC fine à brin unique ; (2) des BDCs multi brins, avec un déplacement sur les structures compris entre 1 et 10 cm ; (3) la zone de faille normale tardive présentant un rejet de 10 mètres.

4.1.2.1 Bande de déformation à brin unique

Plusieurs échantillons de BDCs à brin unique ont été analysés. La figure 4.1 montre différents clichés MEB, à plusieurs échelles, pris sur l'échantillon référencé OR15. L'échantillon OR15 est une BDC à brin unique prélevée dans les grès cohésifs et de forte porosité de la carrière du quartier de l'Etang, à Orange. L'épaisseur de la structure est de 2 millimètres.

La figure 4.1 (a) est un photomontage de clichés MEB, qui permet d'obtenir une vue d'ensemble de la structure déformée. On y distingue nettement la bande de déformation, visible de par la réduction de la taille des pores et des grains. De part et d'autre de la bande déformée, signalée par un tracé en pointillé sur le cliché, on distingue la roche saine qui présente des grains non déformés et des pores non réduits.

La figure 4.1 (b) est un agrandissement de l'échantillon OR 15, pris dans la zone déformée. Sur ce second cliché, l'initiation de la fracturation intragranulaire au niveau des points de contacts entre les grains est clairement visible. On observe très bien des grains fracturés et des fragments. Ces derniers résultent de la fracturation, ils ont migré et comblé les pores, ayant pour effet de diminuer nettement la porosité surfacique au niveau de la zone déformée. Le brin déformé a une épaisseur de 3 à 4 grains, au-delà de ce nombre il n'existe plus de fractures intragranulaires. Ce brin est une zone irrégulière, qui présente des déviations en plusieurs points. Les micro-fractures sont ainsi guidées par les arrangements et les surfaces de contact intergranulaires.

La figure 4.1 (c) présente quant à elle un agrandissement à l'échelle du grain. On remarque plusieurs grains affectés par des fractures intragranulaires initiées sur les points de contact entre les grains.

4.1.2.2 Bande de déformation à brins multiples

Les BDCs à brins multiples constituent une large part des structures présentes dans les grès et les sables de haute porosité. Ces structures peuvent présenter de 2 à 3 brins pour les plus fines jusqu'à plus de 20 brins pour les plus épaisses. Cependant, il est parfois difficile à l'oeil nu de différencier chaque brin appartenant à une même structure. Sur l'affleurement, il est possible d'identifier des zones de roche saine entre les brins déformés, qui peuvent être plus ou moins espacés les uns des autres.

Nous avons effectué plusieurs observations sur les BDCs à brins multiples. Les figures 4.2 et 4.3 correspondent aux observations effectuées sur la BDCs à brins multiples référencée

OR2, d'épaisseur moyenne 1,5 cm. La structure OR 2 présente à l'œil nu un minimum de 5 brins distincts.

La figure 4.2 (a) est un photomontage de plusieurs clichés MEB qui permet de visualiser la structure OR2 dans sa globalité. La direction de glissement est représentée par les lignes pointillées rouges. La structure déformée est au centre du cliché, de part et d'autre, on identifie la roche saine avec des grains intacts et une porosité importante. A l'intérieur de la structure, au centre du cliché on remarque des zones de matériel moins déformé, intercalées entre les brins. Cependant, les brins ne correspondent pas à des surfaces régulières et rectilignes, il existe au contraire une coalescence entre les différents brins.

La figure 4.2 (b) permet de caractériser à plus petite échelle la fracturation intragranulaire et le comblement des pores par les micro-fragments issus de la fracturation des grains sains. La réduction de porosité généralisée est essentiellement due à ce phénomène de comblement par les éléments issus de la fracturation, et suggère une composante en compaction durant le mouvement. La plupart des gros grains sont fracturés en fragments, montrant l'occurrence du « Hertzian Fracturing », avec une initiation secondaire des fractures sur les surfaces de contact intergranulaires.

Un bon exemple de « Hertzian Fracturing » entre deux grains de quartz adjacents est visible en figure 4.3 (a). Sur ce cliché MEB en cathodoluminescence on distingue deux grains fracturés et divisés en fragments. De plus on identifie les points de contact intergranulaire et d'initiation des différentes fractures ainsi que la présence d'un ciment de quartz au niveau de ce point de contact. Cette cimentation partielle est ainsi postérieure au phénomène de « Hertzian Fracturing ». De plus, il n'est pas observé de structures de type pression / dissolution. Il est alors possible d'envisager que la présence du ciment de quartz est issue d'une précipitation de fluides durant la déformation continue le long de la structure. Cette hypothèse est d'autant plus accréditée par le fait que la réduction de porosité issue de la déformation et de la compaction inhibe les mouvements de fluides le long de cette BDC.

Un second exemple de « Hertzian Fracturing » est montré en figure 4.3 (b). Sur ce cliché on observe un grain fracturé présentant en son centre des micro-fragments, avec cependant une fracturation initiale selon des surfaces parallèles. Ceci est un bon exemple du développement et de la généralisation des fractures initiées aux points de contact à l'ensemble du grain.

4.1.2.3 Faille majeure

Une large faille majeure tardive est visible dans la partie nord du site étudié. Contrairement aux BDCs précédemment observées, cette structure présente de réelles surfaces de glissement. Cette faille tardive recoupe l'ensemble des BDCs antérieures selon un jeu normal, avec un rejet évalué à 10 mètres.

La figure 4.4 (a) montre un photomontage de clichés MEB d'échantillons provenant de la zone de faille. On identifie la présence d'une « matrice » constituée de micro-fragments et de clastes plus gros, qui sont des grains quasi intacts.

Sur un agrandissement de cette « matrice » cataclastique (figure 4.4 (b)) la plupart des éléments sont des fragments angulaires de taille similaire, proche de 10 à 20 μm . Il existe également une fraction d'éléments plus fins, mais difficiles à reconnaître sur les clichés MEB. Nous constatons également qu'il existe une porosité surfacique non négligeable, et ce en raison de l'absence de cimentation entre les fragments.

Ces observations permettent de distinguer deux types de mécanismes différents de fracturation : (1) la fracturation intragranulaire ou fragmentation, qui produit une réduction de la taille des grains de 2 à 4 fois ; (2) la granulation, qui écrase littéralement les grains déjà fracturé, en produisant une « matrice » constituée de micro-fragments.

On remarque dans la partie droite du cliché 4.4 (a) un secteur présentant un matériel ultrafin. Cette zone ultracataclastique semble être un plan de localisation du déplacement, à proximité immédiate d'un claste de grande taille. Cette hypothèse est accréditée par la différence de rhéologie entre le claste rigide et la « matrice » ultracataclastique et non cimentée au sein de laquelle la déformation va préférentiellement se localiser. Un agrandissement de cette zone (figure 4.4 (c)) montre la concentration en fragments ultracataclastiques, localisés selon un plan parallèle au claste de grande taille.

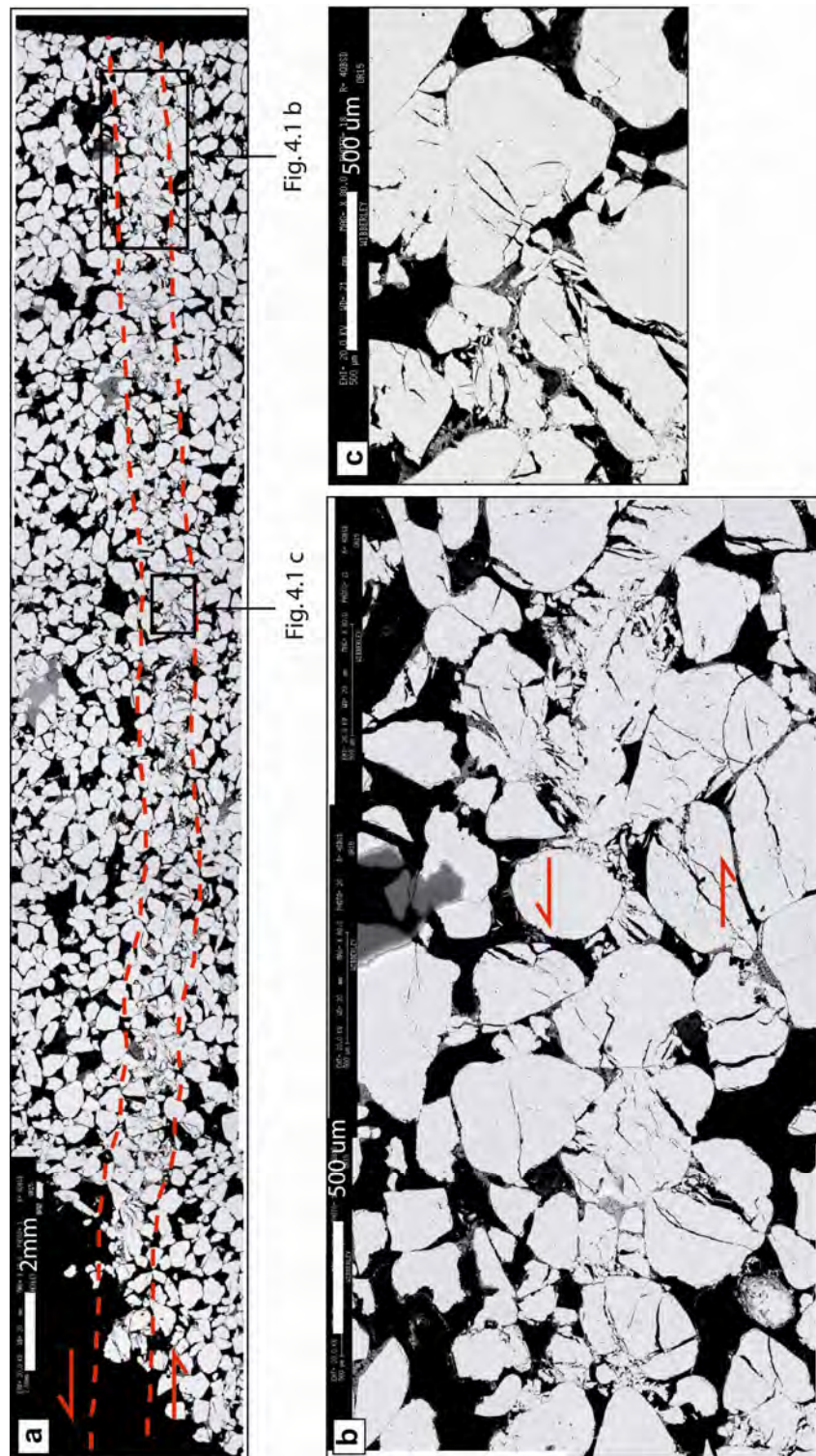


Figure 4.1 – Clichés MEB à différentes échelles de l'échantillon OR 15, montrant une BDC à brin unique dans les grès d'Orange. (a) Photomontage représentant la totalité de l'échantillon (OR15-1). Les lignes pointillées rouges représentent les limites de la zone déformée. (b) Agrandissement de la zone déformée de l'échantillon OR 15, montrant les fractures intragranulaires (OR15-4). (c) Agrandissement de la BDC à brin unique OR 15 montrant l'initiation de la fracturation intragranulaire au niveau des points de contact entre les grains (OR15-3).

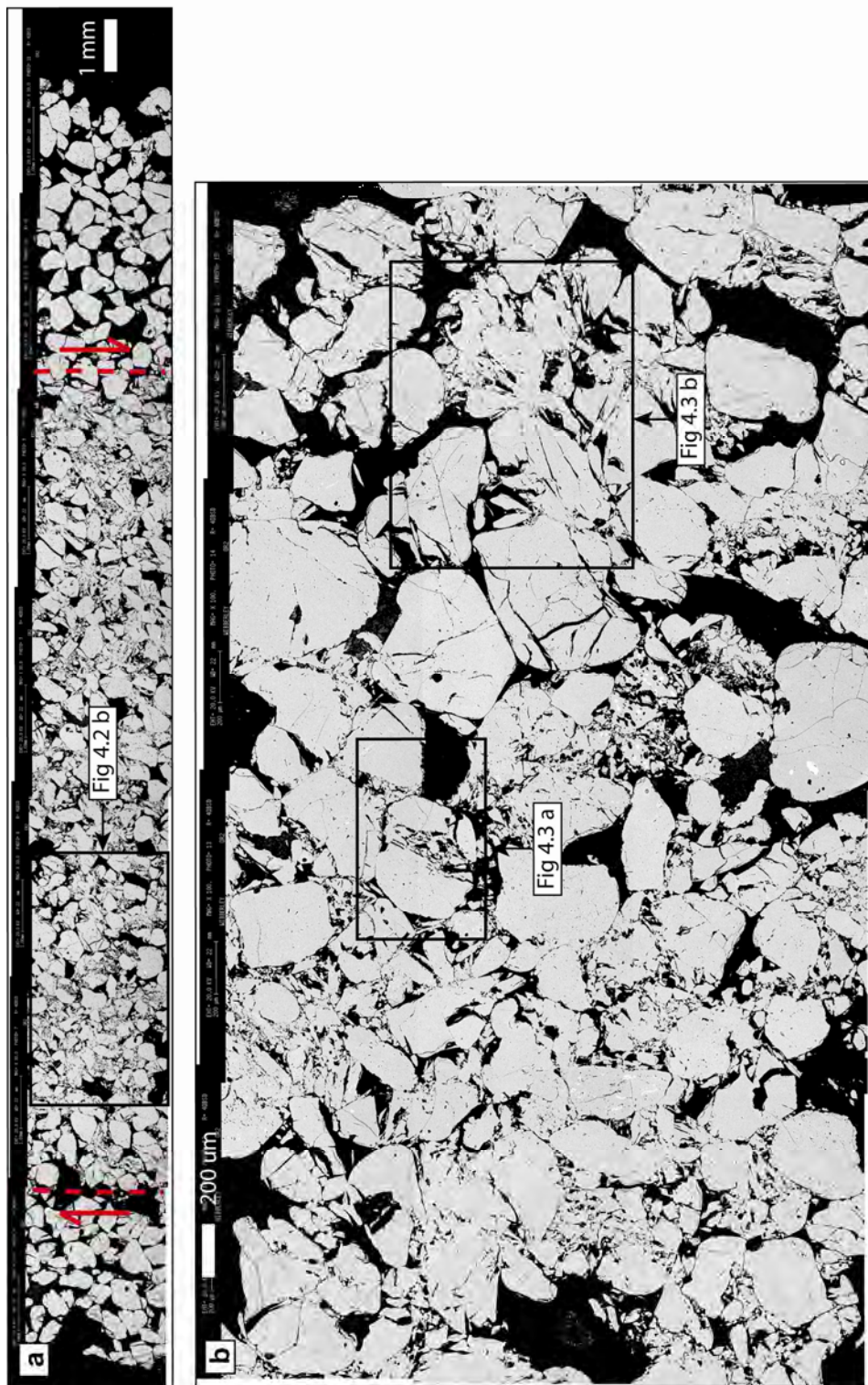


Figure 4.2 – Clichés MEB à différentes échelles de l'échantillon OR 2, montrant une BDC à brins multiples dans les grès d'Orange. (a) Photomontage représentant la totalité de l'échantillon (OR2-1). Les lignes pointillées rouges représentent les limites de la zone déformée. (b) Agrandissement d'une partie de la zone déformée de l'échantillon de BDC à brins multiples OR 2 (OR2-2a), montrant les fractures intragranulaires et la réduction de la taille des pores.

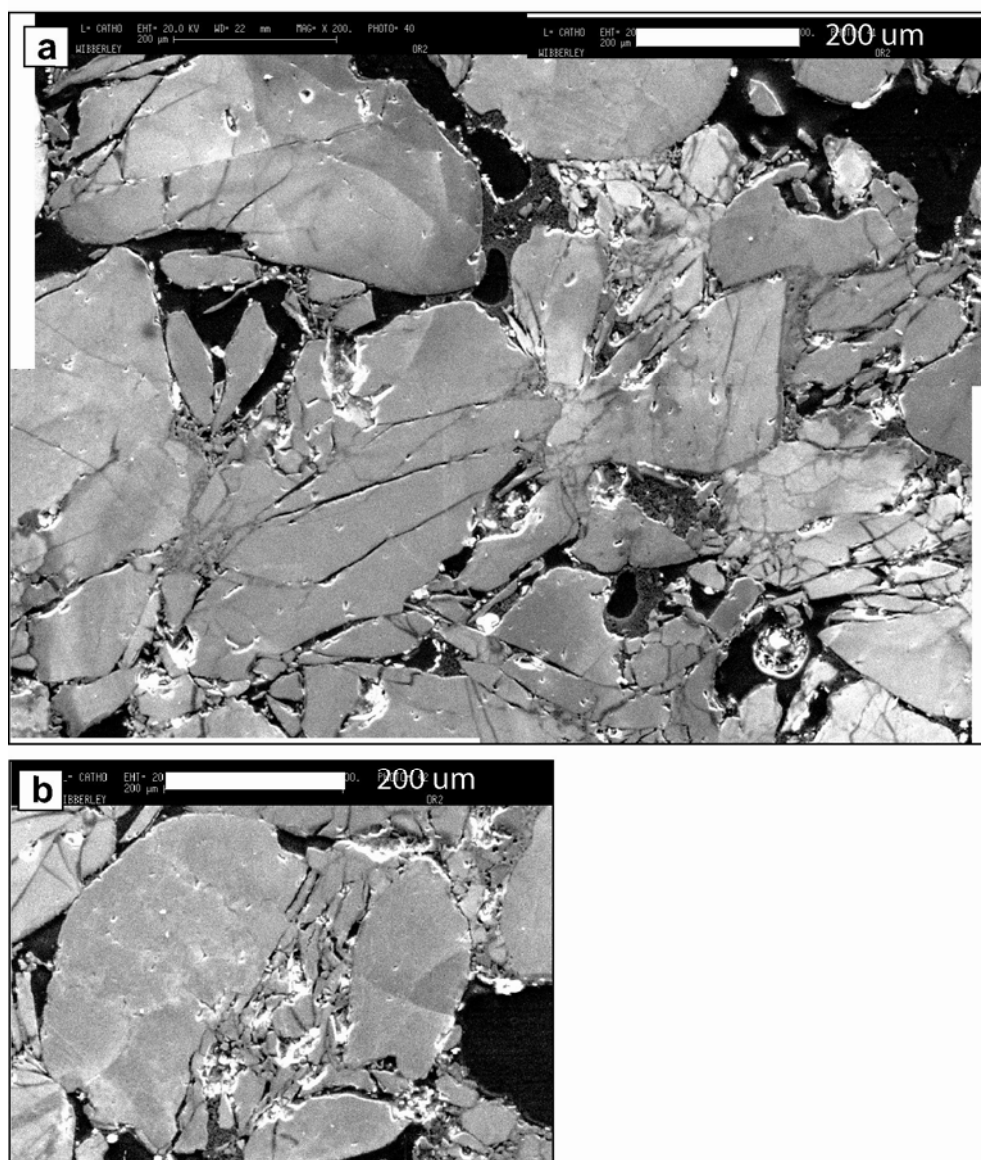


Figure 4.3 – Agrandissements à l'échelle du grain dans la zone déformée de l'échantillon de BDC à brins multiples OR2. Localisation des clichés sur la lame mince en figure 4.2 (b). (a) Cliché MEB en cathodoluminescence (OR2-4) montrant la fracturation de type « Hertzian Fracturing » entre deux grains adjacents, avec initiation des fractures sur la surface de contact intergranulaire. Les microfractures sont en partie comblées par une faible proportion de ciment de quartz. (b) Cliché MEB en cathodoluminescence (OR2-5) d'un grain de quartz fracturé dans la BDC à brins multiples OR2.

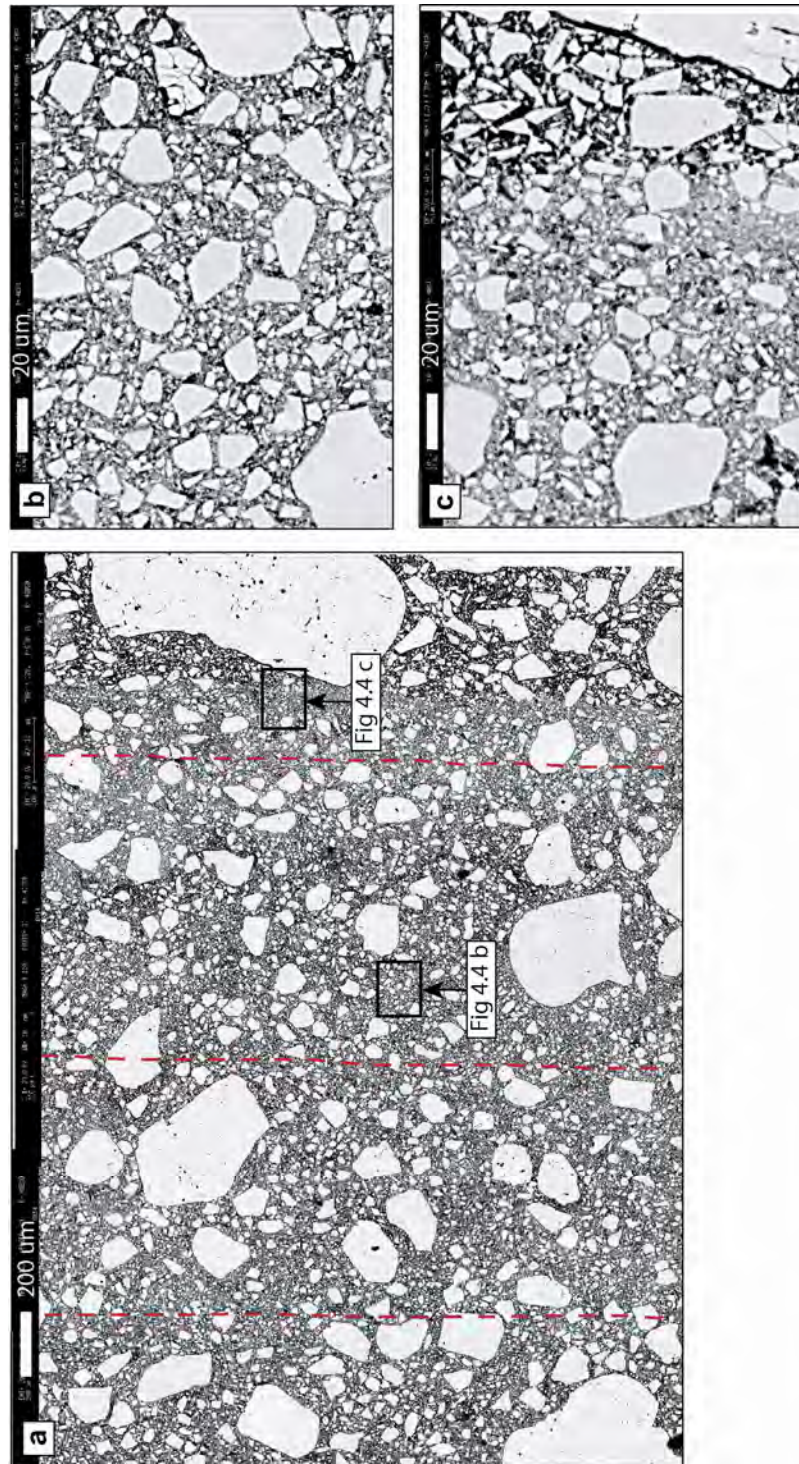


Figure 4.4 – Clichés MEB à différentes échelles de l'échantillon OR 14, prélevé dans une zone de faille majeure avec un rejet normal de 10 mètres, dans les grès d'Orange (faille normale présentée en figure 3.7). (a) Photomontage de clichés MEB d'une partie de l'échantillon OR 14 (OR14-c). (b) Photomontage de clichés MEB (OR14-c1) montrant en détail la distribution de taille des fragments cataclastiques issus de la zone de faille mature OR 14. (c) Photomontage de clichés MEB (OR14-c2) montrant la concentration de matériel ultrafin le long d'une zone de glissement adjacente à un grand claste de quartz. Les lignes pointillées rouges représentent la direction parallèle à la faille.

4.1.3 Cas des sables peu cohésifs du massif d'Uchaux et Bédoin

Des sables de très faible cohésion et de forte porosité ont été étudiés sur deux sites distincts. Les prélèvements ont été réalisés dans la carrière de Boncavaï, dans le massif d'Uchaux, ainsi que sur les carrières du Cros et « Sifracco » à Bédoin.

Les sables du Bassin du Sud-Est présentent une cohésion faible à très faible, due à l'absence de cimentation entre les grains. Cette absence de ciment dans les espaces intergranulaires a pour conséquence de favoriser les processus de déformation de type glissement et rotation grain sur grain. Ces processus sont donc très différents du « Hertzian Fracturing » qui se produit plus particulièrement dans les grès cohésifs. Dans le cas où les glissements et les rotations de grains accommodent la déformation, la fracturation n'affectera que rarement des grains dans leur globalité. En effet, dans cette lithologie très peu cohésive, les fragments seront préférentiellement produits par une érosion au pourtour des grains. On constate cependant la présence modérée d'une fracturation intragranulaires, différente du « Hertzian Fracturing ». Cette fracturation peut survenir lors de la compaction, lorsque les mouvements de rotation sont amoindris par la diminution de la porosité ou par l'augmentation des contraintes.

Afin de mieux comprendre l'évolution microstructurale des BDCs et des failles majeures dans les sables de forte porosité, nous avons effectué des observations microstructurales sur une large gamme d'échantillons. Dans les paragraphes suivants nous présentons les cas d'une BDC fine à brin unique ; de BDCs multi-brins cimentées et non cimentées, avec un déplacement sur les structures compris entre 1 et 10 cm ; le cas d'une large zone de cluster de BDCs ; et pour terminer le cas d'une large faille majeure.

4.1.3.1 Bande de déformation à brin unique

Nous avons réalisé plusieurs observations d'échantillons de BDCs à brin unique prélevées dans les sables de Bédoin et du Massif d'Uchaux. La figure 4.5 montre plusieurs clichés MEB à différentes échelles pris sur l'échantillon BED10, provenant de la carrière « Sifracco » au sud de Bédoin. Cet échantillon présente une BDC à brin unique et à jeu inverse. Notons que sur l'affleurement, il est possible d'observer des dépôts d'oxydes au dessus de cette structure, qui joue donc le rôle de barrière à la percolation des fluides récents.

Le photomontage de clichés MEB en figure 4.5 (a) représente une vue d'ensemble de la structure à brin unique BED10. Celle-ci, située au centre du cliché, est nettement identifiable par la réduction de taille des pores et des grains en comparaison avec la roche saine située de part et d'autre. Le brin déformé contient des fragments cataclastiques et des grains de taille très variable. La structure rectiligne se distingue nettement sur une largeur de 1,5 mm. Contrairement aux cas précédemment observés dans les grès d'Orange, le phénomène de « Hertzian Fracturing » est ici peu représenté. On rencontre au contraire de gros grains, ronds, rarement anguleux, qui sont accompagnés de fragments de taille assez fine. Les fragments néoformés sont issus des phénomènes de glissement et de rotation qui permettent d'accommoder la déformation dans ce milieu peu cohésif. Nous pouvons également noter la

présence de fractures intragranulaires au niveau de la roche saine de part et d'autre du brin déformé. Nous interprétons la présence de ces fractures comme des zones d'initiation de nouveaux brins. Il est intéressant de noter que ces brins en formation se génèrent dans le sable sain, parallèlement au brin existant et à une distance équivalente à 4 à 8 fois le diamètre moyen des grains

L'agrandissement de la zone déformée en figure 4.5 (b) permet de visualiser en détail la répartition de taille de grains dans le brin. Ce cliché suggère que les processus de déformation dominants sont des glissements grains sur grains, qui provoquent une usure et une érosion en bordure des gros grains, avec la formation de fragments cataclastiques de petite taille.

4.1.3.2 Bande de déformation à brins multiples non cimentée

Les bandes de déformation non cimentées à brins multiples constituent une large part des structures présentes sur les différents affleurements de sables non cohésifs étudiés. L'échantillon BED7 correspond à l'intersection de deux BDCs multi-brins conjugués présentant un jeu inverse.

Le photomontage de clichés MEB en figure 4.6 (a) montre la zone d'intersection des BDCs. Dans la zone déformée, on observe une importante réduction de la porosité par rapport à la roche saine située de part et d'autre de la structure. A l'intérieur de cette zone déformée, nous identifions une répartition granulométrique bimodale. La première phase est constituée de gros grains intacts, tandis que la seconde est formée par les fragments ultracataclastiques qui engendrent la réduction de porosité.

Cette répartition bimodale des grains est bien visible sur l'agrandissement de la zone déformée en figure 4.6 (c). Ce même cliché permet également d'identifier deux surfaces de glissement d'une épaisseur proche de 50 μm .

L'agrandissement en figure 4.6 (c) montre cette zone de glissement, caractérisée par la forte concentration de fragments ultracataclastiques adjacents à un large grain non déformé.

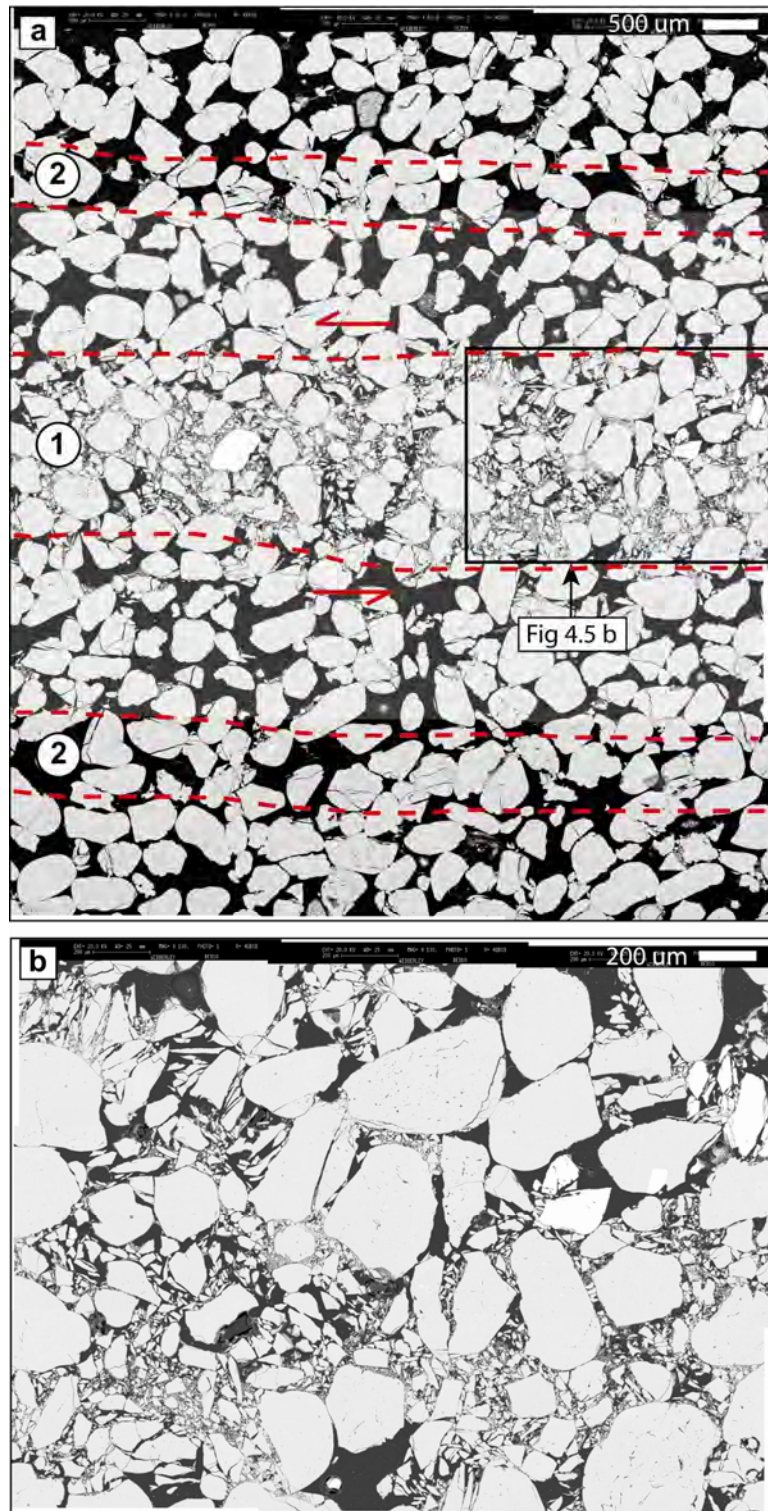


Figure 4.5 – Clichés MEB à différentes échelles de l'échantillon BED10, montrant une BDC à brin unique prélevée dans les sables peu cohésif de Bédoin, carrière Sifracco. (a) Photomontage de clichés MEB (BED10-1 ou BED10b) montrant le brin déformé BED10 (noté (1)) entouré de roche saine. Il existe de part et d'autre du brin principal deux zones de concentration de la fracturation intragranulaire dans le sable sain (notées (2)). (b) Photomontage de clichés MEB (BED10-2) montrant en détail la distribution de taille des grains et fragments cataclastiques dans le brin déformé.

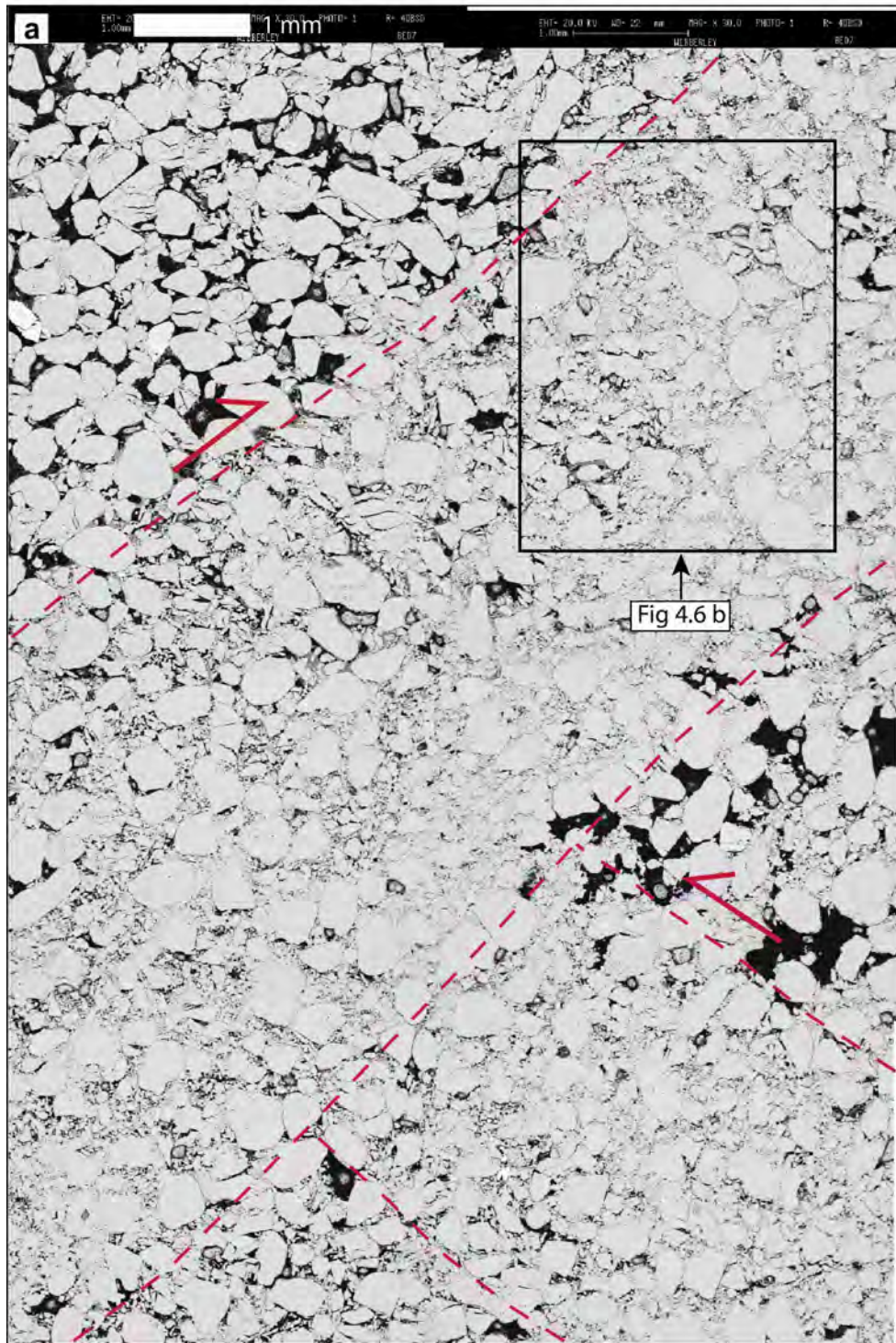
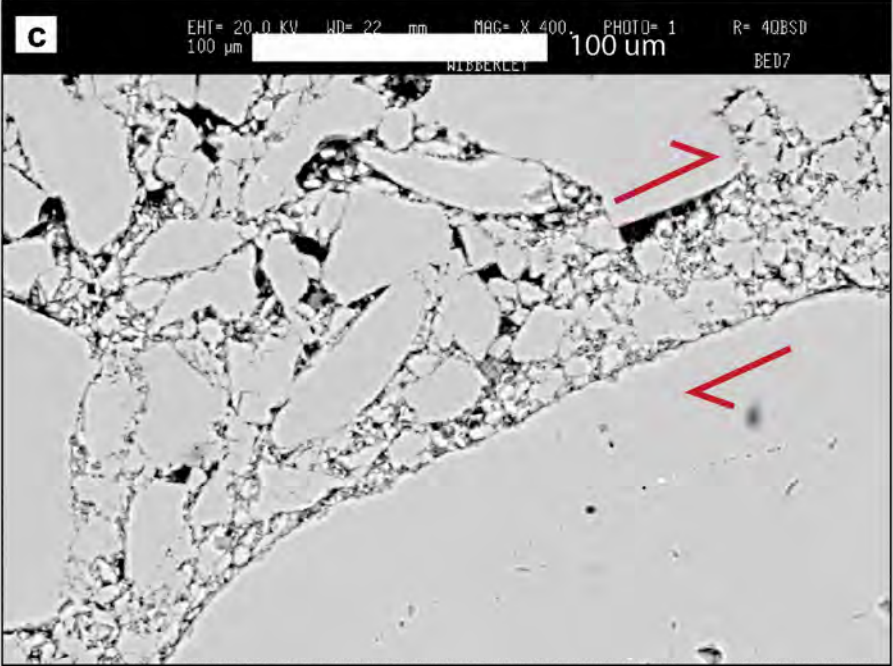
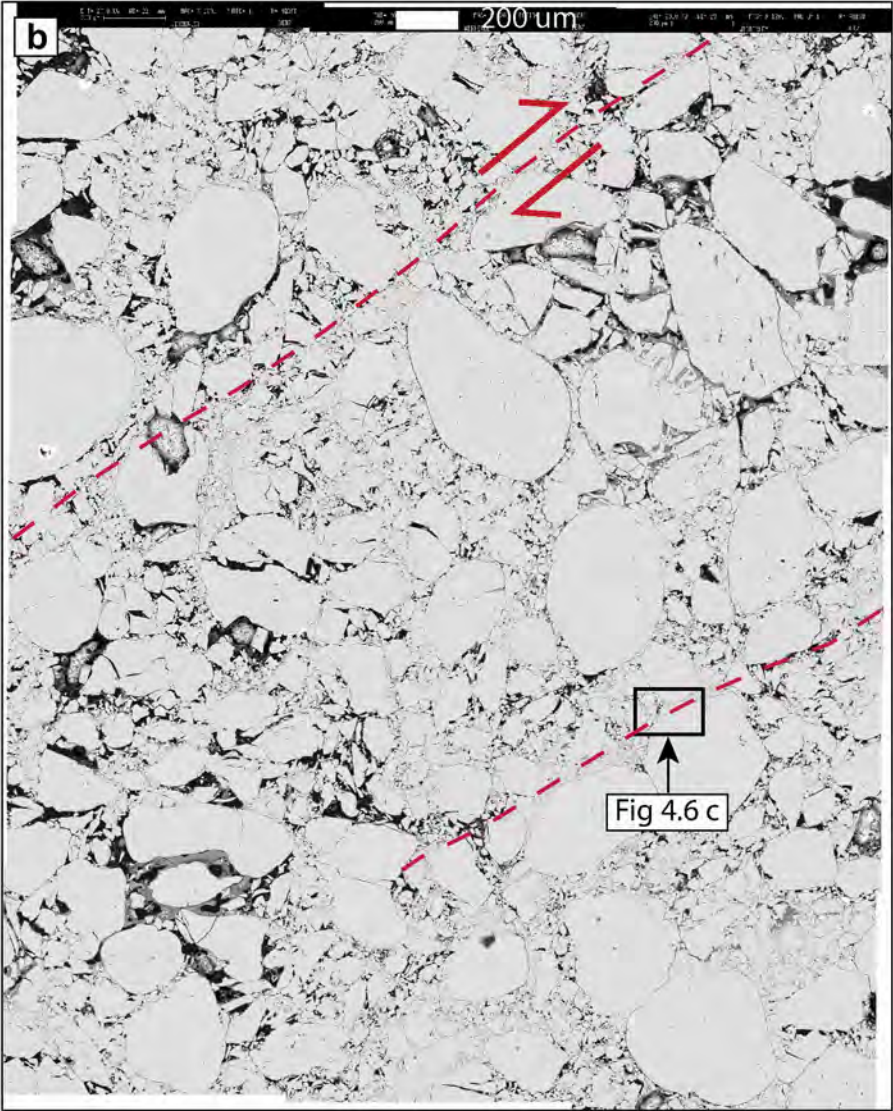


Figure 4.6 – Clichés MEB à différentes échelles de l'échantillon BED7, montrant une BDC non cimentée à brins multiples, prélevée dans les sables peu cohésifs de Bédoin, carrière Sifracco. (a) Photomontage de clichés MEB (BED7-2), montrant une vue d'ensemble de la structure multibrins non cimentée. (b) Agrandissement montrant en détail la zone déformée multibrins ainsi que des surfaces de glissement localisées (BED7-3). (c) Agrandissement dans la zone déformée, montrant en détail la répartition de taille des grains et des fragments ultracataclastiques (BED7-3a). On voit au centre du cliché une surface de glissement localisée.



4.1.3.3 Bande de déformation à brins multiples cimentée

L'ensemble des échantillons étudiés précédemment sont constitués par des structures non cimentées, qui sont les plus fréquentes à l'affleurement. Cependant, il existe sur chacun des sites une quantité non négligeable de structures à cimentation de quartz, plus résistantes et qui subissent notamment une érosion différentielle. L'une de ces structures est présentée en figure 4.7, elle correspond aux clichés obtenus à partir de l'échantillon BED9. Cet échantillon a été prélevé dans la carrière « Sifracco » de Bédoin, sur une BDC cimentée à brins multiples présentant un jeu inverse de 30 cm.

Le photomontage de clichés MEB présenté en figure 4.7 (a) montre la structure multibrins BED7. Au sein de cette structure, il est possible de distinguer quelques zones à porosité moyenne, intercalées entre les brins déformés et cimentés de très faible porosité.

Les clichés MEB et en cathodoluminescence présentés en figures 4.7 (b) et (c) montrent un agrandissement dans une zone partiellement cimentée, qui exprime une porosité modérée. Au centre du cliché, on distingue une zone d'une largeur de 500 μm présentant une fracturation tardive des grains cimentés de part et d'autre de la zone à porosité modérée. Ce schéma de fracturation suggère qu'une réactivation de la déformation s'est produite sur et autour de la zone peu cimentée, tandis que la déformation était inhibée dans les zones cimentées.

4.1.3.4 Zone de bandes de déformation ou « cluster » de bandes

L'échantillon BED4 provient d'une large zone (ou *cluster*) de BDCs à brins multiples, à jeu normal, située dans la carrière du Cros à Bédoin.

Le photomontage de clichés MEB en figure 4.8 (a) présente une vue générale de la structure, au sein de laquelle on identifie des zones de déformation à brins multiples, séparées par des secteurs relativement peu déformés et encore caractérisés par une porosité importante. Un agrandissement en figure 4.8 (b) permet de visualiser sur la gauche du cliché une BDC à brins multiples, où la réduction de la taille des grains par cataclase est associée à une réduction de porosité. En revanche, sur la droite du cliché, il est possible d'identifier une zone peu affectée par la déformation et montrant une quantité importante de grains intacts avec une porosité plus importante.

Une zone de déformation mature (voir l'agrandissement en figure 4.8 (c)) permet de visualiser la répartition bimodale de la granulométrie. Il existe en effet un premier ordre de grains de grande taille, non anguleux. Ces grains quasi intacts sont entourés de fragments ultracataclastiques, responsables de la réduction importante de la porosité.

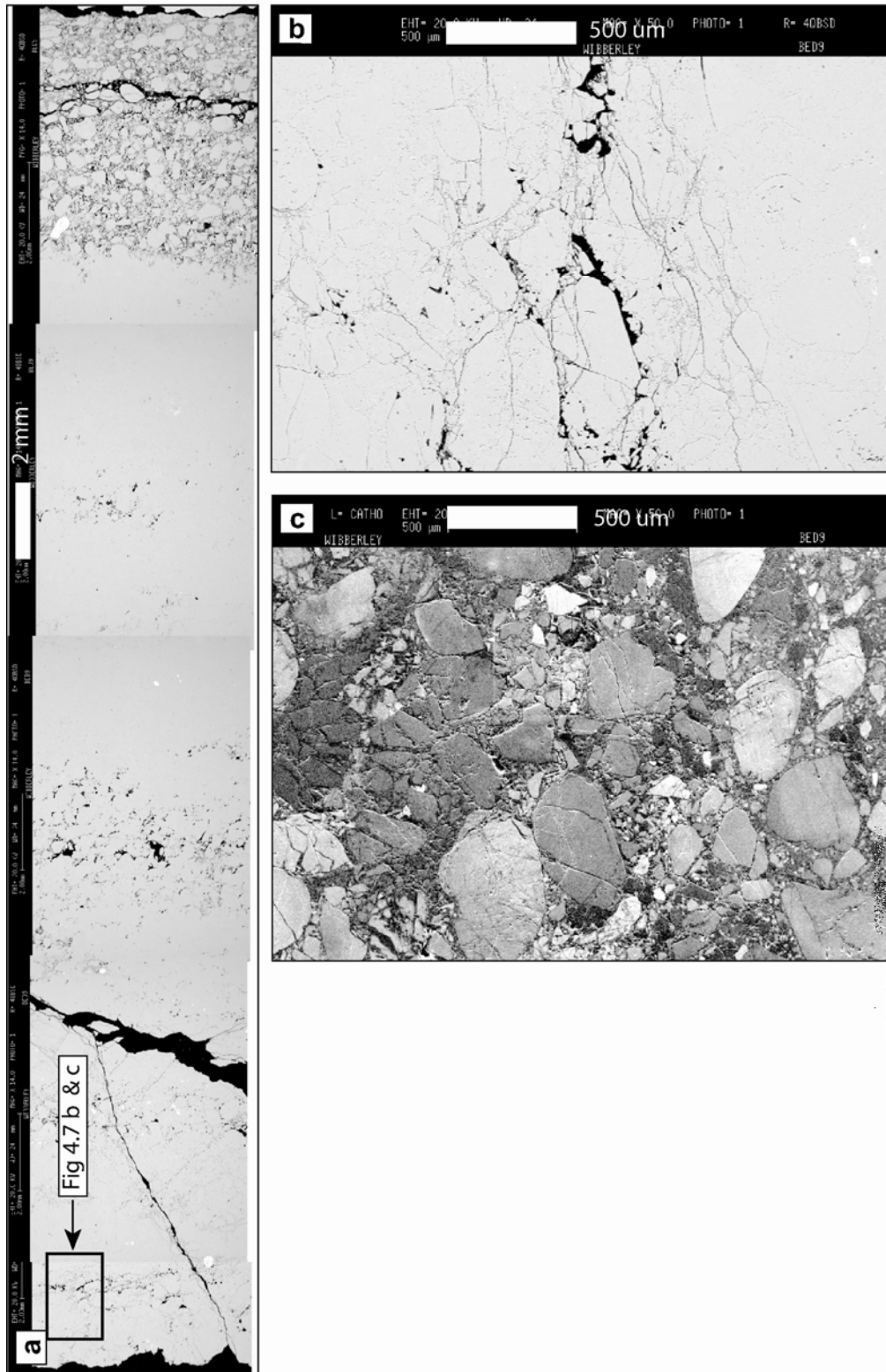


Figure 4.7 – Clichés MEB à différentes échelles de l'échantillon BED9, montrant une BDC cimentée à brins multiples, prélevée dans les sables peu cohésifs de Bédoin, carrière Sifracco. (a) Photomontage de clichés MEB (BED9-1), montrant une vue d'ensemble de la structure multibrins cimentée. (b) Agrandissement d'une zone de fragments cataclastiques partiellement cimentée et refracturée. Vue au MEB (BED9-2). (c) Même cliché, en cathodoluminescence (BED9-2cl).

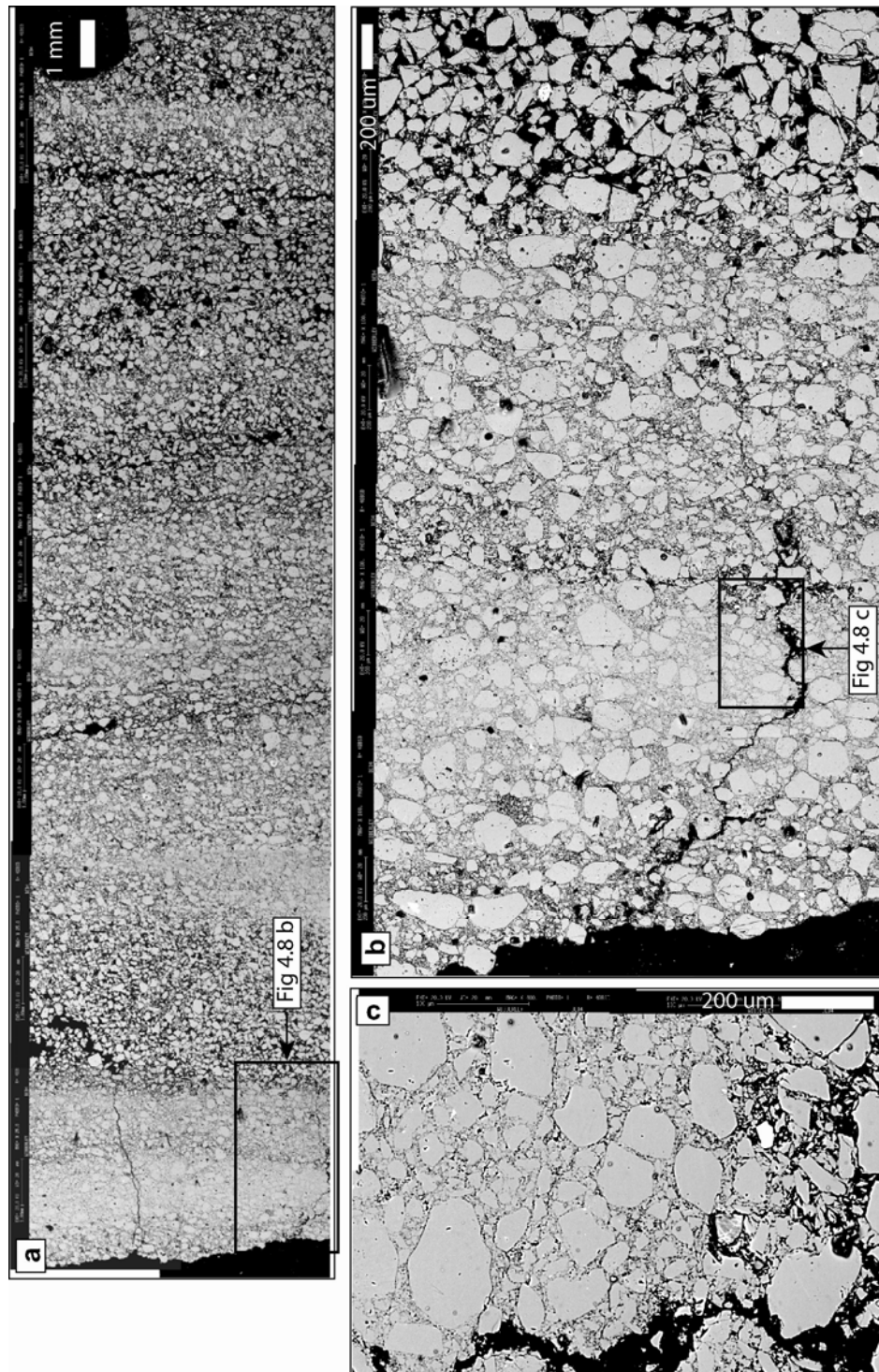


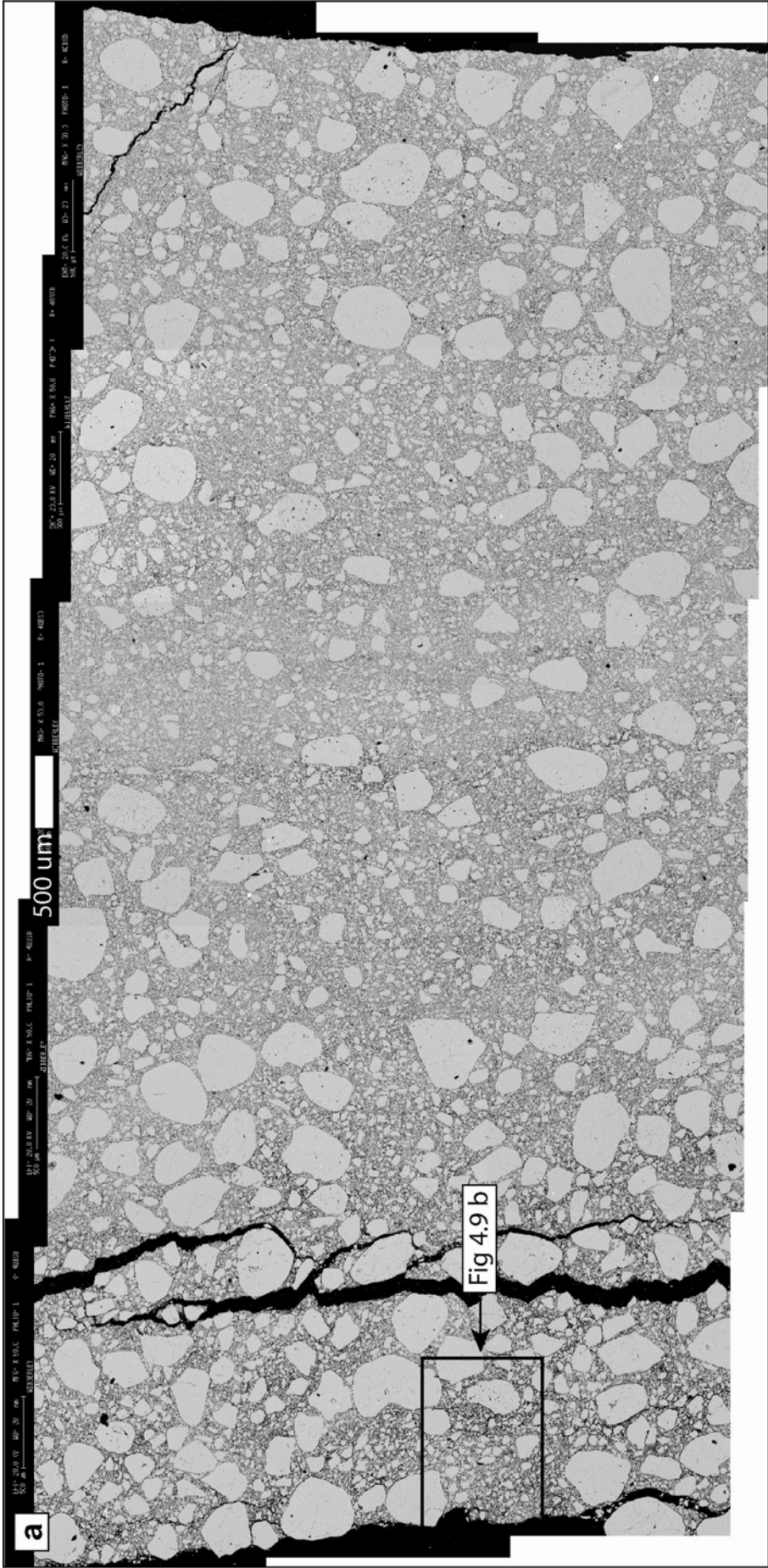
Figure 4.8 – Photomontages de clichés MEB à différentes échelles de l'échantillon BED4, prélevé dans une zone de BDC de type cluster dans la carrière du Cros, Bédoin. (a) Vue générale au travers de la zone de BDCs (BED4-1), montrant l'hétérogénéité du matériel. (b) Agrandissement d'une BDC (BED4-2), elle-même composée de plusieurs brins déformés différents. (c) Agrandissement sur cliché MEB d'une partie de l'échantillon de zone de BDCs référencé BED4 (BED4-2a). Ce cliché montre la distribution de taille et l'organisation des fragments ultracataclastiques, ainsi que la réduction de porosité qui en résulte.

4.1.3.5 Faille ultracataclastique

Si peu de failles majeures ou ultracataclastiques sont présentes sur les différents sites étudiés, nous avons tout de même pu prélever des échantillons représentatifs de celles-ci. Les clichés MEB présentés en figure 9 correspondent à l'échantillon BED 2, prélevé sur une faille majeur dans la carrière « Sifracco », au sud de Bédoin. Cette faille située dans le secteur nord-est de la carrière a un jeu normal, avec un rejet de 2,5 mètres. Elle est constituée d'un matériel ultracataclastique, blanc, très fin et non cohésif. Cette zone de faille large de 30 cm montre également quelques stries noires dues à la présence d'impuretés dans le sable, probablement constituées par des biotites.

Le photomontage de clichés MEB présenté en figure 4.9 (a) expose une vue d'ensemble sur laquelle on reconnaît une répartition spécifique de la taille des grains dans cette zone de faille. Il est en effet possible d'identifier de gros grains, arrondis et non fracturés, probablement très proches des grains initiaux de la roche non déformée. Ces grains de grande taille sont présents dans une matrice, qui est constituée par les micros fragments ultracataclastiques. Ces fragments sont ici largement plus nombreux que ceux observés dans l'ensemble des structures d'épaisseur et de déplacement plus faible.

L'agrandissement présenté en figure 4.9 (b) permet d'identifier une grande proportion de grains d'un diamètre de 20 à 50 μm . On peut suggérer que ces fragments sont les premiers produits de la fracturation des grains initiaux, car il n'existe pas de taille de grains intermédiaire. On identifie également quelques gros grains, quasiment non déformés. Dans la partie gauche du cliché, la très forte proportion de matériel ultracataclastique est responsable d'une importante réduction de porosité. A l'inverse, dans la partie droite du cliché, la présence moins importante de ce matériel est caractéristique d'une porosité surfacique plus forte.



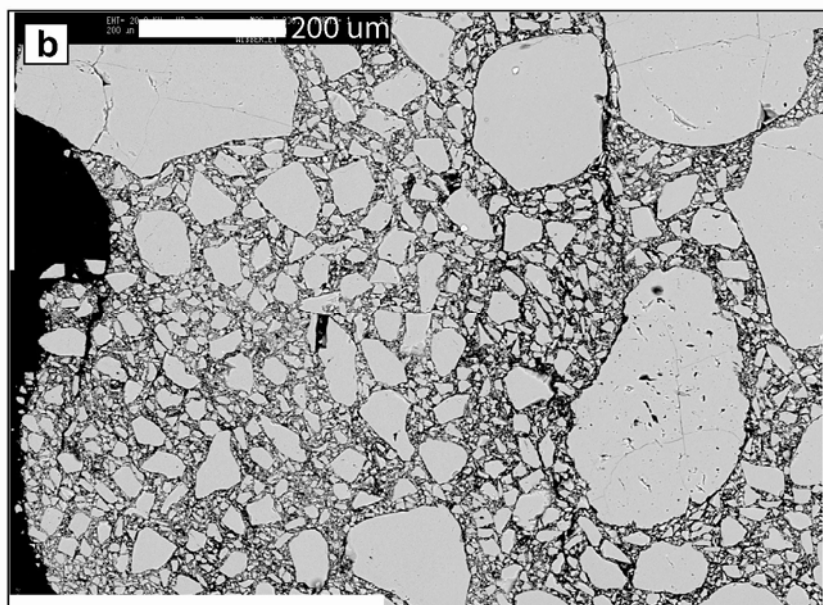


Figure 4.9 – Photomontages de clichés MEB à différentes échelles de l'échantillon BED2, prélevé dans une zone de faille ultracataclastique, dans les sables de Bédoin, carrière « Sifracco ». (a) Vue générale au travers de la zone de faille (Bed2a), montrant la répartition bimodale de la granulométrie. (b) Agrandissement de la zone de faille majeure correspondant à l'échantillon BED2 (Bed2b). On peut noter une porosité plus forte dans la partie droite de la lame mince, due à une absence locale de matériel cataclastique ultrafin.

4.1.4 Synthèse des observations et apport à la compréhension des processus de la déformation

L'ensemble des observations de 35 clichés MEB de structures déformées dans les sables comme dans les grès a permis de mettre en évidence plusieurs facteurs essentiels des processus de déformation. Nous avons ainsi démontré que la lithologie est un paramètre tout à fait majeur. Ainsi, la déformation des grès est dominée par des processus de « Hertzian Fracturing » tandis que les sables sont préférentiellement affectés par des glissements et rotations de grains. De plus, nous avons montré qu'il existe une grande corrélation entre la microstructure, l'épaisseur et le déplacement des structures déformées.

Les différentes observations réalisées sur les grès cohésifs prélevés sur le site d'Orange montrent une prédominance des phénomènes de type « Hertzian Fracturing » (figure 4.10). La présence d'un ciment dans les espaces intergranulaires est responsable de l'inhibition des glissements et des rotations grains sur grains. Les phénomènes de fracturation intragranulaires qui s'initient au niveau des points de contact entre les grains sont très nettement identifiables sur les différents clichés. Ces processus de déformation de type « Hertzian Fracturing »

génèrent des fragments très anguleux, eux même susceptibles de concentrer les contraintes plus facilement et de former ainsi des micro-fragments ultracataclastiques. Ces fragments issus de la fracturation des grains sains comblent les espaces intergranulaires, ce qui provoque une réduction notable de la porosité (figure 4.10).

Dans les grès de forte porosité, les BDCs très fines, à brins unique, montrent une déformation qui affecte une zone d'épaisseur équivalente à 3 ou 4 grains. A ce stade, les fractures ne sont pas rectilignes, elles sont au contraire guidées par les schémas d'arrangement des grains. Au stade plus avancé, lorsque l'on observe des structures à brins multiples, on constate une forte augmentation du nombre de fragments cataclastiques issus de la fracturation des grains sains selon des modes de « Hertzian Fracturing ». Quant à l'observation des structures les plus larges, correspondant à des failles matures, elle permet d'identifier une répartition bimodale de la granulométrie. Dans ce cas, on pourra identifier de gros grains non déformés, dans une « matrice » de micro fragments ultracataclastiques.

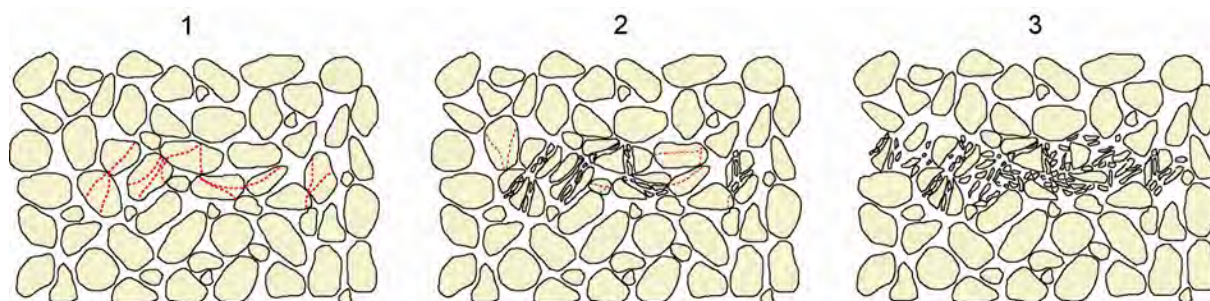


Figure 4.10 – Modèle synthétique de la formation de BDC (de type brin unique) dans un grès cohésif de forte porosité. Les microprocessus de la déformation sont dominés par la fracturation intragranulaire initiée au niveau des points de contacts entre les grains.

Les observations microstructurales réalisées sur les sables très peu cohésifs de Bédoin et du massif d'Uchaux ont quant à elles permis de mettre en évidence l'influence majeure des processus de déformation de type glissement et rotation grains sur grains (figure 4.11). Tandis que les grès sont préférentiellement affectés par une fracturation intragranulaire au niveau des points de contact entre les grains, l'absence de ciment dans les sables permet une accommodation importante de la déformation par les processus de glissements. Ainsi, dans l'ensemble des structures, on trouvera généralement une répartition bimodale de la granulométrie, avec de gros grains ronds, entiers et non fracturés, ainsi qu'une fraction plus ou moins importante de fragments ultracataclastiques de très petite taille, issus de l'érosion mécanique en bordure des grains. Comme pour les grès, la migration de ces fragments dans les espaces intergranulaires va être responsable de la réduction de la porosité.

L'augmentation d'épaisseur et de déplacement des structures s'accompagne d'une augmentation très importante de la fraction de micro fragments ultracataclastiques. Cette

augmentation de la quantité de matériel très fin à pour conséquence une diminution équivalente de la porosité.

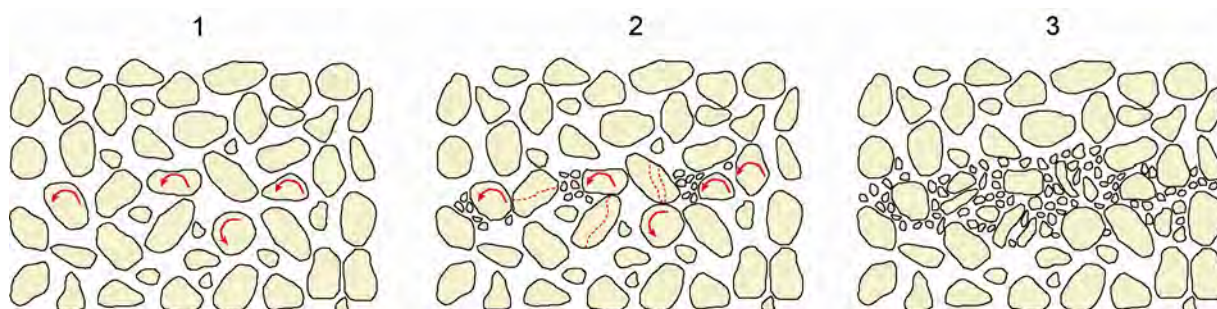


Figure 4.11 – Modèle synthétique de la formation de BDC (de type brin unique) dans un sable très peu cohésif de forte porosité. Les microprocessus de la déformation sont dominés par les processus de glissement rotation des grains et leur usure en périphérie.

4.1.5 Conclusion sur les observations microstructurales

Les différentes observations microstructurales réalisées au cours de cette section nous ont ainsi permis de mettre en évidence deux facteurs tout à fait essentiels dans le contrôle des processus de déformation des sables et des grès de forte porosité :

- Les grès subissent essentiellement une déformation de type « Hertzian Fracturing », avec une fracturation des grains au niveau des points de contacts. Tandis que l'absence de ciment dans les sables favorise les processus de glissement et rotation grains sur grains. La lithologie est donc le premier facteur contrôlant ce type de déformation.
- Le nombre et la proportion de fragments ultracataclastiques augmentent avec l'épaisseur et le déplacement sur les structures. Il se produit donc une déformation continue, croissante avec l'augmentation d'épaisseur des structures ainsi qu'avec l'ajout du nombre de brins déformés.
- On observe une évolution drastique de la taille des pores et des grains entre les BDCs et les larges failles ultracataclastiques.

Une fois mis en évidence ces paramètres essentiels, l'enjeu de l'étude microstructurale des grès et sables déformés du Bassin du Sud-Est s'est porté sur la quantification de l'évolution des propriétés granulométriques de ces structures. Au cours des sections suivantes, nous allons donc analyser d'une part la diminution de la porosité, et d'autre part le mode d'évolution et de réduction de la taille des grains avec la complexification des structures.

4.2 Etude de porosité et de granulométrie des BDCs et des zones de failles par méthode statistique sur clichés MEB

Au cours de cette section du chapitre 4, nous allons présenter le principe puis les mesures de porosité ainsi que de granulométrie réalisées sur des échantillons de BDCs et de failles matures grâce à l'utilisation du logiciel *Image J*. Nous avons ainsi pratiqué une étude statistique sur 35 clichés MEB afin d'évaluer la porosité, la distribution de taille des pores, la granulométrie ainsi que la forme des grains correspondant à plusieurs catégories de structures déformées dans les sables comme dans les grès du Bassin du Sud-Est.

4.2.1 Objectifs et principe de la méthode

L'objectif des mesures de porosité et de granulométrie effectués avec *Image J* est d'obtenir une première quantification de l'évolution microstructurale précédemment observée. Nous disposerons ainsi de valeurs précises d'évolution de la porosité comme de la granulométrie, permettant de mieux contraindre l'évolution de la déformation depuis les structures fines jusqu'aux failles ultracataclastiques.

4.2.1.1 Objectifs des mesures

Les propriétés mécaniques des failles dépendent essentiellement de leurs caractéristiques microstructurales, c'est pourquoi la quantification des paramètres des roches faillées est essentielle. Les gouges de failles et roches déformées sont déjà couramment étudiées : au travers de la distribution de taille des grains, de la forme des grains et des fragments ainsi que de la distribution ou l'arrangement des fragments (Sammis et al., 1987 ; Marone and Scholz, 1989 ; Mair et al., 2002 ; Hirose and Shimamoto, 2003 ; Wilson et al., 2005 ; Keulen et al., 2007).

Nous avons décidé d'appliquer les outils d'études statistiques de la répartition des grains aux cas de roches déformées du Bassin du Sud-Est. Pour cela nous avons utilisé l'application *Image J*, qui est une version utilisable en environnement Windows de *NIH Image*. Grâce à cet outil, nous avons pu déterminer avec précision les paramètres de porosité surfacique, de répartition de taille des grains mais aussi de forme des grains sur les structures fines comme sur les larges failles ultracataclastiques, aussi bien dans les grès cohésifs que dans les sables très peu cohésifs.

4.2.1.2 Principe de la méthode de comptage avec Image J

L'application *Image J* permet l'analyse statistique de la taille et de la forme d'éléments présents sur un cliché. Cette analyse statistique est basée sur une différenciation par niveaux de gris des éléments par rapport à la matrice. L'utilisation de cet outil pour déterminer les caractéristiques granulométriques d'une roche est donc tout à fait appropriée dans le cas des

grès et des sables du Bassin du Sud-Est, où les éléments sont quasi exclusivement des grains de quartz.

Nous avons donc utilisé *Image J* sur les différents clichés MEB obtenus dans les grès d'Orange ainsi que dans les sables de Bédoin et du Massif d'Uchaux. Nous avons pu mener ces analyses statistiques sur un total de 35 clichés MEB issus de 9 échantillons différents. Les différentes analyses statistiques menées sur les clichés MEB nous ont ainsi permis de déterminer les paramètres de caractérisation de la porosité ainsi que de la granulométrie. Pour les paramètres de porosité, nous avons déterminé la valeur de la porosité surfacique (ou surface des vides / surface totale) ainsi que la distribution de taille des pores basée sur la mesure de leur « Feret's Diameter ». Pour la caractérisation granulométrique des structures, nous avons pris en compte le « Feret's Diameter » pour l'évaluation de la distribution de taille des grains. L'évaluation des facteurs de forme est basée sur le rapport grand axe sur petit axe ou « Aspect Ratio » ainsi que sur l'angle formé par le grand axe avec l'horizontale, de façon à déterminer s'il existe une orientation préférentielle des grains. L'ensemble des mesures et symboles utilisés pour notre étude est défini dans le tableau 3.1.

Définition des symboles		
<i>Mesures de Base</i>		
Major axis	L	longueur du grand axe de la meilleure ellipse
Minor axis	S	longueur du petit axe de la meilleure ellipse
Area	A	aire de l'élément, en unités calibrées
Perimeter	P	longueur externe de l'enveloppe convexe
Feret's Diameter	FD	diamètre de l'élément
<i>Facteurs de Forme</i>		
Aspect ratio	L / S	rapport grand axe / petit axe de la meilleure ellipse
Circularity	C	valeur de circularité, de 0 (carré) à 1 (cercle)
Angle	α	angle entre le grand axe et l'horizontale

Table 4.1 – Définition des différentes mesures et des facteurs de formes utilisés sous *Image J* pour la caractérisation des paramètres de porosité et de granulométrie.

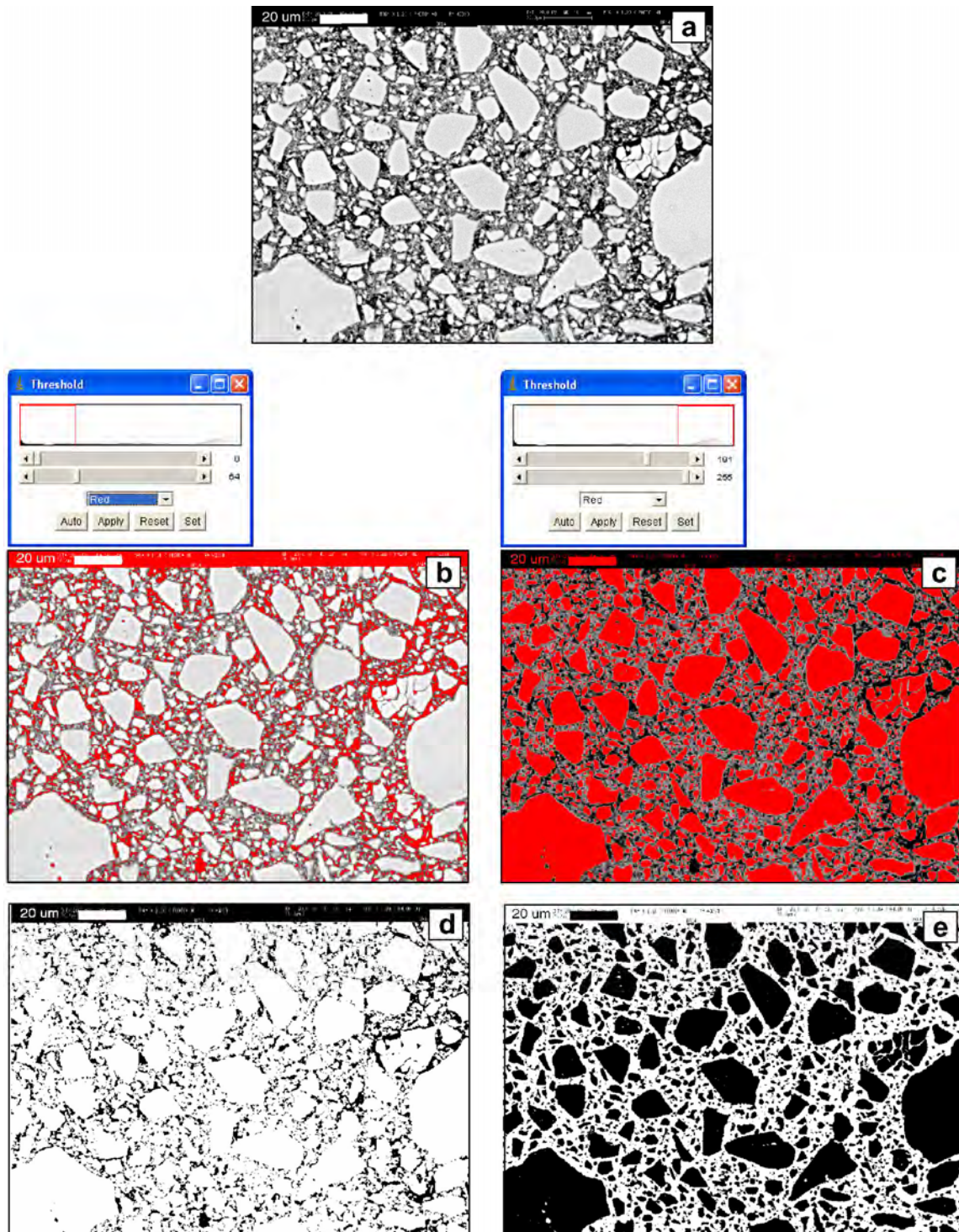


Figure 4.12 – Cliché MEB provenant de la zone de faille ultracataclastique à rejet normal de 10 m, située sur le site de la carrière de l'Etang, dans les grès cohésifs d'Orange (échantillon référencé OR14) à différentes étapes de traitement sous Image J. Les grains sont uniquement constitués de quartz. (a) Cliché MEB retravaillé sous Illustrator, avec une échelle visible et adaptée. (b) Application du « threshold » (ou seuil) pour sélectionner la surface des pores ; pores = rouge. (c) Application du « threshold » pour sélectionner la surface des grains ; grains = rouge. (d) Image binaire pour l'étude des pores ; pores = noir. (e) Image binaire pour l'étude des grains ; grains = noir.

4.2.1.3 Mise en oeuvre de la méthode

Avant de pratiquer les différentes analyses, il a tout d'abord été nécessaire de retravailler les clichés MEB dans le but de disposer l'une échelle claire et utilisable sur chaque image. Ce traitement a été réalisé sous *Illustrator*. Les clichés MEB ainsi retravaillés, disposant d'une échelle visible et adaptée ont ensuite été traités sous *Image J*, avec pour objectif de séparer les éléments de la matrice. Selon le type d'analyse, nous avons successivement considéré sous le terme « éléments » les pores puis les grains, afin d'étudier à la fois la porosité et la granulométrie des roches déformées.

La séparation entre éléments et matrice a été réalisée en utilisant la fonction « *threshold* » d'*Image J*, qui permet à l'utilisateur de sélectionner sur une barre de tâches les valeurs de gris qui constitueront les éléments à analyser. Un exemple de différenciation des éléments et de la matrice, dans le but d'étudier la porosité et la granulométrie est donné en figure 4.12. Dans le cas des analyses de porosité (porosité surfacique et distribution des tailles des pores), les pores sont considérés comme les « éléments », par rapport aux grains qui constituent alors le « bruit de fond ». Dans le cas de l'étude granulométrique, on considère au contraire les grains comme les « éléments » sur lesquels les différents paramètres statistiques vont être évalués.

4.2.2 Résultats des mesures de porosité depuis la roche saine jusqu'à la faille ultracataclastique

Dans la suite de ce travail, nous présentons les mesures de porosité surfacique et de répartition de taille des pores effectuées sur les clichés MEB étudiés lors de la section précédente. Ces mesures ont été réalisées sur 12 clichés issus de 4 échantillons de grès d'Orange et sur 23 clichés issus de 5 échantillons de sables de Bédoin et du Massif d'Uchaux. Nous disposons ainsi de 35 clichés MEB, correspondant à des échantillons de roche saine, de BDCs et de larges failles ultracataclastiques, prélevés dans deux lithologies distinctes.

4.2.2.1 Valeurs de porosité surfacique dans les sables et les grès

Les valeurs de la porosité surfacique ou *skeleton porosity* ont été obtenues selon un protocole strict, de façon à optimiser au mieux les résultats et à réduire les incertitudes de mesures. Pour chaque cliché MEB, nous avons effectué de une à plusieurs mesures en fonction de la netteté des pores. Dans le cas de mesures multiples, les résultats sont obtenus en moyennant les différents essais. Lorsque les contours des pores ne sont pas correctement visibles, nous avons effectué des mesures « aux limites » en réglant successivement un *threshold* maximal et minimal, les résultats fournis en tables 4.2 et 4.3 étant toujours moyennés sur l'ensemble des tests de porosité.

Un résumé des valeurs moyennes de porosité surfacique est donné en table 4.2 pour les grès et en table 4.3 pour les sables. Dans chacun des deux tableaux de résultats, nous

indiquons la référence de l'échantillon, la nature de la structure, sa cinématique, le nombre d'essais pratiqués et enfin la valeur de la porosité. Une synthèse de l'ensemble des 35 résultats obtenus pour chaque type de structure sur chaque lithologie est donnée en figure 4.13.

Compte tenu des différences de comportement des sables et des grès vis-à-vis des microprocessus de la déformation, nous avons choisi de traiter ici ces deux lithologies de manière distincte.

Cas des grès d'Orange

L'ensemble des valeurs de porosité surfacique exposées dans le tableau 4.2 provient d'échantillons prélevés sur le site de la carrière du quartier de l'Etang, à Orange. La porosité initiale de la roche saine a été évaluée à 29 % (± 2 %). Nous avons réalisé 35 essais différents de porosité surfacique, correspondant à 12 clichés MEB eux même issus de 4 échantillons différents.

Les échantillons OR15 (figure 4.1) et OR16, qui correspondent chacun à une BDC fine à brin unique ne montrent pas de gros écarts avec la porosité de la roche saine. Dans ce cas, la déformation est essentiellement représentée par une fracturation intragranulaire au niveau des points de contact. Mais il existe encore peu de fragments ultracataclastiques susceptibles de réduire fortement la porosité surfacique. Ce type de structures, très nombreuses sur le site d'Orange, montre donc peu d'influence sur la valeur de la porosité.

L'échantillon OR2 (figure 4.2) provient d'une structure de type BDC épaisse à brins multiples, l'un des types de structures les plus présents sur le site d'Orange. Dans ce cas on constate une différence significative des valeurs de porosité entre les deux clichés. Le premier cliché OR2-1 est pris sur la totalité de la structure (figure 4.2a), on identifie alors la porosité avec à la fois les brins déformés et les zones saines intercalées entre les brins, au sein desquelles la réduction de porosité est peu importante. Le second cliché est quant à lui pris uniquement dans un brin déformé (figure 4.2b) qui ne contient pas de roche saine, on obtient donc une porosité bien inférieure, de l'ordre de 21 %. Cette réduction de porosité est essentiellement due à la présence de fragments ultracataclastiques dans les espaces intergranulaires.

L'échantillon OR14 (figure 4.4) provient d'une large zone de faille ultracataclastique du site d'Orange. Le cliché OR14-c (figure 4.4a) montre une porosité modérée, de l'ordre de 21 %. Sur ce cliché, on voit une partie importante de la structure, avec des zones moins déformées intercalées entre les zones de glissement préférentiel, ce qui traduit cette valeur de porosité encore assez importante puisque cette valeur est moyennée sur l'ensemble du cliché (la porosité de la roche saine étant de 29 % ± 2 %). En revanche, sur les clichés OR14-c1 (figure 4.4b), OR14-c2 (figure 4.4c) et OR14-b1 on visualise essentiellement des zones déformées, où la présence de micro fragments ultracataclastiques est prépondérante. On obtient donc dans ces secteurs des porosités bien inférieures, comprises entre 10 et 14 %.

Échantillon	Type de structure	Cinématique	N Essais	Porosité ($\pm 2\%$)
<i>OR15</i>	<i>BDC à brin unique</i>	<i>inverse</i>		
OR15-2			4	26,6
OR15-4			2	26,8
<i>OR16</i>	<i>BDC à brin unique</i>	<i>inverse</i>		
OR16-1			1	26,7
OR16-2			2	27,4
OR16-3			2	29,9
OR16-3a			2	29,0
<i>OR2</i>	<i>BDC à brins multiples</i>	<i>inverse</i>		
OR2-1			1	31,0
OR2-2a			4	21,1
<i>OR 14</i>	<i>zone de faille</i>	<i>normale</i>		
OR14-c1			3	12,0
OR14-c2			4	14,4
OR14-c			4	20,5
OR14-b1			6	10,6

Table 4.2 – Valeurs moyennées de la porosité surfacique pour les différents échantillons provenant des grès cohésifs d'Orange. La valeur de porosité est donnée individuellement pour chacun de 12 clichés analysés.

Cas des sables de Bédoin et du Massif d'Uchaux

L'ensemble des valeurs de porosité surfacique présentées dans le tableau 4.3 provient d'échantillons prélevés sur les sites des carrières de « Sifracco » et du Cros à Bédoin ainsi que de la carrière de Boncavaï dans le Massif d'Uchaux. La porosité initiale de la roche saine a été évaluée à 30 % ($\pm 2\%$). Nous avons réalisé 62 essais différents de porosité surfaciques, correspondant à 23 clichés MEB, eux même issus de 5 échantillons différents.

L'échantillon BED10 (figure 4.5) provient d'une structure de type BDC fine à brin unique prélevée à Bédoin, dans la carrière « Sifracco ». Le cliché BED10-b (figure 4.5a) montre la structure déformée entourée de roche saine, qui a été en partie prise en compte dans le calcul. La valeur de la porosité surfacique moyenne pour ce premier cliché est par conséquent élevée, de l'ordre de 27 % et très proche de la valeur initiale pour la roche non déformée. Le cliché BED10-2 (figure 4.5b) est pris dans la zone déformée avec un grossissement plus important. On constate alors une réduction notable de la porosité, passant de 30 % pour la roche saine à 24 % pour une BDC à brin unique. Cette valeur, plus faible que pour le cas de structures identiques dans les grès cohésifs est due aux différences dans les processus de déformation.

Dans le cas des sables, on voit apparaître des micros fragments cataclastiques dès les premiers stades de la déformation. Ces micro-fragments sont directement issus de l'usure mécanique en bordure de grains provoquée par les mécanismes de glissement et de rotation grains sur grains. La dernière valeur, correspondant au cliché BED10-5 est très élevée car le cliché correspond à un très fort grossissement centré sur quelques grains.

L'échantillon BED7 (figure 4.6) provient d'une structure de type BDC à brin multiples et non cimentée, prélevée à Bédoin, dans la carrière « Sifracco ». Le cliché BED7-3 (figure 4.6b) montre l'organisation microstructurale au sein de la zone déformée, avec une réduction de porosité importante atteignant 12 %. Cette réduction de porosité est essentiellement due au nombre important de fragments ultracataclastiques présents dans les espaces intergranulaires. Les clichés BED7-3a (figure 4.6c) et BED7-3b montrent en détail et avec un fort grossissement des zones de glissement préférentiel, pour lesquelles les porosités surfaciques sont de l'ordre de 12 à 15 %, soit inférieures de moitié à la porosité de la roche non déformée.

L'échantillon OR1 provient d'une structure de type BDC à brins multiples et cimentée, prélevée dans la carrière de Boncavaï, dans le Massif d'Uchaux. Les clichés OR1-2 et OR1-3a montrent une vue générale de la microstructure, au sein de laquelle il existe des zones cimentées et d'autres partiellement, voire non cimentées. Les premières valeurs de porosités ainsi obtenues sont de l'ordre de 12 à 15 %, similaires à celles enregistrées dans le cas de structures non cimentées. En revanche, les clichés OR1-4a et OR1-4b présentent un fort grossissement et sont pris dans une zone très cimentée de la structure multi brins, on observe donc une porosité extrêmement faible, de l'ordre de 3 à 4 %. Les clichés OR1-5a et OR1-5b présentent eux aussi un fort grossissement, en revanche ils sont pris dans une zone qui ne présente qu'une cimentation partielle, permettant d'obtenir des valeurs de porosité surfacique plus élevées, de l'ordre de 10 %.

L'échantillon BED4 (figure 4.8) provient d'une structure de type cluster de BDCs prélevée à Bédoin, dans la carrière du Cros. Le cliché BED4-2 (figure 4.8b) est une vue d'ensemble de la microstructure. On observe sur ce cliché des zones déformées séparées par des zones de roche peu à non déformée. On obtient ainsi une porosité surfacique moyenne encore élevée, de 24 %. En revanche, le cliché BED4-2a (figure 4.8c) montre un agrandissement au sein de la zone déformée, la porosité surfacique est alors réduite à 21%. La diminution de la porosité est dans ce cas aussi le résultat de la présence de fragments ultracataclastiques en grand nombre dans les espaces intergranulaires. Sur le cliché BED4-3a une partie importante de roche peu endommagée est intercalée entre des brins déformés, on peut y observer une porosité importante équivalente à celle de la roche saine, avec une valeur de 30 %. Le cliché BED4-3b présente quant à lui un agrandissement de cette zone, tout en comprenant une section de roche peu déformée.

L'échantillon BED2 (figure 4.9) provient d'une zone de faille normale ultracataclastique, prélevée à Bédoin, dans la carrière « Sifracco ». Sur le cliché Bed2c il est possible d'observer à la fois des zones de déformation intense, avec une forte représentation des micro fragments

ultracataclastiques, mais également des zones moins déformées, intercalées entre les plans de glissement préférentiel. La porosité surfacique moyenne sur ce cliché est de 15 %, soit une diminution de moitié par rapport à la roche saine. Les clichés Bed2b (figure 4.9b) et Bed2c2 montrent quant à eux une vue de détail de l'arrangement microstructural au sein de la zone déformée. On observe des valeurs de porosité surfacique plus faibles, de 9 à 11 %. Les clichés Bed2b2, Bed2b3, Bed2c2a et Bed2c2b montrent en détail, et avec un fort grossissement différentes zones plus ou moins déformées de la structure majeure. Les valeurs de porosités pour ces clichés s'échelonnent ainsi de 12 à 16 %.

Échantillon	Type de structure	Cinématique	N Essais	Porosité ($\pm 2\%$)
<i>BED10</i>	<i>BDC à brin unique</i>	<i>inverse</i>		
BED10b			1	26,8
BED10-2			4	23,8
BED10-5			4	33,6
<i>BED7</i>	<i>BDC à brins multiples non cimentée</i>	<i>inverse</i>		
BED7-3			2	11,6
BED7-3a			4	12,2
BED7-3b			4	15,2
<i>OR1</i>	<i>BDC à brins multiples cimentée</i>	<i>normale</i>		
OR1-2			2	15,7
OR1-3a			3	12,4
OR1-4a			4	4,1
OR1-4b			3	3,3
OR1-5a			2	10,3
OR1-5b			3	9,7
<i>BED4</i>	<i>cluster de BDCs</i>	<i>normale</i>		
BED4-2			1	23,8
BED4-2a			1	20,7
BED4-3a			1	30,3
BED4-3b			1	24,9
<i>BED2</i>	<i>zone de faille</i>	<i>normale</i>		
Bed2b2			3	16,3
Bed2b3			3	14,1
Bed2b			2	9,1
Bed2c2			3	11,3
Bed2c			3	15,3
Bed2c2a			3	14,5
Bed2c2b			5	11,7

Table 3.3 – Valeurs moyennées de la porosité surfacique pour les différents échantillons provenant des sables incohésifs de Bédoin et du Massif d'Uchaux. La valeur de porosité est donnée individuellement pour chacun des 23 clichés analysés.

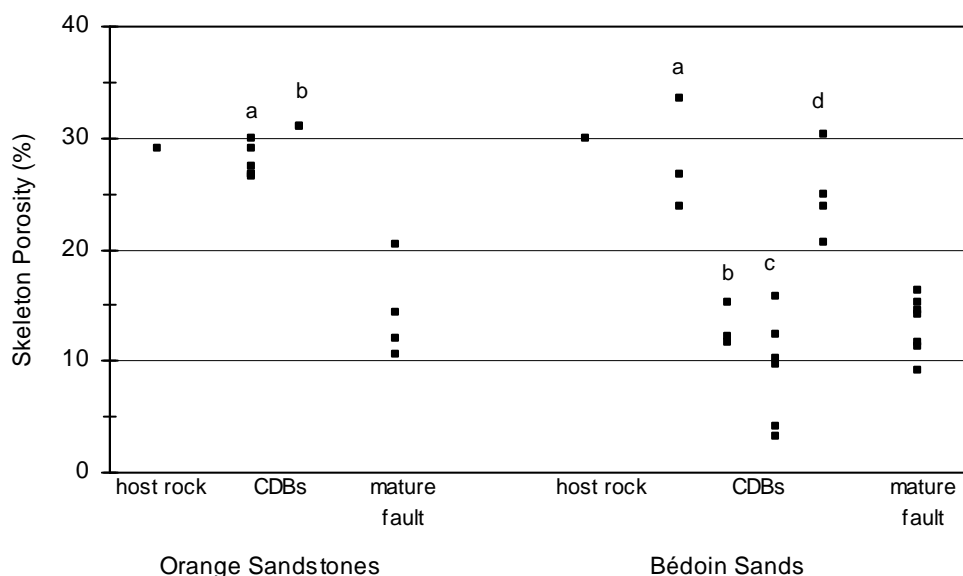


Figure 4.13 – Résumé des 35 mesures de porosité surfacique effectuées sur les clichés MEB issus des échantillons de grès d'Orange et de sables de Bédoin et du Massif d'Uchaux. Parmi les structures de type BDCs, (a) représente les BDCs à brin unique ; (b) les BDCs à brins multiples non cimentées ; (c) les BDCs à brins multiples cimentées ; (d) les clusters de BDCs. Les valeurs correspondant à la roche saine (host rock) et aux larges failles ultracataclastiques (mature fault) sont représentées séparément.

4.2.2.2 Distribution de taille des pores dans les grès et les sables

Au cours du paragraphe précédent, nous avons ainsi mis en évidence et quantifié une réduction de porosité croissante avec l'épaisseur et la complexification des structures. Nous avons pu noter que cette évolution est également corrélée aux microprocessus de la déformation. Il nous a alors semblé tout aussi important de déterminer de façon précise la distribution de taille des pores dans ces mêmes structures. Pour cela, nous avons mesuré sous *Image J* la valeur du « Feret's Diameter » des pores. Ces mesures ont été effectuées sur l'ensemble des clichés étudiés en porosité dans le paragraphe précédent, soit un total de 35 clichés MEB.

Pour une plus grande facilité de lecture, nous avons convenu d'un code couleur correspondant aux différents types de structures étudiées. Ce code couleur présenté en table 4.4 a été appliqué à l'ensemble des résultats présentés dans les sections suivantes ainsi que dans le Chapitre 5.







Code couleur des essais en porosité et granulométrie	
	Host rock
	Single strand
	No-cemented multi strand CDBs
	Cemented multi strand CDBs (only for sands)
	Cluster of CDBs (only for sands)
	Mature fault

Table 3.4 – Code couleur utilisé pour les essais de répartition de taille des pores et de taille des grains réalisés sous Image J à partir des clichés MEB. Ce code couleur a également été utilisé en section 4.3 pour la granulométrie laser et dans le Chapitre 5 pour la perméabilité.

L'ensemble des mesures réalisées a permis de confirmer l'étroite relation entre la réduction de la porosité et la complexification des structures. Au cours de cette partie de l'étude, nous avons mis en évidence une différence notable de comportement entre cinq grandes catégories d'objets déformés : la roche saine, les BDCs à brin unique, les BDCs à brin multiples, les clusters de BDCs et les failles ultracataclastiques. Dans un souci de clarté de lecture, nous ne présentons au cours de cette section qu'une seule courbe significative par type de structure, et ce pour chacune des deux lithologies étudiées.

Comme attendu, les tailles de pores les plus importantes sont atteintes dans les échantillons de roche saine. Dans ce cas, on constate une répartition de la taille des pores de 11 à 12 micromètres pour les plus fins et jusqu'à quelques millimètres pour les plus larges (figure 4.14 et 4.15). La répartition des tailles de pores est alors similaire dans les sables et dans les grès.

La seconde catégorie de résultats est constituée par les BDCs à brin unique, qui constituent les plus petits objets déformés présents dans ces lithologies. On constate alors qu'il existe une très nette diminution des tailles des pores entre ces structures et la roche saine. On observe ainsi une répartition comprise entre 3 micromètres et quelques millimètres pour l'échantillon OR15-2 (figure 4.14) et comprise entre 8 micromètres et quelques millimètres pour l'échantillon OR16-3 (figure 4.14) et l'échantillon BED10-2 (figure 4.15). On observe donc une réduction de la taille des pores de quasiment 1 ordre de grandeur entre la roche saine et la structure déformée, aussi bien dans les grès que dans les sables.

La catégorie de structures suivante est constituée par les BDCs à brins multiples, qui sont très largement les objets les plus représentés sur les différents affleurements étudiés.

Cependant, il est important de noter que les résultats obtenus diffèrent très largement avec la lithologie. L'échantillon OR2-2a, prélevé dans les grès, (figure 4.14) montre des tailles de pores très proches de celles relevées sur les structures à brin unique. On observe ainsi des tailles de pores comprises entre 7 micromètres et quelques millimètres. Ces mesures sont en accord avec l'évaluation de la porosité surfacique réalisée lors du paragraphe précédent. Nous avons alors montré que la différence de porosité surfacique entre structure fine et épaisse est relativement faible dans les grès.

En revanche, les BDCs présentes dans les sables, qu'elles soient cimentées ou non, montrent une forte réduction de la taille des pores. Sur l'échantillon non cimenté BED7-3b (figure 4.15), on constate une nette diminution de taille des pores en comparaison à la roche saine mais également à une structure fine. On observe ainsi une répartition de la taille des pores de 0,8 micromètres pour les plus fins à moins d'un millimètre pour les plus larges. L'échantillon cimenté OR1-5 (figure 4.15) montre des tailles de pores comprises entre 0,9 micromètres pour les plus fins à moins d'un millimètre pour les plus larges. On observe donc une réduction de taille des pores de plus d'un ordre de grandeur par rapport à la roche saine, et ce pour les structures cimentées comme non cimentées. Ces résultats sont cohérents si l'on admet que la microstructure de la zone déformée est semblable avant la cimentation. En effet, dans ce cas, les pores qui demeurent non cimentés présentent une répartition semblable à ceux d'une structure de type « brins multiples non cimentées ».

La quatrième catégorie de structure est constituée par les larges clusters de BDCs, qui ne sont présents que sur les affleurements de sables. L'échantillon Bed4-2a (figure 4.15) montre des tailles de pores comprises entre 1 micromètres pour les plus fins à moins d'un millimètre pour les plus larges. On obtient donc des résultats semblables aux cas de structures à brins multiples non cimentées et cimentées présentes dans les sables.

Enfin, la dernière catégorie de structure est représentée par les larges failles ultracataclastiques affectant les sables comme les grès et généralement postérieures à la génération des BDCs. On constate ainsi une réduction drastique de la taille des pores par rapport à la roche non déformée mais également par rapport aux autres structures moins évoluées. Sur l'échantillon OR14-b1 (figure 4.14), les tailles de pores s'échelonnent de 0,2 micromètres pour les plus fins à 40 micromètres pour les plus larges. Sur l'échantillon Bed2c2b-3 (figure 4.14), la taille des pores est comprises entre 0,1 micromètres pour les plus fins à moins de 10 micromètres pour les plus larges. On peut ainsi mesurer une réduction de taille des pores de deux ordres de grandeur entre la roche saine et cette structure majeure.

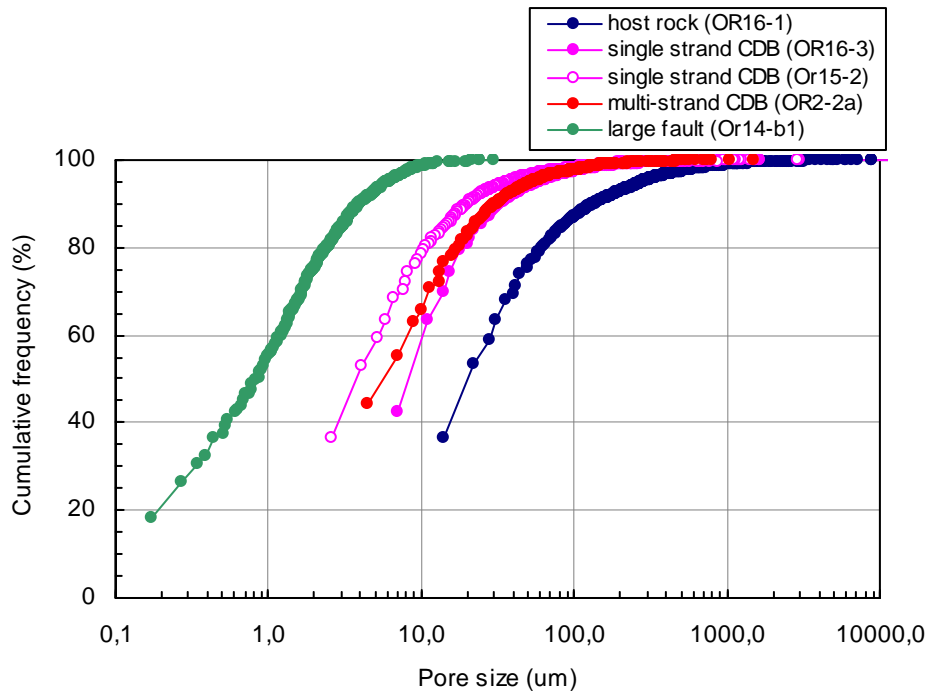


Figure 4.14 – Représentation synthétique des distributions de taille de pores dans plusieurs types de structures déformées prélevés dans les grès d'Orange.

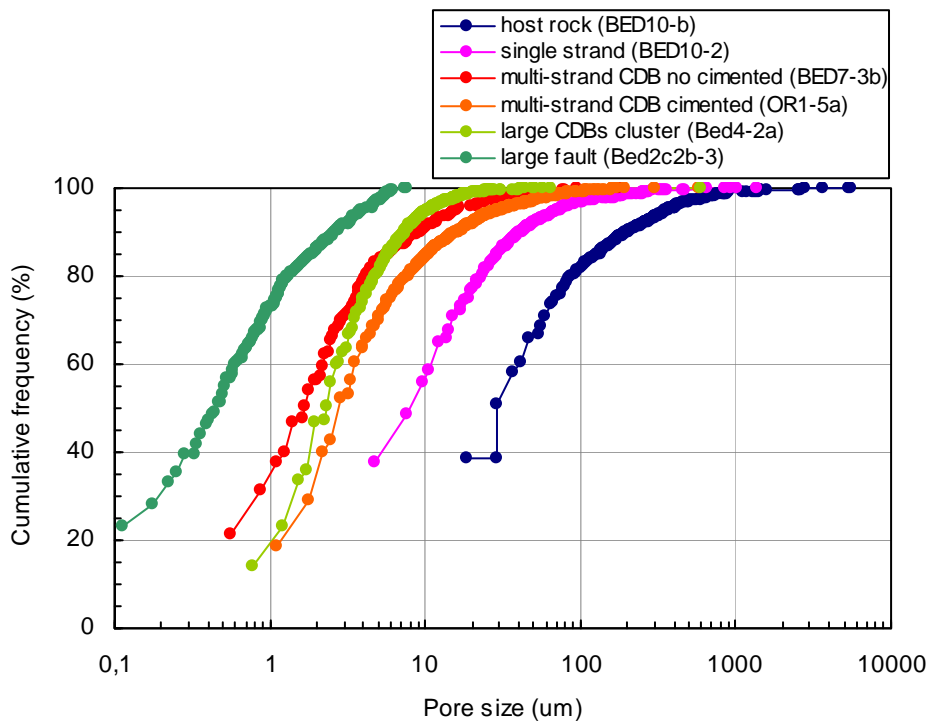


Figure 4.15 – Représentation synthétique des distributions de taille de pores dans plusieurs types de structures déformées prélevés dans les sables de Bédoin et du Massif d'Uchaux.

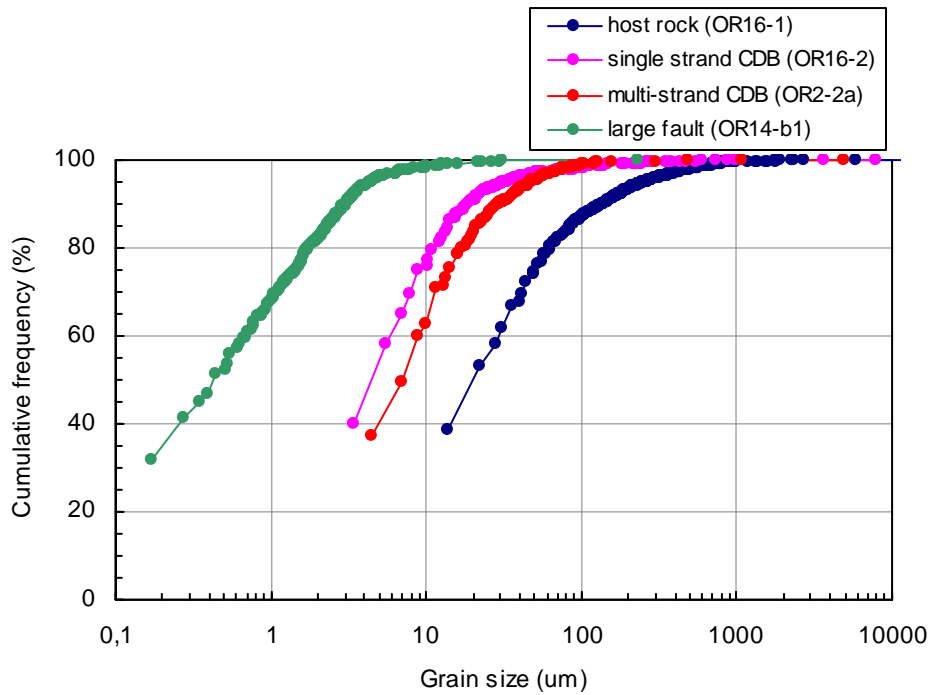


Figure 4.16 – Représentation synthétique des distributions de taille de grains dans plusieurs types de structures déformées prélevés dans les grès d'Orange.

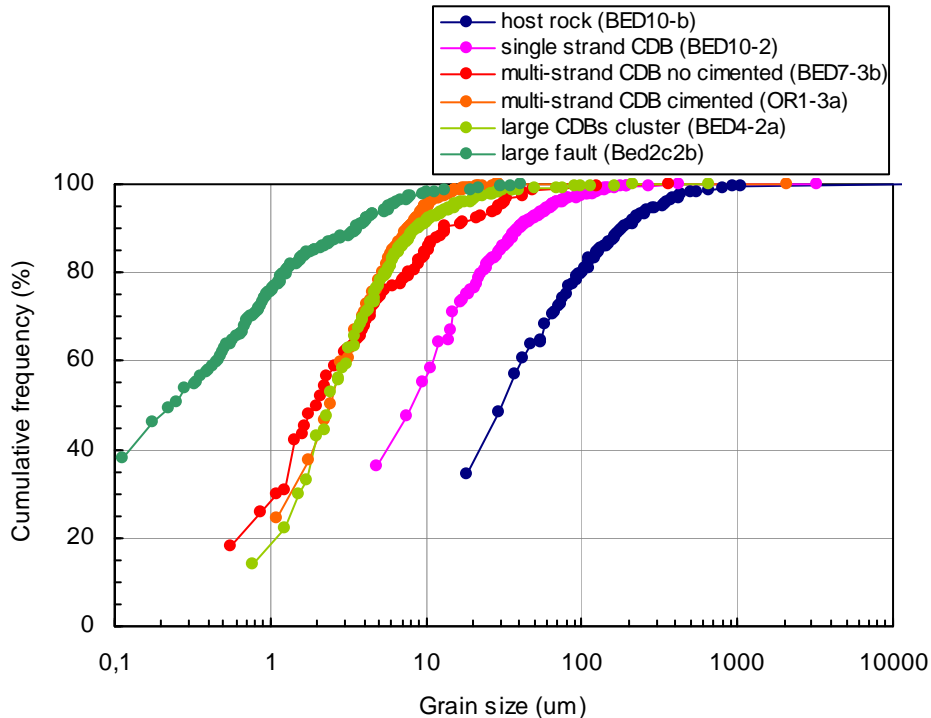


Figure 4.17 – Représentation synthétique des distributions de taille de grains dans plusieurs types de structures déformées prélevés dans les sables de Bédoin et du Massif d'Uchaux.

4.2.3 Résultats des mesures de granulométrie depuis la roche saine jusqu'à la faille ultracataclastique

Nous proposons à présent de réaliser une première estimation des propriétés granulométrique des différents types de structures déformées dans les sables et les grès du Bassin du Sud-Est. Pour cela, nous avons réalisé une étude de répartition de taille des grains puis une analyse des modes de répartition de forme et d'orientation des grains. Ces mesures ont été pratiquées sur l'ensemble des 35 clichés MEB précédemment exploités dans l'étude de la porosité des structures.

4.2.3.1 Distribution de taille des grains dans les grès et les sables

Les différentes mesures de répartition de taille des grains ont permis de confirmer la corrélation entre la diminution de la porosité, la diminution de la granulométrie et la complexification des structures. Cette analyse a permis de mettre en évidence cinq catégories de résultats parfaitement concordants avec les précédentes données de porosité. Dans la suite de cette étude, et par soucis de clarté, nous ne présentons cependant qu'une courbe significative par type de structure pour chaque lithologie.

Tout comme dans les essais précédents, les tailles de grains les plus grandes sont mesurées dans les échantillons de roche saine. On obtient alors des tailles de grains comprises entre 10 à 12 micromètres et quelques millimètres (figures 4.16 et 4.17). Notons que les mesures sont tout à fait similaires entre les grès et les sables.

La seconde catégorie de structure est constituée par les BDCs à brin unique. Ces structures, qui sont les plus petits éléments déformés on cependant une forte réduction de taille de grain en comparaison avec la roche saine (figures 4.16 et 4.17). On mesure ainsi des tailles de grains comprises entre 1 à 8 micromètres pour les grains les plus réduits et quelques millimètres pour les plus grands. De plus, la réduction de taille des grains observée pour ce type de structure est semblable dans les sables et dans les grès.

La troisième catégorie de structures est figurée par les BDCs à brins multiples, mais avec des disparités en fonction de la lithologie. Ainsi on constate qu'il existe dans les grès une répartition des tailles de grains très semblables aux structures les plus fines, comprises entre 7 micromètres et quelques millimètres (figure 4.16). On confirme donc la faible différence existante entre les structures à brin unique et à brins multiples dans les grès. En revanche, pour les sables, on note une réduction de granulométrie d'un ordre de grandeur par rapport à la roche saine. On mesure ainsi des tailles de grains variant de 1 micromètre pour les plus fins à 1 millimètre pour les plus gros (figure 4.17).

La catégorie de structures suivantes est constituée par les larges clusters de BDCs, présents sur les différents affleurements de sables. Pour ces structures, les tailles de grains sont comprises entre 1 micromètres pour les plus fins à moins d'un millimètre pour les plus

larges (figure 4.16). On obtient donc des résultats très semblables aux cas de structures à brins multiples non cimentées et cimentées qui affectent les sables.

Enfin, la dernière catégorie de structure est représentée par les larges failles ultracataclastiques qui affectent aussi bien les grès que les sables. Ces données montrent une diminution drastique de la taille des grains de deux ordres de grandeur par rapport à la roche saine et d'un ordre de grandeur par rapport aux BDCs étudiées précédemment (figures 4.16 et 4.17). On constate ainsi une répartition de la taille des grains comprise entre 0,1 micromètres et 1 millimètre.

4.2.3.2 Statistiques de répartition de forme et d'orientation des grains

Il existe dans la littérature plusieurs facteurs de forme (Underwood, 1970) pour décrire une population de grains. Parmi l'ensemble des facteurs existants, nous avons choisi de considérer l'aspect ratio (ou rapport grand axe sur petit axe de la meilleure ellipse) et l'orientation des grains (orientation du grand axe) par rapport aux bordures des structures déformées. L'aspect ratio permet d'obtenir une information sur la forme plus ou moins allongée des grains. Quant à l'orientation, elle permet d'établir s'il existe ou non une orientation préférentielle des fragments et micro-fragments à l'intérieur des structures déformées. Nous avons effectué ces mesures sur l'ensemble des 35 clichés MEB de roche saine, de BDCs et de failles ultracataclastique prélevées dans les sables et les grès du Bassin du Sud-Est. Après analyse de l'ensemble des clichés, nous avons conclu qu'il existe un artefact important qui perturbe de manière considérable les résultats obtenus. Cet artefact est essentiellement dû à la pixellisation des clichés utilisés. En effet, les grains les plus petits sont assimilés à un pixel, il s'en suit alors une très large surestimation sur certaines valeurs d'aspect ratio ou d'orientation. Nous avons donc traité ces artefacts en effectuant un tri des données pour supprimer les valeurs correspondant à un pixel, de façon à obtenir des données cohérentes et exploitables. Sur l'ensemble des 35 clichés traités, nous ne présentons ici que trois exemples correspondant à un échantillon de roche saine, de BDC à brins multiples et de large faille mature prélevés dans les sables faiblement cohésifs.

L'aspect ratio et l'orientation des grains du sable non déformé sont présentés en figures 4.18A et 4.18D. On constate qu'il existe une répartition de type gaussienne de l'aspect ratio, avec une valeur maximale de 13% de grains ayant un aspect ratio de 1,5. Ces mesures traduisent la présence de grains de forme elliptique, avec un allongement relativement modéré. Quant à l'orientation des grains, on constate qu'il n'existe pas de valeurs préférentielles. On peut donc penser que la roche saine est constituée de grains peu allongés, dont la répartition est aléatoire.

Les mesures effectuées sur les échantillons des structures déformées de type BDCs, telles que celles présentées en figures 4.18B et 4.18E sont tout à fait similaires à celles obtenues sur la roche saine. On mesure donc une répartition gaussienne de l'aspect ratio, avec un pic à 16

% centré sur la valeur 1,5. L'orientation des grains semble également hétérogène. Il semble donc que cet échantillon de type BDC, malgré la déformation subit, présente des grains de forme peu allongée et sans orientation préférentielle.

Les données des larges failles ultracataclastiques (figures 4.18C et 4.18F) indiquent, en revanche, une répartition d'aspect ratio légèrement différente. La répartition de type gaussienne est moins marquée, avec néanmoins un pic à 10 % sur la valeur 1,4. La fracturation très forte caractérisant les larges failles pourrait ainsi être responsable d'une plus grande dispersion des formes de grains. Mais il n'existe pas de façon évidente d'orientation préférentielle des grains dans ce type de structures, au contraire des gouges de failles, dont c'est l'une des caractéristiques essentielles.

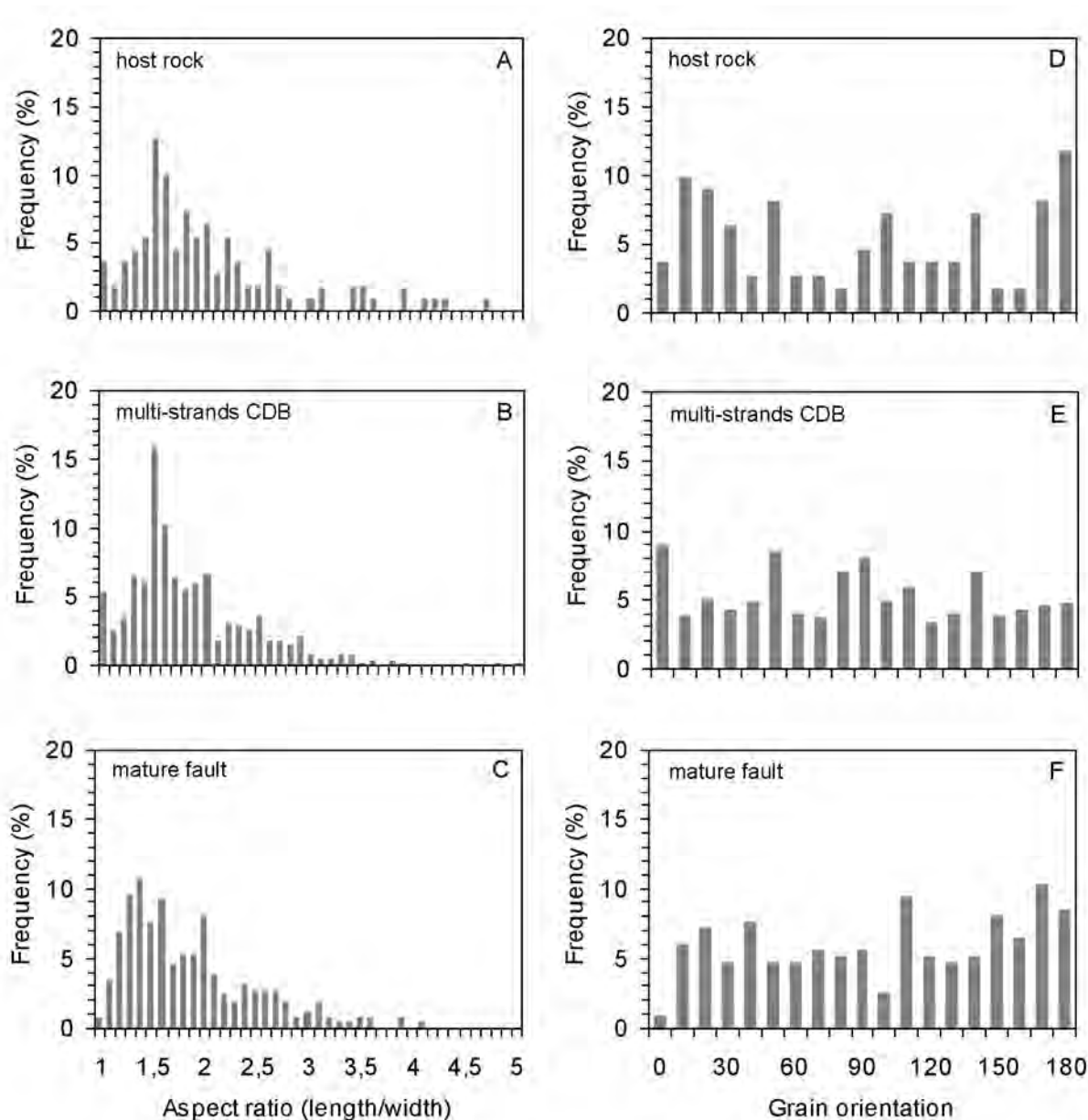


Figure 4.18 – Histogrammes d'aspect ratio et d'orientation des grains dans des sables sains et déformés. Les orientations sont mesurées par rapport aux bordures de la structure déformée. A : Aspect ratio dans la roche saine (BED10-b-2bis), N = 111. B : Aspect ratio dans une BDC à brins multiples (BED4-2a), N = 583. C : Aspect ratio dans une faille ultracataclastique (Bed2b2), N = 263. D : Orientation des grains dans la roche saine (BED10-b-2bis), N = 111. E : Orientation des grains dans une BDC à brins multiples (BED4-2a), N = 583. F : Orientation des grains dans une faille ultracataclastique (Bed2b2), N = 263.

4.2.4 Discussion sur l'évaluation des propriétés physiques par Image J

Nous allons à présent établir les différents apports de la méthode par comptage statistique sur clichés MEB à la compréhension des modes de déformation des sables et des grès. Puis, dans un second temps, nous définirons les différentes limites rencontrées lors de l'application de ces méthodes et les stratégies pouvant être proposées pour les contourner.

4.2.4.1 Apports de la méthode à la compréhension des processus de déformation

Le choix de la méthode de quantification des caractéristiques microstructurales s'est orienté vers une analyse sous *Image J* pour plusieurs raisons. Cette méthode est relativement simple, rapide et surtout peu onéreuse à mettre en œuvre si l'on dispose déjà de clichés MEB d'échelle adaptée.

Nous avons ainsi pu établir une estimation de la porosité surfacique. Ces mesures montrent qu'il existe une diminution de la porosité avec la complexification des structures. On observe ainsi une diminution le plus souvent légère entre la porosité de la roche saine (environ 30 %) et les BDCs (environ 28 %). En revanche, les larges failles ultracataclastiques montrent des porosités largement inférieures, de l'ordre de 12 %. Les mesures de granulométrie effectuées sur les mêmes échantillons montrent également que l'évolution de la porosité est directement liée à la réduction de la taille des grains par les processus de fragmentation. Les fragments issus de la fracturation combler les pores existants, par processus de réorganisation des grains. De plus, les analyses de forme et d'orientation de grains suggèrent qu'il n'existe pas de preuve pour une orientation préférentielle des grains et des fragments ultracataclastiques.

Il est également essentiel de mentionner que l'ensemble des mesures effectuées a permis de mettre en évidence et de quantifier la variation drastique des propriétés microstructurales entre les BDCs et les larges failles ultracataclastiques. Les structures les plus grandes possèdent une réduction de porosité et de granulométrie de 2 ordres de grandeur en comparaison avec la roche non déformée.

4.2.4.2 Limites de la méthode

L'utilisation du logiciel Image J a cependant des limites importantes. Celles-ci sont liées à l'utilisation même des clichés MEB et sont de l'ordre de la définition des images, de l'échelle de prise de vue et de la représentativité par rapport à l'intégralité de la structure.

En effet, même avec une définition raisonnable, les grains les plus petits sont assimilés à un ou deux pixels lors de l'analyse. Il en résulte des artefacts qui sont susceptibles de fausser considérablement les données. Ces artefacts peuvent cependant être supprimés par une

comparaison attentive entre les clichés et les résultats, de façon à éliminer des tableaux de résultats les données équivalents à un pixel.

Le second paramètre limitant est l'échelle de prise de vue des clichés MEB et son impact sur la représentativité du cliché par rapport à l'intégralité de la structure déformée. Les clichés représentant les structures dans toute leurs épaisseur, ou tout du moins dans une épaisseur suffisante pour évaluer la proportion de grains intacts, de grains fracturés et de micro-fragments ne permettent pas d'obtenir des valeurs correctes de porosité ou de granulométrie puisqu'ils occultent la fraction la plus fine. A l'inverse, les prises de vues avec un grossissement trop fort ne permettent pas de tenir compte des fractions de grains les plus grands. Ce paramètre d'erreur peut être réduit en choisissant des échelles de prise de vue intermédiaires et en moyennant les résultats des différents clichés d'un même échantillon, mais il ne doit pas être ignoré.

Mais les limites les plus importantes sont probablement constituées par l'analyse en 2D. En effet, sur les graphiques de répartition de tailles de pores / grains (figures 4.13 à 4.16), la taille des pores est équivalente, voire supérieure à la taille des grains, ce qui n'est pas normal dans un assemblage granulaire au sein duquel les particules sont jointives. Cette anomalie apparente peut être expliquée par le fait qu'une lame mince traversant les grains et les pores ne passe pas systématiquement par le centre de chacun d'eux. C'est pourquoi, nous proposons dans la section 4.3 une analyse granulométrique par diffractométrie laser, afin de s'affranchir des problèmes rencontrés en 2D, par le passage à une technique d'analyse en 3D.

4.2.5 Conclusion sur l'évaluation des propriétés physiques par Image J

Au cours de cette seconde section du chapitre 4, nous avons procédé à une quantification des caractéristiques microstructurales des zones déformées. Nous avons pour cela utilisé le logiciel de comptage automatique *Image J* sur 35 clichés MEB correspondant à 4 échantillons de grès et 5 échantillons de sables. L'ensemble des mesures a permis de mettre en évidence les conclusions suivantes :

- La roche saine présente une porosité surfacique proche de 30% dans les sables comme dans les grès. La taille des pores ainsi que la taille des grains est comprise dans la même fourchette de valeurs, entre 11 micromètres pour les plus fins et quelques millimètres pour les plus grands. Les grains qui constituent cette roche saine ont une forme ellipsoïdale peu allongée, avec un aspect ratio centré sur 1,5. Notons que la répartition des grains n'exprime pas d'orientation spécifique.
- Les structures déformées de type BDCs montrent une réduction de la porosité comme de la granulométrie. Cette réduction est mineure pour les structures fines de type BDC à brin unique, mais atteint un ordre de grandeur pour les structures de type BDCs à

brins-multiples ou clusters de BDCs. On mesure ainsi des tailles de pores et de grains comprises entre 1 à 7 micromètres pour les plus fins et quelques millimètres pour les plus grands. La forme des grains ne semble pas évoluer malgré la fracturation, et l'on n'observe pas d'orientation préférentielle.

- Les mesures effectuées sur les larges failles ultracataclastiques confirment les observations MEB et la réduction drastique de porosité et de granulométrie. On mesure ainsi des porosités surfaciques de l'ordre de 10 à 15%, soit inférieures de moitié à celle obtenues dans la roche saine. La taille des pores et des grains est également affectée, puisqu'elle est réduite de deux ordres de grandeur et comprise entre 0,1 micromètre et 1 millimètre.

Nous avons donc mis en évidence une réduction de la granulométrie avec l'augmentation de la taille des structures. Cette réduction de granulométrie produit une réduction équivalente de porosité, par réorganisation et comblement des pores avec les fragments et micro-fragments ainsi formés. De plus nous avons montré qu'il n'existe pas d'orientation évidente et préférentielle des grains au niveau de ces structures, et ce quelque soit leur taille. Cependant, un certain nombre de facteurs limitants inhérents à la méthode d'analyse nous permettent d'émettre quelques réserves quand à la précision des résultats. C'est pourquoi, au cours de la section suivante, nous allons procéder à la mesure de la granulométrie au travers d'une seconde méthode : la granulométrie par diffractométrie laser.

4.3 Etude granulométrique des BDCs et des zones de failles par méthode de diffractométrie laser

Nous allons tout d'abord présenter le principe ainsi que les méthodes d'échantillonnage puis de mises en œuvre de la granulométrie par diffractométrie laser avec un dispositif de type *Coulter LS-200* (figure 4.19). Nous présentons ensuite une analyse des résultats en granulométrie au travers de quelques exemples représentatifs sélectionnés parmi les mesures effectuées sur 164 échantillons de roche saine et 188 échantillons de roche déformée, soit un total de 352 essais.

4.3.1 Objectifs et principe de la méthode

Lors des sections précédentes du présent chapitre, nous avons montré par une étude microstructurale qu'il existe une réduction de la granulométrie au sein des objets déformés, accompagnée d'une réduction équivalente de la porosité. Les mesures effectuées par l'intermédiaire du logiciel de traitement d'image *IMAGE J* ont ainsi montré qu'il existe une différence de granulométrie jusqu'à deux ordres de grandeur entre la roche saine et les larges failles ultracataclastiques. Cependant, cette première méthodologie qui s'appuie sur des mesures effectuées sur clichés MEB a montré des limites techniques, notamment au niveau de la résolution des clichés MEB utilisés.

L'enjeu principal de l'utilisation de la diffractométrie laser pour évaluer la granulométrie au sein des objets déformés et des zones de faille est donc d'obtenir une meilleure précision des données. Les données ainsi obtenues permettront notamment de déterminer les facteurs de contrôle de la déformation et d'identifier les différents processus de déformation mis en jeu.

4.3.1.1 Objectifs des mesures

Les méthodes traditionnelles ou standards d'étude de la granulométrie, telles que l'utilisation de tamis, présentent plusieurs inconvénients majeurs. Ces méthodes qui requièrent ainsi de disposer d'échantillons de grande taille sont très dépendantes de la technique employée ainsi que de l'opérateur (Syvitski et al., 1991) et demandent un investissement en temps très important.

Or, durant ces dernières décennies, plusieurs nouvelles méthodes d'analyse de la taille des grains ont été développées et parmi elles la granulométrie par diffractométrie laser au moyen de dispositifs de type *Microtrac*, *Malvern Laser Sizer* ou *Coulter LS*. Une revue théorique de l'ensemble de ces nouvelles méthodes de granulométrie a été présentée par McCave et Syvitski en 1991. Ces nouvelles méthodes présentent un certain nombre d'avantages, qui nous ont ainsi fait préférer l'analyse au granulomètre laser par rapport aux tamis traditionnels. La granulométrie par diffractométrie laser avec le dispositif *Coulter LS-200* (figure 4.19) permet ainsi d'analyser des tailles de grains échelonnées de 0,3 μm à 2000 μm ; soit tout à fait les tailles de grains identifiées précédemment dans notre étude. Cette méthode présente aussi

l'avantage de nécessiter une quantité d'échantillon extrêmement réduite (environ 1 cm³) et un temps d'analyse très court (six minutes par échantillon).

Les avantages importants de l'analyse de la taille des grains par diffractométrie laser permettent donc d'envisager des objectifs tout à fait remarquables et ce au-delà de la simple mesure granulométrique.

Ainsi, si le premier objectif demeure la mesure de la taille des grains au sein des structures déformées, la simplicité et la rapidité des mesures permettent d'envisager de multiplier leur nombre afin d'obtenir des données sur un large panel de structures correspondant à des tailles, des cinématiques et des lithologies variées. Grâce à la multiplication des mesures, il est ainsi possible d'évaluer l'impact de ces différents facteurs sur la diminution de la taille des grains au cours de la déformation.

La précision des données est également en mesure de fournir des informations de qualité sur la taille des différentes classes de grains contenues dans un échantillon. Ces données nous permettent alors d'avoir accès aux processus de la déformation par l'identification de la taille des grains néoformés. Il est alors possible de déterminer s'il s'agit de micro fragments issus d'une usure des grains lors d'un processus de glissement/rotation ou bien de petits grains issus de la fragmentation des grains sains lors d'un processus de *hertzian fracturing*.

4.3.1.2 Principe de la diffractométrie laser

Le granulomètre à diffractométrie laser *Coulter LS-200* (figure 4.19) utilisé lors de cette étude fait partie des dispositifs les plus sophistiqués actuellement disponibles. Ce dispositif est en place dans les locaux du laboratoire GéoAzur, sur le site de Villefranche sur Mer. La méthode de granulométrie par diffractométrie laser est basée sur le principe selon lequel une particule d'une taille donnée diffracte la lumière selon un angle donné, cet angle augmentant avec la diminution de taille de la particule en question. Dans ce système, un étroit faisceau de lumière monochromatique de longueur d'onde $\lambda = 750$ nm balaye la cellule contenant l'échantillon disjoint, lequel est en suspension et en rotation ascendante dans un fluide (de l'eau distillée dans le cas de nos essais). Dans le dispositif *Coulter LS-200*, la lumière diffractée est réceptionnée par une série de 126 capteurs optiques.

La mesure de distribution de taille des particules est effectuée alors que l'échantillon est en mouvement rotatif et ascendant constant dans la cellule. Cette méthode assure une orientation aléatoire de la plupart des particules par rapport au faisceau laser et permet l'obtention d'une mesure équivalente au diamètre d'une particule sphérique.

Les analyses sont possibles sur des tailles de grains comprises entre 0,3 μm et 2000 μm , soit tout à fait les granulométries présentes sur les différents affleurement du Bassin du Sud-Est. En revanche, toute introduction de particule d'un diamètre supérieur à 2000 μm est susceptible d'endommager le dispositif, notamment au niveau des différents capteurs optiques. C'est pourquoi, pour les échantillons les plus grossiers il est nécessaire de disposer

un tamis avec une taille de maille de 2000 μm au dessus de la cuve à eau lors de l'introduction de l'échantillon disjoint, afin de retenir toute particule de taille trop importante.



Figure 4.19 – Granulomètre à diffractométrie laser Coulter LS-200, semblable à celui utilisé à Géoscience Azur lors de cette étude.

4.3.2 Echantillonnage et mise en œuvre de la méthode

L'un des avantages majeurs des mesures au granulomètre par diffractométrie laser *Coulter LS-200* est de nécessiter une quantité d'échantillon très réduite, de l'ordre de 1 cm^3 . Il a donc été possible de pratiquer directement sur site un échantillonnage rapide et représentatif d'un large panel de structures au sein de deux lithologies distinctes. Les échantillons analysés ont été prélevés sur l'ensemble des trois sites d'études choisis dans le Bassin du Sud-Est.

4.3.2.1 Méthode de prélèvement des échantillons

L'échantillonnage a été réalisé de deux façons distinctes en fonction de la cohésion de la roche. Un échantillonnage in situ, fin et précis, a été pratiqué sur les structures les plus fines et par conséquent les moins cohésives dans les sables de Bédoin et du Massif d'Uchaux. En revanche, pour les grès cohésifs d'Orange ainsi que les larges failles ultracataclastiques ou les clusters de BDCs situés dans les sables, nous avons prélevé des blocs qui ont ensuite été retraités en laboratoire. La sélection des structures à échantillonner s'effectue en amont, à partir des relevés de terrain et des clichés pris lors des missions précédentes. Ce travail en laboratoire permet de connaître avec précision le nombre, la situation et le type de structures à échantillonner in situ et de procéder ainsi à un prélèvement méthodique et rapide. Chaque

échantillon est référencé et positionné sur un photomontage précis de l'affleurement réalisé à partir des clichés de terrain obtenus lors des missions précédentes.

Dans les sables très faiblement cohésifs de Bédoin et du Massif d'Uchaux, nous avons donc procédé à un échantillonnage fin, directement sur les structures déformées ainsi que sur la roche saine immédiatement avoisinante. Pour chaque échantillon, nous disposons ainsi d'un couple d'échantillons roche déformée – roche saine. Chaque prélèvement a été effectué selon un protocole d'échantillonnage similaire. La première étape du prélèvement consiste à dégager largement la surface de l'affleurement à l'aide d'une truelle, de façon à éviter toute trace de dépôts susceptibles d'interférer avec la mesure granulométrique, tels que la présence de mousses, de dépôts organiques, d'oxydes ou autres. On utilise ensuite une fine spatule pour prélever environ 2 cm³ de matériel, directement introduits dans des sacs d'échantillonnages zippés et hermétiques. Cette technique très rapide a ainsi permis de multiplier considérablement le nombre de prélèvements et de disposer par conséquent d'échantillons représentant toutes les classes de structures et de cinématiques. De plus, l'échantillonnage des structures les plus fines telles que les BDC contenant un ou deux brins et ne dépassant pas 3mm d'épaisseur est rendu possible, de part le volume de particule réduit nécessaire à la mesure.

Cependant, cette technique de prélèvement n'est pas applicable sur des roches ou des structures cohésives. Nous avons donc procédé différemment pour les grès d'Orange et plusieurs larges structures indurées dans les sables de Bédoin et du Massif d'Uchaux, en prélevant directement des blocs cohésifs. Les prélèvements effectués selon cette seconde méthode sont eux aussi choisis en amont et positionnés avec précision sur les différents photomontages des affleurements. Les structures d'épaisseur fines à moyennes, constituées par les BDCs, sont généralement prélevées en un seul échantillon avec la roche saine avoisinante. En revanche, pour les larges structures telles que les failles ultracataclastiques ou les larges clusters de BDCs on prélève de façon distincte un échantillon de roche déformée et de roche saine. Il est important de noter qu'il n'est pas nécessaire de procéder à l'orientation des échantillons prélevés puisque l'analyse granulométrique est destructive, ce qui permet de procéder à un prélèvement beaucoup plus rapide. Les prélèvements dans ces lithologies ou structures parfois fortement cohésives ont été réalisés en utilisant burin, ciseau et masse.

4.3.2.2 Méthode de préparation des échantillons

Une fois les prélèvements effectués, il est alors nécessaire de procéder à la préparation rigoureuse des échantillons, afin d'obtenir d'une part des résultats de qualité mais aussi d'éviter tout endommagement du système de mesure *Coulter LS-200*. Les premières étapes de la préparation des échantillons, tout comme le prélèvement, varient en fonction de sa cohésion. En vue de l'introduction dans la cellule de mesure, il convient d'obtenir des échantillons dont les particules sont totalement disjointes, mais en prenant garde de ne pas endommager les grains, au risque de créer artificiellement une classe de grains néo-formés. Nous avons ainsi utilisé un principe de mortier pour les cohésions nulles à modérées et une

presse pour les cohésions les plus fortes. Les types de préparation correspondant à chaque échantillon sont donnés dans les tableaux de résultats.

La première méthode de dissociation, utilisant un mortier en bois (figure 4.20), a été utilisée sur les type d'échantillons suivants : les sables sains, les grès sains, les BDCs de toutes tailles présentes dans les sables et enfin les BDCs fines présentes dans les grès. La dissociation des échantillons présentant une cohésion nulle à modérée est relativement aisée, mais il faut veiller à ne pas fracturer les grains lors de cette procédure. C'est pourquoi, après plusieurs essais différents, nous avons choisi de travailler avec un mortier et un pilon en bois d'olivier. Cet outil présente la particularité d'être moins dur que les grains de quartz qui constituent les échantillons, tout en étant suffisamment résistant pour ne pas s'user à leur contact en libérant des éléments susceptibles de fausser la mesure. En revanche, même si le bois d'olivier est moins dur que les grains de quartz, ces derniers peuvent subir des dommages par contact grains sur grains lors de la manipulation. De façon à réduire au plus possible cet artefact potentiel, nous avons travaillé par étapes successives et uniquement sur de très petites quantités d'échantillons.

La seconde méthode de dissociation, utilisant quant à elle une presse (figure 4.20), a été appliquée aux échantillons suivants : Les BDCs épaisses présentes dans les grès, les larges clusters de BDCs affectant les sables mais aussi les larges failles ultracataclastiques présentes dans les grès comme dans les sables. Pour ces échantillons de forte cohésion, il est impossible d'utiliser la méthode du mortier en bois d'olivier, et un mortier en marbre ou en agate, du fait de sa dureté provoquerait une fracturation des grains. Nous avons alors choisi de procéder de la façon suivante, selon trois étapes et ce pour chaque échantillon. On procède tout d'abord à une réduction grossière de l'échantillon, en cubes de l'ordre de 1 cm^3 à l'aide d'une masse. L'échantillon est alors introduit dans le réceptacle en acier de la presse manuelle. On procède alors à l'écrasement progressif de l'échantillon, tout en vidant très régulièrement la cuve afin de récupérer les grains disjoints. Enfin, la dernière étape consiste à finaliser la dissociation en utilisant les mortier et pilon en bois d'olivier pour séparer les derniers agrégats.

Lors de la réalisation de mesures au granulomètre par diffractométrie laser avec un dispositif tel que le *Coulter LS-200*, il est nécessaire, s'il y a lieu, de procéder à une décarbonatation des échantillons avant leur introduction dans la cuve, afin d'éviter de fausser les mesures mais aussi d'endommager le système. Nous avons ainsi pratiqué des tests à l'acide chlorhydrique à 1 mol/l sur l'ensemble des échantillons et aucun ne présente de traces de calcite. Par conséquent, aucune décarbonatations n'est à effectuer sur nos échantillons.

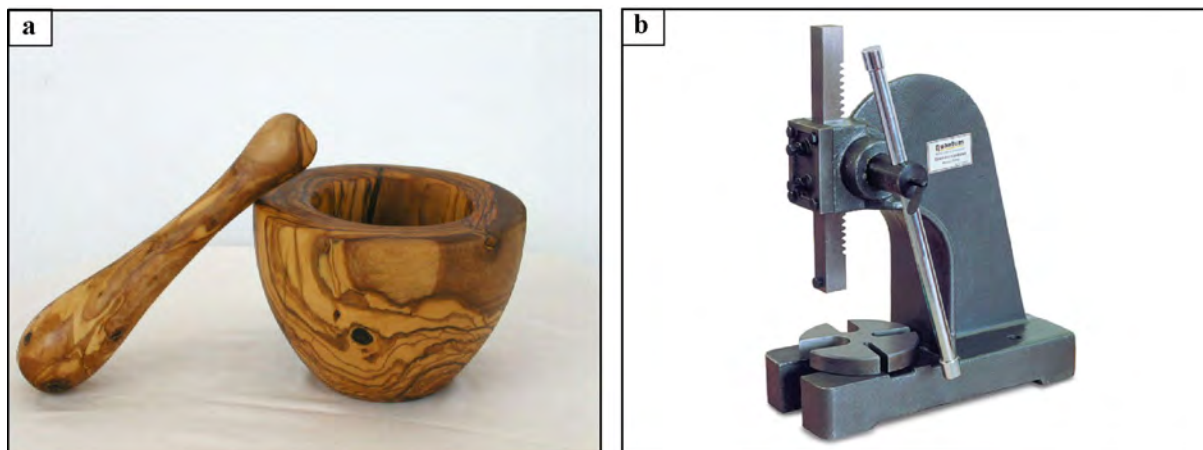


Figure 4.20 – Les différents dispositifs utilisés pour la dissociation des échantillons. (a) Mortier en bois d'olivier utilisé pour dissocier les échantillons de sables et de grès sains ainsi que les échantillons de BDCs dans les sables et les grès. (b) Presse manuelle semblable au dispositif utilisé pour dissocier les BDCs épaisses dans les grès ainsi que les clusters de BDCs et les larges failles.

4.3.3 Résultats des mesures ou évolution de la granulométrie depuis la roche saine jusqu'à la faille ultracataclastique

Dans la suite de ce travail, nous présentons les résultats de granulométrie obtenus à partir des échantillons prélevés et préparés selon les protocoles précédemment décrits. Nous avons effectué les mesures de granulométrie par diffractométrie laser sur 35 échantillons provenant des grès cohésifs d'Orange, dont 18 sur roche saine et 17 sur roche déformée ; sur 139 échantillons provenant des sables peu cohésifs de Bédoin, dont 63 sur roche saine et 76 sur roche déformée ; et enfin sur 178 échantillons provenant des sables peu cohésifs du Massif d'Uchaux, dont 83 sur roche saine et 95 sur roche déformée. Nous disposons ainsi d'une base de donnée de 352 essais, regroupant un large panel de types de structures, de cinématiques et de lithologies différentes.

Une sélection des résultats obtenus est présentée en table 4.5 pour les grès d'Orange et en tables 4.6 et 4.7 pour les sables de Bédoin. Dans chacun des trois tableaux de résultats, il est indiqué la nature de l'échantillon, sa référence, son épaisseur et sa cinématique. Pour chaque échantillon, nous donnons en micromètres les valeurs suivantes : la position du volume maximal, la médiane ainsi que la moyenne pondérée. Nous donnons également les valeurs des percentiles mesurées à 10%, 25%, 50%, 75% et 90% de la population de chaque échantillon.

Au cours de cette section, nous donnons également quelques résultats complets sous forme de graphique semi-logarithmique représentant la taille des grains en fonction du volume. Ces résultats sont donnés pour quelques échantillons représentatifs en fonctions des facteurs essentiels contrôlant la taille des grains dans les structures déformées.

Study area and Lithologie	Structure type	Sample ref.	Thickness (mm)	Kinematics	Max	Median	MeanPond	Percentiles (um)						
								Q10	Q25	Q50	Q75	Q90		
Orange sandstone	Host rock	1 Or-1	-	-	541,9	554,3	600,8	257,2	454,5	554,3	656,2	763,1		
		11 Or-1	-	-	493,6	494,7	534,4	178,2	370,1	494,7	603,6	708,6		
		20 Or-1	-	-	541,9	492,1	519,6	143,8	287,4	492,1	637,3	794,5		
		29 Or-1	-	-	541,9	474,0	530,5	97,6	249,6	474,0	698,2	985,8		
		35 Or-1	-	-	653,0	656,3	704,8	245,9	516,0	656,3	808,3	985,6		
		53 Or-1	-	-	594,9	636,1	674,5	207,4	458,6	636,1	846,2	1084,0		
		56 Or-1	-	-	493,6	433,4	463,8	64,2	179,8	433,4	615,1	834,6		
		58 Or-1	-	-	541,9	434,1	441,8	38,1	173,3	434,1	607,8	767,6		
					<i>Mean calculated on 18 results</i>	597,8	187,0	384,2	558,6	716,4	888,9			
Orange sandstone	Single strand CDB	4 Or	2	reverse	653,0	636,3	675,4	200,2	471,0	636,3	807,0	995,8		
		20 Or	2	reverse	493,6	360,3	406,6	37,0	173,8	360,3	539,0	678,1		
		27 Or	4	reverse	541,9	467,8	482,4	73,8	257,6	467,8	592,5	724,2		
					<i>Mean calculated on 3 results</i>	488,1	521,5	300,8	488,1	646,2	799,4			
Orange sandstone	Multi-strands CDB	6 Or	7	reverse	493,6	384,6	413,0	42,6	164,2	384,6	566,6	748,1		
		28 Or	7	reverse	409,6	238,1	292,9	24,1	90,0	238,1	406,4	517,8		
		35 Or	7	reverse	541,9	480,1	495,2	51,1	212,2	480,1	668,9	851,4		
		3 Or	9	reverse	449,7	343,9	366,4	47,0	144,9	343,9	507,3	644,5		
		29 Or	20	reverse	541,9	465,9	518,7	92,7	253,8	465,9	687,6	944,2		
		1 Or	23	reverse	449,7	267,2	322,2	34,8	107,6	267,2	444,3	568,1		
		11 Or	23	reverse	449,7	292,3	332,3	34,8	120,5	292,3	448,4	564,1		
		19 Or	24	reverse	449,7	314,0	350,5	48,5	136,4	314,0	469,9	589,8		
		21 Or	30	reverse	449,7	345,7	353,2	40,1	141,8	345,7	497,6	620,1		
					<i>Mean calculated on 9 results</i>	382,7	46,2	152,4	348,0	521,9	672,0			
Orange sandstone	Later large normal fault	50 Or	700	normal	409,6	170,4	236,3	9,8	46,3	170,4	334,6	467,3		
		51 Or	700	normal	449,7	282,3	371,0	21,9	91,4	282,3	522,8	782,2		
		55 Or	700	normal	493,6	208,0	317,7	5,5	42,7	208,0	481,5	688,8		
					<i>Mean calculated on 3 results</i>	220,2	308,4	60,1	220,2	446,3	646,1			
Orange sandstone	Later thin normal fault	57 Or	18	normal	493,6	226,6	306,3	13,0	64,7	226,6	469,8	622,6		
		58 Or	18	normal	449,7	209,3	286,5	12,4	64,2	209,3	428,3	553,8		
					<i>Mean calculated on 2 results</i>	218,0	296,4	12,7	64,4	218,0	449,0	588,2		

Table 4.5 – Résumé des données de granulométrie pour une sélection d'échantillons de grès d'Orange obtenues lors de cette étude. Les valeurs en gras sont les moyennes, calculées indépendamment sur chaque catégorie de structure et de cinématique.

Study area and Lithologie	Structure type	Sample ref.	Thickness (mm)	Kinematics	Displacement (mm)	Max	Median	MeanPond	Percentiles (um)					
									Q10	Q25	Q50	Q75	Q90	
Bédoin sands	Host rock	2 BedI	-	-	-	194,2	195,4	249,8	92,3	144,8	195,4	256,5	346,0	
		3 BedI	-	-	-	194,2	188,6	243,9	100,5	141,7	188,6	246,2	330,3	
		47 BedI	-	-	-	176,9	182,9	246,3	78,8	128,2	182,9	263,2	391,8	
		26 BedI	-	-	-	339,9	244,2	304,6	103,9	162,3	244,2	346,7	430,4	
				<i>Mean calculated on 63 results</i>			212,8	201,3	258,1	143,0	201,3	278,0	364,7	
Bédoin sands	Single strand CDB	24 BedI	1	normal	10	194,2	162,5	203,1	23,4	92,5	162,5	224,1	306,3	
		12 BedI	1	normal	13	161,2	145,8	178,5	22,1	82,1	145,8	205,6	273,1	
		42 BedI	1	normal	13	161,2	128,1	157,8	11,5	57,1	128,1	185,4	246,7	
		23 BedI	1	normal	18	176,9	158,0	197,5	40,6	102,5	158,0	210,3	271,3	
		34 BedI	1	normal	25	339,9	167,3	224,0	11,5	60,5	167,3	298,5	404,6	
		47 BedI	2	normal	11	146,8	105,2	140,3	7,9	36,8	105,2	167,4	236,9	
		26 BedI	2	normal	16	339,9	207,2	267,8	58,5	124,0	207,2	316,1	406,7	
		49 BedI	2	normal	18	309,6	165,7	219,9	13,3	66,8	165,7	284,4	393,4	
		5 BedI	2	normal	21	176,9	160,3	192,3	23,7	94,3	160,3	221,4	289,6	
		46 BedI	4	normal	18	176,9	149,3	185,9	28,6	89,9	149,3	203,6	258,9	
				<i>Mean calculated on 10 results</i>			154,9	80,6	196,7	24,1	80,6	154,9	231,7	308,7
Bédoin sands	Multi-strands CDB	8 Bed3	15	normal	35	309,6	212,0	253,0	19,3	81,9	212,0	327,1	416,0	
		14 BedI	15	normal	127	161,2	132,3	162,1	11,7	58,7	132,3	192,3	255,5	
		25 BedI	16	normal	40	309,6	181,4	231,7	15,1	70,8	181,4	303,7	400,2	
		30 BedI	16	normal	39	146,8	116,0	165,7	6,7	35,0	116,0	198,0	337,3	
		38 BedI	21	normal	120	161,2	120,5	155,6	8,5	43,2	120,5	187,3	263,2	
		18 Bed3	27	normal	270	176,9	162,8	221,9	16,5	73,0	162,8	282,5	412,0	
		18 BedI	30	normal	145	176,9	136,9	179,1	9,4	45,0	136,9	222,4	327,6	
		28 BedI	45	normal	1150	176,9	130,0	191,4	7,5	37,1	130,0	251,0	386,7	
		41 BedI	65	normal	460	161,2	101,8	132,8	5,8	28,2	101,8	167,7	224,9	
		27 BedI	70	normal	340	176,9	133,8	182,3	11,5	50,3	133,8	223,1	339,0	
				<i>Mean calculated on 18 results</i>			193,3	143,4	190,7	14,6	57,1	143,4	236,2	340,9
Bédoin sands	Large CDBs cluster	1 BedGF	1000	normal	/	339,9	161,9	220,9	10,9	40,7	161,9	313,9	406,6	
		3 BedGF	1000	normal	/	309,6	179,6	223,5	12,0	44,9	179,6	309,1	396,4	
		4 BedGF	1000	normal	/	339,9	173,5	227,3	11,6	44,5	173,5	319,6	408,9	
		5 BedGF	1000	normal	/	339,9	225,7	264,1	27,4	87,2	225,7	340,4	426,1	
						<i>Mean calculated on 4 results</i>			185,2	54,3	233,9	15,5	54,3	185,2

Table 4.6 – Résumé des données de granulométrie pour une sélection d'échantillons de sables de Bédoin prélevés sur des structures à cinématique normale et dans la roche saine correspondante. Les valeurs en gras sont les moyennes calculées indépendamment sur chaque catégorie de structure.

Study area and Lithologie	Structure type	Sample ref.	Thickness (mm)	Kinematics	Displacement (mm)	Max	Median	MeanPond	Percentiles (um)				
									Q10	Q25	Q50	Q75	Q90
Bédoin sands	Single strand CDB	2 Bed1	5	reverse	12	161,2	132,7	160,1	14,2	62,4	132,7	189,4	247,1
		39 Bed1	5	reverse	32	161,2	135,0	169,5	10,6	62,3	135,0	195,5	276,4
				<i>Mean calculated on 2 results</i>		161,2	133,9	164,8	12,4	62,3	133,9	192,4	261,8
	Multi-strands CDB	35 Bed1	1	strike-slip	6	161,2	156,7	198,9	54,1	113,7	156,7	204,6	263,1
		20 Bed3	2	strike-slip	7	176,9	152,6	196,9	26,2	92,7	152,6	215,4	302,1
		17 Bed3	2	strike-slip	22	161,2	148,1	188,8	23,2	81,7	148,1	218,7	305,7
		3 Bed3	2	strike-slip	30	161,2	144,8	181,3	16,7	87,8	144,8	202,9	280,9
		4 Bed3	2	strike-slip	30	161,2	136,7	177,0	12,4	61,1	136,7	204,4	305,1
				<i>Mean calculated on 7 results</i>		161,2	153,4	189,2	25,4	92,0	161,7	231,1	309,5
		3 Bed1	5	reverse	9	176,9	160,1	200,0	44,7	107,7	160,1	211,2	270,9
		4 Bed1	7	reverse	8	176,9	152,7	182,3	19,6	94,3	152,7	198,4	242,0
		1 Bed1	15	reverse	57	176,9	147,0	182,5	15,9	61,8	147,0	217,9	303,3
		44 Bed1	20	reverse	45	194,2	154,0	192,0	10,7	50,6	154,0	238,1	339,1
		<i>Mean calculated on 4 results</i>		181,3	153,4	189,2	22,7	78,6	153,4	216,4	288,8		
Bédoin sands	Large CDBs cluster	7 Bed1	2	strike-slip	22	176,9	159,6	196,0	21,4	89,3	159,6	226,0	307,5
		31 Bed1	6	strike-slip	35	161,2	151,5	209,7	16,0	68,1	151,5	255,4	392,2
		32 Bed1	10	strike-slip	100	234,1	213,9	267,3	42,6	130,5	213,9	323,0	428,0
		5 Bed3	20	strike-slip	23	146,8	132,8	164,5	21,0	74,8	132,8	184,6	246,3
		1 Bed3	20	strike-slip	40	161,2	149,9	192,5	32,5	102,2	149,9	201,1	269,8
		13 Bed1	30	strike-slip	60	161,2	141,7	175,2	18,1	69,5	141,7	204,8	276,3
		2 Bed3	30	strike-slip	75	146,8	136,1	172,2	23,0	86,1	136,1	189,2	258,4
		7 Bed3	40	strike-slip	150	176,9	166,2	208,6	19,0	90,9	166,2	245,8	343,3
				<i>Mean calculated on 18 results</i>		196,7	160,1	201,0	22,0	82,0	160,1	238,7	323,4
		36 Bed1	450	strike-slip	/	339,9	148,7	210,0	13,4	52,2	148,7	278,2	397,9
		37 Bed1	450	strike-slip	/	176,9	146,5	204,4	9,7	42,9	146,5	271,0	395,0
		6 Bed3	600	strike-slip	/	161,2	159,1	206,6	30,7	102,4	159,1	233,2	344,5
		9 Bed3	1000	strike-slip	/	194,2	136,0	192,8	7,8	40,9	136,0	250,4	376,0
10 Bed3	1000	strike-slip	/	309,6	205,8	259,0	27,2	110,1	205,8	326,0	432,6		
11 Bed3	1000	strike-slip	/	194,2	160,0	209,9	12,5	54,9	160,0	267,0	383,6		
12 Bed3	1000	strike-slip	/	161,2	168,2	226,9	24,0	89,6	168,2	276,0	410,0		
13 Bed3	1000	strike-slip	/	339,9	236,6	273,1	26,2	100,6	236,6	349,7	439,0		
		<i>Mean calculated on 10 results</i>		245,1	182,2	232,2	20,6	81,8	182,2	292,1	403,1		

Table 4.7 – Résumé des données de granulométrie pour une sélection d'échantillons de sables de Bédoin prélevés sur des structures à cinématique inverse et décrochante. Les données de granulométrie dans la roche saine correspondante sont données en table 5.2. Les valeurs en gras sont les moyennes calculées indépendamment sur chaque catégorie de structure.

4.3.3.1 Effet de l'épaisseur des structures sur la granulométrie

Les mesures de granulométrie par méthode de diffractométrie laser ont permis de confirmer les premières observations microstructurales et de mettre en évidence l'épaisseur et la complexité des structures comme un paramètre prépondérant dans le contrôle de la déformation. On peut ainsi distinguer cinq classes granulométriques correspondant à la roche saine, aux BDCs à brin unique, aux BDCs à brins multiples, aux cluster de BDCs et enfin aux larges failles ultracataclastiques.

Comme attendu, les tailles de grains les plus fortes sont enregistrées dans les différents échantillons de roche saine. Sur ces échantillons, la répartition de la population est généralement unimodale à très légèrement bimodale, présentant un pic de valeurs centré entre 200 et 600 μm selon le site (tables 4.5 à 4.7). Ces mesures granulométriques sur roche saines, réalisées sur un total de 164 échantillons, tous sites confondus, permettent d'avoir accès à la granulométrie initiale de chaque site mais également d'obtenir des courbes témoin tout à fait primordiales pour la comparaison des structures déformées.

La représentation de la granulométrie pour la roche saine est donnée en figures 4.21 et 4.22 pour les grès d'Orange ainsi qu'en figures 4.23 et 4.24 pour les sables de Bédoin. Sur l'ensemble de ces figures, on constate une répartition unimodale, avec une forte représentation des gros grains proches de 500 μm , tandis que les petits grains inférieurs à 100 μm sont très peu représentés.

La seconde catégorie de structures est constituée par les BDCs fines à brin unique, qui constituent les plus petits éléments déformés. Sur ce type de structures, on observe toujours la présence d'un pic de valeurs sur les grains les plus gros, proches de 500 μm , mais avec une nette réduction par rapport à la roche saine (figures 4.21 et 4.23). De plus, on constate une augmentation notable du nombre de petits grains inférieurs à 100 μm (figures 4.21 à 4.24). Cette répartition tout à fait singulière de la population de grains montre donc une réduction de la quantité de gros grains au profit de l'augmentation de la quantité de petits grains. On peut donc affirmer que les petits grains présents dans les structures déformées sont issus de la fragmentation des grains initiaux, et peuvent par conséquent être qualifiés de grains néo-formés.

Il est important de noter que si ces structures sont très fines, elles affectent cependant la granulométrie de façon considérable. En effet, les données disponibles en table 4.5 à 4.7 montrent une forte réduction des médianes et moyennes, ainsi qu'une diminution de deux à trois fois des percentiles à Q10.

Il existe une troisième catégorie de structures constituée par les BDCs à brins multiples. Ces structures présentent une répartition granulométrique semblable à celle des BDCs à brins uniques (figure 4.21 à 4.24). Il existe ainsi une réduction par fracturation de la quantité de gros grains, qui génère une population de grains néo-formés. Les différences entre structures à brin unique et brins multiples sont peu marquées mais tout de même présentes, dans les valeurs de médiane, moyennes pondérées et percentiles données en tables 4.5 à 4.7.

Considérons à présent les objets déformés de type cluster de BDCs présents sur le site des sables de Bédoin (tables 4.6 et 4.7, figures 4.23 et 4.24). La granulométrie de ces larges structures ne présente que peu de différences avec les BDCs qui les constituent. On constate cependant qu'il existe une réduction du pic de valeurs à 500 μm plus importante, ainsi qu'une augmentation dans les mêmes proportions de la quantité de grains néo-formés issus de la fracturation.

En conséquence, les processus de fracturation se poursuivent à l'intérieur des BDCs qui constituent le cluster, alors même qu'il se produit une augmentation du nombre de bandes déformées.

La dernière catégorie de structures est constituée par les larges failles ultracataclastiques, telle la faille tardive normale présente sur le site d'Orange. La figure 4.21 montre que la répartition de la population de grains au sein de cette structure est tout à fait singulière. De plus, les mesures correspondent tout à fait aux observations microstructurales réalisées précédemment dans ce chapitre. Pour ce type de structures, on observe la présence d'un pic de valeurs pour les grains de 500 μm , qui est réduit de moitié par rapport à la roche saine mais cependant toujours présent. On observe également une forte augmentation du nombre de petits éléments, issus de la fracturation des grains sains.

On retrouve ainsi la répartition précédemment observée en lame mince, avec une matrice ultracataclastique de grains fracturés et quelques gros grains quasiment intacts, conservés depuis l'initiation de la déformation.

4.3.3.2 Effet de la cinématique sur la granulométrie

Nous avons choisi d'évaluer le rôle de la cinématique sur les objets déformés en effectuant des mesures sur différents échantillons, tous issus de la même lithologie et du même site ; celui des sables de Bédoin. Nous avons ainsi pratiqué des essais sur des échantillons issus sur des structures à jeu normal, inverse et décrochant, prélevés sur des objets de type BDCs à brin unique, BDCs brins multiples et larges clusters de BDCs (tables 4.6 et 4.7).

Les figures 4.25 et 4.26 montrent la répartition granulométrique pour trois échantillons de BDCs à brins multiples correspondant à trois cinématiques différentes, ainsi qu'un échantillon de roche saine. Ces figures, ainsi que la sélection de mesures présentées en tables 4.6 et 4.7 montrent qu'il n'existe pas d'incidence de la cinématique sur la répartition d'une population de grain à l'intérieur d'une structure déformée.

En conséquence, sur notre site d'étude, l'évolution de la granulométrie est contrôlée par l'épaisseur et la complexité des structures mais pas par la cinématique.

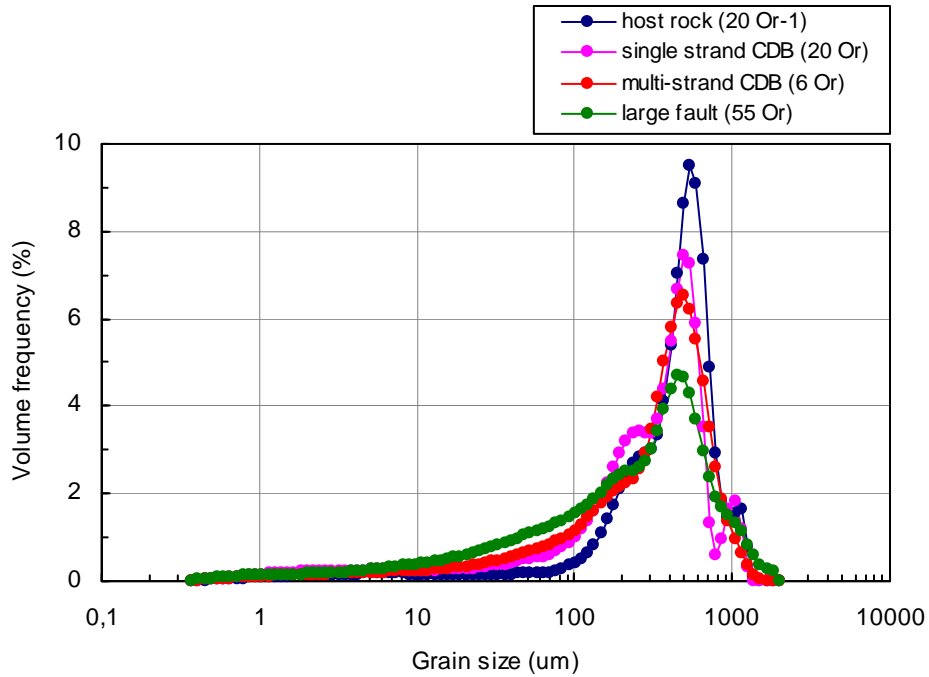


Figure 4.21 – Répartition de la granulométrie (en volume) pour des échantillons de roche saine, de BDCs à brin unique et brins multiples ainsi que d'une large faille ultracataclastique, prélevés dans les grès cohésifs d'Orange.

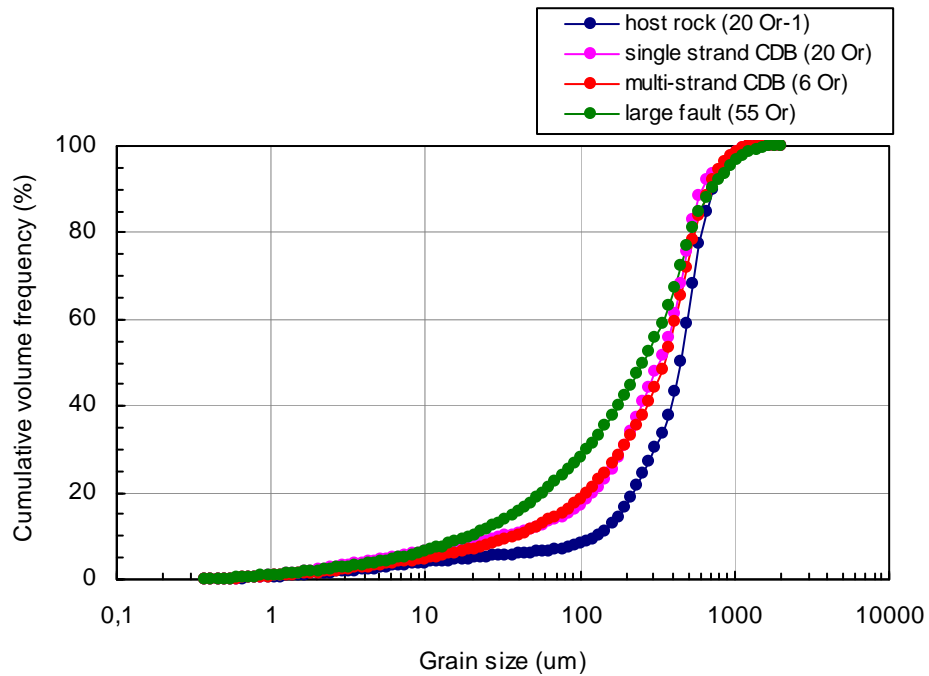


Figure 4.22 – Représentation de la granulométrie en fréquence cumulée (en volume) pour les mêmes échantillons prélevés dans les grès cohésifs d'Orange.

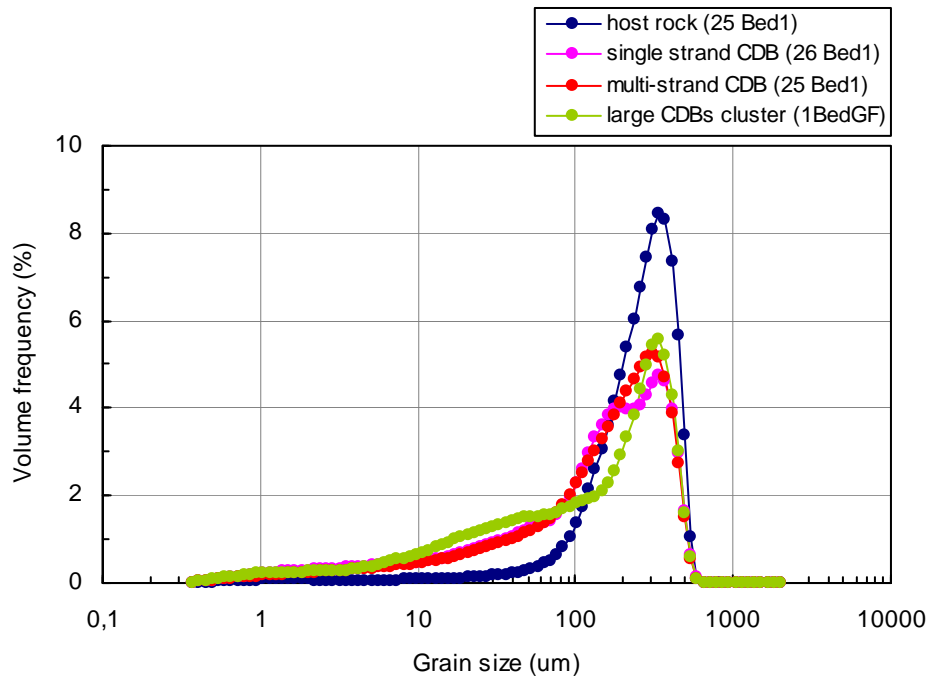


Figure 4.23 – Répartition de la granulométrie (en volume) pour des échantillons de roche saine, de BDCs à brin unique et brins multiples ainsi que d'un large cluster de BDCs, tous de cinématique normale, prélevés dans les sables peu cohésifs de Bédoin.

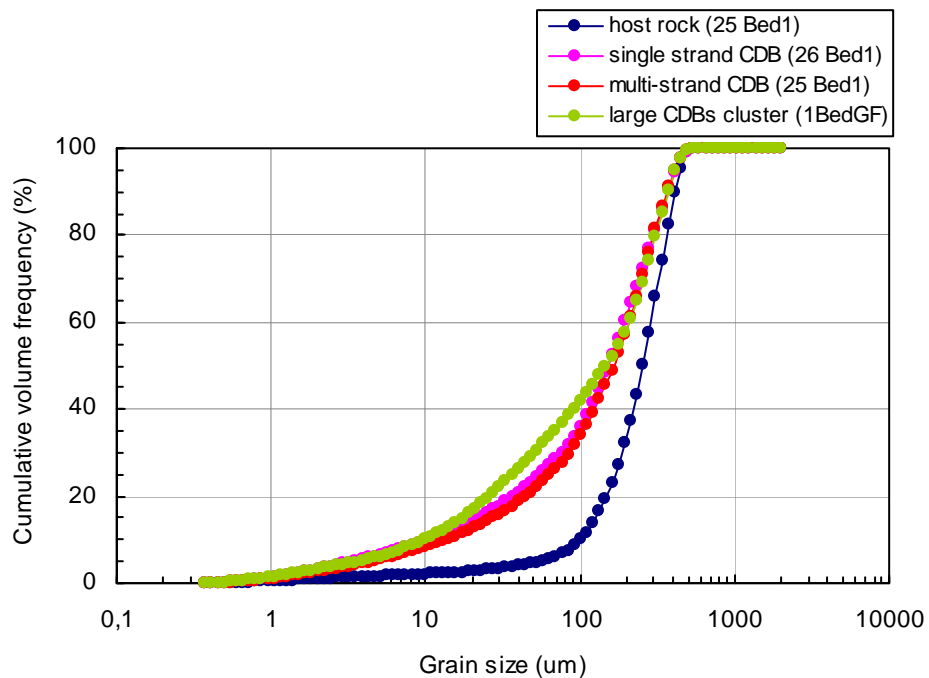


Figure 4.24 – Représentation de la granulométrie en fréquence cumulée (en volume) pour les mêmes échantillons prélevés dans les sables peu cohésifs de Bédoin.

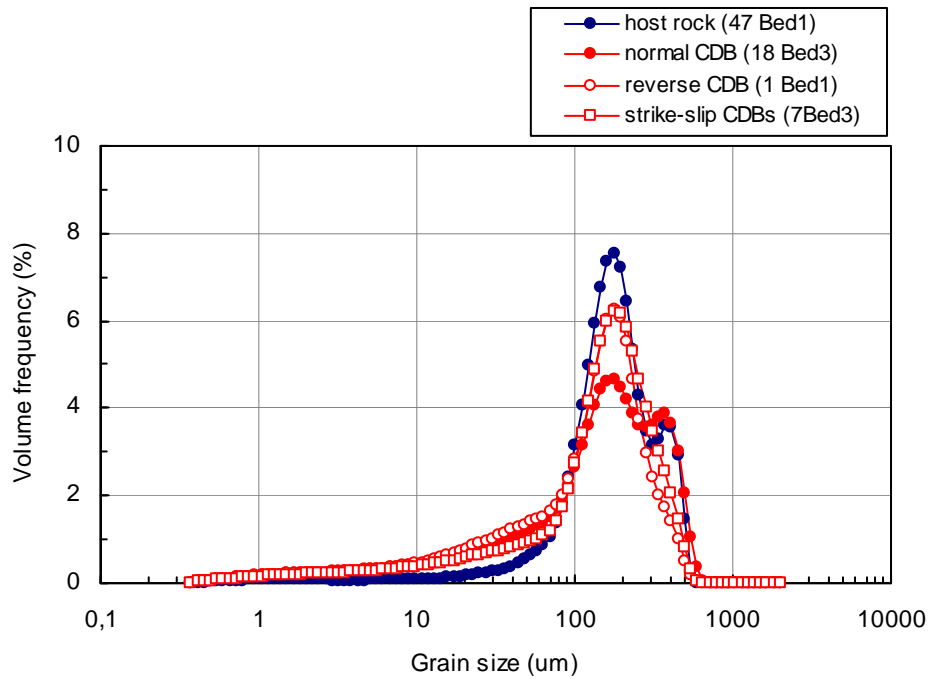


Figure 4.25 – Répartition de la granulométrie (en volume) pour des échantillons de roche saine et de BDCs à brins multiples à cinématique normale, inverse et décrochante. L'ensemble des échantillons provient des sables peu cohésifs de Bédoin.

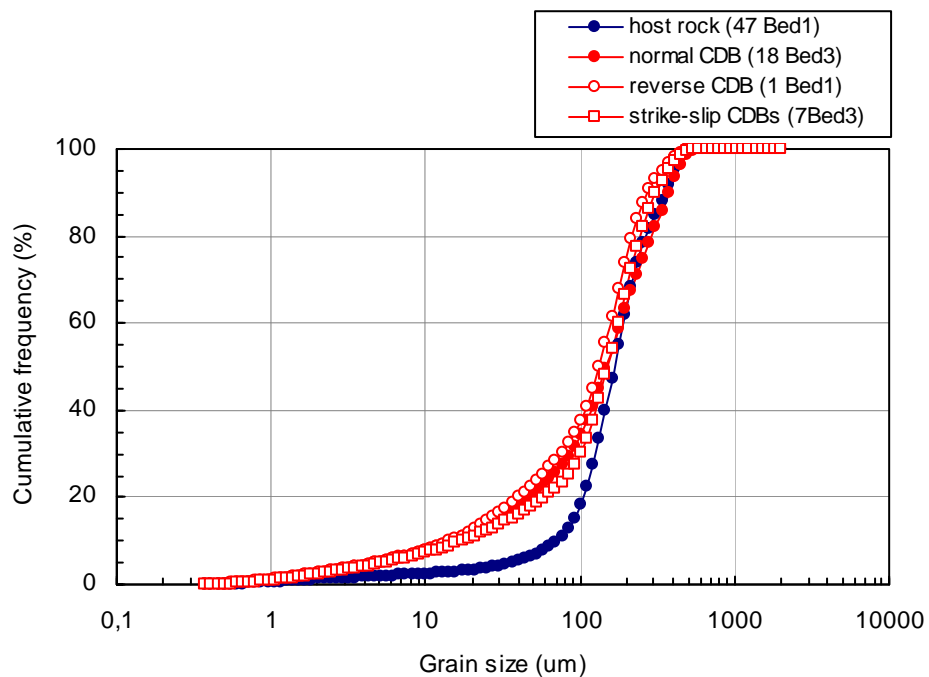


Figure 4.26 – Représentation de la granulométrie en fréquence cumulée (en volume) pour les mêmes échantillons prélevés dans les sables peu cohésifs de Bédoin.

4.3.4 Discussions sur la granulométrie par diffractométrie laser

Au cours de ce paragraphe, nous établirons tout d'abord les apports de la méthode de diffractométrie laser aux problématiques de croissance des structures et de détermination des différents facteurs de contrôle de cette déformation. Puis dans un second temps nous établirons le bilan des limites inhérentes aux différents protocoles mis en jeu lors de cette étude.

4.3.4.1 Apports de la méthode à la compréhension des processus de déformation

Comme nous l'avons précédemment souligné, la précision et la quantité de données, autorisées uniquement par l'utilisation de cette méthode de granulométrie, a permis l'obtention de résultats tout à fait intéressants. Nous avons ainsi pu montrer qu'il existe une réduction de la quantité des grains les plus gros au profit de la création d'une nouvelle gamme de grains plus fins. Ces résultats sont visibles dès les structures les plus fines et s'amplifient avec l'augmentation de taille et de complexité de l'objet déformé. Ces résultats permettent donc d'affirmer que les grains de petite taille, inférieurs à 100 μm , sont directement issus de la fracturation des grains sains.

De plus, nous avons mis en évidence que les structures de type BDCs à brin unique, BDCs à brins multiples et larges clusters de BDCs présentent un fonctionnement relativement similaire, ainsi qu'une augmentation constante des micro-grains issus du démantèlement des grains sains. Ceci permet de confirmer nos observations premières et de penser que les brins constituant les BDCs, ou les BDCs constituant les clusters ne sont pas scellés, mais continuent d'évoluer avec l'augmentation de taille de la structure.

Quant aux processus mis en jeu dans le cas des larges failles ultracataclastiques, nos données ont également confirmé les observations et estimations précédemment établies. Nous montrons ainsi qu'il subsiste à l'intérieur de ces structures ultracataclastiques une quantité non négligeable de gros grains peu déformés. Ces grains sont entourés d'une matrice de micro-fragments ultracataclastiques, largement plus nombreux que dans le cas des structures de type BDCS.

4.3.4.2 Limites de la méthode

La granulométrie par diffractométrie laser est une méthode de mesure de grande précision, qui permet de pratiquer des essais sur une quantité d'échantillons très réduite (de l'ordre de 1 cm^3) pour une plage de données comprise entre 0,3 μm et 2000 μm . Cependant, il existe plusieurs sources d'erreurs potentielles, principalement issues des protocoles de prélèvement et de préparation des échantillons en amont des mesures.

La première source d'erreur est constituée par la réalisation des prélèvements, et principalement dans le cas des échantillonnages pratiqués in situ. En effet, les structures à

échantillonner y sont parfois très fines, de l'ordre de quelques millimètres, et situées dans des sables très peu cohésifs. Le risque est alors de prélever du matériel sain en plus de l'échantillon déformé. C'est pourquoi le prélèvement doit être réalisé avec le plus grand soin, en dégageant largement la structure avant le prélèvement. Pour les structures plus larges ou situées dans les grès, le risque d'introduction de matériel non déformé est en revanche très minime.

La seconde source d'erreur potentielle se situe dans la préparation des échantillons en vue de l'introduction dans la cuve du granulomètre. Dans ce cas, le risque est de procéder à une fracturation artificielle des grains, qui fausserait considérablement la mesure. C'est pourquoi nous avons développé et appliqué des protocoles stricts, précédemment décrit au début de cette section. Avec l'application rigoureuse de ces procédés, le risque de fracturation est ainsi très largement amoindri. Cependant, il faut être conscient qu'un grain déjà fissuré sera totalement disjoint dans l'opération.

Enfin, la dernière source d'erreur peut être due à la faible quantité de grains introduits dans la cuve du granulomètre. En effet, si le volume de matière très réduit nécessaire à la mesure est un atout considérable, il peut néanmoins constituer un handicap si la répartition granulométrique des échantillons n'est pas adaptée à la plage de mesure. Dans le cas de nos essais, la plage de mesure est tout à fait en adéquation avec la granulométrie de nos échantillons. Par conséquent, on peut considérer qu'il n'y aura pas d'impact de cette sorte sur nos mesures.

De façon générale, nous pouvons ainsi considérer que les sources d'erreurs sont principalement issues des protocoles de prélèvement et de préparation des échantillons, mais elles sont minimes. De plus, la grande quantité de mesures effectuées a permis lors des différents calculs de moyennes de lisser les éventuelles erreurs issues des protocoles situés en amont de la mesure.

4.3.5 Conclusion sur la granulométrie par diffractométrie laser

Au cours de cette section du chapitre 4, nous avons procédé à une étude granulométrique de précision portant sur l'ensemble des trois sites d'étude sélectionnés dans le Bassin du Sud-Est. Cette étude a été menée grâce à l'utilisation d'un granulomètre à diffractométrie laser de type *Coulter LS-200*. Les mesures ont été effectuées sur une grande quantité d'échantillons, représentatifs d'un large spectre de structures et de cinématiques au sein de deux lithologies distinctes. L'objectif des mesures étant double, avec d'une part la détermination précise des tailles de grains dans les structures déformées et d'autre part une meilleure compréhension des processus de déformation.

Les 352 mesures granulométriques réalisées sur roche saine, BDCs à brin unique, BDCs à brins multiples, clusters de BDCs et failles ultracataclastiques dans les sables et dans les grès ont permis de mettre en évidence quelques conclusions essentielles :

- La roche saine présente une répartition granulométrique généralement unimodale, avec un pic de valeurs centré sur une taille de grain variable d'un site à l'autre. Les sables du Massif d'Uchaux montrent un pic de valeurs moyen à 651 μm ; les grès d'Orange à 557 μm ; les sables de Bédoin à 212 μm .
- Les BDCs, quelque soit leur épaisseur ou leur organisation (isolées ou groupées en clusters) montrent un schéma de répartition granulométrique semblable. On observe une réduction du pic de valeurs sur les gros grains au profit de la création d'une nouvelle classe de grains, de taille le plus souvent comprise entre 10 μm et 100 μm . Ces micrograins néo-formés sont ainsi directement issus de la fracturation et de la fragmentation des grains sains. Ce schéma de répartition s'observe sur tous les objets déformés et ce dès la BDC à brin unique, qui constitue pourtant le plus petit élément de déformation.
- Pour les BDCs, la diminution de la quantité de gros grains au profit de la création de fragments néo-formés est croissante avec l'augmentation de taille de la structure. On peut alors envisager que la déformation à l'intérieur d'un brin puis plus largement d'une bande n'est pas scellée et peut se poursuivre simultanément avec l'augmentation de taille de celle-ci par ajout du nombre de brins ou de bandes.
- Les mesures effectuées sur les larges failles ultracataclastiques confirment les observations microstructurales. On observe ainsi la présence d'une large part de micro-fragments ultracataclastiques, mais également la subsistance d'un pic de valeurs sur les grains de grande taille. On peut donc affirmer qu'il existe au sein des larges failles une part non négligeable (environ 5% du volume) de grains intacts, qui n'ont pas été affectés par la déformation.

Au cours de cette section, nous avons donc tout d'abord quantifié la répartition granulométrique des différentes populations de structures. Nous avons ensuite confirmé les différentes observations réalisées en lames minces sur les processus de croissance mis en jeu dans les BDCs et les larges failles ultracataclastiques.

4.4 Conclusion

Au cours du chapitre 4, nous avons procédé à une analyse micro-structurale détaillée et complète des structures déformées présentes sur les affleurements du Bassin du Sud-Est et précédemment décrites en chapitre 2 et 3. Cette étude a été menée selon trois méthodes d'analyses distinctes : une étude détaillée de clichés MEB ; une estimation de la granulométrie et de la porosité à partir d'un logiciel de comptage automatique, pratiquée sur les clichés MEB précédemment décrits ; une analyse granulométrique de précision par méthode de diffractométrie laser sur 352 échantillons de roche saine comme déformée. Plusieurs conclusions essentielles ressortent de ces études :

- Les observations au Microscope Electronique à Balayage ont mis en évidence le rôle majeur de la lithologie dans les microprocessus de la déformation des BDCs. Les grès montrent ainsi une fracturation de type « Hertzian fracturing ». Dans ce cas, le ciment intergranulaire inhibe les mouvements de grains, il se produit alors une fracturation initiée aux points de contact intergranulaires, là où la contrainte est maximale. Les sables montrent quant à eux des processus de glissement – rotation, avec une usure des grains et la génération de microfragments.
- Les observations au MEB montrent également une différence considérable entre les BDCs et les failles ultracataclastiques. Les larges failles montrent une réduction drastique de la granulométrie et de la porosité, avec la présence d'une matrice ultracataclastique et de quelques grains intacts.
- La porosité surfacique, mesurée avec le logiciel de comptage automatique *Image J* est de l'ordre de 30% dans la roche saine. Dans les structures de type BDCs, elle décroît progressivement avec la complexification des objets (de 26 % à 20% en moyenne), c'est à dire avec l'ajout du nombre de brins. Au niveau des failles ultracataclastiques, ces valeurs diminuent considérablement jusqu'à 12% en moyenne.
- L'évaluation de la taille des pores et de la granulométrie avec le logiciel *Image J* confirme la réduction de ces deux paramètres avec la complexification et l'augmentation de taille des structures déformées. Dans le cas des BDCs, cette réduction est d'un ordre de grandeur par rapport à la roche saine, tandis qu'elle est de deux ordres de grandeur dans le cas des larges failles ultracataclastiques.
- Les mesures granulométriques de précision effectuées par méthode de diffractométrie laser ont montré que la quantité de grains sains décroît au profit de la génération de fragments néo-formés. L'épaisseur et la complexité des structures sont alors un facteur essentiel à l'évolution granulométrique. En revanche, la cinématique des structures n'a pas d'incidence sur la taille des grains mesurés.

Au cours de ce chapitre, nous avons donc montré qu'il existe au sein des structures déformées de type BDCs une réduction de la taille des grains issus de la fragmentation de la roche saine. Il en résulte une diminution équivalente de la porosité, qui est comblée par les micro-fragments néo-formés. Nous avons également montré qu'il existe une différence majeure entre les propriétés physique des BDCs et des larges failles ultracataclastiques. Nous allons à présent poursuivre la caractérisation des objets déformés du Bassin du Sud-Est en réalisant dans le Chapitre 5 une étude de perméabilité portant sur la roche saine, les BDCs et les failles ultracataclastiques présentes dans les sables comme dans les grès.

Chapitre 5

Etude de perméabilité des BDCs et des failles ultracataclastiques du Bassin du Sud-Est

Au cours des chapitres précédents, nous avons mis en évidence la présence de structures déformées de type bandes de déformations cataclastiques et failles matures au sein de plusieurs affleurements de sables et de grès de très bonne qualité dans le bassin du Sud-Est (Chapitres 2 et 3). Nous avons alors montré que ces structures expriment d'importantes variations des propriétés physiques de la roche, et notamment des valeurs de porosité et de granulométrie par rapport à la roche saine environnante (Chapitre 4).

Les structures déformées de type BDCs ou failles matures au sein des roches réservoirs siliceuses tendent à présenter une perméabilité plus faible que la roche qu'elles déforment, comme en attestent des études en laboratoire (Pittman, 1981; Jamison and Stearns, 1982; Antonellini and Aydin, 1994; Gibson, 1998; Lothe et al., 2002; Shipton et al., 2002). La réduction de perméabilité maximale observée est de cinq à six ordres de grandeurs, tandis que la réduction moyenne n'est que de deux ou trois ordres de grandeurs (Fossen and Bale, 2007 ; Taylor and Pollard, 2000). Cependant, s'il existe dans la littérature des descriptions et analyses de nombreux types de structures, il est souvent difficile de connaître avec exactitude le type de structures étudiées ainsi que leur degré de complexité (Fossen and Bale, 2007). De plus, le rapport entre la réduction de perméabilité et les paramètres contrôlant la nature des failles n'a pas encore été établi.

Au cours du chapitre 5, nous présentons les différents prérequis nécessaires à nos essais de perméabilité puis les résultats obtenus. Ces essais ont été menés sur deux lithologies distinctes du bassin du Sud-Est, sur une grande variété de structures correspondant à plusieurs stades d'évolution et plusieurs cinématiques différentes, afin de pouvoir effectuer une comparaison aisée de l'ensemble des résultats. Au cours de cette section, nous tenterons notamment de répondre aux questions suivantes :

Quel impact les structures déformées ont-elles sur la perméabilité de l'ensemble rocheux fracturé ? De combien d'ordres de grandeur les valeurs de perméabilité sont-elles réduites entre roche saine et roche déformée ?

Quels sont les facteurs qui contrôlent la réduction de la perméabilité au sein d'une structure déformée ? Quels sont les rôles respectifs de l'épaisseur des structures, de la cinématique ainsi que de l'anisotropie par rapport à la direction des structures déformées ?

Dans le but de répondre à ces différentes questions, nous organiserons notre réflexion selon quatre axes. Dans la première partie du chapitre, nous présenterons les prérequis nécessaires à la réalisation des essais de perméabilité, puis les méthodologies d'échantillonnage utilisées dans les différentes lithologies. Nous procéderons ensuite à la présentation détaillée du dispositif de mesure. Cette seconde partie sera constituée d'une description du système expérimental comme des méthodologies de préparation des échantillons et de réalisation des mesures. La troisième partie de la section sera consacrée à la présentation des résultats obtenus, avec la prise en compte de l'effet des différents paramètres

et facteurs cités précédemment. Enfin, la dernière partie sera consacrée aux implications des résultats obtenus sur les circulations de fluides ainsi qu'aux limites de la méthode.

5.1 Contexte et méthodologies d'échantillonnage en vu des essais de perméabilité

Cette section présente d'une part le contexte dans lequel l'échantillonnage a été réalisé ainsi que l'enjeu précis des essais de perméabilité et d'autre part les protocoles d'échantillonnage qui ont été élaborés lors de ce travail et qui ont mené à la réalisation des mesures de perméabilité présentées dans ce mémoire.

5.1.1 Prérequis aux mesures de perméabilités

Lors des sections précédentes, nous avons mis en évidence des structures déformées dans des affleurements de grès et de sables d'excellente qualité au sein du bassin du Sud-Est. Nous avons alors procédé à une étude détaillée de terrain, puis établi la quantification des paramètres physiques de ces structures, avec notamment une analyse en porosité et en granulométrie. Nous proposons à présent de poursuivre et de compléter cette quantification des paramètres physiques des structures déformées par la réalisation de mesures de perméabilité, réalisées sur un nombre important d'échantillons correspondant à des lithologies, des cinématiques et des structures variées. L'objectif, à l'issue de ces mesures, est d'établir les différents facteurs ainsi que leur poids respectif sur le contrôle de la perméabilité au sein des structures déformées.

Pour réaliser nos mesures, nous avons échantillonné deux sites distincts, afin d'observer l'impact de la lithologie et donc de la différence de cohésion. Nous avons ainsi choisi le site des grès cohésifs d'Orange et le site des sables très faiblement cohésifs de Bédoin.

Sur le site d'Orange, nous avons prélevé des échantillons de roche saine, de BDCs de cinématique inverse, à brin unique comme à brins multiples, ainsi que des échantillons de faille normale tardive ultracataclastique.

Le site de Bédoin, à lithologie équivalente, a été préférentiellement choisi à celui du Massif d'Uchaux en raison de la diversité de structures comme de cinématiques qu'il est possible d'y observer. Nous avons procédé à l'échantillonnage de roches saines, de structures de type BDCs fines comme épaisses, ainsi que de larges clusters de BDCs. Cet échantillonnage a pu être pratiqué sur des objets déformés selon une cinématique normale, inverse et décrochante.

La campagne d'échantillonnage pratiquée sur les deux sites du Bassin du Sud-Est a ainsi permis d'obtenir des prélèvements de qualité en nombre suffisant et ce sur chaque type de structure, cinématique et lithologie. Cet échantillonnage rigoureux a permis la réalisation de mesures de perméabilité qui peuvent aisément se prêter aux différentes analyses et comparaisons afin d'en dégager les facteurs prépondérants.

5.1.2 Méthodologies d'échantillonnage dans les grès et les sables

Les lithologies et la faible cohésion des affleurements étudiés ne permettent pas de pratiquer un échantillonnage traditionnel au moyen d'une carotteuse sans provoquer une profonde désorganisation des structures, voire une désagrégation complète de la roche échantillonnée. C'est pourquoi nous avons mis en place deux techniques d'échantillonnage spécifiques, adaptées aux faibles cohésions rencontrées sur nos affleurements. Ces techniques ont été utilisées sur les deux sites sélectionnés pour pratiquer ces mesures : la carrière du Cros à Bédoin et la carrière du quartier de l'Etang à Orange.

5.1.2.1 Echantillonnage des grès cohésifs d'Orange

Sur le site d'Orange, qui présente une cohésion marquée, nous avons prélevé des blocs de taille décimétrique afin de procéder à une préparation ultérieure des échantillons en laboratoire. Les échantillons correspondant aux structures déformées ont alors été extraits des blocs de grès en laboratoire en coupant des cylindres de forme hexagonale de 20 mm de diamètre à l'aide d'une scie rotative diamantée. Les échantillons obtenus selon cette méthode sont orientés perpendiculairement comme parallèlement aux structures (figure 5.1). Les échantillons ainsi préparés ont une longueur comprise entre 2 et 4 cm.

Les échantillons de roche saine, trop peu résistants pour être préparés à la scie rotative, ont été obtenus en pratiquant une abrasion manuelle des blocs. Cette technique a ainsi permis de disposer de plusieurs échantillons témoins, cylindriques de forme hexagonale, d'un diamètre de 20 mm et d'une longueur moyenne de 3 à 4 cm.

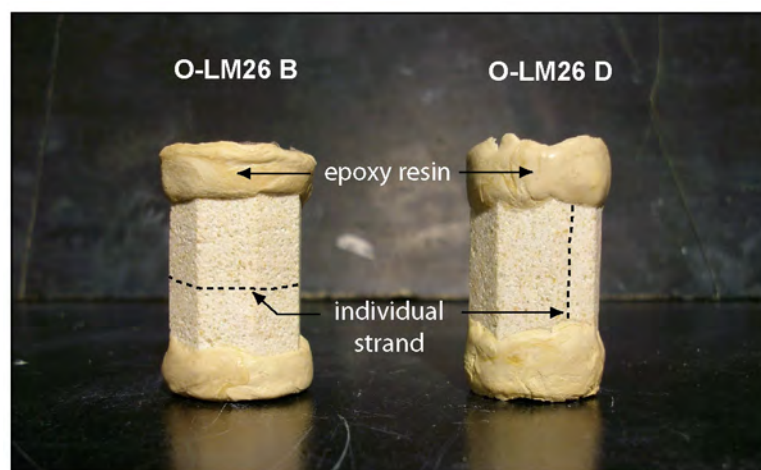


Figure 5.1 – Echantillons de BDCs à brins multiples obtenus à la scie rotative diamantée à partir des blocs de grès prélevés à Orange. L'échantillon référencé O-LM26B est perpendiculaire à la structure déformée et O-LM26D est parallèle à la structure déformée. Les échantillons sont entourés d'une couche de résine d'époxy en vue de l'insertion dans la cellule de confinement (voir paragraphe 5.2)

5.1.2.2 Echantillonnage des sables incohésifs de Bédoin

Sur le site de Bédoin, qui présente une cohésion faible, les échantillons cylindriques ont essentiellement été obtenus et préparés directement sur le terrain en utilisant un outillage constitué de plusieurs tubes en cuivre, d'un piston et d'un chalumeau portatif. Les tubes en cuivre utilisés pour prélever les échantillons présentent un diamètre interne de 20 mm et des parois épaisses d'1 mm pour une longueur de 10 cm. Ces tubes ont été préparés sur un tour rotatif en laboratoire afin d'obtenir une extrémité biseautée permettant une meilleure insertion dans l'affleurement. Sur le site, nous dégageons une surface nette et parallèle à la structure à échantillonner, puis l'on procède à l'insertion du tube de façon manuelle, sans utilisation de masse ou de quelconque outil afin de préserver l'intégrité de l'objet déformé (figure 5.2.a). L'insertion du tube est terminée lorsque l'on obtient la structure déformée entourée de part et d'autre de quelques centimètres de roche saine. On retire alors le tube contenant l'échantillon de l'affleurement puis on procède directement à sa préparation. Pour ce faire, on transfère l'échantillon depuis le tube en cuivre dans le film thermorétractable à l'aide d'un piston, en plaçant un bouchon en liège à chaque extrémité de l'échantillon (figure 5.2 c). On scelle le tout en chauffant le film thermorétractable à l'aide d'un chalumeau portatif, fonctionnant sur des cartouches de gaz (figure 5.2.d). On obtient ainsi un échantillon de 20 mm de diamètre, directement utilisable pour les mesures de perméabilité et très facilement transportable jusqu'au laboratoire (figure 5.3).

Seuls les échantillons correspondant à la large zone de cluster de BDCs présente sur le site de Bédoin (la description et la localisation de l'objet figurent en Chapitre 2) n'ont pas été obtenus par cette méthode de prélèvement et de préparation directe par tubes de cuivre. Pour cette structure qui présente une cohésion très marquée, il a été effectué un prélèvement de plusieurs blocs de taille décimétrique. De ces blocs, nous avons ensuite extrait plusieurs échantillons perpendiculaires et parallèles à la structure grâce à une scie rotative en laboratoire, de la même façon que pour les grès d'Orange.

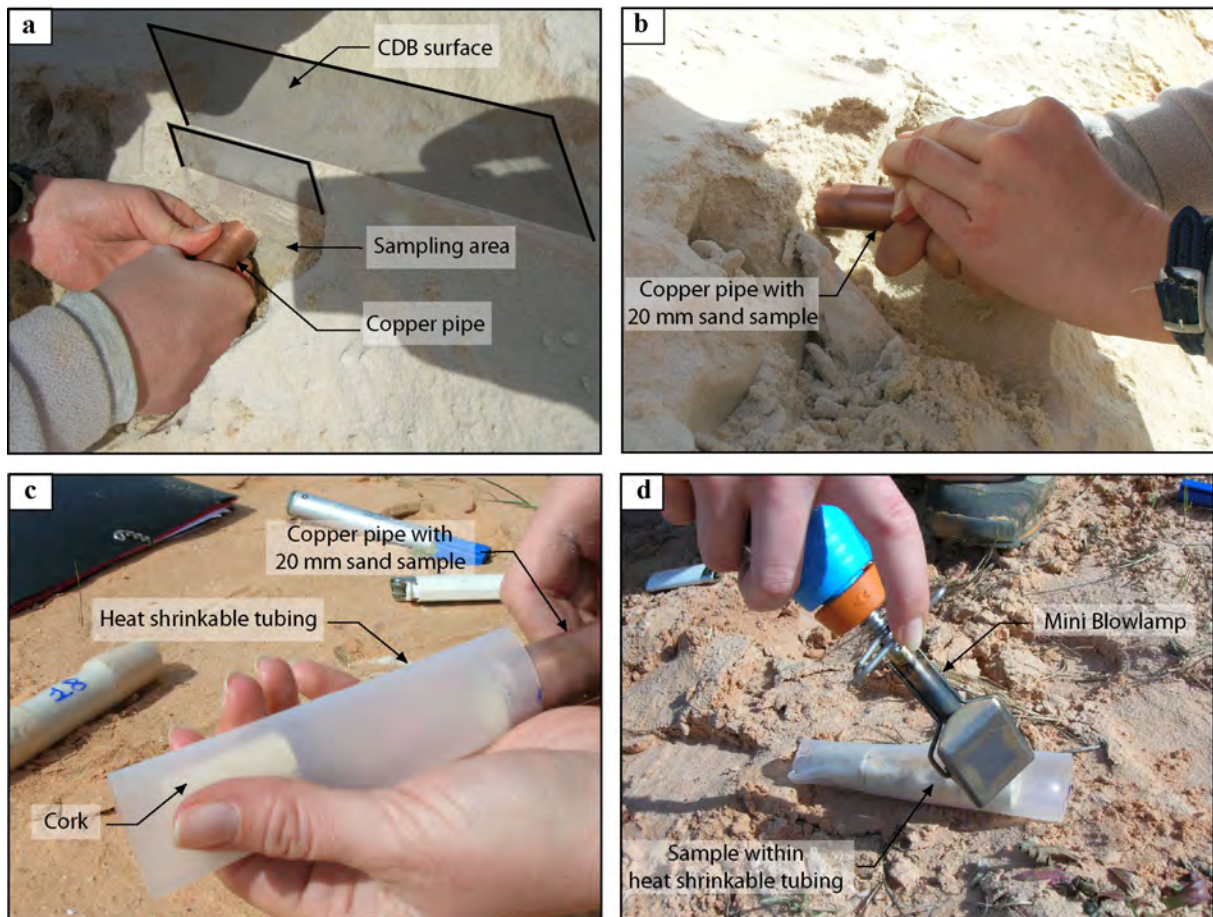


Figure 5.2 – Les différentes étapes nécessaires à l’obtention d’un échantillon de sable sur site. a) Dégagement de la surface de prélèvement et insertion du tube en cuivre. b) Insertion du tube en cuivre. c) Transfert de l’échantillon dans la gaine thermorétractable. d) L’échantillon est scellé avec un chalumeau portatif à gaz.



Figure 5.3 – Echantillon de sable contenant une structure de type BDCs à brins multiples (référéncé C19) contenu dans un film thermorétractable, obtenu par méthode des tubes en cuivre. Les deux extrémités de l’échantillon cylindrique sont scellées par des bouchons en liège.

5.2 Présentation du dispositif de mesure de perméabilité

Cette section présente le dispositif ainsi que les différentes étapes du protocole expérimental élaboré au cours de ce travail et qui a permis l'obtention des résultats en perméabilité présentés dans ce mémoire.

5.2.1 Description du système de mesure expérimental

Les mesures de perméabilité ont été réalisées en utilisant un dispositif expérimental à haute pression de confinement et fonctionnant par injection et circulation de gaz (azote). Le dispositif expérimental est présenté en figure 5.4a et schématisé en figure 5.5.

Le dispositif de mesure de perméabilité à l'azote est composé d'une bouteille de gaz, d'une pompe à huile, d'une cellule de confinement, de plusieurs manomètres de contrôle et de quatre débitmètres de mesure formant le panneau de lecture. L'échantillon est contenu au sein d'un assemblage interne dans la cellule de confinement, dont la description complète sera faite dans le paragraphe 5.2.2. Le dispositif expérimental a été adapté et simplifié à partir du système de mesure développé et utilisé par Wibberley et Shimamoto (2003) dans le but d'effectuer des mesures de perméabilité de gouges de failles au Japon.

Le système de mesure est conçu pour appliquer une pression de confinement maximale de 200 MPa à l'intérieur de la cellule étanche. Cependant, dans le cadre de nos mesures sur les objets déformés dans les sables et les grès issus d'un bassin sédimentaire, nous avons limité la pression de confinement maximale à 100 MPa. La pression de confinement à l'intérieur de la cellule est contrôlée par une pompe à huile, qui permet une augmentation comme une diminution graduelle et contrôlée des valeurs de pression à l'intérieur de la cellule. L'ensemble des mesures a été mené à température ambiante d'en moyenne 20°C. L'ensemble du dispositif est soumis à un gradient de pression, qui induit un débit. La lecture des débits en sortie du dispositif s'effectue sur l'un des quatre débitmètres de sortie du tableau de lecture. Les quatre débitmètres de sortie sont tous gradués selon des échelles différentes, afin d'obtenir une précision de lecture optimum quel que soit l'échantillon mesuré ou la pression de confinement appliquée.

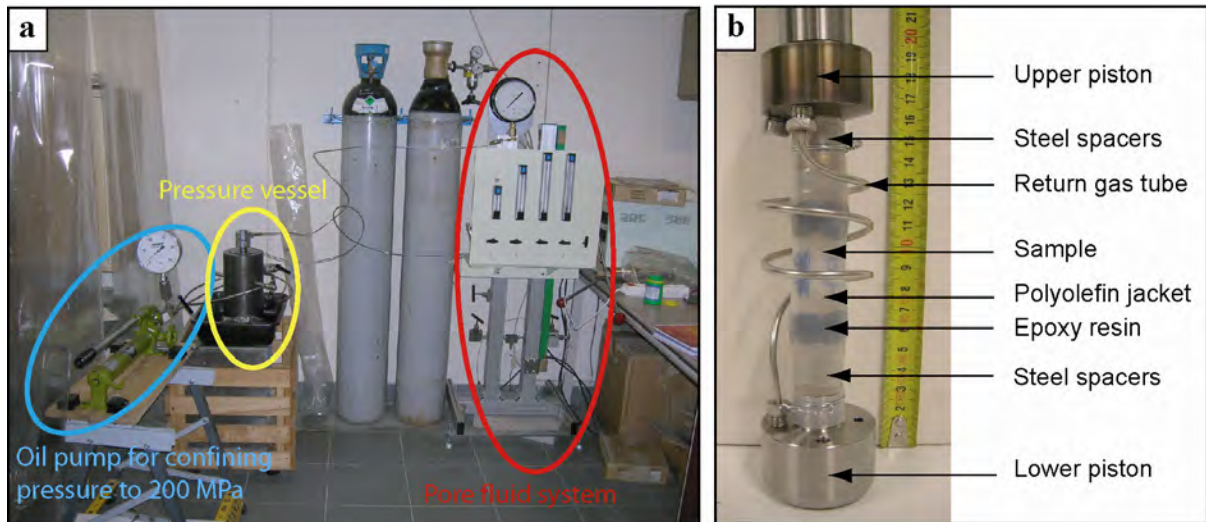


Figure 5.4 – (a) Vue du système de perméabilité composé d'une pompe à huile, de la cellule de confinement et du système de pression. (b) Assemblage interne contenant un échantillon cylindrique de 20 mm de diamètre, préparé et monté en vue de l'insertion dans la cellule de confinement pour réaliser les mesures de perméabilité sous haute pression de confinement.

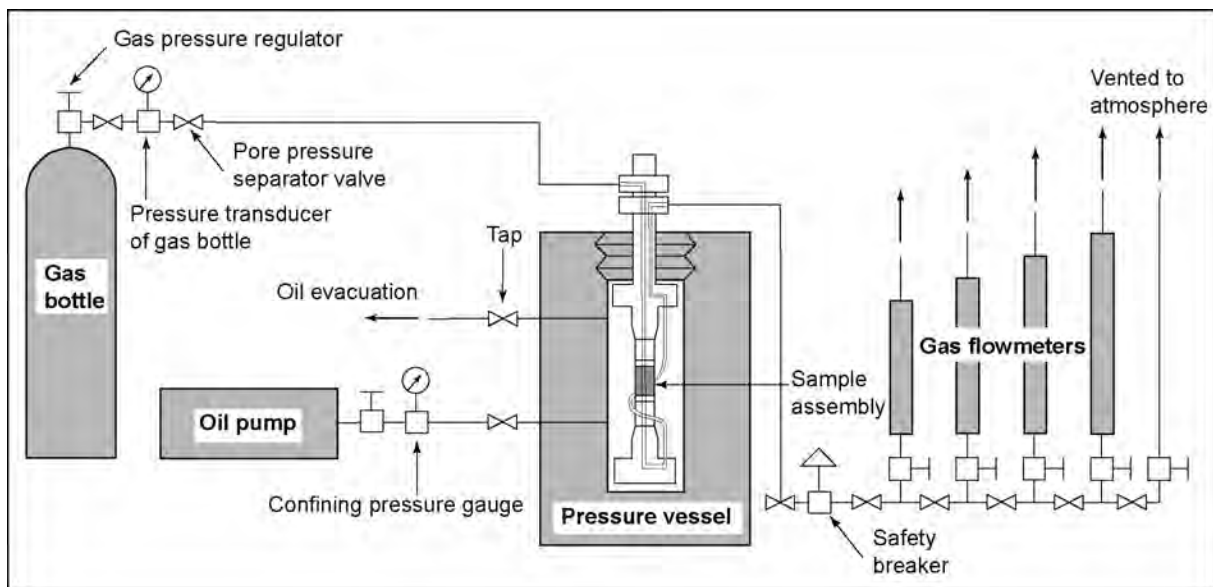


Figure 5.5 – Représentation schématique du dispositif de confinement à haute pression et de mesure de perméabilité au gaz, utilisé pour réaliser les mesures présentées dans ce mémoire.

5.2.2 Méthode de préparation des échantillons

Les échantillons obtenus directement sur site ou bien extraits des blocs en laboratoire doivent préalablement être préparés et montés sur le dispositif, que nous nommerons « assemblage interne » avant d'être introduits dans la cellule de confinement. L'assemblage interne, monté et contenant un échantillon cylindrique est présenté en figure 5.4b.

Chaque échantillon est placé entre deux rondelles perforées, dont le rôle est de répartir puis de recueillir uniformément le gaz introduit dans le système. Nous plaçons ensuite, et si nécessaire, deux nouvelles rondelles de part et d'autre de ce premier dispositif. Ces nouvelles rondelles, de dimensions variées, présentent une seule perforation centrale, qui permet l'acheminement du gaz dans et hors de l'échantillon. Le rôle de ces rondelles est de maintenir une longueur de l'assemblage interne relativement constante, et ce quel que soit la dimension de l'échantillon introduit dans le dispositif.

Le dispositif ainsi formé est alors inséré dans plusieurs couches de gaines thermorétractables afin d'être isolé au mieux de l'huile sous pression contenue dans la cellule lors de la mesure. Une fine couche de résine d'époxy est placée sur les zones présentant des aspérités, telles que la jonction entre l'échantillon et les premières rondelles ou bien les éventuels défauts à la surface de l'échantillon. Cette précaution est nécessaire afin d'assurer l'étanchéité du montage, car sous l'effet de la pression de confinement les irrégularités sont susceptibles d'entraîner un percement de la gaine thermorétractable et de produire une fuite d'huile dans le système.

Sur le montage ainsi constitué, on place les pistons inférieur et supérieur ainsi que le système de retour de gaz. Le dispositif est alors scellé au moyen d'une dernière couche de gaine thermorétractable et de fil de fer. On obtient alors un assemblage interne tout à fait étanche qu'il est possible d'introduire dans la cellule de confinement.

5.2.3 Méthode de mesure de la perméabilité

L'ensemble des mesures de perméabilité a été réalisé selon le même protocole expérimental, développé et appliqué dans le but de réduire le plus possible les incertitudes liées à la mesure.

Lorsque le dispositif expérimental est en place, on peut procéder à l'augmentation de la pression de confinement dans la cellule contenant l'échantillon grâce à la pompe à huile reliée au système. Ensuite, on augmente la pression d'azote à l'entrée de l'échantillon par réglage du détendeur. La pression en sortie est équivalente à la pression atmosphérique, soit environ 0.1 MPa. Pour chaque valeur de pression de confinement, on réalise plusieurs mesures à différentes valeurs de pression d'azote. Dans la plupart des cas, les mesures sont effectuées pour un minimum de cinq valeurs de pression d'azote différentes, comprises entre 0.2 et 1 MPa. Ces valeurs sont obtenues et contrôlées grâce au manomètre disposé en sortie des bouteilles d'azote.

La première mesure s'effectue à une pression de confinement de 10 MPa. On procède ensuite à l'augmentation progressive de la pression de confinement par pas de 10 MPa, en effectuant une mesure à chaque pas. La pression maximale appliquée à l'échantillon est de 100 MP. Une fois la mesure à 100 MPa réalisée, on diminue progressivement la pression de confinement dans la cellule par pas de 20 MPa, avec une mesure à chaque pas.

Les valeurs de débit correspondant à chaque mesure sont visualisées sur l'un des quatre débitmètres de sortie, constituant le panneau de lecture et précédemment décrit et illustré en paragraphe 5.2.1.

La méthodologie de mesure appliquée et décrite ici permet d'obtenir, et ce pour chaque échantillon, un cycle de mesures complet en fonction de la pression de confinement appliquée. Les données de perméabilité obtenues sont alors reportées en fonction de la pression de confinement correspondante. Dans ce dispositif, les erreurs de mesure peuvent provenir d'une incertitude de lecture sur l'un des deux manomètres ou bien sur le débitmètre de sortie. C'est dans le but de réduire cette incertitude que nous avons multiplié le nombre de mesures pour chaque valeur de pression de confinement.

5.2.4 Méthode de calcul de la perméabilité

Les valeurs de perméabilité présentées dans cette section ont été obtenues à partir de l'application de la loi de Darcy, donnée dans sa forme différentielle en équation (1) :

$$Q = \frac{kA}{\eta} \frac{\Delta P}{\Delta x} \quad (1)$$

où A est la section de l'échantillon, Q est le débit circulant au travers de l'échantillon, k est la perméabilité, η est la viscosité, Δx est la longueur de l'échantillon et ΔP est le gradient de pression où $\Delta P = P_1 - P_2$

A partir de l'équation (1), la perméabilité k d'un échantillon homogène de sable ou de grès poreux est obtenue selon l'équation (2). La figure 5.6 montre une représentation schématique de la circulation d'un fluide de débit Q au travers d'un tel échantillon homogène.

$$k = Q \frac{\eta}{A} \frac{\Delta x}{\Delta P} \quad (2)$$

L'équation (2) a été appliquée pour obtenir la perméabilité de l'ensemble des échantillons de grès comme de sables considérés comme « homogènes », c'est-à-dire constitués d'une seule catégorie de roche, qu'elle soit déformée ou saine. L'équation (2) a ainsi été en particulier appliquée à l'ensemble des mesures sur roche saine mais aussi sur les structures déformées de taille modérées telles que les BDCs épaisses ainsi que sur les grandes failles ultracataclastiques, ces résultats sont donnés de façon exhaustive en table 5.1 et 5.2.

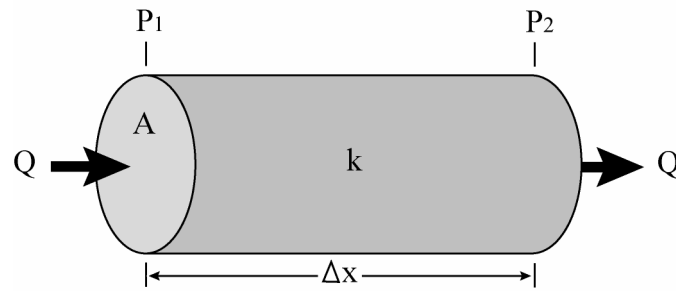


Figure 5.6 – Ecoulement linéaire au travers d'un échantillon homogène de grès ou de sable poreux de perméabilité k .

En revanche, les mesures de perméabilité au travers d'échantillons considérés comme « hétérogènes » ont nécessité l'application de l'équation (3) :

$$\hat{k}_2 = \frac{l_2}{\frac{A \Delta P}{Q \eta} - \frac{l_1}{k_1}} \quad (3)$$

où k_2 est la valeur de la perméabilité dans la zone déformée, k_1 est la valeur de la perméabilité de la roche saine, l_2 est l'épaisseur de la zone déformée et l_1 est l'épaisseur de la zone de roche saine. Et aussi ; où A est la section de l'échantillon, Q est le débit circulant au travers de l'échantillon, η est la viscosité et ΔP est le gradient de pression où $\Delta P = P_1 - P_2$

L'équation (3) a été utilisée pour définir la perméabilité de l'ensemble des échantillons contenant une structure fine entourée de roche saine, tels que représentés en figure 5.7. Ces cas ont été rencontrés pour les BDCs à brin unique ou multibrins fines, échantillonnées par la méthode des tubes en cuivre dans les sables peu cohésifs de Bédoin. L'ensemble exhaustif des mesures réalisées en utilisant l'équation (3) est disponible en table 5.2. Dans ce calcul, la valeur de perméabilité de la roche saine k_1 est prise selon la valeur moyenne de la roche saine correspondant à chaque lithologie et obtenue précédemment selon l'équation (2).

En revanche, si l'on considère l'équation (2) pour obtenir la perméabilité au sein d'un échantillon hétérogène, on obtient une valeur moyennée entre la structure déformée et la roche saine.

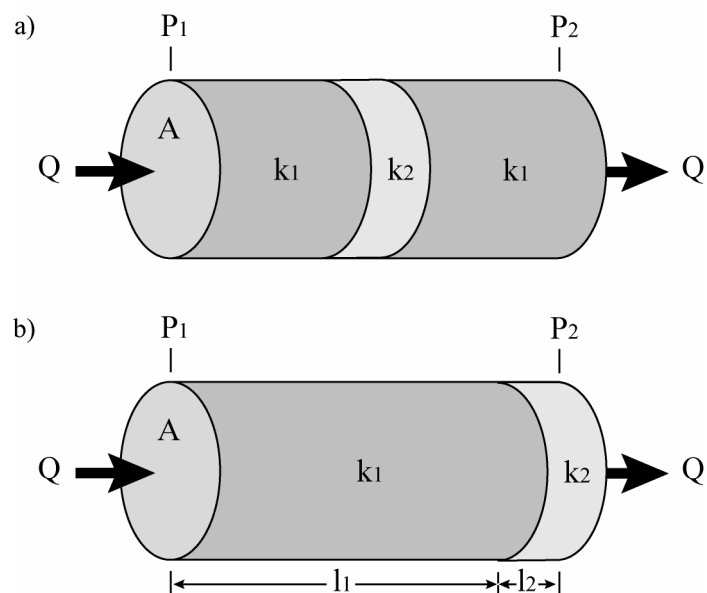


Figure 5.7 – Ecoulement linéaire au travers d'un échantillon hétérogène de grès ou de sable poreux, contenant de la roche saine de perméabilité k_1 d'épaisseur l_1 et une BDC de perméabilité k_2 et d'épaisseur l_2 . a) Configuration avec la BDC située au centre de l'échantillon. b) Configuration utilisée dans les calculs, considérant la BDC à l'extrémité du système.

5.3 Résultats des mesures de perméabilité

Dans la suite de ce travail, nous présentons les résultats des mesures de perméabilité menées sur les échantillons de sables et de grès du Bassin du Sud-Est, obtenus selon les méthodes de prélèvement précédemment décrites. Les mesures de perméabilité ont été effectuées sur 27 échantillons de grès d'Orange et 26 échantillons de sables de Bédoin, comprenant des échantillons de roche saine, des BDCs et de failles matures.

L'ensemble des résultats est présenté de façon exhaustive en table 5.1 pour les grès et 5.2 pour les sables. Dans les deux tableaux de résultats, nous avons indiqué la nature de l'échantillon, sa référence, sa direction par rapport à la structure, sa longueur, l'épaisseur et le déplacement de la structure déformée ainsi que sa cinématique. Pour chaque essai, nous indiquons la valeur de la perméabilité pour une pression de confinement de 20 MPa, 50 MPa, 100 MPa ainsi que pour 20 MPa en chemin de décompression.

Au cours de cette section, les résultats complets sous forme de graphiques semi logarithmiques des valeurs de perméabilité en fonction de la pression de confinement ne seront présentés que pour quelques résultats représentatifs des mesures réalisées au cours de l'étude. Ces résultats complets seront exposés et commentés de façon thématique autour des principaux facteurs de contrôle de la perméabilité que nous avons pu mettre en évidence.

Study area and Lithologie	Structure type	Sample ref.	Run no.	Direction of sampling	Sample length (mm)	Structural thickness (mm)	Kinematics	Displacement (cm)	Permeability ($\text{m}^2 \times 10^{-15}$) or (md)				
									20 MPa	50 MPa	100 MPa	20 ^{**} MPa	
Orange sandstone	Host rock	OR-P3	52b	-	27.8	-	-	-	254	225	83.7	103	
		OR-LM4	57	-	31.6	-	-	-	330	339	310	322	
		OR-P25A	58	-	40.2	-	-	-	-	420	435	200	228
		OR-P25B	59	-	33.3	-	-	-	-	356	348	238	252
		OR-LM3	60	-	39.2	-	-	-	-	485	480	109	129
		OR-LM36	61	-	40.5	-	-	-	-	434	434	385	396
Orange sandstone	Multi-strands CDB	OR-LM11A	39	└	20.3	23	reverse	3.5	0.722	0.563	0.413	0.553	
		OR-LM11B	40	//	20.3	23	reverse	3.5	8.91	7.58	6.56	7.60	
		O-LM-G19	45	└	17.3	24	reverse	-	4.34	3.76	3.33	3.80	
		O-LM31A	42	└	38.9	39	reverse	-	19.2	16.6	14.4	16.8	
		O-LM31B	47	//	35.9	39	reverse	-	67.8	63.0	57.7	63.3	
		O-LM31C	41	//	36.8	39	reverse	-	158	152	141	154	
		O-LM-G8A	46	└	29.9	32	reverse	-	65.1	60.3	55.0	61.5	
		O-LM-G8B	44	└	31.6	32	reverse	-	57.4	54.7	51.3	55.6	
		O-LM-G8C	43	//	39.2	32	reverse	-	128	123	115	126	
		O-LM26A	32	└	35.3	40	reverse	-	0.705	0.637	0.559	0.633	
		O-LM26B	54	└	35.7	40	reverse	-	1.69	1.57	1.45	1.69	
		O-LM26C	55	└	33.7	40	reverse	-	1.20	1.16	1.06	1.19	
		O-LM26D	38	//	37.9	40	reverse	-	5.91	5.51	5.09	5.80	
		Orange sandstone	Mature fault	O-LM50A	48	└	35.5	700	normal	-	0.0329	0.0239	0.0173
O-LM50B	50			//	38.46	700	normal	-	0.0823	0.0537	0.0377	0.0549	
O-LM50C	49			//	33.7	700	normal	-	0.0747	0.0536	0.0356	0.0509	
OR-P51A	53			//	31.0	700	normal	-	0.260	0.168	0.114	0.151	
OR-P51B	36			└	33.9	700	normal	-	0.176	0.0999	0.0593	0.0739	
OR-P51C	51			//	35.5	700	normal	-	0.387	0.260	0.188	0.220	
OR-LM55A	62	└	32.9	650	normal	-	0.103	0.0777	0.0659	0.0770			
OR-LM55A	56	└	27.3	650	normal	-	0.0846	0.0693	0.0568	0.0649			

Table 5.1 – Résumé des données de perméabilité de l'ensemble des échantillons de grès d'Orange obtenues lors de cette étude. Le symbole ** correspond à la décompression lors du cycle de mesure.

Study area and Lithologie	Structure type	Sample ref.	Run no.	Direction of sampling	Sample length (mm)	Structural thickness (mm)	Kinematics	Displacement (cm)	Permeability ($\text{m}^2 \times 10^{15}$) or (md)			
									20 MPa	50 MPa	100 MPa	20 MPa
Bédoin sands	Host rock	C10	16	-	26.4	-	-	-	176.0	168.2	133.2	142.2
		C11	9	-	58.64	-	-	-	387.8	318.8	185.2	219.1
		C12	15	-	47	-	-	-	267.0	253.9	187.7	207.4
Bédoin sands	Single strand CDB	C16a	25 *	└┐	46.64	5	reverse	0.9	246	173	68.5	87.3
		C16b	30 *	└┐	41.24	5	reverse	0.9	214	165	74.8	93.3
Bédoin sands	Thin multi-strands CDB	C8a	24 *	└┐	39.78	2	normal	1.6	149	86.0	38.9	50.1
		C8b	11 *	└┐	50.9	2	normal	1.6	7.08	5.74	2.21	2.79
		C1	27 *	└┐	38.24	4	normal	1.2	214	176	89.9	106
		C7	8 *	└┐	55.15	16	normal	3.9	186	102	45.3	62.3
		C6	20 *	└┐	46.62	16	normal	4	50.9	32.3	15.2	19.2
		C2	18 *	└┐	32.66	15	normal	12.7	15.0	7.94	4.20	5.26
		C3	19 *	└┐	37.4	28	normal	8.5	49.0	32.1	15.9	20.8
		C13	13 *	└┐	20.89	13	reverse	4.5	36.7	36.4	30.4	32.4
		C19a	28 *	└┐	46.52	10	strike-slip	10	259	200	91.7	115
		C19b	22 *	└┐	36.64	10	strike-slip	10	34.8	31.8	22.5	25.9
		C18	21 *	└┐	31.68	15	strike-slip	-	57.2	54.1	36.9	39.9
Bédoin sands	Thick multi-strands CDB	C4a	14 *	└┐	33.5	70	normal	34	31.8	22.5	11.2	13.8
		C4b	29 *	└┐	37.36	70	normal	34	51.9	23.1	10.8	15.8
		C5a	10	└┐	38	60	normal	115	20.2	14.4	8.68	14.2
		C5b	17	└┐	33.28	60	normal	115	62.1	34.9	20.0	25.4
		C14	12 *	└┐	36.58	20	reverse	4.5	42.1	30.1	14.9	21.4
		C14	26 *	└┐	47.46	20	reverse	4.5	143	85.9	38.2	50.0
		C17	23 *	└┐	47.8	25	strike-slip	-	66.9	52.2	29.9	39.6
Bédoin sands	Large CDBs cluster	Bed-GF3Ab	34	└┐	30.2	500	normal	-	7.61	6.24	4.32	5.92
		Bed-GF3B	37	└┐	23.3	500	normal	-	5.20	4.04	3.54	4.18
		Bed-GF3C	35	//	33.9	500	normal	-	30.0	25.9	22.2	22.7

Table 5.2 – Résumé des données de perméabilité de l'ensemble des échantillons de sables de Bédoin obtenues lors de cette étude. Le symbole ** correspond à la décompression lors du cycle de mesure. Le symbole * correspond à l'utilisation de l'équation (3) dans le calcul de la perméabilité.

5.3.1 Evolution de la perméabilité en fonction de la pression

Lors des mesures de perméabilité pratiquées selon le protocole d'augmentation puis de diminution progressive de la pression de confinement, comme décrit en paragraphe 5.2, on observe une évolution marquée des valeurs de perméabilité en fonction de la pression, et ce sur l'ensemble des échantillons testés. Un exemple de deux cycles complets de mesure, pratiqués successivement sur le même échantillon est détaillé en figure 5.8. L'échantillon en figure 5.8 correspond à une BDC fine à brins multiples, à cinématique normale et prélevé dans les sables de Bédoin.

Durant le premier cycle de mesure, les valeurs de perméabilité diminuent, le plus souvent fortement, avec l'augmentation de la pression de confinement (figure 5.8). Lors du déconfinement de l'échantillon, les valeurs de perméabilité remontent, sans toutefois égaler celles obtenues lors de la phase de confinement pour une pression équivalente (figure 5.8). A la fin du premier cycle de mesure, la perméabilité est généralement un ordre de grandeur inférieure à celle mesurée initialement (figure 5.8). Durant le cycle de mesures suivant, la perméabilité continue de décroître, mais de façon beaucoup plus atténuée. La figure 5.8 ne présente que deux cycles de mesures successifs, mais les expériences menées par Wibberley et Shimamoto en 2003 sur un dispositif similaire montrent que les valeurs de perméabilité continuent de décroître avec l'ajout de nouveaux cycles de mesures. Dans ce cas, la diminution de la perméabilité en fonction de la pression est de plus en plus réduite avec l'ajout du nombre de cycles de mesures. Sur la représentation semi-logarithmique présentée en figure 5.8, on constate que les phases de déconfinement sont parallèles entre elles pour le premier et le second cycle de mesures mais également parallèles à la phase de confinement du second cycle de mesures. Ceci est interprété comme une évolution de la perméabilité à une déformation récupérable de l'échantillon, par ailleurs bien expliquée en mécanique des sols.

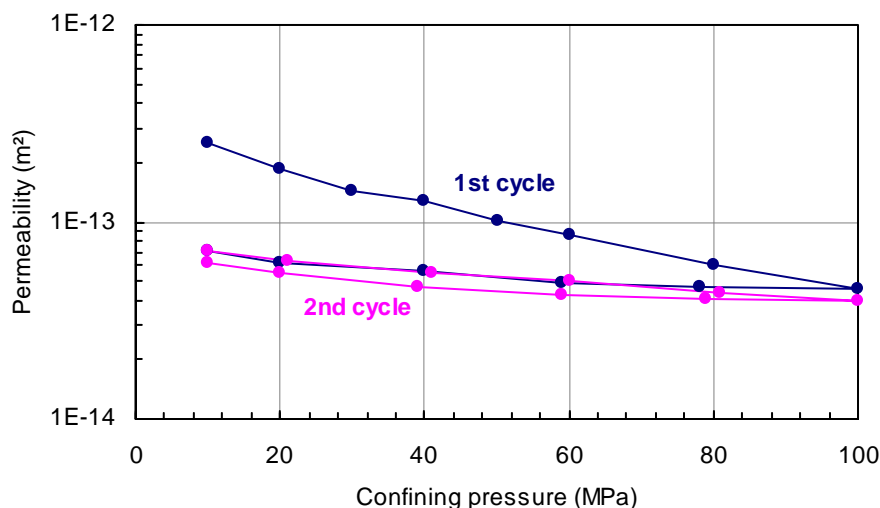


Figure 5.8 – Données de perméabilité en fonction de la pression de confinement sur deux cycles de mesures. Echantillon de BDC multi-brins prélevé dans les sables de Bédoin (référéncé run 8).

5.3.2 Perméabilité et effets de l'épaisseur

L'ensemble des mesures réalisées sur les échantillons de grès comme de sables ont mis en évidence l'épaisseur et la complexité des structures comme un paramètre prépondérant dans le contrôle de la perméabilité. Il est ainsi possible de classer les échantillons et par là même les structures étudiées en quatre classes de perméabilités distinctes : les BDCs à brin unique, les BDCs à brins multiples, les larges clusters de BDCs et enfin les failles ultracataclastiques. Dans cette section de l'étude, nous centrerons notre réflexion uniquement sur les échantillons prélevés perpendiculairement aux structures déformées.

Comme attendu, les perméabilités les plus fortes ont été enregistrées dans les échantillons de roche saine, avec des valeurs de l'ordre de 10^{-13} m² pour une P_c de 20MPa et de 10^{-14} à 10^{-13} m² pour une P_c de 100MPa et ce dans les grès comme dans les sables sans distinction de lithologie. Ces valeurs sont disponibles en tables 5.1 et 5.2 pour l'ensemble exhaustif des échantillons de roche mère ainsi qu'en figure 5.9 et 5.10 pour un cycle de mesure complet dans chaque lithologie. Ces résultats sont tout à fait prépondérants, puisqu'ils permettent d'établir des valeurs références, indispensables à l'évaluation et à la compréhension de l'impact des structures déformées sur la perméabilité des réservoirs.

Sur la figure 5.9, qui représente les valeurs de perméabilité en fonction de la P_c pour plusieurs cycles de mesures dans les grès, il est possible d'identifier une baisse drastique de la perméabilité de la roche saine pour une P_c de 80MPa en phase de confinement. Cette diminution brutale de la perméabilité est due à la rupture des liaisons intergranulaires sous l'effet de la pression, très nettement audible durant l'augmentation de la P_c . Ces ruptures intergranulaires qui affectent les valeurs de perméabilité ont été enregistrées uniquement dans les échantillons de roche saine. En effet, les échantillons contenant une structure déformée, même fine, présentent une cohésion plus forte, et donc un seuil de rupture intragranulaire plus élevé que la roche saine.

Parmi les structures déformées, la classe de perméabilité la plus élevée est constituée par les BDCs fines à brin unique. De telles structures n'ont pas pu être échantillonnées dans les grès pour des raisons techniques, en revanche, on dispose de plusieurs prélèvements dans les sables de Bédoin (table 5.2 et figure 5.10). Ces structures très fines, constituées uniquement de quelques grains déformés, expriment une perméabilité de l'ordre de 10^{-13} m² pour une P_c de 20MPa et de 10^{-14} à 10^{-13} m² pour une P_c de 100MPa. Ces valeurs, bien que dans le détail légèrement inférieures, sont tout à fait comparables à celles enregistrées dans les échantillons de sables sains correspondants (table 5.2).

On peut donc affirmer que la présence de telles structures n'affecte pas ou quasiment pas la perméabilité de la roche.

La seconde catégorie de valeurs de perméabilité est constituée de l'ensemble des BDCs à brins multiples, fines comme épaisses, échantillonnées dans les grès comme dans les sables. Les données issues des grès d'Orange montrent des valeurs de perméabilités de l'ordre de 10^{-14}

m^2 à $10^{-15} m^2$ pour une P_c de 20 MPa comme pour une P_c de 100MPa. Dans les sables de Bédoin, ces valeurs sont de l'ordre de $10^{-14} m^2$ pour une P_c de 20MPa comme pour une P_c de 100MPa. Les données enregistrées montrent donc qu'il existe une réduction de perméabilité modérée entre la roche saine et les structures de type BDC, situées autour d'un ordre de grandeur.

On peut donc estimer que les structures de type BDC ont un impact relativement modéré sur la perméabilité des réservoirs.

Ces résultats montrent aussi que tous les objets de type BDCs à brins multiples présentent des perméabilités semblables, qu'ils soient de taille centimétrique ou pluricentimétrique. Cette information est tout à fait primordiale pour la compréhension des processus de déformation, on peut ainsi penser que tous ces objets correspondent à un processus de croissance similaire et que le déplacement au sein d'une même catégorie de structure n'intervient pas comme un facteur essentiel, tout du moins jusqu'à la génération de zones de faille ultracataclastiques (comme nous l'expliquerons dans les paragraphes suivants).

Il est également important de noter que si les échantillons de roche saine ou de BDCs à brin unique présentent une différence d'un ordre de grandeur entre les valeurs enregistrées à 20 MPa et à 100 MPa, cette différence est très peu marquée dans le cas des BDCs multibrins. Ceci peut être dû à l'augmentation de la cohésion de la roche, plus forte dans le cas des BDCs, et qui diminue considérablement la réponse de la structure à l'élévation de la pression de confinement.

Il est possible de distinguer une troisième catégorie de valeurs de perméabilité, plus faibles que les BDCs. Cette troisième catégorie est représentée par les clusters ou groupements de BDCs identifiés dans les différents affleurements de sables et prélevés à Bédoin. Les perméabilités enregistrées dans les larges clusters de BDCs montrent des valeurs de l'ordre $10^{-15} m^2$ pour une P_c de 20 MPa comme pour une P_c de 100MPa. Ces mesures établissent ainsi une diminution de la perméabilité de deux ordres de grandeur par rapport à la roche non déformée.

On peut donc affirmer que la réduction de perméabilité engendrée par la présence de larges clusters de BDCs est notable et susceptible d'avoir un impact plus visible au niveau des réservoirs.

Enfin, la dernière classe de valeurs de perméabilité a été mesurée dans les échantillons de faille mature ultracataclastique prélevés dans les grès d'Orange. Ces mesures ont permis d'enregistrer des valeurs de perméabilité généralement situées à $10^{-17} m^2$, voir à 10^{-16} pour une P_c de 20 MPa comme pour une P_c de 100MPa. Les valeurs ainsi obtenues montrent donc une diminution de perméabilité de quatre ordres de grandeur entre la roche saine et les structures matures que constituent les larges failles ultracataclastiques.

On peut donc affirmer que les structures matures, contrairement aux BDCs, peuvent avoir une influence tout à fait majeure dans la perméabilité des réservoirs et sur les circulations de fluides.

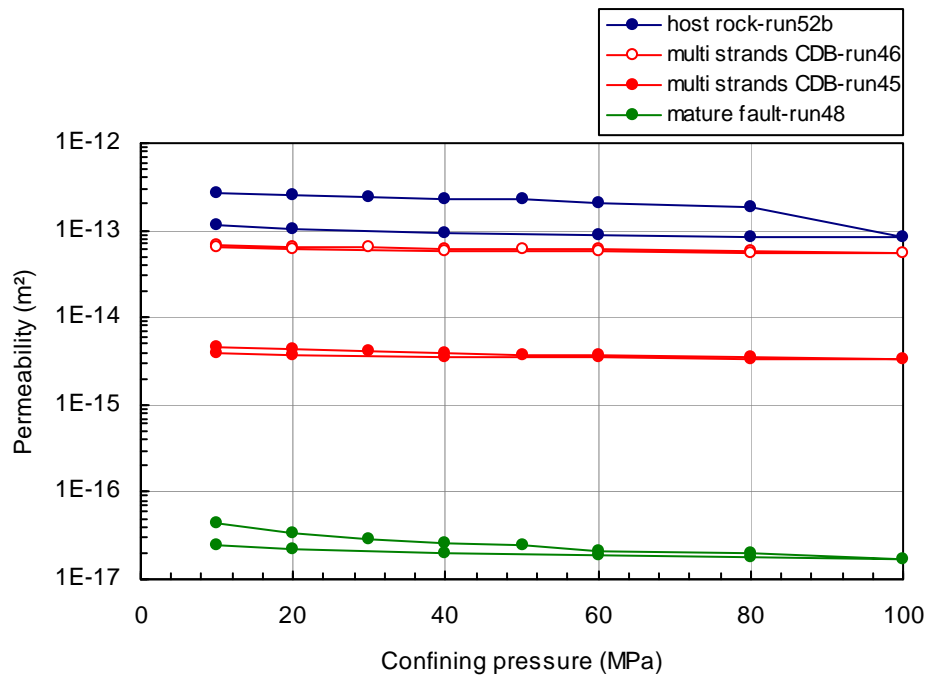


Figure 5.9 – Données de perméabilité en fonction de la pression de confinement correspondant au premier cycle de mesure pour des structures d'épaisseur et de complexité variées, provenant des grès cohésifs d'Orange.

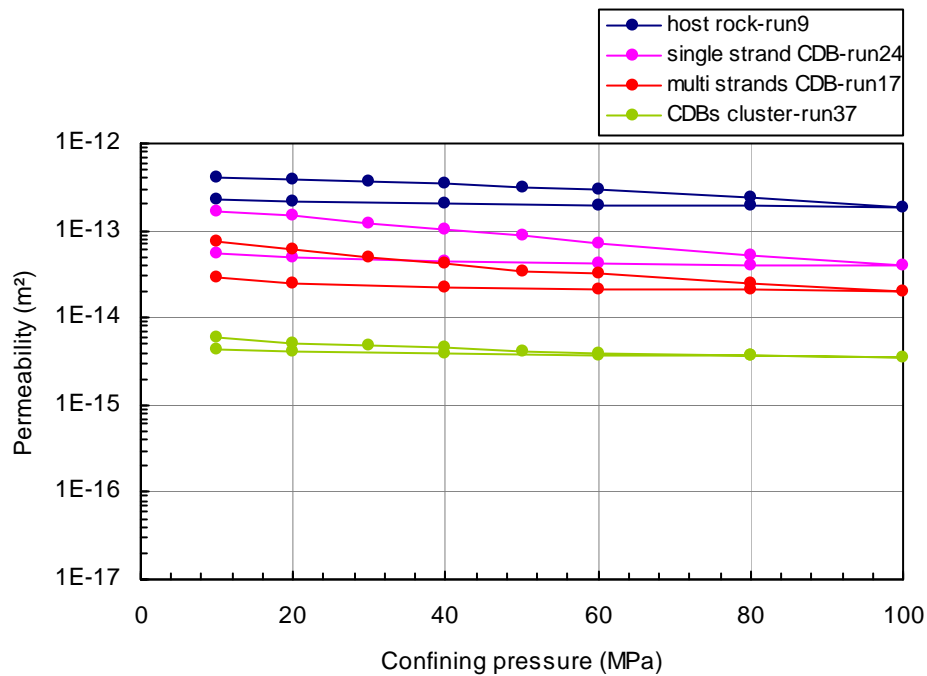


Figure 5.10 – Données de perméabilité en fonction de la pression de confinement correspondant au premier cycle de mesure pour des structures d'épaisseur et de complexité variées, provenant des sables incohésifs de Bédoin.

5.3.3 Perméabilité et effets de l'anisotropie

Les mesures de perméabilité pratiquées sur les échantillons de grès et de sables, à tous les stades d'évolution des structures déformées, ont également mis en évidence une différence notable en fonction de la direction d'échantillonnage. Les objets déformés présents dans les sables et les grès du Bassin du Sud-Est présentent en effet une anisotropie parfois forte, qui implique un impact important à la fois sur la perméabilité des réservoirs mais aussi sur la compréhension des modes de déformation.

Les structures déformées étudiées lors de ce travail peuvent être classées en 3 catégories, en fonction de l'importance de l'anisotropie mesurée, chacune de ces catégories correspond à un stade d'évolution des structures.

La première classe d'objets déformés, celle qui présente l'anisotropie la plus marquée entre la perméabilité mesurée parallèlement et perpendiculairement à la structure, est constituée par les BDCs fines comme épaisses, prélevées dans les grès d'Orange. Nous allons montrer que ces structures, qui constituent les objets déformés les plus réduits dans les grès du Bassin du Sud-Est n'ont qu'une influence réduite sur la perméabilité mais présentent en revanche une forte anisotropie. En effet, pour une P_c de 20 MPa on observe des valeurs de perméabilité en moyenne 6 à 7 fois supérieures dans le cas des échantillons parallèles aux BDCs (table 5.1 et figure 5.11). Pour des P_c de 100 MPa, cette différence s'accroît légèrement et on mesure des perméabilités en moyenne 7.5 fois supérieures dans les échantillons parallèles.

La seconde classe de structures, qui présente une anisotropie forte mais néanmoins inférieure à celle des BDCs isolées est constituée par le large cluster de BDCs échantillonné dans les sables de Bédoin. Nous avons précédemment montré que les clusters expriment une réduction de perméabilité notable, de deux ordres de grandeur, qui peut influencer les circulations de fluides au sein du réservoir. Au sein de ces clusters, pour une P_c de 20 MPa nous avons mesuré une perméabilité en moyenne 5 fois supérieure dans les échantillons prélevés parallèlement (table 5.2 et figure 5.11). Avec une P_c de 100 MPa, cette différence est légèrement accrue, avec en moyenne des valeurs 5.7 fois supérieures. Cependant, nous devons tenir compte du nombre réduit d'échantillons disponibles pour ce type d'objets, et par conséquent être prudents dans nos interprétations.

La dernière catégorie de structures, qui présente l'anisotropie la plus faible, est constituée par la large faille ultracataclastique échantillonnée dans les grès d'Orange. Nous avons montré qu'une structure de ce type présente une perméabilité inférieure à la roche saine de quatre ordres de grandeur. En revanche, l'anisotropie entre échantillonnage parallèle et perpendiculaire à la structure est faible. Nous avons en effet mesuré des valeurs de perméabilité seulement 2 fois supérieures pour un échantillonnage parallèle à la faille, et ce pour une P_c de 20 MPa comme pour une P_c de 100 MPa (table 5.1 et figure 5.11).

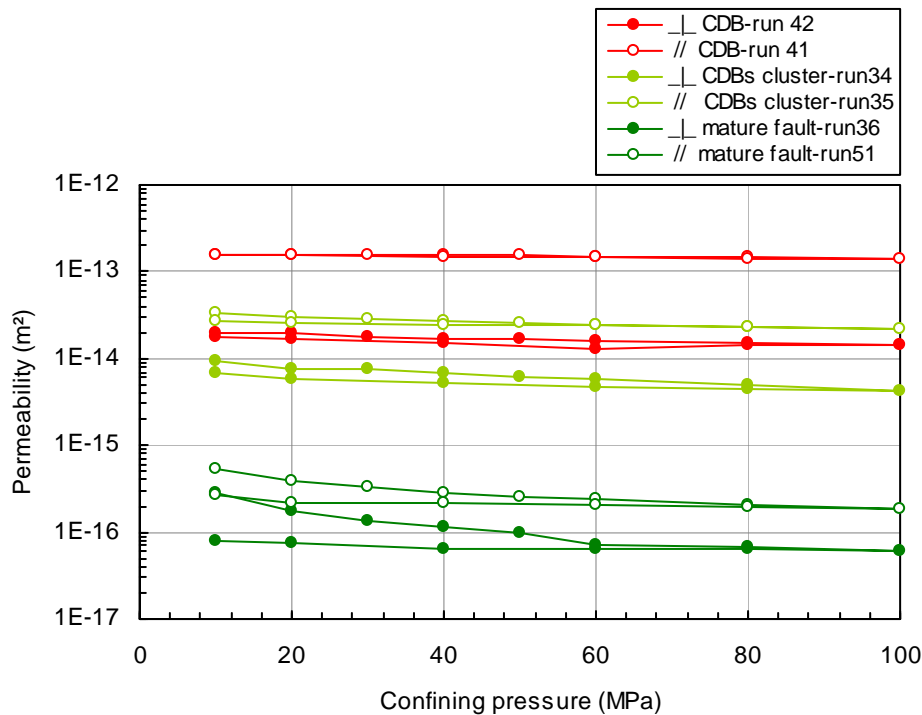


Figure 5.11 – Données de perméabilité en fonction de la pression de confinement pour un échantillonnage perpendiculaire puis parallèle aux objets déformés. Echantillons correspondants à une BDCs (référéncés run 42 et 41) et une faille ultracataclastique (référéncés run 36 et 51) dans les grès ainsi qu'à un large cluster de BDCs (référéncés run 34 et 35) dans les sables.

5.3.4 Perméabilité et effets de la cinématique

Afin d'évaluer au mieux l'impact de la cinématique sur la perméabilité des objets déformés, nous avons choisi de travailler sur une seule lithologie, de façon à réduire le plus possible les sources d'erreur. Nous avons ainsi comparé des échantillons prélevés perpendiculairement aux structures sur le site des sables très peu cohésifs de Bédoin. Sur ce site, nous avons prélevé des objets essentiellement de type BDCs présentant des cinématiques normales, inverses et en décrochement.

L'ensemble des mesures, disponible en table 5.2 et illustrées par quelques exemples représentatifs en figure 5.12 montre qu'il n'existe pas de différence de perméabilité notable en fonction de la cinématique des BDCs étudiées. Les structures de type BDCs échantillonnées à Bédoin expriment toutes des valeurs de perméabilité de l'ordre de 10^{-14} m² pour une P_c de 20MPa comme pour une P_c de 100MPa, et ce quelque soit la cinématique.

Ainsi, nous avons pu établir que l'échelle ainsi que le stade d'évolution des structures est un paramètre tout à fait prépondérant sur le contrôle de la perméabilité, mais en revanche, sur une même lithologie et pour un stade d'évolution équivalent, la cinématique des objets déformés n'influence pas les valeurs de perméabilités enregistrées.

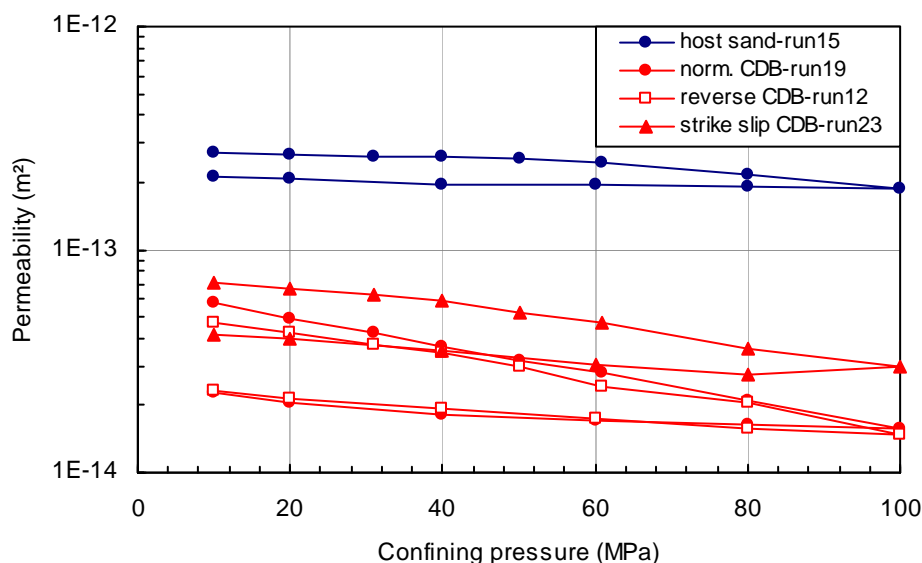


Figure 5.12 – Données de perméabilité en fonction de la pression de confinement pour plusieurs BDCs de cinématique normale (référéncé run 19), inverse (référéncé run 12) et décrochante (référéncé run 23), prélevées dans les sables très peu cohésifs de Bédoin.

5.4 Discussions et implications sur les circulations de fluides

Les travaux menés au cours de cette étude ont permis l'obtention de données de perméabilité au gaz à forte pression de confinement pour 53 échantillons correspondant à un large panel de structures et de cinématiques, au sein de deux lithologies distinctes. Ces résultats, pour lesquels la correspondance entre les valeurs de perméabilité et le type ainsi que la complexité des structures sont bien identifiés et peuvent aisément être comparés aux données précédemment établies dans les sables et les grès et disponibles dans la littérature (Fossen and Bale, 2007 ; Antonellini and Aydin, 1994 ; Gibson, 1998 ; Flodin, 2005 ; Shipton et al., 2002 ; Lothe et al., 2002 ; Fowles et Burley, 1994 ; Crawford, 1998).

Au cours de cette section, nous établirons les rapprochements et comparaisons appropriés avec les travaux précédents traitant de la perméabilité des BDCs dans les sables et les grès de forte porosité. Nous montrerons ensuite comment les structures étudiées peuvent influencer les circulations de fluides et par conséquent impacter la perméabilité à l'échelle du réservoir. Enfin, nous établirons les principales limites rencontrées au cours de l'étude, qu'elles soient d'ordre technique ou relatives à la nature même des structures.

5.4.1 Comparaison aux données disponibles dans la littérature

La plupart des études antérieures sur les *bandes de déformation cataclastiques* ont mis en évidence une réduction notable de la porosité au sein des structures déformées. Cette réduction de porosité est issue des phénomènes de fracturation et de réarrangements des grains qui se produisent sous l'effet du cisaillement et de la compaction. La réduction de porosité au sein des BDCs et des failles s'accompagne d'une diminution le plus souvent équivalente de la perméabilité. Selon les études précédentes, l'impact des structures déformées sur la perméabilité est largement variable en fonction du type ainsi que de l'échelle des structures mises en cause.

Ainsi, la majorité des auteurs considèrent que les structures déformées de type BDCs engendrent une réduction de perméabilité par rapport à la roche saine comprise entre un et trois ordres de grandeur (Pittman, 1981 ; Jamisson and Stearns, 1982 ; Harper and Mofthah, 1985 ; Knott 1993 ; Antonellini and Aydin, 1994 ; Gibson, 1994, 1998 ; Knipe et al., 1997 ; Crawford, 1998 ; Antonellini et al., 1999 ; Fisher and Knipe, 2001 ; Jourde et al., 2002 ; Shipton et al., 2002 ; Fossen and Bale, 2007 ; Fossen et al., 2007). Tandis que les grandes failles, pour lesquelles la porosité est inférieure à 1%, présentent des perméabilités largement plus réduites. Les failles majeures montrent ainsi des valeurs de perméabilités voisines de 0.001 mD, soit jusqu'à six ordres de grandeur inférieures aux mesures effectuées dans la roche saine (Freeman, 1990 ; Antonellini and Aydin, 1994 ; Knipe et al., 1997 ; Shipton et al., 2002).

La figure 5.13 présente l'ensemble des 53 essais de perméabilité au gaz réalisés au cours de ce travail. Cette figure présente de façon distincte des perméabilités obtenues dans les grès d'Orange et les sables de Bédoin, pour une valeur de pression de confinement de 50 MPa, en phase d'enfouissement. Pour chaque site, nous donnons les valeurs de perméabilité en m² comme en mD, mesurées sur la roche mère (Khr), perpendiculairement (Kn) et parallèlement (Kp) aux objets déformés et ce pour chaque catégorie de structures. Les données de perméabilité mesurées perpendiculairement aux structures et normalisées aux valeurs de la roche saine sont données en figure 5.14, modifiée d'après Fossen et Bale (2007).

A la lumière des représentations effectuées en figure 5.13 et 5.14, nous sommes en mesure d'affirmer que les essais pratiqués sur les affleurements du Bassin du Sud-Est présentent une très forte concordance avec les valeurs précédemment énoncées dans la littérature. On constate ainsi une dichotomie très nette entre les valeurs de perméabilité au sein des BDCs et des failles matures. Ainsi, les structures de type BDCs montrent une réduction de perméabilité peu importante, généralement comprise entre aucun et deux voire trois ordres de grandeur. Tandis que dans le cas des grandes failles ultracataclastiques, la réduction observée est de quatre ordres de grandeur, avec des valeurs de perméabilité proches de 0.01 mD.

Cependant, il est tout à fait intéressant de noter que si l'ensemble des auteurs distingue largement les BDCs des failles ultracataclastiques, ils sont en revanche peu nombreux à étudier et dissocier les BDCs en fonction de leur degré de complexité, qui est pourtant tout à

fait prépondérant. Fossen et Bale (2007) distinguent ainsi les *bands*, les *clusters* et les *dense clusters*, équivalent à notre dénomination *bande à brin unique*, *bande multibrins* et *cluster*. Dans leur étude, Fossen et Bale constatent ainsi que les structures fines à brin unique ont un impact extrêmement ténu sur la perméabilité de la roche, tandis que les bandes à brins multiples engendrent une réduction de perméabilité de un à trois ordres de grandeur et les *cluster* ou *dense clusters* imposent une réduction de deux à cinq ordres de grandeur (figure 5.14). Les résultats que nous avons obtenus sur les affleurements du Bassin du Sud-Est sont tout à fait en accord avec les observations précédentes de Fossen et Bale. Ainsi, on constate que les structures les plus fines, de type *BDCs à brin unique* ne modifient quasiment pas la perméabilité de la roche, tandis que les *BDCs à brins multiples* diminuent sa perméabilité d'un à deux ordres de grandeur et les *larges clusters* de deux ordres de grandeur (figure 5.14). Cette distinction entre les différents stades d'évolution des BDCs est tout à fait primordiale, notamment en ce qui concerne l'impact des structures sur la perméabilité globale des réservoirs et les chemins d'écoulement de fluides.

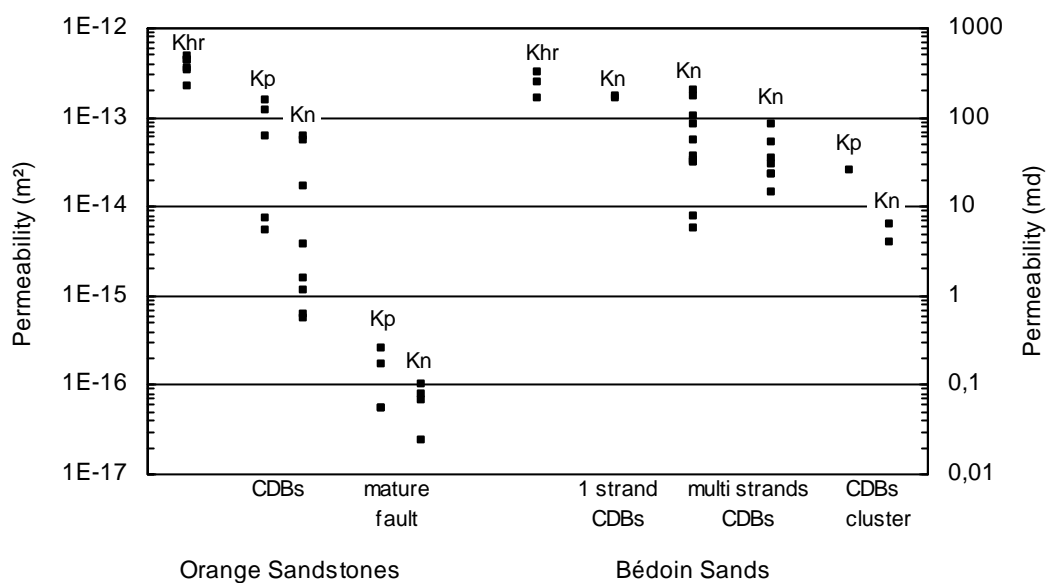


Figure 5.13 – Résumé des 53 mesures de perméabilité effectuées sur la roche saine, les bandes de déformation, les clusters de bandes et les failles ultracataclastiques dans les grès d'Orange et les sables de Bédoin. *Khr*, *Kp*, *Kn* représentent la perméabilité mesurée dans les échantillons de roche mère, dans la direction parallèle et enfin perpendiculaire aux structures. Les valeurs sont données pour une pression de confinement P_c de 50 MPa en phase de confinement.

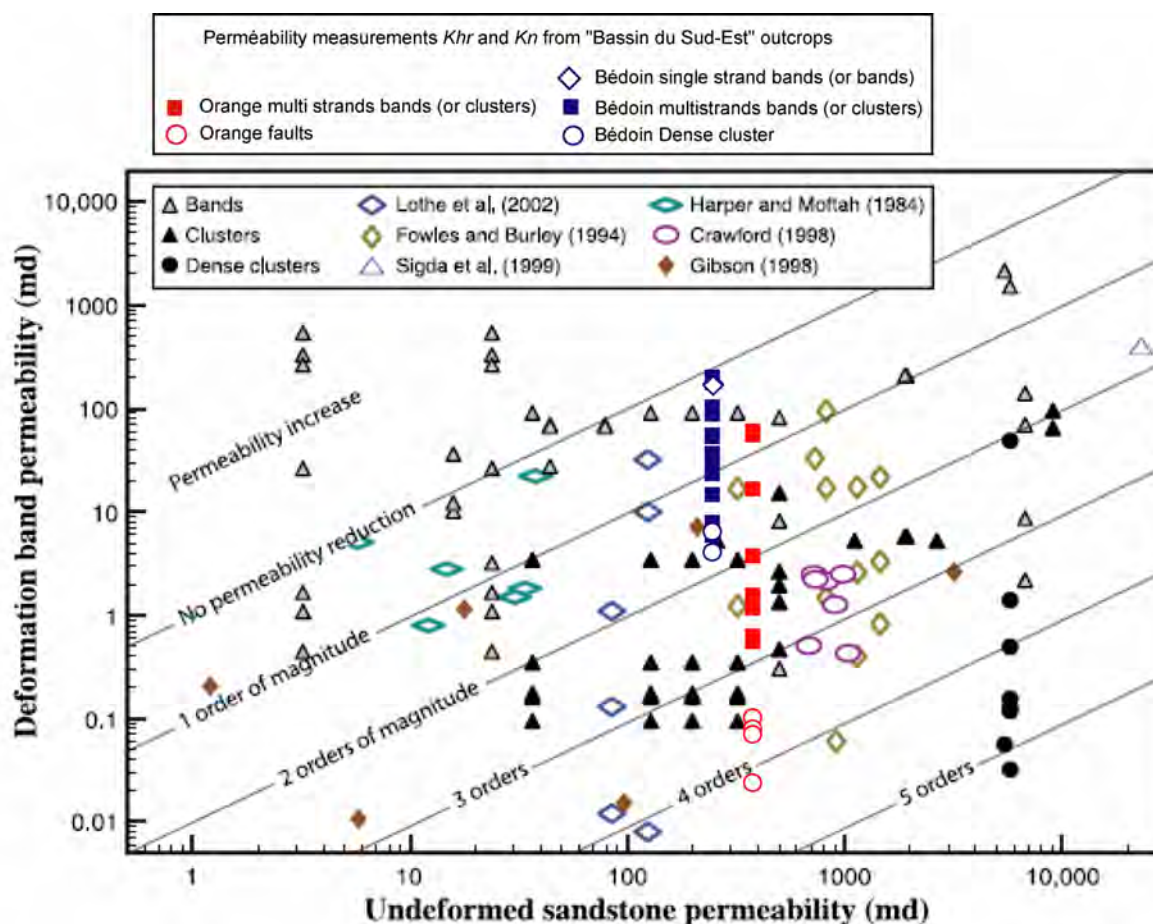


Figure 5.14 – Résumé des valeurs de perméabilité de roche saine en fonction des bandes de déformation, mesurées par plusieurs auteurs dans des échantillons perpendiculaires aux bandes. Les données obtenues par Fossen et Bale sont séparées en « single bands », « clusters » et « dense clusters » par des triangles, tandis que les données précédentes ne différencient pas les « single bands » des « clusters ». Nos données de perméabilité mesurées dans les 53 échantillons de grès et de sables du Bassin du Sud-Est sont figurées par les carrés et les cercles rouges et bleus, pris à partir d'une perméabilité initiale K_{hr} moyenne et pour une pression de confinement P_c de 50MPa. Modifié d'après Fossen and Bale, 2007.

5.4.2 Implications des résultats sur les circulations de fluides

Nous avons montré au cours de ce chapitre que l'ensemble des structures déformées qui affectent les sables et les grès du Bassin du Sud-Est présentent une perméabilité plus faible que la roche mère environnante. Cependant, la réduction de perméabilité est largement variable et conditionnée par la nature des structures incriminées. On peut ainsi distinguer deux grandes catégories de structures qui impactent la perméabilité globale à l'échelle du réservoir selon deux modes drastiquement différents : les BDCs et les failles ultracataclastiques.

Les résultats de nos mesures ont montré qu'il existe une réduction de perméabilité relativement faible entre la roche saine et les BDCs isolées. En effet, les BDCs à brin unique, qui représentent les plus petits éléments de déformation montrent des perméabilités du même ordre de grandeur que la roche saine. Les BDCs isolées à brins multiples montrent quant à elles une réduction de perméabilité d'environ un ordre de grandeur par rapport à la roche saine. On peut donc estimer que les structures de type BDCs isolées, qui montrent des perméabilités similaires et inférieures jusqu'à un ordre de grandeur à la roche saine n'ont un impact qu'extrêmement ténu sur la perméabilité des réservoirs.

Nos mesures ont également montré que les larges clusters de BDCs présentent une diminution de perméabilité de deux ordres de grandeur par rapport à la roche saine. Si cette diminution est plus marquée que dans le cas des structures isolées, elle demeure toutefois modérée et par conséquent peu susceptible d'influencer de façon considérable les migrations de fluides au sein des réservoirs.

En outre, il est important de souligner que les structures déformées de type BDCs, qu'elles soient isolées ou groupées au sein de clusters, sont rarement homogènes et continues. Ces structures présentent la plupart du temps de brusques variations d'épaisseur, qui réduisent considérablement leur fonction de barrière à l'écoulement des fluides (Fossen and Bale, 2007). Selon Fossen, les BDCs présentent de ce fait une inter-connectivité en trois dimensions qui demeure limitée, ne représentant donc pas des barrières significatives à l'écoulement des fluides comme en témoigne l'observation sur le terrain des fronts de paléofluides. Ainsi nous pouvons conclure que les BDCs, qu'elles soient isolées ou groupées au sein de clusters, ne perturbent que peu les migrations de fluides. En revanche, il n'est pas exclu que ces structures déformées modifient légèrement les chemins d'écoulement de fluides dans les réservoirs complexes.

Les résultats des mesures effectuées sur les échantillons de faille mature ultracataclastique ont quant à eux montré une évolution drastique des valeurs de perméabilité. Alors que la réduction de perméabilité entre roche saine et déformée n'est que d'un ou deux ordres de grandeur dans le cas des BDCs, on observe ici une diminution de perméabilité de quatre ordres de grandeur. Les perméabilités mesurées au sein des structures ultracataclastiques sont de l'ordre de 10^{-17} m² ou 0.01 mD et sont ainsi suffisamment faibles pour avoir un impact réel est considérable sur les écoulement de fluides au sein des réservoirs.

De plus, les observations réalisées sur le terrain ont montré la persistance ainsi que la continuité de ces structures majeures à l'échelle du réservoir. On peut ainsi affirmer qu'en raison des faibles valeurs de perméabilité et de la persistance de ces structures, elles sont susceptibles de perturber les écoulements de fluides et par conséquent de ralentir de façon notable la production des hydrocarbures.

5.4.3 Limites de la méthode

Les mesures de perméabilité présentées dans cette section ont été réalisées avec un système de mesure de perméabilité au gaz et les échantillons introduits dans le dispositif ont été obtenus d'après les deux méthodes explicitées en paragraphe 5.1.2.1. Les mesures ont été pratiquées sur 53 échantillons, mais il subsiste néanmoins certaines sources d'erreurs ou d'incertitudes, qui constituent les limites essentielles de la méthode. Ces limites sont principalement de deux ordres : tout d'abord les incertitudes liées aux méthodes de prélèvement ainsi qu'au dispositif de mesure, puis dans un second temps les incertitudes issues de la nature même des structures étudiées.

Dans un premier temps, nous considérerons les incertitudes induites par les différents dispositifs de prélèvement comme de mesure. Tout d'abord, sur les deux méthodes de prélèvement utilisées il faut considérer l'échantillonnage par tube en cuivre comme le plus « risqué ». En effet, l'échantillonnage des grès et des structures indurées, du fait de leur cohérence pose peu de problèmes et la préparation par sciage à la scie diamantée ne modifie pas l'organisation des structures. En revanche, l'échantillonnage par tube en cuivre est plus contraignant puisque les structures ainsi que la lithologie sont peu cohésives et résistantes. Des plans de ruptures peuvent ainsi apparaître dans l'échantillon, soit lors du transfert de l'échantillon du tube vers la gaine, soit lors de la rétractation de la gaine thermique autour de la carotte. Ces plans de rupture sont alors susceptibles de provoquer une augmentation artificielle de la perméabilité, par l'introduction de chemins d'écoulement préférentiels.

Mais il existe également des sources d'incertitudes lors de la mesure par le dispositif de perméabilité au gaz. Ces sources d'erreurs proviennent essentiellement d'imprécisions de lecture sur les deux manomètres de contrôle du débit d'entrée et de la pression de confinement ainsi que sur les débitmètres de sortie. De façon à limiter cette source d'erreur le plus possible, nous avons pratiqué une méthodologie de mesure précise explicitée en paragraphe 5.2.3, dont le principe est de multiplier le nombre de mesures correspondant à chaque pression de confinement dans le but de limiter l'erreur globale.

Dans un second temps, il est aussi nécessaire de considérer les sources d'erreurs issues de la nature même des structures étudiées. En effet, comme nous l'avons précédemment signalé, les BDCs montrent pour la plupart une évolution rapide et parfois importante de leur épaisseur. Ces brusques variations d'épaisseurs sont de plus corrélées aux variations du nombre de brins individuels qui constituent la bande. Il est ainsi nécessaire de noter avec précision les différents paramètres tels que l'épaisseur et le nombre de brins avant de pratiquer l'échantillonnage, notamment pour la méthode des tubes en cuivre car la présence de la gaine thermorétractable empêche ensuite toute lecture de ces caractéristiques.

5.5 Conclusion

Au cours de ce chapitre, nous avons procédé à une étude de perméabilité en laboratoire complète et détaillée à partir d'un large échantillonnage réalisé sur différents affleurements de sables et de grès du Bassin du Sud-Est. Les essais de perméabilité ainsi menés ont porté sur un panel large et varié de types de structures, d'épaisseur des structures et de cinématiques au sein de deux lithologies distinctes. Le but de cette étude en perméabilité sur les objets déformés du Bassin du Sud-Est étant essentiellement de définir les différents facteurs de contrôle de la perméabilité au sein des réservoirs déformés ainsi que leur poids respectifs.

L'ensemble des 53 essais de perméabilité réalisés sur les échantillons de roche saine, de BDCs à brin unique et à brins multiples, sur les larges clusters de BDCs ainsi que sur les failles ultracataclastiques dans les sables comme dans les grès ont mis en évidence plusieurs conclusions essentielles :

- Lors des essais de perméabilité selon un cycle complet composé d'une phase de confinement jusqu'à 100 MPa puis d'une phase de déconfinement, on observe une diminution de la perméabilité en fonction de la pression de confinement appliquée. La diminution de perméabilité mesurée est variable et souvent peu marquée dans le cas des structures les plus larges et les plus évoluées.
- L'ensemble des mesures a mis en évidence le type de structure ainsi que l'épaisseur comme un facteur tout à fait primordial sur le contrôle de la perméabilité. Il est ainsi possible de différencier deux grandes catégories de structures, qui sont susceptibles de modifier la perméabilité globale des réservoirs de façon tout à fait différente. La première catégorie de structures est constituée par les BDCs, qui n'ont qu'un impact modéré sur la perméabilité, avec une réduction par rapport à la roche saine comprise entre zéro et deux ordres de grandeur. Cependant, au sein des structures de type BDCs, il est tout à fait primordiale de différencier les BDCs à brin unique, les BDCs multi brins et les larges clusters de BDCs, pour lesquels les valeurs mesurées sont de plus en plus faibles. La seconde catégorie de structures est constituée par les larges failles ultracataclastiques, qui présentent quant à elles des réductions de perméabilité de quatre ordres de grandeur par rapport à la roche saine et qui sont ainsi susceptibles de réduire fortement la perméabilité globale des réservoirs.
- Les effets de l'anisotropie des structures déformées sur la perméabilité se sont révélés dépendants du type de structures rencontrées. En effet, les structures de type BDCs, qu'elles soient isolées ou sous forme de cluster, présentent une anisotropie marquée avec une perméabilité environ 6 à 7 fois supérieure parallèlement que perpendiculairement aux structures. En revanche, les larges failles ultracataclastiques ne montrent qu'une anisotropie réduite, avec une perméabilité de l'ordre de 2 fois supérieure seulement.

- De façon à mesurer au mieux les effets de la cinématique sur les valeurs de perméabilité, nous avons procédé à des mesures de structures à jeu normale, inverse et décrochant au sein de la même lithologie. Ces enregistrements ont révélé qu'à épaisseur équivalente, il n'existe aucun impact mesurable de la cinématique sur la perméabilité des structures.

Nous mettons donc en évidence la dichotomie existante entre les BDCs et les larges failles ultracataclastiques. Les valeurs de perméabilité enregistrées au cours de ce travail sont tout à fait cohérentes avec les données déjà disponibles dans la littérature. Nous avons ainsi montré que les BDCs ne présentent qu'un impact modéré sur la circulation des fluides, mais peuvent néanmoins provoquer une modification des chemins d'écoulement dans les réservoirs. En revanche, les grandes failles, d'une épaisseur supérieure à un mètre, sont susceptibles de modifier fortement les propriétés des réservoirs en constituant de véritables barrières à l'écoulement des fluides.

Ainsi, dans les programmes de développement et de production d'hydrocarbures en contexte de réservoirs gréseux et faillés, il est tout à fait primordial d'imager au mieux ces structures (avec des rejets de l'ordre de 10 mètres), ou bien de pouvoir prédire ce type de localisation de la déformation.

Conclusion générale

L'objectif de ce travail a consisté en la caractérisation des modes de localisation de la déformation dans les grès de forte porosité, avec l'application à un analogue de réservoir gréseux et faillé. Cet analogue a été choisi parmi les grès et les sables de forte porosité d'âge Crétacé Supérieur du Bassin du Sud-Est, en Provence (France). Au cours de nos travaux, nous avons procédé à une analyse multi-échelles, tant à l'affleurement qu'en laboratoire, à partir de plusieurs techniques différentes de caractérisation des propriétés pétrophysiques des structures déformées. L'ensemble des données et résultats obtenus lors de cette étude nous permet à présent de répondre aux principales problématiques posées lors de l'initiation de ce travail et qui étaient les suivantes :

- (1) *Quels sont les facteurs qui contrôlent la distribution et la localisation de la déformation ?*
- (2) *Quelles sont les relations entre les bandes de déformation cataclastiques (BDCs) et les larges failles ultracataclastiques ?*
- (3) *Quel est l'impact des BDCs et des failles sur la perméabilité et les circulations de fluides à l'intérieur des réservoirs ?*

Les facteurs de contrôle de la déformation à l'échelle de l'affleurement et de la structure déformée

Au cours des Chapitres 2 et 3, nous avons présenté les trois sites d'étude sélectionnés puis les résultats obtenus lors des différentes campagnes de terrain. Les principaux résultats de cette étude de terrain sont donnés dans une note intitulée « *Evolution of cataclastic faulting in high-porosity sandstone, Bassin du Sud-Est, Provence, France* » et acceptée dans la revue *Journal of Structural Geology*. Ces données proviennent essentiellement de la réalisation de plus de 700 mètres de relevés linéaires ou *scan lines* des différents paramètres de la déformation. Nous avons ainsi déterminé des facteurs essentiels qui contrôlent la distribution de la déformation à l'échelle de l'affleurement comme de la structure. A l'échelle de l'affleurement, les facteurs essentiels de contrôle de la déformation dans le cas des grès poreux du Bassin du Sud-Est sont :

(i) La profondeur d'enfouissement

Nous montrons (Chapitre 2) que les affleurements de grès et de sables poreux du Bassin du Sud-Est ont subi des profondeurs d'enfouissement très faibles, généralement comprises entre 400 et 800 mètres. Il est donc possible de développer une déformation importante et ce même sous des contraintes lithostatiques relativement faibles.

(ii) L'état de déformation antérieur

Nous mettons également en évidence le rôle de l'état de déformation antérieur d'une unité stratigraphique. Ainsi, dans le cas des grès d'Orange, la déformation correspondant à une

seule et même phase compressive s'exprime différemment en fonction des zones de l'affleurement. Dans ce cas, les premières structures formées sont nombreuses, tandis que les structures conjuguées, qui se développent au sein d'une roche rendue plus cohérente, sont largement moins représentées.

(iii) *Le régime tectonique*

L'autre paramètre essentiel que nous avons mis en évidence est l'état de contrainte. Ainsi, il semble largement plus facile de former des plans de glissement localisés sous un régime extensif que sous un régime compressif.

A l'échelle de la structure déformée, les relevés de terrain ont également mis en évidence les principaux facteurs de contrôle de la déformation associés à ce cas d'étude :

(i) *La granulométrie initiale de la roche non déformée*

Nous montrons que la taille initiale des grains sains contrôle la déformation. En effet, les brins déformés qui constituent la BDC présentent une épaisseur très réduite, constituée de moins de 5 grains déformés. Ainsi, plus la granulométrie initiale est fine, plus les brins déformés sont fins.

(ii) *La lithologie et la composition minéralogique*

La lithologie de la roche saine est un facteur essentiel, et plus spécifiquement la présence ou l'absence de ciment dans les espaces intergranulaires. Dans le cas des grès, les mouvements de grains sont inhibés par la présence du ciment, alors qu'ils sont favorisés dans les sables de faible cohésion. Pour des structures d'épaisseur similaire, on observe donc un déplacement largement plus important dans les sables que dans les grès. La présence de phyllosilicates est également un facteur essentiel, qui permet l'obtention d'un déplacement bien supérieur.

(iii) *Le facteur d'échelle, ou dimension de la structure déformée*

Enfin, il semble que l'échelle de la structure soit un paramètre tout à fait essentiel. Nous avons en effet constaté que les BDCs grandissent par l'ajout du nombre de brins déformés, augmentant ainsi l'épaisseur totale de la bande. Ce processus de croissance de type *hardening* continue jusqu'à des épaisseurs voisines de 10 cm. En revanche, au delà de 10 cm d'épaisseur, le processus de *hardening* cesse d'être efficace. On observe alors une localisation de la déformation susceptible de conduire à des structures très fortement cataclastiques.

Les facteurs de contrôle de la déformation à l'échelle granulaire

Nous avons traité les aspects microstructuraux d'évolution de la déformation au cours du Chapitre 4. Pour cela, nous avons procédé à une analyse microstructurale de clichés MEB puis à 2 études granulométriques, faisant appel à deux techniques distinctes et complémentaires : la granulométrie par comptage statistiques sur clichés MEB puis la

granulométrie par diffractométrie laser. Au cours des différentes études (Chapitre 4) portant sur une grande quantité d'échantillons représentant une large gamme de structures, d'échelles, de lithologies et de régimes tectoniques différents, nous montrons que les facteurs essentiels au contrôle de la déformation à l'échelle granulaire sont :

(i) *La lithologie de la roche non déformée*

Les observations des clichés MEB ont ainsi montré que la lithologie est un paramètre tout à fait prépondérant pour le contrôle des micromécanismes de la déformation. Dans les sables, qui ne présentent pas de ciment intergranulaire, l'initiation de la déformation se fait préférentiellement par des phénomènes de glissement et de rotation des grains entre eux, la fracturation intragranulaire n'intervenant que dans un second temps. En revanche, la cimentation des grès inhibe les processus de glissements, il en résulte une fracturation des grains qui s'initie aux points de contacts entre les grains puis se propage au reste du grain selon un processus de « Hertzian Fracturing ».

(ii) *La taille et le degré de complexité des structures déformées*

Les observations de clichés MEB comme les deux méthodes de granulométrie ont mis en évidence le rôle fondamental de la taille et de la complexité des structures. Nous avons ainsi montré qu'il existe une réduction de la porosité, de la taille des pores et de la taille des grains qui est croissante avec l'augmentation d'épaisseur des structures. Nous avons notamment mis en évidence par diffractométrie laser que la fraction de micrograins issus de la fracturation des grains initiaux augmente avec l'épaisseur et la complexité des objets déformés. De plus, il est tout à fait clair qu'il existe une différence drastique des propriétés microstructurales entre les BDCs, qu'elles soient isolées ou groupées au sein de clusters, et les larges failles ultracataclastiques.

En revanche, il est tout à fait essentiel de noter qu'à l'échelle granulaire le régime tectonique n'est pas un facteur contrôlant de la déformation. Nous avons montré qu'à un stade de développement équivalent, c'est-à-dire pour une épaisseur et un degré de complexité égal, les structures présentent les mêmes caractéristiques de porosité ou de granulométrie, et ce quelque soit leur régime.

Evolution depuis la bande de déformation jusqu'à la faille ultracataclastique

L'ensemble des relevés de terrain et des analyses de laboratoire permet à présent de formuler une hypothèse cohérente de formation et d'évolution des bandes de déformation vers les failles majeures. Nous proposons en fait trois scénarios différents, tenant compte de l'échelle des structures ainsi que du régime tectonique :

(i) *L'évolution et la formation d'une bande par ajouts de brins successifs*

Nous avons montré qu'une *bande de déformation* est composée d'une quantité déterminée de *brins* déformés. Le *brin* constitue l'unité de déformation élémentaire, une bande pouvant

être constituée de un à plusieurs dizaines de brins. La croissance de la bande se fait par l'ajout du nombre de brins, qui a pour effet d'accroître l'épaisseur ainsi que le déplacement sur celle-ci. Ce mode de croissance de type *hardening* est efficace pour les petites structures, jusqu'à 10 cm d'épaisseur. En revanche, au-delà de 10 cm d'épaisseur il semble qu'il se produise une localisation de la déformation, amenant à la création de structures déformées ultracataclastiques. Ceci permet donc d'affirmer que les différents brins déformés qui constituent la bande ne sont pas figés mais continuent d'évoluer avec le développement de la structure, comme le montre les différents résultats en porosité ou granulométrie. La raison expliquant la présence d'un seuil à environ 10 cm n'a pas été tout à fait clairement établie. Cependant, il existe de fortes probabilités que celle-ci résulte de deux effets d'échelle susceptibles de modifier la croissance des bandes : (1) la taille des grains et (2) l'épaisseur du banc (qui limite la propagation des extrémités de la bande de déformation, ainsi que son épaisseur et déplacement).

(ii) *L'évolution d'un système conjugué en régime extensif*

Dans des grès ou des sables poreux, soumis à une faible contrainte lithostatique et en régime extensif, la déformation semble évoluer selon un schéma bien établi. Les premières structures qui apparaissent sont les BDCs fines. Ces BDCs grandissent par addition du nombre de brins déformés qui les constituent. La déformation se localise ensuite dans des *zones de BDCs* aussi appelés *clusters de BDCs*, tandis qu'il subsiste une quantité non négligeable des *BDCs isolées*, formant le *bruit de fond* ou *background*. Dans ce contexte, le dernier stade de la déformation est atteint lorsqu'un plan de glissement se développe au centre ou en bordure d'un cluster de BDCs.

(iii) *L'évolution d'un système conjugué en régime compressif*

En revanche, dans les grès et les sables poreux soumis à un régime compressif, il semble qu'il soit beaucoup plus difficile de créer des plans de glissement. Cette hypothèse est bâtie sur l'exemple du système de structures inverses et conjuguées observé dans les grès d'Orange. Lors de l'initiation de la déformation, il existe une répartition uniforme des structures. Les structures grandissent par ajout du nombre de brins déformés, puis par ajout du nombre de bandes. Lorsque la population de bandes conjuguées se met en place, elle est inhibée par les structures déformées déjà présentes et responsables d'une augmentation de la cohésion de la roche. L'augmentation de la déformation produit une répartition uniforme des structures, qui « comblent » les lacunes encore non déformées. Au final, on observe donc une unité déformée intensément, uniformément, mais sans plan de glissement et en dehors de tout contexte de *damage zone* ou de faille majeure.

Impact sur la perméabilité et les circulations de fluides

Au cours du Chapitre 5, nous avons développé plusieurs techniques de prélèvement et de préparation des échantillons, dans le but de réaliser des mesures de perméabilité au gaz avec une évolution de la pression de confinement. Ces mesures ont été effectuées sur une large

gamme de structures, comprenant plusieurs régimes tectoniques, et également selon plusieurs directions d'échantillonnage. Il en résulte une dichotomie tout à fait marquée entre : (1) Les BDCs, qu'elles soient isolées ou groupées en *clusters* de BDCs ; (2) Les larges failles ultracataclastiques.

Les BDCs, quelque soit leur épaisseur ou leur organisation (isolées ou regroupées en clusters), montrent des réductions de la perméabilité très modérées. De plus, l'organisation structurale en trois dimensions des ces objets comme leur longueur réduite laisse présager une faible connectivité. Nous pouvons ainsi supposer à juste titre que les BDCs n'ont qu'une influence modérée sur les réservoirs, avec des conséquences probables telles que des modifications des chemins d'écoulement des fluides.

Les larges failles ultracataclastiques montrent en revanche des valeurs de perméabilité très inférieures à celles mesurées dans la roche saine. De plus, les observations de terrain montrent que ces structures présentent des longueurs ainsi qu'une homogénéité largement supérieure aux BDCs. Nous pouvons donc penser qu'à l'inverse des BDCs, les larges failles ultracataclastiques sont susceptibles de modifier fortement la perméabilité ainsi que la vitesse et les chemins d'écoulement dans les réservoirs, en créant des zones de barrières à l'écoulement des fluides.

Perspectives de recherche

A l'issus de ces travaux, nous pouvons dégager quelques axes de recherche, ayant trait à des domaines tout à fait variés tels (1) qu'une continuité des travaux de terrain, (2) une application pour l'évaluation des circulations de fluides ou bien (3) l'utilisation des données en vu d'une modélisation.

De nouveaux aspects de la déformation

Lors de nos différentes campagnes de terrain, nous avons mis en évidence deux catégories de bandes déformées, différentes des BDCs dont nous avons traité : (1) Les bandes de compaction ; (2) Les bandes à phyllosilicates, toutes deux présentent sur le site des sables peu cohésifs du Massif d'Uchaux. Ces deux types de structures ont en effet été identifiés dans la partie la plus profonde de la carrière, lors de sa remise en exploitation postérieurement à la réalisation des derniers relevés de terrain. Il serait tout à fait intéressant de réaliser une étude complète de ces structures, avec notamment la réalisation d'observations microstructurales. Cette étude pourrait se faire dans un cadre comparatif avec les données obtenues sur les BDCs issues du même affleurement et bien caractérisées au cours du présent travail.

Application aux circulations de fluides

Les données de perméabilité obtenues dans le cadre de ce travail peuvent à présent être utilisées pour élaborer des algorithmes de perméabilité appliqués aux réservoirs d'hydrocarbures. Dans ces algorithmes, on pourra notamment définir la quantité de matière déformée et son impact sur la perméabilité globale du réservoir.

Modélisation de la déformation

Enfin, il est important de mentionner que la quantité de données à présent disponible, tant d'un point de vue des relevés de terrain que des analyses microstructurales, est susceptible de fournir une base intéressante pour paramétrer des essais numériques, essentiellement sous des codes en élément fini. Il est possible d'envisager des modélisations à l'échelle granulaire comme à l'échelle de l'affleurement, afin de mieux comprendre les facteurs d'échelle limitant la croissance des bandes de déformation (individuellement et en réseaux) et la transition vers la localisation de la déformation sur les failles ultracataclastiques et les plans de glissement.

Références Bibliographiques

- Ackermann, R. V., Schlische, R. W., 1997. Anticlustering of small normal faults around larger faults. *Geology* 25,1127-1130.
- Antonelini, M., Aydin, A., 1994. Effect of faulting on fluid flow in porous sandstones: petrophysical properties. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 78, 335-377.
- Antonelini, M., Aydin, A., 1995. The effect of faulting on fluid flow in porous sandstones: geometry and spatial distribution. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 79, 642-671.
- Antonellini, M.A., Aydin, A., Pollard, D.D., 1994. Microstructure of deformation bands in porous sandstones at Arches National Park, Utah. *Journal of Structural Geology* 16, 941-959.
- Antonellini, M.A., Aydin, A., Orr, L., 1999. Outcrop aided characterisation of a faulted hydrocarbon reservoir: Arroyo Grande oil field, California, USA. In: Haneberg, W.C., Mozeley, P.S., Moore, C.J. and Goodwin, L.B. (eds) *Faults and Subsurface Fluid Flow. Geophysical Monographie, American Geophysical Union* 113, 7-26.
- Aydin, A., 1978. Small faults formed as deformation bands in sandstones. *Pure and Applied Geophysics* 116, 913-930.
- Aydin, A., Johnson, D., 1978. Development of faults as zones of deformation bands and as slip surfaces in sandstone. *Pure and Applied Geophysics* 116, 931-942.
- Aydin, A., Johnson, D., 1983. Analysis of faulting in porous sandstones. *Journal of Structural Geology* 5, 19-31.
- Aydin, A., Borja, R.I., Eichhubl, P., 2006. Geological and mathematical framework for failure modes in granular rock. *Journal of Structural Geology* 28, 83-98.
- Baudrimont, A.F., P. Dubois, P., 1977. Un Bassin mésogéen du domaine périalpin : le Sud-Est de la France, *Bulletin des centres de recherches exploration-production Elf-Aquitaine* 1, 261-308.
- Beach, A., Brown, J.L., Welbon, A.I., McCallum, J.E., Brockbank, P., Knott, S., 1997. Characteristics of fault zones in sandstones from NW England: application to fault transmissibility. In: Meadows, N.S., Trueblood, S.P., Hardman, M., Cowan, G. (eds) *Pertoleum Geology of the Irish Sea and Adjacent Area. Geological Society, London, Special Publications* 124, 315-324.
- Beach, A., Welborn, A.I., Brockbank, P., McCallum, J.E., 1999. Reservoir damage around faults: outcrop examples from the Suez rift. *Petroleum Geoscience* 5, 109-116.
- Bense, V.F., Van Der Berg, E.H., Van Balen, R.T., 2003. Deformation mechanisms and hydrolic prperties of fault zones in unconsolidated sediments; the Roer Valley Rift System, The Netherlands. *Hydrogeology Journal* 11, 319-332.

- Borg, I., Friedman, M., Handin, J., Higgs, D.V., 1960. Experimental deformation of St. Peter Sand: a study of cataclastic flow. In: Griggs, D., and Handin, J. (eds) Rock deformation. Geological Society of America, Memoirs 79, 133-191.
- Baud, P., Klein, E., Wong, T.-F., 2004. Compaction localization in porous sandstone: spatial evolution of damage and acoustic emission activity. *Journal of Structural Geology* 26, 603-624.
- Çakir, M., Aydin, A., 1994. Tectonics and Fracture Characteristics of the Northern Lake Mead, SE Nevada, Stanford University, Stanford, California, Proceedings of the Stanford Rock Fracture Project Field Workshop.
- Cashman, S., Cashman, K., 2000. Cataclasis and deformation-band formation in unconsolidated marine terrace sand, Humboldt County, California. *Geology* 28, 111-114.
- Cowie, P.A., Scholz, C.H., 1992. Displacement-length scaling relationship for faults: data synthesis and analysis. *Journal of Structural Geology* 14, 1149-1156.
- Crawford, B.R., 1998. Experimental fault sealing: shear band permeability dependency on cataclastic fault gouge characteristics. In: Coward, M.P., Johnson, H., Daltaban, T.S. (eds) *Structural Geology in Reservoir Characterisation*. Geological Society, London, Special Publications 127, 83-97.
- Davatzes, N.C., Aydin, A., 2005. Distribution of fault architecture in a layered sandstone and shale sequence: an example from the Moab fault, Utah. In: Sorkhabi, R., Tsuji, Y.; (eds), *Faults, fluid flow, and petroleum traps*. American Association of Petroleum Geologists Memoir 85, 153-180.
- Davis, G.H., 1998. Fault-fin landscape. *Geology Magazine* 135, 283-286.
- Davis, G. H., 1999. Structural geology of the Colorado Plateau Region of southern Utah, with special emphasis on deformation bands. *Geological Society of America, Special Paper*, 342.
- Debrand-Passard, S., Courbouleix, S., Lienhardt, M.J., 1984. Synthèse géologique du Sud-Est de la France. Mémoire du Bureau de Recherches Géologiques et Minières, (BRGM) 125. Orleans, France.
- Delfaud, J., Dubois, P., 1984. Le bassin du Sud-Est. In: Gubler, Y. (ed.) *Dynamique des bassins sédimentaires*. Livre jubilaire BRGM, Orleans France.
- Dercourt J., 2002 . *Géologie et géodynamique de la France*. Dunod (ed) Gauthier A. (1983).
- Du Bernard, X., Eichhbul, P., Aydin, A., 2002a. Dilation bands : A new form of localized failure in granular media. *Geophysical Research Letters* 29, 2176, doi:10.1029/2002GL015966.
- Du Bernard, X., Labaume, P., Darcel, C., Davy, P., Bour, O., 2002b. Cataclastic slip band distribution in normal fault damage zones, Nubian sandstones, Suez rift. *Journal of Geophysical Research* 107, 103-114.

- Du Bernard, X., Maerten, F., 2001. Dynamic element modeling of stress field and arrangement evolutions within a quartz grain aggregate. In: Pollard, D.D., Aydin, A., (eds), Stanford Rock Fracture Project, G1-G7.
- Dunn, D.E., LaFountain, L.J., Jackson, R.E., 1973. Porosity dependence and mechanism of brittle fracture in sandstones. *Journal of Geophysical Research* 78, 2403-2417.
- Eichhubl, P., Taylor, W.L., Pollard, D.D., Aydin, A., 2004. Paleofluid flow and deformation in the Aztec sandstone at the Valley of Fire, Nevada-Evidence for the coupling of hydrogeological, diagenetic and tectonic processes. *Geological Society of America Bulletin*, 116, 1120-1136.
- Engelder, T., 1974. Cataclasis and the generation of fault gouge. *Geological Society of America Bulletin* 85, 1515-1522.
- Fischer, Q.J., Knipe, R.J., 2001. The permeability of faults within siliciclastic petroleum reservoirs of the North Sea and Norwegian Continental Shelf. *Marine and Petroleum Geology* 18, 1063-1081.
- Flodin, E.A., Gerdes, M., Aydin, A., Wiggins, W.D., 2005. Petrophysical properties and sealing capacity of fault rock from sheared-joint based faults, Aztec sandstone, Nevada. In: Tsuji, Y., Sorkhabi, R., (eds), *Fault seals and petroleum traps*. American Association of Petroleum Geologists Memoir 85, 197-217.
- Fossen, H., Hesthammer, J., 1997. Geometric analysis and scaling relations of deformation bands in porous sandstone. *Journal of Structural Geology* 19, 1479-1493.
- Fossen, H., Johansen, S.E., Hesthammer, J., Rotevatn, A., 2005. Fault interaction in porous sandstone and implications for reservoir management; examples from southern Utah. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 89, 1593-1606.
- Fossen, H., Bale, A., 2007. Deformation bands and their influence on fluid flow. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 91, 1685-1700.
- Fossen, H., Schultz, R.A., Shipton, Z.K. and Mair, K., 2007. Deformation bands in sandstone: a review, *Journal of the Geological Society of London* 164, 755-769.
- Fowles, J., Burley, S., 1994. Textural and permeability characteristics of faulted, high porosity sandstones. *Marine and Petroleum Geology* 11, 608-623.
- Freeman, D.H., 1990. Permeability effects of deformation bands in porous sandstones. MS thesis, University of Oklahoma, Oklahoma City.
- Friedman, M., Logan, J.M., 1973. Luders' bands in experimentally deformed sandstone and limestone. *Geological Society of America Bulletin* 84, 1465-1476.
- Full, W.E., Ehrlich, R., Klován, J.E., 1984. Extended Qmodel - objective definition of external end members in the analysis of mixtures. *Journal of Mathematical Geology* 13, 331-344.

- Gabrielsen, R.H., Koeslter, A.G., 1997. Description and structural implications of fractures in late Jurassic sandstones of the Troll Field, northern North Sea. *Norsk Geologisk Tidsskrift* 67, 371-381.
- Gallagher, J.J.Jr., Friedman, M., Handin, J., Sowers, G.M., 1974. Experimental studies relating to microfracture in sandstone. *Tectonophysics* 21, 2003-247.
- Gallagher, J.J., 1987. Fracture of sand grains broken by uniaxial compression. In Marshall, R.R., (ed), *Classic Particles*. Van Nostrand Reinhold, New York, 189-228.
- Gibson, R.G., 1994. Fault-zone seals in siliciclastic strata of the Columbus Basin, offshore Trinidad. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 78, 1372-1385.
- Gibson, R.G., 1998. Physical character and fluid-flow properties of sandstone-derived fault zones. In: Coward, M.P., Johnson, H., Daltaban, T.S. (eds) *Structural Geology in Reservoir Characterization*. Geological Society, London, Special Publications 127, 83-97.
- Harper, T., Moftah, I., 1985. Skin effect and completion options in the Ras Budran Reservoir. In: *Society of Petroleum Engineers Middle East Oil Technical Conference and Exhibition*. SPE 13708, 211-226.
- Harvey, E. W., E. M. Weppner, 1992. Pleistocene marginal marine sediments near mouth of Mad River, Humboldt County, California, in: *Field guide to the Late Cenozoic subduction tectonics and sedimentation of northern coastal California*. Carver, G. A., Aalto, K. R. (eds), *Pacific Sec. American Association of Petroleum Geologists, Bakersfield* 71, 45-50.
- Heald, M.T., 1955. Stylolites in sandstones. *Journal of Geology* 63, 101-114.
- Heynekamp, M.R., Goodwin, L.B., Mozeley, P.S., Haneberg, W.C., 1999. Controls on fault zone architecture in poorly lithified sediments, Rio Grande Rift, New Mexico: implication for fault zone permeability and fluid flow. In: Haneberg, W.C., Mozeley, P.S., Moore, C.J. and Goodwin, L.B. (eds) *Faults and Subsurface Fluid Flow*. Geophysical Monograph, American Geophysical Union 113, 27-49.
- Hill, R.E., 1989. Analysis of deformation band in the Aztec Sandstone, Valley of Fire, Nevada. MS thesis, University of Nevada, Reno.
- Hirose, T., Shimamoto, T., 2003. Fractal dimension of molten surfaces as a possible parameter to infer the slip-weakening distance of faults from natural pseudotachylytes. *Journal of Structural Geology* 25, 1569-1574.
- Issen, K.A., Rudnicki, J.W., 2001. Theory of compaction bands in porous rock. *Physics and Chemistry of the Earth* 26, 95-100.
- Jamison, W.R., Stearns, D.W., 1982. Tectonic deformation of Wingate Sandstone, Colorado National Monument. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 66, 2584-2608.

- Jourde, H., Flodin, E.A., Aydin, A., Durlafsky, L.J., Wen, X.-H., 2002. Computing permeability of fault zones in eolian sandstone from outcrop measurements. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 86, 1187-1200.
- Keulen, N., Heilbronner, R., Stnitz, H., Boullier A.-M., Ito, H., 2007. Grain size distributions of fault rocks: a comparison between experimentally and naturally deformed granitoids. *Journal of Structural Geology* 29, 1282-1300.
- Knipe, R.J., 1992. Faulting processes and fault seal. In: Larsen, R.M., Brekke, B.T., Larsen, B.T., Talleraas, E. (eds) *Structural and Tectonic Modelling and its Application to Petroleum Geology*. Norwegian Petroleum Society Special Publication 1, 325-342.
- Knipe, R.J., Fisher, Q.J., Clennell, M.R., 1997. Fault seal analysis : successful methodologies, application and future directions. In: Moller-Pedersen, P., Koestler, A.G., (eds) *Hydrocarbon Seals: Importance for Exploration and Production*. Norwegian Petroleum Society Special Publication 7, 15-40.
- Knott, S.D., 1993. Fault seal analysis in the North Sea. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 77, 778-792.
- Kranz, R.L., 1983. Microcracks in rocks: a review. *Tectonophysics* 100, 449-480.
- Kwon, O., Ngwenya, B. T., Main, I. G., Elphick, S. C., 2005. Permeability evolution during deformation of siliciclastic sandstones from Moab, Utah. In: Sorkhabi, R., Tsuji, Y., (eds), *Faults, Fluid Flow, and Petroleum Traps*. American Association of Petroleum Geologists Memoir 85, 219-236.
- Labaume, P., Sheppart, S., Moretti, I., 2001. Structure and hydraulic behaviour of cataclastic thrust fault zones in sandstones, Sub-Andean Zone, southern Bolivia. *Tectonophysics* 340, 141-172.
- Labaume, P., Moretti, I., 2001. Diagenesis-dependence of cataclastic thrust fault zone sealing in sandstones. Example from the Bolivian Sub-Andean Zone. *Journal of Structural Geology* 23, 1659-1675.
- Lothe, A.E., Gabrielsen, R.H., Bjernevoll-Hagen, N., Larsen, B.T., 2002. An experimental study of the texture of deformation bands; effects on the porosity and permeability of sandstones. *Petroleum Geosciences* 8, 195-207.
- Mair, K., Frye, K.M., Marone, C., 2002. Influence of grain characteristics on the friction of granular shear zones. *Journal of Geophysical Research* 107(B10), 2219, doi: 10.1029/2001JB000516.
- Mandl, G., DeJong, L.N.J., Maltha, A., 1977. Shear zones in granular material. *Rock Mechanics* 9, 95-144.
- Manzocchi, T., Ringrose, P.S., Underhill, J.R., 1998. Flow through fault systems in high-porosity sandstones. In: Coward, M.P., Daltaban, T.S., Johnson, H. (eds.) *Structural*

- Geology in Reservoir Characterisation. Geological Society, London, Special Publications 127, 65-82.
- Marone, C., Scholz, C.H., 1989. Particle-size distribution and microstructures within simulated fault gouge. *Journal of Structural Geology* 11, 799-814.
- Matthäi, S.K., Aydin, A., Pollard, D.D., Roberts, S.G., 1998. Numerical simulation of departures from radial drawn in faulted sandstone reservoirs with joints and deformation bands. In: Jones, G., Fisher, Q., Knipe, R.J., (eds.) *Faulting, fault sealing and fluid flow in hydrocarbon reservoirs*. Geological Society, London, Special Publications 147, 157-192.
- McCave, I.N., Syvitski, J.P.M., 1991. Principles and methods of geological particle size analysis. In: Syvitski, J.P.M. (Ed.), *Principles, Methods and Application of Particle Size Analysis*. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 3-21.
- Menéndez, B., Zhu, W., Wong, T.-F., 1996. Micromechanics of brittle faulting and cataclastic flow in Berea sandstone. *Journal of Structural Geology* 18, 1-16.
- Mitra, G., 1984. Brittle to ductile transition due to large strains along the White Rock thrust, Wind River Mountains, Wyoming. *Journal of Structural Geology* 6, 51-61
- Mollema, P.N., Antonellini, M.A., 1996. Compaction Bands: a structural analog for anti-mode I cracks in aeolian sandstone. *Tectonophysics* 267, 209-228.
- Muraoka, H., Kamata, H., 1983. Displacement distribution along minor fault traces. *Journal of Structural Geology* 5, 483-495.
- Ngwenya, B.T., Elphick, S.C., Main, I.G., Shimmield, G.B., 2000. Experimental constraints on the diagenetic self-sealing capacity of faults in high porosity rocks. *Earth and Planetary Science Letters* 183, 187-199.
- Ogilvie, S.R., Glover, P.W.J., 2001. The petrophysical properties of deformation bands in relation to their microstructure. *Earth and Planetary Science Letters* 193, 129-142.
- Okubo, C.H., Schultz, R.A., 2006. Near-tip stress rotation and the development of deformation band stepover geometries in mode II. *Geological Society of America Bulletin* 118, 343-348.
- Olsson, W.A., 1999. Theoretical and experimental investigation of compaction bands in porous rock. *Journal of Geophysical Research*, 104, 7219-7228.
- Olsson, W.A., 2000. Origin of Luders' bands in deformed rock. *Journal of Geophysical Research* 105, 5931-5938.
- Olsson, W.A., Holcomb, D.J., 2000. Compaction localization in porous rock. *Geophysical Research Letters*, 27, 3537-3540.
- Parry, W.T., Chan, M.A., Beitler, B., 2004. Chemical bleaching indicates episodes of fluid flow in deformation bands in sandstone. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 88, 175-191.

- Pittman, E.D., 1981. Effect of Fault-related granulation on porosity and permeability of quartz sandstones, Simpson Group (Ordovician) Oklahoma. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 65, 2381-2387.
- Priest, S.D., Hudson, J.A., 1981. Estimation of discontinuity spacing and trace length using scanline surveys. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abs.* 18, 183-197.
- Rawling, G.C., Goowin, L.B., 2003. Cataclastic and particulate flow in faulted, poorly lithified sediments. *Journal of Structural Geology* 25, 317-331.
- Renard F., Dysthe, D., Feder, J., Jamtveit, B., 2002. Healing of fluid-filled microcracks. In: Auriault, J.-L., et al., (eds), *Poromechanics II, Proceedings of the second Biot Conference on poromechanics*, A. A. Balkema Publishers, 925-931.
- Rouire et Chiron, 1980. Notice explicative de la feuille Valence à 1/250 000. Bureau de Recherches Géologiques et Minières.
- Rowe, P.W., 1961. The stress dilatancy relation for static equilibrium of an assembly of particles in contact. *Proceedings of the Royal Society (London)* 269A, 500-527.
- Rudnicki, J.W., Rice, J.R., 1975. Conditions for the localization of deformation in pressure-sensitive dilatant materials. *Journal of the Mechanics and Physics of Solids* 23, 371-394.
- Rutter, E.H., 1976. The kinematics of rock deformation by pressure solution. *Phil. Trans. R. Soc. London* 283, 203-219.
- Rutter, E.H., Hadizadeh, J., 1991. On the influence of porosity on the low-temperature brittle-ductile transition in siliciclastic rocks. *Journal of Structural Geology* 13, 609-614.
- Sammis, C.G., King, G., Biegel, R., 1987. The kinematics of gouge deformation. *Pure and Applied Geophysics* 125, 777-812.
- Sample, J.C., Woods, S., Bender, E., Loveall, M., 2006. Relationship between deformation bands and petroleum migration in an exhumed reservoir rock, Los Angeles Basin, California, USA. *Geofluids* 6, 105-112.
- Schultz, R.A., and Balasko, C.M., 2003. Growth of deformation bands into echelon and ladder geometries. *Geophysical Research Letters* 30, 2033 10.1029/2003GL018449.
- Schultz, R.A., Soliva, R., Fossen, H., Okubo, C.H., Reeves, D.M., 2008. Dependence of displacement-length scaling relations for fractures and deformation bands on the volumetric changes across them. *Journal of Structural Geology* 30, 1405-1411.
- Shipton, Z.K., Evans, J.P., Robeson, K., Forster, C.B., Snelgrove, S., 2002. Structural heterogeneity and permeability in faulted eolian sandstone: implications for subsurface modelling of faults. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 86, 863-883.

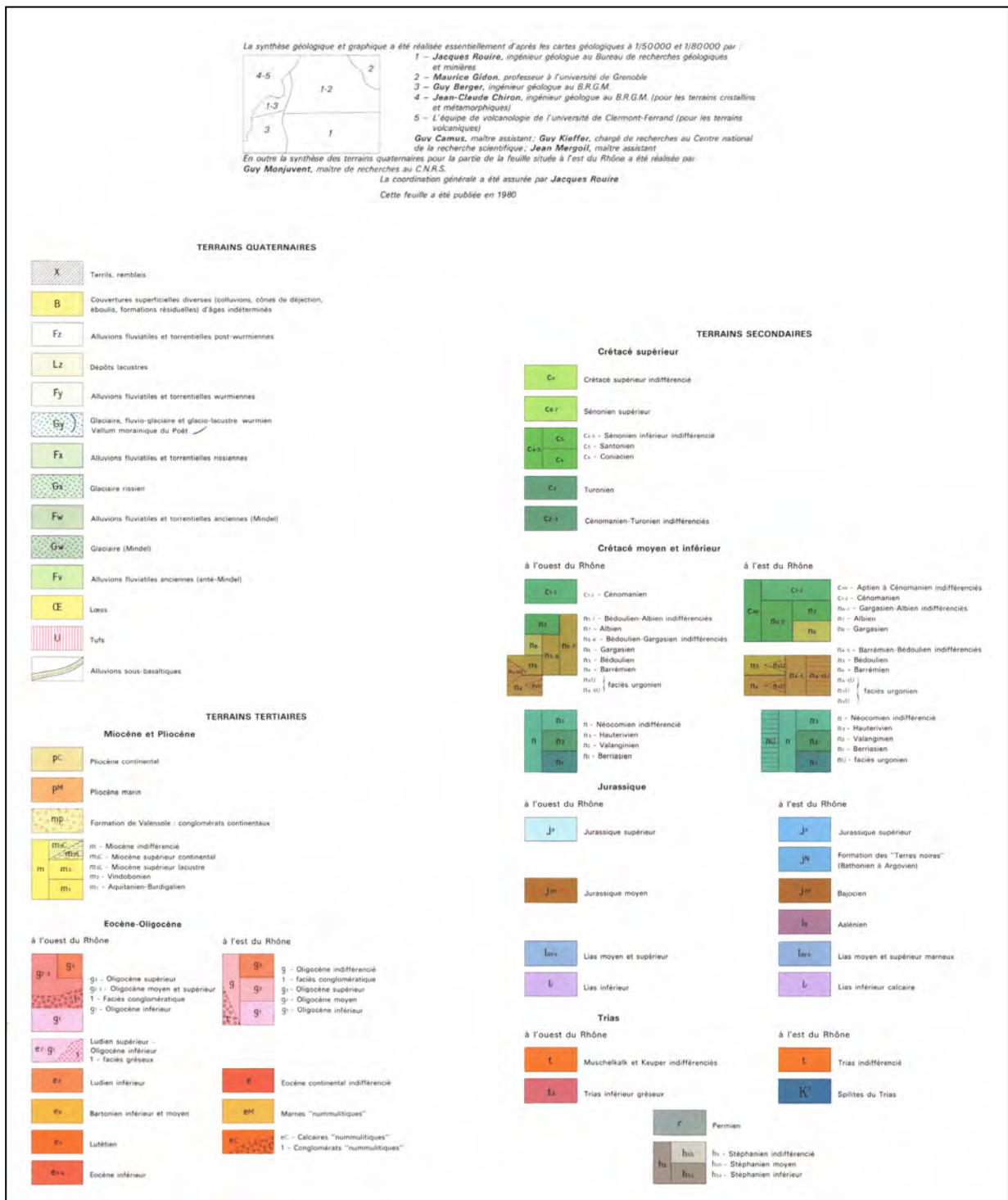
- Sternlof, K.R., Rudnicki, J.W., Pollard, D.D., 2005. Anticrack inclusion model for compaction bands in sandstone. *Journal of Geophysical Research* 110, B11403 10.1029/2005JB003764.
- Syvitski, J.P.M., Leblanc, K.W.G., Asprey, K.W., 1991. Interlaboratory, interinstrument calibration experiment. In: Syvitski, J.P.M. (Ed.), *Principles, Methods and Application of Particle Size Analysis*. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 174–193.
- Taylor, W. L., Pollard, D. D., 2000. Estimation of in situ permeability of deformation bands in porous sandstone, Valley of Fire, Nevada, *Water Resources Researh* 36, 2595-2606.
- Tindall, S.E., 2006. Jointed deformation bands may not compartmentalize reservoirs. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 90, no. 2, 177-192.
- Triat, J.-M., 1979. Paléaltérations dans le Crétace supérieur de Provence rhodanienne. Thèse, Université de Marseille.
- Twiss, R.J., Moores, E.M., 1992. *Structural Geology*. Freeman, San Francisco, CA.
- Underhill, J.R., Woodcock, N.H., 1987. Faulting mechanisms in high porosity sandstones; New Red Sandstone, Arran, Scotland. In: Jones, M.E., Preston, R.M.F. (eds.) *Deformation of sediments and sedimentary rocks*. Geological Society, London, Special Publications 29, 91-105.
- Walsh, J.J., Watterson, J., 1987. Distribution of cumulative displacement and of seismic slip on a single normal fault surface. *Journal of Structural Geology* 9, 1039-1046.
- Walsh, J.J., Watterson, J., 1989. Analysis of the relationship between displacements and dimensions of faults. *Journal of Structural Geology* 10, 239-247.
- Walsh, J.J., Watterson, J., Heath, A.E., Childs, C., 1998. Representation and scaling of faults in fluid flow models. *Petroleum Geoscience* 4, 241-251.
- Watterson, J., 1986. Fault dimensions, displacements and growth. *Pure & Applied Geophysics* 124, 366-373.
- Weyl, P.K., 1959. Pressure solution and the force of crystallization – A phenomenological theory. *Journal of Geophysical Research* 4, 2001-2025.
- Wibberley, C.A.J., Petit, J.P., Rives, T., 1999. Mechanics of high displacement gradient faulting prior to lithification. *Journal of Structural Geology* 21, 251-257.
- Wibberley, C.A.J., Petit, J.P., Rives, T., 2000. Mechanics of cataclastic ‘deformation band’ faulting in high-porosity sandstone, Provence. *Comptes Rendus de l’Académie des Sciences, Paris*, 331, 419-425.
- Wibberley, C.A.J., Shimamoto, T., 2003. Internal structure and permeability of major strike-slip fault zones: The Median Tectonic Line in Mie Prefecture, southwest Japan. *Journal of Structural Geology* 25, 59-78, doi: 10.1016/S0191-8141(02)00014-7.

- Wibberley, C.A.J., Petit, J.P., Rives, T., 2007. The mechanics of fault distribution and localization in high-porosity sands, Provence, France. In: Lewis, H. & Couples, G.D. (eds.) *The Relationship between Damage and Localisation*. Geological Society, London, Special Publication 289, 19-46.
- Wilson, B., Dewers, T., Reches, Z., Brune, J., 2005. Particle size and energetics of gouge from earthquake rupture zones. *Nature* 434, 749–752.
- Wong, T.-F., Baud, P., Klein, E., 2001. Localized failure modes in a compactant porous rock. *Geophysical Research Letters* 28, 2521–2524.
- Wu, X.Y., Baud, P., Wong, T.-f., 2000. Micromechanics of compressive failure and spatial evolution of anisotropic damage in Darley Dale sandstone. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.* 37, 143-160.
- Zang, J., Wong, T.-F., Davis, D.M., 1990. Micromechanics of pressure-induced grain crushing in porous rocks. *Journal of Geophysical Research* 95, 341-352.

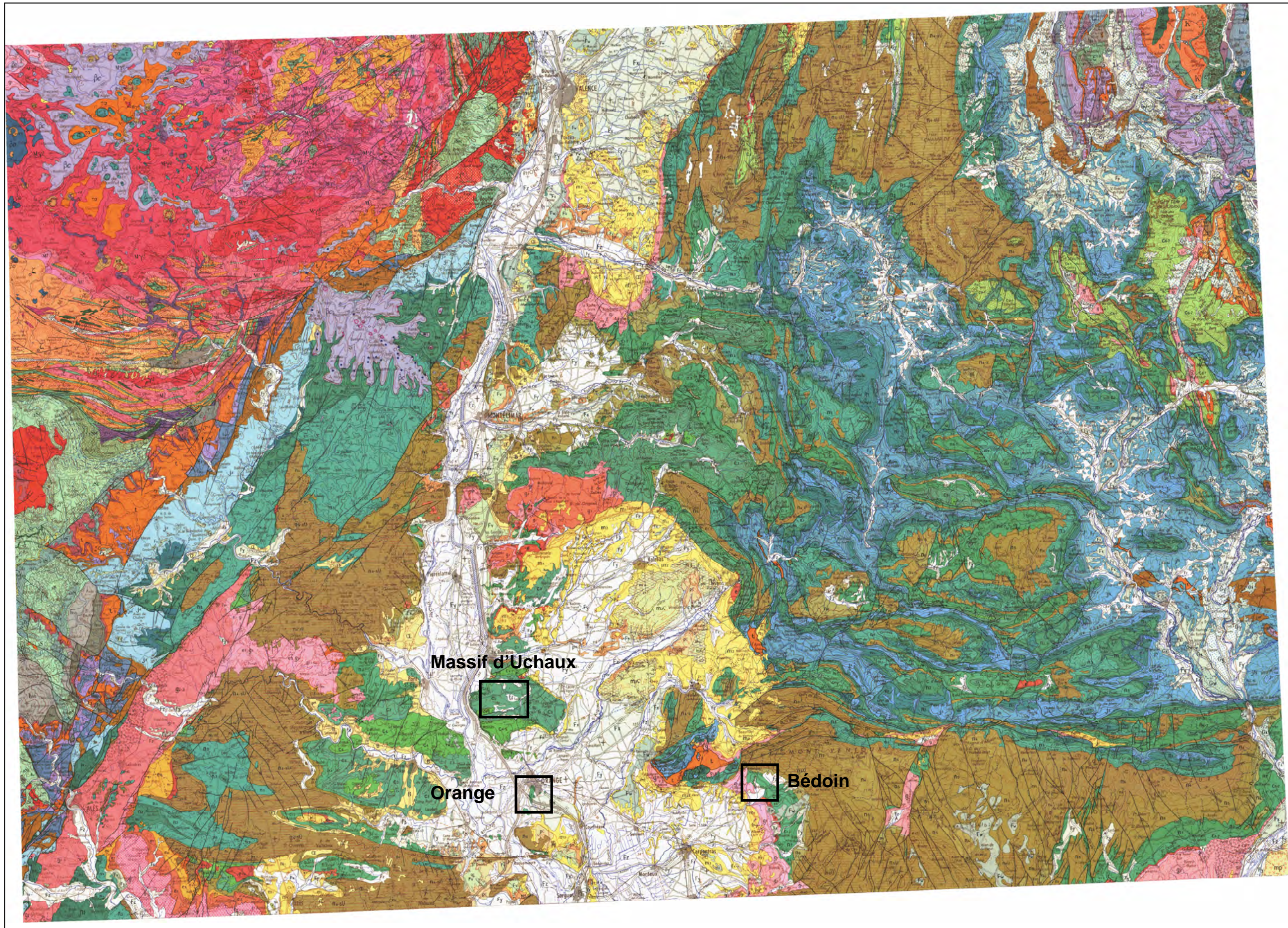
Annexe

Extraits des cartes géologiques du
BRGM au 1/250 000 et 1/50 000

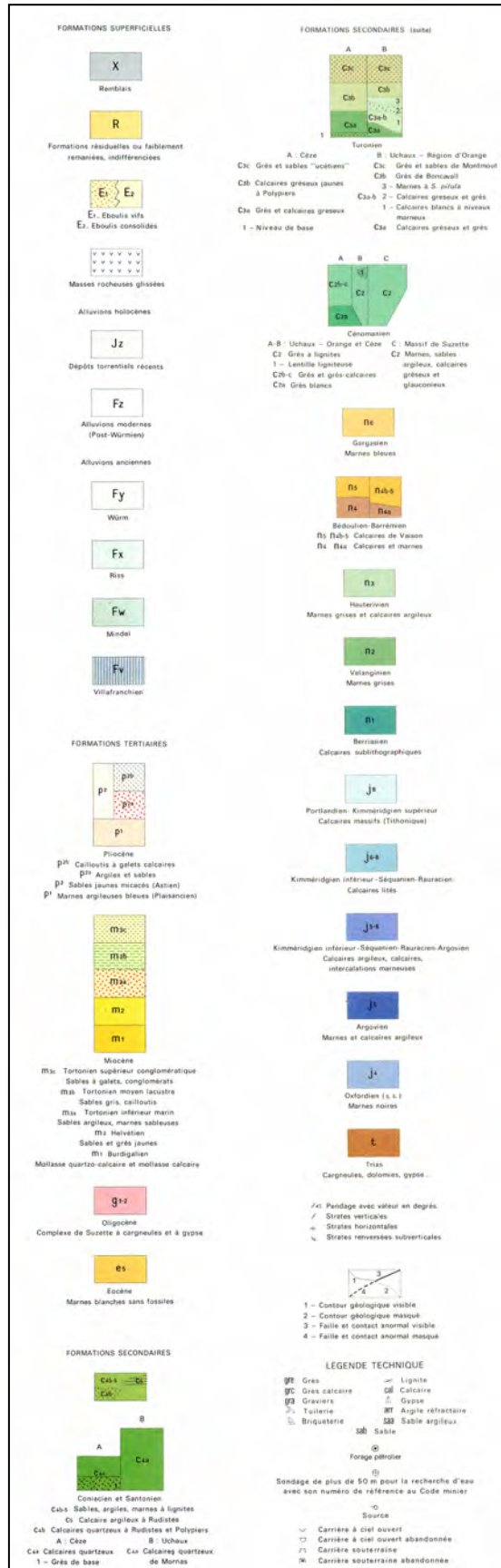
A.1 Carte géologique de Valence au 1/250 000 (BRGM)

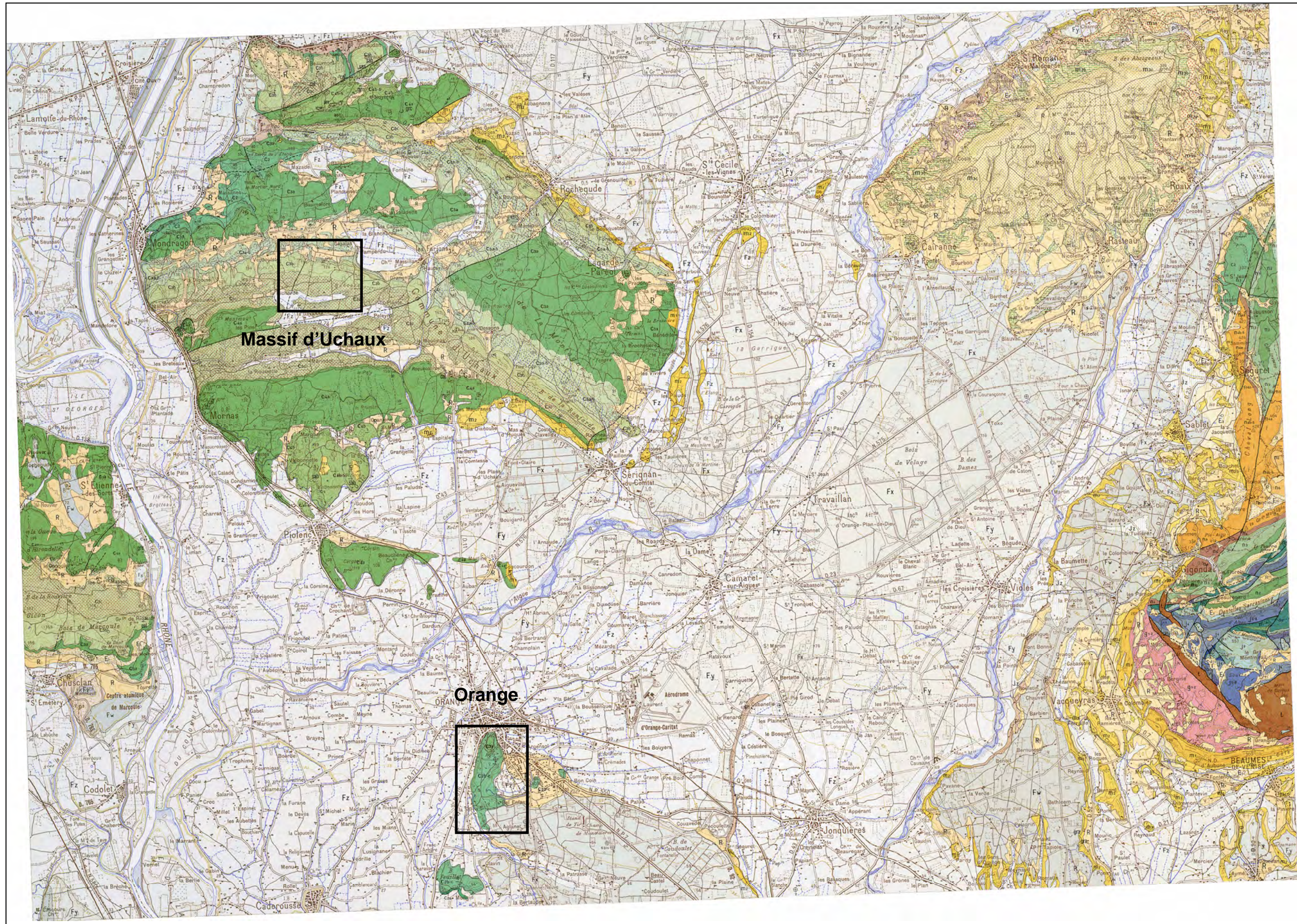






A.2 Carte géologique d'Orange au 1/50 000 (BRGM)





A.3 Carte géologique de Vaison-La-Romaine au 1/50 000 (BRGM)

