



HAL
open science

Détachements et failles normales a faible pendage : cinématique et localisation de la déformation, approche de terrain et modélisation numérique. Exemple des Cyclades.

Emmanuel Lecomte

► **To cite this version:**

Emmanuel Lecomte. Détachements et failles normales a faible pendage : cinématique et localisation de la déformation, approche de terrain et modélisation numérique. Exemple des Cyclades.. Tectonique. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 2010. Français. NNT: . tel-00567978

HAL Id: tel-00567978

<https://theses.hal.science/tel-00567978>

Submitted on 22 Feb 2011

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.

Thèse de doctorat de l'Université ParisVI

Spécialité : Sciences de la Terre

Présentée par :

Emmanuel LECOMTE

DETACHEMENTS ET FAILLES NORMALES A FAIBLE PENDAGE :
CINEMATIQUE ET LOCALISATION DE LA DEFORMATION,
APPROCHE DE TERRAIN ET MODELISATION NUMERIQUE.
EXEMPLE DES CYCLADES.

Soutenance le 15 novembre 2010

pour obtenir le grade de Docteur de l'Université Pierre et Marie Curie - Paris VI

Devant le jury composé de :

Olivier LACOMBE
Laurent JOLIVET
Laetitia LE POURHIET
Yves LEROY
Bernhard GRASEMANN
Cristiano COLLETTINI
Bertrand MEYER
Alexandre SCHUBNEL

Directeur de Thèse
Co-directeur de Thèse
Co-directeur de Thèse
Rapporteur
Rapporteur
Examineur
Examineur
Invité

RESUME

De nombreuses failles à faible pendage (pendage inférieur à 30°) ont été décrites en domaine continental extensif depuis leur mise en évidence dans la province des Basin and Range (USA). Bien que les observations de terrain suggèrent, dans plusieurs régions, que le jeu d'une faille se produit à faible pendage dans la croûte cassante (Apennins, Italie; Basin and Range, USA; Alpes orientales), l'activité sismique liée à ces failles est presque inexistante et est en accord avec les angles de blocage des failles prédits par la mécanique andersonienne associée à la loi de Byerlee. L'étude des Metamorphic Core Complex et de l'exhumation de détachements dans les Cyclades permet d'obtenir un modèle figé de la croûte continentale en extension. Le Metamorphic Core Complex qui affleure sur l'île de Mykonos se caractérise par une intrusion granitique (laccolite) dans le dôme migmatitique, recoupé à son sommet par un système de détachements composé de deux branches. La branche inférieure ductile du détachement met en contact la Nappe Supérieure Cycladique, constituée de metabasites, et le laccolite. La branche supérieure cataclastique du détachement juxtapose une unité sédimentaire molassique sur la Nappe Supérieure Cycladique ou directement sur le laccolite. Le détachement cataclastique conditionne la sédimentation syn-tectonique dans les bassins. Associée au réseau de veines contemporain du jeu du détachement, la déformation dans l'unité sédimentaire montre que le détachement cataclastique de Mykonos a été actif à faible pendage et à faible profondeur, au moins au cours des derniers incréments de déformation. La synthèse des données collectées sur les îles d'Andros, de Tinos et de Mykonos montre que les détachements nord-cycladiques peuvent être considérés à différents stades d'évolution comme une seule et unique structure d'échelle crustale (le Système de Détachement Nord-Cycladique) pouvant accommoder l'extension régionale et l'exhumation des roches de l'unité inférieure. L'étude de l'Anisotropie de la Susceptibilité Magnétique (ASM) dans le laccolite, couplée aux observations de terrain, a permis de mettre en évidence une rotation de l'unité inférieure du détachement de Mykonos autour d'un axe vertical, compatible avec les données paléomagnétiques disponibles dans la littérature.

Afin de réconcilier observations de terrain et mécanique des roches, nous proposons un nouveau modèle de réactivation de failles en considérant la faille comme une fine couche déformable plastiquement, contrairement au modèle classique suggérant une dislocation avec des propriétés frictionnelles. Notre modèle permet alors d'inclure les variations volumiques de la zone de faille au cours du cisaillement, et notamment, de prendre en compte des coefficients de dilatation faibles voire négatifs (faille compactante), souvent observés en laboratoire ou sur le terrain. Notre

modèle permet, en particulier, de déterminer les quantités de déformation plastique que peuvent accommoder ces failles au cours du cisaillement avant leur blocage. Les angles de blocage obtenus dans notre modèle varient peu par rapport au modèle classique de réactivation de faille, qui apparaît comme un cas particulier de notre modèle. La réactivation d'une faille à faible pendage en extension est alors possible complètement ou partiellement et peut être associée à la formation de veines et de failles normales dans l'encaissant. La réactivation est alors favorisée lorsqu'il s'agit d'une faille compactante et se produit en régime durcissant, suggérant ainsi un comportement asismique de la faille.

ABSTRACT

Several low-angle normal faults (dipping less than 30°) have been described in extensional continental domain since their discovery in the Basin and Range Province (USA). Although field observations suggest that normal faults can be reactivated with a shallow dip in the brittle crust (Basin and Range, USA ; Apennins, Italy ; Eastern Alps), seismic activity of those faults is scarce, in agreement with the locking angle of faults predicted by Andersonian mechanics associated with Byerlee law. Study of cycladic Metamorphic Core Complex and Aegean detachments exhumation allowed to obtain a model of the extended crust. The Mykonos Metamorphic Core Complex is characterized by a granitic intrusion within the migmatitic dome cut by a two-branch detachment system. The lower ductile branch separates the intrusive granite from the Upper Cycladic Nappe, made of metabasites. The upper cataclastic branch juxtaposes the sedimentary unit over the granite or the metabasites. The cataclastic detachment controls the deposition of syn-extension sediments. Soft-sediment deformation and the vein and fault network attest for slip along the Mykonos brittle detachment at shallow depth with a very shallow dip, close to the present geometry, at least during the last increments of deformation. Synthesis of data collected on Andros, Tinos and Mykonos island show that the North Cycladic detachments can be understood as various stages of evolution of a single crustal-scale structure (the North Cycladic Detachment System) which can accommodate regional extension and exhumation of footwall. Study of the Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS) in the laccolite associated with field observations underlines the clockwise rotation of the footwall about a vertical axis, which is compatible with paleomagnetic data obtained in the literature.

To reconcile field observations and rocks mechanics, we propose a new model for fault reactivation by introducing an elasto-plastic frictional fault gouge in replacement of the classical dislocation with frictional properties. Contrary to the classical model which implies that the dilation angle ψ equals the friction angle ϕ , our model accounts for $\psi < \phi$ and permits $\psi < 0$ (compacting fault) in the fault gouge as deduced from laboratory and field observations. Whilst the predicted locking angles differ in most cases by less than 10° from the classical model, a significant amount of plastic strain is predicted to occur on badly oriented faults prior to locking in a strain hardening regime. Classical model appears to be as an end-member case in which the dilation angle is equal to the friction angle. A shallow-dipping normal fault can be completely or partially reactivated in the brittle crust and can be associated to the formation of tensile veins. The reactivation is then favoured for a compacting fault and occurs in hardening regime, suggesting an aseismic behaviour of the fault.

Résumé	1
Abstract	3
Table des Matières	4
Introduction	11
Problématique	12
Partie I : Les détachements : observations de terrain et modélisation	15
Chapitre 1 : Quelques détachements majeurs dans le monde	21
1 Quelques exemples de détachements	21
1.1 Les Basin and Range	21
1.2 Les Apennins	28
1.3 Les Alpes orientales	35
2 Les détachements en Mer Égée	40
2.1 La Mer Égée, un cadre propice à la formation de détachements	40
2.2 Les détachements des îles d'Andros et de Tinos	51
2.3 Le Golfe de Corinthe	56
3 Comparaison et discussion	61
3.1 Le cadre régional	61
3.2 Styles et mécanismes de déformation	65
3.3 Bilan	69
Chapitre 2 : Synthèse des modèles conceptuels et mécaniques	73
1 La mécanique andersonienne	73
2 Les modèles de détachements	77

2.1	Le modèle en cisaillement simple	77
2.2	Les modèles impliquant une rotation des contraintes	78
2.3	Les modèles impliquant une rotation des structures	81
2.4	Le forçage cinématique	84
3	Bilan sur les modèles	89

Partie II : Etude structurale et cinématique de l'île de Mykonos (Cyclades, Grèce) 91

Chapitre 1 : Géométrie et cinématique du détachement de Mykonos 95

1	Résumé	96
2	Introduction	97
3	Cadre géologique	99
4	Observations structurales	104
4.1	Le granite de Mykonos	104
4.2	Les metabasites cycladiques	104
4.3	La séquence molassique supérieure	106
4.4	Veines de barytine et d'oxydes de fer	107
5	Evidence d'un système de détachement à deux branches à Mykonos .	110
5.1	Le détachement ductile-cassant de Livada	110
5.2	Le détachement cataclastique de Mykonos	110
6	Déformation extensive cassante dans les metabasites et la séquence sédimentaire	112
7	Evidence d'un glissement à faible pendage et faible profondeur	116
7.1	Evidence d'un glissement à faible pendage	116
7.2	Evidence d'un glissement à faible profondeur	116
8	Discussion	118
8.1	Rotation autour d'un axe vertical durant l'extension	118
8.2	L'île de Mykonos a-t'elle subi une rotation autour d'un axe horizontal?	120
8.3	Estimation de l'exhumation du mur du détachement	122
8.4	Géométrie et cinématique de la déformation extensive à Mykonos et signification régionale	123
9	Conclusions	126
10	Bilan sur l'étude du détachement de Mykonos	128

Chapitre 2 : Etude des gouges du détachement de Mykonos 133

1	Description des gouges	133
1.1	Le détachement à Panormos	135

1.2	Le détachement à Cape Evros	139
2	Interprétations	148
3	Conclusions sur l'étude des gouges du détachement de Mykonos . . .	150

Chapitre 3 : Intrusion granitique dans le Metamorphic Core Complex de Mykonos : l'exemple du laccolite de Mykonos (Cyclades, Grèce)153

1	L'ASM, méthodologie	154
1.1	Propriétés des minéraux magnétiques	154
1.2	Description des paramètres de l'ASM	155
1.3	Échantillonnage	156
2	Résumé	160
3	Introduction	161
4	Cadre géologique	162
5	Caractéristiques pétrostructurales, microstructurales et cinématiques du laccolite de Mykonos	164
5.1	Pétrographie et relations entre les différents types pétrographiques	167
5.2	Microstructures et paramètres de l'ASM	169
5.3	Structures	171
6	Caractéristiques structurales du dôme migmatitique de Rhenia-Delos et de la racine du laccolite de Mykonos	173
6.1	Le dôme	173
6.2	Le domaine transitoire	176
6.3	Les granitoïdes	176
7	Interprétation des observations et discussion	177
7.1	Evidence d'un continuum de déformation dans le laccolite de Mykonos	177
7.2	Evidence d'une rotation du laccolite de Mykonos autour d'un axe vertical au cours de l'exhumation	180
7.3	Développement du Metamorphic Core Complex de Mykonos .	182
7.4	Influence de la mise en place de l'intrusion granitique sur le développement du Metamorphic Core Complex de Mykonos .	185
8	Conclusions	187

Chapitre 4 : Intégration régionale : Le Système de Détachement Nord-Cycladique 189

1	Résumé	191
2	Introduction	192
2.1	Cadre géologique	194

3	Le Système de Détachements Nord-Cycladique	198
3.1	Le Détachement de Vari	199
3.2	Le Détachement de Tinos	202
3.3	Le Détachement de Livada	206
3.4	Le Détachement de Mykonos	209
4	Le NCDS : un scénario	211
5	Discussion et conclusion	215

Partie III : Du terrain à la modélisation 221

Chapitre 1 : Quantification de la déformation cassante par la mécanique des milieux continus : application à la réactivation en extension d'une discontinuité à faible pendage 225

1	Résumé	226
2	Introduction	227
3	Analyse paramétrique et numérique	229
3.1	Modèle conceptuel	229
3.2	Description du modèle	232
3.3	Réactivation associée à la formation de failles normales dans l'encaissant	233
3.4	Réactivation associée à la formation de veines de tension dans l'encaissant	237
3.5	Analyse numérique	238
4	Discussion et conclusions	240
4.1	Résultats principaux	240
4.2	Implications du modèle sur les failles normales à faible pendage	240
4.3	Prédictions de la rotation des contraintes <i>vs</i> marqueurs tectoniques dans les zones de faille naturelle	242
4.4	Prédictions sismologiques	243
5	Annexe A : Rhéologie élasto-plastique	244

Chapitre 2 : Modélisation mécanique 247

1	Le code PARA(O)VOZ	247
2	Géométrie et paramètres du modèle	249
3	Résultats	251
3.1	Comparaison des modèles avec l'étude analytique	251
3.2	Variation de l'angle de dilatation au cours du cisaillement	257
4	Discussion	261
4.1	Comparaison avec les observations de terrain	262

4.2	Comparaison avec les données sismologiques	264
	Conclusions générales	267
	Annexes A	271
	Bibliographie	275

INTRODUCTION

Les détachements et les Metamorphic Core Complex ont été initialement décrits dans la région des Basin and Range (USA) sur la base d'observations de terrain. Ces structures ont depuis été mises en évidence aussi bien en domaine continental (Davis and Coney, 1979; Crittenden et al., 1980; Wernicke, 1981; Lister et al., 1984; Davis, 1988) qu'en domaine océanique (Blackman et al., 1998; Garcès and Gee, 2007), permettant une bonne description de leur géométrie et de leur cinématique. Les Metamorphic Core Complex définissent des structures extensives permettant l'exhumation de la croûte profonde. Durant ce processus, des roches de haut grade métamorphique (faciès des éclogites, des granulites ou des amphibolites) sont mises à l'affleurement sous une faille normale à faible pendage (ou détachement). Les détachements se caractérisent par une bande de cisaillement ductile évoluant vers une faille normale à faible pendage au cours de l'exhumation (Lister and Davis, 1989; Mehl et al., 2005, 2007) mettant en contact une unité supérieure, non ou peu métamorphisée déformée en domaine cassant, sur une unité inférieure présentant une déformation ductile et un métamorphisme syn-déformation dans le faciès des schistes verts et/ou des amphibolites.

La géométrie initiale d'un détachement et son possible jeu à faible pendage restent encore un sujet très controversé. En effet, les modèles géologiques et géophysiques impliquent soit la présence de plans actifs à faible pendage, soit une rotation des détachements ou la présence de failles listriques. Ces modèles contradictoires suggèrent des profondeurs de mise en place, des échelles d'observation mais aussi des conditions géologiques régionales et locales différentes. Le jeu d'un détachement à faible pendage est à priori contradictoire avec la mécanique andersonienne. L'angle important ($> 45^\circ$) observé entre le plan d'un détachement et la direction de la contrainte principale maximale σ_1 a poussé la communauté scientifique à classer ces failles parmi les failles "faibles", à l'image de décrochements tels que la faille de San Andreas. Si certains détachements sont sismiquement actifs (Abers et al., 1997), il est toutefois rare d'observer des séismes dont la magnitude est supérieure à $M > 5.5$ (McKenzie, 1969; Jackson and White, 1989; Collettini and Sibson, 2001).

De nombreux modèles ont alors été développés pour comprendre la mise en place de détachements. Certains modèles supposent que les détachements réactivent des discontinuités préexistantes à faible pendage pouvant être d'anciennes failles

normales à fort pendage basculées (Buck, 1988; Brun and Van Den Driessche, 1994), des nappes de faible viscosité (Le Pourhiet et al., 2004), ou des zones de cisaillement lithosphérique (Wernicke, 1981). D'autres auteurs proposent que les détachements se localisent progressivement lors de la formation d'un Metamorphic Core Complex entre l'unité supérieure et l'unité inférieure (Lister and Davis, 1989; Brun et al., 1994; Chéry, 2001; Tirel et al., 2008). Ces deux écoles font donc apparaître les détachements comme cause ou conséquence de la formation des Metamorphic Core Complex et s'opposent donc sur la contribution des détachements dans l'exhumation des roches de l'unité inférieure vers la surface. Parallèlement, plusieurs modèles proposent que les détachements s'initient et sont actifs en profondeur (Gueydan et al., 2003; Mehl et al., 2005), proches de la transition cassant-ductile impliquant un rôle secondaire des détachements dans l'exhumation des roches de la croûte inférieure. Cependant, les études menées notamment dans les régions des Basin and Range (USA), des Apennins (Italie) ou des Cyclades (Grèce) montrent clairement un jeu à faible pendage des détachements à des profondeurs couvrant l'ensemble de la croûte supérieure fragile et pouvant accommoder de façon significative l'extension enregistrée dans la région.

Problématique

Nous proposons à travers ce manuscrit de répondre au paradoxe soulevé par les observations de terrain et la mécanique andersonienne concernant la réactivation à faible pendage d'un détachement dans la croûte supérieure. Plusieurs implications découlent de ce paradoxe, notamment sur les profondeurs de réactivation des détachements et sur l'exhumation des roches de la croûte inférieure. En d'autres termes, *la réactivation en extension d'une discontinuité à faible pendage est-elle possible en domaine cassant et à quelle profondeur ? Et si tel est le cas, l'exhumation est-elle liée au jeu le long de détachements ou de failles normales à fort pendage ? Et quelle quantité de déplacement et d'exhumation peuvent alors accommoder les détachements au cours de l'extension régionale ?*

Pour tenter de répondre à ces questions, nous avons effectué une approche terrain/modélisation. L'observation directe par les études de terrain de la déformation enregistrée autour et dans la zone de détachement, permet alors de déterminer la rhéologie et la géométrie des modèles et de contraindre leur évolution. Ce travail s'inscrit dans le cadre du projet EGEO qui cherche à caractériser le comportement rhéologique de la lithosphère égéenne. Par conséquent, nous avons focalisé notre étude sur les détachements exhumés dans les Cyclades, au centre de la Mer Égée. Les Cyclades représentent un cadre propice à l'étude des détachements

puisque cette région permet l'observation directe de l'ensemble de l'épaisseur de la croûte et permet ainsi d'accéder directement aux déformations enregistrées dans les croûtes supérieure et inférieure.

Ce manuscrit est divisé en trois parties. La première partie est consacrée à une synthèse bibliographique sur quelques détachements dans le monde et des modèles mécaniques développés pour expliquer la formation et le jeu de détachements. La seconde partie est consacrée à l'étude du Metamorphic Core Complex de Mykonos (Cyclades, Grèce) et du détachement associé. Enfin, la troisième partie a pour but de proposer un modèle mécanique testant la réactivation en extension d'une discontinuité à faible pendage et qui soit compatible avec les observations de terrain.

Partie I - Les détachements : observations de terrain et modélisation

Cette partie présente un état des connaissances sur les détachements. Notre étude s'est focalisée sur les détachements présentant des conditions géodynamiques et un héritage structural similaires. Pour cela, nous avons décidé de ne pas aborder les détachements présents en domaine océanique afin de faciliter les comparaisons entre les différents cas d'étude proposés. Le premier chapitre est alors consacré à une synthèse des données collectées sur les détachements continentaux observés dans les Basin and Range (USA), les Apennins (Italie), les Alpes orientales (Suisse) et en Mer Égée (Grèce). Ce chapitre permet notamment de décrire les mécanismes de déformation enregistrés dans les zones de détachements au cours de leur jeu en domaine cassant. Le second chapitre propose une synthèse des modèles mécaniques ayant pour but d'expliquer la formation et le jeu de faille normale à faible pendage.

Partie II - Etude structurale et cinématique de l'île de Mykonos

(Cyclades, Grèce) Cette partie propose une étude du Metamorphic Core Complex et du détachement présents sur l'île de Mykonos (Cyclades, Grèce). Le premier chapitre a pour but de décrire la cinématique du système de détachement de Mykonos mais également sa géométrie, au moins au cours des derniers incréments de déformation. Les résultats sont présentés ici sous forme d'un article publié au journal *Tectonics*. Le second chapitre est consacré à une étude des gouges du détachement cataclastique de Mykonos. La méthode de diffraction des rayons X a permis d'obtenir la minéralogie des gouges tandis que les mécanismes de déformation ont été déterminés par microscopie optique et microscopie électronique à balayage. Le troisième chapitre est consacré à l'étude du Métamorphic Core Complex de Mykonos. L'étude de l'Anisotropie de la Susceptibilité Magnétique (ASM) dans le

granite de Mykonos a permis d'utiliser le granite comme marqueur de la déformation et de contraindre la formation du Metamorphic Core Complex de Mykonos. Les résultats sont présentés sous la forme d'un article en révision pour publication au journal *Tectonophysics*. Enfin, le dernier chapitre, présenté sous forme d'un article publié au journal *EPSL*, propose de replacer le détachement de Mykonos dans un contexte régional et de le corrélérer aux détachements exhumés sur les îles voisines de Tinos et Andros.

Partie III - Du terrain à la modélisation Dans cette partie, nous proposons un modèle mécanique permettant d'expliquer la réactivation en extension d'une discontinuité à faible pendage en domaine cassant en prenant en compte les observations de terrain. Nous proposons que la variation de volume dans les zones de détachements soit un mécanisme adoucissant suffisant pour permettre la réactivation de détachement dans la croûte supérieure. Les résultats de l'analyse paramétrique sont présentés dans un premier chapitre sous forme d'un article sous presse à *Geophysical Journal International*. Le second chapitre présente les résultats d'une modélisation mécanique 2D à partir de la rhéologie étudiée au chapitre précédent.

PARTIE I

LES DÉTACHEMENTS : OBSERVATIONS DE TERRAIN ET MODÉLISATION

Cette partie présente un état des connaissances sur les détachements. Notre étude s'est focalisée sur les détachements présentant des conditions géodynamiques et un héritage structural similaires. Pour cela, nous avons décidé de ne pas aborder les détachements présents en domaine océanique afin de faciliter les comparaisons entre les différents cas d'étude proposés. Le premier chapitre est alors consacré à une synthèse des données collectées sur les détachements continentaux observés dans les Basin and Range (USA), les Apennins (Italie), les Alpes orientales (Suisse) et en Mer Égée (Grèce). Ce chapitre permet notamment de décrire les mécanismes de déformation enregistrés dans les zones de détachements au cours de leur jeu en domaine cassant. Le second chapitre propose une synthèse des modèles mécaniques ayant pour but d'expliquer la formation et le jeu de faille normale à faible pendage.

Les Metamorphic Core Complex (MCC), ou dômes métamorphiques extensifs, ont été décrits pour la première fois dans la province des Basin and Range (États-Unis) dans les années 70, faisant état de structures formées en domaine extensif (Davis and Coney, 1979; Crittenden et al., 1980; Wernicke, 1981; Coney and Harms, 1984; Platt and Behrmann, 1986). Ils ont ensuite été reconnus dans différents orogènes paléozoïques ou tertiaires : dans le domaine méditerranéen (e.g. Lister et al., 1984; Platt and Behrmann, 1986; Sokoutis et al., 1993; Jolivet et al., 1990; Gautier and Brun, 1994a,b), en Papouasie - Nouvelle Guinée (Davies and Warren, 1988), dans la chaîne hercynienne d'Europe de l'Ouest (Van Den Driessche and Brun, 1989; Malavieille et al., 1990) par exemple. Ces structures ont alors été interprétées comme le résultat de l'amincissement d'une lithosphère épaissie, lors de l'extension post-orogénique (Dewey, 1988).

Bien que présents dans différents contextes géodynamiques, les Metamorphic Core Complex présentent des similarités structurales. Ils se composent de quatre unités distinctes : (1) Le cœur du dôme, constitué de roches métamorphiques et/ou magmatiques ayant subi une déformation ductile coaxiale. (2) Une zone métamorphisée en faciès schiste vert à amphibolite et mylonitisée, où la déformation est cisailante et ductile (Davis and Coney, 1979). Ces deux unités forment l'unité inférieure du Metamorphic Core Complex qui présente une foliation à faible pendage, une linéation d'étirement pénétrative, des bandes de cisaillement, des boudins, et de nombreux plis (Figure I.1). (3) Une zone de brèche cataclastique associée à une faille à faible pendage, également appelée détachement et remaniant les structures ductiles (Lister and Davis, 1989). (4) Une couverture non ou peu métamorphisée généralement sédimentaire, formant l'unité supérieure du Metamorphic Core Complex. La déformation enregistrée dans l'unité supérieure est essentiellement cassante, associée à des failles normales à fort et faible pendage s'enracinant sur le détachement (Figure I.1).

Les structures enregistrées dans les différentes unités du Metamorphic Core Complex (linéation d'étirement, bandes de cisaillement, failles normales à fort et faible pendage,...) présentent des directions d'extension similaires, témoignant d'un continuum cinématique dans l'histoire de la formation du MCC.

Les MCC se caractérisent donc par une évolution de la déformation du ductile au cassant depuis le cœur du dôme jusqu'au détachement (Wernicke, 1981; Davis, 1983; Malavieille, 1993). Les caractéristiques structurales des dômes métamorphiques suggèrent que la déformation du cœur du dôme est la plus ancienne et se produit à la plus grande profondeur. Vers le détachement, la déformation, moins profonde et plus récente, se surimpose à la déformation initiale.

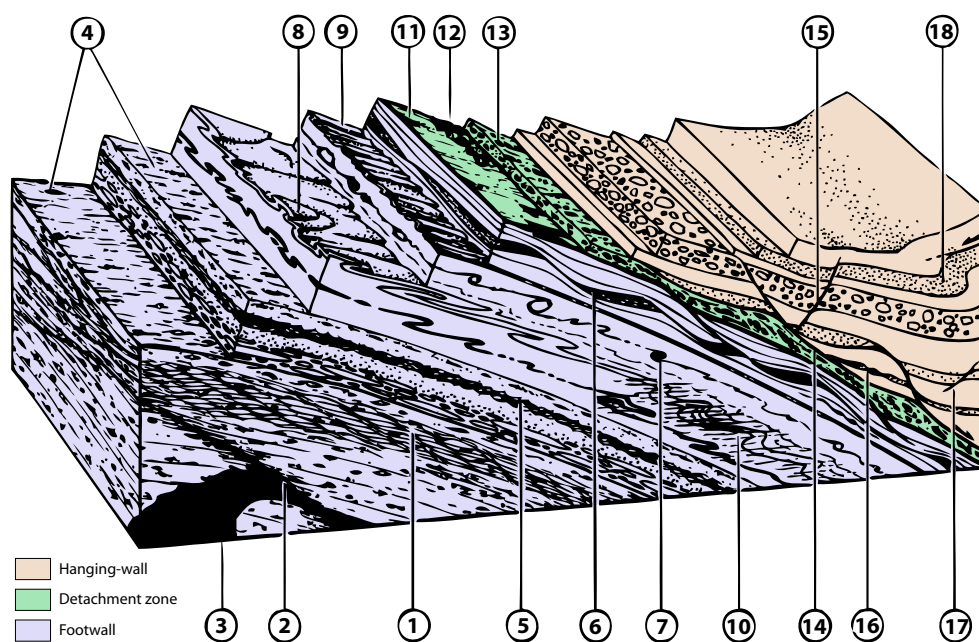


FIGURE I.1: Bloc diagramme synthétique illustrant les différentes structures associées aux zones de cisaillement extensives (d'après Malavieille, 1993). L'unité supérieure est ici représentée par un bassin sédimentaire. (1) Roches foliées avec bandes de cisaillement extensives (plans C'). (2) Bande de cisaillement extensive à l'échelle mésoscopique. (3) Intrusions granitiques syn-cinématiques (plutons, sills ou dykes) mylonitisées ou boudinées. (4) Linéations d'étirement. (5) Plans de crénulation extensive. (6) Boudinage à différentes échelles. (7) Structures tournées par cisaillement simple. (8) Plis en fourreau dans les zones fortement cisillées. (9) Plis d'axes parallèles à la linéation d'étirement formés à toutes échelles. (10) Plis serrés se développant dans les lithologies à fortes anisotropies au cours des derniers incréments de déformation ductiles et remaniant la foliation mylonitique. (11) Stries indiquant le sens de cisaillement sur le détachement. (12) Brèches cataclastiques. (13) Galets striés, étirés et/ou fracturés. (14) Décollements à faible pendage dans les niveaux peu compétents. (15) Failles normales à fort pendage. (16) Niveaux étirés. (17) Failles syn-sédimentaires. (18) Plis gravitaires.

La zone de détachement, contact entre les unités supérieure et inférieure, a largement été décrite dans la littérature. Cependant, la terminologie et l'origine de cette structure ont évolué au cours du temps. Les premiers auteurs (Wernicke, 1981; Davis, 1983) décrivent le détachement comme une faille à faible pendage affectant l'unité supérieure. Les zones mylonitiques et bréchiques sont alors appelées "décollements". Actuellement, décollement et détachement caractérisent deux structures différentes. Un détachement caractérise une faille normale néoformée à faible pendage et séparant l'unité supérieure de l'unité inférieure d'un Metamorphic Core Complex (Lister and Davis, 1989). Un décollement décrit quant à lui une zone de cisaillement réactivant une structure plus ancienne (ancien chevauchement,

foliation, faille à fort pendage basculée), un contact lithologique ou une interface rhéologique (Malavieille, 1993).

Les définitions actuelles permettent de mieux appréhender les processus à l'origine de la formation du contact unité supérieure/unité inférieure (réactivation d'une structure préexistante *versus* néoformation). Cependant, la néoformation d'un détachement est sujet à controverse et il est encore difficile d'en attester, surtout, à l'échelle d'un Metamorphic Core Complex. Nous proposons alors de définir un *détachement* comme *un système extensif à faible pendage d'échelle régionale présentant un saut de pression métamorphique de part et d'autre du contact (contact soustractif), en incluant les failles normales à faible pendage en régime cassant et les bandes de cisaillement extensives faiblement pentées en régime ductile.*

De nombreux modèles ont eu pour but de décrire la mise en place des Metamorphic Core Complex. Cependant, les mécanismes de mise en place des détachements et leur rôle sur l'exhumation des Metamorphic Core Complex sont encore largement débattus. Certains auteurs proposent un rôle secondaire des détachements sur la formation des Metamorphic Core Complex (modèle de sous-placage de la croûte ou d'inversion du profil crustal de densité, voir Huet (2010) pour une description complète de ces modèles) tandis que d'autres auteurs décrivent l'exhumation des Metamorphic Core Complex comme la réponse isostatique de la croûte ductile à la dénudation le long des détachements (voir le chapitre 2 de cette partie). Ces derniers supposent alors que les détachements sont actifs et jouent un rôle majeur sur la formation des MCC. Afin de déterminer les conditions de mise en place de ces structures et leur rôle sur la formation des MCC, il est important de déterminer si les détachements, présents dans différentes régions du monde, apparaissent dans les mêmes conditions géodynamiques et possèdent les mêmes caractéristiques structurales permettant d'établir un modèle synthétique général. Pour cela, nous proposons, tout d'abord, une synthèse bibliographique de quelques détachements majeurs exhumés ou actifs observés en domaine crustal (Basin and Range, USA ; Mer Egée, Grèce ; Apennins, Italie ; Alpes orientales, Suisse), puis une comparaison de ces détachements en vue d'établir un modèle structural plus général. Enfin, nous présenterons une synthèse des modèles conceptuels et numériques développés afin de décrire la mise en place des Metamorphic Core Complex et des détachements.

CHAPITRE 1

QUELQUES DÉTACHEMENTS MAJEURS DANS LE MONDE

Ce premier chapitre est consacré à une synthèse non-exhaustive de détachements majeurs observés en domaine continental. Nous nous focaliserons tout d'abord sur les détachements crustaux observés dans la province des Basin and Range (USA), des Apennins (Italie), des Alpes Orientales (Europe de l'Ouest) puis sur quelques détachements observés en Mer Égée (Tinos, Andros, Corinthe). Enfin, une comparaison des détachements décrits sera présentée en s'intéressant particulièrement aux mécanismes de déformation dans les zones de détachement mais également à la cinématique et à la géométrie des détachements.

1 Quelques exemples de détachements

1.1 Les Basin and Range

De nombreux détachements ont été mis en évidence dans la province des Basin and Range. Après avoir décrit rapidement le contexte géodynamique de la région, nous nous focaliserons sur deux détachements principaux : les détachements de Black Mountain et de Whipple dont les études ont permis de décrire précisément leur géométrie et leur cinématique.

Contexte géologique

La province des Basin and Range couvre l'ouest et le sud-ouest des États-Unis et s'étend majoritairement sur les états de Washington et de l'Idaho au nord, et

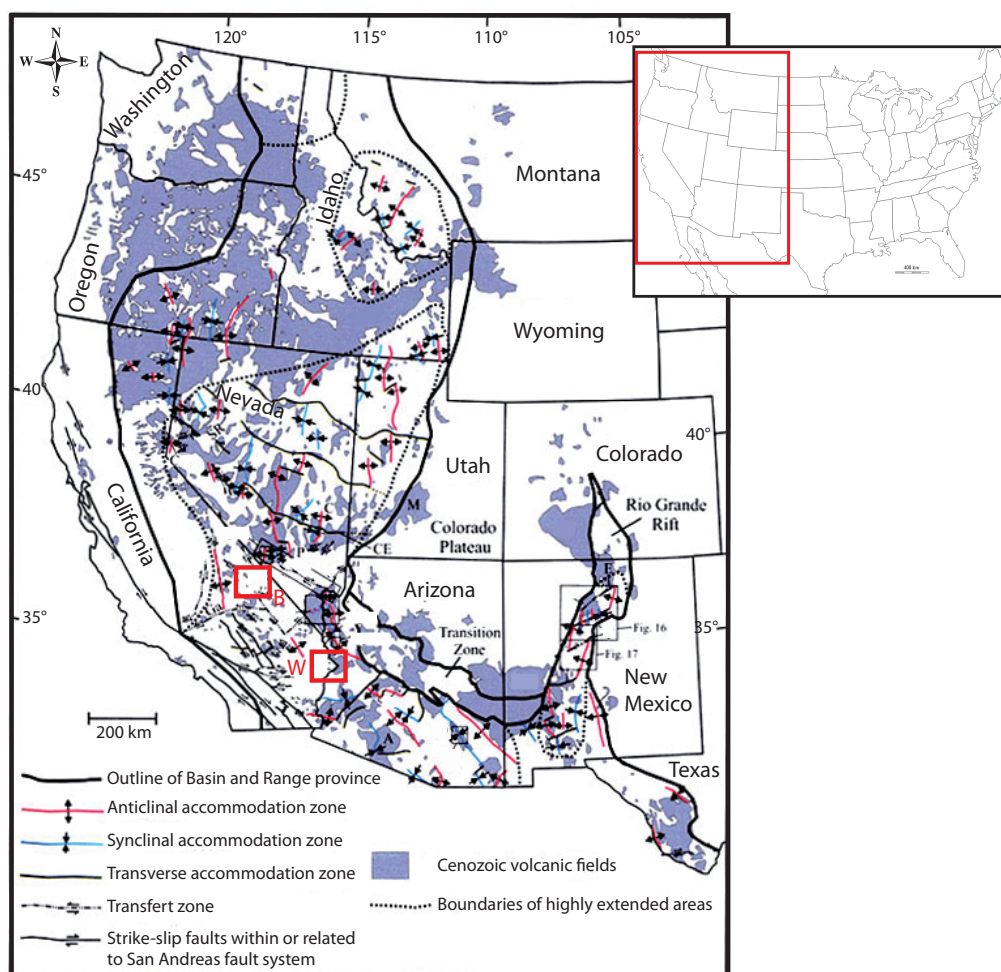


FIGURE I.2: Carte de localisation de la province des Basin and Range, incluant les zones d'accommodation, de transfert et le volcanisme cénozoïque associés à l'extension (d'après Faulds and Varga, 1998). B : Détachements de Black Mountain. W : Détachements de Whipple.

du Nevada, de l'Arizona et d'une partie de l'Utah au sud (Figure I.2). Plusieurs Metamorphic Core Complex ont été mis en évidence dans cette région dans les années 70 et ont été par la suite largement décrits lors de l'étude de l'extension post-orogénique tertiaire (Davis and Coney, 1979; Crittenden et al., 1980; Wernicke, 1981; Lister et al., 1984; Davis, 1988).

La province des Basin and Range se caractérise par une série de chaînes de montagnes et de déserts orientés NE-SO, exhumés lors d'un épisode extensif débutant au Miocène et représentant 50 à 200% d'extension de la région *pré*-Basin and Range (Faulds and Varga, 1998). Cette extension est accommodée par de nombreuses zones de failles et de transfert, et est associée à un volcanisme cénozoïque (Figure I.2). L'extension miocène fait suite à un épisode compressif

responsable de la subduction de la plaque Farallon sous la plaque Nord Américaine et également d'un épaissement crustal formant la Cordillère Nord-Américaine à partir du Crétacé (Coney and Harms, 1984; Coney, 1987). La reconstruction des paléo-épaisseurs à la fin de l'épisode compressif montre une croûte continentale d'environ 50km, permettant l'enregistrement du métamorphisme *HP-BT* dans l'unité inférieure (Coney and Harms, 1984). L'exhumation des MCC des Basin and Range est liée à une extension syn-orogénique puis post-orogénique de la Cordillère Nord-Américaine. L'extension syn-orogénique résulte de l'effondrement gravitaire de la chaîne elle-même (Sonder et al., 1987). L'extension post-orogénique, quant à elle, est liée à l'arrêt de la subduction de la plaque de Farallon et se superpose à l'extension syn-orogénique (Coney, 1987).

Les détachements de Black Mountain

Les détachements de Black Mountain bordent l'est de la Vallée de la Mort en Californie (Figure I.2) et sont le résultat de l'extension de la province des Basin and Range et de l'exhumation de la croûte inférieure (Wright et al., 1974). Les détachements de Black Mountain définissent les surfaces supérieures de Mormon Point, Copper Canyon et Badwater turtlebacks (Wright et al., 1974), analogues à des Metamorphic Core Complexes (Lister and Davis, 1989) (Figure I.3). L'extension a été accommodée par une zone de détachement à faible pendage (en moyenne de 25°). Elle sépare l'unité inférieure, constituée de roches méta-sédimentaires protérozoïques et d'un granite miocène (Wright and Troxel, 1984; Miller, 1992), de l'unité supérieure constituée de sédiments plio-quatérnaires. L'unité supérieure présente une forte déformation cassante associée à des failles à fort pendage possédant parfois une composante décrochante (Keener et al., 1993; Hayman et al., 2003). Hayman et al. (2003) proposent que le détachement a été actif à faible pendage avec un coefficient de friction de la faille n'excédant pas 0.4 ($\mu \leq 0.4$) et pour une pression de fluide proche d'une pression hydrostatique.

Un gradient de déformation est enregistré dans l'unité inférieure. L'intensité et l'asymétrie de la déformation augmentent à l'approche du détachement et sont marquées par une foliation et une bréchification progressive de l'unité inférieure (Cowan et al., 2003). La zone de brèche foliée se compose à 90% de clastes issus de l'unité inférieure et de quelques lentilles de sédiments provenant de l'unité supérieure. Fractures et veines sont présentes dans la brèche foliée et leur densité augmente à l'approche du détachement (Figure I.4b).

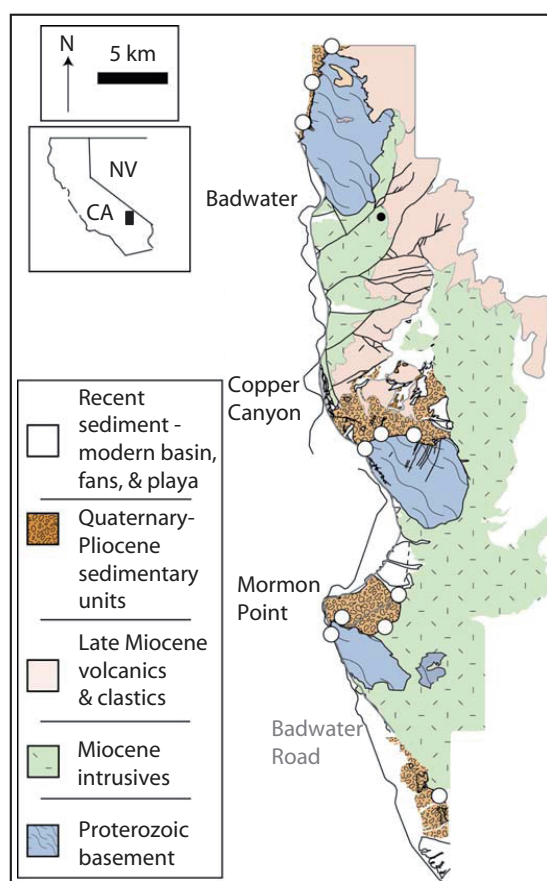


FIGURE I.3: Carte géologique de Black Mountain (Vallée de la Mort, Californie) (d'après Hayman, 2006).

Une gouge surmonte et recoupe la brèche foliée (Figure I.4b). Elle peut être subdivisée en plusieurs niveaux distincts formant une alternance de gouge argileuse et de gouge granulaire foliée ou non. Les gouges présentent des niveaux carbonatés et/ou de lithologies quartzo-feldspathiques entourés d'une matrice. Elles sont majoritairement constituées d'argiles (illite, smectite, chlorite), d'oxydes (notamment d'oxydes de manganèse) (Hayman, 2006) et de clastes émoussés, d'autant plus petits que la matrice est fine (Hayman et al., 2003). De nombreuses bandes de cisaillement d'échelle centimétrique à métrique recoupent la gouge et la brèche foliée définissant parfois des limites de lithologies. Ces bandes de cisaillement ont été interprétées comme des bandes de cisaillement P et R (failles de Riedel) et plusieurs hypothèses ont été émises quant à leur présence. Cowan et al. (2003) et Cladouhos (1999a,b) suggèrent que ce sont des marqueurs cinématiques témoins d'un gradient de déformation finie au travers de la zone de faille. Cependant, Chester and Chester (1998) suggèrent que ces bandes de cisaillement ont accommodé la majeure partie de la déformation co-sismique.

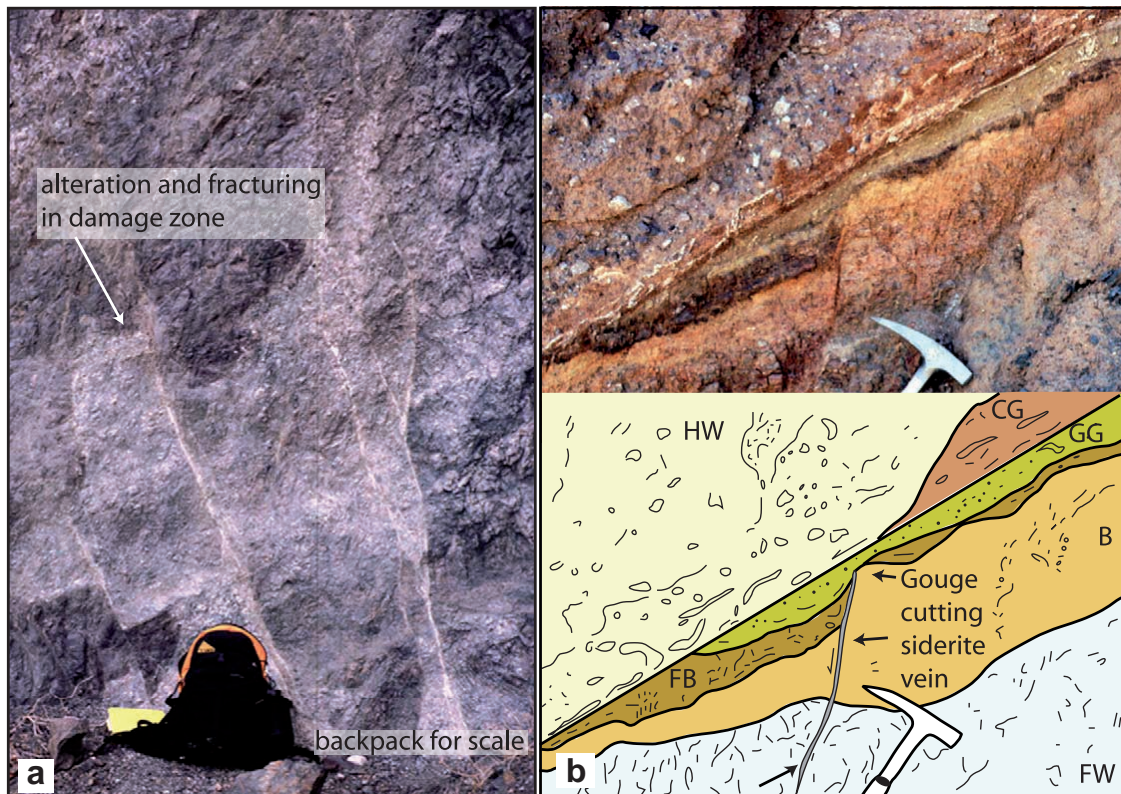


FIGURE I.4: Zone de faille. (a) Structure de la zone endommagée sous le détachement de Copper Canyon (voir Figure I.3 pour la localisation). (b) Photographie et illustration du détachement de Badwater (voir Figure I.3 pour la localisation). HW = Hanging-wall, FW = Footwall, B = Brèche, FB = Brèche foliée, GG = Gouge granulaire, CG = Gouge argileuse (Hayman, 2006).

Le toit du détachement se compose de sédiments d'origine lacustre et alluviale contenant des clastes du mur du détachement et quelques niveaux de tephras (Burchfiel et al., 1995). La zone de détachement recoupe un niveau de tephra sub-horizontale daté à 0.77 Ma attestant d'un mouvement récent avec un faible pendage. Durant l'activité du détachement, de nombreuses failles normales à fort pendage se sont développées dans le toit du détachement et s'enracinent sur ce dernier. Certaines failles à fort pendage recoupent un niveau de graviers daté entre 0.12 et 0.18 Ma montrant également un jeu récent du détachement (Knott et al., 1999). L'analyse des failles à fort pendage a permis de montrer que le jeu du détachement s'est produit à vitesse modérée ($< 1\text{mm/an}$) sous une direction de contrainte principale maximale σ_1 sub-verticale (Hayman et al., 2003).

Un modèle conceptuel a été proposé par Hayman (2006) rendant compte de la déformation de l'unité inférieure et du développement de la zone de détachement au cours de l'histoire de la dénudation de Black Mountain. L'étude menée par cet

auteur montre que les détachements ont été actifs à des profondeurs inférieures à 3 km en présence de fluides d'origine météorique. Depuis le Pliocène supérieur, les détachements ont accommodé la déformation par fluage cataclastique, produisant les brèches foliées, et permettant la dénudation de Black Mountain. Au cours de l'exhumation, les minéraux argileux (illite-smectite) se sont développés en interaction avec les fluides météoriques circulant dans la zone de détachements et dans les failles normales à fort pendage de l'unité supérieure. Hayman (2006) propose, enfin, que les oxydes de manganèse rencontrés dans la zone de détachement se sont développés lorsque celle-ci était proche de la surface, permettant leur formation dans des conditions stables.

Le détachement de Whipple

Le détachement de Whipple est une faille à faible pendage (pendage compris entre 15-25°) (Yin and Dunn, 1992) affleurant à l'Est de la Californie (Figure I.2) et séparant une unité supérieure constituée de roches sédimentaires, d'une unité inférieure formée de granite crétacé et de gneiss précambrien (Figure I.5). L'unité supérieure présente de nombreuses failles normales à fort pendage s'enracinant sur le détachement. Les gneiss et granite de l'unité inférieure sont fortement mylonitisés; l'analyse des fabriques et des micro-structures de l'unité inférieure (linéations d'étirement, relations des fabriques S-C, foliation, ombres de pression) indique un sens de cisaillement prédominant vers le nord-est, parallèle à la direction de l'extension enregistrée dans l'unité supérieure (Davis et al., 1986; Davis, 1988).

L'unité inférieure présente à son sommet des brèches qui évoluent progressivement à l'approche du détachement d'une brèche riche en chlorite à une brèche riche en quartz. Une gouge surmonte la brèche quartzique et est recoupée par le plan de détachement cassant. Une fracturation importante est observée près du détachement et plusieurs familles de failles ont été mises en évidence dans les niveaux bréchiques de l'unité inférieure (Davis et al., 1986). Une première famille est caractérisée par des failles normales à faible pendage, avec un sens de glissement semblable au détachement principal vers le nord-est, et séparant la brèche à quartz de la brèche à chlorite. Ces failles à faible pendage, allant de quelques mètres à plusieurs centaines de mètres, sont sub-parallèles à la foliation enregistrée dans l'unité inférieure et sont minéralisées par de l'épidote et de la chlorite. Ne recoupant pas le détachement, ces "mini-détachements" ont été interprétés comme des structures formées après l'apparition de la brèche à chlorite et contemporaines,

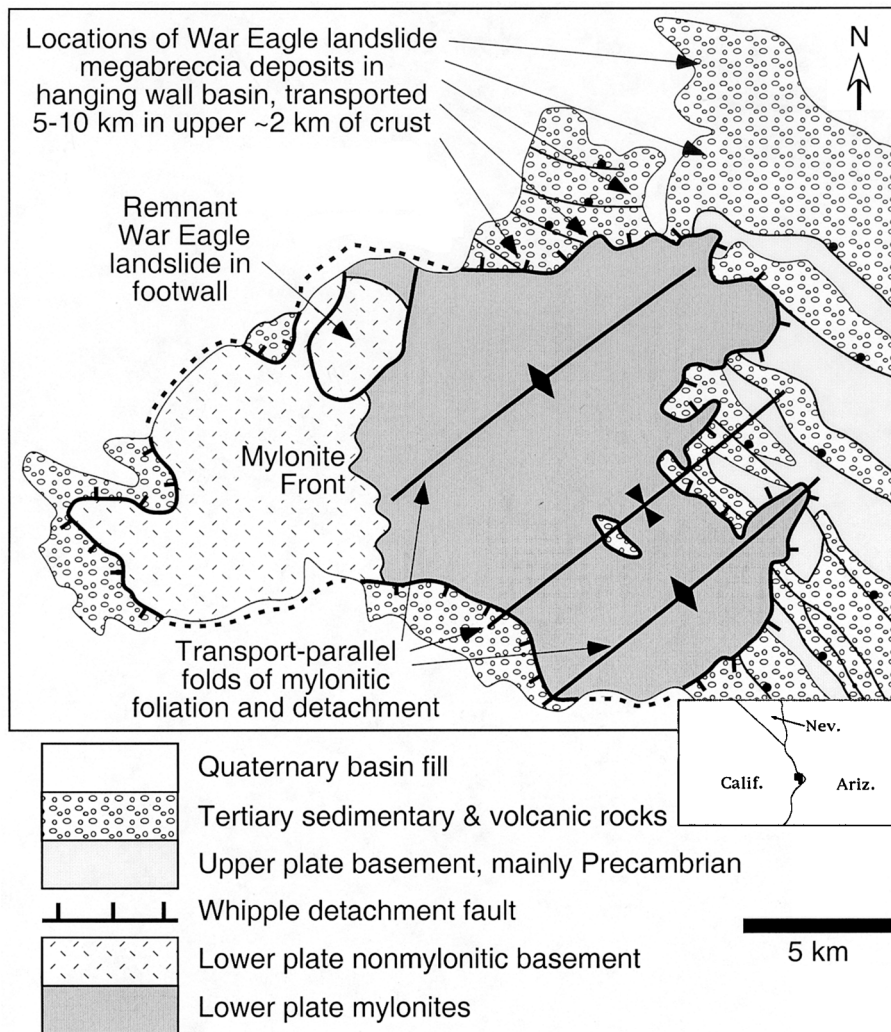


FIGURE I.5: Carte géologique de la région du détachement de Whipple (Axen and Selverstone, 1994).

en partie, du jeu du détachement (Davis, 1988). Deux autres familles de failles ont également été décrites : une première présentant des failles à pendage modéré vers l'est et une seconde présentant des failles à pendage fort vers l'est et l'ouest. Enfin, de nombreuses fractures et veines de chlorite et d'épidote, dont l'intensité augmente vers le détachement, ont été mises en évidence (Davis, 1988).

Le jeu du détachement a pu en partie être mis en évidence par le décalage horizontal d'un dyke présent dans le toit et le mur du détachement. Howard et al. (1982) estiment alors un décalage d'environ 40 km du dyke sans toutefois pouvoir argumenter avec certitude que le détachement a toujours été actif à faible pendage. Les sédiments de l'unité supérieure présentent une stratification sub-horizontale et sont bordés par des failles normales à fort pendage, elles-mêmes recoupées par le détachement. Ces observations excluent toute rotation majeure du

détachement autour d'un axe horizontal depuis le dépôt des sédiments. A partir de ces observations, Axen (2004) suppose que les dix derniers kilomètres de glissement ont été accommodés le long du détachement avec une géométrie proche de celle observée à l'affleurement et sous une contrainte principale maximale σ_1 sub-verticale.

En résumé, les détachements des Basin and Range se sont formés au cours de l'extension syn- et post-orogénique de la Cordillère Nord-Américaine. Ils mettent en contact une unité supérieure sédimentaire sur une unité inférieure métamorphique et/ou plutonique le long d'un plan à faible pendage compris entre 15 et 25°. L'unité inférieure est progressivement bréchifiée vers le détachement et associée à une densification progressive de fractures et de veines. Les brèches sont surmontées par différents niveaux de gouges, constituées de clastes de l'unité inférieure et de phyllosilicates. Les lithologies constituant la zone de faille (i.e. les brèches et les gouges) sont limitées par des structures à faible pendage interprétées soit comme des bandes de cisaillement de type Riedel (Black Mountain) soit comme des "mini-détachements". Les études menées sur ces détachements ont montré que les derniers incréments de déformation ont été accommodés par le détachement suivant une géométrie proche de celle observée à l'affleurement et sous une contrainte principale maximale σ_1 verticale. Le détachement de Black Mountain montre des évidences de circulations de fluides autour et dans la zone de faille et le coefficient de friction de la faille a été estimé inférieur à 0.4 lors des derniers incréments de déformation (voir le tableau I.27 de la section 3).

1.2 Les Apennins

Contexte géologique

Le Nord des Apennins (Italie Centrale) se présente comme une ceinture compressive à vergence nord-est résultant de la subduction de la micro-plaque adriatique sous la marge continentale européenne (bloc Corse-Sardaigne). La migration vers le nord-est du raccourcissement crustal est suivie d'une extension post-orogénique tertiaire dans le domaine arrière arc (Lavecchia et al., 1994; Jolivet et al., 1998). L'âge des bassins sédimentaires syn-tectoniques et l'activité magmatique associée indiquent que l'extension a migré vers l'est, à partir de la Mer Tyrrhénienne vers la chaîne apenninique depuis 18 Ma (Figure I.6) (Serri et al., 1993; Barchi et al., 1998; Jolivet et al., 1998).

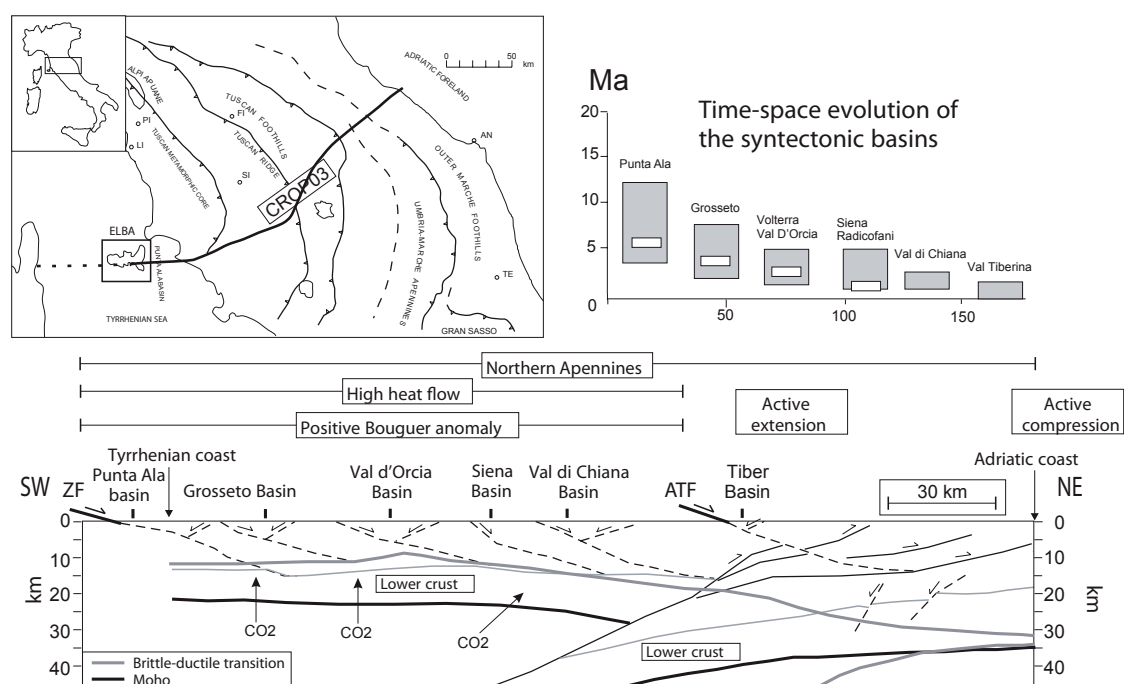


FIGURE I.6: Coupe d'échelle crustale depuis l'île d'Elbe jusqu'à la côte Adriatique basée sur le profil CROP03 (Pialli et al., 1998). L'extension, documentée par la migration des bassins syn-tectonique, migre vers l'est (Collettini and Holdsworth, 2004).

Les observations géophysiques et de terrain suggèrent que l'extension, encore active aujourd'hui dans la région d'Ombrie-Marche (Figure I.6), a été accommodée en partie par le jeu de failles à faible pendage maintenant exhumées dans les îles tyrrhéniennes et en Toscane (Carmignani and Kligfield, 1990; Keller et al., 1994; Storti, 1995; Jolivet et al., 1998). Les profils de sismique réflexion associés aux observations de terrain et aux données de puits ont mis en évidence la présence d'une faille active de pendage 15-20° : la faille Altotiberina (Figure I.6) (Barchi et al., 1998; Boncio et al., 2000; Collettini and Barchi, 2002). L'activité micro-sismique de la faille Altotiberina est enregistrée entre 3 et 14 km de profondeur sous un champ de contraintes régional impliquant une contrainte principale maximale verticale (Boncio et al., 2000). Un angle fort ($\approx 70^\circ$) est ainsi obtenu entre le plan de faille et la direction de la contrainte principale maximale impliquant l'activité d'une faille faible. Collettini and Barchi (2004) suggèrent que l'activité micro-sismique enregistrée dans la région ne peut accommoder entièrement le taux de glissement moyen de 1 mm/an observé dans les bassins plio-quaternaires et proposent un déplacement asismique de la faille. Les travaux récents de Hreinsdóttir and Bennet (2009) sur la micro-sismicité actuelle de la faille Altotiberina sont cohérents avec les études précédentes et montrent que la faille glisse le long d'un plan à faible pendage, majoritairement de manière asismique, avec une vitesse moyenne de

$\approx 2.4 \pm 0.3\text{mm/an}$.

La faille Altotiberina n'affleure pas, rendant impossible l'étude de sa structure interne et la détermination des paramètres pouvant expliquer sa faiblesse. Cependant, de nombreuses failles à faible pendage ont été exhumées dans les Apennins et en Corse lors de l'extension post-orogénique, telle que la zone de cisaillement de l'Est du Tende en Corse Alpine ou la faille de Zuccale sur l'île d'Elbe, sur laquelle nous focaliserons notre description (Trevisan, 1950; Jolivet et al., 1990; Keller and Pialli, 1990; Jolivet et al., 1991; Keller et al., 1994; Daniel and Jolivet, 1995; Jolivet et al., 1998; Collettini and Holdsworth, 2004).

La faille de Zuccale

L'île d'Elbe se caractérise par l'empilement de cinq nappes chevauchantes à vergence est, mises en place du Crétacé inférieur au Miocène inférieur lors de la compression apenninique (Figure I.7). Ces structures sont recoupées par des failles normales liées à l'extension post-orogénique, actives dans cette région du Miocène moyen au Pliocène inférieur (Trevisan, 1950; Keller and Pialli, 1990). L'extension est associée à l'intrusion de granites porphyriques datés de 8 à 5,1 Ma (Saupé et al., 1982; Rocchi et al., 2002). Ces derniers ont été recoupés par la faille de Zuccale de pendage 20° et déformés ductilement par le même continuum d'extension est-ouest (Daniel and Jolivet, 1995). Les différentes roches constituant la zone de faille proviennent des différents protolithes observés dans la région, impliquant un remaniement des unités chevauchantes lors de la formation du détachement (Collettini and Holdsworth, 2004) (Figure I.7a). Keller and Coward (1996) montrent que la faille de Zuccale présente un rejet horizontal de 7 à 8 km (Figure I.7a) et peut-être suivie offshore sur un profil sismique localisé 20 km au sud de l'île. Cette corrélation, associée à l'étude des bassins syn-tectoniques (Figure I.6), amène les auteurs à estimer une activité de la faille de Zuccale entre 13 et 4 Ma avec un taux de glissement de l'ordre de 0.8-0.9 mm/an.

A l'affleurement, la faille de Zuccale, d'environ 5 m d'épaisseur, met en contact une unité supérieure de flysch crétacé (Figure I.7, Complex V) sur une unité inférieure constituée de schistes paléozoïques appartenant au socle (Complex I). Le socle présente un métamorphisme dans le faciès schiste vert à amphibolite avec une foliation mylonitique faiblement pentée et une linéation plongeant vers le sud-ouest (Figure I.7e). Daniel and Jolivet (1995) montrent que ces fabriques sont à la fois

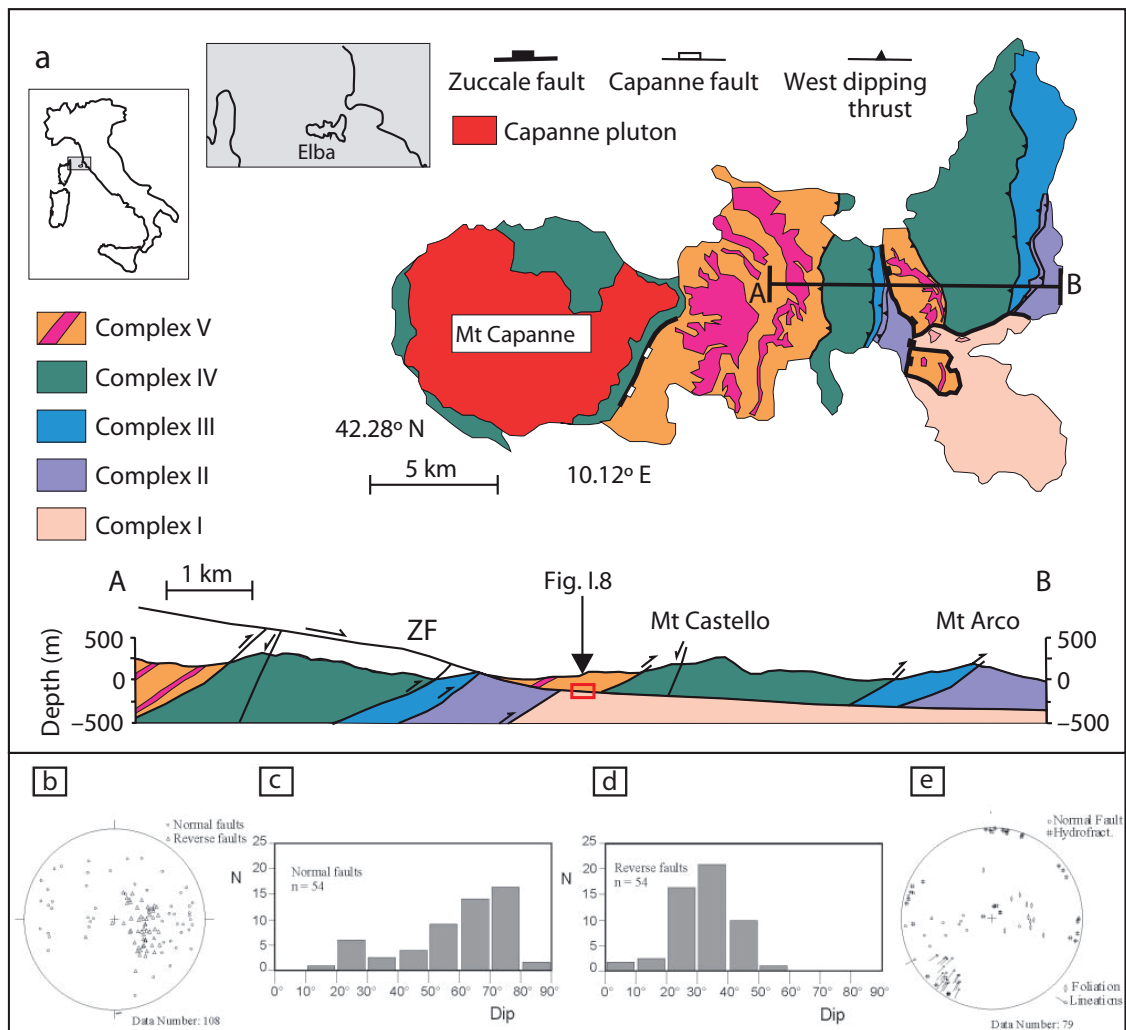


FIGURE I.7: (a) Carte géologique simplifiée de l'île d'Elbe. Complex I : socle schisteux, Complex II : séquence métamorphique, Complex III : séquence carbonatée, Complex IV : Ophiolites, Complex V : Flysch crétacé intrudé par le granite porphyrique (G). (b) Coupe géologique de l'île. (c) Projections stéréographiques des pôles des failles normales et inverses de l'unité supérieure. (d)-(e) Distribution des pendages des failles normales et inverses. (f) Projections stéréographiques des pôles de foliations, linéations, failles normales et fractures hydrauliques de l'unité inférieure (d'après Collettini et al., 2009b; Collettini and Holdsworth, 2004).

antérieures et contemporaines de l'extension post-orogénique. L'unité inférieure est affectée par des failles inverses et normales tandis que l'unité supérieure est recoupée par des veines et des failles normales plongeant vers l'est et s'enracinant sur le détachement (Figures I.7b-e et I.8). La géométrie du détachement est en partie contrôlée par les failles normales à fort pendage présentes dans l'unité inférieure. Ces failles viennent buter sur le plan de détachement et permettent localement un épaissement et un plissement des mylonites formées précocément lors de l'évolution de la faille de Zuccale. Ces mylonites riches en chlorite et en talc se

retrouvent en lentilles de quelques mètres de long et sont intercalées avec des niveaux de schistes vert. Lorsque les mylonites ne sont pas préservées, la zone de détachement est dominée par une cataclasite foliée riche en carbonates, marquée à sa base par un plan de détachement fin cassant. La cataclasite foliée est finalement surmontée de niveaux de brèches et de gouges, interprétées comme le résultat d'une exhumation progressive du détachement (Smith et al., 2007). Des clastes de matériel mylonitique provenant de l'unité inférieure se retrouvent dans la cataclasite foliée, indiquant que ces mylonites précèdent dans le temps la formation de cette dernière.

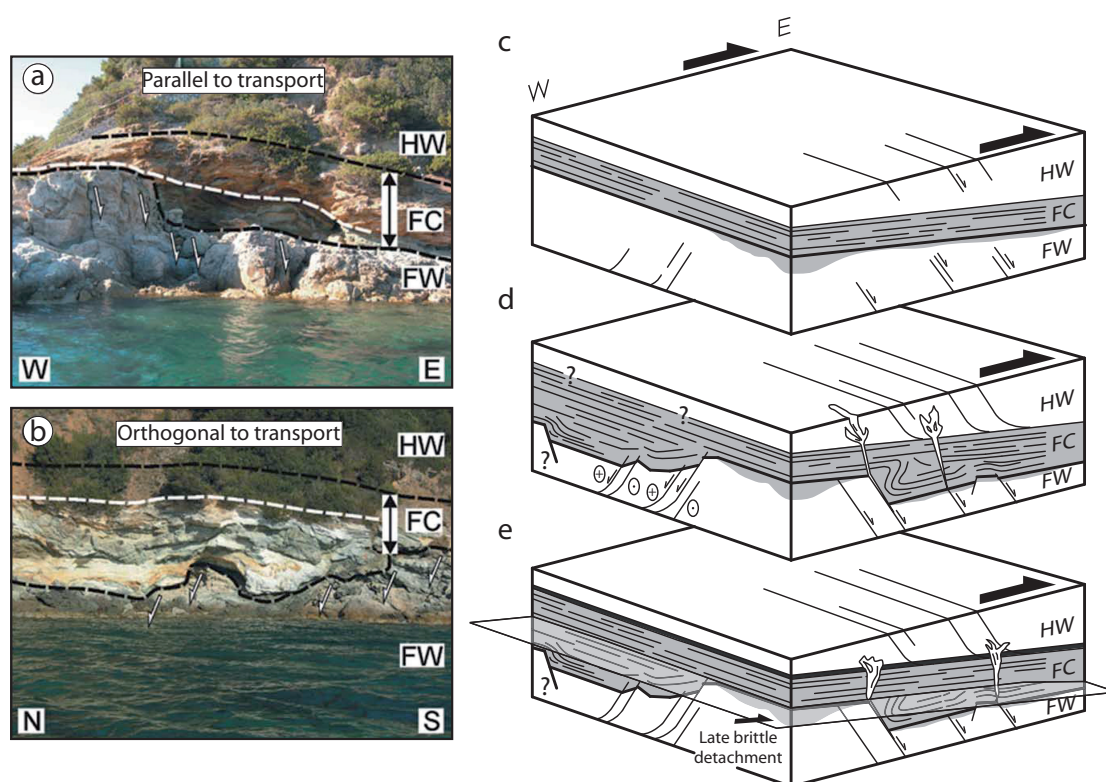


FIGURE I.8: (a,b) Photographies de la structure interne de la faille de Zuccale. HW, hanging-wall ; FC, fault core ; FW, footwall. La ligne blanche pointillée marque la localisation du plan de détachement cassant ; la double flèche noire indique une épaisseur de 4m. (c,d,e) Diagrammes 3D de l'histoire de la faille. (c) Développement des roches dans le détachement et des failles normales à fort pendage dans l'unité supérieure et inférieure. (d) Les failles de l'unité inférieure impliquent un épaissement du détachement, perpendiculairement et parallèlement au sens de transport, et un plissement des premières structures formées dans le cœur de faille. La remontée de fluides permet la formation de veines carbonatées. (e) Géométrie actuelle. Le plan de détachement cassant recoupe le cœur de la faille. (Modifié d'après Smith et al., 2007).

Collettini and Barchi (2004) montrent la préservation de veines carbonatées dans le cœur de la faille impliquant des circulations cycliques de fluides importantes et une fracturation hydraulique. Les veines les plus précoces sont reprises par une déformation ductile et cisailées en accord avec la foliation. Les circulations de fluides

ont permis par la même occasion la dissolution de dolomite dans les niveaux enrichis en carbonates et la formation de calcite et de talc le long du détachement. Dans le cœur de faille, le talc forme un réseau interconnecté constitué de lamelles de talc de 50-200 nm d'épaisseur. Collettini et al. (2009a) suggèrent un glissement frictionnel le long de ces lamelles de talc et définissent ainsi un coefficient de friction de la faille proche de 0.2 pour un jeu du détachement inférieur à 8 km de profondeur. Collettini et al. (2009b) ont testé en laboratoire la résistance des gouges de la faille de Zuccale dans les conditions observées à l'affleurement (les plans de foliation des échantillons étant sub-parallèle à la direction de cisaillement). Cette étude a permis de confirmer les études antérieures et de définir une friction de faille d'environ 0.3 et pouvant chuter à 0.25 en présence de fluides. Collettini and Holdsworth (2004) proposent alors une évolution des mécanismes de déformation (Figure I.9) depuis la zone cataclasée du mur du détachement jusqu'au cœur de la faille, favorisant la chute du coefficient de friction de la faille et permettant alors son jeu à faible pendage.

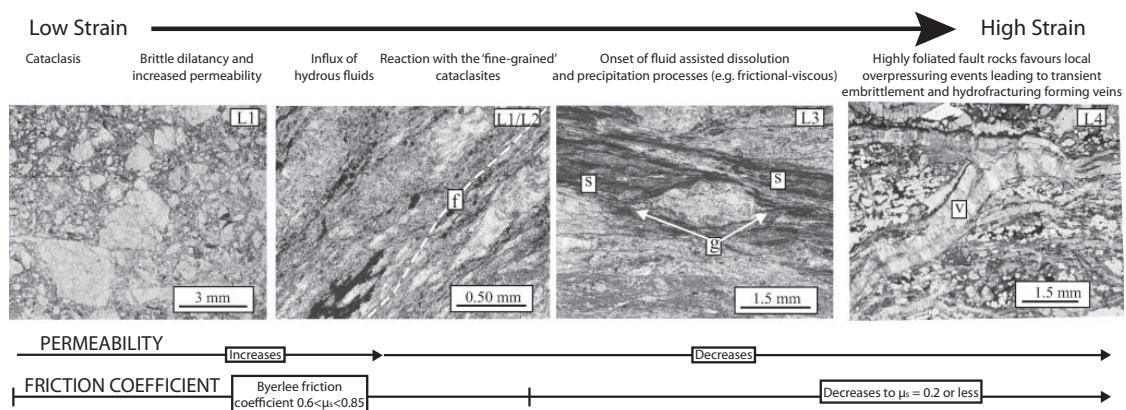


FIGURE I.9: Séquence de déformation de la faille de Zuccale. f, foliation ; s, surface de dissolution ; g fibres ; v, veines carbonatées (Collettini and Holdsworth, 2004).

De larges émissions de fluides ont été documentées dans la région des Apennins (Chiodini et al., 1999), probablement liées à un phénomène de dégazage du manteau. Les fluides enrichis en CO₂ sont alors piégés au niveau de la faille de Zuccale lors de leur ascension impliquant des surpressions de fluides locales autour de la zone de faille. Collettini and Barchi (2002) montrent que la pression de fluides enregistrée doit être proche de la pression lithostatique avec un coefficient de pression fluide¹ d'au-moins 0.85. En utilisant la théorie de réactivation d'un plan de faille préexistant (Sibson, 1985, 1990), Collettini and Barchi (2002) suggèrent que les failles normales à faible pendage présentes dans la région des Apennins (Les failles d'Altotiberina

1. le coefficient de pression fluide λ est déterminé par le rapport entre pression de fluide et pression lithostatique ($\lambda = \frac{P_f}{\rho g z}$). Un coefficient de pression fluide de 1 implique une pression de fluide égale à la pression lithostatique.

et de Zuccale) peuvent être réactivées sismiquement en présence de surpressions de fluides favorisant le développement des veines observées. Ces conditions étant difficiles à maintenir sur le long-terme, ces auteurs proposent que cette réactivation sismique ne se produise que pour de petites portions de détachements, permettant une microsismicité locale. Ces microséismes ne peuvent accommoder entièrement le déplacement enregistré sur la faille de Zuccale ($\approx 8km$), nécessitant un jeu asismique du détachement.

Bien que la faille de Zuccale arbore un pendage moyen de 15-20° vers l'est, elle présente une géométrie ondulante et peut localement avoir un pendage nul voire vers l'ouest. Cette rotation est interprétée comme étant liée aux intrusions granitiques. Les auteurs suggèrent que cette rotation est mineure et donc que la faille de Zuccale a été active avec un pendage inférieur à 20°. Plusieurs observations sont ainsi invoquées à l'appui de cette hypothèse :

- Aucune faille tardive à fort pendage recoupant le détachement ne présente de rejet significatif (Keller and Coward, 1996).
- Les failles inverses précoces par rapport à la mise en place du détachement et les failles normales tardives sont compatibles avec les orientations déduites de la mécanique andersonienne (Figure I.7b-e). De plus, les failles normales dans le toit du détachement s'enracinent sur la faille de Zuccale.
- Les veines tardives dans le cœur de la faille sont sub-verticales et donc compatibles avec une contrainte principale maximale σ_1 verticale (Collettini and Holdsworth, 2004).
- Enfin, la faille de Zuccale possède une géométrie directement comparable à la faille active Altotiberina, c'est-à-dire la géométrie d'une faille normale à faible pendage associée à une contrainte principale maximale σ_1 verticale (Boncio et al., 2000).

En résumé, la faille de Zuccale a été exhumée lors de l'extension post-orogénique tertiaire du domaine arrière-arc de la subduction de la plaque adriatique sous la marge continentale européenne. La faille de Zuccale se caractérise par une zone de faille d'environ 5m d'épaisseur à faible pendage ($\approx 20^\circ$) mise en place sous une direction de la contrainte principale maximale σ_1 verticale. Elle met en contact une unité inférieure, constituée de schistes paléozoïques métamorphisés dans le faciès schiste vert à amphibolite, sur une unité supérieure composée de flyschs créacés. L'unité inférieure présente une déformation ductile importante recoupée par de

nombreuses failles normales à fort pendage venant buter sur le plan de détachement. Ces failles contrôlent la géométrie de la zone de faille. Elle est constituée soit de mylonites riches en chlorite et talc intercalées en lentilles dans les schistes verts de l'unité inférieure, soit d'une cataclasite carbonatée, foliée et constituée de clastes de mylonites. La cataclasite est marquée à sa base par un plan de détachement cassant. Des veines de tension carbonatées dans la coeur de faille ont été mises en évidence et interprétées comme le résultat d'une fracturation hydraulique. Les études menées sur la zone de faille mettent en évidence un coefficient de friction inférieure à 0.3 pour la zone de faille, associé à de fortes surpressions de fluides d'origine mantellique (voir le tableau I.27 de la section 3).

1.3 Les Alpes orientales

Contexte géologique

Le système de détachements observé aujourd'hui dans la nappe d'Err en Suisse orientale (Figure I.10) est lié à l'ouverture de l'Océan Liguro-Piémontais et a été initié à la transition océan-continent (Froitzheim and Eberli, 1990; Manatschal, 1995; Froitzheim and Manatschal, 1996; Manatschal and Nievergelt, 1997). Le rifting de l'océan Liguro-Piémontais est majoritairement d'âge Jurassique inférieur-moyen et s'est terminé au Bathonien lorsque la première croûte océanique s'est formée (Eberli, 1988). L'ouverture de l'océan Liguro-Piémontais est interprétée comme le résultat du déplacement vers le sud-est de la plaque africaine par rapport à la plaque européenne au cours du Jurassique moyen et terminal, lors de l'ouverture de l'océan Atlantique central. Durant le rifting jurassique, deux phases majeures distinctes ont pu être mises en évidence par l'enregistrement sédimentaire des nappes austroalpines : la première débutant à l'Hettangien et se finissant au Sinémurien, et la seconde depuis le Toarcien jusqu'au Jurassique moyen. Cette dernière est responsable de la formation d'un système extensif composé de plusieurs détachements (Froitzheim and Manatschal, 1996). Par la suite, la marge a été incorporée dans la nappe sud pennique-austroalpine durant la convergence du système au Crétacé supérieur. Des reliques du système de détachements ont été préservées dans la nappe d'Err avec leur géométrie originelle.

Le système de détachements comprend au-moins deux failles à faible pendage ($\approx 15^\circ$) actives dans la croûte supérieure. Les conditions du jeu des détachements ont été mises en évidence par Manatschal and Nievergelt (1997) qui ont pu observer un

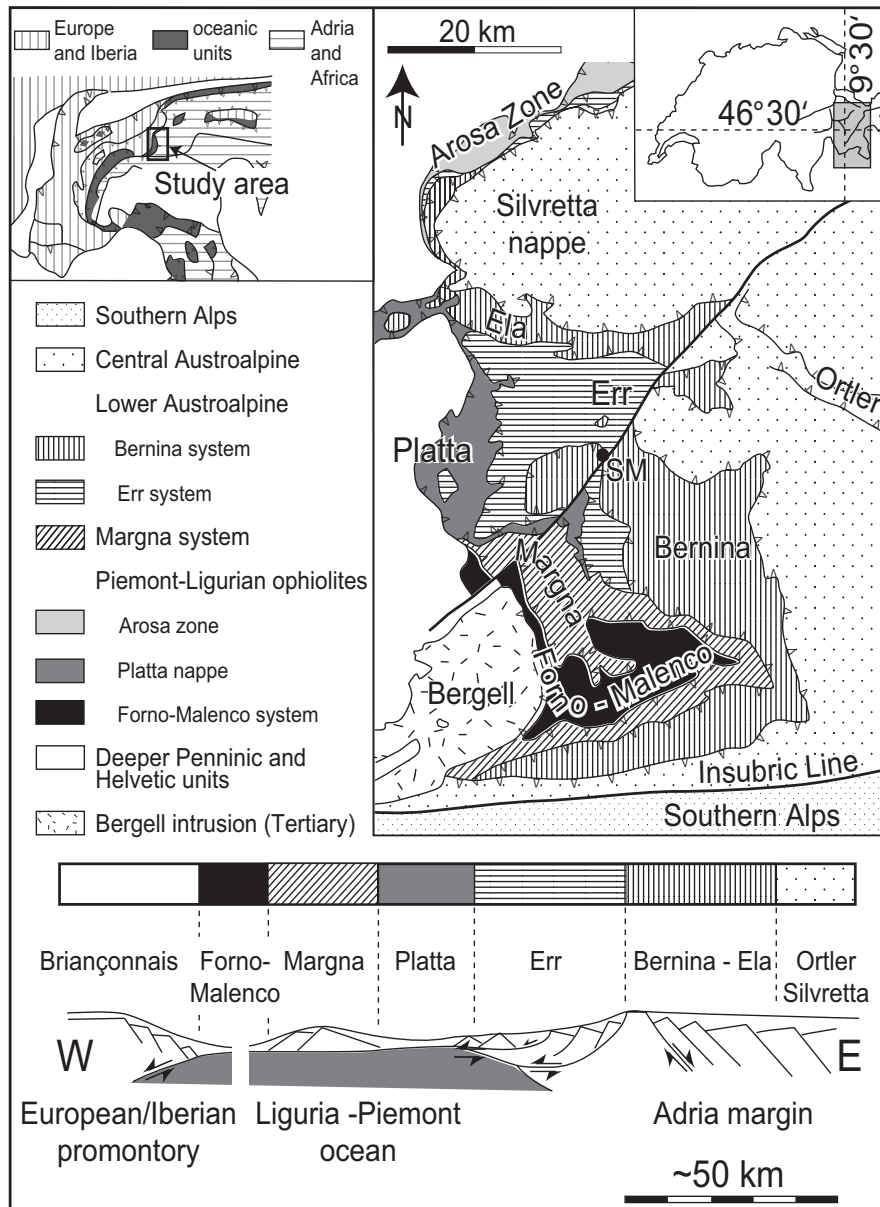


FIGURE I.10: Carte géologique et coupe est-ouest des nappes austroalpine et penninque (Manatschal, 1999).

métamorphisme constant (enregistré dans le faciès des schistes verts) dans l'unité inférieure sur une coupe de 18 km dans la direction d'extension. L'analyse de la transformation des feldspaths en phyllosilicates dans la zone de détachement, ainsi que la texture du quartz, suggèrent que le système n'a pas excédé 300°C lors du jeu du détachement (Thöni, 1980). Ceci suppose donc que la majeure partie de la déformation a eu lieu dans la croûte supérieure.

Un déplacement minimum de 11 km dans la direction de l'extension le long de la zone de détachement a été mis en évidence par la présence d'un corps intrusif granitique observable dans l'unité supérieure et inférieure du détachement. Le faible angle observé entre les sédiments syn-rift, reposant sur le détachement, et le détachement lui-même, suggère une rotation mineure du détachement autour d'un axe horizontal. Cette observation implique que le déplacement observé a été, au moins partiellement, accommodé par la zone de détachement dans une position proche de sa position actuelle.

Lithologies associées au détachement

La zone d'endommagement, qui s'étend sur plus de 40m d'épaisseur (Manatschal, 1999), n'affecte que l'unité inférieure et présente une évolution des structures, de la composition minéralogique et des fabriques vers le détachement. Plusieurs lithologies ont été mises en évidence dans l'unité inférieure formant une zonation autour du détachement (Figure I.11) :

L'unité inférieure du détachement est constituée d'un granite homogène, non déformé, post-varisque. Il est constitué de quartz, de feldspath et de 5 à 10 % de biotite pouvant être chloritisée. Le granite évolue progressivement vers un granite fortement cataclasé. La déformation cassante se caractérise par une fracturation du granite et un réseau de veines de quartz orientées aléatoirement, sans chronologie apparente. Les veines deviennent de plus en plus connectées vers le détachement tandis que la fracturation se parallélise au plan de détachement, localisant la déformation. La densification des veines et de la fracturation à l'approche du détachement conduit au développement d'une cataclasite dans laquelle les clastes granitiques (issus uniquement de l'unité inférieure) sont entourés d'une matrice provenant des veines. A l'approche du détachement, la zone cataclasée montre une diminution continue du rapport grain/matrice, associée à des clastes granitiques de moins en moins anguleux. La cataclasite est dérivée du granite et présente donc la même minéralogie que ce dernier. Cependant, un enrichissement progressif en minéraux argileux et une chute de la quantité de feldspaths ont été observés vers le détachement (Manatschal, 1999). Le système granite cataclasé / veines est tronqué au sommet par une gouge noire fortement indurée.

Cette gouge forme un niveau continu d'épaisseur variable allant de quelques centimètres à plusieurs mètres, séparant l'unité supérieure gneissique de l'unité

inférieure cataclasée. Le contact entre la gouge noire et la cataclasite du granite est franc et se caractérise parfois par des injections de gouge dans la cataclasite. Ces injections se rétrécissent dans la cataclasite et sont souvent prolongées par des veines. La gouge se caractérise par un rapport clastes sur matrice compris entre 1/10 et 1/3 et est constituée de plus de 60% de phyllosilicates, essentiellement de la chlorite et de l'illite. Les clastes présents dans la gouge sont issus de l'unité inférieure du détachement et majoritairement de la cataclasite du granite. Des sens de cisaillement top-vers-l'ouest ont été observés dans ces clastes, compatibles avec la direction de glissement du détachement. Des fabriques S-C avec un plan de glissement parallèle au plan de glissement principal sont fréquemment observées.

Plusieurs relations entre les différentes unités permettent de décrire l'évolution des structures au cours de la déformation. Dans un premier temps, la fracturation présente dans la cataclasite du granite recoupe le réseau de veines attestant d'une fracturation postérieure à la mise en place des veines. Ensuite, les injections de gouge dans la cataclasite et la présence de clastes de cataclasite dans la gouge impliquent que cette dernière s'est formée après la cataclasite. Ces relations permettent de mettre en avant une localisation progressive de la déformation depuis le granite sain jusqu'à la gouge, suggérant une déformation initialement diffuse et progressivement localisée.

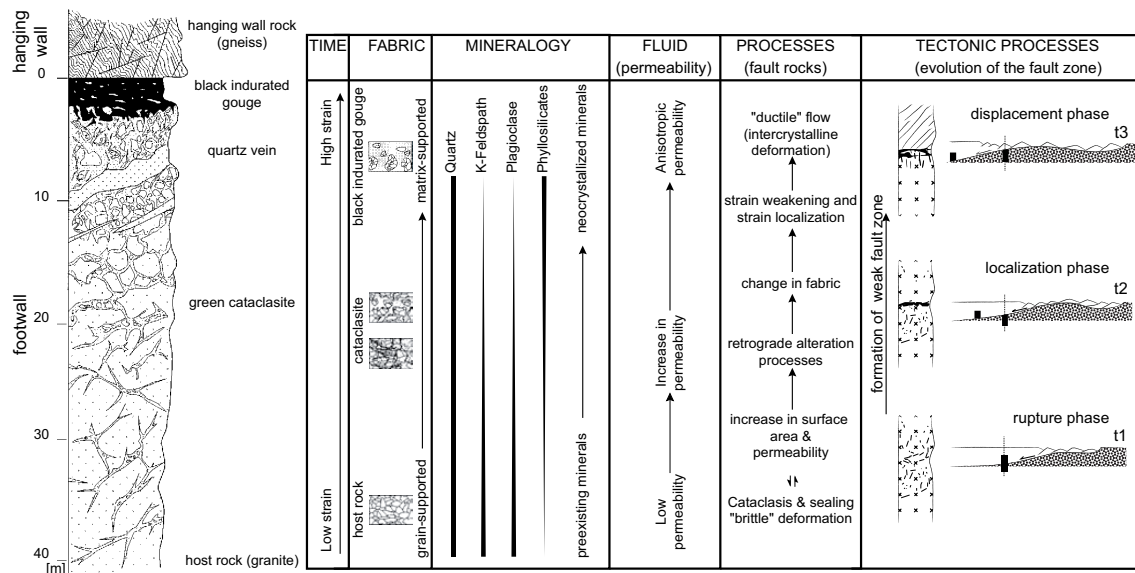


FIGURE I.11: Profil schématique montrant l'évolution des différentes lithologies à l'approche du détachement et modèle expliquant l'évolution des fabriques, de la minéralogie et de la perméabilité à travers le détachement (d'après Manatschal, 1999).

En conséquence, les unités en marge de la zone de détachement ont enregistré les premières phases de déformation tandis que les parties internes de la zone de détachement ont enregistré les derniers stades de déformation. Manatschal (1999) propose alors un modèle d'évolution du détachement rendant compte de l'ensemble des observations de terrain (Figure I.11).

Dans un premier temps, l'extension régionale est accommodée par une déformation diffuse du corps granitique formant la cataclasite du granite dans des conditions de faciès schistes vert. Un réseau de veines se développe, interprété comme le résultat d'une fracturation en tension en présence de fortes pressions de fluides transitoires (Reynolds and Lister, 1987). Localement, les veines développées parallèlement au plan de détachement principal sont reprises par des failles normales de petites échelles. Les phases de fracturation répétées ont permis une chute de la taille des clastes et une augmentation de la perméabilité dans la cataclasite, permettant des circulations de fluides et une déstabilisation des feldspaths plus importantes. La présence de clastes arrondis et la formation d'une foliation sub-parallèle à la zone de faille suggèrent une déformation cisailante autour de la zone de faille, probablement localisée dans les zones ayant de fortes proportions en phyllosilicates. La déformation s'est localisée progressivement, développant le niveau de gouge au sommet de la zone de faille. Manatschal and Nievergelt (1997) suggèrent que la majeure partie des 11 km de déplacement observés sur ce détachement ont été accommodés dans le niveau de gouge, suggérant un coefficient de friction de la gouge très faible. Les microstructures dans la gouge n'ont pas enregistré de mécanisme de déformation particulier. Cependant, les parties injectées de gouge dans la cataclasite peuvent indiquer de fortes circulations de fluides transitoires, associées à des glissements sismiques dans une zone de faille faible (Miller, 1996).

En résumé, le détachement observé dans la nappe d'Err en Suisse orientale est lié au rifting jurassique lors de l'ouverture de l'océan Liguro-Piémontais. Le détachement met en contact une unité inférieure, endommagée sur plus de 40m d'épaisseur et constituée d'un granite post-varisque, sur une unité supérieure composée de gneiss et de roches sédimentaires. Le détachement se caractérise par une zone de faille à faible pendage ($\approx 15^\circ$) ayant accommodé un déplacement minimum de 11km sous une direction de la contrainte principale maximale σ_1 verticale. L'unité inférieure granitique est progressivement cataclasée avec une densification du réseau de veines à l'approche du détachement. Une gouge, constituée principalement de phyllosilicates (illite, chlorite), recoupe la cataclasite. Le contact est franc avec des

injections locales de gouges dans la cataclasite. Les relations chronologiques entre les différentes unités montrent une localisation progressive de la déformation depuis le granite sain vers la gouge. La gouge se caractérise par des fabriques S-C dont les plans de glissement sont parallèles au plan de glissement principal (voir le tableau I.27 de la section 3).

2 Les détachements en Mer Égée

2.1 La Mer Égée, un cadre propice à la formation de détachements

La géodynamique actuelle

Le domaine égéen présente une sismicité localisée sur son pourtour : au nord de la Mer Égée, principalement le long de la faille Nord-Anatolienne, en mer de Crète, en Grèce continentale et à l'ouest de la Turquie (Figure I.12). La quasi-absence de sismicité, présente uniquement sous l'arc volcanique dans le domaine égéen central (Cyclades), montre que celui-ci se comporte comme un bloc plus ou moins rigide aujourd'hui (Figure I.12). La présence d'un panneau plongeant vers le nord sous la Crète (Hatzfeld et al., 1989) a pu être mis en évidence par la sismicité profonde enregistrée couplée à des analyses de mécanismes au foyer (McKenzie, 1972). Le panneau plongeant, imagé par tomographie (Spakman et al., 1988; Wortel and Spakman, 2000), présente un pendage relativement fort et s'enfonce sous la Crète jusqu'à au moins 600 km, voire 1500km. Il est associé à une anomalie de vitesse négative à son sommet, interprétée comme une température de base de croûte élevée (Figure I.13).

Les déformations actuelles du domaine égéen ont été caractérisées par l'observation des failles et des mécanismes au foyer des séismes et également par les champs de vitesse GPS (Figure I.14). Les données GPS, dans un repère Eurasie fixe, indiquent une déformation non uniforme sur l'ensemble du domaine égéen. La Grèce continentale subit une rotation horaire par rapport à l'Eurasie stable alors que l'Anatolie et le Sud de l'Égée présentent une rotation antihoraire en se déplaçant respectivement vers l'ouest-sud-ouest à une vitesse de 2 cm/an et vers le sud-ouest à une vitesse de 3 cm/an (Figure I.14b). Le champ de vitesse de

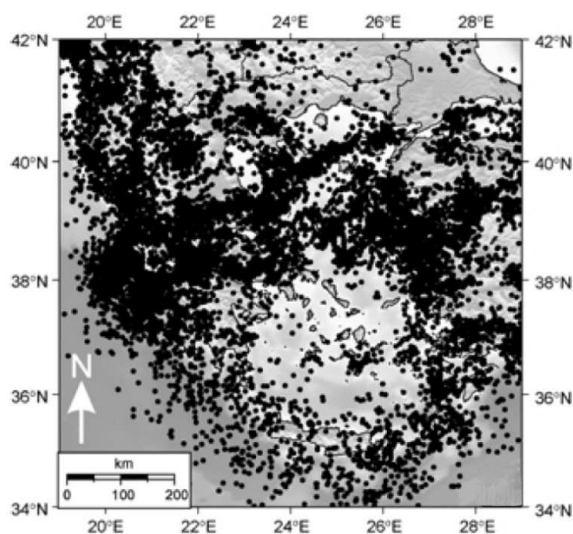


FIGURE I.12: Carte de localisation des séismes dans la région égéenne pour une magnitude supérieure à 3 et une profondeur inférieure à 30 km pour la période 1973-2002. (D'après Goldsworthy et al., 2002).

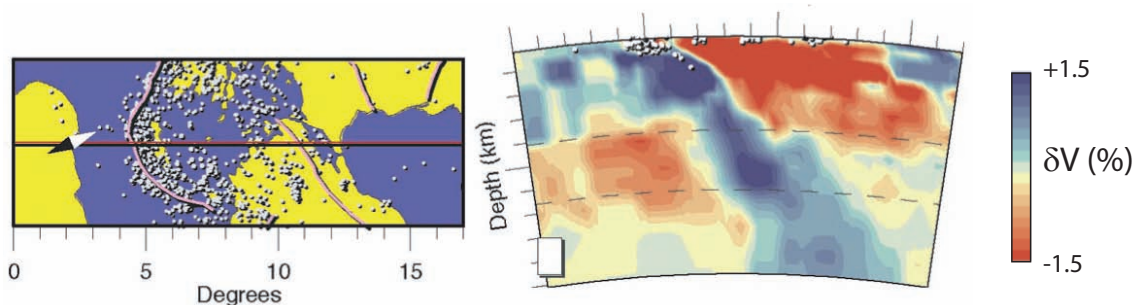


FIGURE I.13: Image tomographique du panneau plongeant africain (anomalie de vitesse positive, en bleu) depuis la Lybie jusqu'en Mer Noire. Les pointillées indiquent les discontinuités à 410 et 660 km. L'échelle verticale est graduée tous les 100 km. L'anomalie de vitesse négative, en rouge, indique une zone de forte température. (D'après Wortel and Spakman, 2000).

déplacement traduit principalement l'extrusion quasi-rigide de l'Anatolie vers la Mer Égée (Le Pichon et al., 1995; McClusky et al., 2000). Selon les interprétations, ce mouvement résulte de la poussée de l'Arabie (McKenzie, 1972; Le Pichon et al., 1995; McClusky et al., 2000) ou du retrait de la subduction hellénique (Faccenna et al., 2006). Il est accommodé par les décrochements dextres du fossé nord égéen tels que la faille Nord-Anatolienne (en vert sur la figure I.14a). Le mouvement de la partie méridionale de l'Égée est plus rapide que celui de l'Anatolie traduisant une extension nord-sud intra-plaque (en rouge sur la figure I.14a) de l'ordre de 1 cm/an, engendrée par le retrait vers le Sud du panneau plongeant africain sous le front de subduction hellénique. La subduction est marquée par des séismes compressifs

dont les plans nodaux indiquent une direction de la contrainte principale maximale perpendiculaire à l'arc (en bleu sur la figure I.14a).

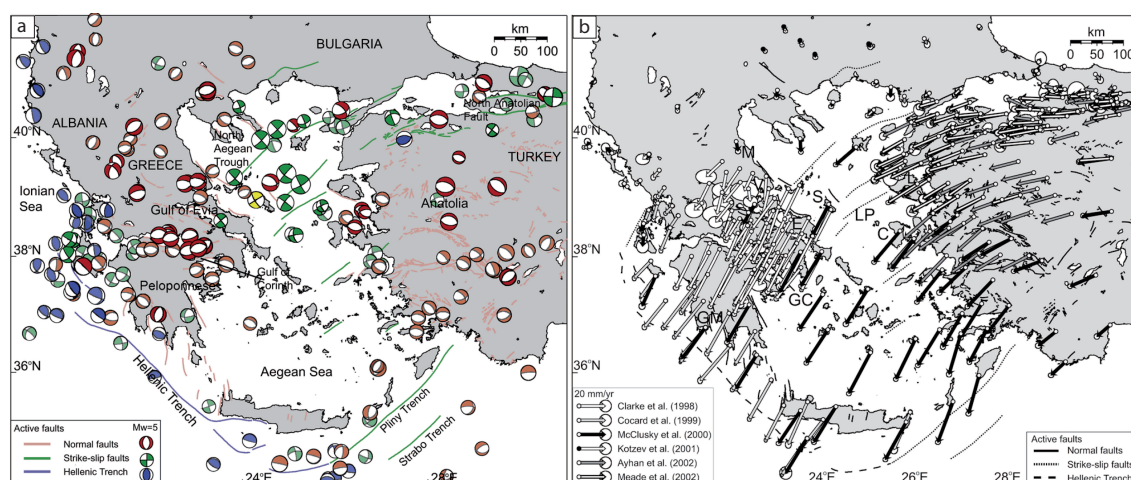


FIGURE I.14: a, failles actives et mécanismes au foyer des séismes associés. b, champ de vitesse GPS dans le domaine égéen. (D'après Nyst and Thatcher, 2004).

Finalement, l'épaisseur crustale a pu être estimée dans le domaine égéen par différentes études telles que des études gravimétriques (Makris, 1978; Tibéri et al., 2001; Tirel et al., 2004) ou tomographiques (Karagianni et al., 2002, 2005). Les études montrent une épaisse croûte continentale en Grèce (50 km) liée à la formation des Hellénides et une croûte égéenne plus mince, d'environ 25 km d'épaisseur (Figure I.15). Trois domaines ont été mis en évidence à partir des épaisseurs de la croûte égéenne : deux domaines se caractérisent par une croûte amincie de l'ordre de 22-24 km (fossé nord-égéen et mer de Crète) tandis que les Cyclades se caractérisent par un Moho relativement plat à 25 km de profondeur. Le Pichon and Angelier (1981) ont interprété les 25 km d'amincissement enregistré dans les Cyclades comme le résultat de l'extension liée au retrait du panneau plongeant africain et à l'effondrement de la chaîne hellénique.

La chaîne hellénique

Histoire de la chaîne La chaîne hellénique se met en place depuis la fin du Jurassique et se poursuit jusqu'au Miocène (Aubouin, 1973; Mercier, 1977; Bonneau, 1982). Elle résulte de la subduction et de la fermeture des océans Vardar et Pinde et de la collision du bloc continental apulien avec l'Eurasie (Brunn et al., 1976; Jacobshagen et al., 1978). Le prisme orogénique est constitué d'unités apuliennes charriées vers le sud-ouest et d'une nappe ophiolitique d'origine téthysienne (Figure

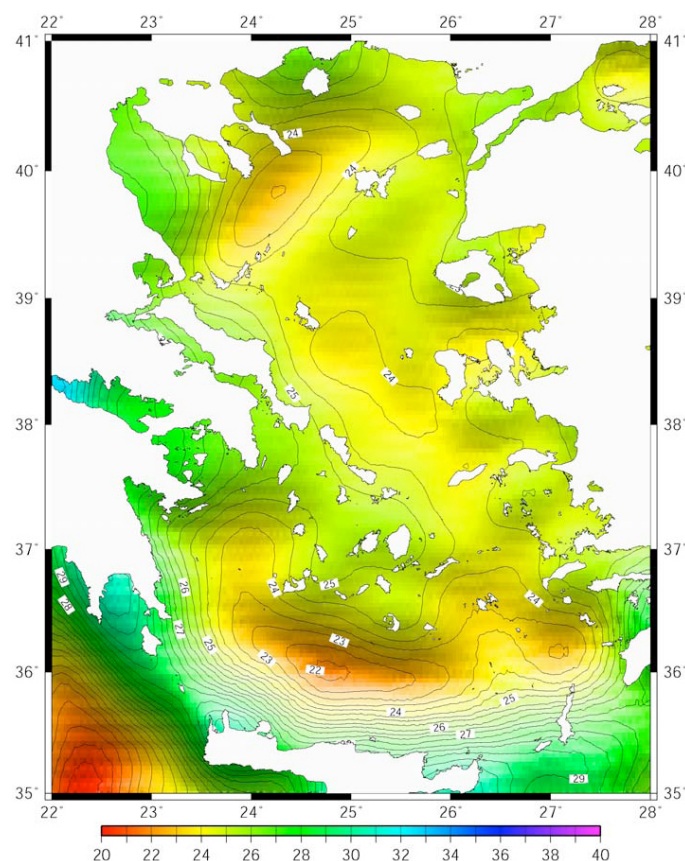


FIGURE I.15: Carte de l'épaisseur crustale du domaine égéen obtenue à partir d'une inversion des données gravimétriques (d'après Tirel et al., 2004).

I.16). Le massif du Rhodope constitue la partie nord de la chaîne hellénique et correspondrait à la marge nord de l'océan Téthys. La zone de suture du Vardar sépare le massif du Rhodope du domaine pélagonien. Le domaine pélagonien se caractérise par une nappe ophiolitique obductée à la fin du Jurassique (Bonneau, 1982). Ce domaine, observable en Grèce continentale, est également observable sur les îles cycladiques et est décrite sous le nom d'Unité Supérieure Cycladique. Le domaine pélagonien surmonte les Schistes Bleus Cycladiques, constitués de métapélites, de metabasites et de marbres ayant enregistré un épisode de métamorphisme HP-BT, témoin de l'enfouissement et de l'exhumation de l'unité. Les Schistes Bleus Cycladiques se corrèlent latéralement, en Grèce continentale, avec une nappe non-métamorphique, la nappe du Pinde (Bonneau, 1982). Le socle du massif du Menderes, en Turquie, a été corrélé avec le Socle Continental Cycladique affleurant dans les cyclades sous les Schistes Bleus Cycladiques (Brunn et al., 1976). Cette unité apulienne est considérée comme faisant partie de la marge sud de l'océan du Pinde (Bonneau and Kienast, 1982).

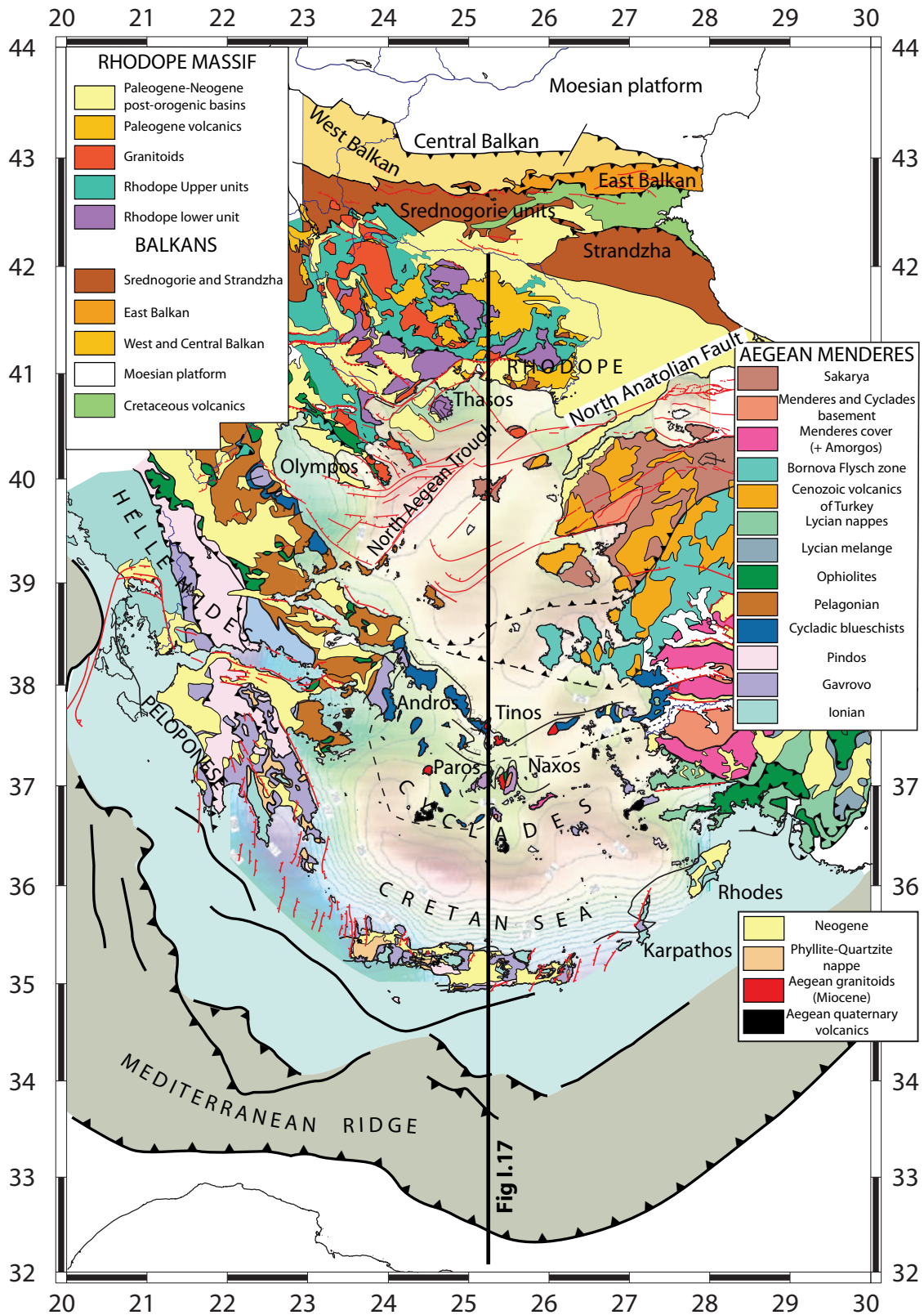
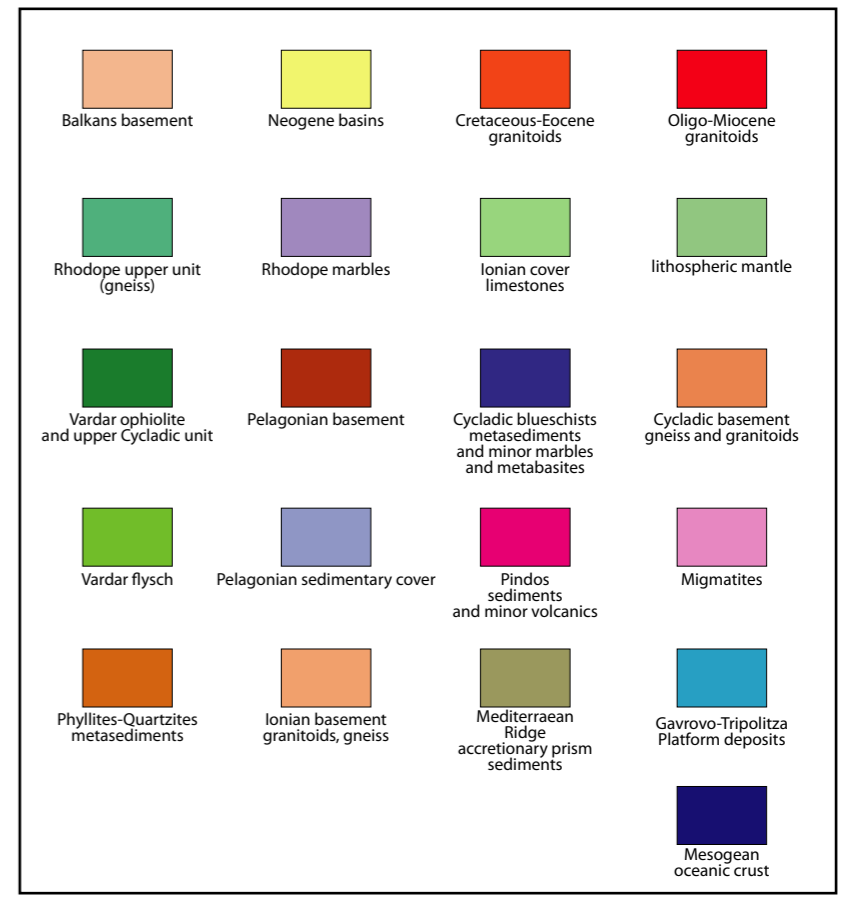
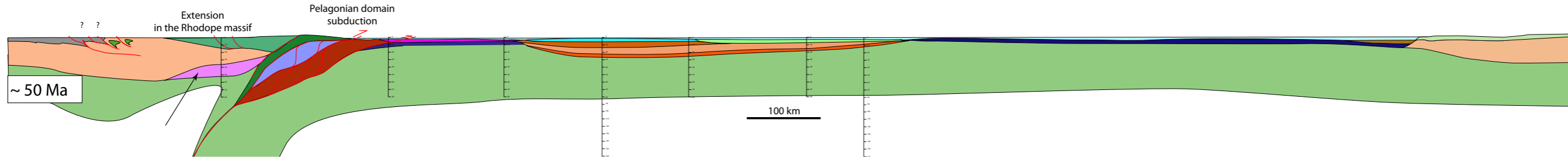
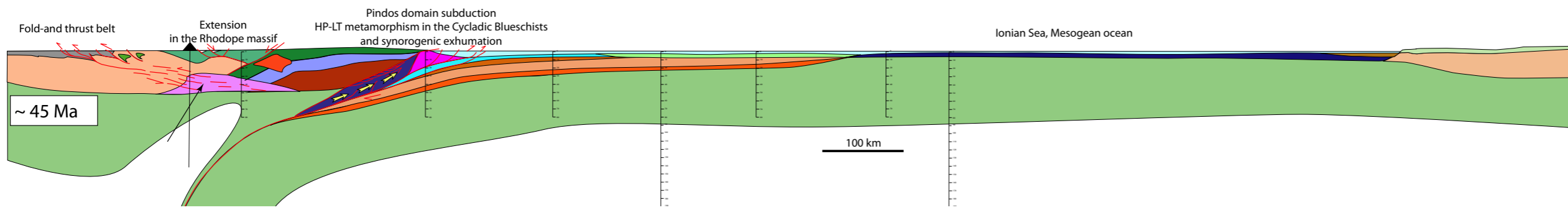
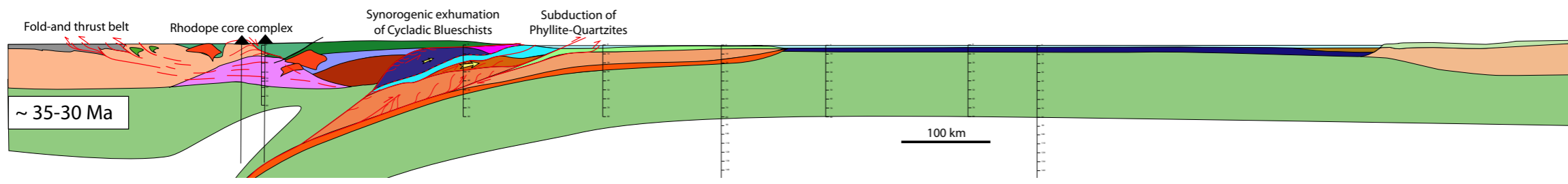
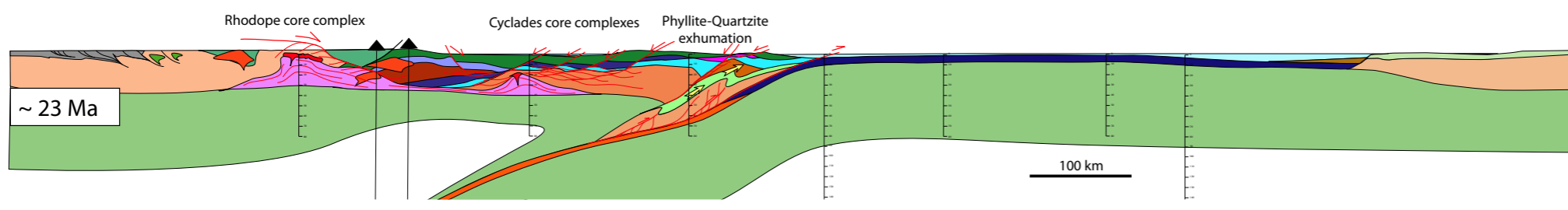
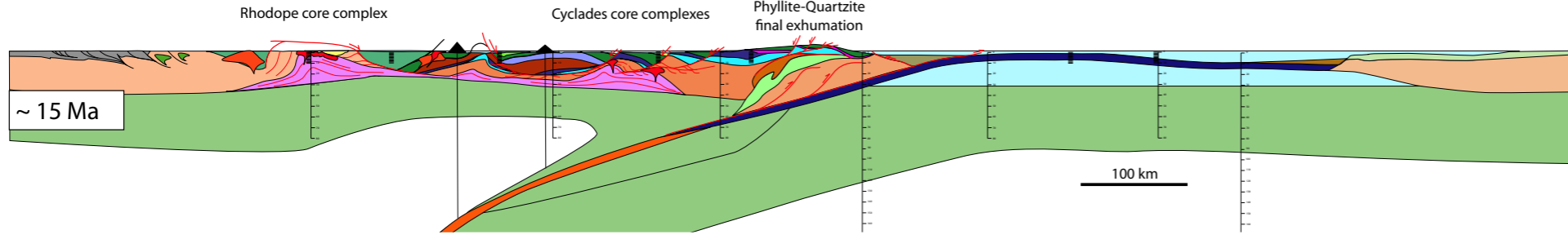
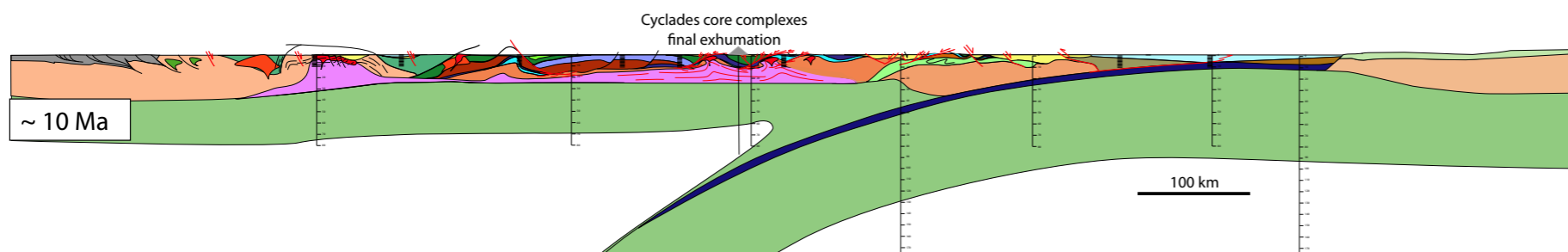
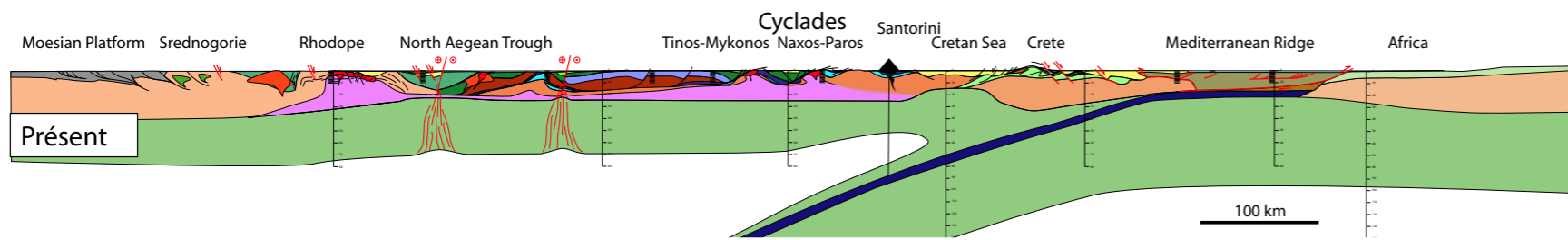


FIGURE I.16: Carte géologique de la région égéenne, du massif du Rhodope, du Menderes et des Balkans. (Jolivet and Brun, 2010).

L'empilement des nappes montrent ainsi la fermeture de plusieurs domaines océaniques et continentaux depuis le Jurassique supérieur (Figure I.17). La fermeture de l'océan Vardar au Jurassique supérieur (140 Ma) a permis l'obduction des ophiolites téthysiennes au Nord du domaine. Vers 50 Ma, le domaine pélagonien subducte et l'extension arrière-arc débute dans le massif du Rhodope. A 45 Ma, l'exhumation syn-orogénique commence avec la subduction du domaine du Pinde. Les Schistes Bleus Cycladiques subissent un métamorphisme de HP-BT puis sont exhumés vers 30 Ma et la nappe des Phyllites-Quartzites entre en subduction. Jusqu'à cette période, la convergence donne naissance à un orogène à double vergence Nord-Sud et une extension syn-orogénique dans le Massif du Rhodope. Dès 30-35 Ma (voire dès 45 Ma pour Brun and Sokoutis, 2010), le retrait du panneau plongeant s'amorce et l'extension arrière-arc débute. Les dômes métamorphiques dans les Cyclades et dans le Rhodope sont exhumés jusque environ 10 Ma tandis que l'exhumation de la nappe des Phyllites-Quartzites se termine vers 15 Ma. L'exhumation des Metamorphic Core Complex est associée à un plutonisme important dans la région observable sur les îles de Tinos, Mykonos, Naxos, Paros ou Serifos par exemple (Altherr et al., 1982; Lee and Lister, 1992; Keay et al., 2001; Tschegg and Grasemann, 2009). Actuellement, l'extension est localisée au niveau du Golfe de Corinthe et de l'Ouest de la Turquie. Le système est limité au Nord par la faille Nord-Anatolienne qui se propage depuis 5 Ma en Egée depuis la région de la Mer de Marmara. Au Sud, la convergence est accommodée le long de la Ride Méditerranéenne.

FIGURE I.17: (Page suivante) Reconstitutions tectoniques de la région égéenne suivant une coupe N-S indiquée sur la figure I.16 (Jolivet and Brun, 2010).



L'effondrement de la chaîne hellénique a ainsi permis l'exhumation de plusieurs ceintures métamorphiques dans le domaine égéen (Jolivet et al., 1998). Tout d'abord, deux ceintures métamorphiques HP-BT, équilibrées dans le faciès des schistes bleus et des éclogites (Trotet et al., 2001a,b; Parra et al., 2002), ont été exhumées dans les Cyclades et en Crète (Figure I.18). Ce métamorphisme est associé à la construction de la chaîne des Hellénides et caractérise l'enfouissement puis l'exhumation du Socle Continental Cycladique et des Schistes Bleus Cycladiques. Ensuite, trois ceintures métamorphiques BP-HT ont été exhumées à partir de l'Eocène dans le massif du Rhodope, les Cyclades et en Crète. Ces ceintures sont équilibrées dans le faciès des schistes verts et des amphibolites et affectent le Socle Continental Cycladique, les Schistes Bleus Cycladiques et le Pélagonien. Elles s'accompagnent d'intrusion syn-cinématique de granitoïdes datés entre 9 et 19 Ma (Altherr et al., 1982; Avigad and Garfunkel, 1989) et de volcanisme. Les datations effectuées sur ces ceintures métamorphiques de BP-HT ainsi que sur le volcanisme montrent un rajeunissement des âges à mesure que l'on se rapproche du front de subduction (Figure I.18) (Jolivet et al., 1993; Jolivet and Brun, 2010; Brun and Faccenna, 2008). Ces observations montrent donc un recul du front de subduction vers le sud.

Les Metamorphic Core Complex, contraintes sur les déformations enregistrées dans la croûte Les dômes métamorphiques ont été mis en évidence en Mer Egée depuis une vingtaine d'années. Le dôme de Naxos a été le premier mis en évidence (Lister et al., 1984) et de nombreuses études ont permis ensuite de décrire des structures similaires dans les îles de Paros, Evia, Andros, Tinos, Mykonos, Ikaria, Thassos ou Serifos (Faure and Bonneau, 1988; Avigad and Garfunkel, 1989; Gautier et al., 1990; Urai et al., 1990; Buick, 1991b; Faure et al., 1991; Lee and Lister, 1992; Dinter and Royden, 1993; Gautier et al., 1993; Sokoutis et al., 1993; Gautier and Brun, 1994b; Vandenberg and Lister, 1996; Grasemann and Petrakakis, 2007). Les dômes métamorphiques cycladiques se caractérisent par la juxtaposition d'une unité non métamorphique cénozoïque sur une unité métamorphique éocène de HP-BT, les Schistes Bleus Cycladiques. Ces unités sont séparées par une faille à faible pendage bréchique associée à un saut de pression et de température conforme avec un système extensif. L'analyse de la déformation ductile des Schistes Bleus Cycladiques a permis de contraindre la direction de déformation du domaine égéen par l'orientation de la linéation d'étirement et du sens de cisaillement le long des bandes mylonitiques. Les mesures brutes effectuées sur le terrain doivent être corrigées des rotations passives que peuvent avoir subi les différents blocs postérieurement à l'étirement. Des études paléomagnétiques menées dans les roches de la croûte inférieure exhumée permettent de quantifier ces rotations (Kissel and Laj, 1988). Les travaux les plus

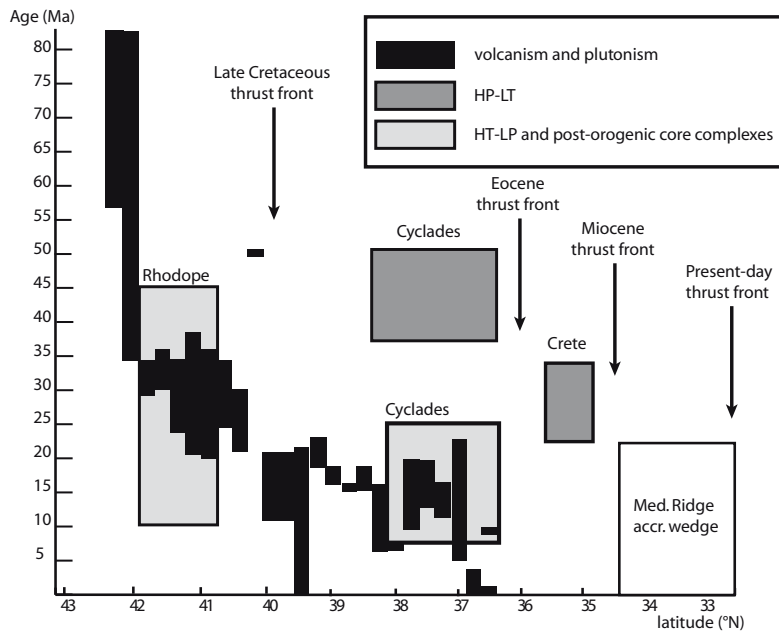


FIGURE I.18: Diagramme d'évolution de l'âge des événements magmatiques dans la région égéenne en fonction de la latitude (Jolivet and Brun, 2010).

récents (Van Hinsbergen et al., 2005) concluent à une rotation régionale d'environ 50° dans le sens horaire autour d'un axe vertical du domaine ouest-égéen (Grèce continentale). Les mesures étant effectuées dans des terrains datés, ils montrent que la rotation s'est produite en deux temps : les sédiments enregistrent une première rotation de 40° entre 13 et 8 Ma puis un dernier incrément de 10° entre 8 Ma et l'actuel (Figure I.19).

Les mesures réalisées dans les Cyclades montrent une rotation plus faible que celle mise en évidence par Van Hinsbergen et al. (2005). Morris and Anderson (1996) et Avigad et al. (1998) font état d'une rotation de $20\text{-}25^\circ$ dans le sens horaire sur l'île de Mykonos et de Tinos tandis que l'île de Naxos présente une rotation de 30° dans le sens antihoraire depuis les 10 derniers millions d'années. La différence de rotation obtenue entre les mesures effectuées dans les dômes métamorphiques égéens (25°) et la Grèce continentale (50°) s'explique si l'on suppose que l'enregistrement de la rotation ne se produit que lorsque les roches sont localisées dans la croûte supérieure fragile. Les linéations d'étirement obtenues dans les Cyclades donnent, après correction des rotations enregistrées par paléomagnétisme, une direction d'extension $N20^\circ$ avec un sens de cisaillement dominant orienté vers le nord-est. Parallèlement, Avigad et al. (1998) propose une rotation antihoraire de 24° autour d'un axe horizontal sur l'île de Mykonos en s'appuyant sur les données paléomagnétiques obtenues par Morris and Anderson (1996). Ces auteurs

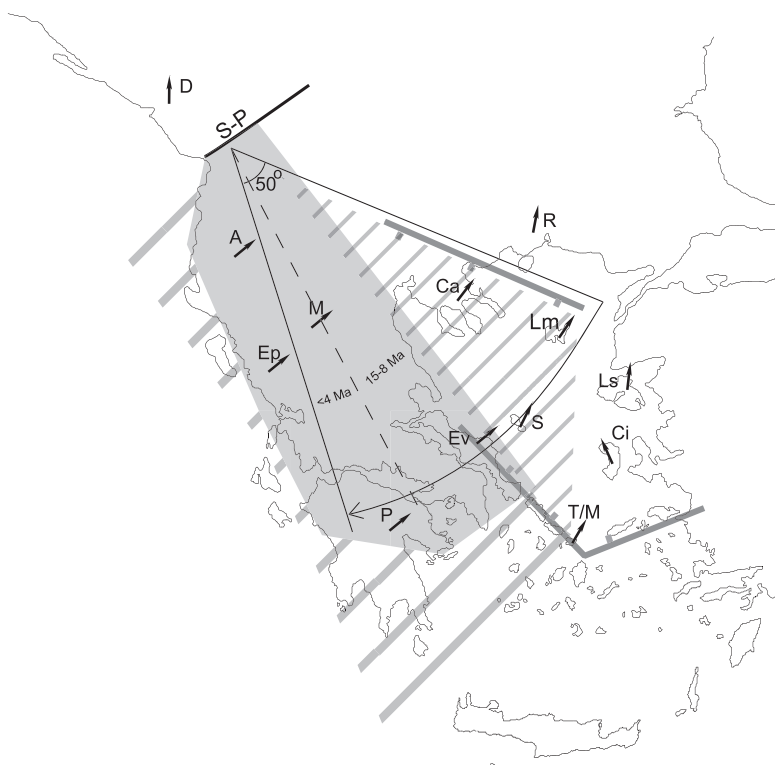


FIGURE I.19: Carte schématique illustrant la rotation horaire d'environ 50° du domaine égéen. La zone ombrée et aux hachures grossières a subi une rotation de 50° tandis que la zone finement hachurée montre une rotation de 30° (Van Hinsbergen et al., 2005).

interprètent alors le détachement présent sur l'île comme une ancienne faille normale avec un pendage de $\approx 54^\circ$ basculée jusqu'à sa position actuelle.

2.2 Les détachements des îles d'Andros et de Tinos

Plusieurs détachements ont été mis en évidence sur les îles d'Andros et de Tinos (Avigad and Garfunkel, 1989; Gautier and Brun, 1994b; Patriat and Jolivet, 1998; Jolivet and Patriat, 1999; Ring et al., 2003a; Kumerics et al., 2005) (voir figure I.16 pour une localisation de ces îles). L'île d'Andros présente un unique détachement affleurant sur la côte nord-est de l'île. L'île de Tinos présente, quant à elle, trois détachements. Le premier détachement, appelé "Détachement de Tinos", affleure sur la côte nord-ouest de l'île et a récemment été corrélé avec le détachement d'Andros (Mehl et al., 2005, 2007). Le second détachement, appelé "Détachement de Livada", affleure sur la côte Est de l'île de Tinos. Ces deux détachements, le "Détachement de Tinos" et le "Détachement de Livada", présentent de nombreuses similitudes que nous détaillerons par la suite. Enfin, un troisième détachement, le "Détachement

de Vari", affleure sur la côte sud-ouest de l'île de Tinos. Ce détachement, que nous n'aborderons pas ici, a principalement contribué à l'exhumation éocène des roches de HP-BT dans la zone de subduction ; son activité, contemporaine de l'extension égéenne Oligo-Miocène, a probablement été mineure.

Trois unités majeures des Cyclades sont présentes sur les îles d'Andros et de Tinos : la Nappe Cycladique Supérieure, les Schistes Bleus Cycladiques et le Socle Cycladique (Figure I.20). L'île d'Andros présente des vestiges de la Nappe Supérieure Cycladique (schistes verts et serpentinite) sur la côte nord-est (Papanikolaou, 1977; Mehl et al., 2007). Les Schistes Bleus Cycladiques recouvrent la majeure partie de l'île et se présentent sous forme d'une antiforme d'axe NW-SE. L'île de Tinos est principalement constituée des Schistes Bleus Cycladiques et de la Nappe Supérieure Cycladique, affleurant sur les côtes nord-est et sud-ouest (Katzir et al., 1996). Avigad and Garfunkel (1989) mettent en évidence la présence d'une nappe supplémentaire sur Tinos, considérée comme l'équivalent de la nappe Gavrovo-Tripoliza en Grèce continentale. Un granite intrude les Schistes Bleus Cycladiques et la Nappe Supérieure Cycladique sur l'île de Tinos à partir de 14-15 Ma (Altherr et al., 1982; Avigad and Garfunkel, 1989; Brichau et al., 2007). Les détachements présents sur les îles d'Andros et de Tinos sont localisés à la base de la Nappe Supérieure Cycladique.

Le "Détachement de Tinos"

Le détachement de Tinos se présente comme une structure continue depuis l'île d'Andros jusque Tinos (Figure I.20). L'unité supérieure du détachement est constituée de matériel ophiolitique (serpentinites et gabbros) appartenant à la Nappe Supérieure Cycladique (Katzir et al., 1996). A l'approche du détachement, une foliation et une linéation sont enregistrées dans l'unité supérieure, témoin d'une déformation ductile (Zeffren et al., 2005). L'unité inférieure du détachement est fortement déformée et présente un gradient de déformation vers le détachement (Patriat and Jolivet, 1998; Jolivet and Patriat, 1999; Mehl et al., 2005, 2007). La direction d'étirement NE est constante sur les deux îles et est associée à un sens de cisaillement top-vers-le-nord-est (Figure I.20). Le gradient de déformation suppose la présence de bandes de cisaillement d'échelle crustale dont les âges radiométriques suggèrent une mise en place à partir de 30 Ma (Bröcker, 1990; Parra et al., 2002).

La distribution de la déformation est asymétrique sur les deux îles. Les côtes sud-ouest des îles présentent de nombreux boudins symétriques à différentes échelles

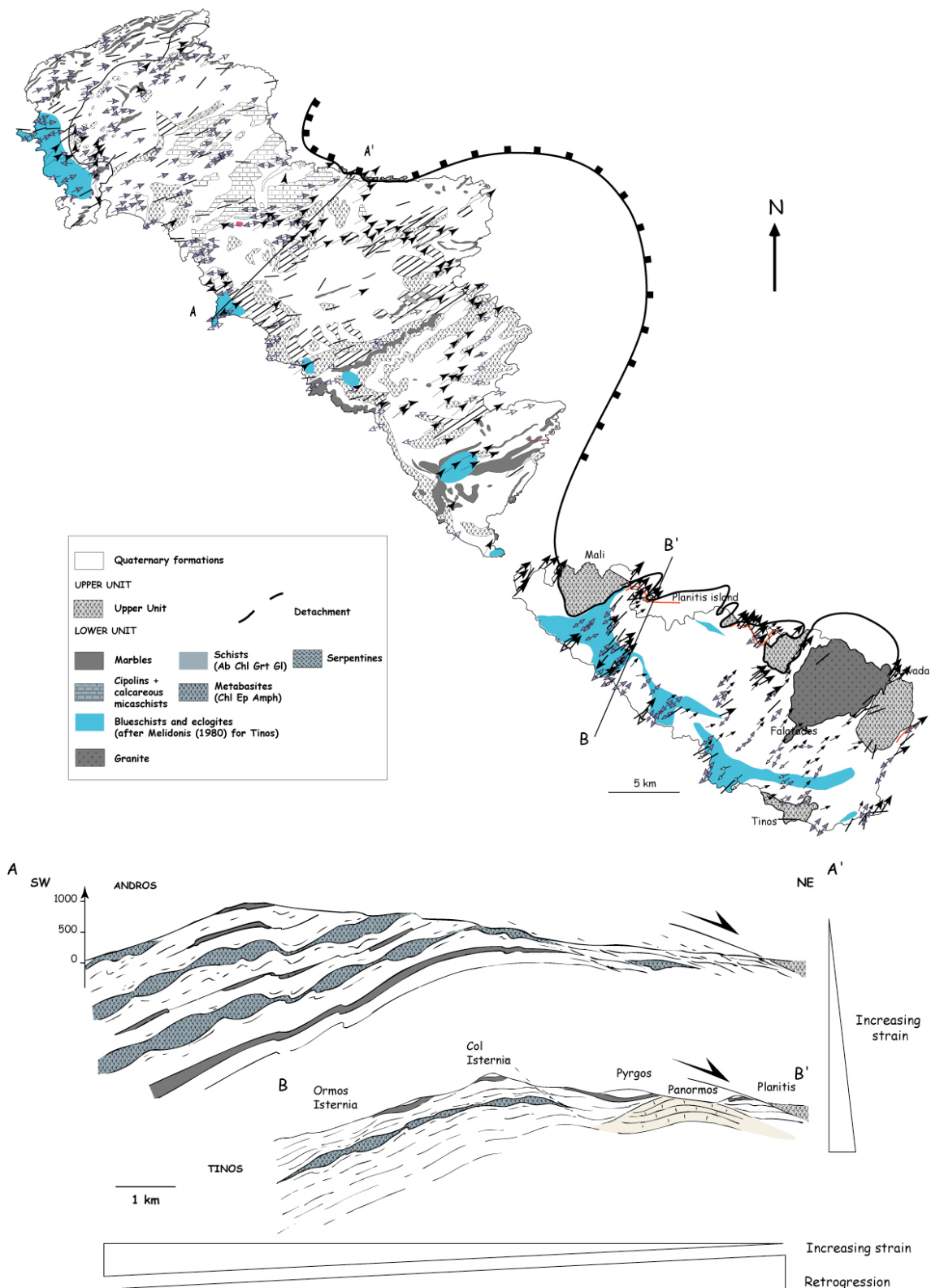


FIGURE I.20: Carte et coupes géologiques des îles d'Andros et de Tinos (Cyclades, Grèce). Voir la figure I.16 pour la localisation des îles (d'après Mehl et al., 2007).

impliquant une déformation finie symétrique. Les boudins évoluent progressivement sur l'île d'Andros du SW au NE depuis une déformation symétrique vers une déformation asymétrique sous le détachement (Figure I.21). Le détachement se localise alors dans la partie la plus cisillée du mur du détachement. La foliation présente une forme en dôme, interprétée comme un boudin d'échelle crustale limité à l'Est par le "Détachement de Tinos".

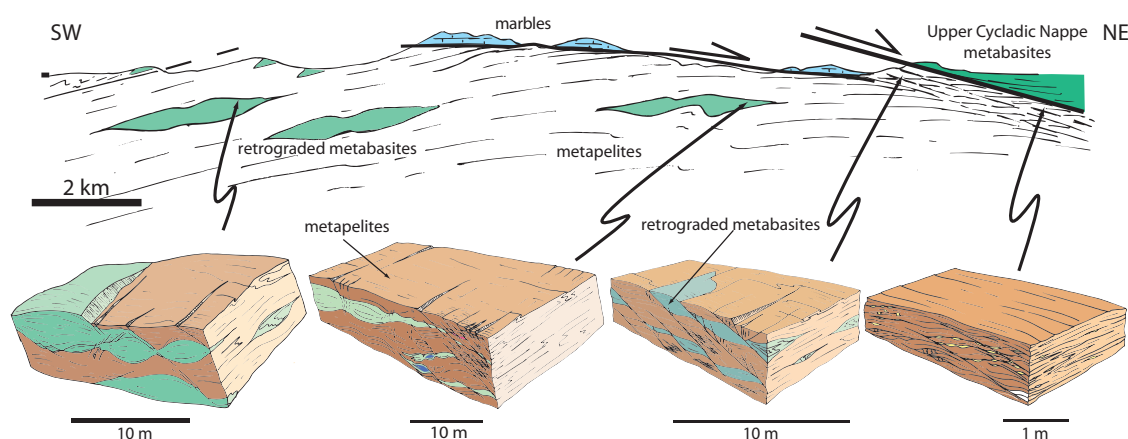


FIGURE I.21: Evolution de la déformation de l'unité inférieure sur l'île d'Andros suivant une coupe SW-NE, parallèle à la direction d'extension. Les boudins évoluent depuis une déformation symétrique vers une déformation asymétrique et la densité des bandes de cisaillement augmente vers le détachement (Jolivet et al., 2010b).

Un plan de faille cassant à faible pendage ($\approx 20^\circ$) est localisé soit au sommet soit à la base de cataclasites. Les cataclasites sont formées de serpentinites et micaschistes et présentent un réseau intense de veines suggérant de fortes circulations de fluides, d'origine météorique (Famin et al., 2004) (Figure I.22). Le "Détachement de Tinos" a achevé la majeure partie de son activité vers 14-15 Ma, scellé par l'intrusion d'un granite (Avigad and Garfunkel, 1989; Brichau et al., 2007).

De nombreuses failles sont observées dans l'unité inférieure du détachement (Mehl et al., 2005, 2007). L'inversion des données de fracturation a mis en évidence une direction d'extension de ces failles similaire à la direction d'étirement ductile et une direction de la contrainte principale maximale, σ_1 , sub-verticale, même à l'approche du détachement. Ces failles sont contemporaines de la formation du réseau de veines dans les cataclasites ce qui suppose un jeu synchrone des failles et du détachement. Aucune rotation du système autour d'un axe horizontal ne s'est produite, impliquant que le détachement de Tinos a été formé et a été actif à faible pendage. L'évolution de la déformation du domaine ductile au domaine cassant, avec un continuum dans les directions d'extension et de cisaillement, montre que le mur du détachement a traversé la transition cassant-ductile au cours de la déformation.

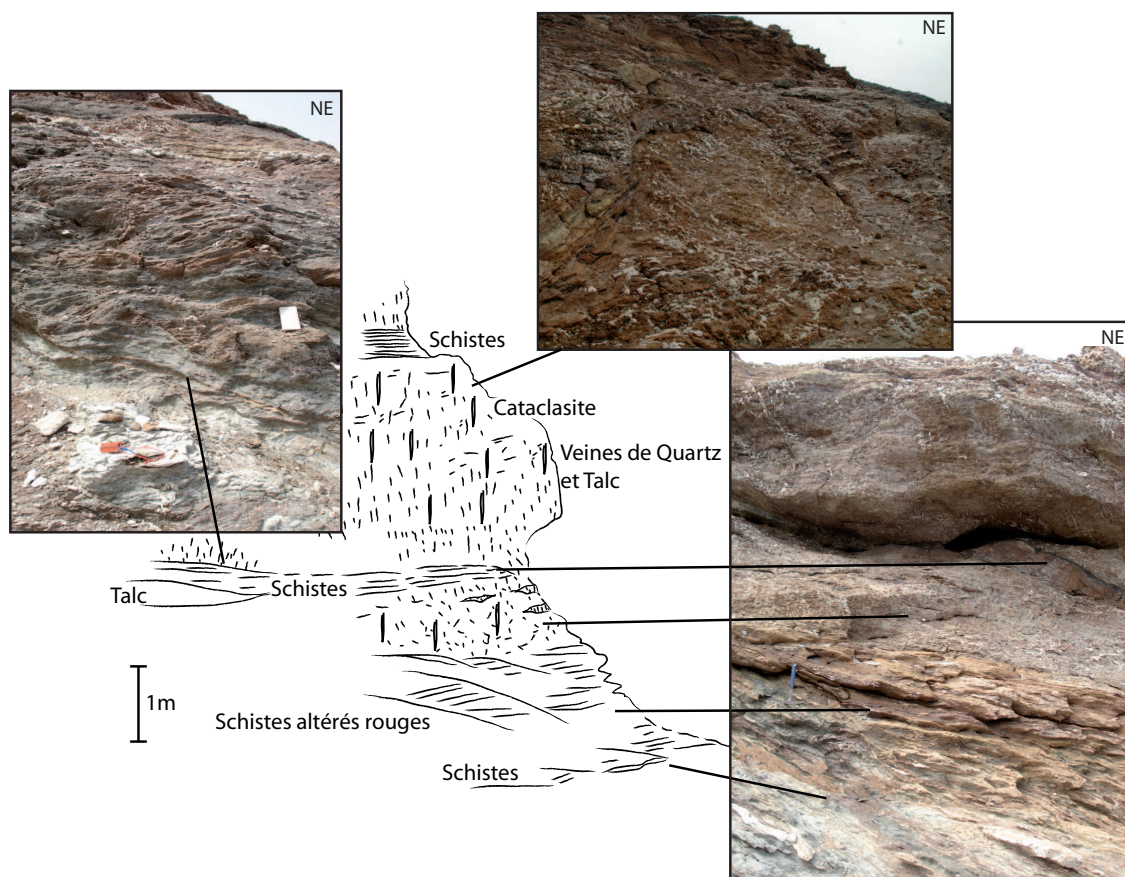


FIGURE I.22: Evolution des lithologies au contact du "Détachement de Tinos". Les cataclasites sont fortement fracturées et des niveaux enrichis en talc sont observés localement.

Le "Détachement de Livada"

Le "Détachement de Livada" est observé sur la côte Est de l'île de Tinos où le granite intrude les metabasites du toit du détachement. Le granite montre une déformation ductile avec une direction d'étirement parallèle à la direction régionale (Jolivet and Patriat, 1999; Brichau et al., 2007) et quelques bandes de cisaillement indiquant un sens de cisaillement top-vers-l'est. La base des metabasites montre une déformation ductile avec un sens de cisaillement top-vers-le-NE. En s'éloignant du contact les metabasites présentent une déformation de plus en plus localisée, devenant progressivement cassante, clairement visible au niveau des sills granitiques intrudés dans les metabasites. Des failles affectent les sills avec une direction d'extension similaire à la direction régionale. L'asymétrie des failles normales est compatible avec un cisaillement top-vers-le-NE.

Le détachement de Livada se présente comme une structure ductile au contact supérieur du granite intrudant l'unité supérieure du "Détachement de Tinos".

L'intrusion a eu pour effet de remonter la transition cassant-ductile dans l'unité supérieure du "détachement de Tinos" et de localiser la déformation cisailante au contact des deux lithologies avec une cinématique similaire à la cinématique régionale (Jolivet and Patriat, 1999).

En résumé, l'étude des Metamorphic Core Complex nord-cycladiques a ainsi permis de contraindre les déformations enregistrées par les croûtes supérieure et inférieure. Cependant, les études montrent un rôle différent des détachements sur l'accommodation de la déformation du domaine égéen. Certains auteurs proposent que les détachements sont des structures passives issues du basculement de blocs dans l'unité supérieure (par exemple Brun et al., 1994). Ces interprétations sont en partie vérifiées par l'interprétation de Avigad et al. (1998) des données paléomagnétiques obtenues sur le granite de Mykonos (Morris and Anderson, 1996). Les études sur les îles de Tinos et Andros (Mehl et al., 2005, 2007) montrent une corrélation des détachements présents sur ces deux îles ainsi qu'un jeu du détachement à faible pendage, pouvant accommoder en partie l'extension du domaine égéen. La proximité des îles d'Andros, de Tinos et de Mykonos et les interprétations différentes du rôle des détachements sur l'accommodation de la déformation nous ont poussé à entreprendre une étude précise du détachement de Mykonos. Cette étude, publiée au journal *Tectonics*, est présentée dans la seconde partie de ce manuscrit. Elle a eu pour but de décrire le plus précisément possible la géométrie et la cinématique du détachement et de définir le rôle du détachement sur l'accommodation de la déformation dans le domaine égéen. Parallèlement, nous avons entrepris l'étude du laccolite de Mykonos et du cœur du dôme métamorphique affleurant sur l'île de Rhinia. Les résultats obtenus, présentés au troisième chapitre sous forme d'un article en révision à *Tectonophysics*, ont permis de décrire les modalités de mise en place du laccolite de Mykonos et de son influence sur le jeu du détachement.

2.3 Un détachement actif sous le Golfe de Corinthe ?

Le Golfe de Corinthe se situe entre le Péloponnèse et la Grèce continentale et forme une structure extensive active orientée N100-110° (Figure I.23). Il recoupe la chaîne des Hellénides, un empilement de nappes alpines développées depuis l'Eocène jusqu'au Miocène aux dépens de la plaque continentale apulienne subduite

(Bonneau, 1982, 1984; Dercourt et al., 1986).

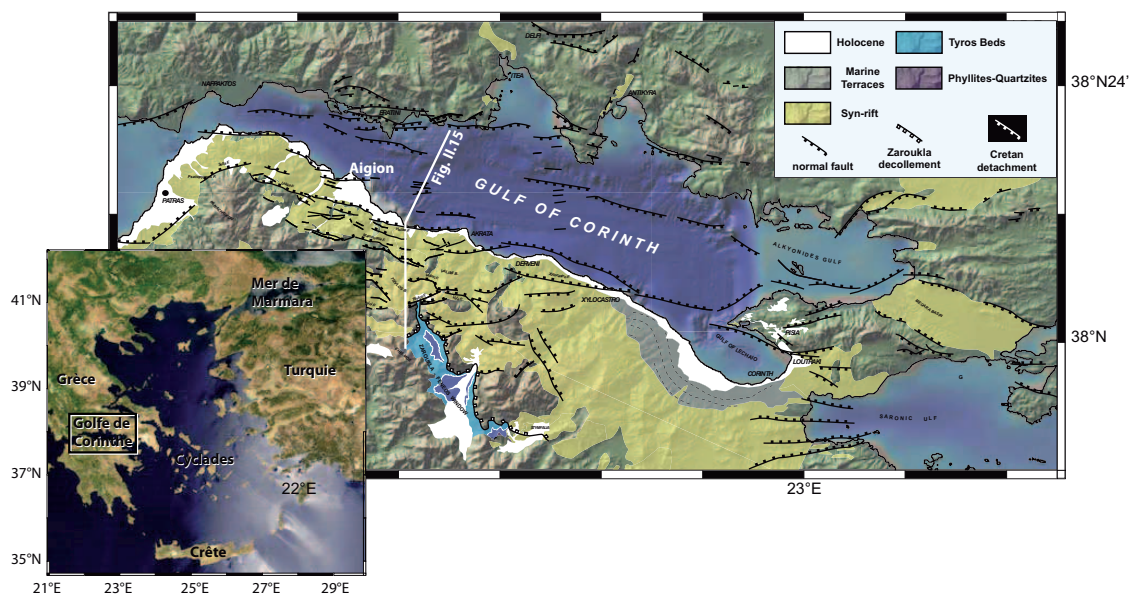


FIGURE I.23: Carte tectonique du golfe de Corinthe (modifié d'après Jolivet et al., 2010a).

L'extension semble débuter récemment dans le Golfe de Corinthe, au Plio-Quaternaire (Ori, 1989; Armijo et al., 1996; Sorel, 2000) et est encore active aujourd'hui. La plupart des auteurs proposent que l'extension commence au Pliocène, attestée par la présence des plus anciens sédiments datés de $\approx 1,7$ Ma sur la côte Sud du Golfe (Rohais et al., 2007a,b). L'extension, largement distribuée dans le Golfe, est progressivement localisée vers le nord entre 1,5 et 0,7 Ma, avant la localisation des failles normales à fort pendage actuelles et le soulèvement de la marge Sud. Les observations bathymétriques (Brooks and Ferentinos, 1984) et les profils sismiques (Sachpazi et al., 2003) montrent une différence de morphologie entre les côtes Nord et Sud du Golfe de Corinthe suggérant que le rift est un demi graben asymétrique. Les failles normales majeures du Golfe de Corinthe sont disposées en échelon le long de la côte Sud (Figure I.23). Elles sont orientées ONO-ESE pour une longueur variant de 15 à 20 km (Armijo et al., 1996) avec un pendage majoritairement vers le nord. Les failles changent de direction à l'Est du Golfe et sont orientées NE-SO. Le pendage des failles normales synthétiques sur la côte Sud, mesuré en surface, est de l'ordre de $50-60^\circ$ (Armijo et al., 1996; Flotté, 2002). Ces données ont été corroborées avec une mesure de pendage de la faille d'Aigion faite lors d'un forage à 760 m de profondeur (Cornet et al., 2004). Les failles antithétiques présentent quant à elles des pendages plus marqués variant entre 70 et 80° (Armijo et al., 1996).

Les données GPS locales (Briole et al., 2000) et régionales (Le Pichon et al., 1995; McClusky et al., 2000) montrent une extension orientée N-S, en accord avec les failles normales qui bordent le rift. Flotté (2002) estime que la déformation totale accommodée par les failles normales sur la côte Sud du golfe est de l'ordre de 12-15 km. Le Golfe de Corinthe est associée à une sismicité importante, principalement localisée sur le pourtour du Golfe et diminuant progressivement vers le Nord et le Sud. La sismicité est peu profonde et est donc associée à la déformation extensive du rift plutôt qu'à la subduction de la plaque africaine sous l'arc hellénique. La sismicité est marquée par des magnitudes qui ne dépassent pas $M = 7$. Les séismes récents d'Aigion, $M = 6.2$ (Bernard et al., 1997), et de Galaxidi, $M = 5.9$ (Hatzfeld et al., 1996), ont montré que les plans de rupture de deux séismes sont à faible pendage ($\approx 30^\circ$) et vers le Nord. Les failles sous-marines présentent au cœur du Golfe de Corinthe ne présentent pas de séismes majeurs associés à des glissements sur ces failles, suggérant une accommodation de la déformation par fluage (Bernard et al., 2006).

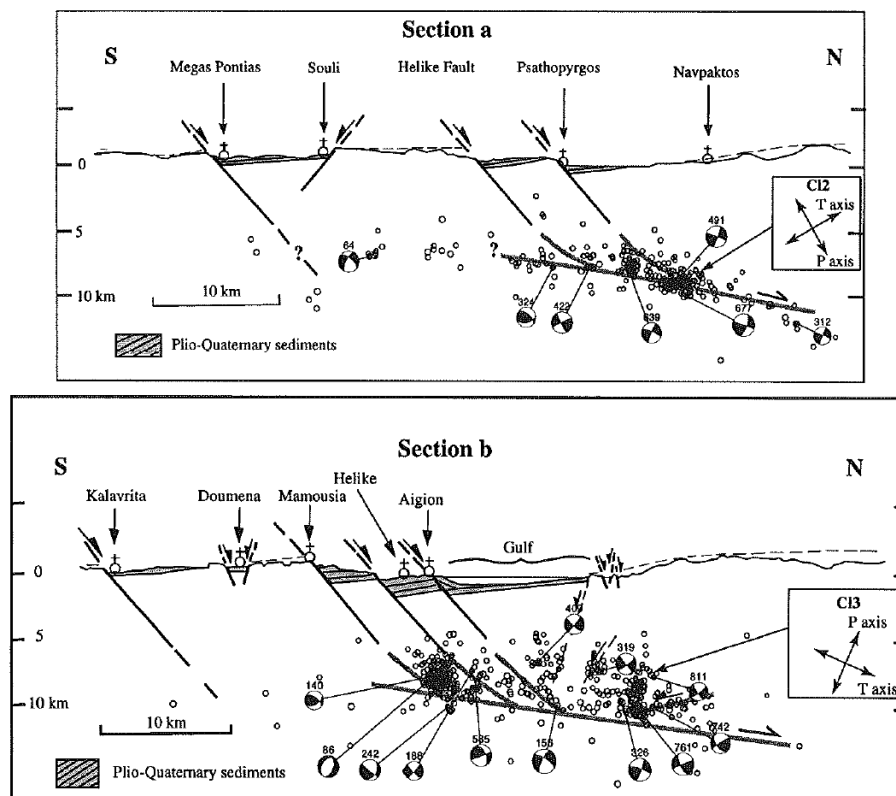


FIGURE I.24: Profils N-S du Golfe de Corinthe représentant la microsismicité de 1991, quelques mécanismes au foyer représentatifs et le détachement sur lequel viennent s'enraciner les failles normales qui affleurent en surface (d'après Rigo et al., 1996).

La distribution de la microsismicité et les mécanismes au foyer associés permettent d'obtenir une image plus détaillée des structures actives en profondeur. La couche sismogénique a ainsi été estimée entre 5 et 15 km de profondeur (Rigo et al., 1996; Lyon-Caen et al., 2004). La microsismicité enregistrée en 1991 et 2001-2002 a été replacée sur une coupe N-S, suivant la direction d'extension du Golfe (Figure I.24). Ces deux coupes mettent en avant une microsismicité jusque 12 km de profondeur suivant un plan à faible pendage de 15° vers le Nord. Rigo et al. (1996) interprètent cette structure comme un détachement sur lequel viennent s'enraciner les failles normales à fort pendage. Quelques mécanismes au foyer avec des plans nodaux à faible pendage ont été mis en évidence sous le golfe, arguant de la présence d'un détachement. De plus, la relocalisation d'un multiplet de 12 séismes faisant partie du même essaim de microsismicité suggère que le plan actif est celui qui plonge avec un pendage faible (Rietbrock et al., 1996). Ce détachement semble être relié à la nappe des Phyllades, constituée de roches de HP-BT (métapélites, métaquartzites et métaconglomérats) et prise en sandwich entre deux unités constituées de carbonates (Romano et al., 2004). La nappe des Phyllades présente une forme anticlinale dont la crête, orientée N-S, plonge de $10-15^\circ$ vers le Nord et dont les flancs sont pentés de $5-10^\circ$ vers l'Est et l'Ouest (Flotté, 2002; Ghisetti and Vezzani, 2005).

La distribution de la microsismicité conduit à deux visions structurales radicalement différentes sur le détachement [voir Pacchiani (2006) pour une description complète des différents modèles] : soit la microsismicité est en partie due à un plan à faible pendage sismique, soit ce plan est asismique et représente la transition cassant-ductile ; les séismes étant alors liés à l'enracinement des failles normales à fort pendage dans la transition cassant-ductile (Figure I.25).

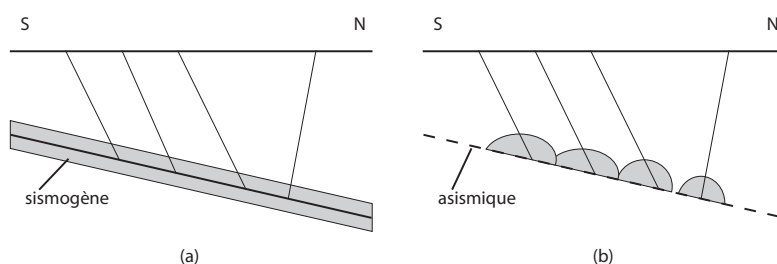


FIGURE I.25: (a) Schéma représentant le modèle du rift avec un détachement sismique. (b) Schéma représentant le modèle du rift avec un détachement asismique (Pacchiani, 2006).

Les études tomographiques des ondes de volume sur la partie Ouest du Golfe de Corinthe a apporté de nouvelles contraintes sur la structuration et les propriétés physiques du rift en profondeur (Latorre et al., 2005). Les résultats obtenus par ces auteurs montrent une faible valeur du produit $V_p * V_s$ autour de la zone de microsismicité interprétée comme un domaine fracturé et poreux. Une faible valeur

du rapport des vitesses V_p/V_s est observée juste sous le golfe à une profondeur comprise entre 8 et 10 km. Cette observation suggère la présence d'une zone saturée en fluide, corrélable au domaine de microsismicité. La présence de fluides en profondeur est compatible avec les données de surface où des surpressions de l'ordre de $0.5 - 0.85 MPa$ par rapport à la pression hydrostatique ont été mesurées (Cornet et al., 2004).

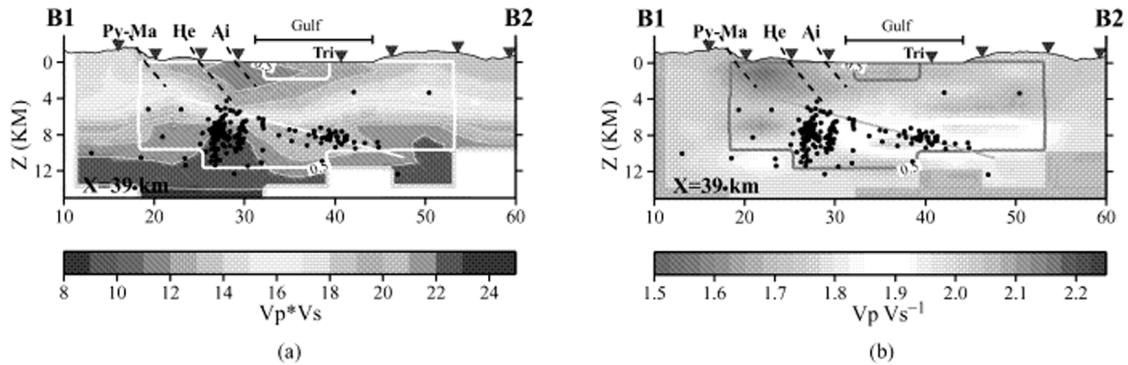


FIGURE I.26: A gauche, le profil des vitesses $V_p * V_s$ et à droite, le profil du rapport des vitesses V_p/V_s (d'après Latorre et al., 2005).

En résumé, les informations obtenues notamment par la microsismicité semblent montrer la présence d'une discontinuité à faible pendage ($\approx 20^\circ$) sous le Golfe de Corinthe. Cette microsismicité est localisée dans une zone soumise à des surpressions de fluides et pourrait correspondre à la limite entre deux nappes tectoniques ou à la transition cassant-ductile. Cependant, les données ne permettent pas d'interpréter finement les structures en profondeur et plusieurs interprétations sont envisageables sur la nature de cette discontinuité (transition cassant-ductile, contact lithologique) mais également sur le mécanisme de fonctionnement de ce plan à faible pendage (sismique, asismique). Ainsi, comment expliquer la présence de séismes sur un plan à faible pendage, ou alors, comment expliquer l'activité sismique dans le cas d'une transition cassant-ductile ?

3 Comparaison et discussion

Ce chapitre est consacré à une comparaison de l'ensemble des détachements décrits ci-dessus. Nous nous sommes intéressés particulièrement aux mécanismes de déformation dans la zone de détachement et également à la cinématique et à la géométrie du détachement. Les caractéristiques des détachements présentés précédemment sont synthétisées dans le tableau I.27.

3.1 Le cadre régional

Les détachements présentés dans ce chapitre résultent de l'extension arrière-arc et de l'effondrement d'un domaine épaissi au dessus d'une zone de subduction. L'ensemble des structures associées à un détachement (bandes de cisaillement dans l'unité inférieure, failles normales à fort pendage dans l'unité supérieure, sédimentation syn-rift,...) montrent que le système a été mis en place en contexte extensif, accompagnant l'amincissement crustal. Cette extension est dite post-orogénique puisqu'elle se met en place dans un contexte où les vitesses aux limites sont divergentes (Dewey, 1988). La direction de l'extension post-orogénique est généralement parallèle à la direction de la convergence (Dewey, 1988), laissant ainsi supposer que la direction de la contrainte principale maximale σ_1 est verticale et la contrainte principale minimale σ_3 est parallèle à la direction de convergence. L'extension post-orogénique fait suite à l'extension syn-orogénique, désignant tout contexte avec des structures extensives identiques mais associées à des vitesses aux limites convergentes et n'impliquant pas d'amincissement crustal. Ce changement de régime (passage d'une extension syn-orogénique à post-orogénique) a notamment été expliqué par le retrait du panneau plongeant sous son propre poids (Jolivet and Faccenna, 2000). Jolivet and Goffé proposent en 2000 que le retrait du panneau plongeant dans une zone de subduction permet une extension post-orogénique en domaine arrière-arc et une extension syn-orogénique en front de chaîne (Figure I.28) (Jolivet et al., 1994, 1999; Jolivet and Patriat, 1999; Jolivet and Goffé, 2000).

Plusieurs structures permettent de définir le champ de contraintes global du système de détachement. En effet, l'unité supérieure est affectée par une tectonique cassante s'exprimant sous forme de failles normales à fort pendage s'enracinant dans la zone de détachement. Les inversions des données de glissement le long des plans de faille (Wallace, 1951; Bott, 1959; Angelier and Mechler, 1977; Angelier, 1984, 1990)

permettent de déterminer le tenseur réduit des contraintes et donc l'orientation (direction et plongement) des contraintes principales maximale σ_1 et minimale σ_3 . De plus, des circulations de fluides intenses sont parfois mises en évidence et sont associées à la formation de veines subverticales. Ces veines, parfois déformées ductilement dans la zone de détachement (cas de Tinos, Grèce; faille de Zuccale, Apennins), sont contemporaines du jeu du détachement. Ces structures sont ainsi compatibles avec une direction de la contrainte principale maximale σ_1 subverticale durant le jeu du détachement.

A l'affleurement, les détachements présentent un pendage compris entre 15° (détachements de Whipple, USA ; Alpes orientales) et 25° (Black Mountain, USA). Des déformations postérieures au jeu du détachement ne sont enregistrées que très rarement (faille de Zuccale, Apennins), ce qui suggère que la position et la géométrie du détachement à l'affleurement correspondent à celles des derniers incréments de déformation. De nombreux bassins sédimentaires se mettant en place au sommet de la zone de détachement, l'angle entre la stratification et le plan de détachement permet de déterminer le pendage du détachement au moment du dépôt des sédiments. Les sédiments présentent généralement une stratification sub-horizontale, et associés aux veines sub-verticales contemporaines du jeu du détachement, excluent toute rotation majeure de la zone de détachement depuis le dépôt des premiers sédiments.

FIGURE I.27: (Page suivante) Tableau synthétique des principales caractéristiques des détachements présentés.

Localité	Phase extensive	Unité inférieure	Unité supérieure	Zone de faille								Fluide		Références
				Epaisseur	Nature	Composition	Structures	Pendage	σ_1 régional	Déplacement	coef. friction	Origine	λ	
Black Mountain (Basin and Range, USA)	Miocène	Roches méta-sédimentaires protérozoïques et granite miocène	Roches sédimentaires		Bréchification progressive de l'unité inférieure	Clastes issus de l'unité inférieure à 90% et lentilles d'unité supérieure	Fractures et veines	25°	vertical		≤ 0.4	météorique	≈ 0.4	Wright et al., 1974 Burchfiel et al., 1995 Knott et al., 1999 Cowan et al., 2003 Hayman et al., 2003 Hayman, 2006
				20cm	Gouges recoupant la brèche	Clastes quartzo-feldspathiques et carbonatés entourés de matrice composée d'illite, de smectite, de chlorite et d'oxydes de manganèse	bandes de cisaillement P et R centimétriques à métriques définissant la limite des lithologies							
Whipple detachment (Basin and Range, USA)	Miocène	Gneiss précambriens et granites créacé	Roches sédimentaires		Brèche	Brèche à chlorite évoluant en une brèche à quartz vers le détachement	- Plusieurs familles de failles normales. - "mini-détachements" sub-parallèles à la foliation de l'unité inférieure - Fractures et veines de chlorite	15-25°	vertical	10 km				Howard et al., 1982 Davis et al., 1986 Davis, 1988 Yin and Dunn, 1992
					Gouge surmontant la brèche et recoupée par un plan de détachement discret									
Faille de Zuccale (Apennins, Italie)	Miocène - Pliocène	Schistes paléozoïques	Flysch	5m	Mylonites en lentilles dans des schistes verts ou cataclasite surmontant un plan de détachement discret	Mylonites riche en chlorite et talc. Cataclasite riche en carbonates. Des clastes de mylonites sont présents dans la cataclasite	Veines de tension carbonatées	< 20°	vertical	≈ 8 km	< 0.3	dégazage manteau	> 0.85	Keller and Piali, 1990 Daniel and Jolivet, 1995 Keller and Coward, 1996 Colletini and Barchi, 2002; 2004 Colletini and Holdsworth, 2004 Smith et al., 2007 Colletini et al., 2009
					Brèche et gouges surmontant la cataclasite									
Nappe d'Err (Alpes, Suisse)	Jurassique	Granite	Gneiss et roches sédimentaires	40m	Evolution progressive de l'unité inférieure vers une cataclasite	Clastes provenant de l'unité inférieure	Fractures et veines	15°	vertical	11 km		Circulations de fluides transitoires ?		Thöni, 1980 Reynolds and Lister, 1987 Miller, 1996 Manatschal and Nievergelt, 1997 Manatschal, 1999
					Gouges recoupant la brèche	Phyllosilicates (illite, chlorite) à 60% et clastes issus de l'unité inférieure	Fabriques S-C avec des plans de glissement parallèle au plan principal							
Détachement de Tinos et de Livada (Andros, Tinos; Grèce)	Oligocène-Miocène	Metapélites, metabasites / Granite	Matériel ophiolitique, gabbros et serpentinite		Evolution progressive de l'unité inférieure vers une cataclasite	Serpentinite et micaschistes	- Boudins asymétriques à différentes échelles sous le détachement. - Veines et failles dans l'unité inférieure	≈ 20°	vertical			météorique		Avigad and Garfunkel, 1989 Patriat and Jolivet, 1998 Jolivet and Patriat, 1999 Famin et al, 2004 Mehl et al., 2005; 2007 Brichau et al., 2007
Golfe de Corinthe (Grèce)	Plio-Quaternaire	Métapélites, métaquartzites et métaconglomérats	Carbonates					≈ 20°	vertical				> 0.4	Armijo et al., 1996 Rigo et al., 1996 Flotté, 2002 Cornet et al., 2004 Pacchiani, 2006

Ces observations majeures suggèrent donc que les détachements présentés précédemment ont été actifs à faible pendage sous une contrainte principale maximale sub-verticale. Ceci implique donc un angle important entre le plan de détachement et la contrainte principale maximale ($>65^\circ$), définissant les détachements comme des failles faibles, à l'image de grandes failles décrochantes telles que la faille de San Andreas (Brune et al., 1969; Zoback et al., 1987).

Les détachements présentent une différence notable sur leur profondeur de réactivation. En effet, les observations de terrain et les données de microsismicité, dans le cas des détachements actifs, montrent des profondeurs de réactivation pour les détachements sur toute l'épaisseur de la croûte supérieure. Ainsi, le détachement dans les Basin and Range (USA) semble être actif à très faible profondeur, comme l'atteste la présence de sédiments d'origine lacustre reposant directement sur le détachement. Parallèlement, les détachements actifs du Golfe de Corinthe et des Apennins (Faille Altotiberina) enregistrent une micro-sismicité comprise entre 5 – 8km, et 3 – 15km de profondeur respectivement. Les détachements exhumés de Tinos et Andros (Cyclades, Grèce) montrent une profondeur de réactivation autour de la transition cassant-ductile et jusqu'à une profondeur de 7 km pour Tinos. Ces observations supposent donc que les détachements peuvent être actifs sur toute l'épaisseur de la croûte supérieure. Mehl et al. (2005) proposent alors que les détachements en Mer Égée sur les îles d'Andros et Tinos correspondent à un unique et même détachement exhumé à différents stades de déformation. Jolivet et al. (2010a) concluent alors que la structuration du Golfe de Corinthe correspond à un stade précoce de la mise en place de Metamorphic Core Complex, à l'image de ceux exhumés en Mer Égée.

3.2 Styles et mécanismes de déformation

Les unités supérieure et inférieure, séparées par le détachement, présentent deux styles de déformation qui se manifestent par des structures différentes.

L'unité inférieure

L'unité inférieure des Metamorphic Core Complex se compose de roches métasédimentaires ou ignées et se différencie de l'unité supérieure. Le Metamorphic Core Complex de l'île d'Elbe doit cependant être considéré à part puisque les unités inférieure et supérieure sont constituées du même empilement de nappes

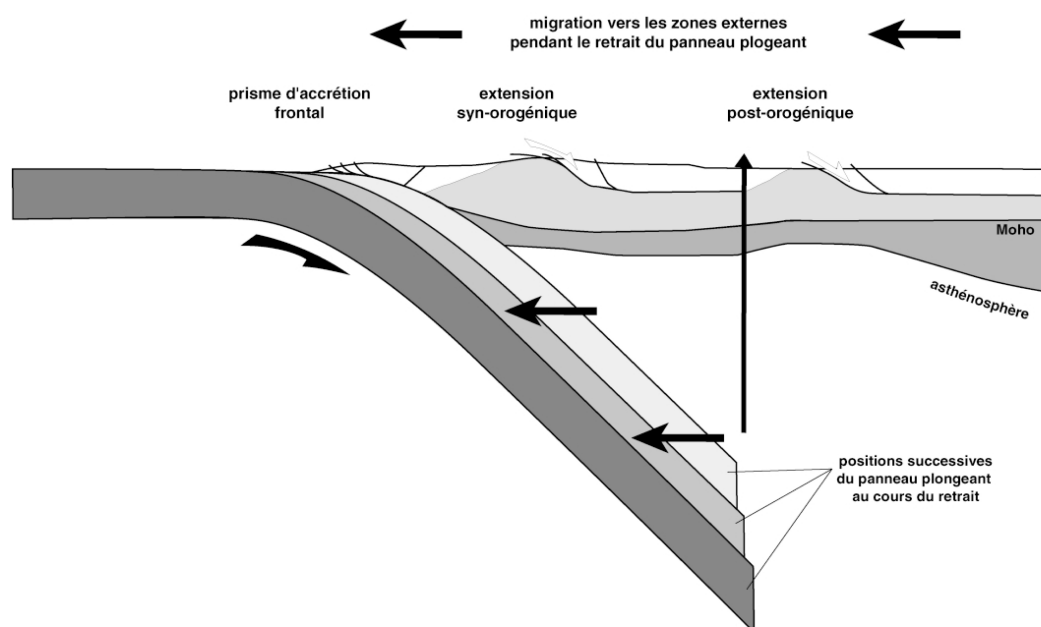


FIGURE I.28: Localisation des domaines extensif syn- et post-orogéniques associé au retrait d'un panneau plongeant. L'ensemble du système migre vers les zones externes avec le recul du panneau plongeant (Jolivet and Goffé, 2000).

(Daniel and Jolivet, 1995). La formation des MCC s'accompagne généralement d'un magmatisme d'origine crustal ou mantellique et d'un métamorphisme BP - HT (faciès des schistes verts et des amphibolites) dans l'unité inférieure, synchrone de l'exhumation. Dans certains cas, notamment pour les Metamorphic Core Complex égéens, des paragenèses témoins d'un métamorphisme HP-BT (faciès des schistes bleus et des éclogites) peuvent être conservées. Ces paragenèses, antérieures aux paragenèses BP-HT, témoignent de l'enfouissement de l'unité inférieure avant la formation des Metamorphic Core Complex (Jolivet and Patriat, 1999; Jolivet and Goffé, 2000).

L'unité inférieure est affectée par une déformation ductile intense (Figure I.29); (Davis and Coney, 1979). Elle se présente sous forme d'une foliation à faible pendage, dessinant un dôme au premier ordre et devenant sub-parallèle au plan de détachement vers celui-ci, d'une linéation d'étirement pénétrative, de bandes de cisaillement d'échelles variées, de boudins, de plis (Figure I.1); (Malavieille, 1993). La déformation dans l'unité inférieure évolue verticalement depuis une déformation ductile vers une déformation cassante à l'approche du détachement, suggérant une évolution temporelle de la déformation. La déformation cassante est mise en évidence par la présence d'une fracturation et/ou de failles normales à fort pendage recoupées par la zone de détachement (Faille de Zuccale, Apennins; détachement de Tinos, Grèce). Cette évolution est liée au passage de la transition cassant-ductile lors de

l'exhumation de l'unité inférieure, durant laquelle la direction d'extension reste constante (Davis et al., 1986; Mehl et al., 2005).

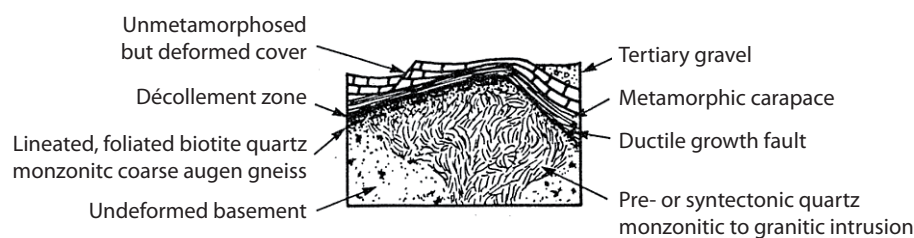


FIGURE I.29: Coupe schématique représentant la succession verticale des structures d'un Metamorphic Core Complex (d'après Davis and Coney, 1979).

L'unité supérieure

L'unité supérieure est constituée essentiellement de bassins sédimentaires syntectoniques continentaux ou marins mis en place dans une unité de faible degré métamorphique d'origine variée (unité gneissique, Alpes orientales; ophiolitiques, Cyclades; flyschs, Apennins). L'unité supérieure est déformée de manière cassante (Figure I.1), présentant des failles normales à fort pendage et listriques s'enracinant sur le détachement (Coney and Harms, 1984). Les inversions des données de glissement le long des plans de failles et l'étude de la géométrie des sédiments par rapport à celle du plan de détachement ont été des points essentiels sur la compréhension de la cinématique et de la géométrie des détachements. En effet, elles ont permis de mettre en avant une rotation mineure de la zone de détachement autour d'un axe horizontal et ainsi le jeu, au-moins partiel, du détachement à faible pendage sous une contrainte principale maximale, σ_1 , subverticale.

La zone de détachement

La zone de détachement correspond à la localisation progressive de la déformation dans l'unité inférieure depuis une déformation ductile coaxiale diffuse au coeur des dômes vers une déformation non-coaxiale localisée à l'approche du détachement. Le détachement se retrouve alors au sommet de l'unité inférieure. La déformation ductile (foliation, linéation d'étirement) est reprise et/ou recoupée par la déformation cassante, localisant la déformation lorsque l'unité inférieure traverse la transition ductile/cassant. Une évolution des lithologies dans l'unité inférieure endommagée est enregistrée vers le détachement.

Les roches constituant l'unité inférieure sont progressivement cataclasées à l'approche du détachement avec la formation de brèches cataclastiques. Des

niveaux de gouges et le plan de détachement cassant (marquant les derniers incréments de déformation cassante) se développent ensuite, soit au sommet des brèches cataclastiques (détachements égéens, des Basin and Range ou des Alpes orientales), soit au sein même des brèches (détachements des Apennins). Les brèches cataclastiques sont constituées majoritairement de clastes issus de l'unité inférieure, devenant plus émoussés et plus petits vers le détachement tandis que les gouges sont constituées de clastes de brèches. Le rapport clastes sur matrice diminue alors constamment marquant une chute de la taille des grains depuis les niveaux bréchiques jusqu'aux gouges et un enrichissement progressif des différentes lithologies en minéraux argileux. Des cataclasites foliées peuvent, dans certains cas, recouper la déformation cassante (Faille de Zuccale, Apennins), caractérisant une déformation macroscopiquement ductile et suggérant un comportement visqueux-frictionnel de la zone de détachement en présence de minéraux argileux (Collettini and Holdsworth, 2004; Holdsworth, 2004).

D'intenses circulations de fluides ont, par ailleurs, été décrites dans les zones de détachements. Ces circulations ont été mises en évidence par la présence de réseaux de veines, pouvant être déformées ductilement dans la zone de détachement (Faille de Zuccale, Apennins; Tinos, Grèce). Les veines apparaissent différemment suivant les détachements étudiés. Les détachements égéens et des Apennins présentent un réseau de veines subverticales attestant d'une fracturation du système avec une direction de la contrainte principale maximale σ_1 subverticale (Mehl et al., 2005, 2007). Le détachement des Alpes orientales présente, quant à lui, un réseau de veines qui se parallélisent progressivement au plan de détachement. De plus, l'origine des fluides circulant dans la zone de faille est différente d'une région à l'autre. Ils se composent soit de fluides d'origine profonde, riches en dioxyde de carbone (Faille de Zuccale, Apennins) (Chiodini et al., 1999), soit de fluides météoriques (Tinos, Grèce) (Famin et al., 2004). Si les origines des fluides diffèrent, les auteurs s'accordent à dire que ces surpressions de fluides sont transitoires. Famin et al. (2004) proposent alors que les fluides d'origine météorique pénètrent le sommet de la croûte ductile grâce à la connexion transitoire de la porosité lors d'une rupture sismique : la pression à la transition fragile-ductile passe alors d'un gradient lithostatique à un gradient hydrostatique, comme le suggèrent les analyses des inclusions fluides réalisées sur l'île de Tinos (Figure I.30) (Famin et al., 2005).

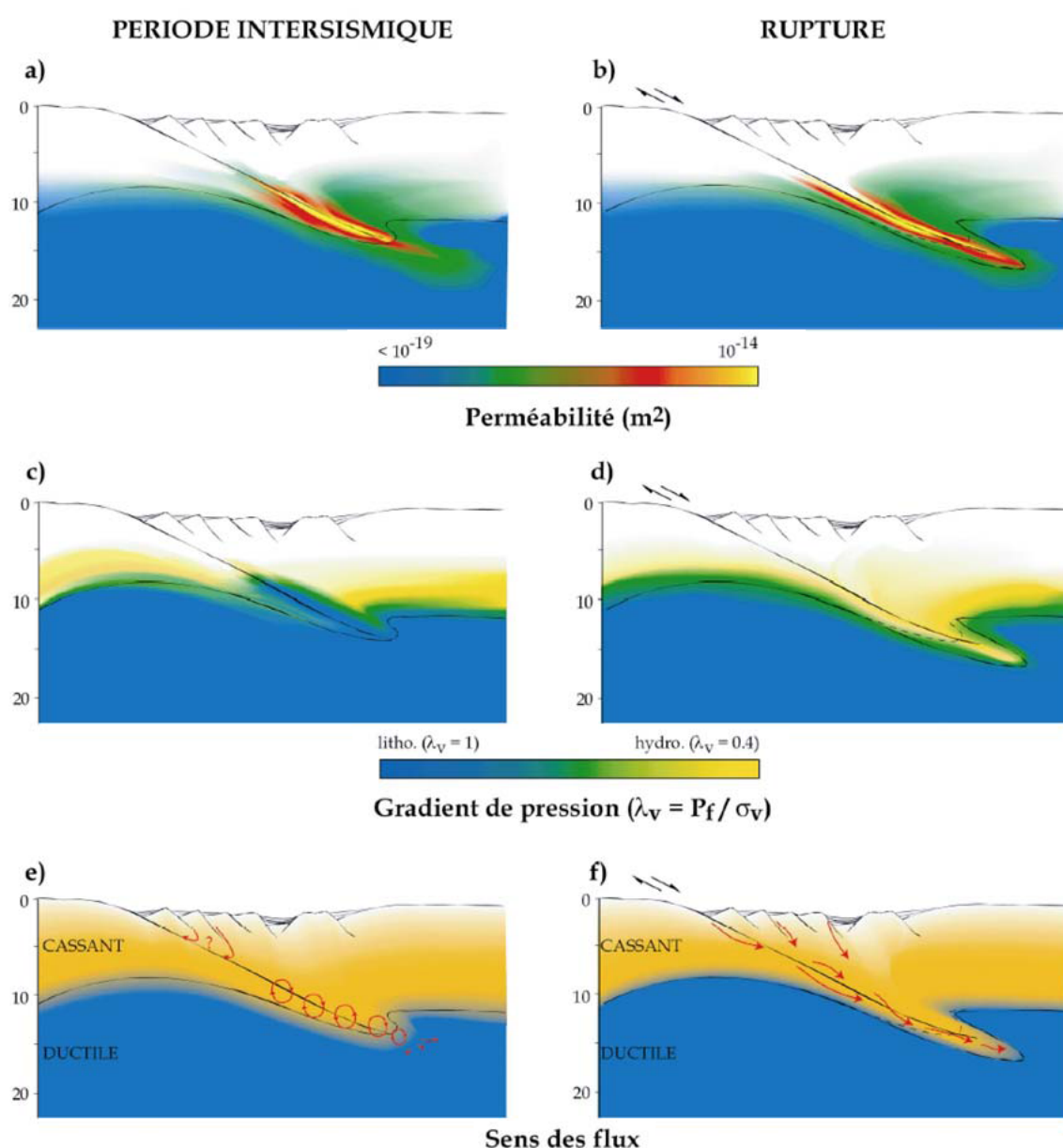


FIGURE I.30: Modèle conceptuel de circulation le long d'un détachement en période intersismique et sismique (Famin, 2003).

3.3 Bilan

De nombreuses similitudes sont observées entre les détachements (Tableau I.27), nous permettant d'établir un modèle structural général d'un détachement (Figure I.31). Ce modèle permet de tenir compte de l'ensemble des structures observées dans les zones de détachement de différentes régions et d'appréhender les mécanismes de déformation à l'origine de ces structures. En se basant sur les observations de terrain, certains auteurs ont proposé un modèle rhéologique simple pour décrire les failles

à large déplacement (faille mature) (par exemple Lister and Davis, 1989). Dans les premiers kilomètres, la déformation se produit en régime cassant et devient progressivement visqueuse-frictionnelle (Bos et al., 2000; Bos and Spiers, 2002; Niemeijer and Spiers, 2005). Le fluage visqueux-frictionnel suppose une déformation initiale cassante dans la zone de détachement, suivie de circulations de fluides. Le cisaillement permet de faire chuter la taille des grains et la formation de matrice constituée majoritairement de minéraux argileux. Les surpressions de fluides et la présence de minéraux argileux dans la zone de détachement permettent alors de faire chuter le coefficient de friction du détachement, estimé respectivement à $\mu = 0.4$ et $\mu = 0.2$ pour les détachements de Whipple (USA) et la faille de Zuccale (Apennins), et ainsi faciliter le jeu sur le détachement.

Le modèle présenté ici est basé sur les observations de terrain à l'image du modèle conceptuel de la bande de cisaillement évolutive de Lister and Davis (1989). Cependant, il soulève un problème mécanique majeur. En effet, de nombreux indices plaident en faveur d'un jeu, au moins partiel, à faible pendage du détachement dans le régime cassant sous une contrainte principale maximale verticale. Ces observations suggèrent donc un angle fort entre le plan de détachement lui-même et la direction de la contrainte principale maximale, supérieur à 65° . Ces observations sont en désaccord avec la mécanique andersonienne (Anderson, 1951) et le modèle classique de réactivation d'une faille en domaine cassant (Sibson, 1985, 1990). Ce modèle suggère en effet un blocage des failles normales en régime cassant pour un pendage inférieur ou égal à 30° , et donc un angle entre le plan de faille et la direction de la contrainte principale maximale, inférieure à 60° .

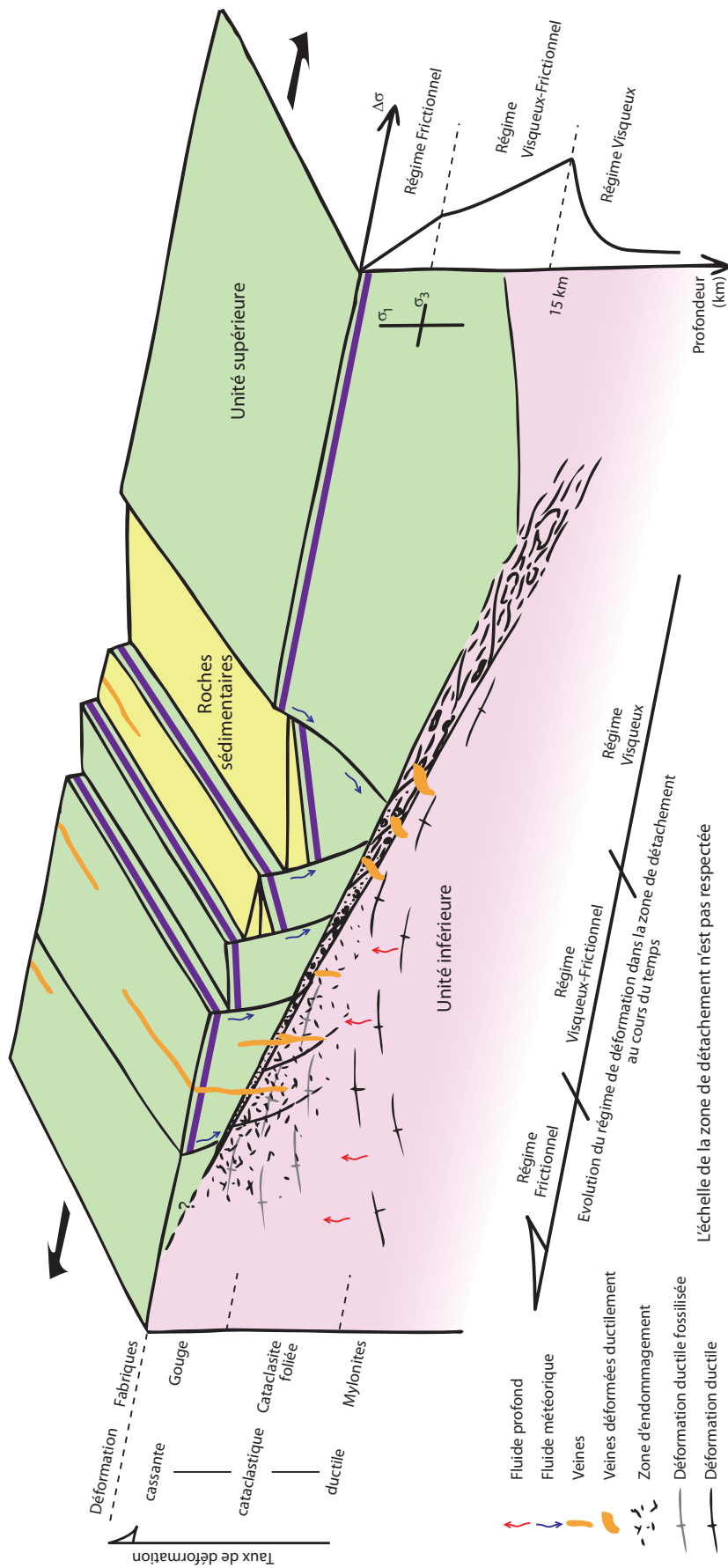


FIGURE I.31: Modèle structural de détachement (d'après Manatschal, 1999; Collettini and Holdsworth, 2004; Holdsworth, 2004; Imber et al., 2008). Les processus de déformations et les structures observées sont décrites à gauche du modèle. A droite, le profil rhéologique schématisque d'une zone de détachement (Bos and Spiers, 2002).

CHAPITRE 2

SYNTHÈSE DES MODÈLES CONCEPTUELS ET MÉCANIQUES

Dans ce chapitre, nous proposons une synthèse des modèles conceptuels et mécaniques permettant la formation des failles à faible pendage. La contradiction entre les observations de terrain sur les détachements et la mécanique des roches a poussé la communauté scientifique à développer de nombreux modèles différents.

1 Les failles normales à faible pendage, paradoxe de la mécanique andersonienne ?

Il est désormais largement admis que les déformations sont préférentiellement accommodées dans la partie sismogénique de la croûte par la réactivation de discontinuités préexistantes plutôt que par néoformation (McKenzie, 1972; Sykes, 1978). Parti de ce constat, Sibson (1985, 1990) entreprend alors de contraindre les conditions de réactivation des discontinuités préexistantes suivant les lois de la mécanique andersonienne (Anderson, 1951) associées à la loi de Byerlee (Byerlee, 1978). Il considère alors les discontinuités préexistantes comme des dislocations ayant des propriétés frictionnelles dans un milieu élastique, permettant l'application de la loi de Amonton (équation 2.1, cas d'une faille non cohésive) :

$$\tau = \mu_s(\sigma_n - P_f) \quad (2.1)$$

avec P_f , la pression de fluide et μ_s , le coefficient de friction de la faille. Byerlee (1978) estime ce coefficient entre $0.6 < \mu_s < 0.85$, indépendamment du type de

roche. Une valeur moyenne de $\mu_s = 0.75$ est alors communément utilisé pour caractériser la friction des failles (Sibson, 1983).

Sibson (1985, 1990) restreint le modèle à une analyse des contraintes en deux dimensions, applicable aux failles uniquement *dip-slip* avec une des contraintes principales (σ_1 ou σ_3) verticale. Dans ces conditions, la loi de Amonton (équation 2.1), définissant les conditions de réactivation frictionnelle d'une faille préexistante, peut être réécrite en fonction des contraintes principales maximale σ_1 et minimale σ_3 et de l'angle entre σ_1 et le plan de faille, θ_r (Figure I.32 et équation 2.2) :

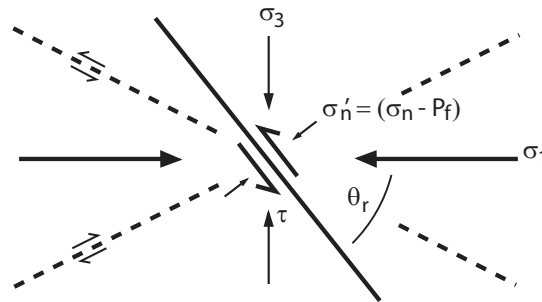


FIGURE I.32: Orientation des contraintes dans un plan de faille qui contient l'axe de contrainte σ_2 et qui compose un angle θ_r avec la direction de la contrainte principale maximale. Les lignes pointillées indiquent les orientations préférentielles pour la néoformation de faille dans le champ de contrainte (Sibson, 1990).

$$R = \frac{\sigma'_1}{\sigma'_3} = \frac{\sigma_1 - P_f}{\sigma_3 - P_f} = \frac{1 - \mu_s \cot \theta_r}{1 + \mu_s \cot \theta_r} \quad (2.2)$$

σ'_1 et σ'_3 définissent les contraintes principales effectives maximale et minimale. L'équation 2.2 (Sibson, 1985) décrit le potentiel de réactivation d'une faille en fonction de l'angle θ_r qu'elle forme avec la direction de la contrainte principale maximale. Réécrite en terme de contraintes différentielles (Collettini and Sibson, 2001), cette équation définit alors la difficulté relative de la réactivation d'une faille, normale ou inverse, en fonction de l'angle qu'elle fait avec la direction de la contrainte principale σ_1 (Figure I.33). Sibson (1990) définit alors deux domaines distincts, permettant la réactivation ou non d'une faille. Lorsque la réactivation des failles est possible, elles sont alors définies comme "bien orientées" alors que les failles "mal orientées" indiquent le domaine de réactivation peu probable; la limite entre les deux domaines définit l'angle de blocage des failles. Dans le cas de la réactivation de failles normales, associées à un coefficient de friction de $\mu_s = 0.6$ (Byerlee, 1978), la limite entre les deux domaines se produit pour un angle $\theta_r = 60^\circ$ et donc un pendage de faille de 30° . Ainsi, pour un pendage de faille inférieur ou égal à 30°

($\theta_r \geq 60^\circ$), la réactivation d'une faille normale ne sera possible que si la contrainte principale minimale effective σ_3' devient inférieure à zéro et donc si la pression de fluide $P_f > \sigma_3$. Cette situation ne peut pourtant pas être stable en régime extensif sur le long-terme avec une perméabilité verticale (Axen, 1992; Sibson, 2003).

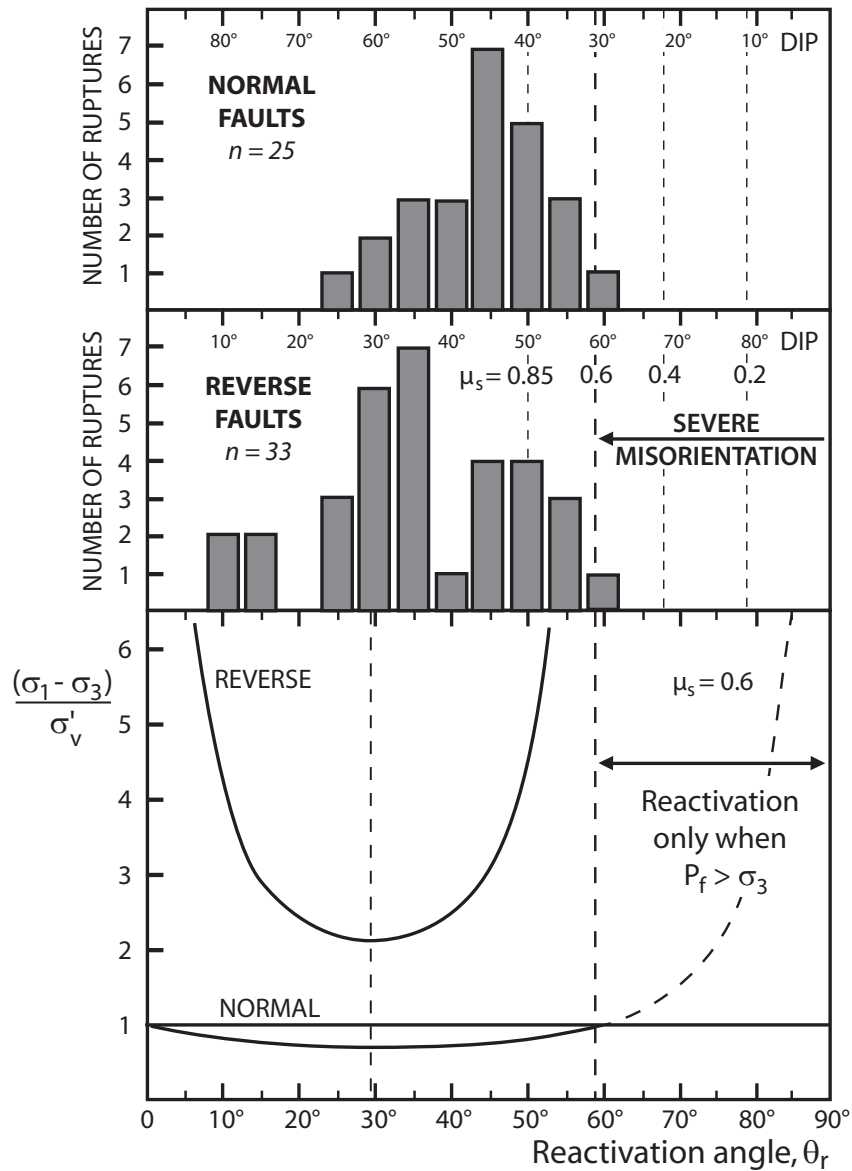


FIGURE I.33: Distribution des failles actives normales et inverses en fonction de l'angle, θ_r , entre le plan de faille et la direction de la contrainte principale maximale σ_1 . Les pointillés représentent les angles de blocage pour différents angles de friction μ_s . En bas, le paramètre de réactivation frictionnelle $\frac{(\sigma_1 - \sigma_3)}{\sigma_v'}$ est tracé en fonction de l'angle θ_r pour des failles normales et inverses ayant un coefficient de friction $\mu_s = 0.6$. (Collettini and Sibson, 2001).

L'étude menée par Sibson (1985, 1990) est bien corrélée avec la distribution des failles sismogéniques observées tant pour les failles inverses que pour les failles normales (Collettini and Sibson, 2001) (Figure I.33). Néanmoins, de récentes études ont montré la présence de failles à faible pendage sismogéniques à faible profondeur (voir par exemple, Abers et al., 1997). Ces observations impliquent donc que le coefficient de friction de la faille soit très faible, faisant ainsi appel à des mécanismes d'adoucissement de faille tels que la présence de surpression de fluide, de minéraux adoucissants (talc) ou de transformations minéralogiques dans la zone de faille. Ces mécanismes mettent l'accent sur le fait que le modèle de Sibson (1985) ne considère pas la zone de faille comme un matériau à part entièrement mais juste comme un plan avec des propriétés frictionnelles. Or, nous avons vu dans le premier chapitre de ce manuscrit que les zones de failles sont complexes et présentent majoritairement une réduction de la taille des grains et un enrichissement en phyllosilicates vers le plan de faille cassant. Deux points principaux ressortent de ces observations : la présence de phyllosilicates tels que l'illite ou la chlorite permettent de faire diminuer le coefficient de friction de la faille (Byerlee, 1978) mais témoignent également de la réduction de la taille des grains dans la zone de faille à mesure que le taux de déformation augmente. Ce dernier point implique donc que le volume de la zone de faille diminue lorsque le taux de déformation augmente. Le modèle de Sibson (1985, 1990) ne tient pas compte du changement de volume dans la zone de faille et suppose que la faille a un comportement dilatant lors de sa réactivation (voir section 1). Les expériences en laboratoire montrent cependant que les failles ont une dilatation quasi nulle, voire négative (caractère compactant de la faille) lors de la réactivation (voir par exemple, Morrow and Byerlee, 1989; Niemeijer et al., 2009).

L'analyse du modèle classique de réactivation d'une discontinuité préexistante a permis de définir les contraintes sur la réactivation des failles à faible pendage. Différents modèles mécaniques et conceptuels ont été développés proposant différents processus afin de contourner les limites fixées par la mécanique andersonienne : la rotation des contraintes autour de la zone de faille (e.g. Spencer and Chase, 1989; Yin, 1989; Melosh, 1990; Gueydan et al., 2003), la rotation des structures Wernicke (1981); Buck (1988), ou le forçage cinématique (Le Pourhiet et al., 2004; Huet, 2010).

2 Les modèles de formation des détachements

2.1 Le modèle en cisaillement simple

Wernicke (1981) et Davis (1983) ont été les premiers à présenter un modèle expliquant l'exhumation des Metamorphic Core Complex. Wernicke (1981) propose que les MCC se mettent en place par l'intermédiaire de bandes de cisaillement à faible pendage recoupant l'ensemble de la croûte, voire la lithosphère, et suggèrent une évolution du comportement de ces bandes de cisaillement depuis un cisaillement ductile dans la croûte inférieure jusqu'à un cisaillement cassant dans la croûte supérieure (Figure I.34). L'extension au toit du détachement est alors accommodée par des failles à fort pendage aplaties progressivement par un jeu en domino.

Ce modèle en cisaillement simple implique alors une remontée du Moho importante. Cette hypothèse n'est pas tout le temps en accord avec les données géophysiques obtenues dans les différentes régions de détachements. En effet, les régions des Basin and Range (Wernicke, 1992), des Apennins (Contrucci, 1999) et la Mer Egée (Tirel et al., 2004) présentent un Moho plat sous les détachements alors que les détachements de Corinthe (Tibéri et al., 2001) ou de Woodlark (Papouasie - Nouvelle Guinée) (Abers et al., 2002) montrent un remontée du Moho sous le détachement, en accord avec ce modèle.

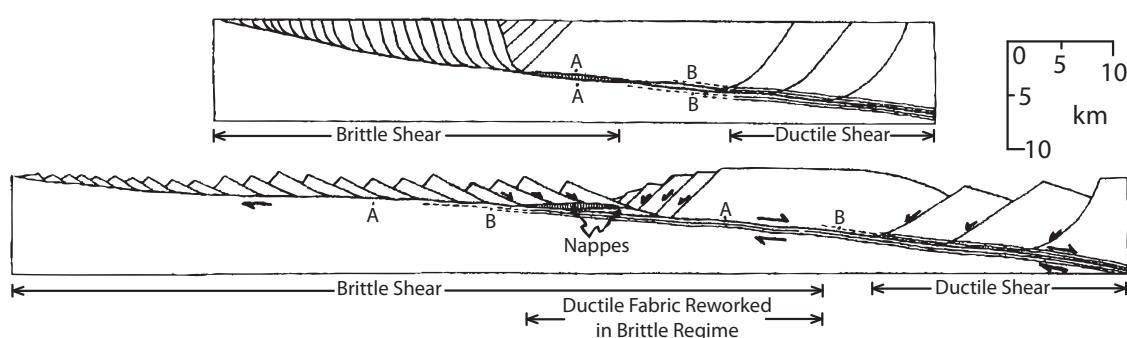


FIGURE I.34: Modèle conceptuel du jeu d'une faille normale à faible pendage d'échelle crustale en cisaillement simple (Wernicke, 1981).

Lister and Davis (1989) proposent un modèle conceptuel de mise en place des détachements (Figure I.35) tenant compte de la géométrie et de la cinématique des détachements. Ils proposent que l'exhumation se produise le long de bandes de cisaillement d'échelle crustale initiées dans la croûte inférieure ductile dans le faciès schistes vert, et donc à des profondeurs proches de la transition ductile-cassant. Les roches de l'unité inférieure sont alors exhumées le long de ces bandes de

cisaillement, passant progressivement dans le domaine cassant. Les bandes de cisaillement ductiles évoluent ensuite en cataclasites puis vers le plan de détachement à faible pendage. Au cours de la formation des cataclasites et du détachement, la déformation cassante enregistrée dans le mur de faille localise la déformation et se surimpose progressivement à la déformation ductile diffuse non-coaxiale. Dans ce modèle, le détachement assure les derniers stades finaux de l'exhumation et la limite entre les deux unités des Metamorphic Core Complex correspond à la transition cassant-ductile lors de l'initiation de l'extension.

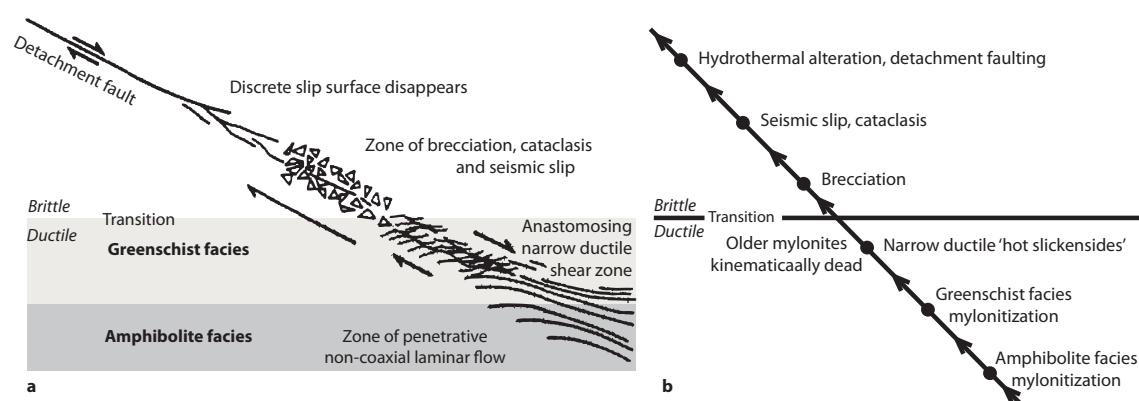


FIGURE I.35: Modèle de la bande de cisaillement évolutive (Lister and Davis, 1989).

Ces deux modèles conceptuels permettent de décrire l'évolution cinématique des structures observées sur le terrain depuis les stades précoces de déformation ductile jusqu'aux stades ultimes de déformation cassante. Cependant, aucune modélisation mécanique n'a réellement été entreprise afin de tester ces concepts.

2.2 Les modèles impliquant une rotation des contraintes

Plusieurs modèles mécaniques ont invoqué une rotation des contraintes autour de la zone de faille afin de rendre compatibles mécanique et failles normales à faible pendage (e.g. Melosh, 1990; Spencer and Chase, 1989; Yin, 1989).

Melosh (1990) suggère que la structure rhéologique suffit à elle seule à expliquer une rotation des contraintes dans la croûte supérieure. Il définit un modèle à trois couches : la croûte supérieure, définie par une première couche élastique, surmonte la croûte inférieure caractérisée par une couche visco-élastique de type Maxwell. Enfin, une seconde couche élastique à la base du modèle définit le manteau supérieur. La différence de vitesse appliquée au sommet et à la base de la couche visco-élastique permet une rotation des contraintes de 45° par rapport à leur direction initiale

(Figure I.36). Cependant, les contraintes mises en jeu en profondeur sont trop faibles pour permettre la formation de faille à faible pendage. Des processus d'adoucissements doivent alors être appliqués afin de permettre la localisation de la déformation.

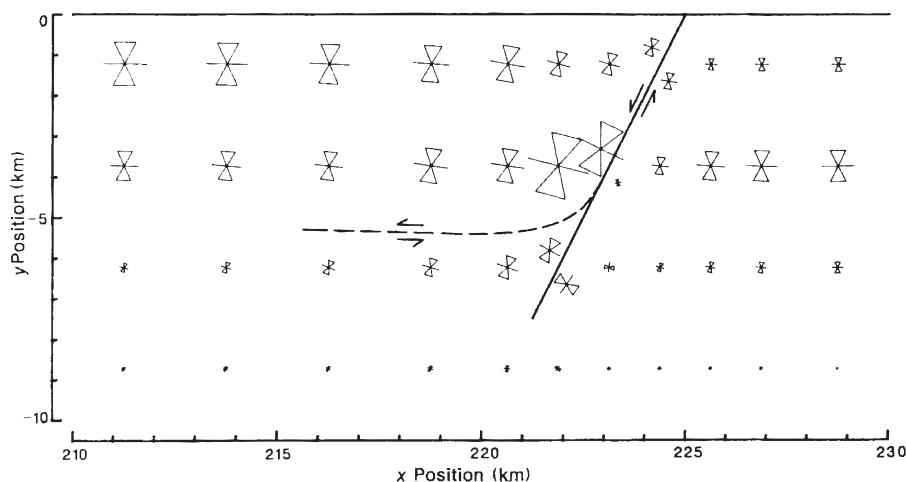


FIGURE I.36: Modélisation de la rotation des axes de contraintes en profondeur (Melosh, 1990).

Des modèles mécaniques ont depuis testé différents processus d'adoucissements afin de satisfaire le modèle développé par Melosh (1990). Chéry (2001) a été l'un des premiers à proposer un modèle intégrant la déformation dans la croûte moyenne en supposant que la structure du Golfe de Corinthe correspond à un stade précoce de l'exhumation des dômes métamorphiques (Jolivet et al., 1994; Jolivet, 2001). Son modèle se base sur la présence d'une faille à fort pendage recoupant la croûte supérieure et la croûte moyenne, et caractérisée par un coefficient de friction de 0.1. La croûte supérieure est modélisée par un matériau résistant avec un coefficient de friction de 0.6 et soumis à une pression de pore hydrostatique. La croûte moyenne, quant à elle, est constituée d'un matériau visqueux. Chéry se base sur les résultats de ses modèles numériques pour proposer le modèle évolutif de la figure I.37. Le modèle respecte la mécanique andersonienne (Figure I.37A) et la présence d'une faille faible à fort pendage recoupant la croûte supérieure et moyenne implique une rotation des contraintes à son alentour (Figure I.37B). La rotation des contraintes s'accompagne d'une augmentation de la contrainte moyenne et, par la même occasion, d'une augmentation de la pression de pore à l'extrémité de la faille. Ces variations induisent la formation d'une faille orientée à 45° de la contrainte principale maximale σ_1 à environ 10 km de profondeur. Le détachement s'initie à la base d'un graben et se propage vers le bas tandis que son exhumation est facilitée par la fracturation du toit du détachement (Figure I.37C).

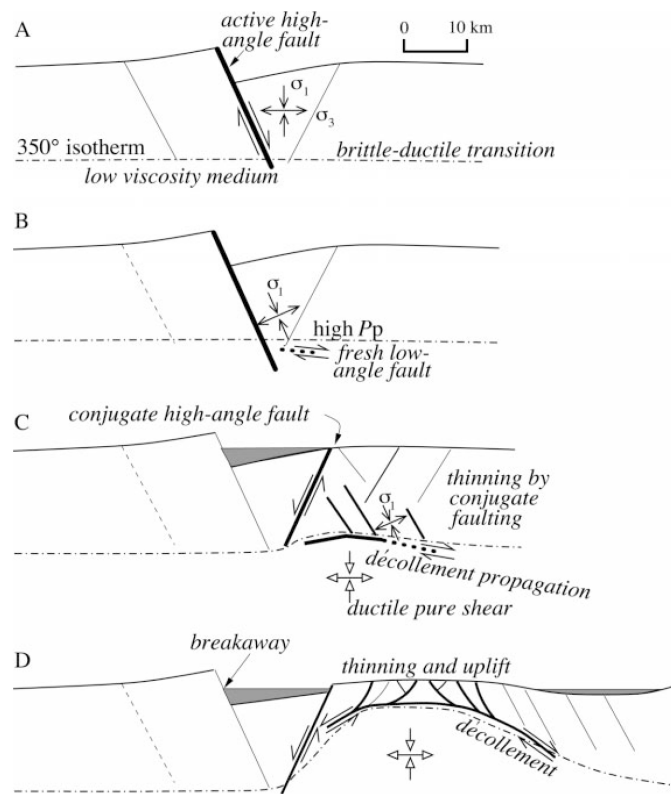


FIGURE I.37: Modèle évolutif des dômes métamorphiques engendrés par une faille faible (Chéry, 2001).

Ce modèle suppose une initiation et un jeu du détachement à faible pendage grâce à la rotation des contraintes liée à la présence d'une faille faible et de surpressions de fluides. La présence de fluides dans le système a non seulement une influence locale sur les contraintes, comme le montre ce modèle, mais permet également des réactions métamorphiques adoucissantes favorisant la localisation de la déformation. Gueydan et al. (2003, 2004) testent numériquement le rôle de la transformation des feldspaths en micas dont la rhéologie est moins compétente. Cette réaction, prédominante en régime transitoire, c'est-à-dire lorsque la faille glisse sismiquement au sommet du modèle (Gueydan et al., 2003), permet la formation de zone de faible résistance en base de croûte cassante (Figure I.38). Dans leur modèle, les auteurs imposent la rotation des contraintes par des conditions en cisaillement simple aux limites. Ils montrent que les transformations minéralogiques, associées à la rotation des contraintes et à la fracturation des feldspaths, permettent de localiser la déformation sous forme de bandes de cisaillement de pendage 30° à la transition cassant-ductile.

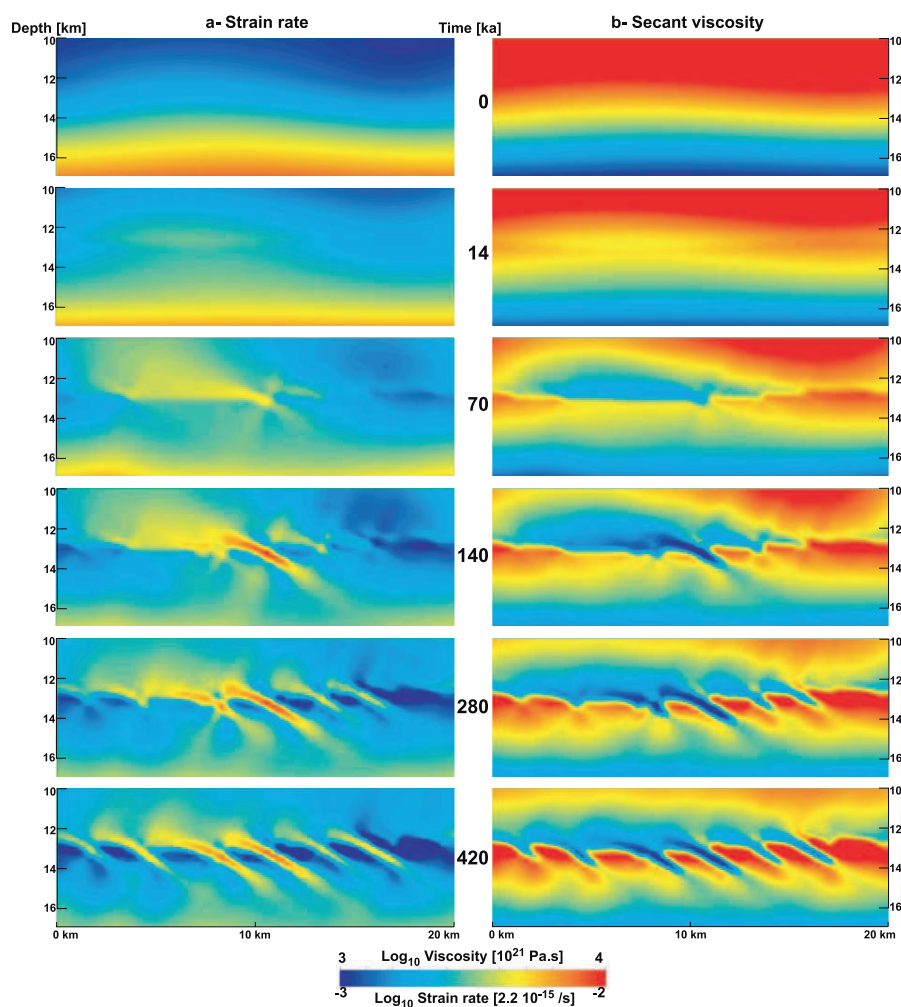


FIGURE I.38: Modèle numérique de formation de bandes de cisaillement à faible pendage à la transition cassant-ductile. Taux de déformation (colonne de gauche) et viscosité (colonne de droite) à différents pas de temps (Gueydan et al., 2004).

En résumé, sur la base du modèle de Melosh (1990) invoquant une rotation des contraintes en base de croûte cassante, Chéry (2001); Gueydan et al. (2003, 2004) définissent deux processus facilitant la localisation de la déformation le long de plan à faible pendage. Parallèlement, d'autres modèles ont été développés afin de comprendre la formation des détachements, favorisée par une rotation des structures et non des contraintes.

2.3 Les modèles impliquant une rotation des structures

Les études statistiques réalisées sur le plongement des failles normales dans la croûte sismogénique montrent que les pendages sont répartis entre 30 et 60° et

qu'aucune faille n'est active avec un pendage inférieur à 20° (Jackson and White, 1989; Collettini and Sibson, 2001). Wernicke (1981) et Buck (1988) proposent que les failles à faible pendage correspondent à la rotation passive de failles initiées à fort pendage (modèle dit de "rolling hinge") (Figure I.39). Lors de l'initiation d'une faille à fort pendage dans la croûte supérieure, la réponse isostatique du système produit la rotation de la faille jusqu'à son angle de blocage. A ce moment, la faille est abandonnée à la faveur de l'initiation d'une nouvelle faille à fort pendage au front du système. Le système évolue vers une structure proche de celle d'un MCC dont les failles à fort pendage s'enracinent sur la faille inactive à faible pendage. Brun and Van Den Driessche (1994) ont appliqué ce modèle au cas de la Montagne Noire et le complètent avec les observations de terrain, montrant une évolution des structures depuis un caractère ductile (bandes de cisaillement, mylonites) jusqu'à un caractère cassant avec la présence de cataclasites et de brèches (Figure I.39B). Ce modèle suggère que l'extension est accommodée par la croûte supérieure, au niveau d'une seule faille normale.

Lavier et al. (1999, 2000) proposent un modèle thermo-mécanique permettant la formation de failles normales à faible pendage par "rolling hinge" (Figure I.40). Ils proposent que la formation de faille normale dont le pendage diminue est favorisée par une croûte supérieure de faible épaisseur et un taux de déformation élevé. Le modèle se caractérise par un processus d'adoucissement dans la croûte supérieure, favorisé par la chute de la cohésion du matériau au cours de la déformation, et par une croûte inférieure agissant comme un fluide parfait (viscosité nulle).

Certains auteurs attribuent la formation des Metamorphic Core Complex et des détachements associés à l'amincissement extrême de la croûte supérieure au niveau de grabens, induisant l'exhumation de la croûte inférieure (Brun et al., 1994; Tirel et al., 2008, 2009). Tirel et al. (2004) proposent un modèle thermo-mécanique à l'échelle lithosphérique dont la géométrie initiale est constituée d'une croûte continentale de composition quartz-diorite surmontant un manteau composé d'olivine. L'initiation du dôme extensif se produit par l'introduction d'une hétérogénéité de composition granitique à la base de la croûte moyenne (Figure I.41) et localisant la déformation dans la croûte supérieure.

L'amincissement de la croûte supérieure permet la formation d'un graben et la formation de deux bandes de cisaillement à l'interface croûte moyenne - croûte inférieure (Figure I.42). L'exhumation du dôme induit la localisation de la déformation sur un des bords du graben, l'aplatissement de la bande de cisaillement accommodant son ouverture. Le détachement présente alors une structure sigmoïdale

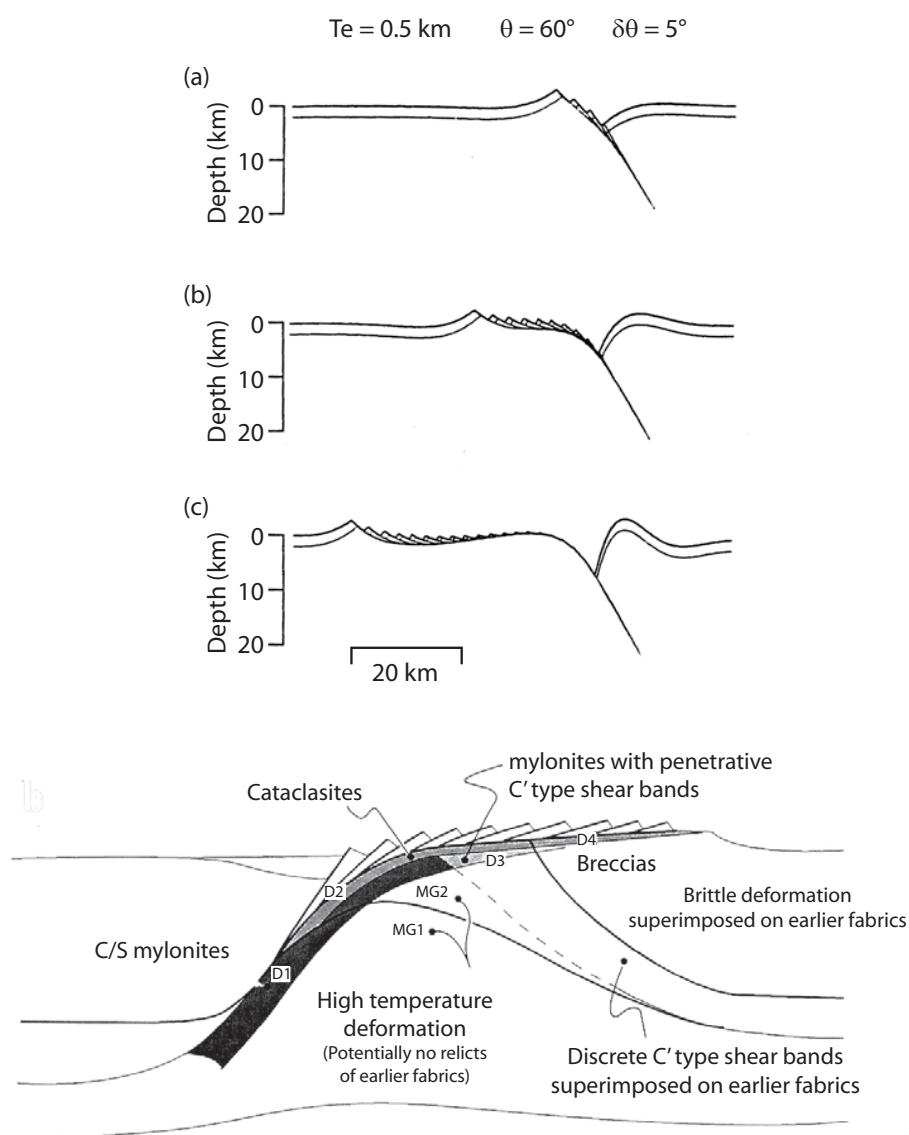


FIGURE I.39: A- Modèle de rolling-hinge (Buck, 1988). B- Utilisation du modèle de rolling-hinge dans la formation du MCC de la Montagne Noire (Brun and Van Den Driessche, 1994).

résultant de la connexion des bandes de cisaillement initiées dans la croûte supérieure et en base de croûte moyenne. La bande de détachement initiée dans la croûte inférieure se propage dans la croûte moyenne sous forme d'un plan à fort pendage, impliquant une dynamique similaire du détachement que le modèle de "rolling-hinge".

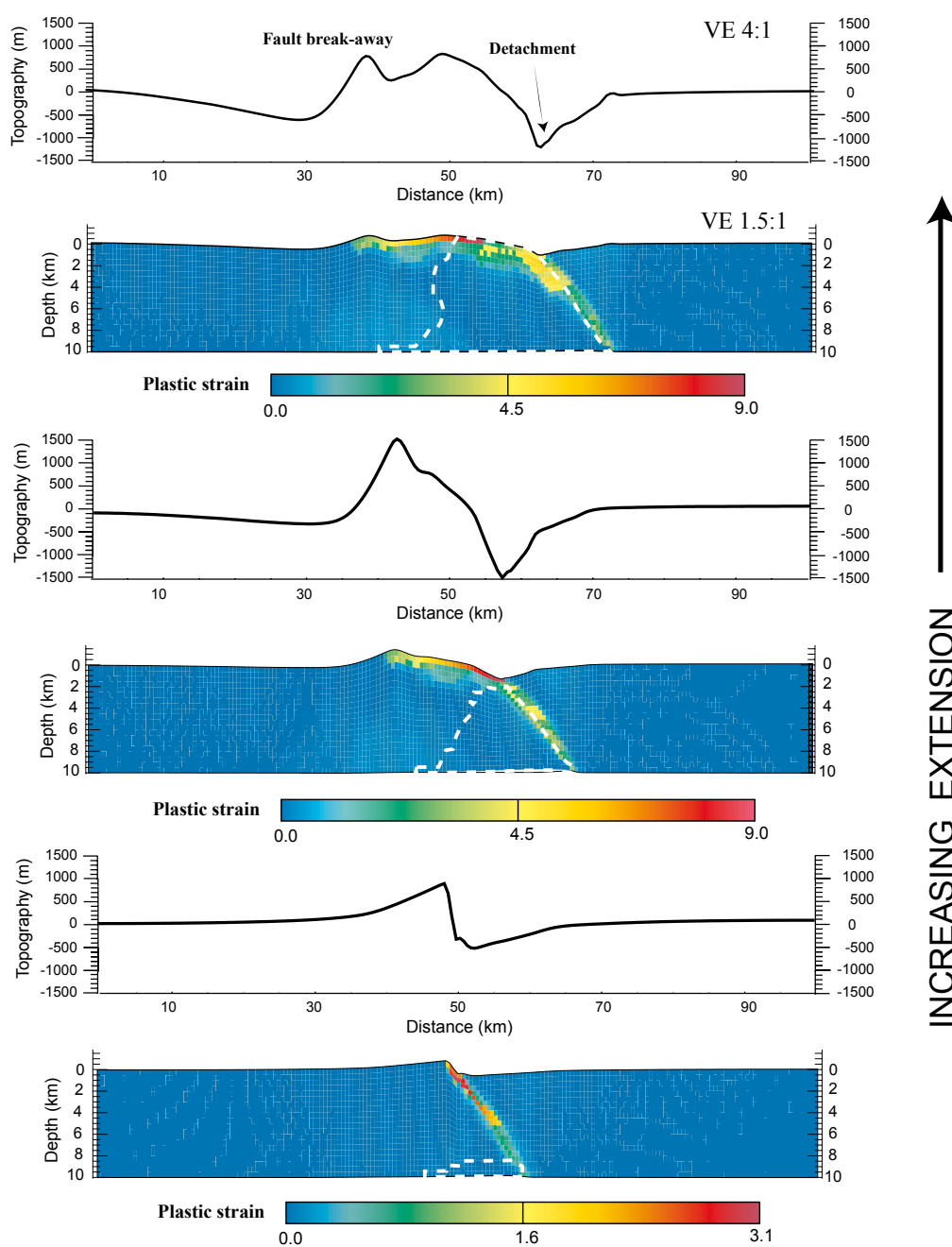


FIGURE I.40: Evolution en rolling-hinge d'une faille non imposée. La formation d'une faille normale dont le pendage diminue est favorisée par une croûte supérieure de faible épaisseur et un taux d'adoucissement fort. (d'après Lavier et al., 1999).

2.4 Le forçage cinématique

Plusieurs modèles ont été développés en proposant un forçage cinématique permettant la formation de Metamorphic Core Complex et/ou de détachements, soit par la présence de nappe / chevauchement à faible viscosité (Le Pourhiet et al.,

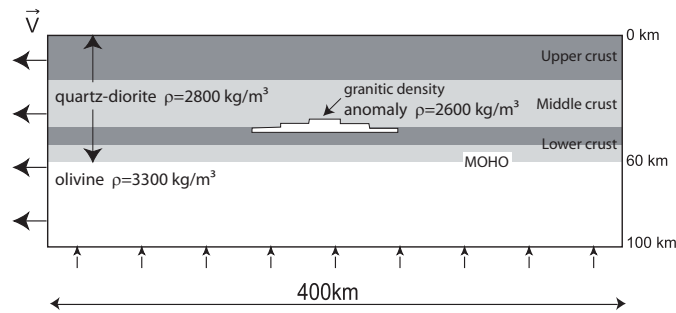


FIGURE I.41: Géométrie et conditions aux limites du modèle de Tirel et al. (2008).

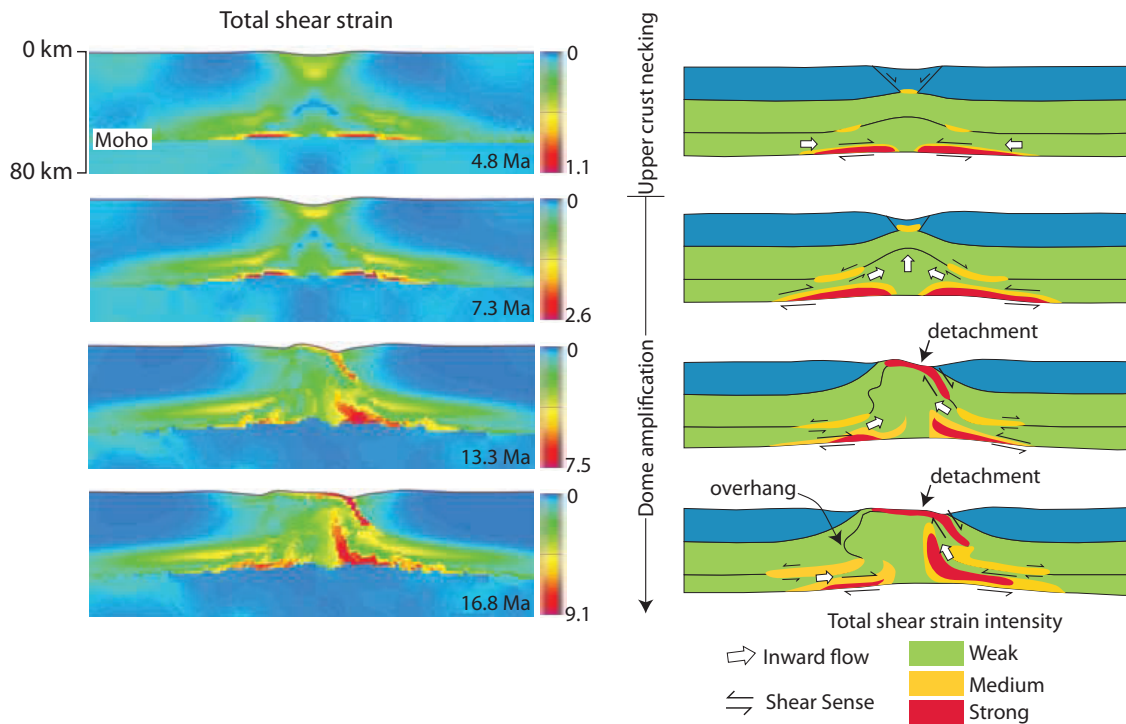


FIGURE I.42: Evolution d'un dôme métamorphique à l'échelle crustale et bandes de cisaillements associées (d'après Tirel et al., 2008).

2004) ou par un saut de viscosité abrupt à la transition cassant-ductile (Huet, 2010).

Le Pourhiet et al. (2004) proposent un modèle thermo-mécanique sur la formation du Golfe de Corinthe en se basant sur la géométrie initiale du système, héritée de l'épisode compressif formant la chaîne des Hellénides. Ils suggèrent alors la réactivation en extension d'une nappe de faible viscosité en plat-rampe-plat (modèle dit de "dipping-pie"). Un faible contraste de viscosité permet la formation de failles normales au toit de la nappe s'enracinant dans la nappe elle-même et permettant l'amicissement crustal. La croûte inférieure, modélisée par un fluide visqueux parfait, remonte alors par isostasie et implique une rotation de la nappe, à l'image du

modèle de "rolling-hinge" (Figure I.43). Ce modèle permet, en faisant l'hypothèse d'un fort contraste de compétence entre les nappes, d'expliquer la distribution de la micro-sismicité, l'asymétrie du Golfe de Corinthe et la migration des failles dans le bassin.

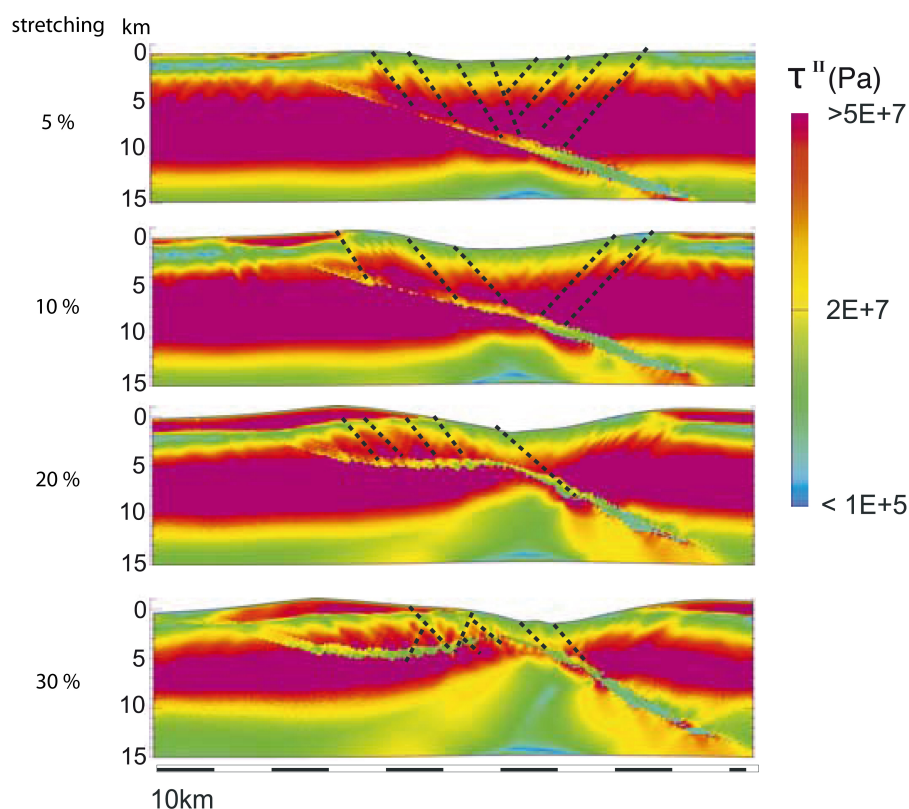


FIGURE I.43: Evolution du modèle de dipping-pie. Le code couleur représente la contrainte cisailante effective. (D'après Le Pourhiet et al., 2004).

Huet (2010) montre que la formation de Metamorphic Core Complex est possible pour une croûte à la stratification inversée ("nappe stacking"), c'est-à-dire présentant la géométrie d'une chaîne effondrée à l'image de la géométrie de la croûte dans les Cyclades : une croûte supérieure mafique, une croûte moyenne visqueuse et une croûte inférieure moyennement résistante. Il propose alors que les Metamorphic Core Complex se mettent en place grâce à un saut de viscosité important entre la croûte supérieure et inférieure, à la transition cassant-ductile, indépendamment de la rhéologie du manteau lithosphérique et de la température du Moho. Plusieurs détachements peuvent alors se former au sommet des unités exhumées par rotation progressive de failles normales à fort pendage développées dans la croûte supérieure ("rolling hinge") (Figure I.44).

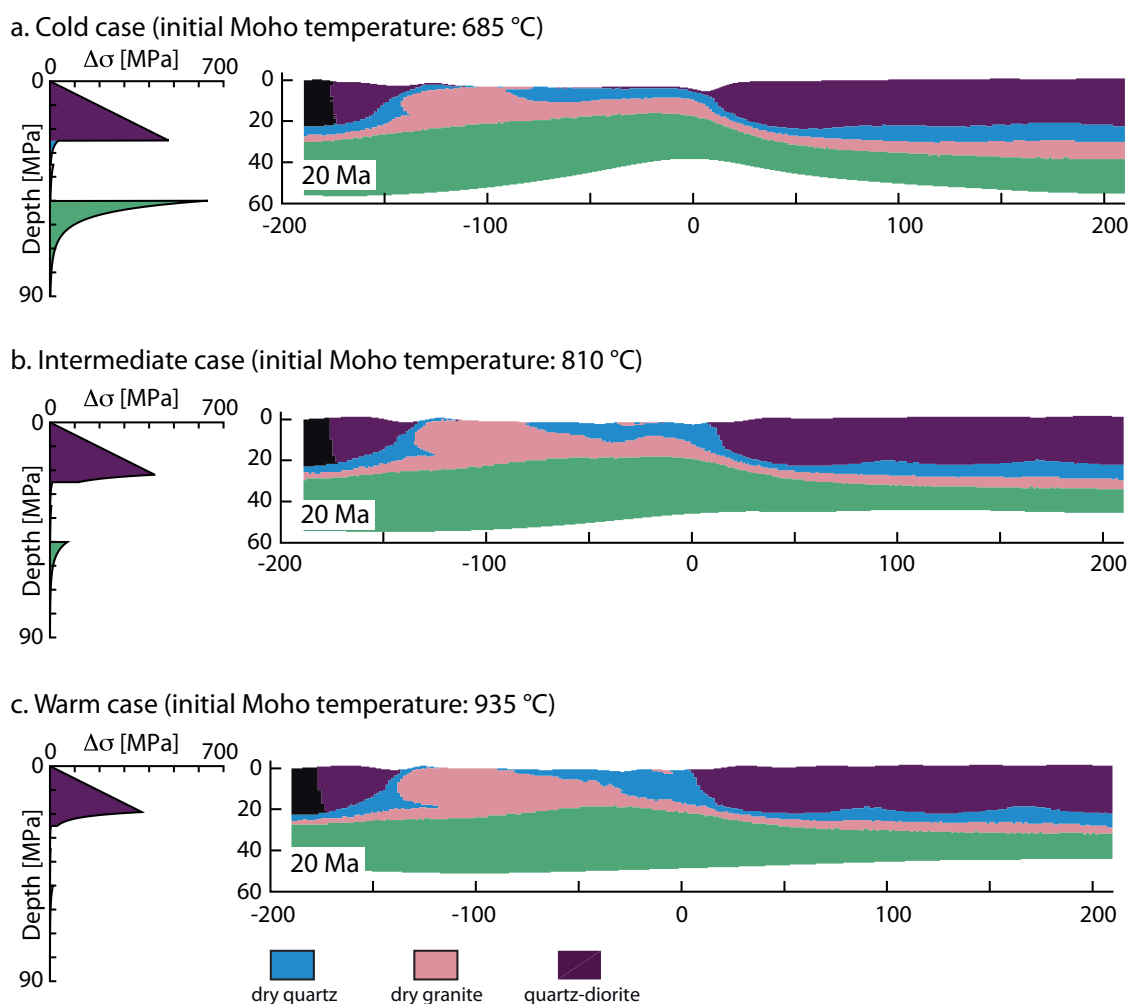


FIGURE I.44: Influence du profil thermique sur le profil rhéologique et la géométrie finale. La stratification crustale est inversée correspondant à la géométrie initiale des Cyclades. Le modèle a été testé pour trois température au Moho : 685°C (cas froid), 810°C (cas intermédiaire) et 935°C (cas chaud) (Huet, 2010).

Ces deux modèles à forçage cinématique ont été développés en accord avec les données obtenues des détachements considérés (i.e. le Golfe de Corinthe pour le modèle de Le Pourhiet et al. (2004) et les Cyclades pour le modèle de Huet (2010)). Si les géométries initiales sont différentes, ces deux modèles montrent cependant que la formation d'un Metamorphic Core Complex et d'un détachement n'est possible que dans le cas d'une croûte inférieure visqueuse.

Regenauer-Lieb et al. présentent en 2006 une nouvelle étude imposant des réactions dynamiques entre la croûte supérieure et la croûte inférieure lors de la déformation, contrairement aux autres modèles qui considèrent un profil rhéologique statique de la croûte. Le modèle rhéologique classiquement admis (Figure I.45a) implique que la partie la plus résistante de la croûte se situe juste au-dessus de la

transition cassant-ductile. Or, les observations de terrain montrent que la localisation de la déformation et le développement de failles normales à faible pendage peut se produire à des profondeurs proches de la transition cassant-ductile (voir la discussion du chapitre précédent). Regenauer-Lieb et al. (2006) proposent alors une évolution dynamique du profil rhéologique liée au chargement et à l'histoire de la déformation et de la localisation de la déformation (Figure I.45b). Le couplage des équations de continuités, des moments et d'énergie dans leur modèle permet des réactions entre les croûtes supérieure et inférieure et le coeur élastique caractérisant la transition cassant-ductile (Figure I.45c). Ces réactions permettent de faire chuter drastiquement la résistance de la croûte supérieure et de la transition cassant-ductile. La formation de failles normales à faible pendage est alors possible à la transition cassant-ductile. La profondeur de la transition cassant-ductile est calculée dans leur modèle en fonction des paramètres physiques des matériaux et de l'histoire de la déformation et se retrouve à des profondeurs comprises entre 5 et 15 km.

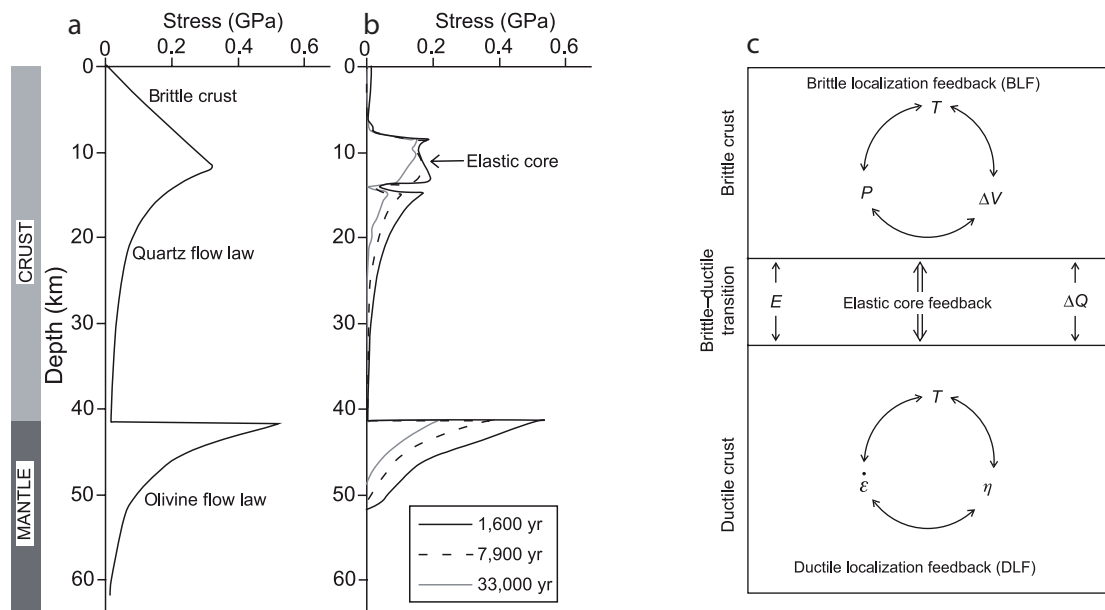


FIGURE I.45: a) Profil rhéologique classique de la lithosphère. b) Profil rhéologique obtenu après intégration des réactions dynamiques. c) Réactions dans les croûtes supérieure et inférieure influençant le coeur élastique caractérisant la transition cassant-ductile. (D'après Regenauer-Lieb et al., 2006).

3 Bilan sur les modèles

Les modèles mécaniques proposent des approches différents tant sur les conditions initiales que sur les processus permettant la formation de Metamorphic Core Complex. Cependant, la plupart des modèles proposent que les détachements agissent comme une zone de découplage entre (1) une unité supérieure, déformée de manière cassante et amincie par de failles normales s'enracinant dans le détachement, et (2) une unité inférieure, caractérisée par une viscosité faible et qui peut fluer latéralement. Différents processus d'adoucissement dans ou autour de la zone de faille sont lors invoqués pour permettre la réactivation des détachements tels que l'intrusion de matériel granitique (Vanderhaeghe and Teyssier, 2001), la présence de minéraux à faible coefficient de friction (Collettini and Holdsworth, 2004), les transformations minéralogiques (Gueydan et al., 2003, 2004) ou la présence de surpressions de fluides autour et dans la zone de faille (Famin et al., 2004).

Parallèlement, les modèles de détachement engendré par une faille faible (Chéry, 2001) et de dipping-pie (Le Pourhiet et al., 2004) proposent une approche mécanique différente des autres modèles en ce sens qu'ils ne considèrent pas les failles comme des dislocations frictionnelles (Sibson, 1985, 1990) mais comme des zones d'épaisseur non nulle se déformant plastiquement. Cette rhéologie de faille, décrite par Vermeer and de Borst (1984) et Vermeer (1990), est intéressante puisqu'elle permet de prendre en compte les observations de terrain en considérant les zones de faille comme des matériaux à part entière avec leurs propres propriétés physiques : coefficient de Poisson (ν), module de cisaillement (G), cohésion (Co), coefficient de friction (ϕ) et angle de dilatation (ψ , propriété caractérisant la capacité du matériau à se dilater ou se compacter lors du cisaillement). L'étude menée par Vermeer and de Borst (1984) et Vermeer (1990) a mis en évidence que ce dernier paramètre permet un adoucissement de la zone de faille à l'image d'une réduction de la cohésion de la faille (Lavier et al., 1999; Buck and Lavier, 2001).

Cette rhéologie a depuis longtemps été intégrée dans les modèles géodynamiques (Poliakov et al., 1993) permettant la formation de nouvelles failles, sans jamais tenir compte de l'influence de la variation de volume de la zone de faille (la faille étant considérée incompressible). Parallèlement, les expériences en laboratoire montrent que la déformation volumique des gouges au cours du cisaillement est importante (par exemple Morrow and Byerlee, 1989; Niemeijer et al., 2009). Ces résultats sont observables dans les zones de détachement par la chute de la taille des grains à l'approche du détachement, et donc associée à une augmentation du taux de

déformation. Il nous a alors paru intéressant de tester ce processus d'adoucissement et nous avons donc entrepris l'étude analytique et paramétrique de la rhéologie développée par Vermeer and de Borst (1984) et Vermeer (1990). Les résultats obtenus, décrit dans la troisième partie de ce manuscrit sous forme d'un article sous presse au journal *Geophysical Journal International*, ont été corrélés avec les résultats issus des modèles classiques de réactivation de failles (Sibson, 1985, 1990) et ont permis de les compléter. Il a également été montré que la réactivation de failles "mal-orientées" (dans notre cas, des failles normales à faible pendage) est possible pour des valeurs de dilatation nulle de la zone de faille voire négative (la zone de faille est alors compactante) et des coefficients de friction de l'ordre de $\mu = 0.3 - 0.4$, plus élevés que les angles classiquement obtenus pour les failles faibles ($\mu = 0.1$ dans le modèle de Chéry (2001)). Enfin, nous avons pu mettre en évidence une réactivation durcissante (creep), ce qui implique une augmentation continue des contraintes au cours du cisaillement et donc une absence d'activité sismique. Ceci est en accord avec les études de Collettini and Sibson (2001) montrant une absence de séismes majeurs pour des failles normales dont le pendage est inférieure à 30° (Figure I.33).

PARTIE II

ETUDE STRUCTURALE ET CINÉMATIQUE DE L'ÎLE DE MYKONOS (CYCLADES, GRÈCE)

Cette partie propose une étude du Metamorphic Core Complex et du détachement présents sur l'île de Mykonos (Cyclades, Grèce). Le premier chapitre a pour but de décrire la cinématique du système de détachement de Mykonos mais également sa géométrie, au moins au cours des derniers incréments de déformation. Les résultats sont présentés ici sous forme d'un article publié au journal Tectonics. Le second chapitre est consacré à une étude des gouges du détachement cataclastique de Mykonos. La méthode de diffraction des rayons X a permis d'obtenir la minéralogie des gouges tandis que les mécanismes de déformation ont été déterminés par microscopie optique et microscopie électronique à balayage. Le troisième chapitre est consacré à l'étude du Métamorphic Core Complex de Mykonos. L'étude de l'Anisotropie de la Susceptibilité Magnétique (ASM) dans le granite de Mykonos a permis d'utiliser le granite comme marqueur de la déformation et de contraindre la formation du Metamorphic Core Complex de Mykonos. Les résultats sont présentés sous la forme d'un article en révision au journal Tectonophysics. Enfin, le dernier chapitre, présenté sous forme d'un article publié au journal EPSL, propose de replacer le détachement de Mykonos dans un contexte régional et de le corrélérer aux détachements exhumés sur les îles voisines de Tinos et Andros.

Nous avons présenté, dans la première partie de ce manuscrit, les travaux effectués sur quelques détachements majeurs dans le monde. Nous avons pu ainsi établir un modèle général de structuration et de déformation des détachements crustaux et définir les contraintes sur leur mise en place et leur réactivation. L'île de Mykonos (Cyclades, Grèce) (Figure II.1) présente, comme de nombreuses îles voisines, un détachement exhumé au cours du Miocène. Ce détachement, mis en évidence par Faure et al. (1991), n'a été que peu étudié par la suite. De plus, les études récentes sur cette île ont principalement abordé les vitesses d'exhumation du granite (Brichau et al., 2008) ou la mise en place de bassins sédimentaires (Sanchez-Gomez et al., 2002) sans toutefois ni décrire ni tenir compte de l'influence du détachement, structure pourtant majeure dans l'architecture d'un Metamorphic Core Complex.



FIGURE II.1: Image satellitaire du domaine égéen et des Cyclades.

Dans cette seconde partie, nous nous intéresserons donc à décrire le dôme métamorphique extensif et le système de détachements présents sur l'île de Mykonos (Cyclades, Grèce) (Figure II.1) en se focalisant tout d'abord sur les caractéristiques géométriques et cinématiques du détachement présent sur l'île. Les résultats, présentés sous forme d'un article publié au journal *Tectonics*, montrent que le détachement cassant possède de nombreuses similitudes avec les détachements

crustaux décrits ci-dessus ainsi que des mécanismes de déformation et une géométrie comparables au modèle structural de détachement proposé. Nous présenterons ensuite une étude des gouges du détachement de Mykonos, déterminant les mécanismes de déformation dans la zone de détachement au cours des derniers incréments de déformation. Par la suite, nous détaillerons les modalités de mise en place de l'unité inférieure du détachement de Mykonos, sous forme d'un article soumis au journal *Tectonophysics*. L'étude du cœur du dôme métamorphique présent sur l'île de Rhinia et du laccolite de Mykonos a permis notamment de montrer l'influence du détachement sur la mise en place du laccolite de Mykonos. Les résultats obtenus sur l'île de Mykonos ont permis de proposer une corrélation des détachements exhumés des îles d'Andros, Tinos et Mykonos. La synthèse sera présentée ici sous forme d'un article publié à *EPSL*.

CHAPITRE 1

GEOMETRY AND KINEMATICS OF MYKONOS DETACHMENT (CYCLADES, GREECE) : EVIDENCE FOR SLIP AT SHALLOW DIP

Emmanuel Lecomte^{1,2}, Laurent Jolivet^{1,2}, Olivier Lacombe^{1,2}, Yoann Denèle^{1,2},
Loïc Labrousse^{1,2}, Laetitia Le Pourhiet^{1,2}

1 : UPMC Univ Paris 06, UMR 7193, ISTEP, F-75005, Paris, France

2 : CNRS, UMR 7193, ISTEP, F-75005, Paris, France

Keywords : Aegean Sea, Cyclades, post-orogenic extension, detachment,
syn-depositional deformation, low-angle normal fault, microfaults.

Publié sous la référence :

Lecomte, E. ; Jolivet, L. ; Lacombe, O. ; Denèle, Y. ; Labrousse, L. and Le Pourhiet, L. (2010). Geometry and kinematics of Mykonos detachment (Cyclades, Greece) : evidence for slip at shallow dip, *Tectonics*, 29, TC5012, doi :10.1029/2009TC002564.

1 Abstract

The eastern part of Mykonos island (Cyclades, Greece) shows the detailed internal structure of a two-branch shallow-dipping extensional detachment system of Miocene age. This paper shows that the last stage of slip along the detachment, during the deposition of syn-rift sediments, occurred with a very low dip and proposes that this geometry prevailed since the initiation of extension. Extensional deformation during and after a 13 Ma old granite intrusion is taken up by two main shallow-dipping shear zones : (1) The lower Livada detachment, that extends laterally across Tinos island, is a ductile structure located at the interface between the granite and the Upper Cycladic Nappe metabasites. A pervasive top-to-the-NE shearing deformation is observed throughout the granite in this island with a strong gradient toward the intrusive contact. Later brittle faults, shallowly- and steeply-dipping, rework the ductile deformation with the same overall shear sense. (2) The upper Mykonos detachment is brittle and separates the metabasites from Late Miocene sandstones and conglomerates. The detachment fault dips 12-15° toward the NNE and its sense of shear is consistent with that of the Livada detachment. Soft-sediment deformation during the time of detachment faulting and the presence of steep normal faults that root into the detachment gouge indicate a shallow depth of deformation. Rotations about vertical and horizontal axes can be reconstructed within and below the detachment zone, indicating that the overall direction of extension is NNE/SSW with a sense of shear toward the NNE and the dip of the fault is throughout very low. The two detachments have accommodated several tens of kilometres of horizontal extension during the formation of the Aegean Sea, which emphasize the importance of low-angle extensional faults and shear zones in extensional tectonics.

2 Introduction

Extensional detachments and metamorphic core complexes (MCC) were first described in the Basin and Range Province based on field observations. Their geometry and kinematics are now well-constrained. MCC are often capped by shallow-dipping detachments separating brittlely and ductilely deformed domains (Davis and Coney, 1979; Crittenden et al., 1980; Wernicke, 1981; Lister et al., 1984; Davis, 1988). A detachment is characterized by a low-angle extensional shear zone or normal fault juxtaposing an unmetamorphosed upper crustal unit above a deeper metamorphic unit. A detachment commonly evolves from a shallow-dipping ductile extensional shear zone toward a low-angle normal fault through a late brittle localization during exhumation (Lister and Davis, 1989; Mehl et al., 2005, 2007).

The original attitude of low-angle normal fault/detachment and the feasibility of slip at shallow dip are much debated. Depending partly on the depth level of exposure, on the scale of observation and/or on local geologic conditions, geophysical and/or geological evidence support either 'rotation' of the detachment or 'listric faulting' in certain places, or static low-angle dips in other locations. Classical laws of faults mechanics, assuming a vertical maximal principal stress σ_1 , predict that low-angle normal fault (dipping less than 30°) cannot be active and, thus, favour a rotation of an initially steeply-dipping fault, tilted by later steep faults or isostatic rebound (Davis, 1983; Buck, 1988; Brun et al., 1994; Gautier and Brun, 1994a; Gautier et al., 1999). Wernicke and Axen (1988) suggested that this solution may explain some natural situations but not all of them, especially when seismic or seismological data clearly show active faulting at low dip in the brittle crust (Rigo et al., 1996; Barchi et al., 1998). Moreover, several field studies (Longwell, 1945; Reynolds and Spencer, 1985; Lister and Davis, 1989; Froitzheim and Eberli, 1990; Johnson and Kenneth, 1992; Scott and Lister, 1992; Jolivet and Patriat, 1999; Sorel, 2000; Mehl et al., 2005, this study) argue in favour of an initially shallow-dipping normal fault attitude. At these places, slip is made possible by the intrinsic weakness of the fault and/or a local reorientation of the stress field (Spencer and Chase, 1989; Yin, 1989; Melosh, 1990), the presence of fluids that induced reaction softening in the rocks (Gueydan et al., 2003, 2004; Famin et al., 2004, 2005) and a decrease of the effective strength of rocks (Chéry, 2001), the presence of a preexisting shallow dipping nappe with a competence contrast with the crust (Le Pourhiet et al., 2004, 2006) or simply by dynamic interactions between brittle and ductile layers without any particular assumption about fluids or anisotropy (Regenauer-Lieb et al., 2006).

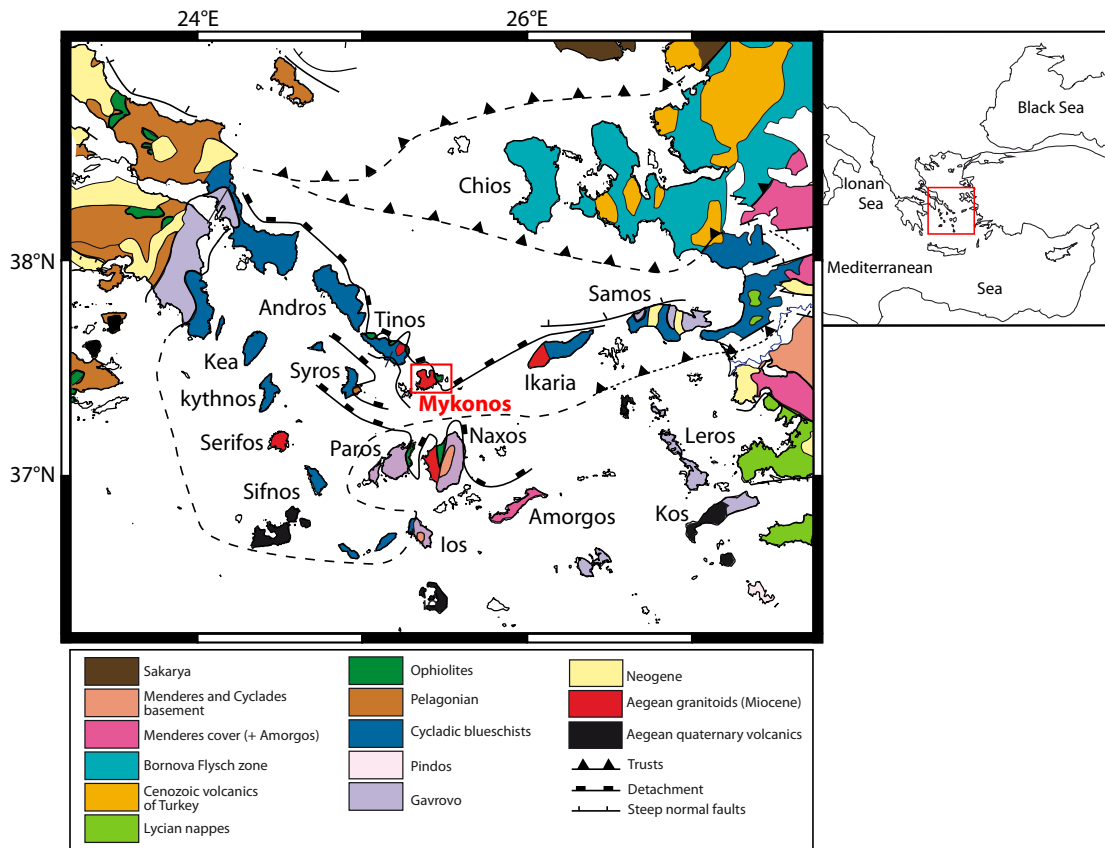


FIGURE II.2: Tectonic map of the Aegean region showing the main geological units (modified after Jolivet and Brun, 2010).

On Mykonos island, in the central Aegean Sea (Figure II.2), a metamorphic core complex, capped by a flat detachment, is well exposed (Faure et al., 1991; Lee and Lister, 1992; Avigad et al., 1998; Skarpeles, 2002). This detachment belongs to a larger, crustal-scale shallow-dipping extensional structure, the North Cycladic Detachment System (NCDS) (Jolivet et al., 2010b) that runs all along the northern Cyclades. Based on field observations, this paper presents a detailed description of the geometry of the detachment on Mykonos and the structural evolution of its hanging-wall and footwall. It further constrains the overall detachment kinematics and its initial shallow-dipping attitude. A crustal-scale scenario of evolution of the detachment within the framework of the Aegean post-orogenic backarc extension is finally proposed.

3 Geological setting

The Aegean Sea (Figure II.2) results from backarc extension and collapse of the Hellenic orogen above the north-plunging subduction of the African slab since the Oligocene (Le Pichon and Angelier, 1979; Le Pichon, 1982; Jolivet et al., 1994; Gautier et al., 1999). Migration of the volcanic arc suggests that extension started some 30-35 Ma ago and migrated southward (Jolivet and Brun, 2010) leading to the formation of a series of metamorphic core complexes (Lister et al., 1984; Avigad and Garfunkel, 1989, 1991; Gautier and Brun, 1994b; Avigad et al., 1997; Ring et al., 1999).

Extensional deformation following early tectonic burial has reworked the Hellenic nappe stack, leading to the widespread exposure of Eocene blueschists and eclogites. They were variably overprinted at greenschists to amphibolite-facies conditions during the Oligo-Miocene in the Cyclades (Altherr et al., 1982; Lister et al., 1984) and exhumed in the footwall of crustal-scale detachments. Three units are exposed in this area : (1) the Cycladic basement that crops out in the islands of Paros, Naxos, Mykonos, Delos and Ios. In some of these islands, an amphibolite-facies metamorphism associated with partial melting is dominant in the basement and dates back to the Late Oligocene-Early Miocene (Altherr et al., 1982). (2) The Cycladic Blueschists, overlying the amphibolite-facies basement units, are made of several sub-units of metapelites, metabasites and marbles affected by Eocene eclogite to blueschist facies metamorphism and partially overprinted in HT-LP conditions during the Oligocene and Miocene (Altherr et al., 1979, 1982). (3) The Upper Cycladic Nappe, made of serpentinites, gabbros and basalts, is the uppermost unit and has no manifestation of Eocene HP-LT metamorphism, nor of Oligo-Miocene HT-LP metamorphism (Dürr et al., 1978; Bonneau, 1982; Papanikolaou, 1987). Some syn-tectonic Miocene granites intrude this sequence (Lee and Lister, 1992; Altherr and Siebel, 2002). Molassic sedimentary rock of Oligo-Miocene age are found on top of this edifice on a few islands such as Naxos, Paros and Mykonos.

The tectonic contacts between the Upper Cycladic Nappe, the Cycladic Blueschists, and the Cycladic basement (including the granites) are made through detachments observed on the islands of Andros, Tinos, Mykonos, Ikaria, Paros and Naxos (Lister et al., 1984; Faure et al., 1991; Lee and Lister, 1992; Gautier et al., 1993; Gautier and Brun, 1994b; Ring et al., 2003a; Mehl et al., 2005; Kumerics et al., 2005; Mehl et al., 2007; Brichau et al., 2006, 2007, 2008) (Figure II.2). Except for the Naxos-Paros detachment, these islands belong to the North Cycladic Detachment

System (NCDS), a crustal-scale structure separating the Cycladic Blueschist in the footwall from the Upper Cycladic Nappe in the hanging-wall (Jolivet and Brun, 2010). The NCDS is made of three more local detachments (Tinos detachment, Livada detachment and Mykonos detachment).

Mykonos is a little island with a total surface of less than one hundred square-kilometres located in the central Aegean Sea at the south-east of Tinos Island. Mykonos is mostly made of an I-type monzogranite dated at around 10-13Ma (Voreadis, 1961; Altherr et al., 1982; Brichau et al., 2008) (Figure II.3), slightly younger than the Tinos granite ($\approx 14Ma$). The granite is a kilometer-scale laccolith intruded into micaschists at the top of migmatitic gneisses belonging to the basement (Faure et al., 1991; Lucas, 1999) that crops out only in the islands of Delos and Rhinia (see location on Figure II.3) and in the south-western part of Mykonos island (Appolonium). The laccolith constitutes the core of an extensional gneiss dome and displays an intense magmatic deformation intruded the upper crust during the activity of the NCDS. It shows an intense mylonitization when approaching the detachment surface. A comparison with the neighbouring islands where the NCDS crops out shows that the Tinos and Mykonos granites intruded both the Cycladic basement visible on Mykonos and the extensional contact (Tinos detachment) between the Cycladic Blueschists and the Upper Cycladic Nappe. The granites are then deformed by the activity of the Livada and Mykonos detachments that are well exposed in the northeastern part of Mykonos at Cape Evros, and along the western shore of Panormos Bay (Figure II.3 and II.4) (Voreadis, 1961; Faure et al., 1991; Lee and Lister, 1992; Avigad et al., 1998; Skarpelis, 2002). The Livada detachment is mostly a ductile structure evolving to brittle that reactivates the intrusive contact between the granite and the metabasites (Upper Cycladic Nappe). The Mykonos detachment is a brittle structure that brings Miocene continental syn-rift deposits in contact with either the metabasites (at Cape Evros) or directly with the granite (at Panormos) (Figure II.5). The association of the Livada and Mykonos detachments likely accommodated 30 km of extension since the emplacement of the granite 13 Ma years ago (Brichau et al., 2008).

The Panormos Bay corresponds to a young N-S trending graben which cuts through the granite and the metabasites (Figure II.3). It is bounded by steep faults, oriented N170° to the east (Faure et al., 1991) and N155° to the west, that likely connect close to Elia (Figure II.3). We describe our field observations in the following before a discussion of the kinematic evolution of the detachments.

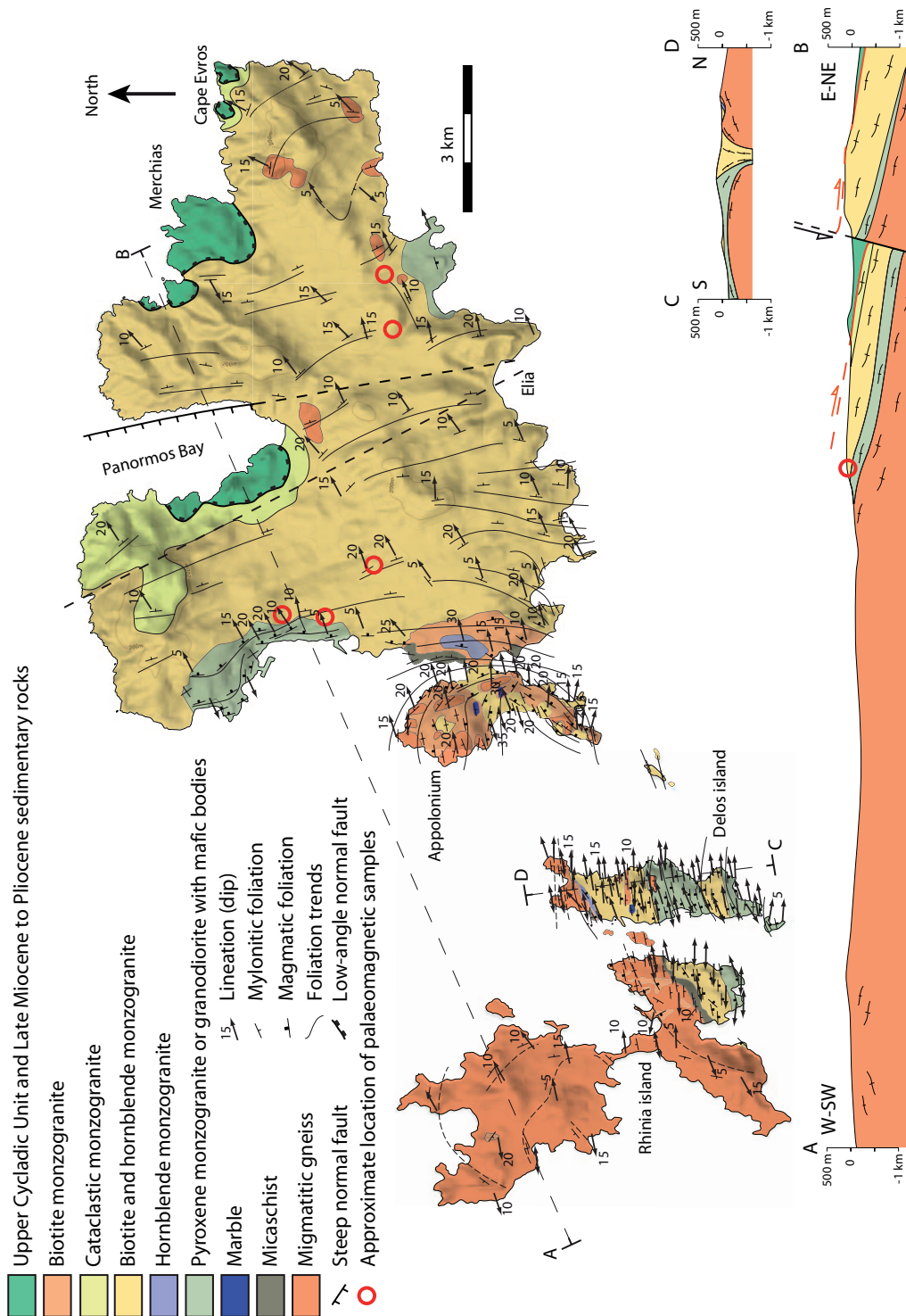


FIGURE II.3: Geological map and cross-section (A-B) of Mykonos (modified from Lucas, 1999) showing the detachment juxtaposing the main structural units of the island. The stretching lineation and the sense of shear are in agreement with previous works (Faure et al., 1991; Lee and Lister, 1992). Red circles indicate the approximate location of samples for the palaeomagnetic study (Morris and Anderson, 1996). Cross-section C-D shows the geometry of the core of the Metamorphic Core Complex.

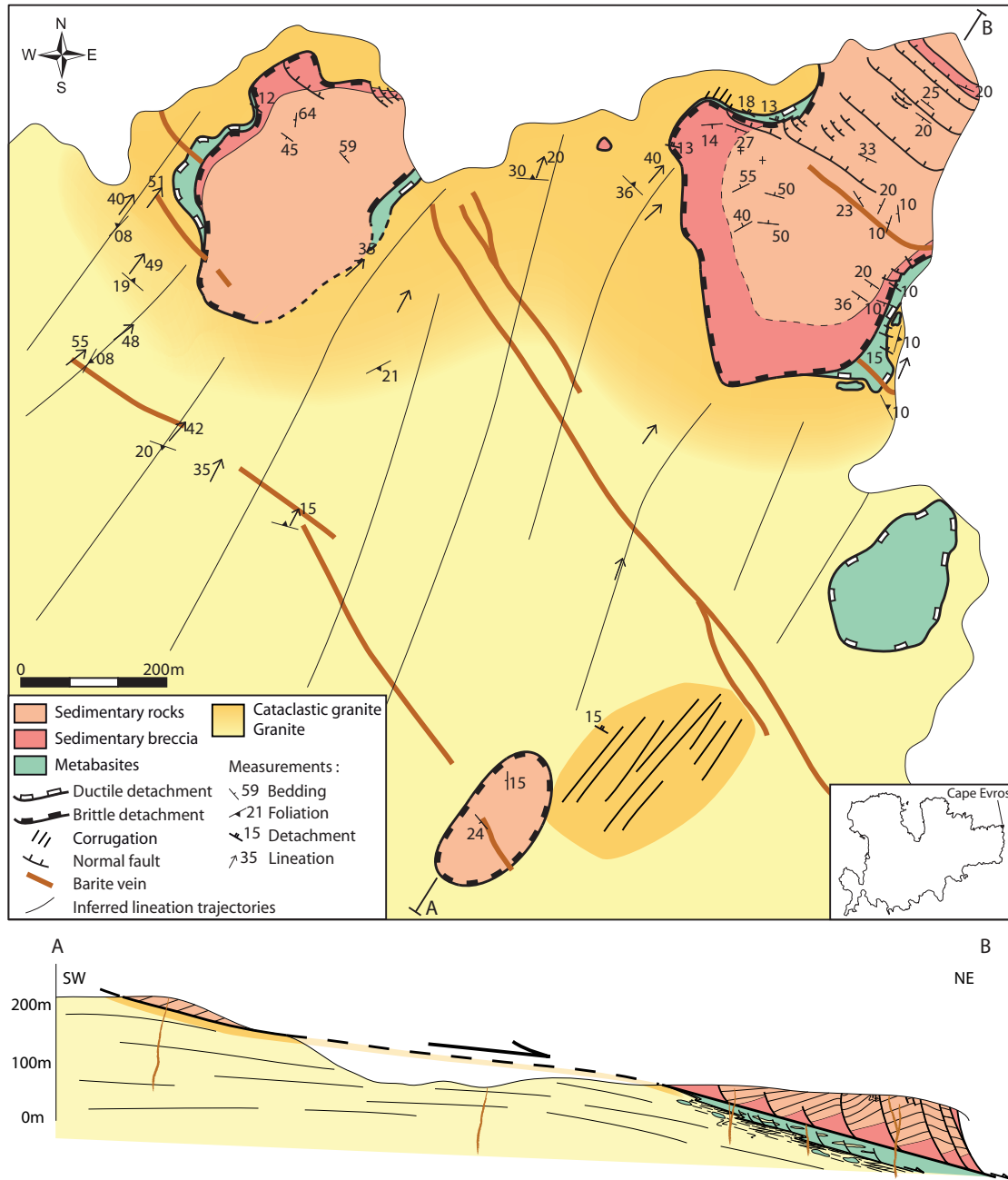


FIGURE II.4: Detailed geological map and cross-section (A-B) of Cape Evros (NE of Mykonos) parallel to the stretching direction, and showing the two branches of the detachment, the cataclasites and the attitude of the sediments.

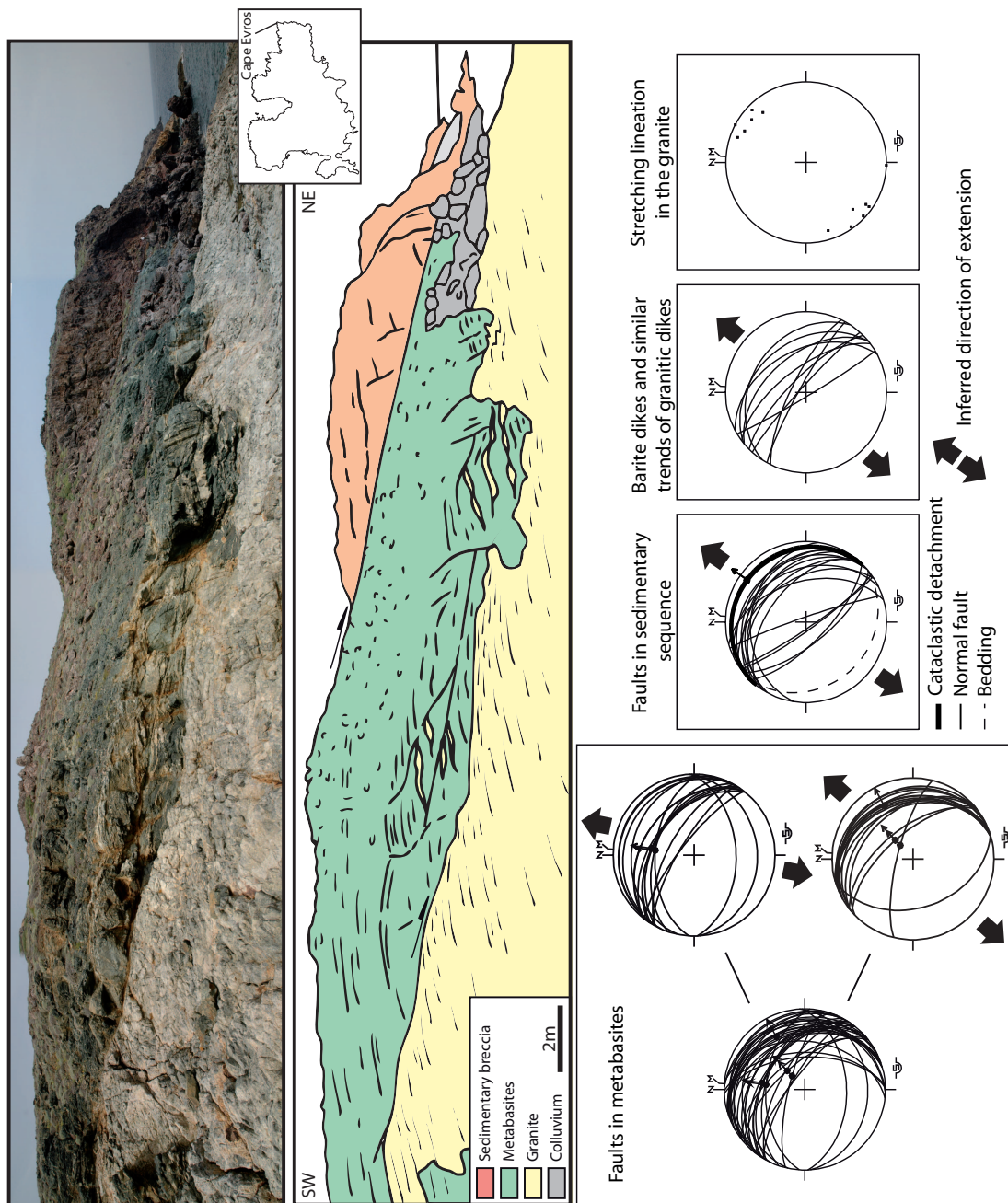


FIGURE II.5: Main structural unit and Schmidt's lower hemisphere equal-area projection of ductile and brittle structures studied in Cape Evros. Barite dikes, stretching lineation in the granite and faults in sedimentary sequence indicate a unique direction of extension N45° while faults in metabasites can be divided into two sets : the first one indicating a direction of extension N20° and the second indicating a direction of extension N45°.

4 Structural observations

4.1 The Mykonos granite

The Mykonos granite shows a variation of its mineralogy from a pyroxene-monzogranite in the south-west to a biotite-monzogranite in the north-east. The deformation evolves from protomylonitic close to the gneissic dome to ultramylonitic close to the detachment. The mylonitic fabric consists of a shallow-dipping foliation and a mineral lineation evolving into a stretching lineation toward the detachment. We observe a spatial rotation of the trend of the lineation in the granite from $\approx N70^\circ$ in the south-west to $N45^\circ$ in the north-east and $N20^\circ$ below the contact with the metabasites in the east.

A strong shear strain gradient is observed in the granite toward the contact with the metabasites at Cape Evros. Across a few tens of meters a transition from an orthogneiss to a fine-grained mylonite and several bands of dark ultra-mylonites are observed (Figure II.6d). The mylonitic fabric is characterized by a consistently NE-trending stretching lineation, carried by a well-developed shallow-dipping foliation, defined by coarse and elongate quartz and feldspars grains, and aligned biotite and hornblende. Locally, the fabric shows a higher L/S ratio. The density of mylonitic and ultra-mylonitic shear bands, shallowly NE-dipping, increases in the vicinity of the detachment (Figure II.6d). Biotite flakes developed in shear planes make a small angle with the mylonitic foliation. Asymmetric pressure shadows on feldspar porphyroclasts are systematically observed, compatible with a top-to-the-NE shear sense (Figure II.6c). The mylonitic foliation of the orthogneiss is folded when approaching the upper contact. Folds display an asymmetry consistent with a top-to-the-NE shear sense. All these structures indicate a progressive top-to-the-NE shear. They are cut by small sub-vertical steep faults oriented $N135^\circ$, indicating that extensional brittle deformation superimposed onto ductile deformation in the granite with the same stretching direction.

4.2 The upper Cycladic metabasites

The granite is overlain by greenschist-facies metabasites belonging to the Upper Cycladic Nappe. Metabasites have a variable thickness and crop out as small klippen in Cape Evros and near Merchias. The mylonitic foliation of the granite is locally

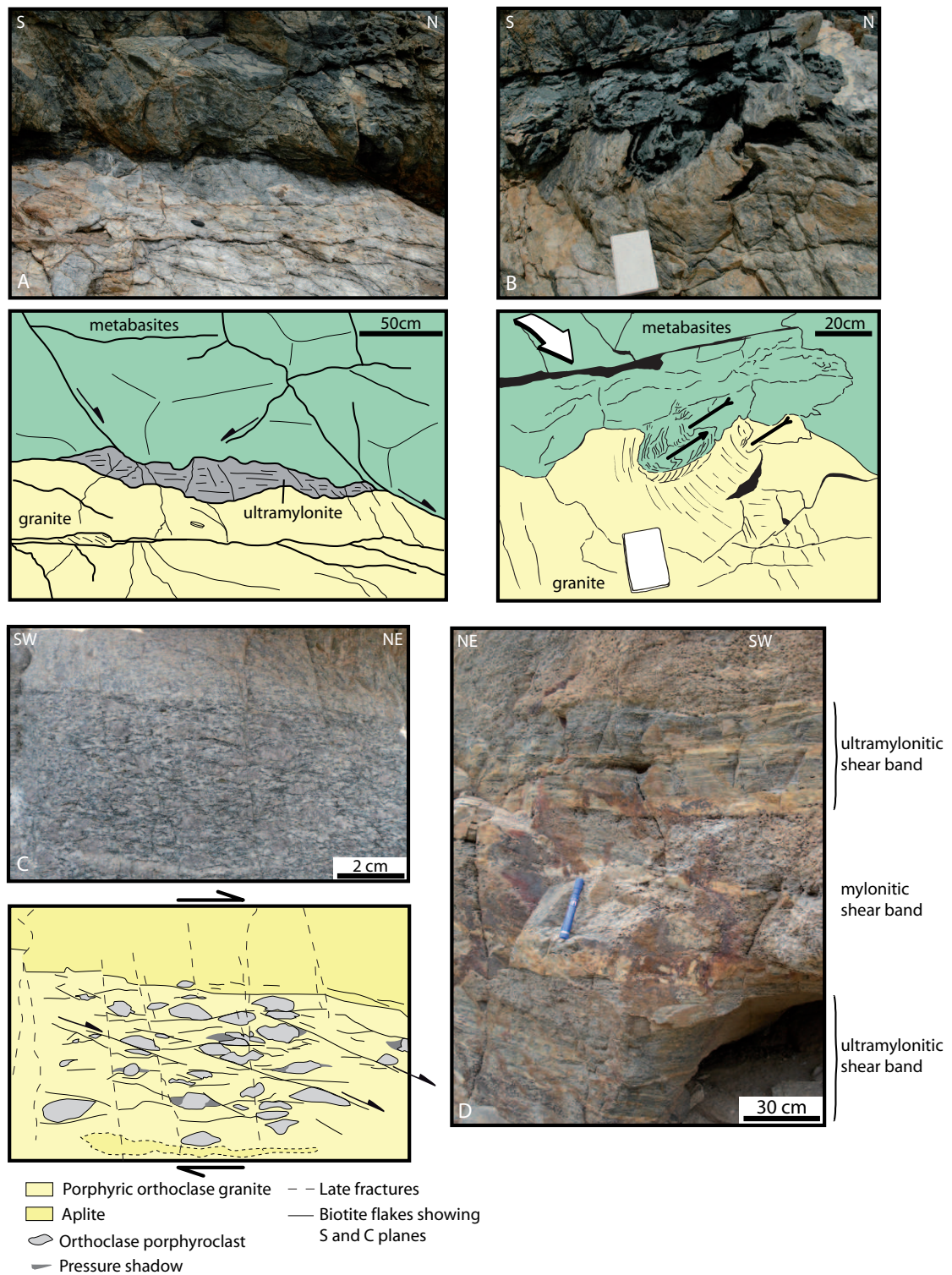


FIGURE II.6: (A) Ultramylonitic shear band at the contact between the granite and the metabasites. (B) Asymmetric folds at the contact granite/metabasites. Fold axis (black arrows) are perpendicular to the NE sense of shear (white arrow). (C) Deformation of the granite in a plane parallel to the lineation (XZ plane). (D) Alternating mylonitic and ultramylonitic shear bands close to the detachment at Merchias.

deflected around rafts of metabasites enveloped within the granite. Aplitic sills and dikes (10cm- to 50cm-thick) are injected in the base of the metabasites, supporting intrusive relations of the granite within the metabasites (Figures II.5 and II.7). While poorly deformed in most of the upper unit, metabasites display an intense ductile deformation within a few meters above the contact with the granite (Figure II.6 and II.7). An intense foliation is parallel to the ultra-mylonitic foliation of the granite, and metabasites show folds similar to those found in the granitic mylonites below. Furthermore, the metabasites show an heterogeneous brittle deformation from the bottom to the top, overprinting the ductile deformation. Aplitic sills and dikes are cut or bounded by steep or shallow-dipping normal faults (Figure II.7a) that display variable throws, from a few centimetres to several meters. These faults root into the contact with the granite and are consistent with a NE-ward slip. Some of the shallow east-dipping faults have offset the contact between the granite and the metabasites (Figure II.7b). The orientation of the faults affecting the metabasite unit ranges between $\approx N90^\circ$ and $\approx N155^\circ$ with a dip evolving from 10° to 80° NE-ward and striae indicating an N-ward or NE-ward slip (Figure II.5).

4.3 The uppermost molassic sedimentary sequence

An allochthonous sedimentary unit overlies the metabasite unit, or directly the granite where the metabasites are not preserved as in Panormos Bay (Figure II.8). This unit has been interpreted as deposited in extensional basins formed in the upper crust during shearing at depth (Gautier and Brun, 1994b; Avigad et al., 2001). This unit evolves from a 10meter-thick coarse silicified and mineralized sedimentary breccia near the detachment to a Miocene conglomerate and sandstone sequence (Dürr and Altherr, 1979; Sanchez-Gomez et al., 2002) (Figure II.9). The latter consists of alternating pebbly, massive or layered sandstones and clast- to matrix-supported conglomerates. Clasts, sourced mainly from the Upper Cycladic Nappe, are rounded to sub-rounded and consist of reworked detrital clasts, greenish cherts, quartzite gneiss and volcanic clasts, found in the upper part of the conglomeratic sequence. The age of some volcanic clasts is about 10 Ma, which suggests that the sequence is younger than 10 Ma (Sanchez-Gomez et al., 2002). The whole unit displays a dark brown colour, due to precipitation of Fe-hydroxides in sandstones and conglomerates (Skarpelis, 2002).

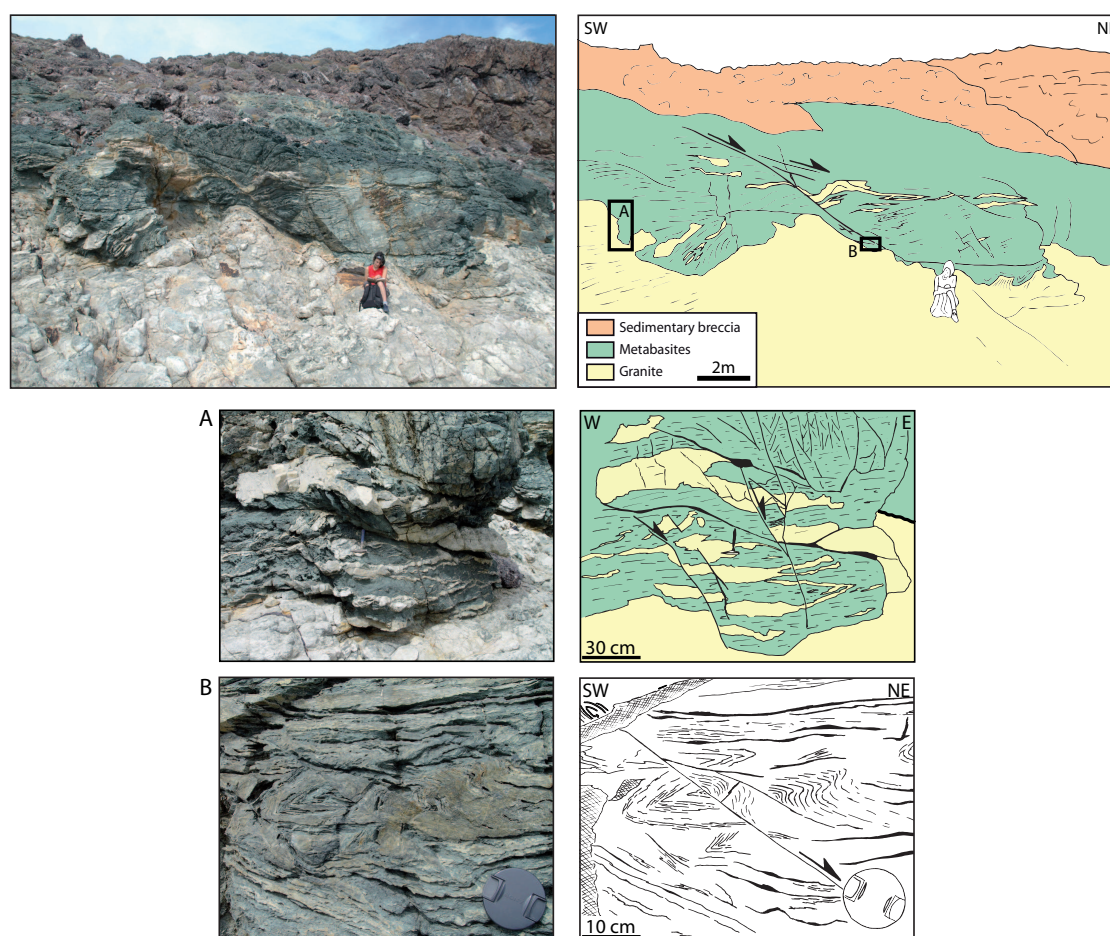


FIGURE II.7: A view of the brittle deformation of the metabasites (upper panel). A : Granitic sills cut by high-angle normal faults soling into the Livada detachment. B : Fold within the metabasites close to the Livada detachment cut by a low-angle normal fault.

4.4 Barite and Fe-hydroxide veins

Numerous sub-vertical barite and Fe-hydroxide veins cut through the upper part of the granite, the metabasites and the sedimentary rocks close to the detachment (see Appendix A, figure A.1). On Cape Evros, the largest veins (several meter thick) are sub-vertical and display a $\approx N130^\circ$ orientation while secondary veins, connected to the main ones, are oriented $N120^\circ$ - $N145^\circ$. In Panormos, few left-lateral small-scale strike-slip faults are associated with pull-aparts also filled with barite.

We now describe the deformation related to the Livada and Mykonos detachments.

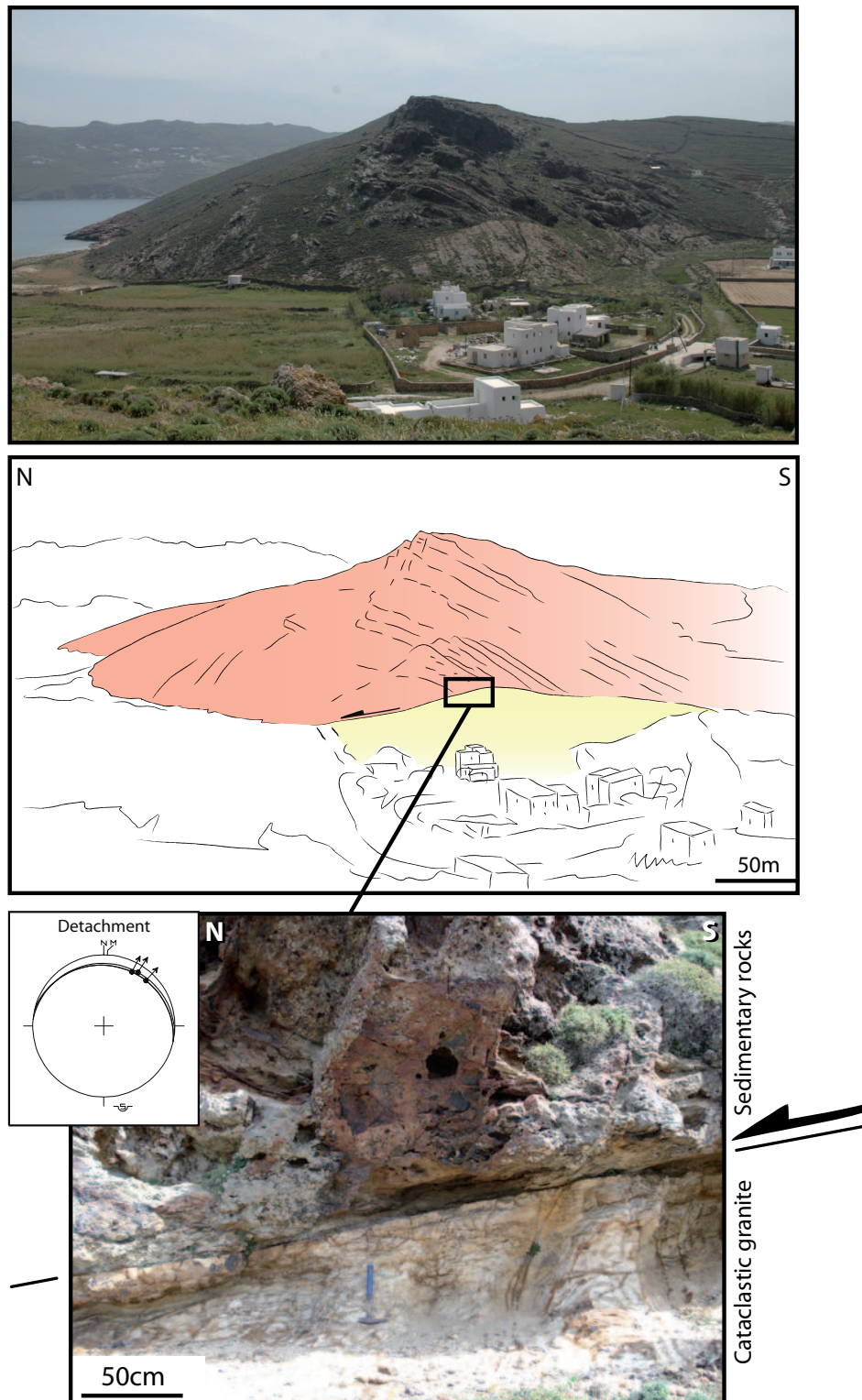


FIGURE II.8: Shallow-dipping brittle contact separating the sedimentary sequence from the granite (Panormos Bay). Lower panel : Zoom of the Mykonos detachment and Schmidt's lower hemisphere equal-area projection stereogram showing the geometry and the kinematic of the Mykonos detachment in this area.

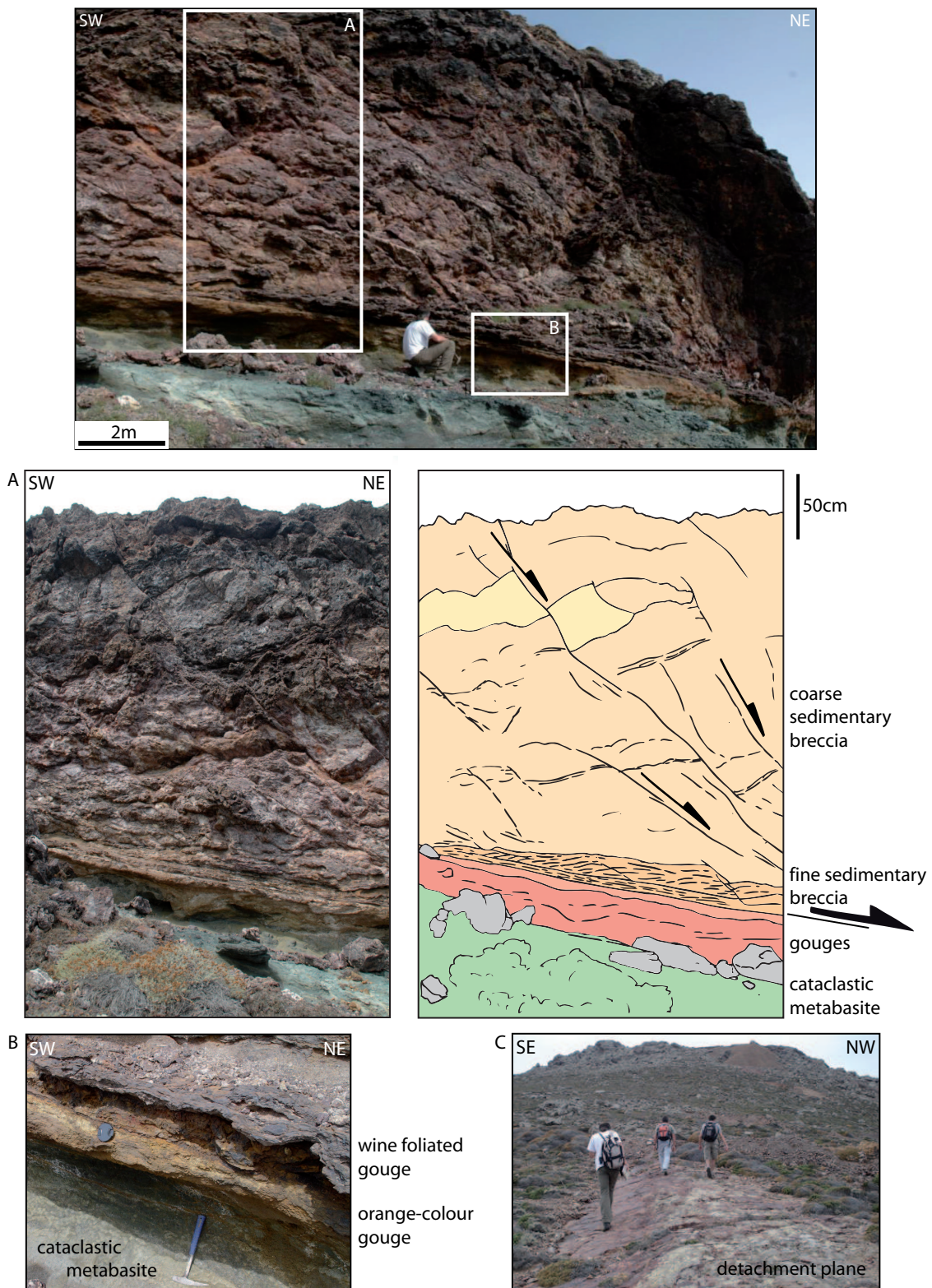


FIGURE II.9: The Mykonos detachment, a shallow-dipping brittle contact separating the sedimentary sequence from the metabasites at Cape Evros. A and B : Zoom on the Mykonos detachment. Grey color represents colluviums. (C) large-scale corrugation of the detachment, parallel to the NE-ward slip direction.

5 Evidence for a two-branch detachment system in Mykonos

5.1 The ductile-then-brittle Livada detachment

The contact between the granite and the metabasite corresponds to a ductile shear zone dipping 15-18° NE-ward and oriented N130°. It consists of a thin, folded ultra-mylonite (less than 20cm-thick) parallel to the granite mylonitic foliation (Figure II.6a). Several other ultramylonitic shear zones are recognized within the deformed granite some 10-15meters below the contact (Figure II.6d). Kinematic indicators within the mylonites and the ultramylonites show a top-to-the-NE shear sense. Folds are asymmetric with axes perpendicular to the lineation of the granite and parallel to the strike of the ductile shear zone (Figure II.6b). They are also consistent with a NE-ward displacement of the hanging-wall. Locally, the granite-metabasite contact is reworked by brittle low-angle normal faults either localized on the top of the ultra-mylonitic band, or cutting through it, indicating a late brittle increment of extensional deformation with the same sense of motion (Figure II.7).

This detachment resembles the Livada detachment that crops out in the eastern part of the nearby Tinos island (see location on Figure II.2). In this part of Tinos, the granite, intruding the metabasites of the Upper Cycladic Unit, is also ductilely deformed and shows a stretching lineation parallel to the direction of extension (Faure et al., 1991; Jolivet and Patriat, 1999; Brichau et al., 2007). The intrusive contact is sheared and the base of the Upper Cycladic Unit is strongly foliated. As in Mykonos, brittle deformation is superimposed on shear and foliation planes and is compatible with the direction of regional extension (Mehl et al., 2005). The ductile detachment of Mykonos is therefore similar geologically to the Livada detachment of Tinos, and evolved at the same time (Jolivet and Brun, 2010).

5.2 The cataclastic- brittle Mykonos detachment

The top of the metabasites near Cape Evros is cut by a brittle cataclastic detachment. Within 2m beneath the detachment, the Upper Cycladic Nappe is brecciated, forming cataclastic rocks. The density of the fractures/veins increases

toward the detachment. Along the western shore of Panormos Bay, metabasites are not preserved and the brittle detachment juxtaposes the sedimentary unit directly over the granite which crops out as a sericitized cataclastic granite with a densification of veins and mineralization close to the contact. At the microscopic scale, the deformation is controlled by plastic processes. Quartz grains reveal undulatory extinction and recrystallization of quartz and feldspars grains into smaller grains is observed at grain boundaries.

The detachment displays two different appearances depending on whether faulted and brecciated sedimentary rocks were transported directly on the top of the granite (as in Panormos Bay) or on top of metabasites (as in Cape Evros). In the first case, the detachment consists of a fault surface oriented N100°, dipping 13-16° NE-ward (Figure II.8), separating the cataclastic granite and the sedimentary unit with a thin gouge (10cm) and a thin whitish layer of ultracataclasites. In the second case, when the detachment separates metabasites from the sedimentary unit (Figure II.9a), the thickness of the cataclasites varies between 1m to 4-5m. On the eastern coast of Cape Evros, the brecciated upper part of the metabasites is overlain by a 50cm-thick powdery orange coloured gouge passing upward to a foliated wine-coloured gouge (Figure II.9b). Shallow-dipping shear planes, with spacing of 10-20cm, cut the wine-coloured gouge; foliation sigmoids in between indicate a top-to-the-NE shear sense. Three to four thinner layers of wine-coloured gouge are found within the intensely brecciated sedimentary rocks lying above. The detachment surface cuts through the orange coloured gouge and is oriented N130°, 12° NE. On the western coast of Cape Evros, the cataclasites are thicker and stratified. At the base they are mostly made of angular metabasite clasts and they evolve upward to a massive layer containing partly rounded clasts. On a nearby hill (south of detailed map, Figure II.4), the metabasites are absent and the cataclasites rest directly on top of the granite forming a several meters thick layer. The cataclasites are made of mixture of a white granitic cataclasites containing angular clasts of metabasites. When the detachment plane crops out, it shows an intense striation parallel to the stretching lineation in the underlying mylonites and a 10 meter scale corrugation parallel to the NE-ward slip direction and dip-slip striae (Figure II.9c).

Summarizing, the detachment on Mykonos is clearly divided in two branches : the lower branch (called *Livada detachment*, as in Tinos), ductile and then brittle, shears the top of the granite, and juxtaposes metabasites over the granite. The upper branch (called *the Mykonos detachment*), brittle, separates metabasites from a Late Miocene sedimentary unit (Figures II.4 and II.5). As discussed later, these two branches may have, at least partially, worked coevally at different crustal levels.

6 Extensional brittle deformation of the molassic sequence and the metabasites

The uppermost sedimentary unit displays evidence for internal deformation. Stratification dips toward the detachment plane and evidence for roll-over structures are found at Panormos (Figure II.10) and, locally, at Cape Evros. At Panormos, the dip of stratification evolves from 30-40° SW-ward close to the detachment to sub-horizontal or NE-ward moving away. We may interpret this in terms of a flat and ramp geometry of the shallow-dipping detachment (Figure II.10). This would thus suggest a rather small displacement during the deposition of the sedimentary sequence. However, no outcrop continuity exists between the Panormos and the Cape Evros sedimentary rocks, so the Panormos rocks, which are the westernmost ones above the east-dipping detachment, could represent the youngest syn-rift sediments and thus could correspond only to the very end of the detachment activity.

In Cape Evros, the metabasites display faults ranging in strike between $\approx N90^\circ$ and $\approx N155^\circ$ and associated with striae oriented $N20^\circ$ or $N45^\circ$. As shown in Figure II.5, these faults can be divided into two sets : one set corresponds to faults oriented in a range between $\approx N90^\circ$ and $\approx N125^\circ$ associated with striae oriented $N20^\circ$; the other set comprises faults oriented $N125^\circ$ - $N155^\circ$ with striae oriented $N45^\circ$. Unfortunately, the different lithologies (metabasites, cataclasites, breccia and coarse molassic sedimentary rocks) and the effects of barite and Fe-hydroxide fluid circulation did not allow a good preservation of striae on faults. Thus, these structures do not enable a calculation of a well-constrained stress tensor. Nevertheless, the $N90^\circ$ - 125° set is compatible with a N-S to $N20^\circ$ direction of extension whereas the $N125^\circ$ - 155° set is rather consistent with a NE-SW extensional trend. The latter is also compatible with the strike of barite and granitic sills intruding the metabasite unit (Figure II.5). The overlying sedimentary unit is also cut by numerous steep faults, soling into the basal gouges and cataclasites with an orientation ranged from $\approx N125^\circ$ to $\approx N155^\circ$. The largest faults are regularly spaced and define a tilted-block geometry (Figure II.4). Faults dip mainly 30° to 60° NE-ward but some faults dipping 70 - 80° SW-ward are also observed. When bedding at Cape Evros (strike 130° E, dip 20° SW) is stereographically rotated back to horizontal by rotation around the local strike by the amount of dip, the faults have a mean $N130^\circ$ orientation with a dip ranging between 50° and 80° NE- or SW-ward. This reconstruction is consistent with a sub-vertical maximal principal stress, σ_1 , and a sub-horizontal minimal principal stress, σ_3 , oriented $N45^\circ$. Again,

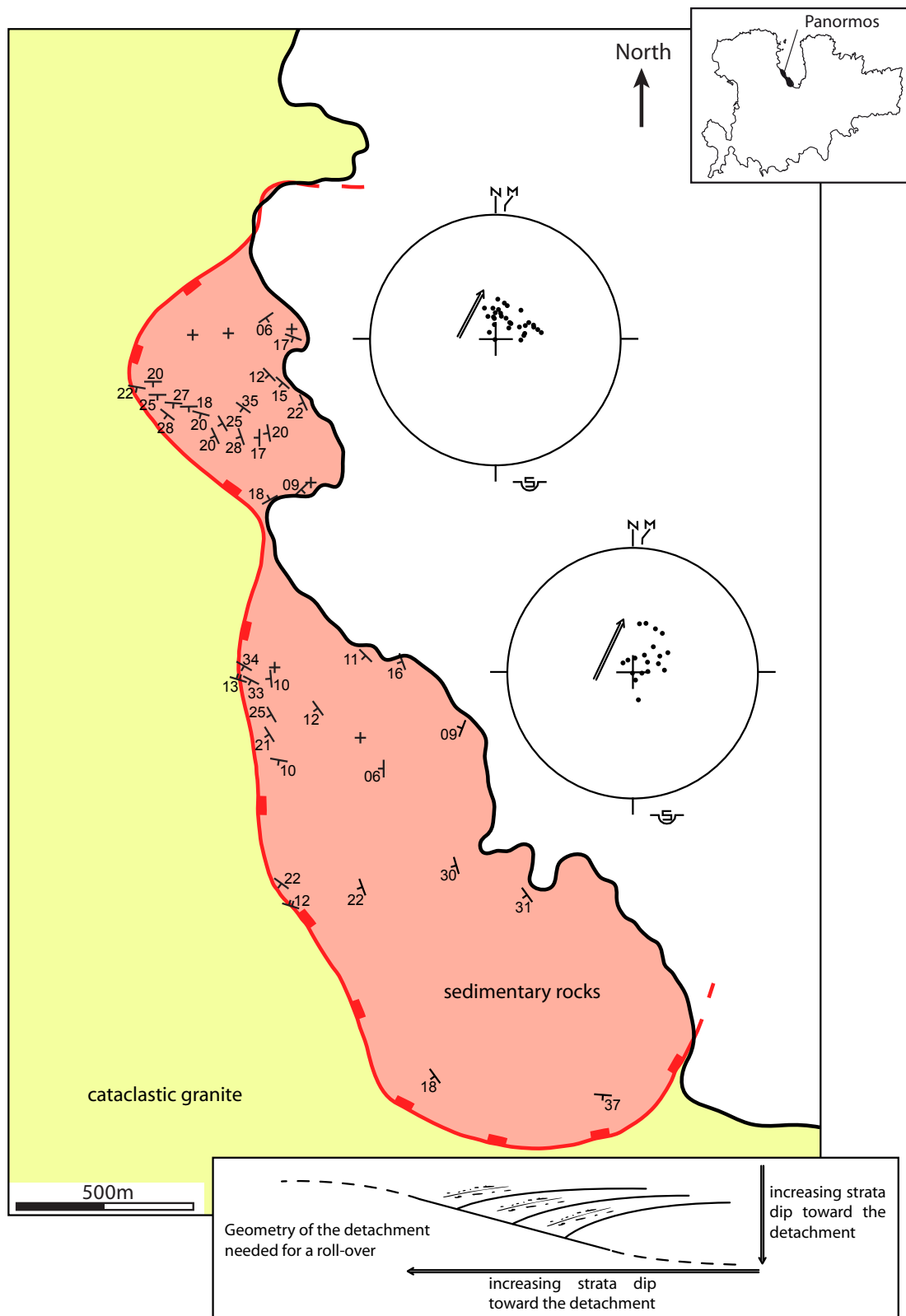


FIGURE II.10: Detailed geological map of Panormos Bay and Schmidt's lower hemisphere equal-area projection of the poles of the bedding showing an evolution of the strata dip toward the detachment (black arrow) suggesting a local roll-over structure.

striations on faults are too scarce to calculate a stress tensor but their orientation is consistent with the orientation of the brittle detachment oriented N130°, 12°NE with dip-slip striae oriented N40°.

In Panormos Bay, the conglomeratic sequence displays a more complex network of small-scale brittle structures composed of veins, normal faults and strike-slip faults (Figure II.11b). As in the metabasites in Cape Evros, veins and faults can be divided into two sets. The first population of faults and veins has an orientation between N120° and N155°. Faults of this family have throws that range from a few centimetres to several meters; bed thickness variations on both sides of the fault, with greater bed thickness in the hanging-wall (Figure II.11a) suggest syn-depositional normal faulting. Faults dip principally 60-80° NE-ward with kinematics compatible with N45° extension (see Appendix A, figure A.2). The second set corresponds to faults and veins with an orientation ranging between N80° and N120°. This arrangement is consistent with N-S to N20° extension (Figure II.11b). Veins dip mostly to the NE close to 70-80° but sedimentary rocks affected by these veins are globally oriented N130° and tilted 20° SW-ward (Figure II.10). If bedding is back-rotated to horizontal, veins become sub-vertical with an average N110° trend. Some small-scale strike-slip faults are also observed : sinistral strike-slip faults are oriented N140° and are associated with pull-aparts filled with barite; dextral strike-slip faults are oriented N80° to N110°; both are kinematically consistent with a N20°/N50° trending minimum principal stress (Figure II.11b).

As a result, in Mykonos, brittle deformation is accommodated by two sets of structures (faults and veins) affecting the metabasites and the sedimentary unit. The first set of faults and veins, formed during deposition of the molassic sequence, is mainly oriented N135° and is consistent with a NE-SW direction of extension. The second one is oriented 110° and is associated with N20° striae. All structures were secondarily tilted SW-ward as shown by the dip of the sedimentary rocks. The two sets of structures point toward two directions of extension, which may be explained either by a rotation of the regional direction of extension or by the rotation of the structures within a single regional extensional stress field. As discussed below, several arguments support instead a single direction of extension and a rotation of early formed structures.

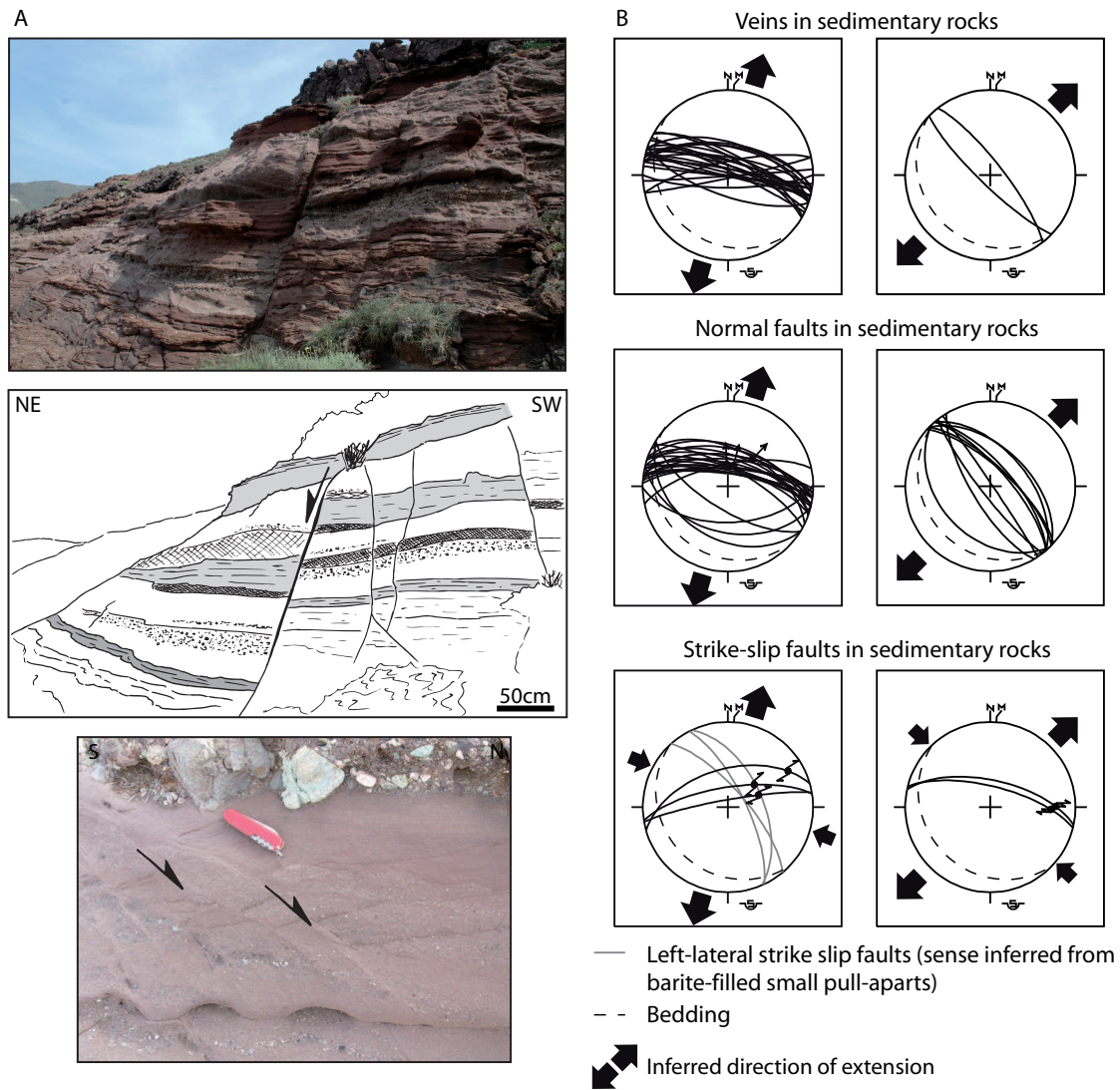


FIGURE II.11: A : High-angle normal fault in Panormos Bay showing bed thickness variations on both sides of the fault, with greater bed thickness in the hanging-wall and suggesting syn-depositional normal faulting. B : Schmidt's lower hemisphere equal-area projection of veins, normal and strike-slip faults observed in Panormos Bay suggesting either two successive directions of extension (N20° then N45°) or a clockwise rotation of structures about a vertical axis under a single N20° regional extension (see text).

7 Evidence for slip with shallow dip and at shallow depth along the cataclastic-brittle Mykonos detachment

7.1 Evidence for slip at shallow dip

The direction of the main sub-vertical barite veins, perpendicular to the slip direction and to the direction of ductile shear in the granite, shows that they were produced in the same continuum of NE-SW extension (Figure II.5). Veins in general cut all units from the upper part of the granite to the top of the sedimentary rocks, but some of them are cut by the brittle detachment or have penetrated the sedimentary breccia and are sealed within the conglomeratic sequence. These facts support the hypothesis that the veins have formed during intense perigranitic fluid circulation while the brittle detachment was still active. Moreover, fan-shaped deposits, observed at Cape Evros, are made of sandstone and bounded by steep faults (Figure II.12). The dip of strata evolves from 30° SW at the base to sub-horizontal on the top of the fans. A thin sub-horizontal sedimentary layer overlies fan-shaped deposits, which suggests that no significant post-slip tilt of the whole structure has occurred, making the Mykonos detachment similar to other structures described in the Basin and Range province such as the Sevier Desert detachment or the Mormon Peak detachment (Wernicke et al., 1985). In addition to small-scale fracture analysis that supports a sub-vertical attitude of the maximum principal stress, that therefore lies at high angle to the detachment plane, this implies that the brittle cataclastic detachment was active with a very shallow dip close to its current position.

7.2 Evidence for slip at shallow depth

Soft-sediment deformation is observed in the hanging-wall of normal faults or close to the detachment (Figures II.12 and II.13). Besides fan-shaped deposits mentioned above, slumps, composed of more or less indurated sandstones, can be observed in half-grabens whose boundary faults cut the sedimentary breccia (Figure II.13). Slumps are bounded by steeply dipping faults soling into the brittle detachment. Slump fold axes are consistent with a NE-ward displacement of the hanging-wall (Figure II.13a). The slumped sediments are stretched, boudinaged, folded and displaced by steep normal faults into contact with the basal cataclasites.

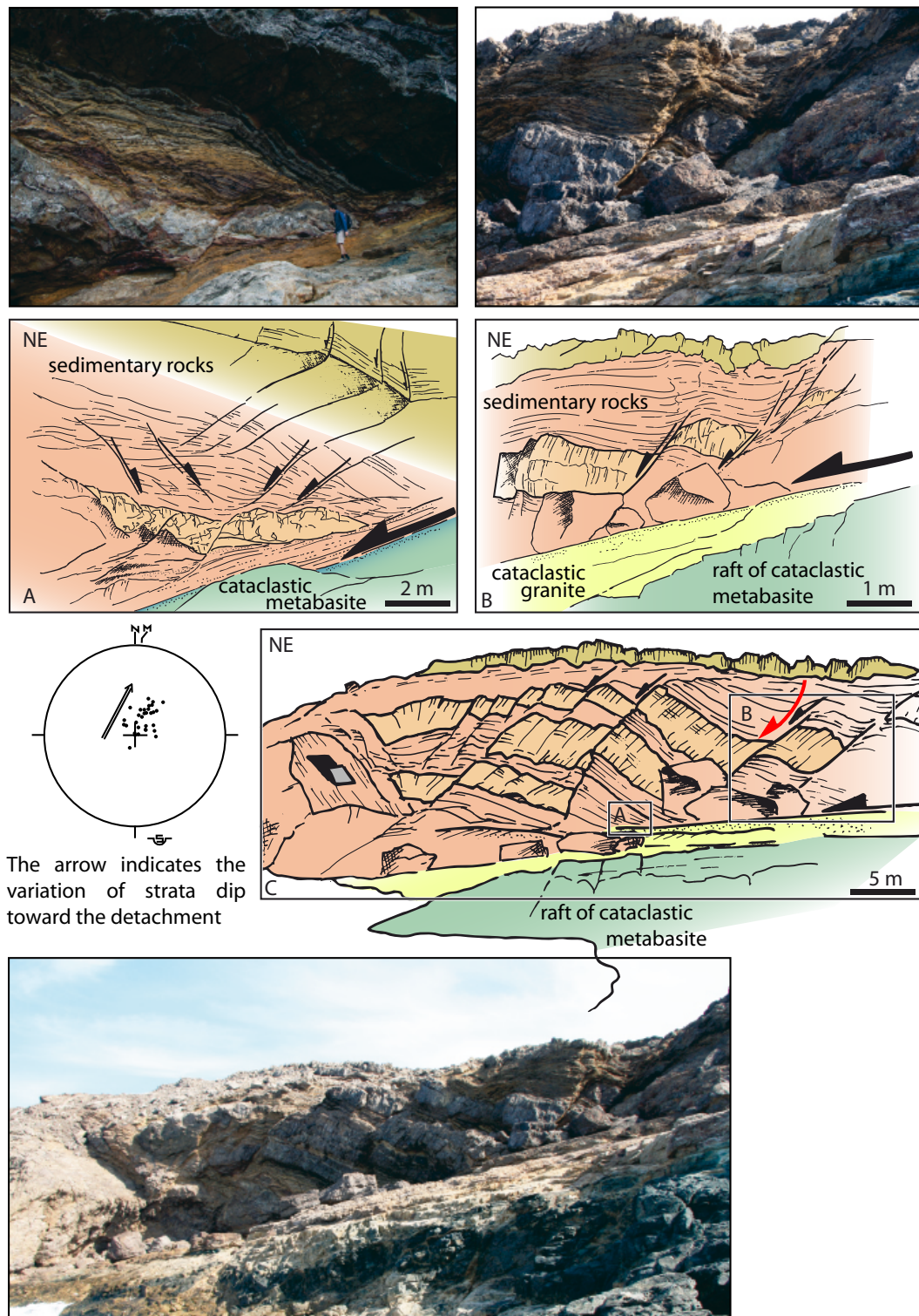


FIGURE II.12: Deformation of the sedimentary unit showing fan-shaped deposits (red arrow) in Cape Evros bounded by steep normal faults soling into the detachment. Schmidt's lower hemisphere equal-area projection stereogram of poles of the strata dip indicates an increase of the bedding dip toward the Mykonos detachment (black arrow on the stereograph).

The soft-sediment deformation is locally intense and we found no compelling evidence of liquefaction that would suggest instabilities related to earthquakes; the observed deformation seems more related to a long-term deformation induced by stretching of the basin above the detachment. The coarse breccia at the base of the sedimentary rocks is sometimes totally removed by faulting and the slumped sediments rest directly on top of the striated detachment plane (Figure II.13).

Although the formation of the cataclasites occurred certainly at deeper levels, sedimentary thickness variations and slumps associated with steep normal faults rooting in the detachment support an overall syn-depositional kinematics of the detachment at a very shallow crustal level, close to the surface.

8 Discussion

8.1 Rotation about a vertical axis of footwall granite and hanging-wall metabasites and/or sedimentary unit during extension

As mentioned above, the mylonitic fabric of the granite comprises a consistent NE-trending stretching lineation. The strike of the lineation rotates progressively NE-ward to become more northerly oriented immediately below the detachment (Figure II.3). This rotation shown by the lineation in the granite is at first glance compatible with the 22° clockwise rotation measured by palaeomagnetism (Morris and Anderson, 1996) but its magnitude is larger. The palaeomagnetic rotation had previously been interpreted as a late rotation of the whole island after the rocks have been exhumed above the brittle-ductile transition suggesting that the direction of shear had to be restored and back rotated by the same amount. However, sampling for palaeomagnetic measurements was made in the least deformed part of the granite and thus far from the detachment (see Figure II.3 for the location of the samples). In addition to the observation of the rotation of lineation, this may indicate that only the more rigid core of the granite underwent rotation during extension (and not after) in a general top-to-the-NE simple shear extensional regime. The true direction of extension would thus be that of the lineations observed immediately below the detachment (i.e., N20°). This would not change the true direction of extension (N20°) compared to the interpretation of Morris and Anderson (1996)

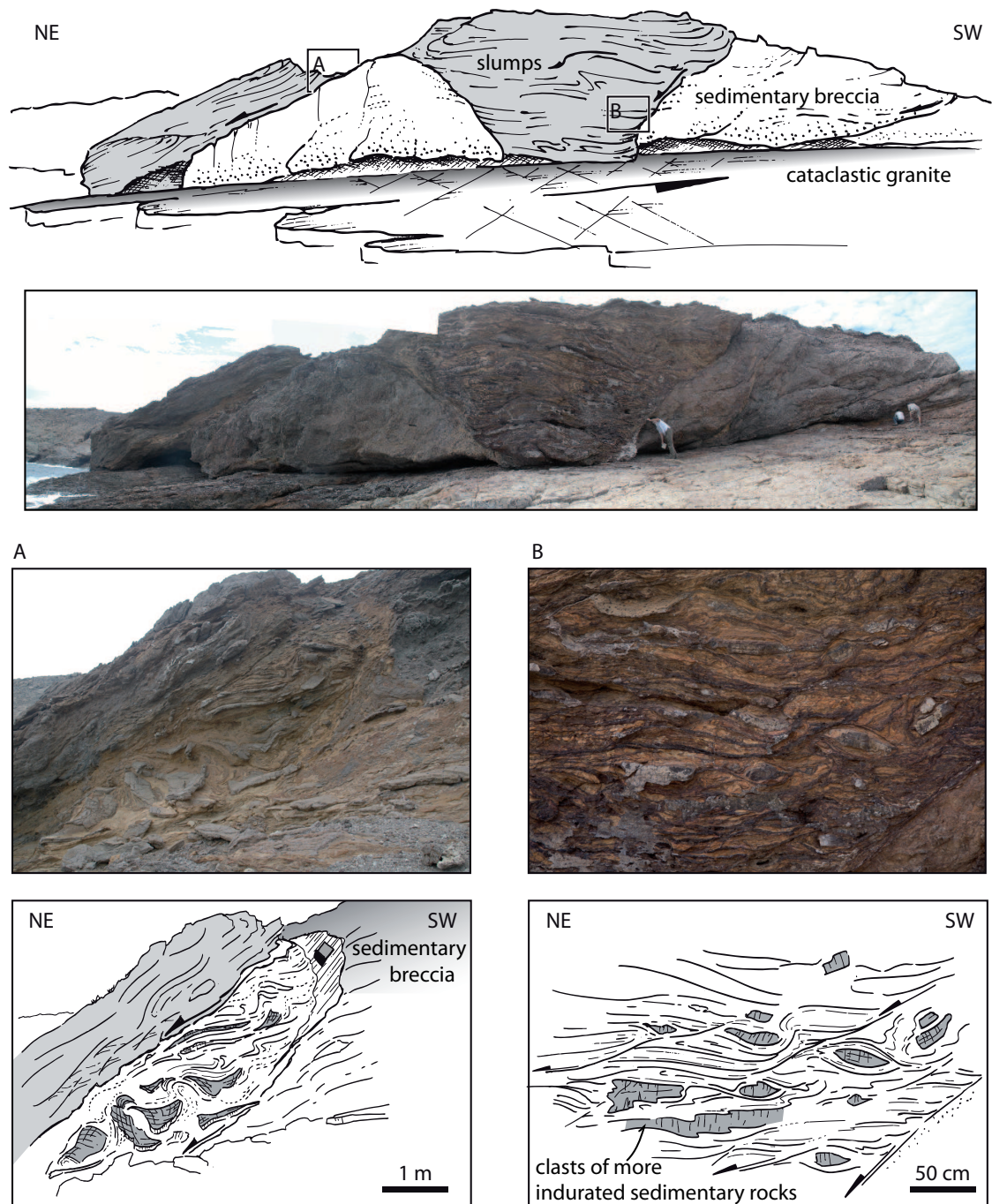


FIGURE II.13: Slumps observed within half-grabens cutting the sedimentary breccia in Cape Evros. Steep normal faults bounding the slumps root into the Mykonos detachment. A and B : Zoom on slumps, made of more or less indurated sandstones, showing their internal structures.

but it would imply that the rotation concerned only the less deformed part of the granite. This interpretation is probably not unique, as a change in the regional direction of extension is always possible. However, it seems to reconcile structural observations and paleomagnetic measurements in a first approach. Moreover, it is consistent with previous studies showing a rotation of the Aegean region under a single N20°-directed regional extension (e.g. Van Hinsbergen et al., 2005; Walcott and White, 1998), contrary to an alternative interpretation that would imply a change in the regional direction of extension.

Brittle microstructures in sedimentary rocks and metabasites indicate two apparent directions of extension (section 5) : the first N45°, syn-depositional, and the second one N20°. We propose that these two extensional trends result from the 25° clockwise passive rotation of sedimentary rocks and metabasites during extension as suggested above for the granite by palaeomagnetic measurements. The entire deformation observed in Mykonos could thus be simply explained by a single direction of extension N20° and a 22-25° clockwise rotation of the system during extension. If this scenario is correct, the oldest N130° faults (which are syn-depositional) were initially oriented N110° and were secondarily rotated passively while new N110° faults and veins developed.

The rotation of 20-25° about a vertical axis of both the footwall and the hanging wall of the Mykonos detachment implies a rotation of the Mykonos detachment itself. A single brittle detachment is however observed, which suggests that extension was accommodated by the same shallow-dipping structure, that remained active during the rotation. The direction of slip along the detachment plane was likely continuously "reset" to N20°, so that most expected oblique striations on the detachment plane that would have recorded the rotation are absent or are hardly observed. Striations measured on the detachment plane in Panormos, ranging from N20° to N40° in azimuth (Figure II.8), seem however to support this scenario.

Finally, the sedimentary unit at Panormos was tilted to 30° SW-ward in the last increment of deformation during the formation of a local roll-over structure.

8.2 Has the whole Mykonos island rotated about an horizontal axis ?

Avigad et al. (1998), arguing on earlier palaeomagnetic measurements in the

granite (Morris and Anderson, 1996) (see Figure II.3 for the location of the samples), also suggest a rotation of the whole island of 24° SW-ward about an horizontal axis (tilting) followed by the above mentioned clockwise rotation for both Tinos and Mykonos. Tilting must have occurred before the formation of the large vertical barite veins that mostly postdate slip along the detachment (Avigad et al., 1998). The observation that these veins share the same vertical attitude and the same strike as Miocene dacitic dikes on Tinos led these authors to conclude that they were formed in the same stress field in the Miocene. The similar strike suggest that they have been affected by the same clockwise rotation as the dikes on Tinos and thus that vertical axis rotation postdated tilting (sub-section 7.1). Avigad et al. (1998) thus consider the horizontal and vertical components of the rotation separately and they conclude to an early tilting of the whole island by some 24° toward the SW. This interpretation is clearly inconsistent with field observations indicating a shallow dip of the detachment during the last stage of brittle slip (sub-section 6.1). The ductile mylonitic foliation is shallow-dipping and roughly parallel to the brittle detachment. Assuming a steeper detachment would imply a steeper mylonitic foliation before the overall tilting around an horizontal axis as discussed in Avigad et al. (1998). The extensional shear zone and the detachment would have started as classically steeply-dipping structures, then they would have been tilted and only the last stage of slip along the brittle detachment would have occurred with a shallow dip before the whole system was later cut by vertical barite veins, which is a first possible interpretation. The samples measured for paleomagnetism by Morris and Anderson (1996) were however taken as to avoid the deformed part of the granite (Figure II.3) and thus they cannot constrain the initial attitude of the detachment-related mylonite enveloping the intrusion or the attitude of the fault itself, which may offer a way to reconcile paleomagnetic measurements and the geometrical characteristics of the detachment. Syn-rift sediments on Mykonos have been proven to be younger than 10 Ma as they include volcanic clasts of that age (Sanchez-Gomez et al., 2002). Tilting on Mykonos must then have occurred before 10 Ma if one considers that the whole granite and the mylonite have been affected and clockwise vertical-axis rotation on both Tinos and Mykonos must have occurred after 10 Ma. The duration left for tilting after the intrusion of the granite at 13 Ma (Brichau et al., 2008) and before 10 Ma is thus very short. We propose alternatively that the rotation, identified through palaeomagnetic measurements in the least deformed part of the granite (i.e., away from the detachment), rather reflects the SW-ward rotation of the rigid part of the granite during extensional shearing and does not affect the brittle detachment itself. The scenario is thus as follows : the ductile Livada detachment leading the formation of the thick mylonite at the top of the pluton started as a shallow-dipping structure. During top-to-the-NE shearing, the less deformed part of

the granite was tilted by rotation about an horizontal axis, explaining inclination data. The brittle Mykonos detachment formed in the same continuum of extension and exhumation as a shallow-dipping structure and syn-rift sediments were deposited in the hanging-wall. Finally, during the latest stages of extension vertical barite veins intruded the granite, the detachment and the sedimentary sequence. It thus comes that at least the brittle slip on the Mykonos detachment occurred while it was at shallow dip and that palaeomagnetic constrained rotation of the footwall granite does not require a steeper dip of the detachment.

8.3 Estimation of the exhumation of the footwall

Even if it is difficult to quantify the amount of the extension accommodated by each branch of the detachment, the exhumation of the footwall can be estimated. Based on fission track analysis and (U-Th)He dating on zircons and apatites, Brichau et al. (2008) calculated an average slip rate of the detachment system of $6.0 +9.2/ - 2.4$ km/Ma during the granite emplacement from 14 to 9 Ma, leading to a total displacement bracketed between 12 and 45 km along the slip direction. Estimating the dip of the detachment to 30° , they proposed 15 km of exhumation of the footwall of the Mykonos detachment at an average exhumation rate of 3 km/Ma. However, field observations suggest that the brittle motion along the detachments occurred at very shallow dip without significant rotation of the whole structure. Moreover the Mykonos (brittle) and Livada (ductile) detachments are part of a larger detachment system (the NCDS) cropping out from Andros to Mykonos at least Jolivet et al. (2010b). This detachment forms the contact between the Cycladic Blueschists (not visible in Mykonos) and the Upper Cycladic Nappe (mainly metabasites and serpentinite, equivalent of the metabasite unit of Mykonos). The NCDS has everywhere a shallow dip and structural observations in the footwall suggest that it was initiated with a shallow dip (Mehl et al., 2005). The Cycladic Blueschists rest above the Cycladic basement that is exhumed on Mykonos in the core of the gneiss dome. As the deepest unit has been brought into close contact with the uppermost one in Mykonos, the total displacement along the detachment system has been larger than in other islands. This must however be tempered by the lack of knowledge on the initial geometry, although it is likely that the detachment was initiated as a shallow-dipping structure in Mykonos as in other regions of the NCDS. Using the observed dip of 15° for the detachment, the exhumation of the footwall becomes half Brichau et al.'s estimates (Brichau et al., 2008), close to 8km. Note that these estimates are derived from low-temperature thermochronology and

therefore that they constrain only the last brittle part of the detachment history, i.e., that which was accommodated by the Mykonos detachment. Given the observation made by Brichau et al. (2008) that the oldest FT ages are close to the ^{40}Ar - ^{39}Ar ages, the ductile part of the exhumation must have been fast and short in time. If we assume a constant exhumation rate throughout, ductile exhumation during granite cooling cannot have been large. The Livada detachment juxtaposes rocks types that were already in contact at the time of intrusion confirming that the amount of displacement was not very large. But it does not mean that it was negligible : as the detachment somehow reactivates the intrusive contact and as the granite crops out on more than 9km parallel to the direction of motion, several kilometers of displacement are possible. The Mykonos detachment has thus accommodated a large part of the footwall exhumation. Although errors bars are very large on the estimation of the finite displacement (see above) it is likely that several tens of kilometers of horizontal extension have been taken by the two detachments with a low average dip.

8.4 Overall geometry and kinematics of extensional deformation on Mykonos and regional significance

The observations described above show the progressive formation of a brittle detachment (Mykonos detachment) that controls the deposition of syn-tectonic sediments in its hanging-wall. This detachment is entirely brittle and is roughly parallel to a deeper ductile detachment (Livada detachment) that is localized along the intrusive contact between the Upper Cycladic Unit and the granite. Intrusion, cooling and mylonitization of the granite were contemporaneous with the top-to-the-NE shear along a shallow-dipping ductile shear zone that evolved with time toward brittle behaviour. Both the Livada and the Mykonos detachments were likely low-dipping throughout their history of activity.

Some 13 Ma ago, in the overall post-orogenic extensional context of the Aegean Sea, a granite intruded the Upper Cycladic Unit in the brittle crust, granitic sills and dikes impinging the base of the metabasites (Figure II.14a). The brittle-ductile transition migrated upward during the intrusion and shear was then localized at the contact of the granite with the metabasites; this contact was therefore ductilely sheared and folded (Livada detachment). Then, extension was brittlely accommodated in metabasites by low-angle or steep faults partly reactivating the ductile shear zone. A brittle detachment, associated to a cataclastic damage zone

(Mykonos detachment) formed higher up while the granite produced enriched barite and Fe-hydroxide fluids forming sub-vertical veins and dikes into the upper units. The Mykonos detachment formed during the deposition of Late Miocene sediments, thus after the granite cooling, and consequently after the Livada detachment. The deformation was progressively localized and transferred upward from the ductile Livada detachment to the brittle Mykonos detachment. The deformation was then principally accommodated by the cataclastic detachment under a N20° extensional trend. In the hanging-wall of the brittle detachment, the deformation was accommodated by steep faults rooting into the detachment (Figure II.14b). While the two detachments were probably, at least partly, active at the same time, lineation in the granite and early formed brittle extensional features were both progressively rotated clockwise about a vertical axis. During cooling, the rigid part of the granite also recorded a rotation about an horizontal axis due to shearing and the brittle-ductile transition migrated downward favouring the reactivation of the ductile detachment in brittle conditions during the last increment of deformation. New faults and veins oriented N110° in the sedimentary rocks, and faults in the metabasites in Cape Evros, consistent with N20° extension, were superimposed onto early formed passively rotated structures. The structures of the hanging-wall sedimentary rocks were finally tilted (Panormos Bay) during formation of a local roll-over structure due to the flat and ramp geometry of the detachment (Figure II.14c).

The Livada and Mykonos detachments are part of a series of north-dipping detachments running from Andros to Mykonos, and further east until Ikaria at least, making together the North Cycladic Detachment System (Jolivet et al., 2010b). A large displacement is recognized along these shallow-dipping structures even in the brittle regime. Before the intrusion of the Tinos and Mykonos granites, the same structural system had already accommodated several tens of kilometers of slip, already with a low dip. In Tinos it is debatable whether or not the end of exhumation, in the brittle field, was accommodated by a shallow-dipping structure, as no sedimentary rocks are present there in the upper plate. This question is partly answered in Mykonos where the so-called Mykonos detachment was active with a low dip at shallow crustal levels. It is thus likely that most of the exhumation from the ductile to the brittle domain, and quite high up in the upper crust was achieved below a low-dipping detachment system. The role played by later steep faults thus appears quite minor. It is possible that those steep faults were more important toward the west when considering their geometry east of Mount Olympos and in the Ossa-Pelion region (Lacassin et al., 2007). Low-angle detachments would thus play a more important role in exhumation toward the center of the Cyclades where the crust is warmer. Characterizing the overall crustal rheology is beyond the scope

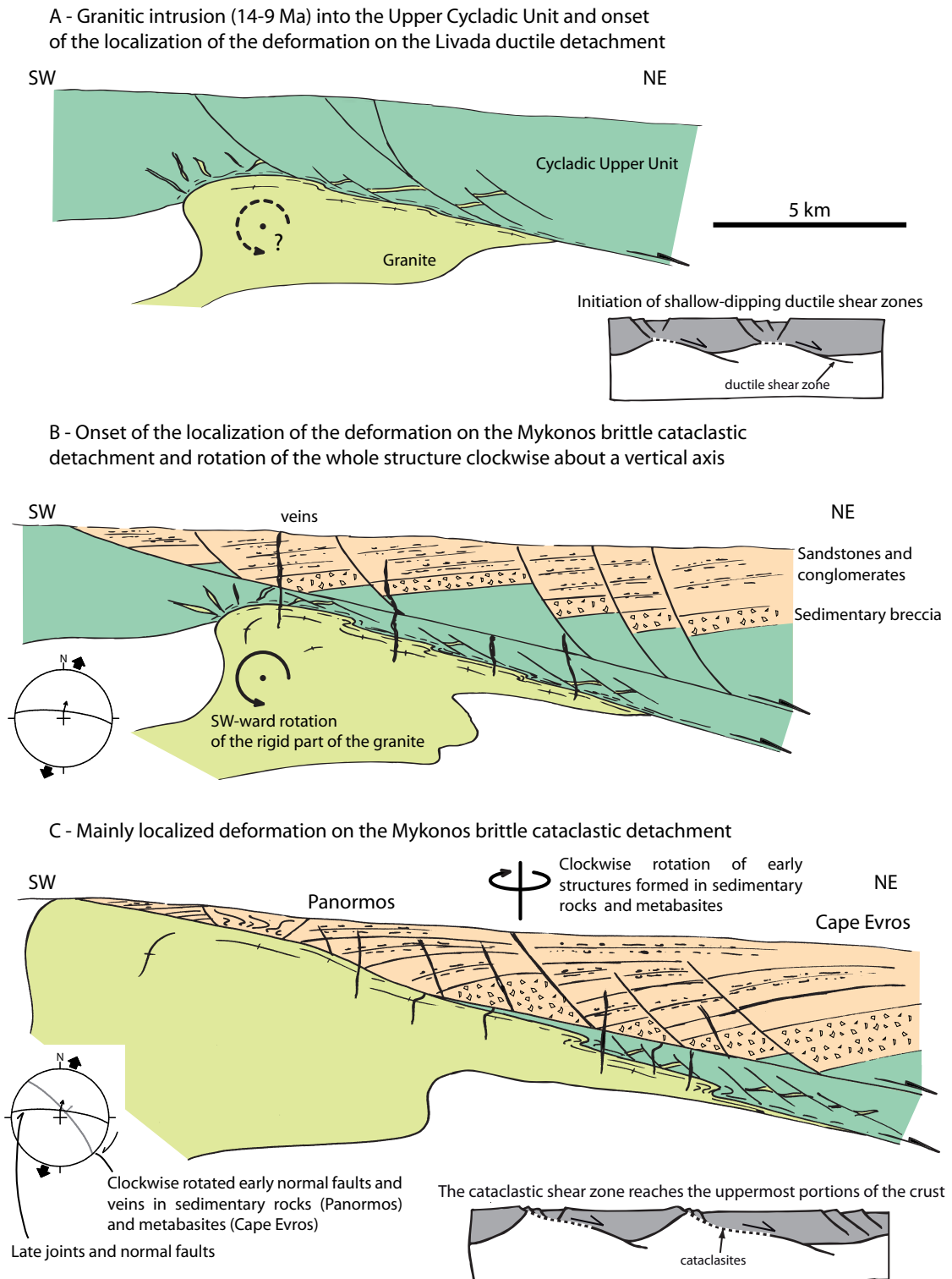


FIGURE II.14: Scenario of crustal-scale evolution of the detachment on Mykonos. See text for explanations.

of this paper, but further studies should be conducted to address the question of the respective contributions of shallow-dipping and steep faults in the final exhumation of metamorphic core complexes. The role played by granitic intrusions in lifting the brittle-ductile transition temporarily up during extension should be explored as well.

9 Conclusions

Field observations provide constraints on the overall geometry and kinematics of deformation related to post-orogenic extension in Mykonos. The extensional deformation is localized along a two-branch detachment system whose lower branch, active in the ductile regime, can be correlated to the Livada detachment cropping out in the eastern part of Tinos, and whose upper branch, the Mykonos detachment, is active in the brittle field and controls the deposition of syn-extension sediments in the Late Miocene. Soft-sediment deformation and the vein and fault network attest for slip along the Mykonos brittle detachment at shallow depth with a very shallow dip, close to the present geometry. The deformation is localized in space and time along the two branches of the detachment, which could have been active contemporary in relay, in response to the migration of the brittle-ductile transition. The Mykonos brittle detachment was active at the same time and after the Livada ductile detachment and the associated thick ductile shear zone that affects the Mykonos granite. These two detachments represent the last stages of the North Cycladic Detachment System, a shallow-dipping extensional structure observed along the whole northern Cyclades islands. We interpret paleomagnetic data in the footwall as rotations of the rigid part of the granite below the Mykonos and Livada detachments as an alternative to the more classical interpretation of a rotation and tilting of the detachment itself as would occur in a rolling-hinge mechanism for instance.

The contribution of this paper to the long-lived debate on the initial attitude and kinematics of detachments and formation of Metamorphic Core Complexes is thus to emphasize that brittle slip on the (Mykonos) detachment unambiguously occurred while it was at very low dip, and that paleomagnetically constrained rotation about an horizontal axis of the footwall granite does not require a steeper dip for the detachment. The evidence come from the hanging wall rift basin deposits that are in many places shallowly dipping, and have locally steep dip domains in opposite directions. Upper crustal blocks can therefore rotate beneath a flat detachment,

as is often observed at outcrop scale in shear zones. In addition, because the cataclastic-brittle slip along the detachment occurred at shallow dip, the sub-vertical attitude of the maximum principal stress as derived from minor joints, veins and normal faults as well from subvertical barite dikes argue in favour of the mechanical weakness of the Mykonos detachment, as recently discussed by (Collettini et al., 2009b) for the Zuccale fault in Elba.

Acknowledgments : This is a contribution to the ANR EGEO Project. Thanks are due to B. Wernicke and two anonymous reviewers who provided really useful suggestions to improve and clarify the manuscript.

10 Bilan sur l'étude du détachement de Mykonos

L'étude structurale du détachement de Mykonos nous a permis d'apporter de nouvelles contraintes sur la cinématique et le rôle des détachements lors de l'accommodation de la déformation tant d'un point de vue régional (domaine égéen) que d'un point de vue thématique.

Dans un contexte régional, la branche inférieure du système de détachements mis en évidence sur l'île de Mykonos a pu être corrélée avec un des détachements exhumés sur l'île de Tinos : le "Détachement de Livada". Ce détachement se présente sur les deux îles sous la forme d'un contact à faible pendage déformé ductilement entre les intrusions granitiques de Tinos et Mykonos (unité inférieure du détachement) et la Nappe Supérieure Cycladique (unité supérieure du détachement). La corrélation des détachements entre les îles de Tinos et Mykonos est également étayée par les styles de déformation enregistrée dans les différentes unités autour des détachements. Les "Détachements de Tinos et de Livada" se localisent au sommet ou à la base d'épais niveaux de cataclasites, formées au détriment de l'unité supérieure des détachements, la Nappe Supérieure Cycladique. Ainsi, les cataclasites du "Détachement de Tinos", affleurant sur l'île de Tinos, se caractérisent par des niveaux de serpentinites et de schistes riches en talc (Figures I.22 et II.15). Sur l'île de Mykonos, le "Détachement de Livada" se localise à la base de la Nappe Supérieure Cycladique intrudée par le granite de Mykonos. L'unité supérieure du "Détachement de Livada" est composée d'un mélange fortement cataclaté de metabasites et de granite intrusif (Annexe A, figure A.3). Les "Détachements de Tinos et de Livada" présentent donc des styles de déformation similaires avec une évolution de la déformation depuis un caractère ductile vers un caractère cassant. Cette évolution, accentuée par une cinématique similaire des détachements sur les deux îles, montre que les détachements ont traversé la transition cassant-ductile au cours de l'exhumation. Cependant, les mécanismes amenant au jeu des deux détachements considérés ici sont probablement différents et dépendent de la lithologie de l'unité inférieure. Ainsi, l'accommodation de la déformation le long du "Détachement de Tinos" a très certainement été facilité par la présence de talc, minéral à faible coefficient de friction (Collettini and Holdsworth, 2004) tandis que le jeu du "Détachement de Livada" a été rendu possible par les intrusions granitiques présentes sur les îles de Tinos et de Mykonos (Vanderhaeghe and Teyssier, 2001). Les zones de détachements ont également été adoucies par la présence de surpressions de fluides, d'origine météorique sur l'île de Tinos et profond sur l'île de Mykonos, facilitant ainsi leur jeu à faible pendage.

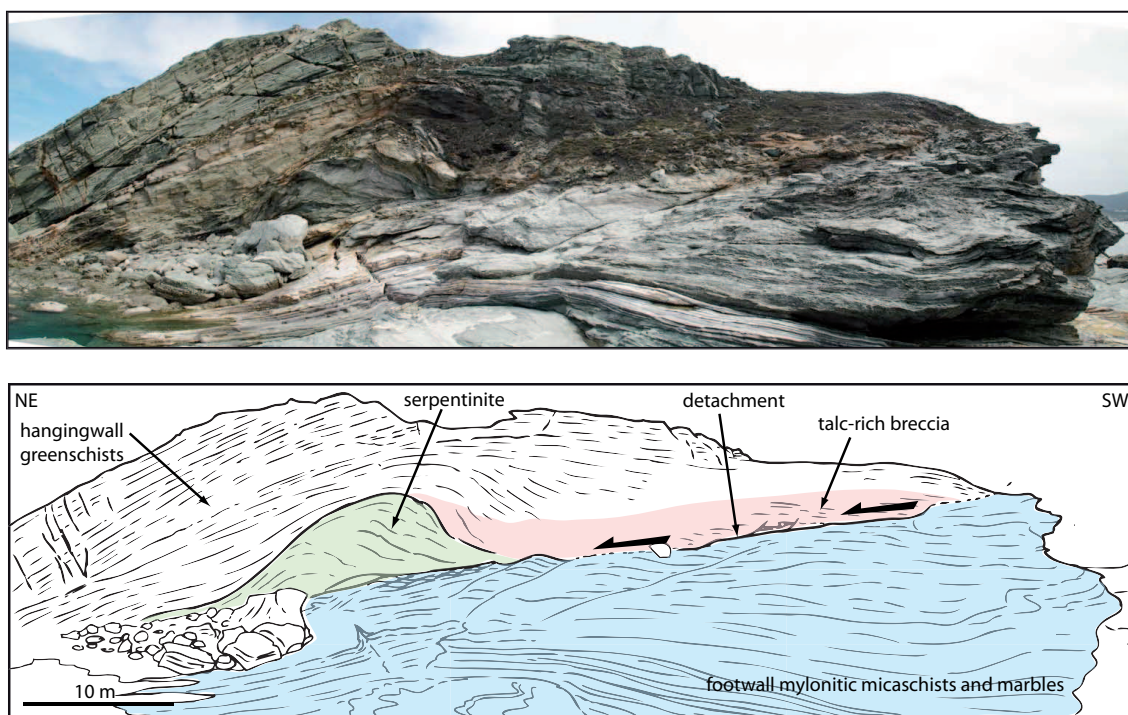


FIGURE II.15: "Détachement de Tinos" observé à Planitis sur l'île de Tinos (voir la figure I.20 pour la localisation) (d'après Jolivet et al., 2010b).

L'étude de la branche supérieure cataclastique du détachement (le "Détachement de Mykonos"), qui met en contact l'unité sédimentaire sur les metabasites ou le granite, montre que ce dernier a été actif avec une géométrie proche de sa géométrie actuelle à faible profondeur, donc en régime cassant. Ces conclusions apportent de nouvelles contraintes sur le modèle structural d'une croûte continentale égéenne en extension (Mehl et al., 2005). La synthèse des données collectées sur les îles d'Andros, de Tinos et de Mykonos montre que les détachements nord-cycladiques peuvent être considérés à différents stades d'évolution comme une seule et unique structure d'échelle crustale : le Système de Détachement Nord-Cycladique. De plus, les études de terrain révèlent que le "Détachement de Tinos" a été actif depuis la transition cassant-ductile jusqu'à environ 7 km de profondeur (Parra et al., 2002; Mehl et al., 2007). Le "Détachement de Mykonos", quant à lui, a été actif à faible profondeur et a permis d'accommoder environ 8 km de l'exhumation des roches de l'unité inférieure (voir section 8.3 de ce chapitre). Ces résultats montrent donc que le Système de Détachement Nord-Cycladique a été actif sur toute l'épaisseur de la croûte et a permis d'accommoder une grande partie de l'exhumation des roches constituant l'unité inférieure des détachements. Cette synthèse a fait l'objet d'un article publié à *EPSL*, présenté dans le quatrième chapitre de cette partie.

Parallèlement, une analogie entre les Metamorphic Core Complex nord

cycladiques et le rift actif de Corinthe a pu être mise en avant (Jolivet et al., 2010a). De nombreuses similitudes apparaissent en terme de cinématique, géométrie et conditions P-T-fluides. Cette analyse publiée au journal *Tectonophysics* montre que la formation du Golfe de Corinthe peut être considérée comme faisant partie du continuum d'extension qui a débuté il y a 30-35 Ma en Mer Égée et qui a récemment été localisé dans une région plus restreinte. De plus, la structure et la cinématique actuelles du Golfe de Corinthe peuvent être expliquées par une série de décollements se relayant et formant un détachement d'échelle crustale, mécaniquement faible. Ainsi, la déformation, les circulations de fluides et les caractéristiques métamorphiques observées dans les Metamorphic Core Complex nord-cycladiques peuvent être de bons analogues des processus profonds conduisant à la formation du Golfe de Corinthe (Figure II.16).

Finalement, cette étude amène de nouveaux arguments en faveur du jeu des détachements à faible pendage dans la croûte supérieure cassante, avec une direction de la contrainte principale maximale verticale. La structuration des détachements des Basin and Range et des Apennins montrent des similitudes avec le détachement cataclastique de Mykonos (évolution de la déformation dans le zone de faille, minéralogie). Une comparaison de ces détachements sera présentée plus en détail à la suite de l'étude des gouges du détachement de Mykonos (voir le deuxième chapitre de cette partie) et un mécanisme d'adoucissement sera proposé pour la réactivation des détachements à faible pendage et à faible profondeur.

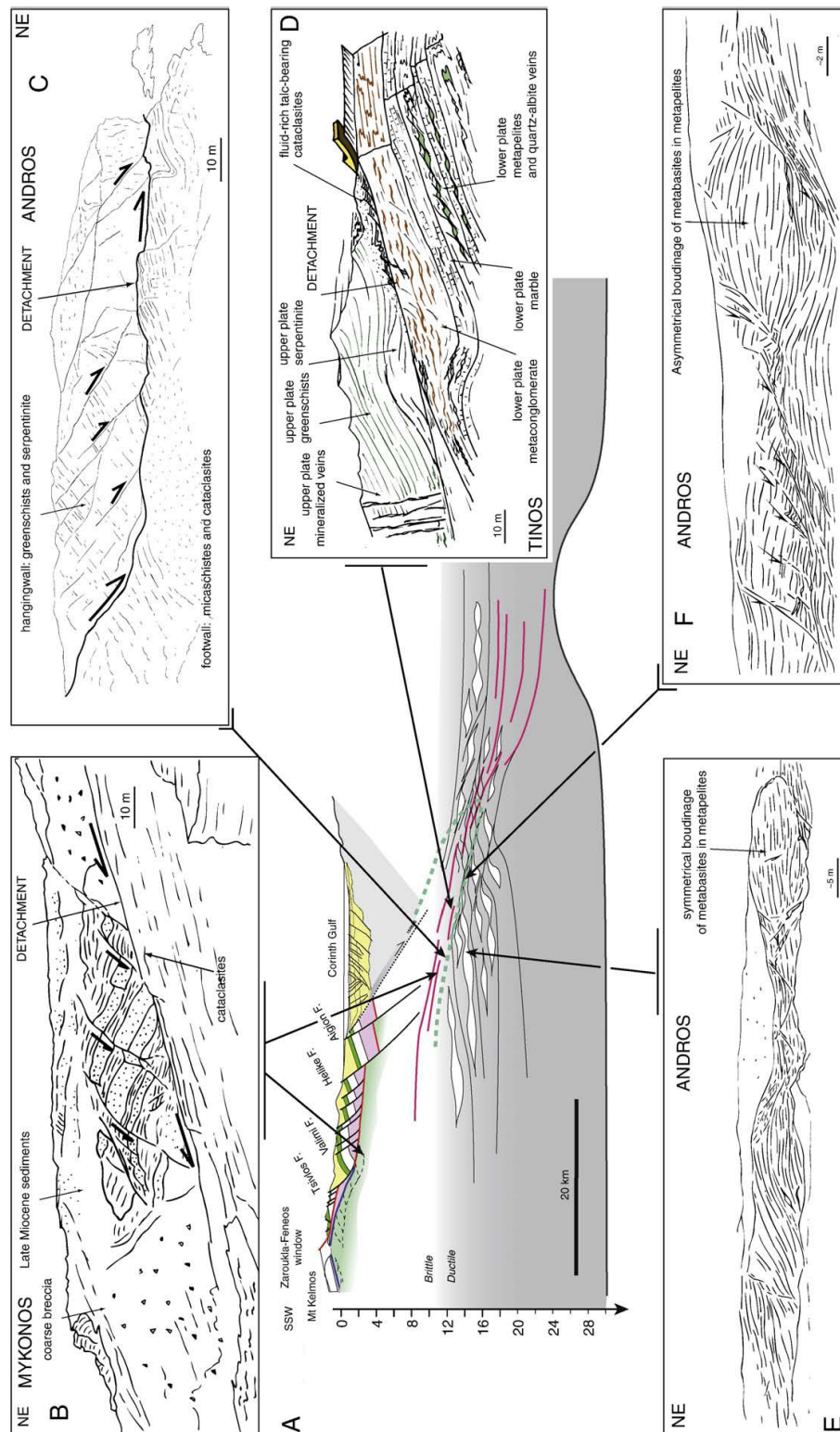


FIGURE II.16: Coupe schématique d'échelle crustale du Golfe de Corinthe, corrélée avec les observations effectuées dans les détachements nord-cycladiques exhumés. Voir la figure I.23 pour la localisation de la coupe. (Modifié d'après Jolivet et al., 2010a).

CHAPITRE 2

ETUDE DES GOUGES DU DÉTACHEMENT DE MYKONOS

Dans ce chapitre, nous proposons une étude pétro-structurale qualitative des gouges du détachement cataclastique de Mykonos afin de caractériser les mécanismes de déformation interne de la zone de détachement. Pour ce faire, une observation par Microscopie Electronique à Balayage et une analyse par diffractions des Rayons X des gouges ont été réalisées au laboratoire de Géologie de l'Ecole Normale Supérieure de Paris, en collaboration avec Alexandre Schubnel.

L'étude de la géométrie et de la cinématique du détachement de Mykonos nous a permis de le confronter aux détachements décrits dans le premier chapitre de ce manuscrit. Nous avons ainsi pu montrer que ce détachement montre plusieurs similitudes avec d'autres détachements dans le monde et a permis de préciser les contraintes sur le jeu des détachements du modèle général établi (voir figure I.31). Nous avons entrepris alors l'étude des gouges du détachement cataclastique de Mykonos afin de déterminer les lithologies dans la zone de détachement, et ainsi permettre une comparaison plus précise de ce détachement avec le modèle général.

1 Description des gouges

Le détachement cataclastique de Mykonos, affleurant au sud de la Baie de Panormos et au nord-est de l'île à Cape Evros, présente une structuration très différente d'un site à l'autre. A Panormos, le détachement repose directement sur le granite cataclasé et ne présente pas de niveaux de gouges très développés. A Cape Evros, deux niveaux de gouges distincts sont observables, une gouge lie-de-vin surmontant une gouge orangée (Figure II.17). De plus, une unité de metabasites appartenant à l'Unité Supérieure Cycladique est présente dans l'unité inférieure du

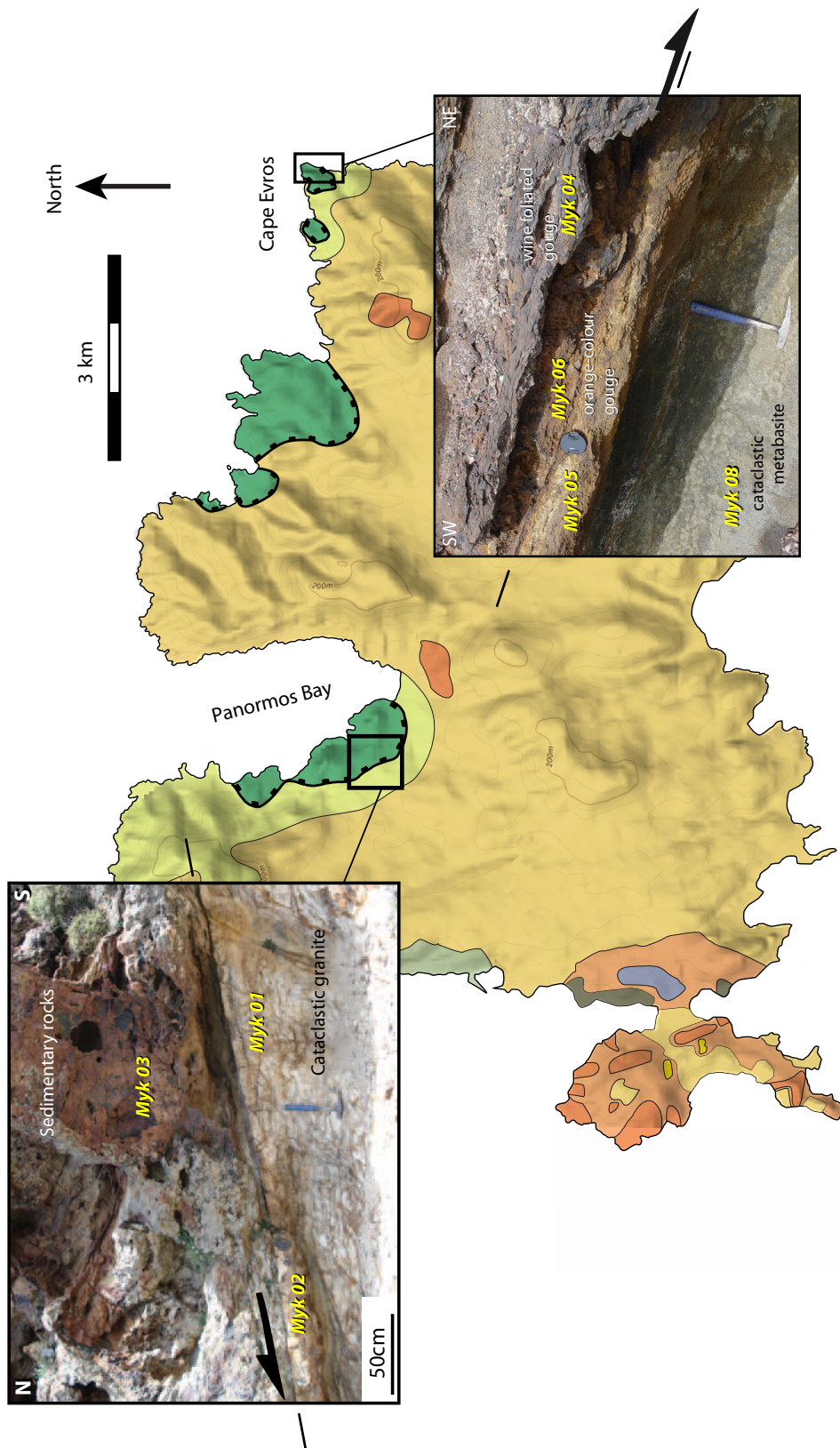


FIGURE II.17: Localisation des sites de prélèvement des gouges.

détachement cataclastique de Mykonos, au toit du granite (voir le chapitre 2, section 4 de cette partie pour une description structurale détaillée). L'échantillonnage a donc été effectué dans ces deux sites afin de caractériser la minéralogie et les mécanismes de déformations dans la zone de détachement.

Sept échantillons ont été prélevés dans les gouges du détachement (Table 1). Trois échantillons caractérisent l'affleurement de Panormos (Myk01 à Myk 03, voir figure II.17) tandis que les échantillons Myk04 à Myk07 caractérisent les unités observables à Cape Evros (Figure II.17). La composition minéralogique des gouges et les déformations enregistrées ont été obtenues en couplant une analyse par microscopie optique à une analyse par diffraction des rayons X. Les gouges de Cape Evros (Myk04 à Myk 06) ont été analysées par Microscopie Electronique à Balayage afin de définir plus précisément la composition de la matrice. Les données de diffraction des rayons X ont été obtenues sur des poudres faites à partir des échantillons prélevés. Les données ont été collectées avec un diffractomètre Rigaku équipé d'une anode de cuivre ($\text{CuK}\alpha$) et d'un détecteur opérant à 40 kV et 200 mA entre 0° et 90° (angle 2θ).

Echantillons	localisation	Unité	Position structurale
Myk01	Panormos	granite cataclaté	mur du détachement
Myk02	Panormos	gouge blanche massive	détachement
Myk03	Panormos	conglomérat	toit du détachement
Myk04	Cape Evros	gouge lie-de-vin	détachement
Myk05	Cape Evros	gouge orangée	détachement
Myk06	Cape Evros	gouge orangée	détachement
Myk07	Cape Evros	brèche sédimentaire	toit du détachement

TABLE 1: Minéralogie et position structurale des différents échantillons analysés.

1.1 Le détachement à Panormos

Dans la baie de Panormos, le détachement met en contact l'unité sédimentaire constituée d'une alternance de conglomérats et de sables (Sanchez-Gomez et al., 2002), directement sur le granite, cataclaté sur quelques mètres d'épaisseur sous le détachement. Le détachement consiste en un plan de faille de pendage 16° vers le Nord et constitué d'une fine gouge blanchâtre d'une dizaine de centimètres d'épaisseur. Les trois échantillons prélevés (Myk01 à Myk03) reflètent les trois unités

observées : le granite cataclaté (Myk01), la fine gouge du détachement (Myk02) et l'unité sédimentaire (Myk03) reposant sur le détachement (Figure II.17).

Le granite cataclaté : Il est constitué de fins grains anguleux fracturés de quartz et de feldspath (Figure II.18), et d'une matrice dans les zones les plus fracturées. Les données obtenues par diffraction des rayons X ont permis de préciser les minéraux constituant le granite cataclaté, notamment dans la matrice. La figure II.19 montre que le granite est formé de quartz, sanidine (feldspath potassique de HT) et de deux phyllosilicates, l'illite et la dickite; la dickite appartenant au groupe des kaolins (Bailey, 1963).

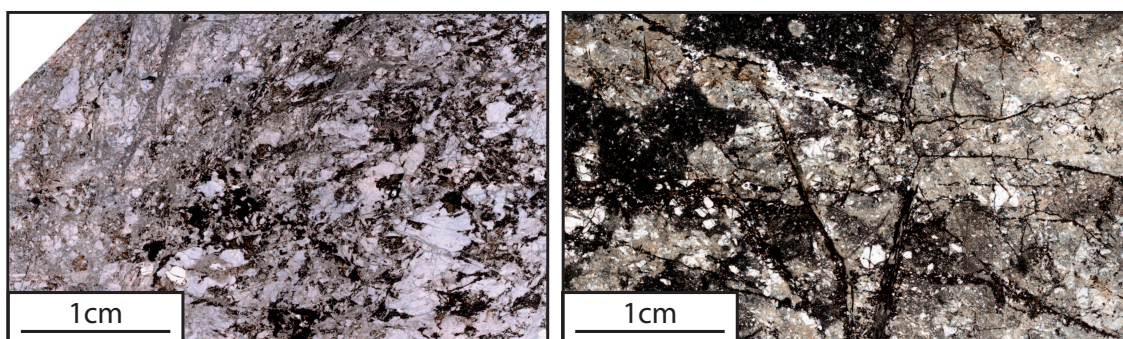


FIGURE II.18: Echantillons Myk01 (à gauche) et Myk02 (à droite) observés en microscopie optique.

La gouge du détachement : La gouge de détachement présente en microscopie optique des grains fins de quartz fracturés et une matrice, noire, constituant environ 30% de l'échantillon (Figure II.18). L'analyse par diffraction des rayons X montrent une minéralogie similaire à celle de l'échantillon Myk01, soit un assemblage : quartz, sanidine, illite, dickite. Il est à noter également la présence d'un second feldspath, l'albite (Figure II.20).

L'unité sédimentaire : L'unité sédimentaire a été analysée par microscopie optique (Figure II.21). L'échantillon, prélevé dans un niveau de conglomérats (Figure II.17), présente de nombreux grains de quartz fracturés. En lumière polarisée-analysée, certains grains de quartz présentent une extinction roulante, témoin d'une déformation en régime ductile (Figure II.21, gauche). Aucune déformation ductile n'étant identifiée dans l'unité sédimentaire, il est probable que ces grains de quartz soient d'anciens grains de quartz remaniés provenant du granite (Sanchez-Gomez et al., 2002). De plus, des fines veines présentant un remplissage sont observées dans cette unité (Figure II.21, droite). Ces veines ont également été

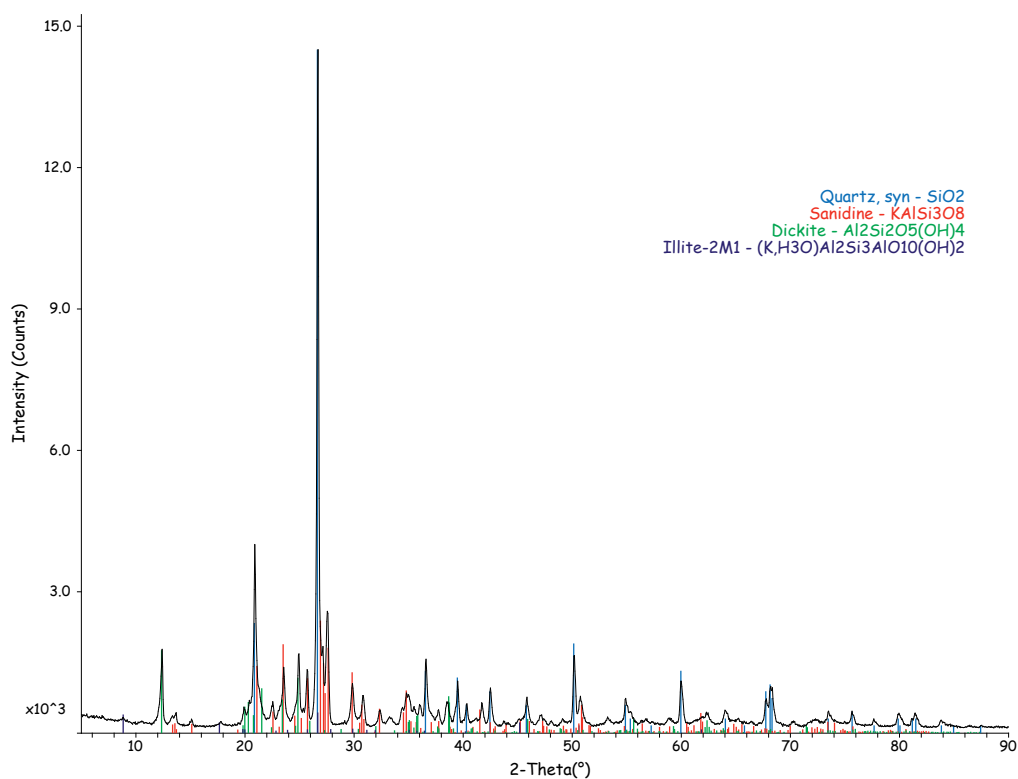


FIGURE II.19: Diffractogramme des rayons X obtenus pour l'échantillon Myk01.

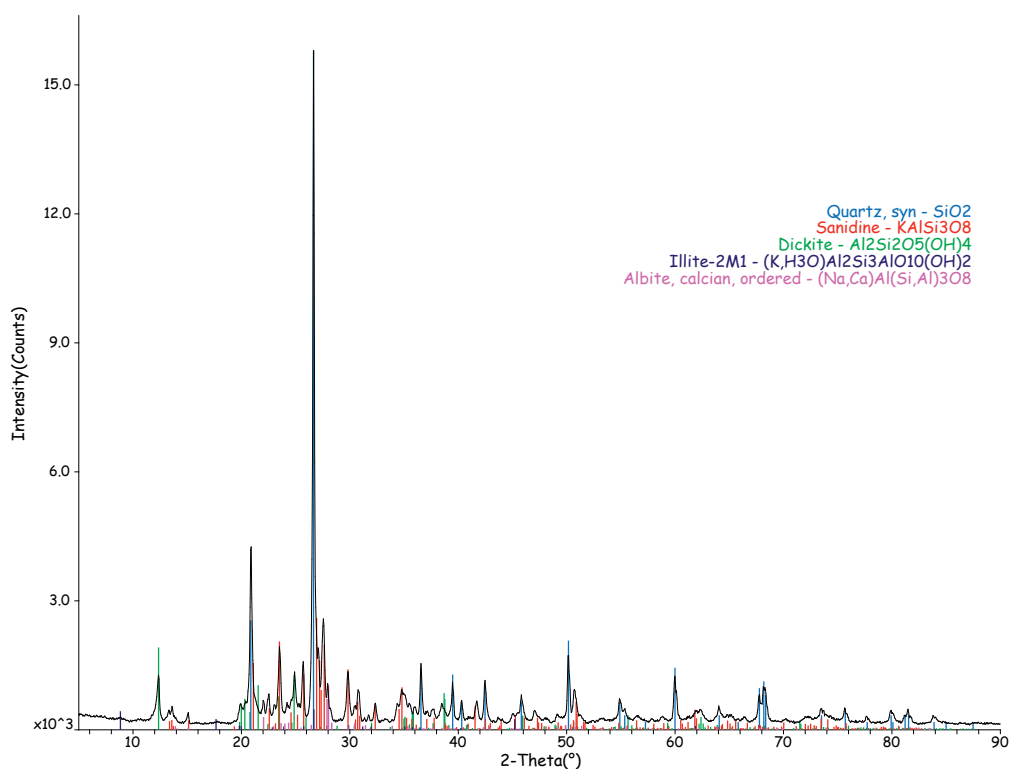


FIGURE II.20: Diffractogramme des rayons X obtenus pour l'échantillon Myk02.

trouvées dans l'unité sédimentaire à Cape Evros, dont l'analyse par diffraction des rayons X a révélé un remplissage de goethite.

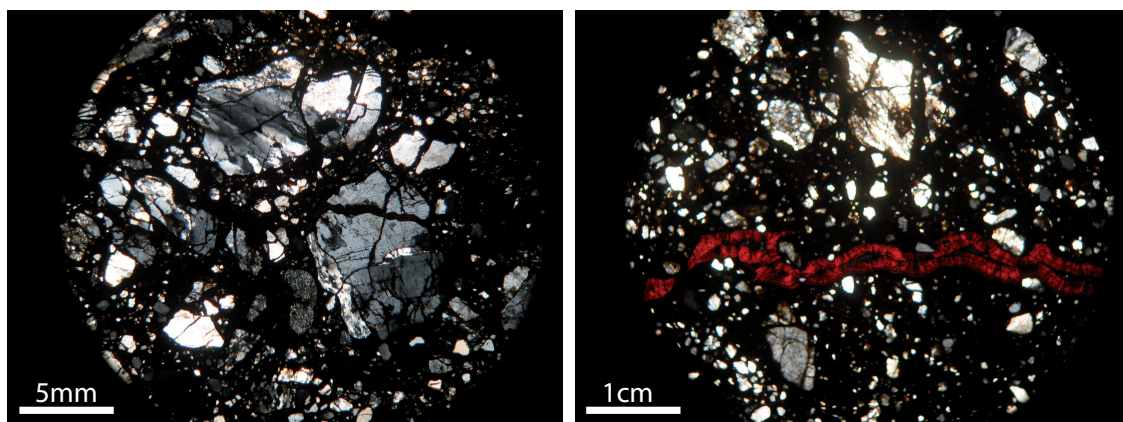


FIGURE II.21: Echantillon Myk03 observé en microscopie optique. A gauche, grains de quartz fracturés présentant des extinctions roulantes. A droite, veines avec un remplissage de goethite.

La figure II.22 présente une synthèse des lithologies et des minéraux présents autour et dans la zone de détachement.

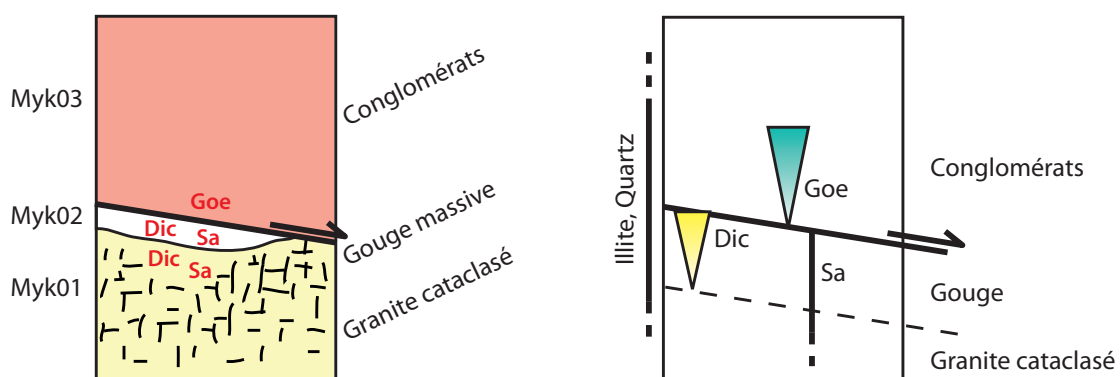


FIGURE II.22: Synthèse des lithologies et des minéraux présents autour et dans la zone de détachement à Panormos. Goe : Goethite ; Dic : Dickite ; Sa : Sanidine.

1.2 Le détachement à Cape Evros

A Cape Evros, le détachement sépare l'unité sédimentaire d'une unité constituée de metabasites cataclasées sous le détachement sur une épaisseur variant de 1m à 4-5m (Figure II.17). La partie supérieure des metabasites cataclasées est surmontée d'un niveau de gouge orangée de 50cm d'épaisseur environ passant progressivement à une gouge couleur lie-de-vin. Des bandes de cisaillement à faible pendage espacées de 10-20cm recoupent la gouge lie-de-vin ; la foliation en sigmoïdes entre ces bandes indiquent un sens de cisaillement top-vers-le-NE. Un plan de faille discret recoupe la gouge orangée et est orienté N120°,12°NE. Les échantillons ont été prélevés dans les niveaux de gouges ainsi que dans l'unité sédimentaire (Table 1). Deux échantillons ont été prélevés dans la gouge orangée : un premier sous le plan de faille discret (Myk05) et un second au-dessus du plan de faille (Myk06). Un dernier échantillon, Myk07, a été prélevé dans l'unité sédimentaire bréchique au-dessus du détachement. Les échantillons de Cape Evros ont également été analysés par Microscopie Electronique à Balayage. L'étude des électrons rétro-diffusés par un détecteur BSE a permis de donner le contraste chimique de l'échantillon et donc de définir les différentes espèces chimiques présentes.

La gouge orangée : Elle se présente à l'affleurement sous forme d'une gouge très fine, friable recoupée par le plan de détachement discret. En microscopie optique, la gouge sous le plan de détachement discret (Myk05) se compose d'une matrice à 80% et de quelques grains de quartz et de feldspath fracturés dont la taille n'excède pas quelques millimètres (Figures II.23).

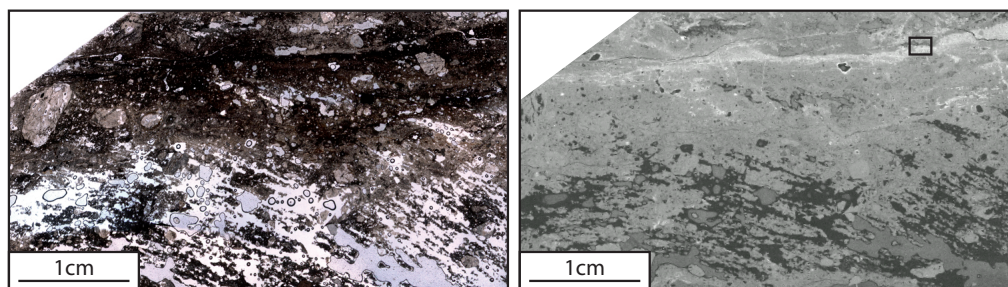


FIGURE II.23: Enchantillon Myk05 observé en microscopie optique (à gauche) et en microscopie électronique à balayage (à droite). L'encadré noir indique la localisation des mesures de la figure II.24.

L'analyse au MEB de l'échantillon Myk05 révèle la présence d'une structure sub-horizontale blancheâtre pouvant correspondre à une ancienne fracture. Une cartographie des éléments a été effectuée dans cette zone afin de définir les minéraux la constituant (Figure II.24). Cette cartographie met en évidence un mélange à 95% de silice, d'aluminium et, en moindre importance, de fer entourant la fracture. Cette dernière est constituée majoritairement d'oxydes de manganèse (à plus de 60%) associés à quelques pourcents d'aluminium et de magnésium. Cependant, aucun constituant riche en manganèse ne ressort de l'analyse par diffraction des rayons X dans cet échantillon (Figure II.25). Au contraire, cette analyse fait ressortir une gouge relativement pure constituée uniquement de quartz et d'illite.

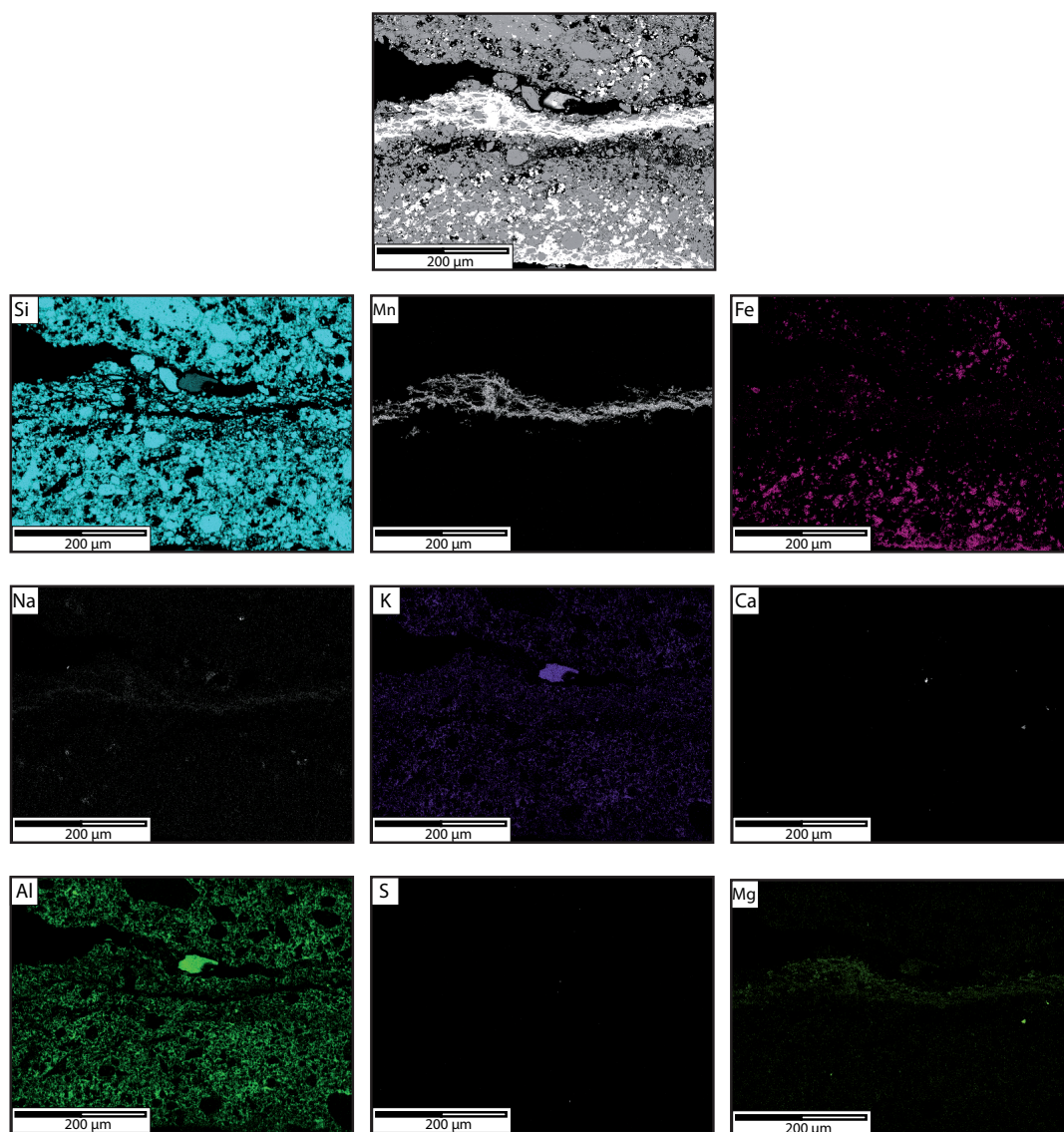


FIGURE II.24: Cartographie des éléments présents dans la fracture de l'échantillon Myk05. Voir la figure II.23 pour la localisation de la cartographie

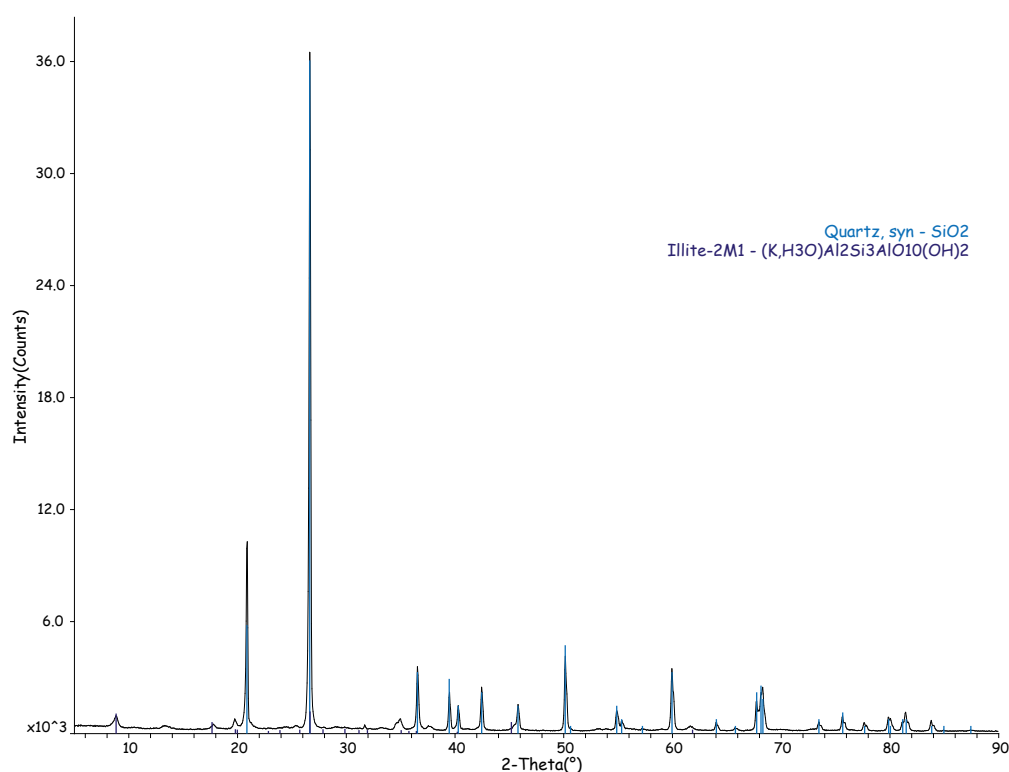


FIGURE II.25: Diffractogramme des rayons X obtenus pour l'échantillon Myk05.

La gouge située au-dessus du plan de détachement discret (Myk06) présente des différences notables avec la gouge Myk05. En microscopie optique, la gouge Myk06 se compose principalement de matrice (Figure II.26). L'analyse par diffraction des rayons X révèle la présence de quartz et d'illite, à l'image de la gouge présente sous le plan de détachement, mais également de goethite et de dickite (Figure II.27). Les observations en microscopie électronique à balayage montre une texture différente de la matrice pouvant témoigner de circulation de fluides (Figure II.26), non observée sur l'échantillon Myk05. Cette différenciation entre les gouges Myk05 et Myk06 implique donc un rôle majeur du plan de détachement discret, probablement lors de la circulation de fluides autour de la zone de détachement.

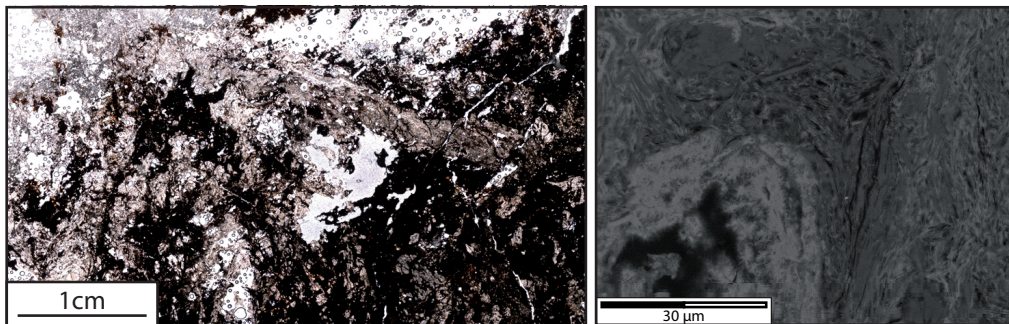


FIGURE II.26: Echantillon Myk06 observé en microscopie optique (à gauche) et en microscopie électronique à balayage (à droite).

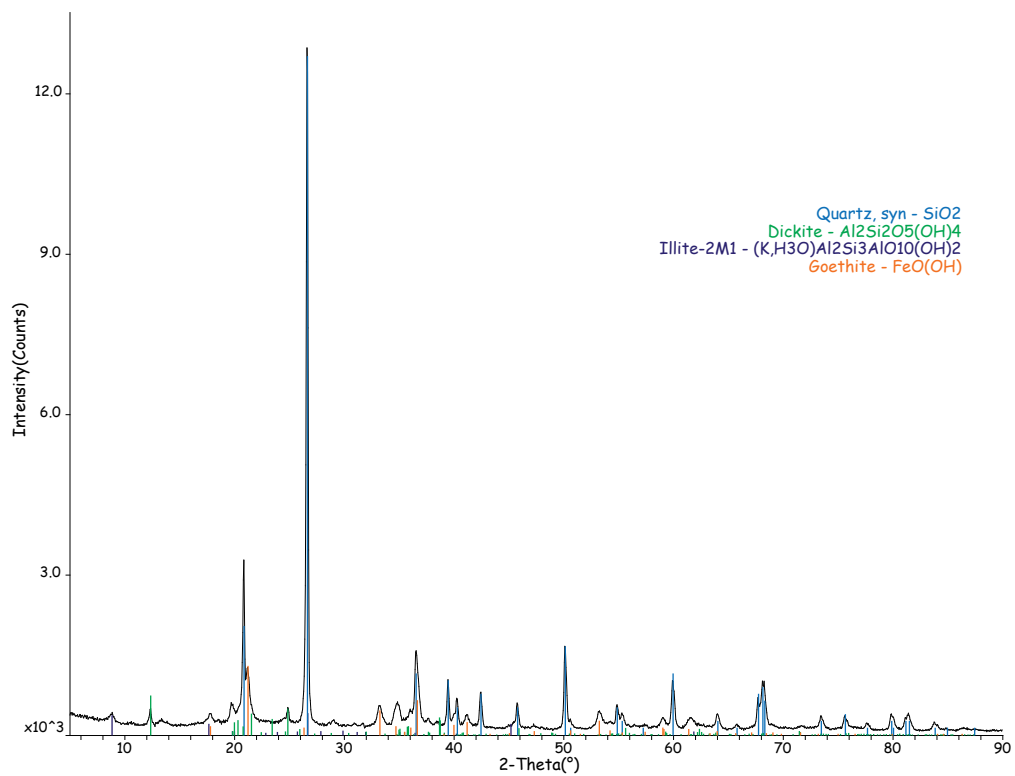


FIGURE II.27: Diffractogramme des rayons X obtenus pour l'échantillon Myk06.

La gouge lie-de-vin : La gouge lie-de vin (Myk04) se présente comme une gouge fine et massive à l’affleurement, recoupée par des bandes de cisaillement à faible pendage. En microscopie optique, cette gouge se compose à 75% d’une matrice associée à des grains millimétriques de quartz et de feldspath (Figure II.28).

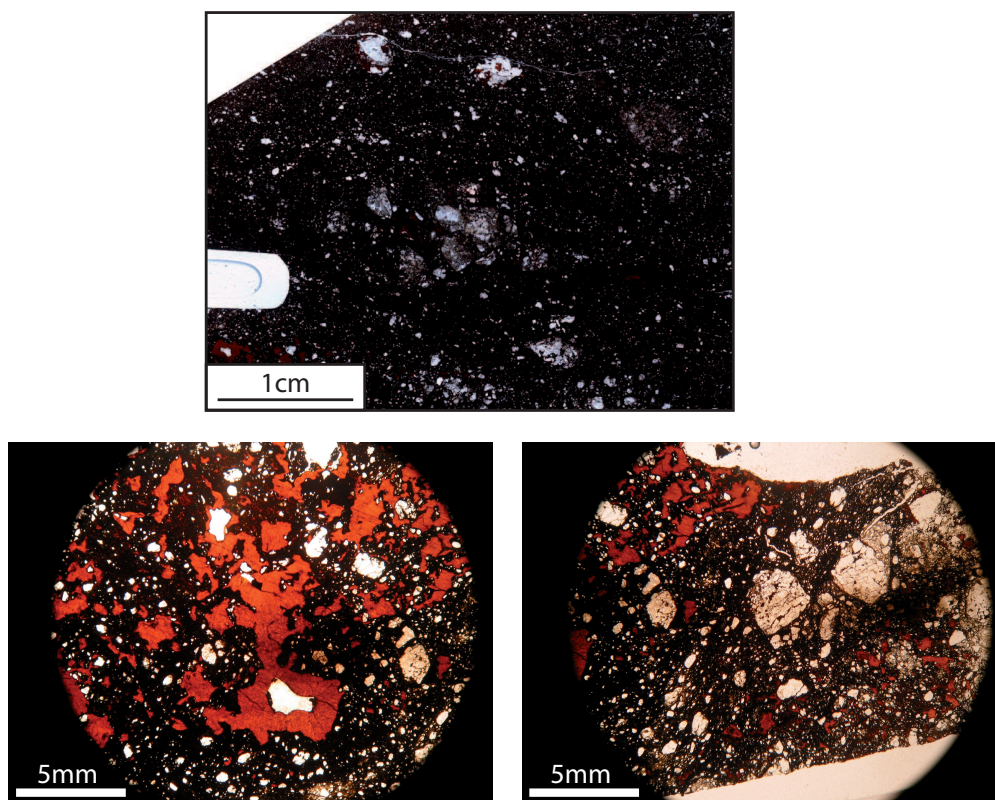


FIGURE II.28: Echantillon Myk04 observé en microscopie optique montrant la porosité remplie par de la goethite.

L’analyse par diffraction des rayons X (Figure II.29) montre une association de quartz, illite et goethite, similaire à la gouge orangée présente au-dessus du plan de détachement (Myk06). La goethite se présente dans cette gouge sous forme de minéraux en baguettes remplissant la porosité. Au microscope électronique à balayage, la matrice présente, à l’image de la gouge Myk06, une texture pouvant témoigner de circulation de fluides (Figure II.30). L’analyse des électrons rétro-diffusés par BSE au niveau de ces circulations de fluide montre une association de silice et de fer avec quelques pourcentages de magnésium et d’aluminium.

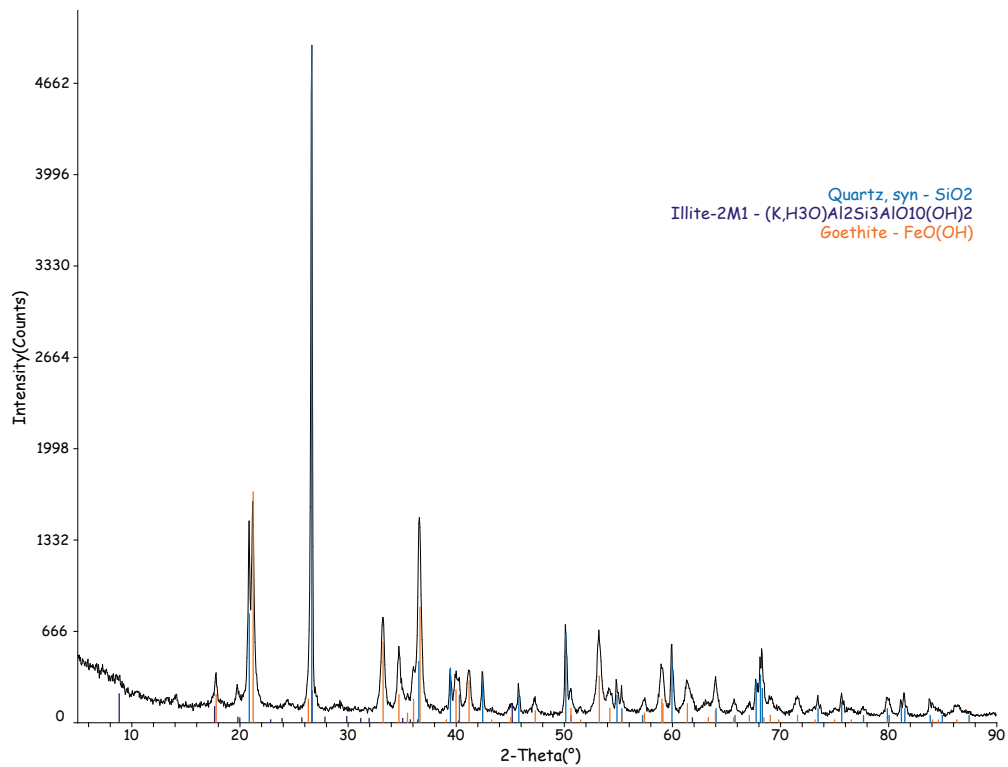


FIGURE II.29: Diffractogramme des rayons X obtenus pour l'échantillon Myk04.

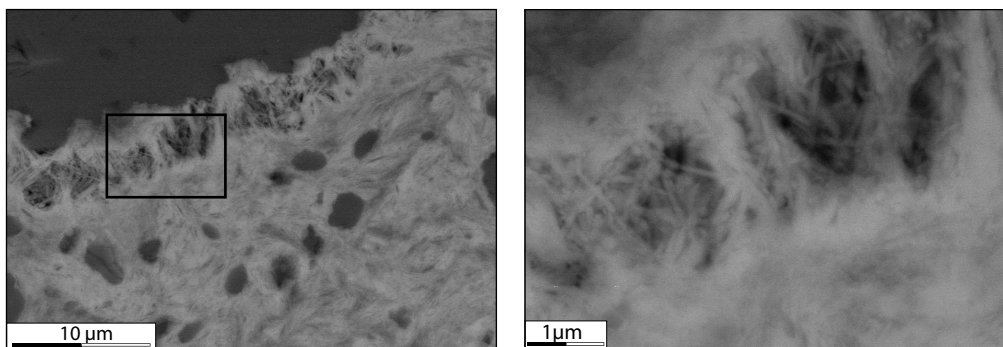


FIGURE II.30: Echantillon Myk04 observé en microscopie électronique à balayage montrant une texture de circulation de fluides. A gauche, la texture de la matrice témoignant de circulation de fluides. A droite, les minéraux de goethite en baguette poussant dans la porosité.

L'unité sédimentaire : L'unité sédimentaire (Myk 07) évolue, à Cape Evros, depuis une brèche sédimentaire d'une dizaine de mètres d'épaisseur au-dessus du détachement vers une alternance de sables et conglomérats (Dürr and Altherr, 1979; Sanchez-Gomez et al., 2002). La brèche sédimentaire présente de gros grains de quartz anguleux et fracturés entourés d'une matrice fine (Figure II.31). Les observations ont révélé la présence de goethite dans la matrice et de barytine dans ou autour des grains de quartz.

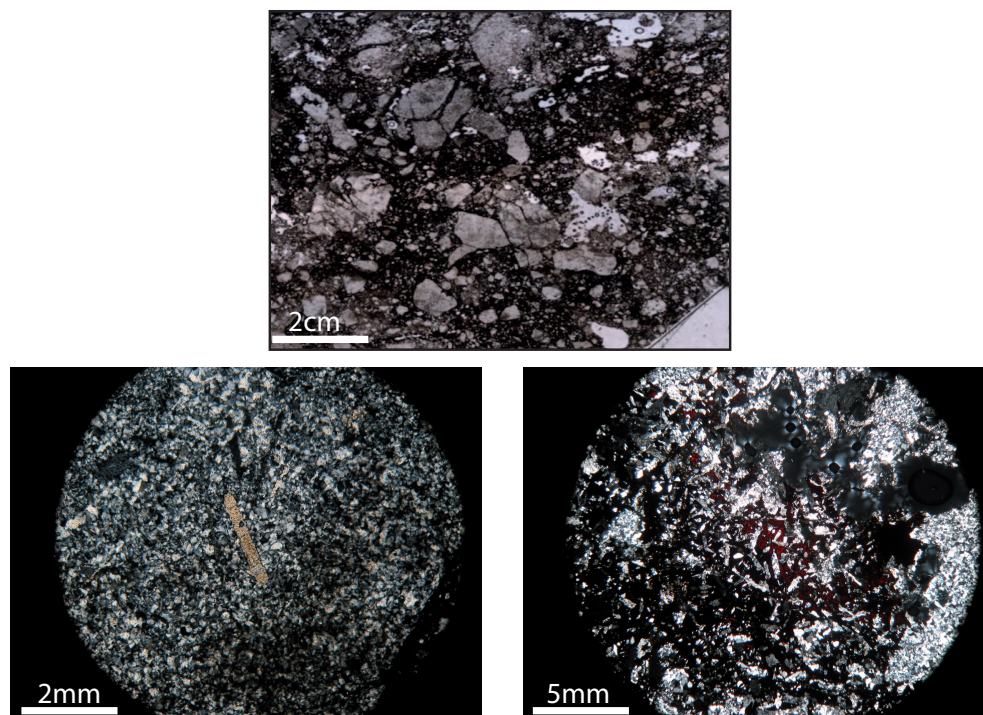


FIGURE II.31: Echantillon Myk07 observé en microscopie optique. En bas, zoom montrant à gauche la présence de baguette de barytine dans les grains de quartz et à droite, le remplissage de goethite dans la matrice

La barytine a été révélée par microscopie électronique à balayage associée à une analyse des électrons rétro-diffusés par BSE (Figure II.32). L'analyse par diffraction des rayons X a permis de confirmer ces résultats et montre un assemblage de quartz, goethite et barytine dans la brèche sédimentaire (Figure II.33).

La figure II.34 présente une synthèse des lithologies et des minéraux présents autour et dans la zone de détachement.

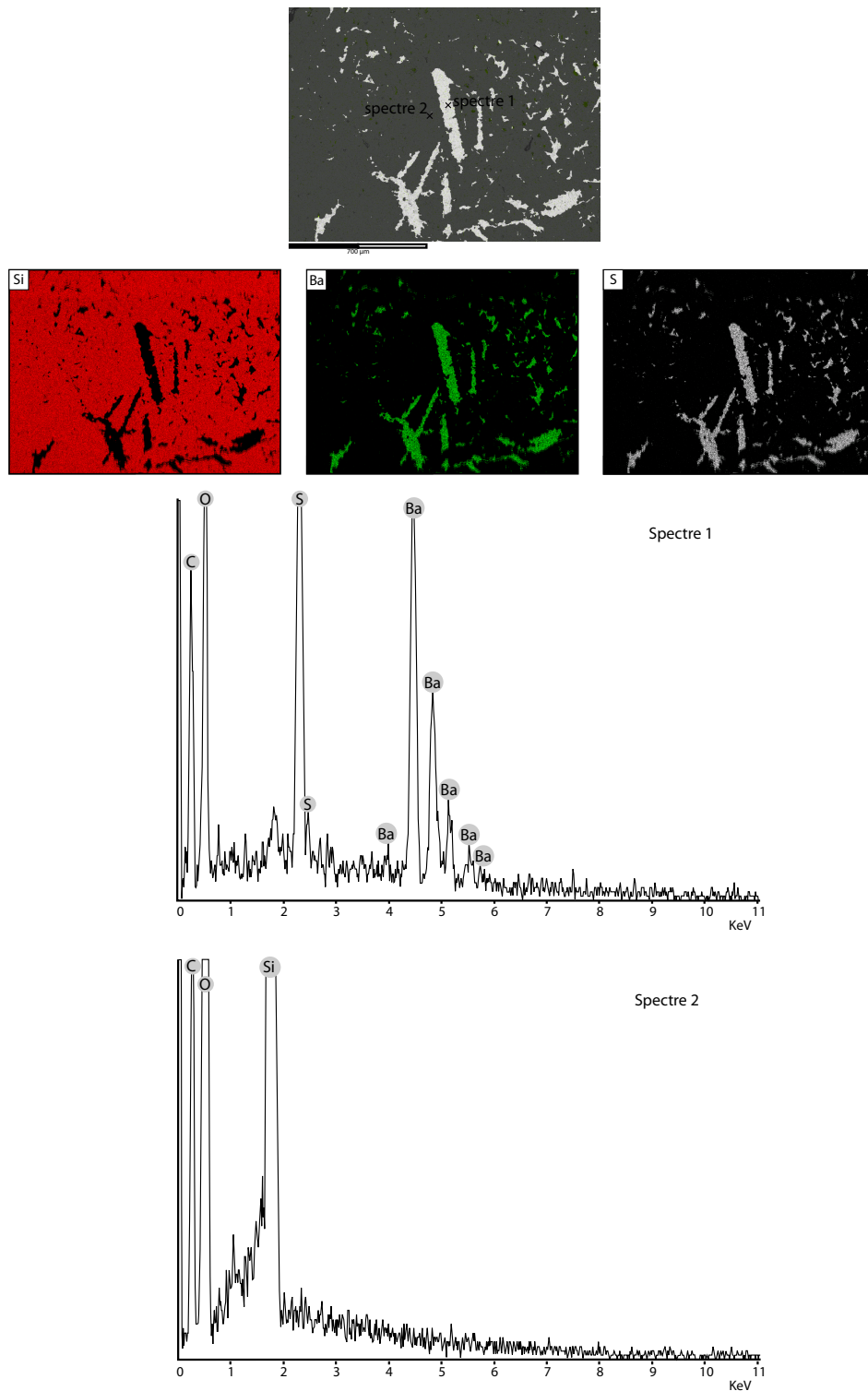


FIGURE II.32: Cartographie et spectres des éléments, obtenus par analyse des électrons rétro-diffusés en microscopie électronique à balayage montrant une baguette de barytine dans un grain de quartz.

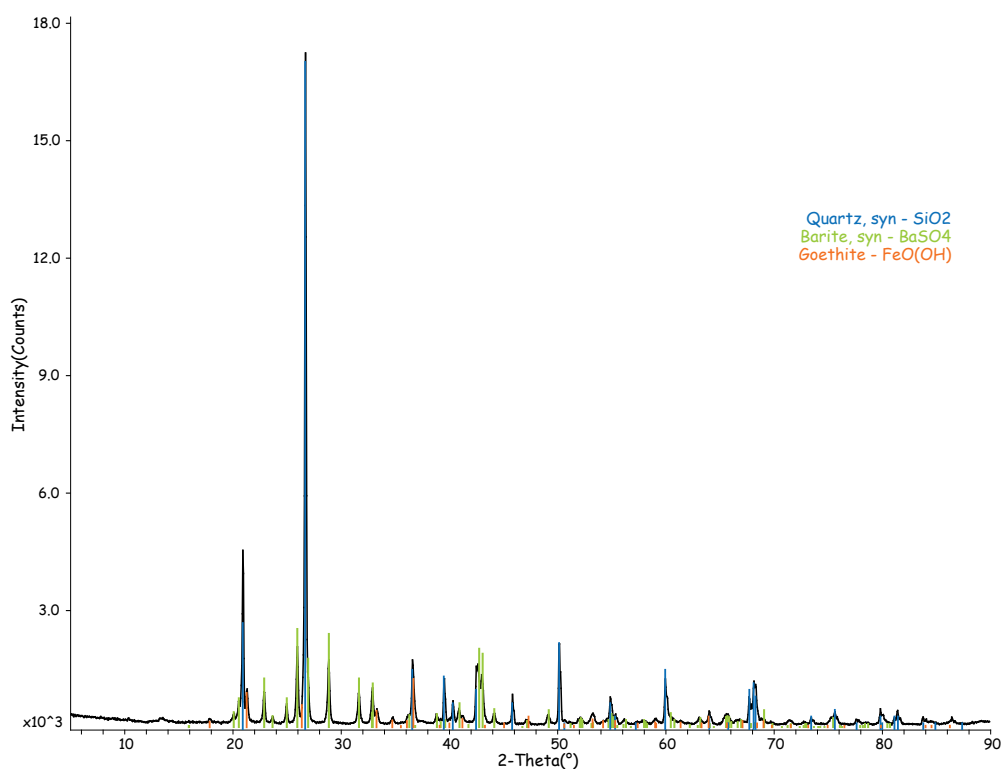


FIGURE II.33: Diffractogramme des rayons X obtenus pour l'échantillon Myk07.

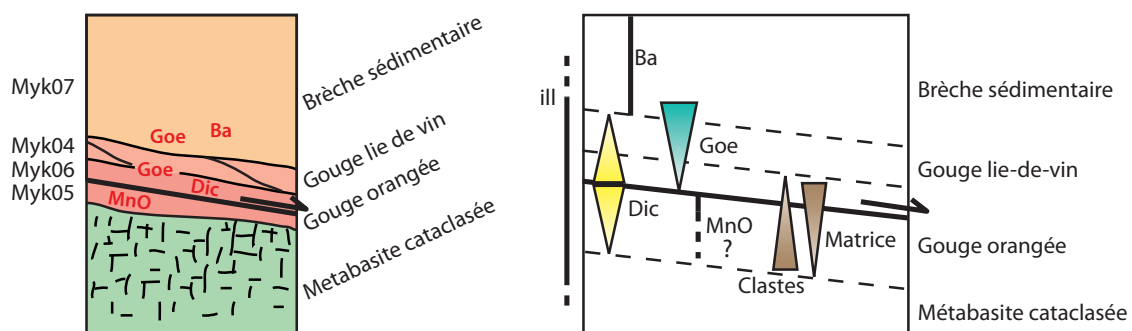


FIGURE II.34: Synthèse des lithologies et des minéraux présents autour et dans la zone de détachement à Cape Evros. Goe : Goethite ; Dic : Dickite ; Ba : Barytine ; Mno : Oxyde de Manganèse.

2 Interprétations

Les observations en microscopie optique ne montrent pas de marqueurs de déformation importante dans la zone de détachement (fracturation témoignant de la cataclase des gouges et extinctions roulantes observées dans les grains de quartz remaniés du laccolite) mais des gouges constituées principalement de matrice, notamment à Cape Evros. Il apparaît très nettement que les gouges sont constituées des mêmes minéraux en proportions variables quelle que soit la zone de prélèvement. Les résultats de la diffraction des rayons X montrent en effet que les gouges sont toutes composées de quartz et d'illite. Quelques feldspaths (sanidine) provenant du laccolite (mur du détachement) sont observés dans les gouges de Panormos alors que les gouges de Cape Evros sont associées à de la goethite et à des oxydes de manganèse localement. Les différents minéraux observés occupent différentes positions structurales (Table 2 et figure II.35) ce qui doit refléter des conditions de mise en place différentes.

La goethite et les oxydes de manganèse s'agencent différemment dans la zone de gouges. En effet, la goethite se retrouve dans les gouges présentes au-dessus du plan de détachement discret recoupant la gouge orangée (Myk04 et Myk06) alors que les oxydes de manganèse n'ont été observés que dans la gouge au niveau du plan de détachement (Myk05). La goethite se retrouve également dans la porosité et les fractures de l'unité sédimentaire, supposant une minéralisation lors de circulations de fluides. Aubourg et al. (2000) ont mis en évidence la présence de goethite dans la zone de détachement de Tinos et l'ont interprétée comme témoin de circulation d'un fluide météorique à travers la zone de détachement. La présence d'oxydes de manganèse a été mise en évidence dans différents systèmes extensifs tels que les détachements des Basin and Range (Hayman, 2006) ou le graben de Vallès-Penedès en Espagne (Travé et al., 2009). Les différents auteurs ont interprété ces oxydes comme étant liés à des circulations de fluides météoriques en surface, dans des conditions oxydantes. La présence d'oxydes dans la zone de détachement témoigne donc probablement de circulations de fluides oxydants à faible profondeur.

La barytine est observée uniquement dans l'unité supérieure sédimentaire à Cape Evros. Cette observation contraste avec les veines et dykes de barytine subverticaux observés à l'affleurement et recoupant l'ensemble des unités (laccolite, Nappe Cycladique Supérieure, unité sédimentaire). Sanchez-Gomez et al. (2002) ont montré que l'unité sédimentaire est constituée de nombreux clastes de granite, impliquant la formation de cette unité à la suite de la mise en place du granite.

Minéraux	Position structurale	Echantillons
Oxydes de manganèse	Gouges, autour du plan de détachement	Myk04
Dickite	Gouges, sous le plan de détachement	Myk01, Myk02 Myk06
Goethite	Gouges, au-dessus du plan de détachement / Unité sédimentaire	Myk04, Myk06 Myk03, Myk07
Barytine	Unité sédimentaire	Myk07

TABLE 2: Position structurale des différents minéraux observés autour de la zone de détachement.

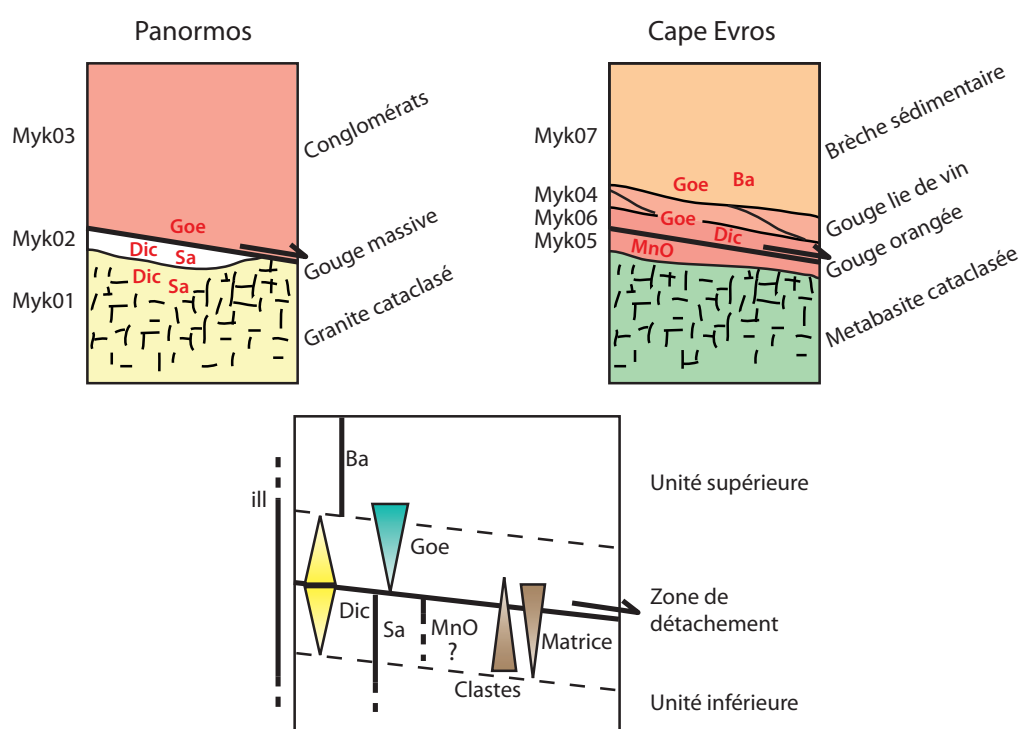


FIGURE II.35: Synthèse des lithologies et des minéraux présents autour et dans la zone de détachement cataclastique de Mykonos. Goe : Goethite; Dic : Dickite; Ba : Barytine; Mno : Oxyde de Manganèse; Sa : Sanidine.

Ainsi, les minéraux de barytine observés par microscopie optique dans la brèche sédimentaire de Cape Evros sont très probablement d'anciens minéraux remaniés issus des veines, expliquant leur absence dans les gouges.

Les gouges présentent une concentration importante de deux phyllosilicates : l'illite, observée dans toutes les gouges, et la dickite (polymorphe de kaolinite) présente uniquement sous le plan de détachement discret (à Panormos : Myk01

et Myk 02 ; à Cape Evros : Myk06). Ces phyllosilicates sont principalement observés dans les systèmes hydrothermaux à des températures comprises entre 100°C et 150°C (Fialips et al., 2003) et sont le résultat de la destabilisation de minéraux aluminosilicatés.

3 Conclusions sur l'étude des gouges du détachement de Mykonos

L'observation des gouges du détachement cataclastique de Mykonos en microscopie (optique et électronique à balayage) et par la méthode de la diffraction des rayons X a permis de définir la minéralogie de la zone de détachement. Les minéraux constituant les gouges proviennent du mur du détachement (le laccolite et/ou les metabasites). La présence de phyllosilicates dans les gouges est compatible avec l'augmentation de la concentration en matrice et peut être liée à la destabilisation de minéraux provenant du mur du détachement. Par ailleurs, la présence d'illite dans les gouges induit une chute du coefficient de friction de la zone de faille. Tembe et al. (2010) estiment alors que ce coefficient chute vers $\mu = 0.3 - 0.4$ dans un assemblage illite/quartz, avec une concentration en illite de 75%, proche de celle observée dans les gouges du détachement de Mykonos.

La structuration des gouges et les minéraux associés supposent plusieurs épisodes de circulations de fluides. Tout d'abord, des fluides provenant du granite, riches en barytine, ont permis la fracturation hydraulique des différentes unités (laccolite, metabasites, unité sédimentaire) et l'apparition des veines sub-verticales observées à l'affleurement. Les surpressions engendrées par la circulation de ces fluides péri-granitiques a pu favoriser le jeu du détachement à faible pendage en faisant chuter les contraintes autour de la zone de faille. Ensuite, des circulations de fluides météoriques ont permis l'apparition des oxydes et des phyllosilicates dans la zone de détachement. La ségrégation des oxydes et de la dickite autour du plan de détachement discret laisse alors supposer que ce dernier joue un rôle majeur sur les circulations de fluides. Il est difficilement envisageable que cette ségrégation soit liée à la propagation d'événements sismiques le long du plan de détachement discret, comme ont pu le montrer Brantut et al. (2008, 2010) le long de la Median Tectonic Line (Japon). En effet, la distribution des failles normales sismogéniques observées montre une absence de sismicité ($M > 5.5$) pour des failles avec un pendage inférieur à 30° (voir le chapitre II de la première partie), ce qui est en accord avec notre

modèle (voir la partie III) qui suggère une réactivation en régime durcissant des failles à faible pendage. Il est alors probable que le détachement se comporte comme une barrière aux fluides. Une étude plus poussée sur les circulations de fluides et les interactions roches-fluides dans la zone de détachement cataclastique de Mykonos est alors nécessaire afin de déterminer plus précisément les processus permettant la formation des gouges observées.

Les observations sur les gouges, couplées à l'étude présentée au chapitre précédent sur la géométrie et la cinématique du détachement cataclastique de Mykonos, montrent que la structuration du détachement de Mykonos est similaire au modèle structural général de détachement présenté dans la synthèse bibliographique et correspond aux stades de déformation les plus superficiels (voir figure I.31). De plus, il est intéressant de noter que les gouges du détachement cataclastique de Mykonos présentent des similitudes avec les détachements présentés précédemment dans les Apennins, les Basin and Range ou les Alpes orientales. Ainsi, l'ensemble des détachements présentés dans ce manuscrit montrent une localisation progressive de la déformation dans l'unité inférieure du détachement depuis une déformation diffuse, généralement en régime ductile, jusqu'à une déformation cassante localisée sur quelques dizaines de centimètres formant la zone de détachement. Il en résulte alors que la composition de la zone de faille est directement liée à la lithologie de l'unité inférieure du détachement. De plus, il apparaît très nettement dans les zones de détachements que la proportion de minéraux issus de l'unité inférieure diminue vers le plan de détachement discret et laisse progressivement place dans les niveaux de gouges à une matrice enrichie en phyllosilicates. Les détachements de Black Mountain (Basin and Range), de Mykonos (Cyclades) et la faille de Zuccale (Apennins) montrent que les derniers incréments de déformation ont été accommodés en domaine cassant contrairement au détachement des Alpes orientales où Manatschal (1999) suggère une déformation ductile à l'échelle microscopique au cœur du détachement. Cette différence peut être liée à la profondeur du jeu du détachement. En effet, les études sur les détachements des Basin and Range, des Apennins et de Mykonos ont mis en évidence un jeu des détachements à très faible profondeur (inférieure à 3 km dans le cas des Basin and Range et inférieure à 8 km pour les Apennins). A partir des observations de terrain sur la faille de Zuccale, Collettini et al. (2009b) suggèrent que la présence de talc dans la zone de détachement est suffisante pour y induire une forte chute du coefficient de friction ($\mu < 0.3$) et ainsi permettre le jeu du détachement à faible pendage en régime cassant. Les zones de détachements de Black Mountain et de Mykonos sont quant à elles constituées majoritairement d'illite dont le coefficient de friction n'est pas aussi faible que celui du talc mais proche de $\mu = 0.4$ (Byerlee, 1978; Tembe et al., 2010).

Ce coefficient de friction est comparable à celui estimé par Hayman et al. (2003) pour le détachement de Black Mountain. En outre, l'enrichissement progressif de la zone de détachement en phyllosilicates induit une chute progressive de la porosité dans les niveaux de gouges et donc une compaction de la zone de détachement. La formation de minéraux argileux dans la zone de détachement apparaît alors comme un mécanisme adoucissant, favorisant la chute du coefficient de friction et la porosité dans la zone de faille. La compaction induite par la formation de phyllosilicate permet alors des surpressions de fluides plus importantes dans la zone de détachement, facilitant la chute de contraintes et donc le jeu du détachement à faible pendage dans la croûte supérieure cassante.

CHAPITRE 3

GRANITE INTRUSION IN THE MYKONOS METAMORPHIC CORE COMPLEX : THE EXAMPLE OF THE MYKONOS LACCOLITH (CYCLADES, GREECE)

Suite à l'étude géométrique et cinématique du détachement de l'île de Mykonos, il nous a paru important d'étudier le laccolite et le coeur du dôme métamorphique affleurant sur l'île de Rhinia afin de caractériser au mieux la mise en place du MCC de Mykonos. Les analyses pétrographiques et cinématiques ont partiellement été réalisées par Lucas (1999), majoritairement dans la zone de racine (île de Délos et Appolonium). Nous avons décidé de compléter l'étude par l'analyse du coeur du dôme gneissique sur l'île de Rhinia et du granite de Mykonos. Cette étude a permis de déterminer les mécanismes de déformation à l'origine du MCC de Mykonos en s'appuyant sur l'analyse des roches déformées à l'état solide (orthogneiss) et des roches déformées à l'état magmatiques (granite). La caractérisation de la déformation des roches gneissiques se fera par des analyses structurales, microstructurales et cinématiques tandis que le granite sera caractérisé grâce à la technique de l'ASM, Anisotropie de la Susceptibilité Magnétique (Borradaile and Henry, 1997; Bouchez, 2000; Borradaile and Jackson, *ress*). La technique de l'ASM utilise les propriétés magnétiques des minéraux de la roche étudiée afin de caractériser sa structure. Associée à une analyse cinématique et à une datation du granite, l'ASM permet d'utiliser le granite comme marqueur de la déformation et de comparer l'histoire magmatique et tectonique du MCC. Les résultats de ce travail seront présentés sous forme d'un article en révision au journal *Tectonophysics*.

Le développement de la fabrique dans le granite dépend des minéraux présents (nature, cinétique de cristallisation) mais aussi de la rhéologie et du type de déformation subi par le magma lors de son refroidissement. En couplant la mesure de

la fabrique par ASM avec une étude microstructurale du granite, il est alors possible de déterminer les conditions d'acquisition de la fabrique et de définir les relations entre mise en place du granite et tectonique (granite syn- ou post-tectonique).

1 L'ASM, méthodologie

1.1 Propriétés des minéraux magnétiques

Tout corps possède la faculté de s'aimanter sous l'action d'un champ magnétique H . L'aimantation M est reliée au champ magnétique appliqué par le coefficient de proportionnalité K , définissant la susceptibilité magnétique (sans dimension, unité μSI) du matériau considéré. Cette susceptibilité magnétique, variant en fonction de la température et de l'intensité du champ appliqué, se présente sous la forme d'un tenseur d'ordre 2, et est représentée par un ellipsoïde des demi-axes principaux ($K_1 > K_2 > K_3$) correspondant aux vecteurs propres de la matrice (Figure II.36). L'étude de l'ASM a pour but de déterminer l'orientation des axes principaux de la fabrique magnétique mais également sa norme.

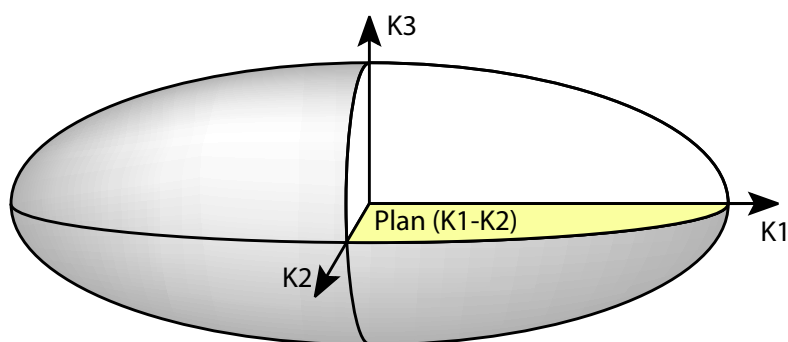


FIGURE II.36: Schéma de l'ellipsoïde de susceptibilité magnétique.

Les vecteurs propres permettent de caractériser l'orientation et l'intensité de l'aimantation enregistrée. Ainsi, K_1 définit la linéation magnétique, K_3 , le pôle de la foliation magnétique tandis que le plan $K_1 - K_2$ définit la foliation magnétique. La somme des différents comportements magnétiques des minéraux (diamagnétique, paramagnétique, ferromagnétique et antiferromagnétique) contenus dans un échantillon sont à l'origine de sa susceptibilité magnétique ainsi $K = K_{dia} + K_{para} + K_{ferro} + K_{anti ferro}$. Dans les granites, les comportements magnétiques sont caractérisés par différents minéraux :

Diamagnétique	Quartz, Feldspath
Paramagnétique	Biotite, Amphibole
Ferromagnétique	Magnétite
Antiferromagnétique	Hématite, Tourmaline

1.2 Description des paramètres de l'ASM

Dans les granites paramagnétiques, le signal magnétique est principalement porté par les silicates ferrifères (Biotite, Amphibole) qui présentent, lors du refroidissement du granite, des orientations préférentielles. L'amphibole se présente alors sous forme de baguettes allongées dans la direction de la linéation minérale alors que la biotite se trouve sous la forme de feuillets parallèles au plan de foliation. Des études, basées sur le traitement d'images (Launeau et al., 1994), ont pu mettre en évidence la correspondance entre fabrique magnétique et fabrique minérale. 3 paramètres sont communément utilisés pour caractériser la fabrique magnétique :

La susceptibilité magnétique K_m

$$K_m = \frac{K_1 + K_2 + K_3}{3} \quad (3.1)$$

Défini comme la moyenne des valeurs des axes principaux, le paramètre K_m est directement proportionnel à la teneur en fer de l'échantillon et donc à la quantité de biotite et d'amphibole. Les granites peuvent être classés suivant la valeur de la susceptibilité magnétique enregistrée :

$K_m < 100$	Leucogranite
$100 < K_m < 200$	Monzogranite
$200 < K_m < 300$	Granodiorite
$300 < K_m < 400$	Diorite quartzitique
$K_m > 400$	Diorite, gabbro

Anisotropie magnétique totale P_{para}

L'anisotropie totale magnétique P_{para} correspond à l'anisotropie totale de l'échantillon affranchie de la composante diamagnétique. Elle se définit par la

relation :

$$P_{para} = 100 \left(\frac{K_1 - D}{K_3 - D} - 1 \right) (\%) \quad (3.2)$$

avec D , la contribution diamagnétique estimée à $-14\mu SI$ (Rochette, 1987). Ce paramètre permet d'évaluer l'intensité de la fabrique et de qualifier la déformation à l'état solide ou magmatique lorsqu'il est indépendant de K_m .

$P_{para} < 3\%$	Déformation faible
$3\% < P_{para} < 7\%$	Déformation protomylonitique
$7\% < P_{para} < 10\%$	Déformation mylonitique
$P_{para} > 10\%$	Déformation ultramylonitique

Paramètre de forme T

Le paramètre de forme T a été défini par Jelinek (1981) et caractérise la forme de l'ellipsoïde de susceptibilité magnétique lorsque qu'il est indépendant de K_m . Ce paramètre varie entre -1 et 1 et est défini par la relation :

$$T = \frac{\ln \frac{K_2^2}{K_1 K_3}}{\ln \frac{K_1}{K_3}} \quad (3.3)$$

La fabrique minérale sera linéaire lorsque T sera compris entre -1 et -0.25, plano-linéaire lorsque T sera compris entre -0.25 et 0.25 et planaire lorsque T sera supérieur à 0.25 (Jelinek, 1981).

1.3 Échantillonnage

L'échantillonnage pour les analyses ASM a été réalisé lors de deux missions de terrain, en septembre 2008 et mars 2009. Les échantillons ont été prélevés lors de la première mission suivant une coupe NE-SW (échantillons 1 à 15), parallèle à la direction de transport (Figure II.37) caractérisant ainsi l'évolution de la fabrique magnétique à l'approche du détachement. 2 échantillons différents (échantillons 6 et 7) ont été prélevés sur le même site ; L'échantillon 6 est caractéristique d'un granite mylonitique alors que l'échantillon 7 a été prélevé dans une bande ultramylonitique. Les résultats préliminaires obtenus ne coïncidaient pas avec les

analyses pétrographiques réalisées par Lucas (1999) dans la partie sud-est de l'île (échantillons 8 notamment). Au cours de la seconde mission, nous avons entrepris de caractériser plus précisément le contact entre monzogranite à Biotite et Hornblende et granodiorite à Pyroxène (échantillons 29 à 36). De plus, une seconde coupe NE-SW a été réalisée sur la partie nord de l'île (échantillons 16 à 27) afin de caractériser les fabriques magnétiques dans la partie nord-ouest de l'île.

L'échantillonnage est réalisé à l'aide d'une carotteuse portative muni d'un foret à diamant de 25mm de diamètre. Plusieurs carottes sont orientées et prélevées sur chaque site afin d'établir une moyenne des paramètres de l'ASM (K_1 et K_3) représentative du site étudié. Chaque carotte est découpée en cylindres de 22mm de hauteur pour pouvoir réaliser les analyses au LMTG de Toulouse. Les cylindres ont été placés dans un susceptomètre (Kappabridge KLY-3) à faible champ ($4.10^{-4}T$) de sensibilité $5.10^{-8}SI$. Le KLY-3 permet de reconstituer l'ellipsoïde moyen de la susceptibilité magnétique en la mesurant dans 64 positions différentes. Les données recueillies sont ensuite analysées par le logiciel MACRO ASM, développé en interne par M. de Saint Blanquat et G. Boudier permettant d'obtenir les moyennes des paramètres de l'ASM pour chaque site ainsi qu'une représentation stéréographique.

L'échantillonnage a permis de réaliser environ 3 cylindres par site et ainsi obtenir les valeurs des paramètres de l'ASM pour chacun des sites. Dans un premier temps, il est primordial de regarder si les valeurs obtenues par ASM pour tous les cylindres sont représentatives du site étudié. Les analyses effectuées montrent que les valeurs obtenues diffèrent peu d'un cylindre à l'autre, c'est-à-dire que les écarts angulaires des différents cylindres sont faibles et donc que les paramètres ASM mesurés sont représentatifs du site étudié. Seul le site 2 présente des variations très importantes dans les mesures de chaque cylindre. Une des carottes présente des valeurs incompatibles avec les mesures obtenues sur les autres cylindres. Cette erreur peut soit provenir d'une mauvaise orientation de la carotte lors de l'analyse ASM soit d'un prélèvement dans un niveau particulier dans le granite (filon acide,...). Les mesures de ce cylindre ont été supprimées lors du calcul des différents paramètres de l'ASM du site 2 et une attention particulière devra être apportée sur ce site lors de l'analyse pétrographique et microstructurale.

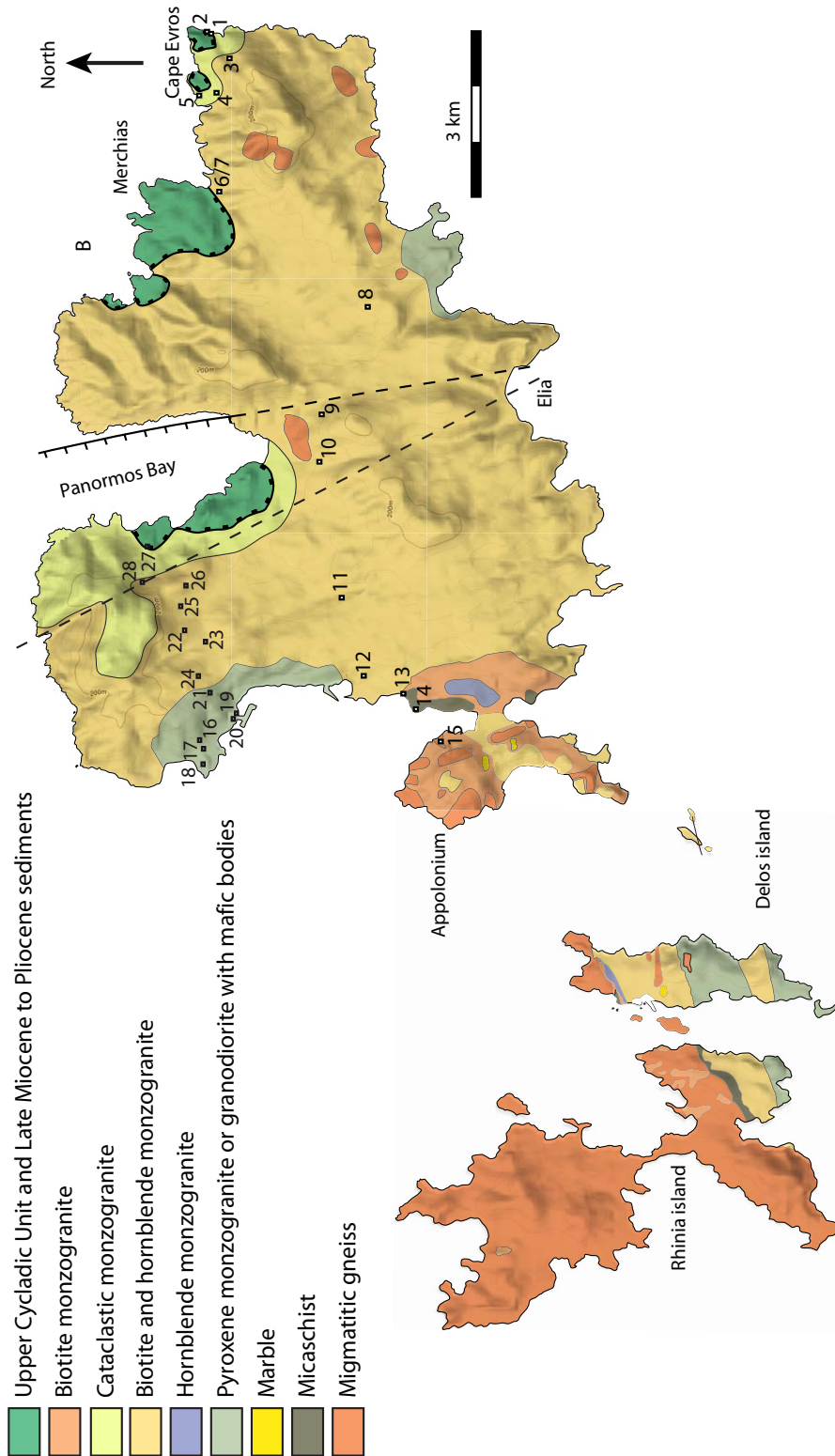


FIGURE II.37: Localisation des échantillons collectés pour l'analyse ASM.

GRANITE INTRUSION IN A METAMORPHIC CORE
COMPLEX : THE EXAMPLE OF THE MYKONOS
LACCOLITH (CYCLADES, GREECE)

Yoann Denèle^{1,2}, Emmanuel Lecomte^{1,2}, Laurent Jolivet³, Olivier Lacombe^{1,2},
Loïc Labrousse^{1,2}, Huet Benjamin^{1,2}, Laetitia Le Pourhiet^{1,2}

1 : UPMC Univ Paris 06, UMR 7193, ISTEP, F-75005, Paris, France

2 : CNRS, UMR 7193, ISTEP, F-75005, Paris, France

3 : ISTO, Université d'Orléans, UMR-CNRS 6113, F-45071 Orléans, France

Keywords : Aegean domain, Mykonos island, Metamorphic core complex,
Syntectonic pluton, Block rotation, AMS.

En révision au journal *Tectonophysics*

2 Abstract

Numerical and analogical modelling underlined the importance of a pre-existing anomaly of viscosity-density such as a granite or migmatitic body below the brittle-ductile transition as a primary cause of metamorphic core complex (MCC) development. Whereas field studies of MCC show a spatial and temporal link between MCC formation and plutonic activity, thermochronological studies show instead that no clear link can be found between the intrusion of granites and the velocity of slip on the detachment plane. The Aegean domain is a good natural laboratory for studying the formation of MCC and the role of syn-tectonic granites on its development. In the northern Cyclades, the Mykonos-Delos-Rhenia MCC is characterised by the intrusion of a kilometer-scale Late Miocene pluton of I-type granite within a migmatitic gneiss dome. AMS and microstructural studies in the Mykonos granites combined with recent cooling rate data allow us to use the granites as strain markers. The Mykonos granitoids form a laccolith-like intrusion with a N70°E long axis. The laccolith is strongly asymmetrical with an outlying root zone to the SW and a major body mainly developed to the NE. The laccolith construction is due to successive pulses of more or less differentiated magma which intruded the Cycladic Blueschist Unit. Study of the stretching markers demonstrate important rotation phenomenon in the cycladic upper crust during the exhumation of the Mykonos MCC. This rotation corresponds to a local clockwise rotation of about 60° about a vertical axis. Structural data and interpretation of the rotation suggest an evolution of the Mykonos MCC in four stages as follows : (i) a first stage characterized by the formation of a migmatitic dome with fold axis either perpendicular or parallel to the regional stretching, which was the result of a competition between regional N20 extension and EW shortening ; (ii) a second stage marked by the emplacement of the Mykonos laccolith at 13.5 Ma at the top of the migmatitic paragneiss ; (iii) the third stage corresponds to the development of protomylonitic foliations and lineations in the whole laccolith in high to medium temperature conditions ; (iv) the late stage is marked by an acceleration of the exhumation of the Mykonos MCC. This exhumation was accommodated by important rotations of upper crustal blocks. During the end of the exhumation processes, around 10 Ma, there was a localization of the deformation at the top of the laccolith in semi-ductile conditions and then in brittle conditions in the major detachment plane. Our study shows that the Cycladic magmatism had little or no role on the initiation of the MCC. However, the geometry of the Mykonos intrusion shows that the magmas are "sucked" into the direction of regional extension and that the intrusion of magmas has inevitably cause an acceleration of the last stages

of the MCC development. This acceleration was marked by a very fast exhumation of the laccolith after its emplacement.

3 Introduction

Metamorphic core complexes (MCC) or extensional gneiss domes correspond to crustal-scale structures developed during extension of a thickened and thermally mature crust (Coney and Harms, 1984; Lister and Davis, 1989; Malavieille, 1993; Whitney et al., 2004). They form in a post-orogenic context controlled by the interaction between far-field forces and buoyancy forces due to an elevated topography and the presence of a crustal root (Dewey, 1988). Their overall geometry is rather simple, with a shallow-dipping detachment separating an upper plate, without any significant metamorphism, from a lower plate, the gneiss dome, showing an evolution toward high-temperature metamorphic parageneses in the amphibolite facies with frequent partial melting. The relations between the detachment and the dome can be envisaged in various ways. Some models use a pre-existing fault in the brittle upper crust to develop a MCC (Buck, 1993; Lavier et al., 1999; Koyi and Skelton, 2001; Rey et al., 2009). In these models the formation of the dome is a consequence of the displacement along the detachment. An alternative view is to consider the detachment not as the primary cause of the MCC development but as a consequence. In this case, numerical and analogue modelling underlined the importance of a pre-existing anomaly of viscosity-density such as a granite or a migmatitic body below the brittle-ductile transition (Brun et al., 1994; Vanderhaeghe and Teyssier, 2001; Tirel et al., 2004, 2008).

Field studies of MCC show a spatial and temporal link between MCC formation and plutonic activity (see Crittenden et al., 1980; Daniel and Jolivet, 1995, references therein). Numerous combined field and thermochronological studies suggested a « triggering effect » of granitic intrusion on the development of MCC (Baldwin et al., 1993; Lister and Baldwin, 1993; Aoya et al., 2005). However, thermochronological studies (e.g. Brichau et al., 2007, 2008) do not confirm this point of view and show instead that there is no link between the intrusion of granites and the velocity of slip on the detachment plane. This statement implies that magmatism does not necessarily enhance continental extension.

Syn-detachment granites are key to this discussion because they are good syn-tectonic strain markers. The Aegean sea is a well-constrained laboratory for studying the coeval formation of MCC and syn-tectonic granites (e.g. Gautier et al., 1993; Jolivet et al., 2004a). This domain is characterized by an intense Oligo-Miocene extension following a crustal thickening episode in the back-arc region of the Hellenic subduction (Lister et al., 1984; Avigad and Garfunkel, 1989; Avigad et al., 1997; Jolivet et al., 1994, 2004a; Ring et al., 2001). In the northern Cyclades, the Mykonos-Delos-Rhenia MCC is characterised by the intrusion of a kilometer-scale Late Miocene pluton of I-type granite within a migmatitic gneiss dome (Faure et al., 1991; Lee and Lister, 1992; Lucas, 1999). In this paper, we present a study of the evolution of the ductile deformation in a 2km-thick crustal cross-section beneath the Nord Cycladic Detachment System (Jolivet et al., 2010b) within the granitoids and migmatites of the Mykonos MCC. AMS (Anisotropy of Magnetic Susceptibility) and microstructural studies in the granites combined with the recent cooling rates obtained by Brichau et al. (2008) allow us to use the granites as strain markers and then to discuss the role of granitic intrusions on the development of a MCC. Besides, rotations about vertical axis are an important ingredient of the tectonic history of the Aegean region (Kissel and Laj, 1988; Van Hinsbergen et al., 2005) and Miocene granites do not escape such rotations as shown by paleomagnetic studies (Morris and Anderson, 1996; Avigad et al., 1998). The interaction between detachments and rotation is an important topic that can be discussed on the example of the Mykonos MCC.

4 Geological setting

The Cyclades form an archipelago in the center of the Aegean domain that has recorded backarc extension since the Oligocene above the retreating Hellenic slab after an Eocene episode of crustal thickening (Le Pichon and Angelier, 1981; Lister et al., 1984; Jolivet and Faccenna, 2000; Ring et al., 2001; Vanderhaeghe and Teyssier, 2001; Vanderhaeghe et al., 2007). This extensional stage was characterized by the formation of several MCC and associated detachments (Gautier et al., 1993; Gautier and Brun, 1994a; Mehl et al., 2005, 2007) as well as the intrusion of granitic plutons. The original nappe stack can still be recognized despite an intense reworking by extension (Bonneau, 1984; Jolivet et al., 2004a); from top to base : (i) the Upper Cycladic Nappe essentially made of ophiolitic material and devoid of any Tertiary metamorphic parageneses constitutes the top of the stack;

(ii) the Cycladic Blueschists (Blake et al., 1981) form the middle part and are constituted by metapelites, marbles and metabasites that have recorded a complex metamorphic evolution with Eocene high-pressure and low-temperature (HP-LT) parageneses overprinted by Oligo-Miocene high-temperature and low-pressure (HT-LP) parageneses (Altherr et al., 1982; Parra et al., 2002; Trotet et al., 2001a,b); and (iii) the base of the stack is constituted by the Cycladic basement affected by an amphibolite-facies metamorphism associated to partial melting dated from the Oligo-Miocene and scarce remnants of the Eocene HP-LT stage (e.g. Altherr et al., 1982).

Located in the Northern Cyclades (Figure II.38a), the Mykonos, Delos and Rhenia islands belong to the Mykonos MCC (Faure et al., 1991; Lee and Lister, 1992) formed in the footwall of the North Cycladic Detachment System (NCDS), one of the largest detachment of the Cyclades (Jolivet et al., 2010b). The core of the MCC is constituted by a kilometer-scale laccolith (Figure II.38b) of I-type granite on Mykonos and Delos islands and by migmatitic paragneiss on Rhenia and Mykonos islands. The laccolith has a monzogranitic to granodioritic composition with an inverted zonation, i.e. more mafic toward the pluton centre (Lucas, 1999). The roof of the laccolith is cut by the NCDS and its floor is made of migmatitic gneiss belonging to the Cycladic basement. Emplacement of the laccolith is dated by U/Pb on zircon geochronology at 13.5 ± 0.3 Ma (Brichau et al., 2008). Various studies (Faure et al., 1991; Lee and Lister, 1992; Lucas, 1999; Lecomte et al., 2010) shows that the pluton was affected by an intense mylonitic deformation at high temperature, which suggests a syntectonic emplacement.

The laccolith is stopped by two branches of the NCDS, the Livada and Mykonos detachments (Jolivet et al., 2010b; Lecomte et al., 2010). The Livada detachment corresponds to a low-angle ductile shear zone which reworked the intrusive contact of the granite in the upper plate metabasites. The Mykonos detachment is a cataclastic-brittle low-angle normal fault. The hanging wall of the detachments system is constituted by Late Miocene continental sandstones and conglomerates (Sanchez-Gomez et al., 2002). Low-temperature thermochronology performed by Brichau et al. (2008) on the Mykonos granite allows to date the activity of the Mykonos detachment between ca. 14 and 10 Ma. The detachment slipped at 6 km.Ma^{-1} and caused 30 km of offset (Brichau et al., 2008) and 8 km of exhumation (Lecomte et al., 2010). The Mykonos laccolith and the NCDS are cut by a recent N-S trending graben which is bounded by a major normal fault oriented at N155°E and dipping to the west and a minor conjugate normal fault oriented at N170°E and dipping to the east (Faure et al., 1991), that likely connect close to Elia (Figure

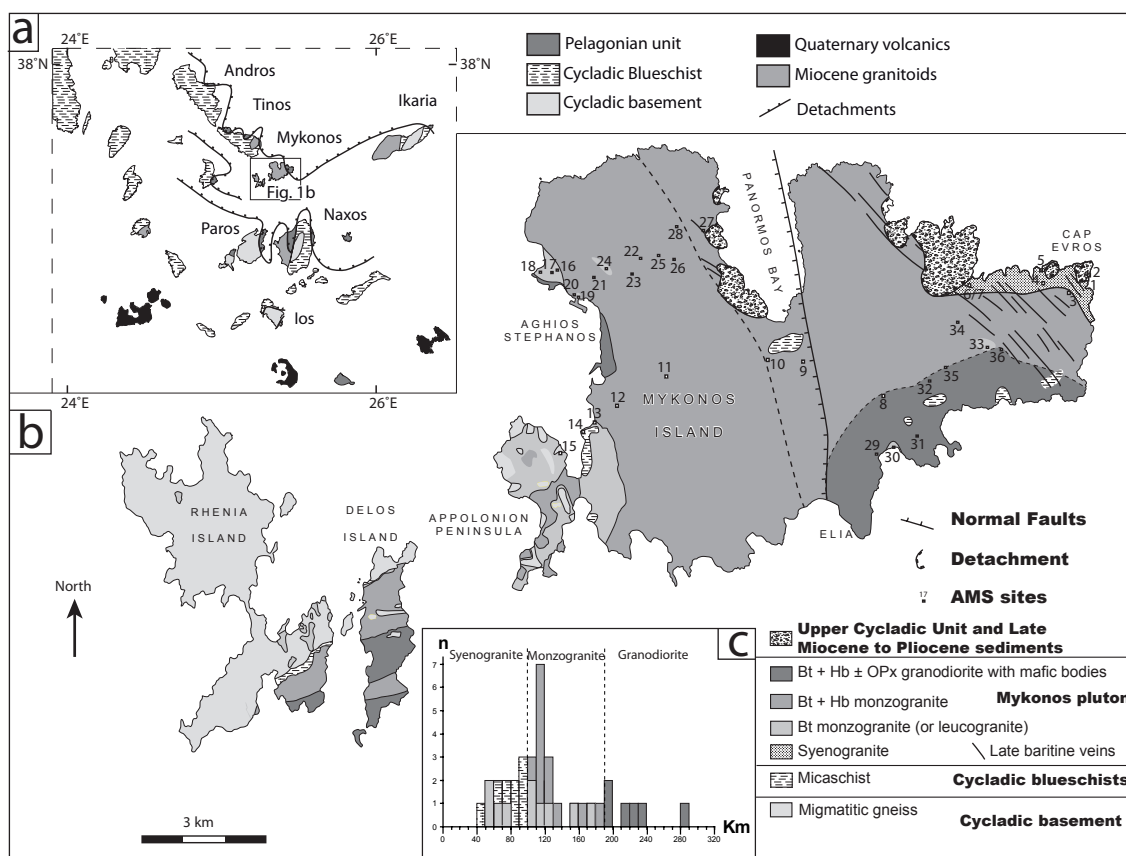


FIGURE II.38: (a) Tectonic map of the Aegean region showing the main geological units and the localization of the Mykonos-Rhenia-Delos Archipelago (see also Huet et al., 2009). (b) Petrographic map of the studied area (see also Lucas, 1999) and location of the AMS sites. (c) Histogram of the Mean Susceptibility values (Km).

II.38b). Displacement on the eastern normal fault is estimated at 800 m. Contrarily, displacement on the western normal fault is minor.

5 Petrostructural, microstructural and kinematic characteristics of the Mykonos laccolith

Fabrics were measured both in the field and by using the AMS technique. This magnetic method allows to recognize the position of the foliation and lineation, when the conditions of observation are not good and/or the deformation is weak and the characterization of the finite deformation through reconstitution of the magnetic ellipsoid. The principle of this technique is based on the measurements of the orientations and magnitudes of the three principal axes $K_1 \geq K_2 \geq K_3$ of

the magnetic susceptibility ellipsoid. The AMS technique applied to granitic rocks is detailed in several works to which the reader is invited to refer (Borradaile and Henry, 1997; Bouchez, 1997, 2000; Borradaile and Jackson, *ress*).

The AMS technique has been used to study 36 samples in the Mykonos granitoids (Table 3). At each site, two to five cylindrical cores were drilled, each being then cut into two ca. 10.8cm^3 samples. Each sample was then separately measured at low field (300Am^{-1} , 875Hz) on a Kappabridge KLY-3 susceptometer. All samples display Mean Susceptibility values (K_m) $< 282\mu\text{SI}$ (Table 3). Such low values are typical of a dominantly paramagnetic behaviour, i.e. where the magnetic carriers are the iron-bearing silicates (Rochette et al., 1992; Borradaile and Jackson, *ress*). In order to better characterize the magnetic behaviour of our samples, we have performed measurements of the Mean Susceptibility versus temperature (K_m vs T) on 3 samples (Figure II.39). These samples show a purely paramagnetic behaviour with a rather regular decrease of K_m when T increases. These measurements unambiguously demonstrate the purely paramagnetic behavior of the Mykonos granites.

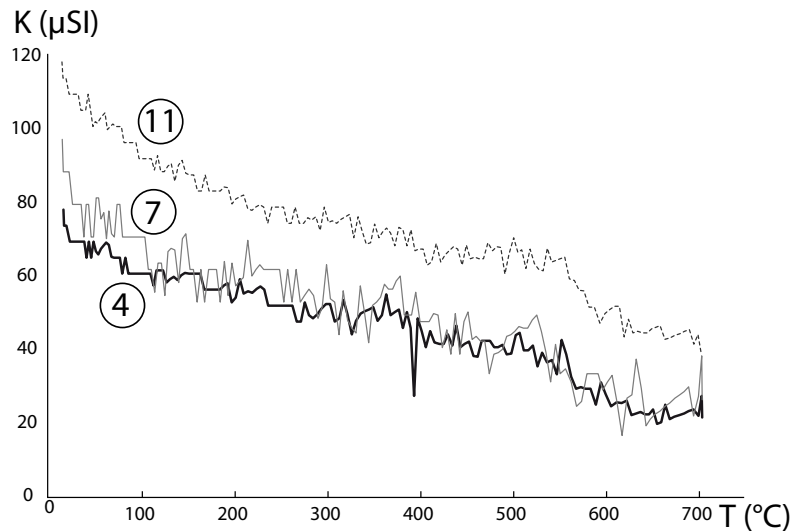


FIGURE II.39: K vs T measurements of three samples of the Mykonos laccolith.

In dominantly paramagnetic granites, several studies (e.g. Gleizes et al., 2001, 2006; Ono et al., 2010) show that there is a good correlation between magnetic lineation (K_1) and foliation (plane normal to K_3) and mineral lineation and foliation, respectively. Moreover, in these granites K_m is proportional to the iron content of the iron-bearing silicates and thus it can be directly correlated to the modal content in biotite, amphibole and pyroxene. Finally we have measured the magnetic anisotropy ($Pp\% = 100[(K_1 - D)/(K_3 - D) - 1]$) where D is the diamagnetic contribution estimated at $-14\mu\text{SI}$ (Rochette, 1987), and the shape parameter ($T =$

Site	Rt	Mi	n	Km	K1	Mf	Ff	Fl	Pp%	T	E12	E23	E31
1	S	M	3	100	57/13	10E17	166E27	20/10	6.7	0,63	79,8	22,2	20,8
2	S	M	3	63	215/10	4W16	18E10	36/2	6.9	0,70	6,6	5,6	3
3	S	M	3	84	27/15	141E16	10E20	25/5	4.6	0,53	21,6	21,6	11,8
4	S	M	2	79	215/5	163W6	0E0	25/0	5.0	0,35	12,2	8,5	5,1
5	S	M	4	89	223/3	37W23	0E0	40/0	8.2	0,45	14,7	5,4	4
6	S	M	2	42	252/12	136W14	153NW12	58/10	2.3	0,55	6,5	3,6	2,3
7	S	M	3	98	182/0	180E2	67NW5	55/2	12.4	0,90	15,8	4,8	3,7
8	Px	P	2	236	54/14	34E55	55NW18	(68)	5.0	0,00	8,5	2,8	2,1
9	Hb	P	4	113	243/34	129SW37	(115NE30)	(57)	6.1	0,15	19,8	10,6	7
10	Hb	P	4	127	56/13	84N26		55/12	5.2	0,18	63,2	5,2	5
11	Hb	P	3	119	55/21	3E29	175E15	64/12	6.6	0,30	10,3	7,8	4,5
12	Hb	S	3	129	59/22	143E22	142E36	52/36	4.3	0,17	29,2	8,8	6,9
13	Bt	S	2	100	33/38	164E46			3.	0,15	13,2	10,1	5,8
14	Bt	M	2	159	56/43	174E47	170E40		7.6	0,35	10,9	8,4	4,8
15	Bt	P	3	172	83/15	145E17			5.6	0,10	6,7	3,5	2,3
16	Bt	P	5	51	60/7	157NE7	164E12	063/12	4.8	-0,02	10	10	5
17	Bt	S	4	106	244/26	138SW27	0E0		4.1	-0,27	3	3	2
18	Bt	M	4	121	247/27	154SW27	159W21	234/21	9.4	0,17	11	8	5
19	Bt	P	6	68	252/0	91N7	0E0	70/00	5.5	0,03	8,5	8,3	4,2
20	Hb	M	3	161	246/11	156S11	151SW16	242/16	8.1	0,39	16,1	7,5	5,2
21	Hb	P	6	118	67/23	5E25	154E21	69/21	6.2	0,25	10,9	6,9	4,2
22	Hb	M	5	100	107/32	174E35	161E15	073/15	5.2	0,64	24,2	5,9	4,8
23	Hb	P	5	188	73/39	144E40	164E44	74/44	5	0,34	13,2	6,7	4,5
24	Bt	S	6	77	53/15	16E24	173E18	64/17	4.1	-0,06	13	13	7
25	Hb	P	6	133	71/16	150E16	161E17	70/15	7.2	0,30	6,8	3,9	2,5
26	Hb	P	4	119	83/6	4E7	0E0	69/00	4.8	0,41	14,6	6,4	4,5
27	Hb	C	9	108	153/57	94S61			1.7	0,41	37,3	17,7	12,6
28	Hb	P	6	114	80/27	147E29	173E26	56/25	3.3	0,22	57,2	45,1	31,4
29	Px	S	6	282	19/80	165E84	165E65		3.1	0,25	15,2	9,5	5,9
30	Bt	P	5	119	61/17	153E17			5.9	0,54	21,5	6,8	5,2
31	Px	S	5	193	57/31	147E31			4	0,24	16,9	10,8	6,7
32	Px	S	6	200	51/12	126E13			2.7	-0,23	11,4	11,4	7,1
33	Bt	P	4	56	231/6	31N18			6.5	0,39	13,5	6,3	4,3
34	Hb	C	4	113	265/29	15N30			0.6	0,55	50	19	15
35	Px	S	5	214	62/25	172E26			3.6	0,03	7	7	3
36	Px	S	3	224	196/6	179W19			3.1	0,39	41	21	15

Rock types: S: Syenogranite, Bt: Bt monzogranite, Hb: Hb+Bt monzogranite, Px: Px granodiorite
 Microstructures: S: subsolidus, P: protomylonite, M: mylonite, C: cataclase.
 Orientation of the linear structures corresponds to trend and plunge

TABLE 3: AMS measurements of the plutonic rocks of the Mykonos laccolith. Rt : Rock types, Mf : Magnetic foliation, Ff : Field foliation, Fl : Field lineation, E12, E23, E31 : within site 95% confidence semi-angles (according to the statistics of Hext (1963)) between, respectively, principal axes K_1K_2 , K_2K_3 and K_3K_1 .

$\ln[K_2^2/(K_1K_3)]/\ln[K_1/K_3]$) of Jelinek (1981). In rocks dominated by paramagnetic carriers, several studies (e.g. Gleizes et al., 2001; Denèle et al., 2008) have shown that the value of $Pp\%$ correlates well with the amount of deformation. In contrast, the behaviour of the shape parameter T is more complex since it depends on both the deformation regime and the amount of ferromagnesian minerals in the specimen (Gleizes et al., 2006).

5.1 Petrography and relationships between the different petrographic types

Mykonos island is formed mainly by plutonic rocks belonging to the Mykonos laccolith (Figure II.38b). Whereas the top of the laccolith is reworked by the Livada detachment (Jolivet et al., 2010b; Lecomte et al., 2010) the original intrusive contact can still be observed in Cape Evros sector where the granitoids intrude metabasic rocks belonging to the upper Cycladic unit (Figure II.40a). The major contact correspond to a shallow-dipping plane, associated to sills and dikes swarms. The bottom of the laccolith can be observed in the sector of Appolonion where the granitoids intrude mainly paragneiss belonging to the Cycladic basement and more rarely micaschists. This contact is subhorizontal and diffuse with numerous enclaves of paragneisses and marbles in the granite (Figure II.38b).

Following optical microscopy examinations, four petrographic types were identified in the laccolith which are from the more differentiated ones to the mafic ones (Figure II.38b) : (1) a syenogranite identified exclusively near Cape Evros sector in a 1km-wide band intrusive in metabasites belonging to the Upper Cycladic Unit, (2) a biotite monzogranite (or leucogranite) cropping out discontinuously at the contact with country rocks at the bottom of the laccolith in the Appolonion sector and which forms at maximum 10% of the surface of the pluton ; (3) a biotite hornblende porphyric monzogranite which constitutes the major part of the pluton ; (4) a pyroxene porphyric granodiorite with mafic bodies which forms at maximum 20% of the surface of the pluton. The values of K_m (μSI), ranging from 42 to 282, can be correlated with the rock types as follows (Figure II.38c) : syenogranite and biotite leucogranite $42 < K_m < 100$, monzogranite $100 < K_m < 190$, granodiorite $190 < K_m < 282$. Such a wide range of susceptibilities reflects the diversity of the plutonic rocks in the Mykonos laccolith.

A subhorizontal layering of magmatic origin with alternations of biotite granite and pyroxene granodiorite can be observed close to the contact between these two lithologies on the North-western coast of Mykonos island (Figure II.40b). Enclaves of biotite granite in hornblende monzogranite and pyroxene granodiorite can locally be observed (Figures II.38b and II.40b). The pyroxene granodiorite is rich in various enclaves of basic rocks such as gabbro, diorite, monzodiorite and monzonite constituted by $Plg+Cpx+Qz\pm fK\pm Hb$ generally concentrated in swarm complexes. Many enclaves of country-rocks are also observed, mainly at the bottom contact in the Appolonion sector but sometimes also in the center of the laccolith (Figure

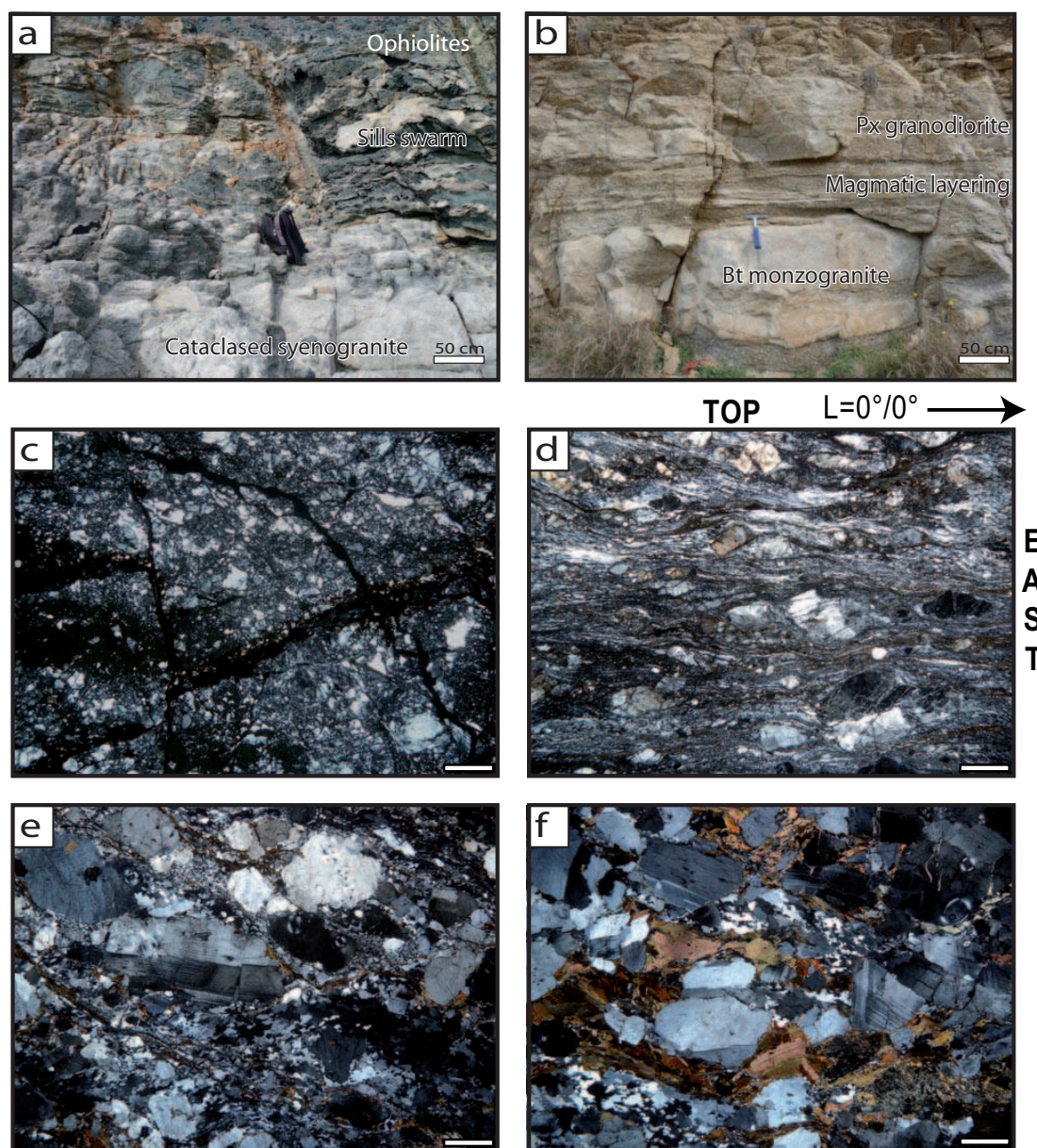


FIGURE II.40: Photographs of various rocks observed in the Mykonos laccolith, scale bar of microphotographs = 1mm : (a) field photograph of the upper intrusive contact of the Mykonos laccolith (close to site 2), (b) field photograph showing relationships between the biotite monzogranite and the pyroxene granodiorite (site 20), (c) Microphotograph of a cataclasis in hornblende monzogranite (site 34), (d) Microphotograph of a low temperature ultramylonite (site 7), (e) Microphotograph of a high to middle temperature protomylonite (site 9), (f) Microphotograph of a subsolidus microstructure (site 12).

II.38b). Near Cape Evros the granites are cut by a network of numerous subvertical barytine veins oriented at $\approx N130^\circ E$.

5.2 Microstructure and AMS scalar parameters

Deformation was studied on thin sections and through AMS measurements. As discussed below the AMS scalar parameter can be used as a tool for characterizing the heterogeneity of deformation. However these parameters have to be independent of the petrography and so of the type of magnetic carrier. For the paramagnetic granites of Mykonos the $Pp\%$ vs K_m and T vs K_m (Figure II.41) diagrams demonstrate this relative independence.

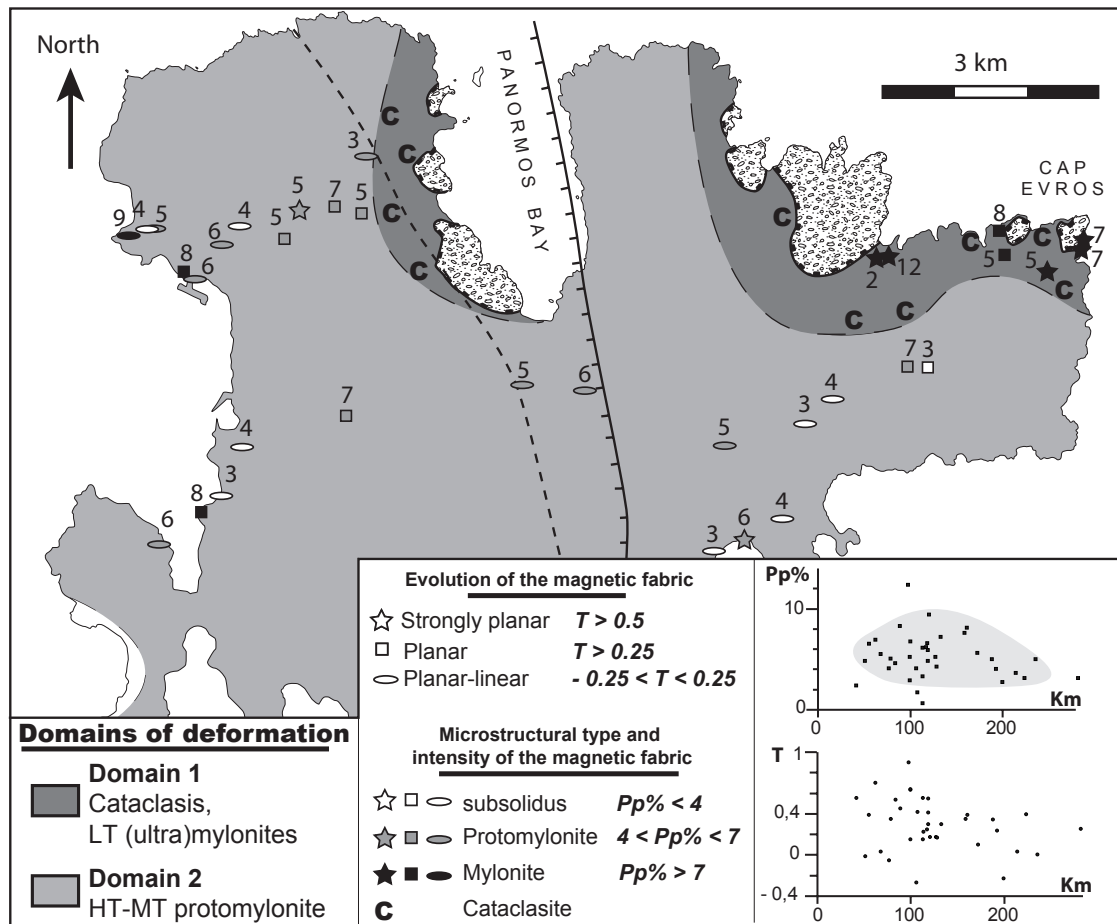


FIGURE II.41: Characterization of the deformation in the Mykonos laccolith by using microstructural data, the Total Anisotropy parameter ($Pp\%$) and the Shape parameter (T). Numbers on the map correspond to the values of $Pp\%$ for each sites.

Microstructural study underlines the presence of two domains of deformation (Figure II.41). The first domain is a narrow band, 2km wide at maximum, close to the NCDS. It corresponds to an association of cataclasites and low-temperature mylonites and ultramylonites. The second domain of deformation is observed in the major part of the laccolith and it corresponds to an association of high-temperature

protomylonites and submagmatic microstructures.

The first domain of deformation can be studied in details in two sectors close to the NCDS : Panormos Bay and Cape Evros. At Panormos Bay, where the granite crops out directly under the Mykonos brittle detachment (Lecomte et al., 2010), this domain is characterized only by cataclasis marked in thin section by intensely fractured quartz and feldspar grains (Figure II.40c). The cataclasites do not present any significant structural anisotropy as shown by very low values of Anisotropy Total parameter $Pp\%$ (ca. 3%). At Cape Evros where the ductile Livada detachment was preserved below the Mykonos brittle detachment and at the top of the laccolith, this domain of deformation shows an alternation of cataclasis, mainly close to the major plane of detachment, and of mylonite and ultramylonite bands. The mylonites and ultramylonites are characterized by (i) an intense dynamic recrystallisation in quartz grain as in the dislocation creep regime 2 of Hirth and Tullis (1992), (ii) an intense fracturation of feldspars, (iii) replacement of biotite grains by chlorite, and (iv) a percentage of matrix higher than 60%, which can reach 80% in ultramylonites (Figure II.40d). Intense fracturation of feldspars, secondary formation of chlorite and formation of cataclastic bands suggest a low temperature regime during this deformation. The mylonites and ultramylonites at Cape Evros are associated with rather high values of $Pp\%$ ranging from 5 to 12%. These values are lower than predicted for these types of microstructures (Denèle et al., 2008, e.g.). This observation can be explained by the very low values of Mean Susceptibility (K_m) of these samples which correspond to a very low proportion of ferromagnesian mineral species.

The second domain of deformation is observed in the center and at the bottom of the laccolith and is characterized mainly by an association of protomylonitic and submagmatic microstructures. The protomylonites are characterized by slight dynamic recrystallisation in quartz grains in dislocation creep regime 2 of Hirth and Tullis (1992), bending and limited fracturation of feldspars and by a percentage of recrystallized matrix lower than 30% (Figure II.40e). These microstructures were formed at high to moderate temperature in the solid state (ca. 500°C) as attested by the presence of plagioclase grains undergoing bending (i.e. deformed at temperature higher than their plasticity threshold) and limited fracturation. Submagmatic microstructures are marked by sub-solidus fracturation in feldspar phenocrysts. In the bottom of the laccolith, mylonitic and ultramylonitic cm-thick bands can be observed locally (Figure II.41). These mylonites and ultramylonites also show a rather high temperature formation. Finally the western extremity of the Appolion peninsula corresponds to a submagmatic domain devoid of any mylonitic

or protomylonitic band (Figure II.41). The fabric parameter T shows an evolution from planar to strongly planar fabrics close to the detachment to planar-linear fabrics at the bottom of the laccolith (Figure II.41).

5.3 Structures

Measurements of the vectorial parameters of AMS show a good correlation with field observations (Table 3). We plotted our own measurements of foliations and associated stretching lineations and those of Lucas (1999) on figure II.42.

In the Mykonos granite the foliation (Figure II.42a) shows a consistent N-S trend and it dips gently to the east. At map scale foliation trajectories display an elliptic configuration elongated N80°E. In more details foliation trajectories show a concavity directed toward Delos island which constitutes the central part of the elliptical structure. At map scale the foliation contours are concordant with the petrographic zonation. Along E-W cross-sections (Figure II.43) from top to bottom, the foliation dips very gently to the east close to the detachment, becomes steeper in the core of the laccolith (20 to 40°) and dips gently to the west in the western edge of the island especially in the sector of Appolonion.

Lineations present everywhere an homogeneous direction at the outcrop scale. However at the scale of the Mykonos laccolith, the pattern of stretching lineations shows a curvature from 33°E at Cape Evros, to 61°E at Kalafati Bay and to close to E-W at Appolonion peninsula (Figure II.42b). All these lineations are systematically associated to top-to-the-East/North-East sense of shear in the mylonitic sector close to the detachment but also in the mylonitic and ultramylonitic non-penetrative centimeter thick bands in the protomylonitic domain. These stretching lineations are systematically associated with fractures filled with greenschist-facies minerals : epidote + albite + chlorite + quartz. These late fractures are nearly vertical and strike perpendicular to the stretching lineations.

In the various enclaves of country rocks belonging both to the Cycladic Blueschists and Cycladic basement, foliations and lineations are concordant with the mylonitic foliation of the granite.

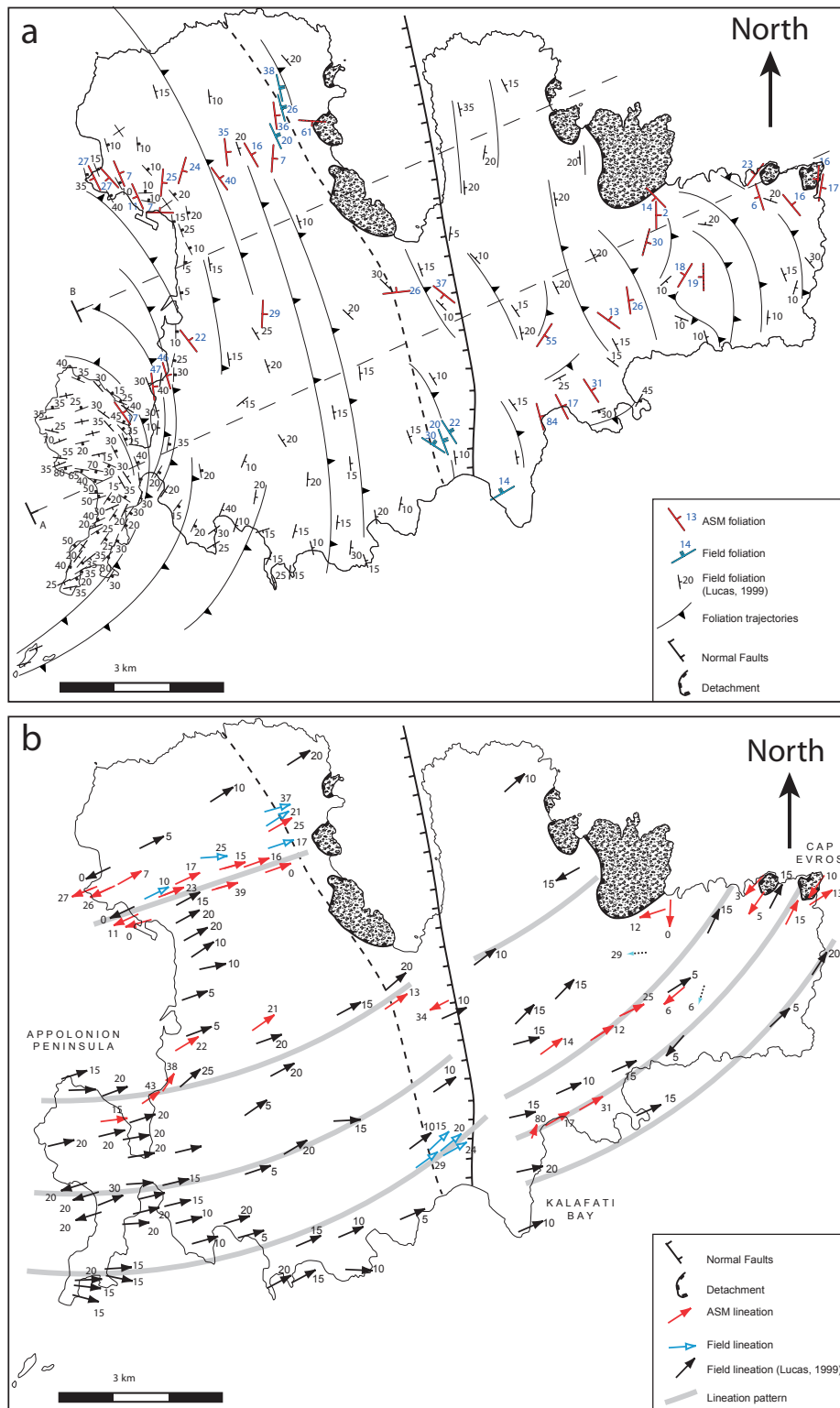


FIGURE II.42: Structural features of the Mykonos laccolith. a) Foliations and foliation trajectories. A and B correspond to the location of the cross-sections of figure II.43 (b) Lineations and lineation pattern.

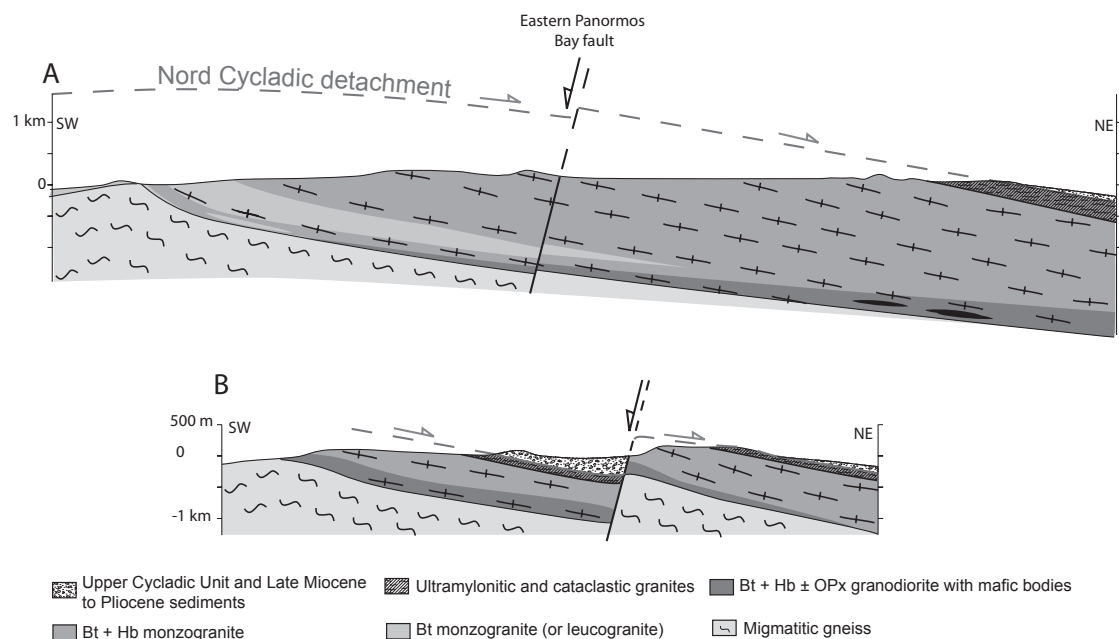


FIGURE II.43: cross-sections of the studied area located on figure II.42a.

6 Structural characteristics of the migmatitic Rhenia-Delos dome and the root zone of the Mykonos laccolith

Located 5 km to the west of Appolonion Peninsula (Figure II.38b), Delos and Rhenia islands display three structural domains (Figures II.44 and II.45) : (i) a first domain located in northern Rhenia is constituted by migmatitic paragneisses, which correspond to metagreywackes or metapsammites (Figure II.46e), and display a domal-like structure; (ii) a second domain located in a thin band with a maximum 1km width in southern Rhenia is also made of migmatitic paragneisses and characterized by steeply plunging foliation planes; (iii) a third domain located in the southeastern part of the Rhenia and in the major part of Delos constituted by several sheets of granitoids.

6.1 The domal domain

In this domain migmatitic paragneisses with a flat foliation are sometimes intruded by sills of fine-grained biotite granite mainly in the south (Figure II.44). The migmatites are poorly evolved with a maximum of 30% of leucosomes (metatexites).

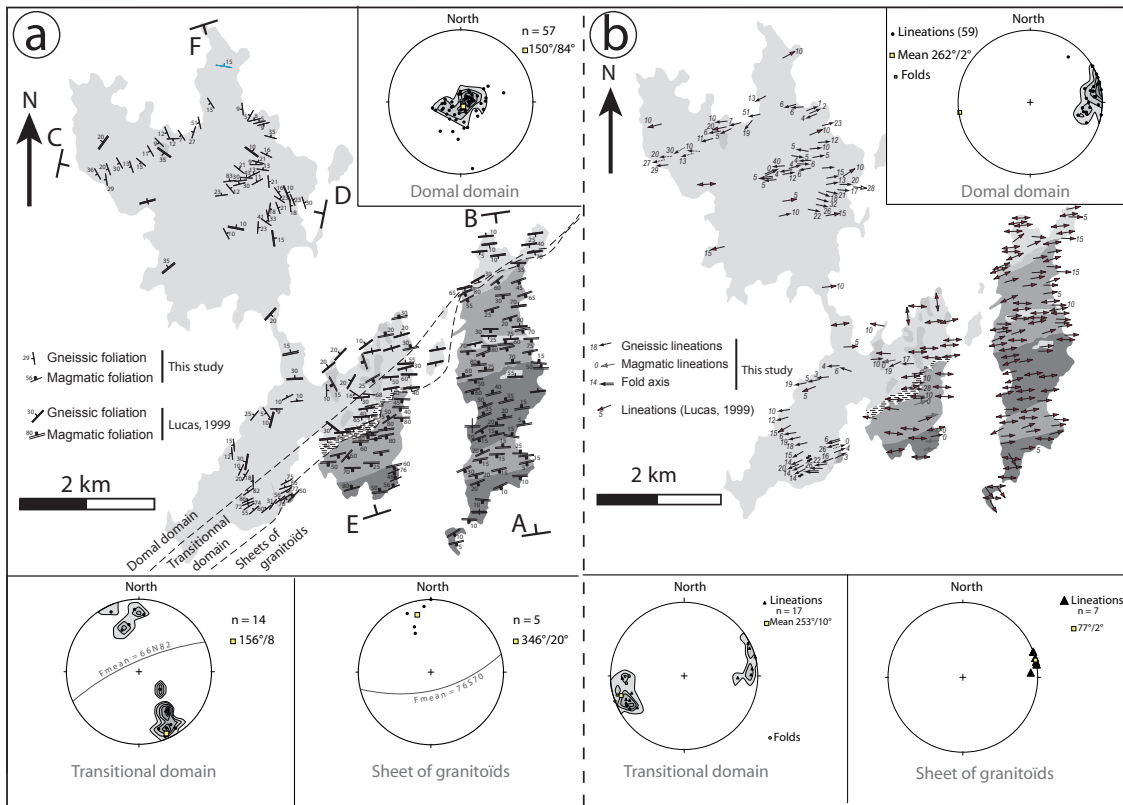


FIGURE II.44: Structural features of the Rhenia and Delos Island. a) Foliation map and location of cross-sections and stereograms of foliations poles for the various domain (Schmidt lower hemisphere, contours : 2, 4, 6%), AB, CD and EF correspond to the location of the cross-sections of figure II.45. b) Lineation map and stereograms.

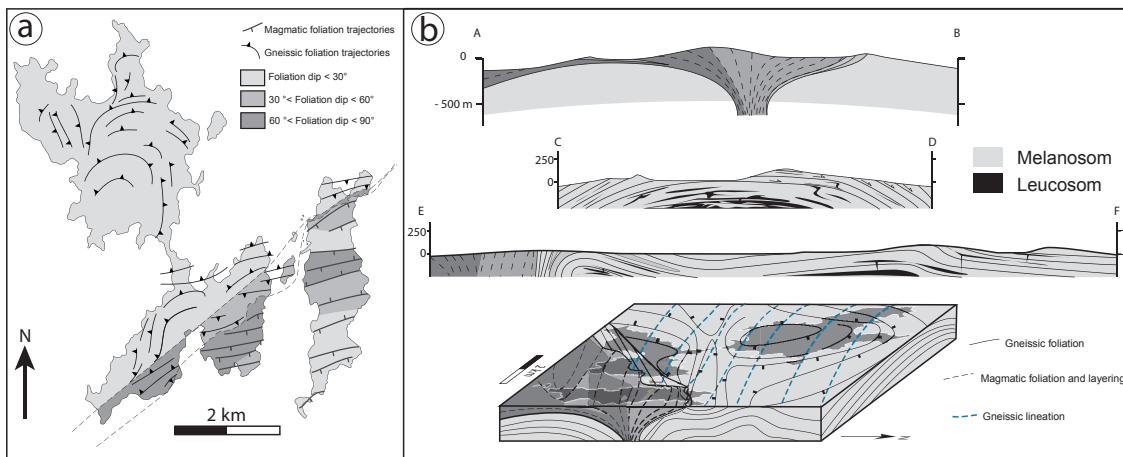


FIGURE II.45: Foliation trajectories and dipping domains map of the Rhenia and Delos Island. b) cross-sections of the studied area located on figure II.44 and 3D interpretative representation of the structural features of the Rhenia and Delos Island.

The melanosomes show a strongly plano-linear fabrics and the leucosomes are transposed along the foliation planes (Figure II.46a). Foliation trajectories in

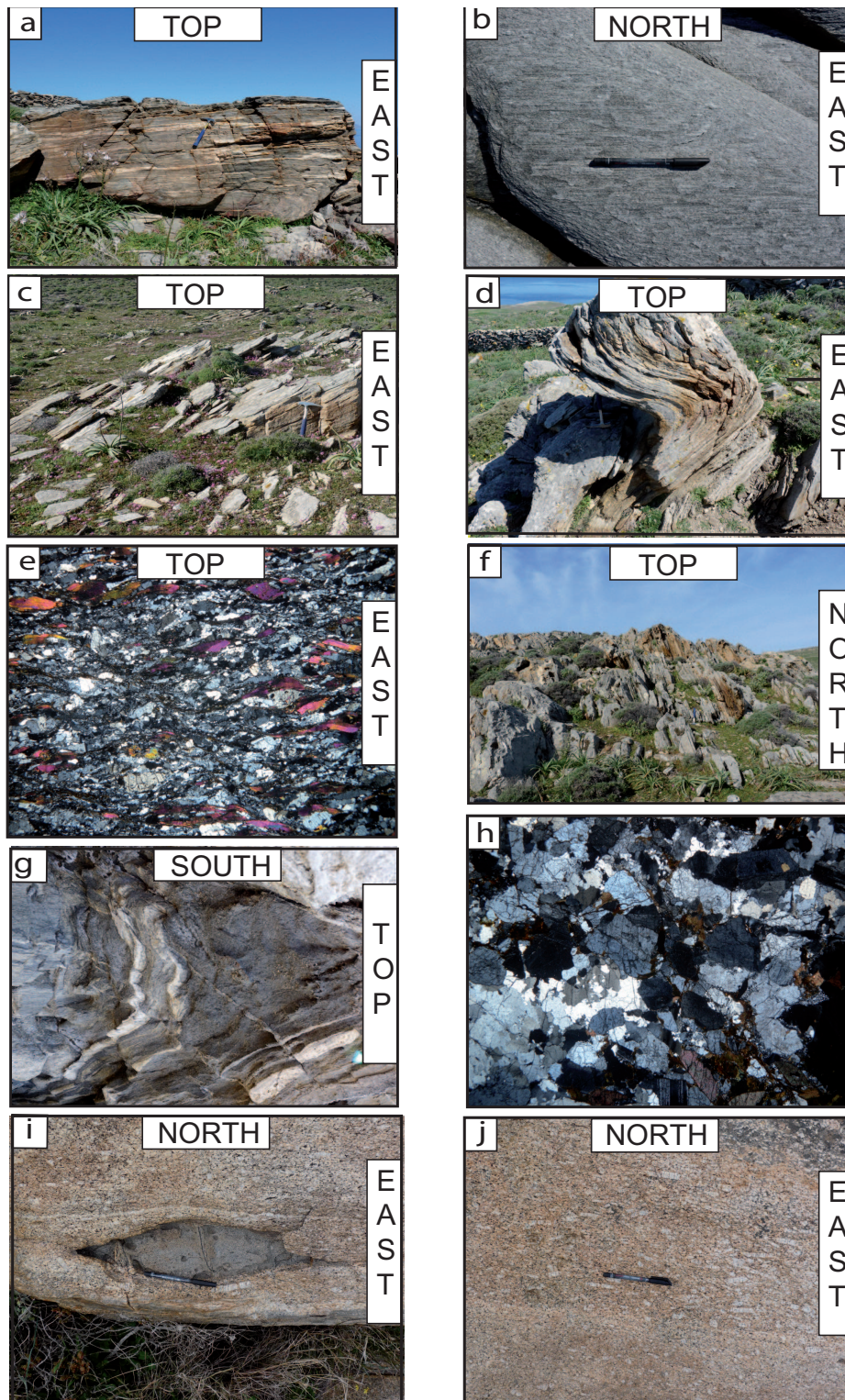


FIGURE II.46: Photographs and microphotographs of various rocks observed in the Rhenia and Delos Island, see explanation in the text, scale bar of microphotographs = 1 mm.

northern Rhenia draw an half-dome with a N-dipping major axis (Figure II.45a). Foliation trajectories in the northern half of southern Rhenia draw a second dome

isolated from the northern one by a synform. Stretching lineations are shown by the elongation of K-feldspar and quartz and by the arrangement of phyllosilicates around a zone axis. 59 lineations were measured in the foliation plane : they show an homogeneous orientation with a slight westerly plunge and a mean direction at $262^{\circ}/2^{\circ}$ (Figure II.44b). The fabric is generally plano-linear (Figure II.46b) with the exception of the western side of Rhenia where the lineation is difficult to determine (Figure II.46c). Study of kinematic indicators based on determination of classical criteria of non-coaxial deformation on thin sections support homogeneous top-to-the-east shearing in the whole sector (Figure II.46c). In domains located close to the dome core, many meter-scale folds with North-dipping axial planes and axes parallel to the stretching lineation are observed (Figure II.46d). Finally, in many outcrops, like in the Mykonos laccolith, some veins can be observed striking perpendicular to the foliation and filled by greenschist facies minerals (epidote + albite + chlorite + quartz).

6.2 The transitional domain

This domain is constituted by migmatitic paragneisses intruded by some dikes of fine-grained biotite granite and characterized by steeply south-dipping foliation planes with an average 66° E strike (Figures II.44 and II.46f). Several tight folds were observed with steep axial planes roughly parallel to the foliation (Figure II.45g) and axes parallel to the stretching lineation. These folds were observed at different scales, from the outcrop scale as metric and millimetric folds (Figure II.46g) to the map scale where the foliation of this domain shows an antiformal structure slightly overturned to the south (Figure II.45b). The lineations strike homogeneously 253° E with a slight westerly plunge (Figure II.44b).

6.3 The sheets of granitoids

This domain is constituted by several sheets of the same granitoids as observed in the Mykonos laccolith. They form EW-striking bands with, from north to south, biotite monzogranite, biotite and hornblende monzogranite and pyroxene granodiorite (Figure II.44). These rocks record an intense magmatic deformation marked by the disposition of feldspar phenocrysts with a stick habitus (Figure II.46j) along an EW-trending lineation slightly east-plunging carried by an E-W to NE-SW

steeply-dipping foliation plane (Figure II.44). Thin section observations (Figure II.46h) show submagmatic microstructures devoid of any solid-state deformation in quartz and feldspar. Formation of fractures in feldspar with eutectic recrystallisation seems to correspond to the late stage of this magmatic deformation (Figure II.46j). Fabric is strongly linear as shown by our field measurement of the aspect ratio of enclaves (Figure II.46i) and those realised by Lucas (1999). The biotite monzogranite forming the border of the sheet on a width not exceeding 30 m is intrusive in the micaschists; the contact is generally sharp and parallel to the foliation plane of the micaschists. We also observe the biotite monzogranite in the center of the plutonic sheet where it crops out in cm-thick vertical layers in the biotite and hornblende monzogranite. Sometimes, the biotite monzogranite is enclosed in the amphibole monzogranite with intervening quartzo-feldspatic veins at the contact. Finally, the biotite monzogranite form dykes within the basement trending generally parallel to the gneissic foliation. Biotite and hornblende monzogranite form a sheet of one kilometer wide in contact with the biotite monzogranite to the north and a 1km-wide sheet of pyroxene granodiorite to the south. The contacts between these three units are sharp and are associated with magmatic layering. In the south of the pyroxene granodiorite sheet we observe an alternation of pyroxene granodiorite and biotite/hornblende monzogranite bodies characterized by subhorizontal magmatic foliations. This sector corresponds to the development of the major body of the laccolith in the border of the magmatic sheet.

7 Interpretation of the observations and discussion

7.1 Evidence for a continuum of deformation in the Mykonos laccolith from its emplacement to the late stages of cooling

The Mykonos granitoids form a kilometer-scale laccolith-like intrusion with a ca. N70°E long axis (Figure II.47). This laccolith is strongly asymmetrical with an outlying root zone to the SW cropping out on Delos and Rhenia islands (Figure II.47b) and a major body mainly developed to the ENE and cropping out on Mykonos Island. The major body present a sub-elliptical and skirt shape and was developed both at the interface between the Cycladic Basement and the Blueschist

Unit and within the Blueschist Unit as shown by the presence of micaschist levels close to the base contact and the presence of micaschists xenolith in the laccolith (Figure II.38b). The top of the laccolith intruded the Upper Cycladic Unit, and the granitoïds grew progressively upward across the Blueschist Unit probably by ballooning. Mineralogical zonation with sharp contacts in the main body but also in the sheeted complex of Delos in the SW pluton margin demonstrate protacted intrusion forming by successive pulses. Enclaves of felsic granites in more basic ones demonstrate a later emplacement of mafic magmas. Moreover the more basic facies constitute the bottom of the laccolith (Figure II.47b) suggesting emplacement of the final pulses by under-accretion (Menand, 2008). The total pluton thickness is not directly observable, but scaled cross sections suggest a total thickness of approximately 2 to 3 km (Figure II.43). The total pluton volume is then approximately 150 km^3 . de Saint Blanquat et al. (ress) proposed from references to several pluton systems that "pluton size is closely tied to the time required for pluton assembly" and added a quantification of these evolution. Their empirical relationship suggests that the Mykonos laccolith probably emplaced within a 10.000 year time span.

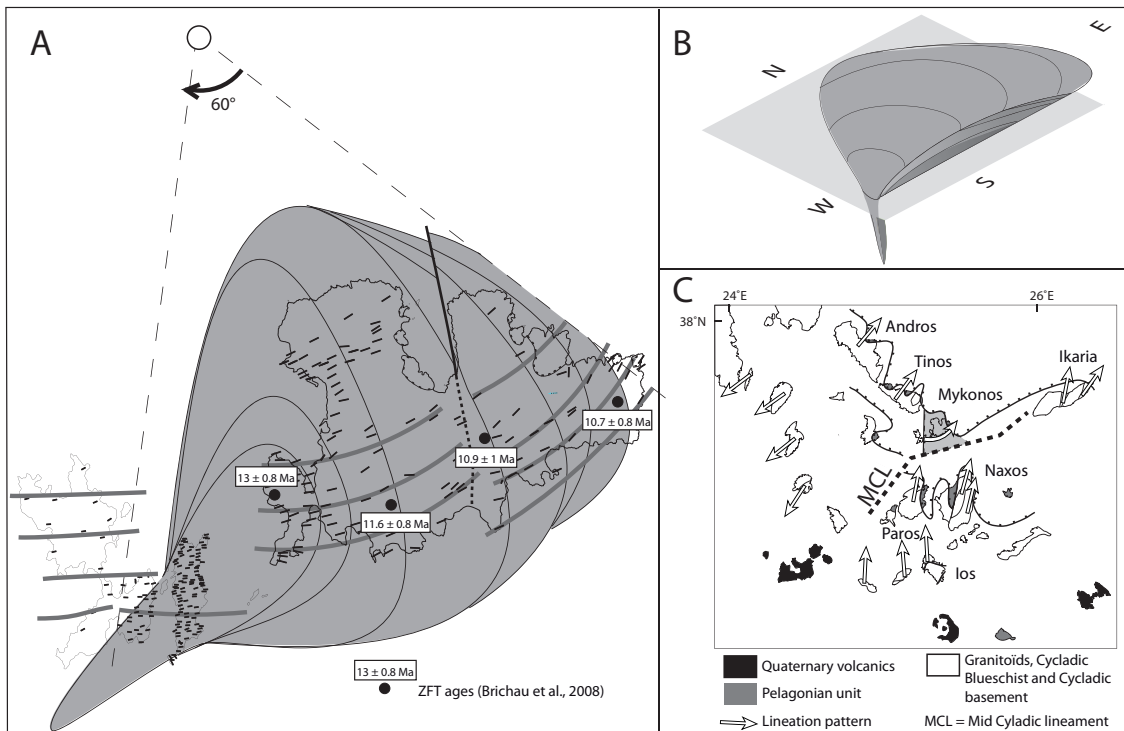


FIGURE II.47: Interpretative skechs. a) Study in map view of the rotation around a vertical axis of the stretching lineations of the Mykonos laccolith. b) 3D interpretative representation of the laccolith. (c) Structural map of the Cyclades representing the pattern of lineation on the various island.

The laccolith records three events of deformation which probably occurred in

a continuum. The older deformation is recorded in the root zone of the pluton and is characterized by submagmatic microstructure, E-W horizontal lineations and subvertical foliation planes. Horizontal submagmatic lineations in the root zone are strictly parallel to those observed in country rocks in the Rhenia island where these lineations are carried by horizontal foliation planes suggesting that the sheeted complex structuration is partly due to regional extension. Indeed the stretching lineations in paragneisses are homogeneous and so likely formed in a direction parallel to the regional extension. In contrast, subvertical magmatic foliations in the root zone associated with an important tilting of paragneissic foliation and subvertical upright folding at the contact with the root zone certainly reflect the forces generated by the forceful intrusion. In addition, our observations, together with those of Lucas (1999), show that the fabric is strongly linear in the root zone of the laccolith and thus associated to a constrictional deformation. This constrictional deformation could be the result of the complex interaction between shortening due to the forceful intrusion and regional vertical shortening associated with regional extension.

The second event of deformation is recorded in the whole laccolith and is characterized by high to middle temperature protomylonitic microstructures. These microstructures have been acquired after the emplacement of the laccolith in solid-state conditions and probably just after the complete solidification of the pluton system. Indeed the temperature prevailing during the formation of these microstructure in the range 950°C-600°C obtained by (Lucas, 1999) for the intrusion by using thermometry on hornblende and biotite. The relative textural homogeneity in the laccolith may be due to the emplacement of successive pulses before the complete solidification of the oldest pulse. So all the pulses were deformed after the complete solidification of the pluton system. This event is characterized by a less inclined foliation and a N70°E-trending mean lineation. Such structural characteristics are close to those observed in country rocks, far (North Rhenia island), near (Appolonion sector) or inside (septas) the laccolith, suggesting that this event of deformation is due to regional extension. Whereas the laccolith shows a whole textural homogeneity, the evolution of the fabrics, from plano-linear close to its bottom to strongly planar close to the major detachment plane, likely marks the upward increasing of the influence of the detachment.

The latest event of deformation in the Mykonos laccolith is characterized by low temperature mylonites and cataclasites close to the major detachment fault and corresponds to the localization of deformation at the top of the laccolith after cooling due to heat exchange with country rocks and exhumation of the Mykonos MCC. The

latest event of deformation is localized at the roof of the Mykonos laccolith which has crossed the 200°C isotherm around 10.7 Ma (Brichau et al., 2008), implying that this deformation occurs approximately 3 Ma after the emplacement of the laccolith.

7.2 Evidence for a rotation of the Mykonos laccolith around a vertical axis during its exhumation

Paleomagnetic studies performed by Morris and Anderson (1996) on the Mykonos island highlighted a clockwise rotation around a vertical axis of the Mykonos granite by ca. 22°. This rotation affected both the Upper Cycladic Unit and the Mykonos laccolith during the activity of the Mykonos brittle detachment (Lecomte et al., 2010). If the overall curvature of the lineations (Figure II.47a) in the granite is due also to this rotation, we must propose a local rotation greater than 22°. Alternatively, we could explain the progressive evolution of stretching markers in the laccolith by :

- (i) a change in the regional direction of extension during deformation of the laccolith ;
- (ii) a competition between deformation related to emplacement dynamics of magma and the regional extensional deformation as is proposed for the Tinos pluton (de Saint Blanquat et al., *ress*). The first alternative hypothesis is not viable because of the progressive evolution of the stretching lineation in sectors characterized by the same temperature of deformation. The second alternative hypothesis implies that the orientation of stretching lineations in the root zone is strongly influenced by magma-injection processes that cause constrictional deformation in the root zone with N90°E stretching. Curvature of lineations in the laccolith would correspond to a progressive rotation away from the sheeted complex and therefore to an increase of deformation control by regional extension, oriented ca. N20°E. However the stretching lineations in the Rhenian paragneisses away from the intrusion-affected zone (i.e. the domal domain) that record the regional extensional direction are strictly parallel to the lineations of the sheeted complex. Moreover the associated fabrics are plano-linear to planar and never linear contrary to the root zone.

We propose that the overall curvature of lineations recorded in the Mykonos laccolith is due to differential block rotations on it both sides during its exhumation as proposed for the Rhodope core complex by Brun and Soukoutis (2007). Decoupling between hangingwall and footwall of the NCDS occurred during its activity to accommodate their relative rotation. In this model formation of the stretching lineation occurs first in the ductile crust at high to middle temperature conditions. During following exhumation and cooling of the laccolith, successive

parts of the laccolith were incorporated in the upper crust where the lineations are frozen (Brun et al., 1994; Brun and Soukoutis, 2007). The successively exhumed parts of the laccolith have recorded the progressive differential bloc rotation. Consequently, the lineations in granites form arcs around a pole of rotation. Figure II.47a illustrates the best-fit circles that can be obtained from the pattern of lineations at the scale of the Mykonos laccolith. They correspond to a pole located about 12 km to the north of Delos Island. The amount of local clockwise rotation around a vertical axis recorded by the Mykonos laccolith during its exhumation can be estimated at about 60° . On the Rhenia and Delos islands stretching lineations in granitoids and gneisses are homogenously EW oriented. These lineations do not show the progressive variation in orientation that we observe in the Mykonos laccolith *stricto sensu*. Thus the exhumation of the Rhenia gneisses and of the sheeted complex occurred before the beginning of the local rotation phenomenon. This sector records a pre-rotation exhumation in contrast to the syn-rotation exhumation recorded in the whole laccolith.

In a synthesis on paleomagnetic data combined with the orientation of stretching lineations on the Aegean domain, Walcott and White (1998) proposed that extension started in the Late Oligocene-Early Miocene in a $N23^\circ E$ direction. Around 25 Ma, Walcott and White (1998) demonstrate that there is a division of the Aegean crust into the West Aegean Block and the Eastern Aegean block separated by the Mid-Cycladic lineament which corresponds to a fracture zone (Figure II.47c) (Gautier, 1995). Between 25 Ma and 3 Ma the West Aegean domain Block underwent $\approx 20^\circ$ clockwise rotation, whilst the eastern Aegean underwent, on average, $\approx 19^\circ$ anticlockwise rotation. Many authors describe this rotation phenomenon in the Aegean domain with little variation in amplitude (Kissel et al., 1986; Kissel and Laj, 1988; Morris and Anderson, 1996; Van Hinsbergen et al., 2005). The northern limit of the West Aegean Block has been identified by Kissel et al. (1995) as the Scutari-Pec zone in the northern Albania which forms the transition zone from no significant post-Eocene rotations in the Dinarides to a 20° clockwise rotation in the Albano-Hellenides. Finally, several authors highlighted that the West Aegean block corresponds to a coupled assembly of smaller units which have individually accommodated varying degrees of translation and rotation while the block itself rotated as an overall rigid entity. In this way we propose that the Mykonos MCC, located at the southern limit of the West Aegean block, record the ca. 20° overall rotation of the West Aegean block but also a ca. 60° local rotation (Figure II.47c). Such high amplitude of rotation was recorded by paleomagnetic data in various sector of West Aegean block such as the pre-apulian zone of Levkas (Van Hinsbergen et al., 2005). The true direction of extension can be obtained by

using an anticlockwise correction of 20° on the stretching markers observed just below the detachment and thus correspond to a direction close to N10°E. There was no variation of these direction during the period of extensional deformation in the Mykonos MCC. Thermochronological data performed by Brichau et al. (2008) show that the granite of Appolonion crosses the brittle-ductile transition around 13 Ma, whereas the granite close to the detachment was exhumed around 10 Ma. So we can constrain the period of local rotation phenomenon on both sides of the Mykonos laccolith between 13.5 and 10.7 Ma (Figure II.47a). This local rotation of ca. 60° recorded during exhumation of the Mykonos MCC was not measured by Morris and Anderson (1996). In their study, the magnetisation of the granodiorites was mainly carried by pyrrhotite with an unblocking temperature of $\approx 320^{\circ}\text{C}$ (Van Hinsbergen et al., 2005), which is a temperature typical for the brittle-ductile transition. We saw above that the rotation of the ductile lineations in the Mykonos MCC occurred in the upper crust above the transient brittle-ductile transition. Because the unblocking temperature of pyrrhotite and the temperature of the brittle-ductile transition are very close we suggest that the local rotation phenomenon recorded in the Mykonos MCC by the stretching markers was not recorded by mineral remanence.

7.3 Development of the Mykonos metamorphic core complex

For studying the role of granitic intrusion on the developpement of the MCC, we must constrain the spatial and temporal relationships between these two objects. There is many evidences showing that the root zone of the Mykonos laccolith has affected the foliation of the Rhenia domal domain where the leucosom of migmatitic paragneisses is transposed (see section 6 and Figure II.44). This demonstrates that the developpement of the Rhenia domal domain began before the intrusion of the Mykonos laccolith such as in the case of the Aegean Naxos migmatitic dome and Naxos granodiorite (e.g. Jolivet et al., 2004a).

Initiation of the Mykonos MCC

The first stage of deformation recorded in the Mykonos MCC is marked by more or less flat shearing toward N-NE and partial melting of lower crustal paragneisses (Figure II.48a). In a continuum multi-scale folding occurred in the lower crustal

material with two main axes both perpendicular and parallel to the stretching direction. This folding stage led to the formation of a domal structure in the Rhenia paragneisses (Figure II.48b) which present intermediary characteristics between the dome of the island of Tinos with long axis perpendicular to the stretching direction and the migmatitic dome of Naxos with long axis parallel to the stretching lineation. In comparison with these two domes, we suggest, as Avigad et al. (2001), that this double axis folding and non-coaxial shearing is the result of competition between regional N20°E extension and E-W shortening which is recorded early in the Aegean extensive domain (Jolivet et al., 2004a). Regional non coaxial extension to the east led to a contemporaneous N-S boudinage and development of a plano-linear fabric associated with N-NE shearing in the paragneisses. E-W shortening is marked by formation of folds parallel to lineations observed at different scales in the northern part of Rhenia island. Formation of the migmatitic dome is associated with boudinage in the upper crust and the Cycladic Blueschists tend to fill the gaps between the boudins (Jolivet et al., 2010b).

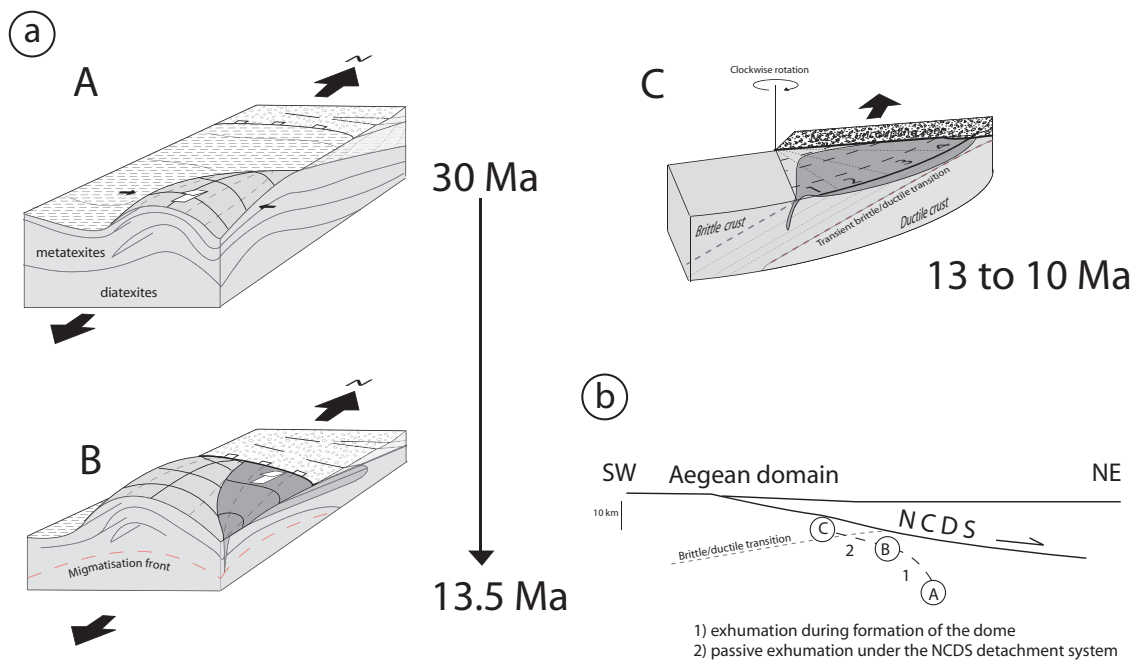


FIGURE II.48: a) Interpretative sketches showing the various stages of the development of the Mykonos MCC : A : coeval partial melting of the lower cycladic crust, top to the north-directed flow of the ductile crust and formation of a gneissic dome in a constrictive strain regime, B : emplacement of the Mykonos laccolith at the top the Cycladic basement during its cooling history, C : Progressive rotation of the successively exhumed zone of the Mykonos laccolith. b) Schematic NE-SW cross-section of the Aegean domain showing the interpretative path of the top of the Rhenia dome during exhumation.

Emplacement of the Mykonos laccolith

At 13.5 Ma, granites and granodiorites of the Mykonos laccolith have intruded the Blueschist Unit at the top of the migmatitic domain (Figure II.48c). The laccolith developed by successive pulses of magmas in short time intervals suggested by petrological observations and by measurement of its volume. Geochemical analysis performed by Lucas (1999) on whole rock in the Mykonos laccolith suggest that the magmas is due to an infra-crustal melting which induced the formation of an infra-crustal magma chamber. The magma chamber was drained from top to the bottom and allowed the formation of a pluton with an inverted petrographic zonation. More recently, Stouraiti et al. (2010) demonstrate, with references from numerous plutons, that generation of the Cyclades I- and S-type granitoïds is due to crustal partial melting and do not necessary requires mantle-derived component as suggested in previous studies (Altherr et al., 1988; Altherr and Siebel, 2002). The dominant source identified by Stouraiti et al. (2010) corresponds to metasedimentary biotite gneiss as the metagreywackes of Rhenia. Authors highlighted the possible contribution of a marble component and demonstrated that the third end-member of the source correspond to amphibolite.

After its emplacement the laccolith was affected by an intense non-coaxial deformation to the N-NE which began at the end of crystallization. This deformation is associated with a rapid cooling marked by conditions evolving from submagmatic to semi-ductile in a short time span. Considering the actual relative location of the laccolith and the NCDS, but also the rapid cooling of the laccolith, the development of a penetrative protomylonitic fabric in the granites and the later low-temperature deformation at the head of the laccolith, we propose that the Mykonos laccolith intruded the Cycladic Blueschist Unit and went away in front of the NCDS which corresponds to a large fault and detachment system affecting the upper crust and brittle/ductile transition respectively. In this scenario, crustal necking in the Aegean upper crust would act as an attractor for the upward rise of Miocene magmas.

Exhumation of the Mykonos MCC

As mentionned above, exhumation of the Mykonos laccolith was very fast; thermochronology study (Brichau et al., 2008) show that a sample from the Appolonion sector (Figure II.38) present a ZFT age at 13.8 ± 0.8 Ma which is within error, indistinguishable from the U/Pb zircon age of the granite. In the

same study, a sample close to the detachment has provided a ZFT age close to 11 Ma. Thermochronological study is thus consistent with study of exhumation by using the stretching markers. Just after the period of emplacement, the root zone of the laccolith and the migmatitic gneisses of Rhenia were incorporated in the upper crust and then subjected to rigid clockwise rotations (Fig. 11d). A period of 2 Ma is necessary for the exhumation of the other fringes of the laccolith. During this period, differential rotations of upper crustal blocks link to an important uncoupling on both sides of the NCDS detachment system remained constant over the whole domain as shown by the regular curvature of the protomylonitic lineations. Exhumation of the last fringe of the laccolith is contemporaneous with a phase of strong deformation just below the detachment in semi-ductile conditions as shown by the presence of the low-temperature ultramylonitic bands in the head of the laccolith. Then deformation continued in brittle conditions and cataclased granites developed close to the detachment. The end of the period of activity of the detachment is contemporaneous with the emplacement of baryte veins. These veins represent spectacular tensional gashes with a strong mineralisation highlighting that these veins are associated with the former stage of the brittle deformation. The big fault of Panormos which is devoid of this type of mineralisation is clearly younger and represent thus the last structure of the Mykonos island.

7.4 Limited triggering effect of granitic intrusion on the development of MCC in the Aegean domain

Our study of the evolution of deformation on a two-kilometer crustal cross-section in the Mykonos pluton intruding a MCC beneath the Nord Cycladic detachment provides further insights into the role of magmatitic intrusion on the MCC development.

An important result is that the Mykonos intrusion postdates the initiation of the migmatitic dome of Rhenia. This interpretation is consistent with studies in the two islands that surround Mykonos. In Naxos Island to the south, formation of a migmatitic core complex is considered to be older than 20-21 Ma by U/Pb dating on zircon crystals from migmatite samples (Keay et al., 2001; Martin et al., 2006) and the roof of the dome is intruded by a granodioritic pluton dated around 12 Ma (Andriessen et al., 1979; Keay et al., 2001; Wijbrans and McDougall, 1986). To the north, in the relative low-temperature greenschist facies dome of Tinos, initiation of boudinage and top to the NE shearing started some 30 Ma ago (Bröcker, 1990;

Bröcker and Franz, 1998; Parra et al., 2002) and the top of the dome was later intruded by a pluton dated about 14-15 Ma (Avigad and Garfunkel, 1989; Brichau et al., 2007). This strongly suggest that the cycladic magmatism has no significant role on the initiation of MCC.

The Mykonos asymmetric laccolith recorded extensional non-coaxial finite strain related to N20°E extension. This type of asymmetric laccolith associated to a non-coaxial deformation was also evidenced by other field studies (Acocella, 2000; Roig and Faure, 1995; Le Fort et al., 1987; Guillot et al., 1993; Baldwin et al., 1993) and by analogue modelling (Roman-Berdiel et al., 1995). The internal deformation recorded by the laccolith after its crystallization remains relatively low compared to the strong non-coaxial deformation recorded by the gneissic country-rocks, which is the reason why one can still observe submagmatic microstructures in the granite. Consequently, there is no strong localisation of deformation in granites after their crystallization. By contrast, geometry of the intrusion shows that the magmas were strongly "sucked" into the direction of regional extension. This observation suggests that the emplacement of the laccolith will likely cause a local acceleration of the MCC development and of the slip rate along the detachment. Very fast cooling and exhumation of the laccolith can be linked to this acceleration. The important local rotation of upper-crustal blocks during the exhumation of the laccolith could be due also to the local acceleration of the rate of slide on the detachment. In this scenario, the emplacement of the laccolith below the detachment creates an acceleration of its activity which is accommodated by a local increase of upper crustal block rotation. Thus the Mykonos granite promoted MCC development at least in the final stages. At the scale of the Aegean domain this role seems to be limited in space and time. Indeed the emplacement of plutons is later than 15 Ma (Tinos) to 10 Ma (Mykonos and Naxos) compared to the initiation of MCC formation. Moreover, this role is limited in space as shown by the relative reduced amount of Miocene plutons in the Cyclades in comparison to the ubiquity of MCC (Figure II.38a).

Finally, our field study shows that numerical modelling of Aegean core complexes considering the presence of a laccolith pluton below the brittle-ductile transition (Brun et al., 1994; Vanderhaeghe and Teyssier, 2001; Tirel et al., 2004, 2008) as a pre-existing viscosity-density anomaly do not fit observational data. The triggering effect of granite intrusion on MCC development is clearly limited to the youngest stages. Note however that this is not the case in MCC observed in other orogens like in the Variscan belt where magmatism is ubiquitous in all the stages of orogenic evolution or in the Basin and Range region where the South Mountain core complex formation coincides exactly in space and time with magmatic intrusion events

(Reynolds and Spencer, 1985; Lister and Baldwin, 1993).

8 Conclusions

The Mykonos metamorphic core complex is characterized by the emplacement of a kilometre-scale laccolith-like intrusion. Our study of the interaction between MCC formation and laccolith emplacement demonstrates the later emplacement of the granites. The geometry of the laccolith, its internal deformation, the deformation recorded by its country-rocks and the previous published geochronological data demonstrate that the emplacement of the laccolith accelerates the final stage of MCC exhumation. Final exhumation is accomodated by an intense local clockwise rotation around a vertical axis of the upper crustal blocks, as shown by the stretching markers. During this rotation, major uncoupling occurs between hanging-wall and footwall of the NCDS which correspond to a major detachment system. Finally, reconstitution of the pre-rotation structure shows that all the cycladic ductile crust was stretched along a direction close to N10°E during the Oligo-miocene extension.

Acknowledgments : This paper is a contribution of the ANR EGEO project. We thank S. Rousse for constructive discussions.

CHAPITRE 4

INTÉGRATION RÉGIONALE : LE SYSTÈME DE DÉTACHEMENT NORD-CYCLADIQUE

L'étude du système de détachements de l'île de Mykonos a permis d'apporter de nouvelles contraintes sur la géométrie et la cinématique de la déformation liée à l'extension post-orogénique. La déformation est localisée le long d'un système de détachements à deux branches, dont la branche inférieure, active dans le domaine ductile, a pu être corrélée au détachement de Livada à Tinos et dont la branche supérieure (le détachement de Mykonos) est active dans le domaine cassant et contrôle le dépôt des sédiments miocènes syn-tectoniques. La déformation des sédiments et les réseaux de veines et de faille attestent que le détachement de Mykonos a été actif à faible pendage et faible profondeur, dans une position proche de sa géométrie actuelle. La déformation est localisée dans le temps et dans l'espace le long des deux branches du détachement, qui ont pu être active en même temps et en relais, en réponse à la migration de la transition cassant-ductile lors de l'intrusion du granite dans le Metamorphic Core Complex de Mykonos.

L'étude de l'interaction entre le MCC et l'intrusion granitique a permis de mettre en avant la mise en place tardive du granite. L'étude de la géométrie du granite et de sa déformation interne, couplée aux données géochronologiques publiées démontre que l'intrusion a permis une accélération des stades finaux de l'exhumation du Metamorphic Core Complex. De plus, les rotations enregistrées au toit et au mur du système de détachement ont permis de définir le système de détachement comme une zone de découplage entre ces deux domaines.

Ces interprétations ont ainsi permis de replacer le système de détachement de Mykonos dans un cadre régional en le corrélant avec les détachements d'Andros et de Tinos, à l'image des travaux effectués par Mehl et al. (2005). Les résultats sont présentés ici sous forme d'un article publié à *Earth and Planetary Science Letters*.

THE NORTH CYCLADIC DETACHMENT SYSTEM

Laurent Jolivet^{1,2}, Emmanuel Lecomte¹, Benjamin Huet¹, Yoann Denèle¹, Olivier Lacombe¹, Loïc Labrousse¹, Laetitia Le Pourhiet¹, Caroline Mehl³

1 : UPMC Univ Paris 06, UMR 7193, ISTEP, F-75005, Paris, France

2 : ISTO, Université d'Orléans-CNRS (UMR 6113), Campus Géosciences, F-45071 Orléans, France

3 : Ecole des Mines de Paris, Centre de Géosciences, F-77300 Fontainebleau, France

Keywords : Aegean Sea, Cyclades, detachment, backarc extension, brittle-ductile transition, gneiss dome

Publié sous la référence :

Jolivet, L. ; Lecomte, E. ; Huet, B. ; Denèle, Y. ; Lacombe, O. ; Labrousse, L. ; Le Pourhiet, L. and Mehl, C. (2010). The North Cycladic Detachment System, *EPSL*, 289, 87-104.

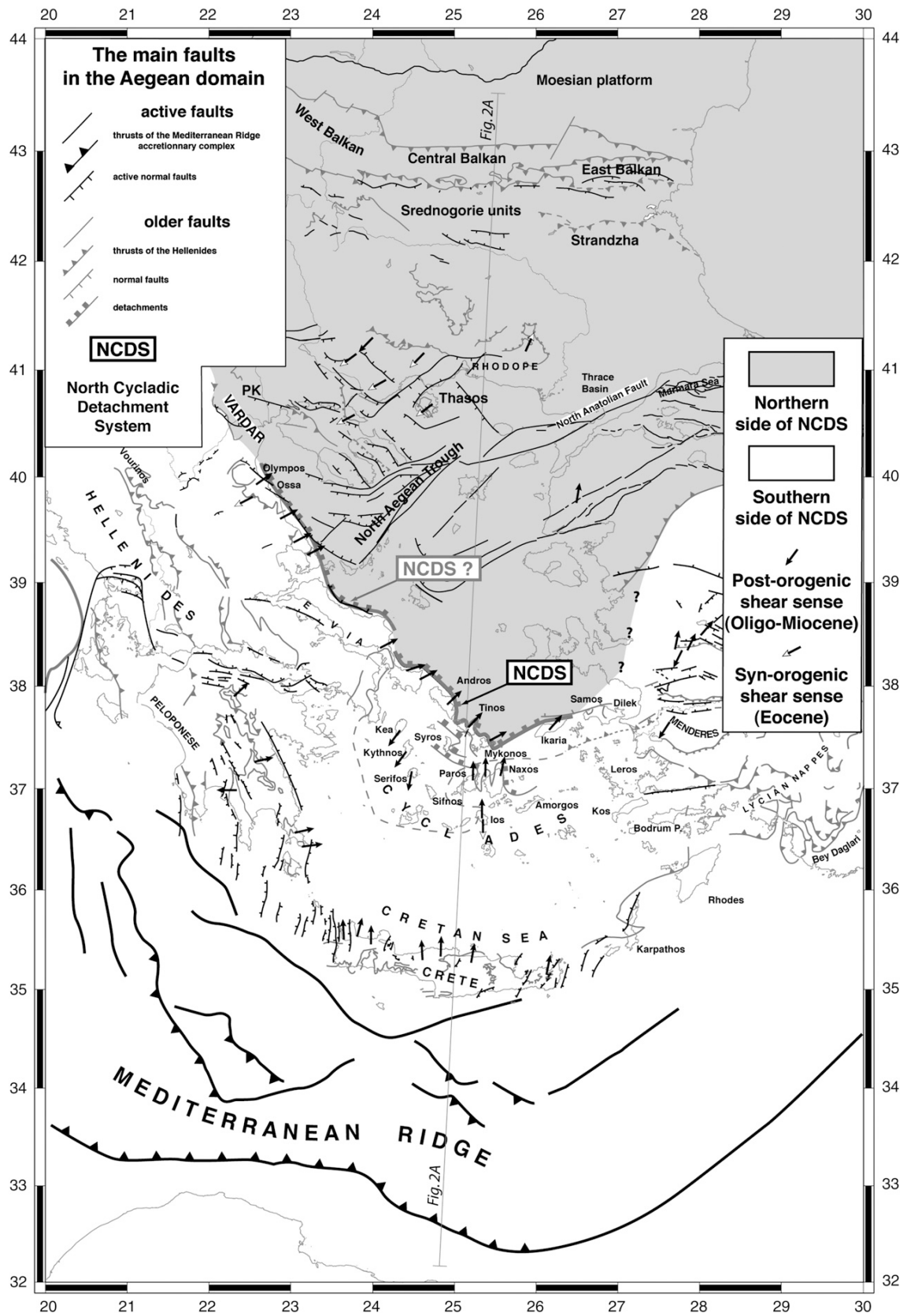
1 Abstract

Low-angle normal faults accommodate a large part of continental post-orogenic extension. Besides the intrinsic rheological characteristics of the continental crust that may lead to the formation of shallow-dipping shear zones at the brittle-ductile transition, the role of pre-existing low-angle structures such as large thrusts has been proposed by several authors. We explore this question with the example of the North Cycladic Detachment System (NCDS) that is composed of a series of distinct detachments cropping out on the islands of Andros, Tinos and Mykonos, separating the Cycladic Blueschists in the footwall from the Upper Cycladic Nappe in the hanging wall. We show that these extensional structures are part of a single large-scale structure (more than 200 km along strike) that reactivates the Vardar suture zone. It extends eastward on Ikaria and westward offshore Evia and Thessalia where it probably connects to recent shallow-dipping normal faults evidenced on published seismic reflection profiles. The NCDS started its activity in the Oligocene concomitantly with the Aegean extension, and was still active in the Late Miocene. It has exhumed a series of metamorphic domes from southern Evia to Mykonos below low-angle detachment systems, made of low-angle normal faults and low-angle ductile shear zones. The ductile shear zones and the faults were created with a low dip and they kept the same attitude throughout their exhumation. We identify three main detachments that are part of a continuum of extension on the NCDS : Tinos detachment, Livada detachment and Mykonos detachment. A fourth detachment (Vari detachment) is the reactivation of an Eocene exhumation-related structure. Deformation in the footwall is characterized by intense stretching and flattening. Using the spatial evolution observed along strike from Andros to Mykonos we construct a history of formation of the NCDS starting with the reactivation of former thrusts leading to the exhumation of high-temperature metamorphic domes. The Aegean example shows that reactivation of earlier shallow-dipping discontinuities can play a fundamental role in continental post-orogenic extension.

2 Introduction

Low-angle normal faults and extensional shear zones play an important part in the extension of continental crust in post-orogenic contexts (Crittenden et al., 1980; Wernicke, 1981; Coney and Harms, 1984). The origin of such low-dipping extensional structures is debated because they are *a priori* incompatible with the classical Andersonian theory. Several types of models have been developed between end-members with (1) passive rotation of the fault after it has ceased its activity (Buck, 1988), and (2) an initial low dip permitted by a weak rheology (Lister and Davis, 1989; Collettini et al., 2009a), or stress rotation within the shear zone (Melosh, 1990; Chéry, 2001). A partly different explanation is the reactivation of earlier shallow-dipping heterogeneities such as large-scale thrust faults (Jarrige, 1992; Patel et al., 1993). In the Mediterranean region this hypothesis has been explored for instance in the Corinth Rift (Le Pourhiet et al., 2004, 2006) or the Liguro-Provençal Basin (Rollet et al., 2002). At a larger scale, suture zones can sometimes localize lithospheric-scale extensional structures such as the Central Atlantic Rift (Piqué and Laville, 1996) or the Baikal Rift (Delvaux et al., 1995; Zorin, 1999; Petit and Deverchère, 2006). The Aegean is a key-region to address this question. Post-orogenic extension in the Aegean Sea started some 30-35 Ma ago in the backarc region of the retreating Hellenic subduction zone (Jolivet and Faccenna, 2000). The most recent (post-5Ma) phase of extension involved a combination of localized grabens, such as the Corinth Rift in Greece (Armijo et al., 1996), the Alasehir-Gediz graben in Turkey, and a large-scale strike-slip fault, the North Anatolian Fault (Eyidogan and Jackson, 1985; Armijo et al., 1996, 2002; Bozkurt and Sözbilir, 2004), but most of the extension was achieved earlier with a more widely distributed deformation (Figure II.49).

FIGURE II.49: (Page suivante) Tectonic map of the Aegean region showing the main active faults and the main thrusts and Oligo-Miocene detachments in the Cyclades (Creutzburg, 1977; Bonneau, 1982; Burg et al., 1990, 1995, 1996; Armijo et al., 1992, 1999; Tzankov et al., 1996; Collins and Robertson, 1997, 1999; Okay and Tüysüz, 1999; Okay, 2000; Koukouvelas and Aydin, 2002; Jolivet et al., 2004a,b; Papanikolaou et al., 2004; Chamot-Rooke et al., 2005; Iglseder et al., 2009). NCDS : North Cycladic Detachment System (in grey a possible north-eastward extension of the NCDS). Small arrows represent the average direction of Oligo-Miocene stretching lineations in the main metamorphic complexes.



Extension during this period between the Oligocene and the Pliocene led to the formation of the Cycladic metamorphic core complexes and associated detachments (Lister et al., 1984; Gautier and Brun, 1994a; Jolivet et al., 2004b). Even if the term "detachment" has been used in different structural contexts, including thrusting, it refers most often to a low-angle normal fault. Although the term "decollement" would sometimes seem more appropriate (see a discussion in Ramsay and Huber, 1987), "detachment" has also been used to describe almost horizontal shear zones following rheological discontinuities, as discussed in Wernicke (1995). It has also been used ("megadetachment") to refer to a horizontal shear zone decoupling the crust from the mantle below the western United States (Wernicke et al., 2008). In this paper we used detachment as a low-angle extensional system, including low-angle normal faults in the brittle regime and low-angle extensional shear zones in the ductile regime.

Several individual detachments have been described since the first paper reporting a Cordilleran-type metamorphic core complex in this region (Lister et al., 1984). The northern Cyclades detachments were so far described as separate entities. On the single island of Tinos several detachments have been reported that were active at different periods (Brichau et al., 2007). We present a synthesis of available observations on the northern Cycladic Islands and propose an integrated picture. We show that all these structures are part of a single crustal-scale detachment, here after called the *North Cycladic Detachment System* (NCDS), that partly reactivated the Vardar oceanic suture zone.

2.1 Geological setting

The Cycladic archipelago lies in the center of the Aegean Sea (Figure II.50) in an area that is currently seismically quiet, whereas the surrounding regions are characterized by an intense active seismicity (Jackson and McKenzie, 1984; Taymaz et al., 1991). Extension started in the Late Oligocene above the subduction zone, mainly as a consequence of slab retreat (Le Pichon and Angelier, 1979, 1981; Jolivet and Faccenna, 2000). It is presently localized in the external Hellenic arc, in western Turkey, in southeastern continental Greece, in northern Greece and along the North Aegean Trough that represents the extension of the dextral strike-slip North Anatolian Fault in the Aegean domain (Figure II.49). Before the Pliocene, extension was accommodated by a series of detachments, in the footwall of which several metamorphic core complexes were exhumed (Lister et al., 1984; Gautier and

Brun, 1994a; Jolivet and Brun, 2010).

The Cycladic Islands rest upon a continental crust that was thinned to 26 km in the Oligocene and the Miocene after the formation of the Hellenic Belt in the Eocene (Vigner, 2002; Tirel et al., 2004; Karagianni et al., 2005). The Moho discontinuity is rather flat below the whole archipelago, suggesting a low viscosity lower crust and a high Moho temperature at the time of extension (Tirel et al., 2004). The Hellenic Belt was formed by stacking of the upper crustal units within an accretionary wedge with SW-verging thrusts from the Eocene to the Late Miocene in continental Greece (Brunn et al., 1976; Jacobshagen et al., 1978; Bonneau, 1982; Doutsos et al., 1993; Sotiropoulos et al., 2003; Ring et al., 2001, 2007b; Vanderhaeghe and Teyssier, 2001; Vanderhaeghe et al., 2007). In the Aegean Sea the beginning of slab retreat some 30-35 Ma ago led to post-orogenic extension of the Hellenic thickened crust by a combination of backarc extension and gravitational collapse (Jolivet and Brun, 2010). Post-orogenic extension reworked the nappe stack and the various nappes were redistributed within the Aegean Sea (Figure II.50). The original vertical organisation of the nappe stack was however often preserved and one can recognize the original superposition of nappes (Bonneau, 1984; Jolivet et al., 2004b).

From top to base one can recognize the following units. (1) The uppermost unit observed in the Cyclades is the Upper Cycladic Nappe, an equivalent of the Pelagonian nappe in the Hellenides. The Pelagonian nappes are thus found from continental Greece to the Cyclades and as far as Crete at the top of the edifice (Reinecke et al., 1982; Bonneau, 1984; Papanikolaou, 1987). On the three islands considered in this paper (Andros, Tinos and Mykonos) is essentially made of ophiolitic material (serpentinite, gabbros and basalts) belonging to the Vardar suture zone but other islands show continental basement in the Pelagonian domain units (Syros, Donoussa...). High-temperature gneiss and amphibolites with Late Cretaceous metamorphic ages are also locally observed (Maluski et al., 1987). This unit has not recorded the Eocene high pressure and low-temperature (HP.LT) metamorphic event and it was thus already in the upper crust during the formation of the Hellenides in the Eocene. (2) The Upper Cycladic Nappe overlies the Cycladic Blueschists, a composite unit with a significant component of metabasic rocks included in metapelites and marbles (Blake et al., 1981; Avigad and Garfunkel, 1991; Keiter et al., 2004). Ages of the protolith range from the Triassic to the Cretaceous (Bröcker and Pidgeon, 2007). It is generally considered a lateral equivalent of the Pindos oceanic zone in the Hellenides (Bonneau, 1984). It differs from the Vardar ocean that was located north of the Pelagonian domain. It is composed of several superposed units, including a mafic olistostrome well exposed on Syros island (Keiter

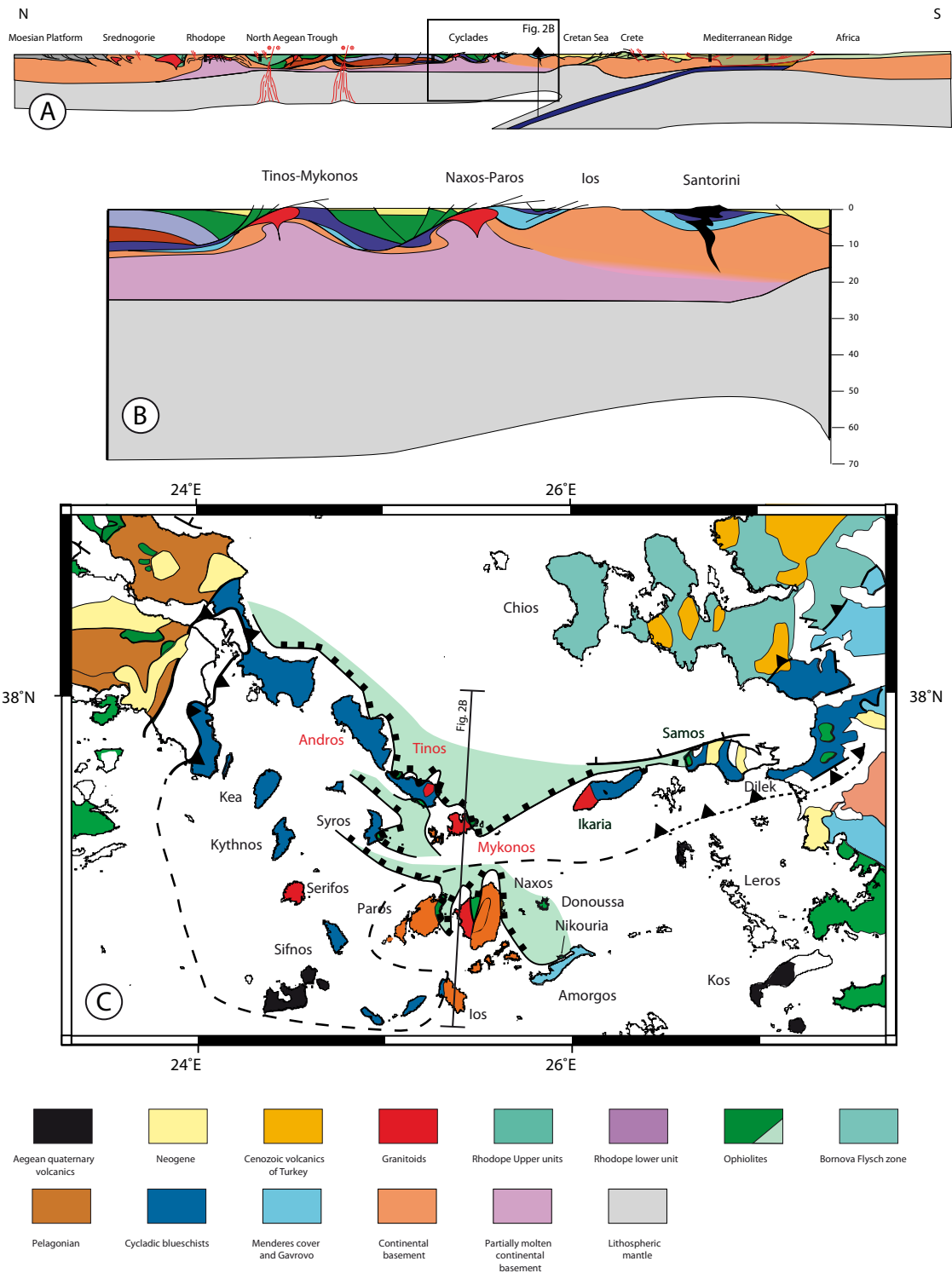


FIGURE II.50: The geological context of the NCDS. A : N-S cross-section of the Aegean region from the African margin to the Balkans (Jolivet and Brun, 2010). B : detail of the same cross-section centered on the Cyclades archipelago. C : schematic geological map of the Cyclades showing the Upper Cycladic Nappe and its lateral equivalent onland as ophiolitic massifs. The Upper Cycladic Nappe has been extended offshore above the main detachments to show its extension before the formation of the Aegean Sea.

et al., 2004). The Cycladic Blueschists show a complex metamorphic evolution, with an early burial in HP/LT conditions (blueschists and eclogites) during the Eocene followed by a HT/LP overprint during the Oligocene and Miocene (Altherr et al., 1979, 1982; Wijbrans and McDougall, 1986, 1988). (3) The Cycladic basement crops out on the islands of Paros, Naxos, Mykonos and Ios. Ios shows overthrusting relations between the Cycladic Blueschists in the hanging wall of a major shear zone and the basement in the footwall (Huet et al., 2009). This thrust was originally interpreted as a detachment with a top-to-the-south sense of shear (Vandenberg and Lister, 1996). Radiometric ages show that top-to-the-south shear bands (thrust related in the interpretation of Huet et al., 2009) were active at ≈ 35 Ma and before and that they were replaced by top-to-the-north shears at around 25Ma (Foster and Lister, 2009). No evolution is observed toward HT conditions in the Oligocene and Miocene, at variance with the nearby islands of Paros, Naxos and Mykonos where amphibolite-facies metamorphism and anatexis are dated of the Late Oligocene. Early Miocene (Altherr et al., 1982). In this case the basement is exhumed in the core of extensional gneiss domes below the main detachments (Buick and Holland, 1989; Buick, 1991b; Keay et al., 2001; Duchêne et al., 2006; Martin et al., 2006). Syn-tectonic Miocene granites intrude the domes in Naxos, Mykonos, Serifos and Ikaria (Jansen, 1973; Lee and Lister, 1992; Altherr and Siebel, 2002; Grasemann and Petrakakis, 2007; Iglseider et al., 2009).

The brittle detachments are localized at the base of the Upper Cycladic Nappe, at the contact with the Cycladic Blueschists, the basement, or the granites. Two types of detachments can be distinguished. The most common ones are those showing an Oligo-Miocene evolution toward HT in their footwall or at least a strong retrogression of HP/LT parageneses in the greenschists facies (Buick and Holland, 1989; Parra et al., 2002; Jolivet et al., 2004a; Duchêne et al., 2006). They are found on the islands of Andros, Tinos, Mykonos, Ikaria, Paros and Naxos, associated with a top-to-the-north or -northeast sense of shear (Faure et al., 1991; Lee and Lister, 1992; Gautier et al., 1993; Gautier and Brun, 1994a; Mehl et al., 2007). The detachment itself is not always present but similar footwall evolution is observed in the western Cyclades with however an opposite shear sense. Serifos shows outcrops of the detachment and serpentinites of the Upper Cycladic Nappe in small peninsulas to the southwest and northeast of the island (Grasemann and Petrakakis, 2007; Bricchau et al., 2009). A top-to-the-southwest sense of shear, interpreted as extensional, is observed in a low-angle mylonite derived from a 37Ma old intrusion. A late Miocene granitoid, dated at 8-9Ma (Altherr et al., 1982; Henjes-Kunst et al., 1988) intrudes the mylonite and is also affected by a top-to-the-southwest shearing (Grasemann and Petrakakis, 2007). Kea and Kythnos also show a top-to-the-southwest sense of shear

but the Upper Cycladic Nappe is absent. They formed contemporaneously with backarc extension. The second type shows instead a good preservation of *HP/LT* parageneses in their footwall, the closer from the detachment the better preserved the eclogites and blueschists (Trotet et al., 2001a,b). Such detachments are found principally on the islands of Syros and Tinos (Vari detachment). They were active in the Eocene when they accommodated the exhumation of eclogites and blueschists in the subduction channel (Jolivet and Brun, 2010) or in an extrusion wedge (Ring et al., 2001, 2007a; Ring and Layer, 2003b).

A gradient of finite extension is shown by the evolution of topography and crustal thickness from continental Greece to the Cyclades (Jolivet et al., 1994). The main structures of the Hellenides are preserved in continental Greece while they are highly reworked by extension in the Cyclades. This gradient is associated with the maximum retrograde temperature gradient observed in the Cycladic Blueschists from Mt Olympos to Naxos and Mykonos (Jolivet and Patriat, 1999). Along this transect an evolution of Oligo-Miocene extensional structures is also observed, from essentially brittle structures (steep normal faults) near Mount Olympos to ductile shear zones and shallow-dipping detachments in Evia and the Cyclades.

3 The North Cycladic Detachment System

The North Cycladic Detachment System (NCDS) is a single crustal scale structure that includes several detachments observed on different islands of the Northern Cyclades and described so far as separate entities. We now focus on the four islands of Andros, Tinos, Mykonos and Syros (Figures II.51 and II.52). The three major units of the Cyclades are represented on these islands, Upper Cycladic Nappe, Cycladic Blueschists and the Cycladic basement. Andros shows small remnants of the Upper Cycladic Nappe along its northeastern coast as greenschists and serpentinite (Papanikolaou, 1977; Mehl et al., 2007). The rest of the island is made of the Cycladic Blueschists folded in a broad NW-SE trending antiform. Tinos is mostly made of the Cycladic Blueschists and of the Upper Cycladic Nappe that crops out in large domains along the northeastern and southwestern coasts (Melidonis, 1980; Katzir et al., 1996). An additional unit on Tinos is considered an equivalent of the Triassic part of the Gavrovo-Tripolitza nappe lying below the Pindos unit in continental Greece (Avigad and Garfunkel, 1989). Sometimes considered as a non-metamorphic unit it actually shows metamorphic recrystallisation in the metaflysch above the

Triassic marbles. It can be considered as the cover of the Cycladic basement. At 14-15 Ma a granite intruded both the Cycladic Blueschists and the Upper Cycladic Nappe on Tinos (Altherr et al., 1982; Avigad and Garfunkel, 1989; Bröcker and Franz, 1994; Brichau et al., 2007). Mykonos is mostly made of a granite with an intrusion age at around 13 Ma (Altherr et al., 1982; Brichau et al., 2008). The western part of the island as well as the neighbouring islands of Delos and Rhinia are made of gneiss and migmatites (Faure et al., 1991; Lucas, 1999). A series of small klippe of the Upper Cycladic Nappe, mostly metabasites, crops out in the eastern part of the island. Detrital sediments, sandstones and conglomerates, form the uppermost unit on Mykonos, and similar sediments are found on Paros and Naxos (Sanchez-Gomez et al., 2002; Kuhlemann et al., 2004). The conglomerate mostly contains pebbles issued from the Upper Cycladic Nappe suggesting that it once covered most of the area. It also contains reworked volcanic rocks and granites as young as 10 Ma (Sanchez-Gomez et al., 2002) but clasts issued from the Cycladic Blueschists are not found. The Cycladic Blueschists were therefore finally exhumed to the surface late in the history of the core complexes.

Several detachment surfaces were described in the literature (Avigad and Garfunkel, 1989; Faure et al., 1991; Gautier et al., 1993; Gautier and Brun, 1994b; Patriat and Jolivet, 1998; Jolivet and Patriat, 1999; Kumerics et al., 2005; Brichau et al., 2006, 2007, 2008). They are all localized at the base of the Upper Cycladic Nappe or at the base of the Miocene sediments. Across the Aegean Sea structures can be correlated using the lithologies and metamorphic evolutions of their footwalls and hanging walls. The detachments, except for the Vari detachment that was first active in the Eocene, all took part in the formation of the Aegean Sea from the Late Oligocene to the Late Miocene at various stages. In the following the major low-angle normal faults are described and their history inserted into the development of a large-scale detachment, the North Cycladic Detachment System.

3.1 Vari detachment

The Vari detachment crops out on Syros and Tinos (Trotet et al., 2001a; Ring et al., 2003a). The hanging wall is made of Late Cretaceous high temperature metamorphic rocks, amphibolite-facies metabasites, gneiss and some serpentinites (Katzir et al., 1996; Zeffren et al., 2005). Several units, which are more and more retrograded downward, are recognized on Syros in the footwall. Well-preserved eclogites and blueschists are found only in the upper part of the footwall just

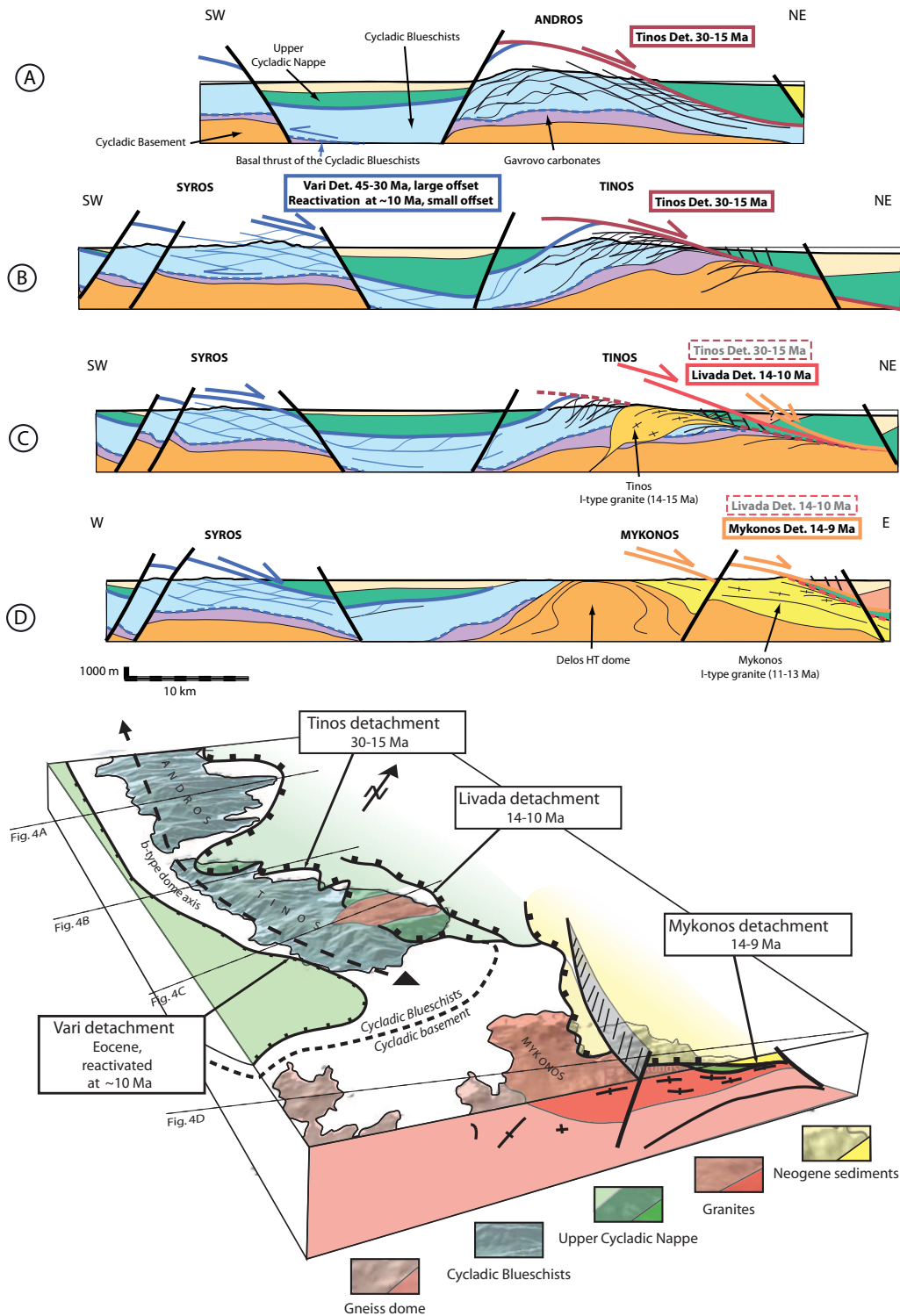


FIGURE II.51: Upper : Geological sections across the Andros, Tinos, Mykonos and Syros showing the main tectonic units and the main detachments, their geometrical relations and respective timing. Lower : 3D view of the northern Cyclades showing the geometrical relations between the Tinos, Livada and Mykonos detachments.

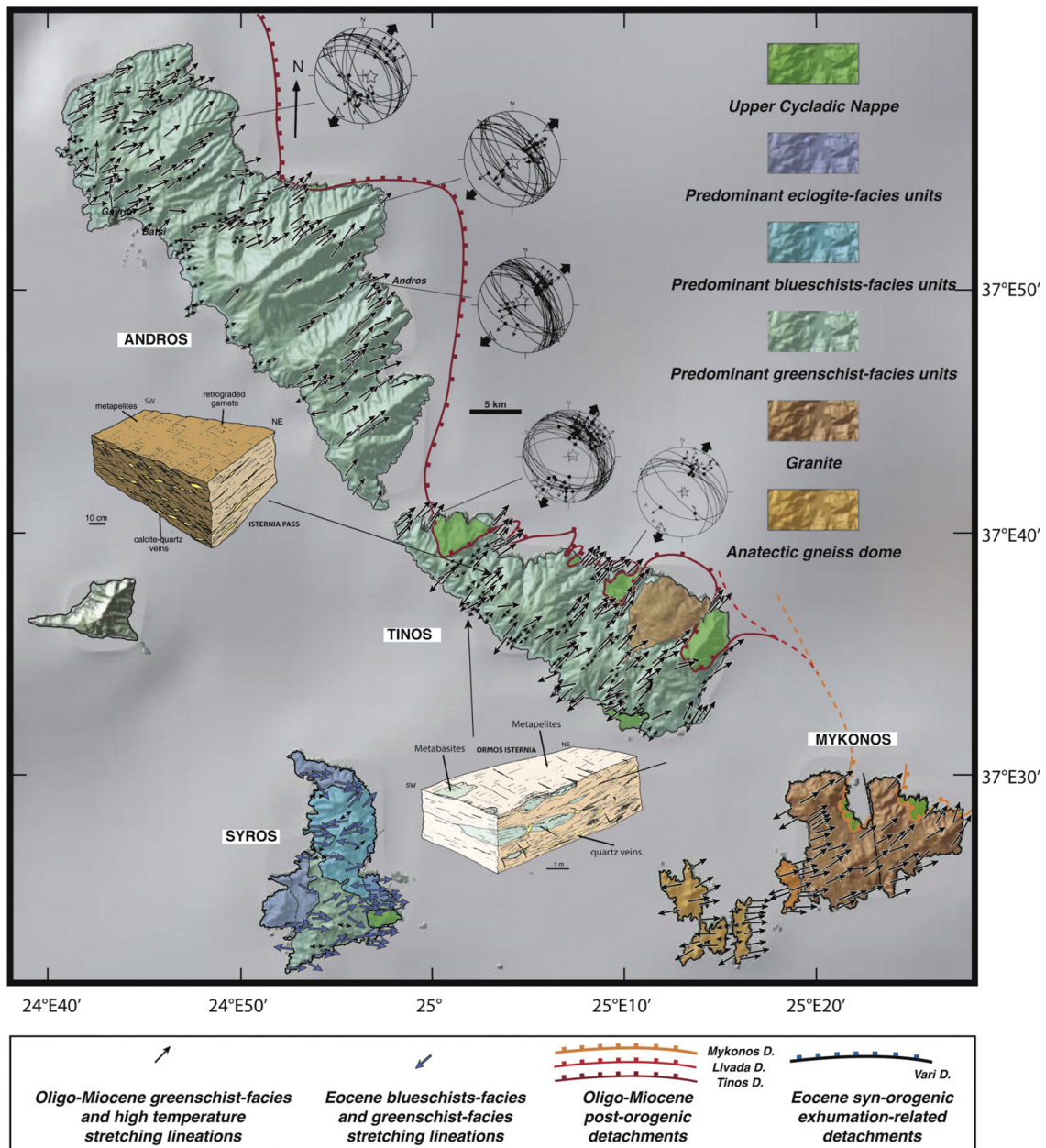


FIGURE II.52: Tectonic map of Syros, Andros, Tinos and Mykonos Islands showing the main lithological units, the detachments, the Oligo-Miocene and Eocene stretching lineations (Faure et al., 1991; Gautier and Brun, 1994a,b; Jolivet and Patriat, 1999; Lucas, 1999; Trotet et al., 2001a; Mehl et al., 2005, 2007) and examples of stereograms illustrating the geometry and kinematics of minor normal faults. 3D block-diagrams : two examples of footwall deformation on Tinos; asymmetrical highly sheared metapelites near Isteria and symmetrical boudinage, conjugate minor shear zones and crenulation cleavage at Ormos Isteria.

below the detachment (Trotet et al., 2001a). Metamorphic ages are all Eocene and they reflect the exhumation of the Cycladic Blueschists in the subduction channel (Bonneau et al., 1980; Maluski et al., 1987; Bröcker and Enders, 1999). E-W-trending stretching lineations are observed on Syros with indication of a top-to-the-east shear sense during exhumation (Trotet et al., 2001a). This shearing deformation is coeval with the retrogression of eclogites in the blueschists-facies and of the blueschists in the greenschists-facies. The Vari detachment is found also on the southwestern side of Tinos (Ring et al., 2003a; Jolivet et al., 2004b). Eclogites and blueschists are observed below, probably the best preserved of the whole island (Melidonis, 1980; Parra et al., 2002). They are devoid of the intense greenschist stretching and shearing found everywhere else on the island. The detachment itself does not crop out well. It shows some cataclastic deformations (Ring et al., 2003a). Apatite and zircon fission-tracks data show a slow cooling since the Late Cretaceous for the hanging wall and a fast Late Miocene cooling for the footwall. The Late Miocene motion accounts for no more than 6-9 km of exhumation (Bri Chau et al., 2007) even if the detachment has accommodated 60 km of exhumation since the Eocene (Trotet et al., 2001a; Jolivet et al., 2004b). The part of the activity of the Vari detachment contemporaneous of the Aegean extension is thus minor compared to its Eocene history. The Vari detachment is thus mainly an Eocene structure that accommodated the exhumation of *HP/LT* rocks in the subduction zone and that was reactivated in the Late Miocene. In our interpretation, it does not belong to the North Cycladic Detachment System proper.

3.2 Tinos detachment

The Tinos Detachment is a continuous structure found from Andros to the southeastern tip of Tinos (Figures II.53 and II.54). Its hanging wall is made of Upper Cycladic Nappe ophiolitic material, serpentinite, gabbros and minor basalts (Patzak et al., 1994; Katzir et al., 1996). Hanging wall rocks show little ductile deformation except close to the detachment itself, where a greenschist-facies foliation and lineation are locally observed (Zeffren et al., 2005). The footwall is intensely deformed with a gradient of shearing toward the detachment, upward and northeastward (Patriat and Jolivet, 1998; Jolivet and Patriat, 1999; Aubourg et al., 2000; Jolivet et al., 2004b; Mehl et al., 2005, 2007). The NE direction of stretching is consistent along the whole length of Andros and Tinos and the shear sense is toward the northeast (Figure II.52). The gradient of deformation suggests the presence of a crustal-scale shear zone that was active in the Late Oligocene and Early Miocene.

Available radiometric ages show that the greenschists retrogression contemporaneous with the top-to-the-NE shear started some 30Ma ago (Bröcker, 1990; Bröcker and Franz, 1998; Parra et al., 2002). The Tinos detachment is intruded by the granite; it must thus have achieved the major part of its displacement before approximately 14-15Ma (Avigad and Garfunkel, 1989; Brichau et al., 2007).

Both Andros and Tinos show a highly asymmetric distribution of deformation (Jolivet et al., 2004b; Mehl et al., 2005, 2007). The southwestern side of the islands shows an almost symmetrical finite strain illustrated by symmetrical boudins at all scales. Andros shows an evolution in the geometry of boudins from SW to NE, from symmetrical ones to totally asymmetrical ones in the NE below the detachment (Figure II.53). The deformation related to the Oligo-Miocene extension is thus distributed across the whole island and the detachment fault is localized above the most highly sheared part of the footwall. The domal shape of the foliation can be interpreted as a crustal-scale boudin bounded to the NE by the Tinos detachment. Tinos shows a similar evolution (Figure II.54) but with a higher shearing intensity and higher peak temperature during retrogression.

The detachment crops out in excellent conditions both on Andros and Tinos (Figures II.54 and II.55). It is a shallow-dipping fault that is found either at the top or at the base of a thick layer of cataclasites. The cataclasites are formed at the expense of serpentinite and micaschists and show dense veining suggesting intense fluids circulation. These fluids, as well as those analysed in greenschist veins, have been shown to be of meteoric origin (Famin et al., 2004).

Minor normal faults are observed in the whole footwall (Mehl et al., 2005, 2007) (Figure II.52). They show a direction of extension similar to the ductile one and the maximum principal stress axis is always vertical, even in the vicinity of the shallow-dipping detachment. These faults are coeval with vertical tension gashes connected to cataclasites suggesting that they are synchronous to the detachment activity. No rotation therefore occurred and the Tinos detachment was originally formed with a low dip. The Tinos Detachment was thus active with a low dip between the Late Oligocene and the Middle Miocene. An evolution from ductile to brittle with a continuum in the direction of extension and the sense of shear shows that the footwall crossed the brittle-ductile transition during extension. The presence of cataclasites and evidence for intense meteoric fluid circulation in the damaged zone suggest that the detachment was a weak zone, that is compatible with the attitude of minor normal faults and veins that indicate a permanently vertical maximum principal stress axis. The shape of the foliation dome in Andros

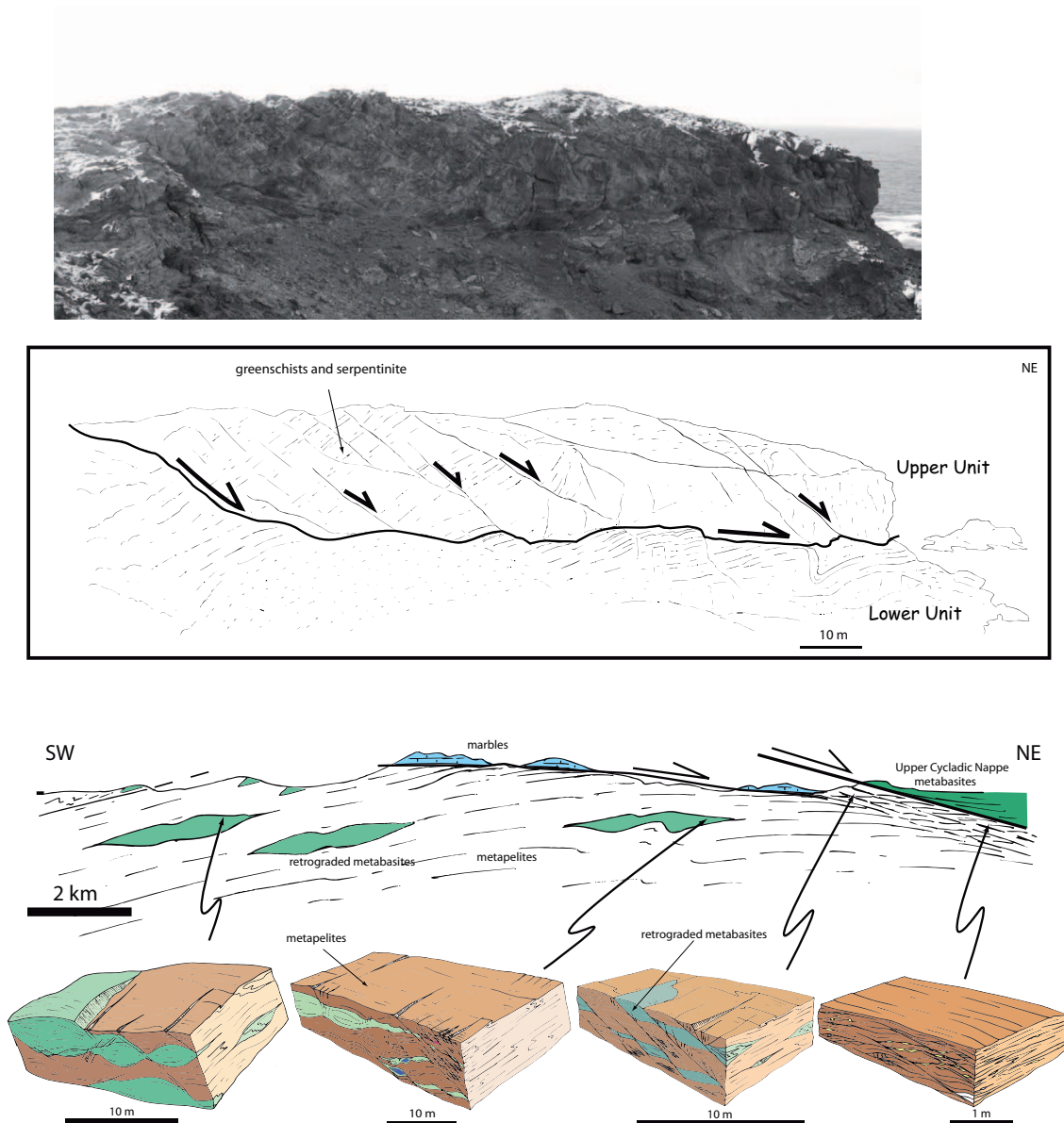


FIGURE II.53: The Tinos Detachment on Andros. Upper : photograph of the detachment near the Semiramis wrecked boat and an interpretation. The detachment separates greenschists and serpentinite in the hanging wall from micaschists and cataclasites in the footwall. A series of NE-dipping normal faults root in the detachment. Lower : evolution of the footwall deformation along a SW-NE cross-section parallel to the stretching direction. The shape of boudins evolves from symmetrical to asymmetrical and the density of shear bands increases toward the detachment.

and Tinos and the evolution of the deformation across the dome are compatible with boudinage at crustal scale.

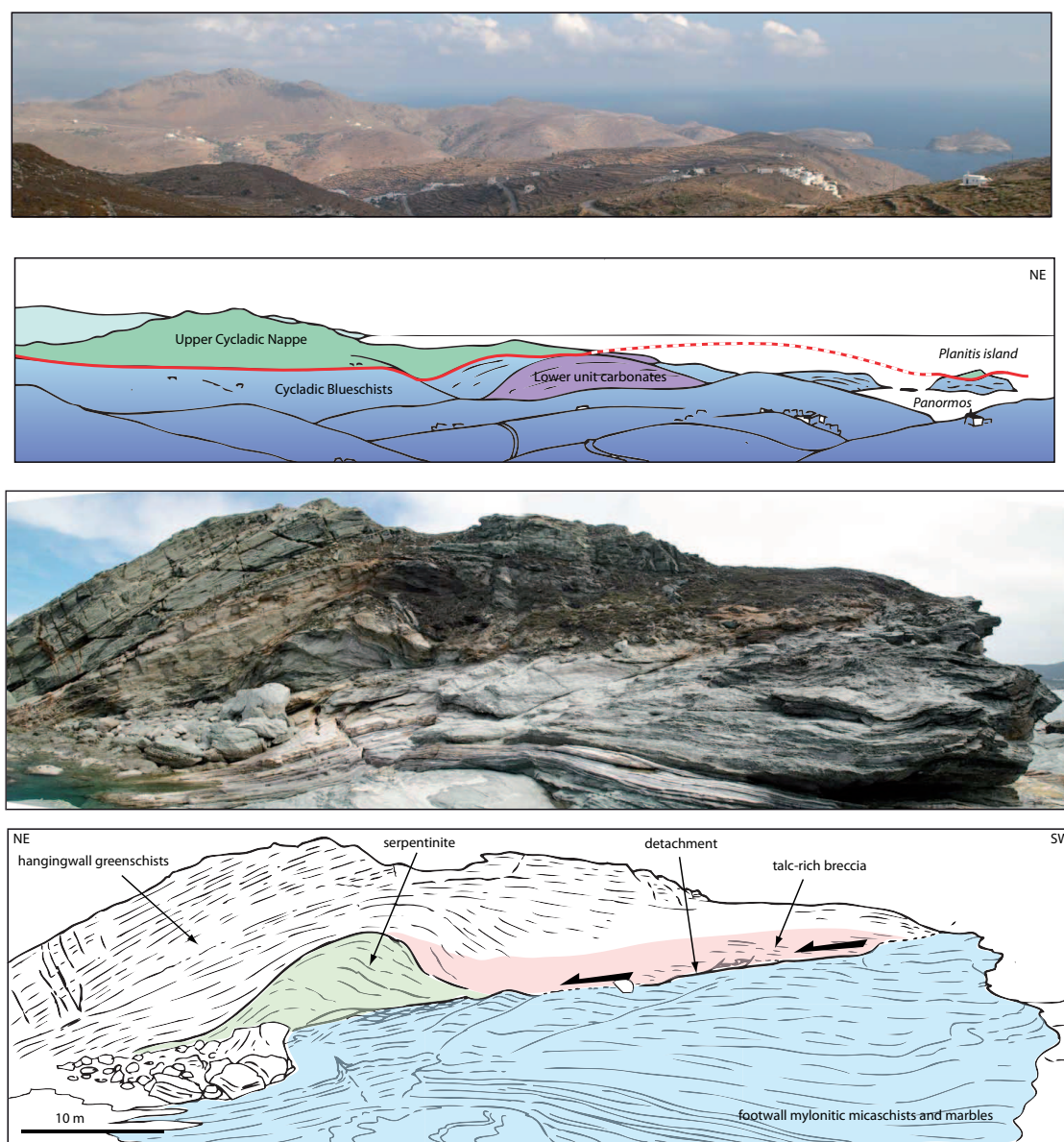


FIGURE II.54: The Tinos Detachment on Tinos. Upper : panorama of Mt Profitis Ilias and Panormos Bay and its interpretation. The Tinos detachment runs at the base of the Upper Cycladic Nappe and reaches the small islet of Planitis. Lower : a view on the detachment on Planitis.

The hanging wall is most often devoid of extensional deformation except in the basal greenschists. The metagabbros and serpentinites do not show clear evidence of extensional shear zones and normal faults except in the vicinity of the granite where a high-temperature foliation and stretching lineation is recorded while normal faults and ductile extensional shear zones affect granitic and aplitic sills, suggesting that the deformation has migrated upward due to the intrusion of the granite. This reveals a second stage in the history of the NCDS, with the formation of the Livada

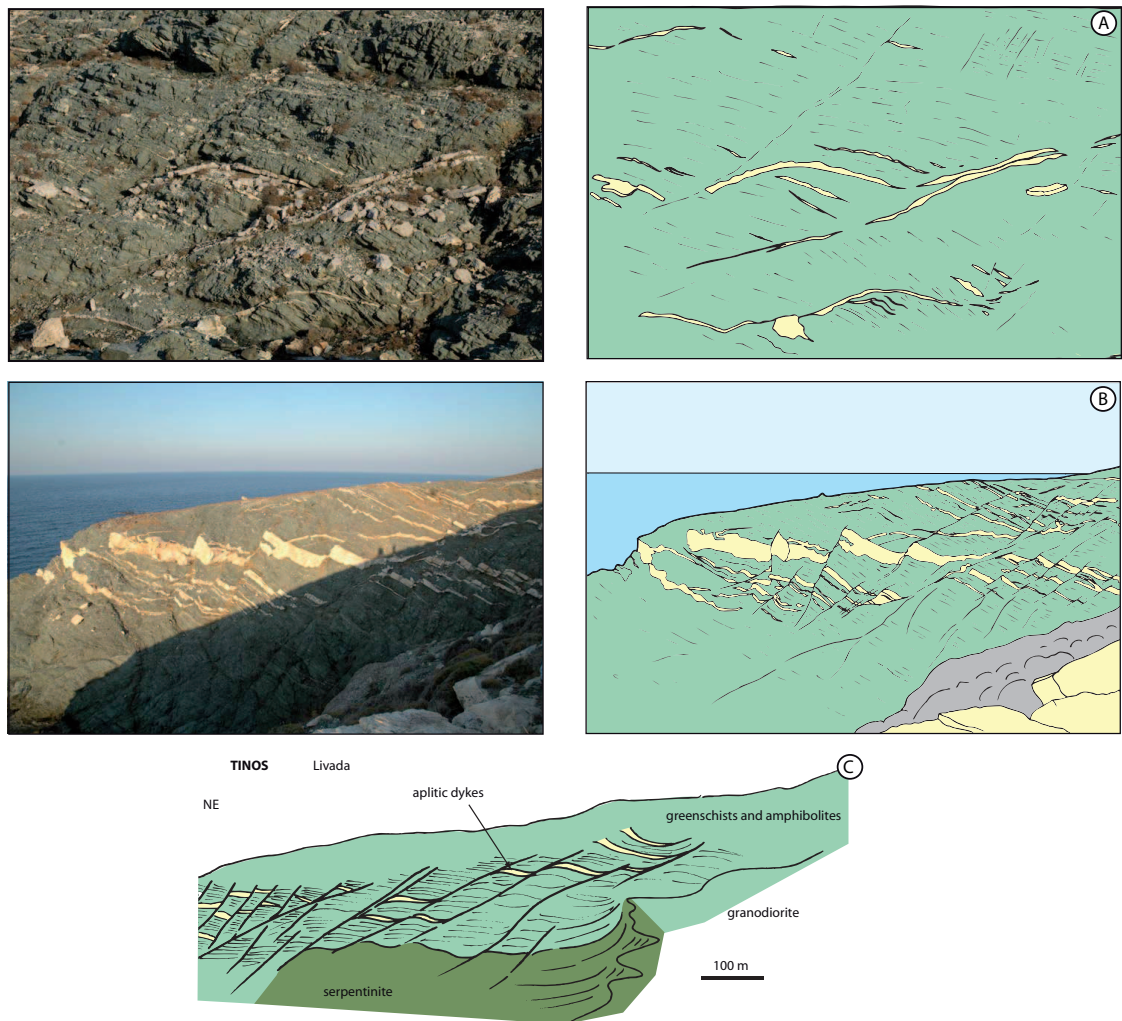


FIGURE II.55: Ductile and brittle deformations of aplitic sills in the hanging wall of the Tinos detachment on Tinos Island, near Livada beach. A : Aplitic sills intrude the foliation and shear planes in amphibolites. B : sills are offset by a set of steep and shallow-dipping faults all dipping to the North-East. C : an interpretation of the intrusive relations between the granite and the Upper Cycladic Nappe and of the deformation in the metabasites.

Detachment.

3.3 Livada detachment

The Livada Detachment is observed in the eastern part of Tinos and on Mykonos where the granites intrude the hanging wall metabasites (Figure II.55). On Tinos the granite shows a rather high-temperature ductile deformation with a stretching lineation trending parallel to the regional one (Faure et al., 1991; Jolivet and Patriat, 1999; Habert, 2004; Brichau et al., 2007). Minor discrete shear bands indicate a top-to-the-NE shear sense. The base of the hanging wall metabasites display a strong foliation and a stretching lineation marked by the elongation of white plagioclase in the amphibolitic matrix. Here also the shear sense is top to the northeast. This zone of ductile deformation is not thicker than a few tens of meters. Higher up, serpentinite and gabbros show a more localized deformation pattern that becomes locally brittle. It is very clearly displayed where granitic and aplitic sills have intruded the metabasites (Figure II.55). The metabasites are locally foliated and sheared as near the base of the unit, and shear and foliation planes are intruded by aplitic sills that present a sigmoidal shape. Minor normal faults affect the sills and they indicate a direction of extension similar to the regional one. The intrusion of the granite is thus syn-kinematic of the detachment. The asymmetry of the normal faults system is compatible with a top-to-the-northeast sense of shear.

On Mykonos the granite is almost entirely foliated with a shallow east dipping foliation (Faure et al., 1991; Lee and Lister, 1992; Gautier and Brun, 1994a; Lucas, 1999; Brichau et al., 2008). The deformation increases upward and eastward approaching the detachment. Two detachment surfaces are visible on the island, an equivalent of the Livada detachment below and the Mykonos detachment above (Lecomte et al., 2010) (Figure II.56, lower panel). The Livada Detachment shows some features already seen on Tinos. The contact between the granite and the upper plate metabasites is clearly intrusive as shown by metabasites rafts included in the granite. A foliation develops parallel to the contact with a gradient of intensity toward the contact. A conspicuous stretching lineation trends ENE in most of the island and turns to NE (N20°E) in the east near the detachment. It is associated with shear planes indicating a top-to-the-east or -northeast sense of shear. The density of the shear planes increases when approaching the contact. Ultramylonite bands also form and their density increases in the same direction. Ductile deformation is also observed at the base of the metabasites and the mylonitic contact is folded with asymmetric folds compatible with the top-to-the-northeast shear sense. Aplitic sills intrude the metabasites and they are cut by shallow and steeply east-dipping normal faults that root on the foliated contact. This geometry and kinematics are

thus very similar to what has been observed on Tinos island. Considering the slight age difference between the two granites it could be argued that the two shear zones are different in age, but for the sake of simplicity we prefer to consider them as a single structure, slightly younging toward the SE.

The Livada Detachment is thus mainly a ductile structure at the upper contact of the two granitic plutons when they intrude the hanging wall of the Tinos Detachment. The effect of the intrusion is to locally lift the brittle-ductile transition upward within the hanging wall and a shear zone localizes at the contact between the two lithologies with a kinematics similar to the regional one (Jolivet and Patriat, 1999).

3.4 Mykonos detachment

The uppermost detachment is localized at the base of the Late Miocene sediments cropping out on Mykonos (Skarpelis, 2002; Lecomte et al., 2010) (Figure II.56, upper panel). The sediments rest through the detachment either on top of the cataclastic granite like in Panormos Bay or on top of the Upper Cycladic Nappe metabasites like around Cape Evros (Vathia Langada) in the easternmost part of the island. The detachment itself is a clearcut fault plane dipping 12-15° to the NE. It carries a dip-slip striae and some plurimetric-scale corrugation parallel to the sense of slip. Several levels of cataclasites derived from the granite or the metabasites underlie the fault plane and a thick level of a very coarse sedimentary breccia is observed above the detachment in the east (Figure II.57). The breccia is made of metamorphic rocks clasts and it grades upward into finer grained stratified sediments (Skarpelis, 2002). The molassic sediments are invaded by large vertical veins of barite and Fe-hydroxydes that also cut the detachment and the granite. The basal breccia is largely silicified and mineralized. The veins strike perpendicular to the direction of ductile shear in the granite and to the slip direction on the detachment plane, suggesting that they were formed in the same continuum of NE-SW extension. Sediments dip toward the SW and dips can locally reach 30-40°, but the average is around 15-20°. Evidence for roll-over structures is found in Panormos Bay and soft-sediment deformation is observed in the vicinity of steep normal faults rooting in the detachment. All these observations suggest that the detachment was active with a low dip quite close to the surface (Lecomte et al., 2010). The basal breccia is in places pinched out and the sheared finer grain sediments rest directly on top of the detachment plane.

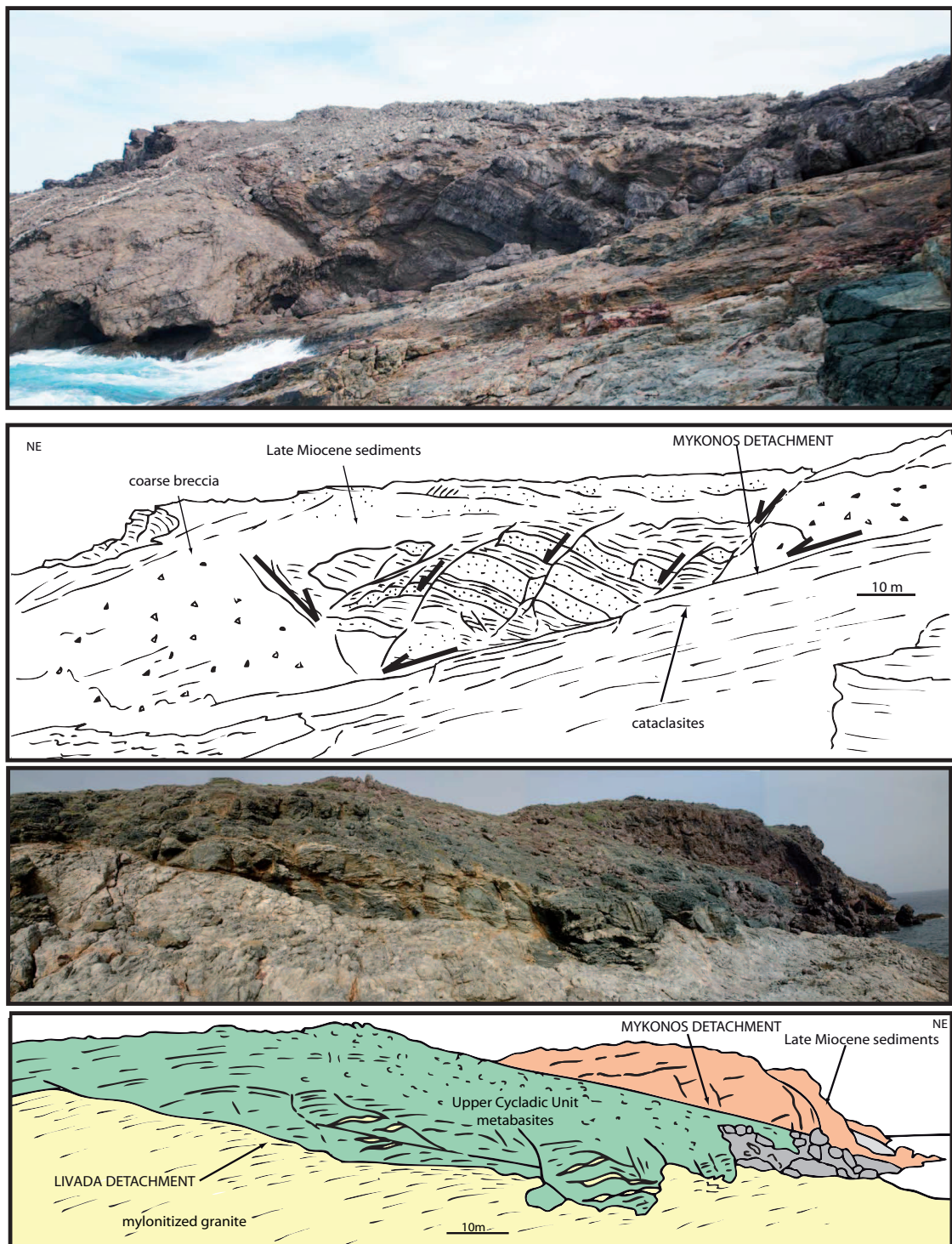


FIGURE II.56: Photographs of the Mykonos detachment in eastern Mykonos. Upper : view of the western side of cape Evros showing the shallow-dipping detachment surface, the basal breccia, some tilted sandstones and conglomerates and steep normal faults rooting on the detachment. Lower : view of the eastern side of cape Evros showing the sheared intrusive contact between the granite and the dark metabasites (Livada Detachment) and the shallow-dipping contact between the metabasites and the coarse breccia and sediments above (Mykonos Detachment).

The Mykonos Detachment was thus formed above the Livada Detachment and it involves less ductile structures. It appears contemporaneous with the deposition of conglomerates and sandstones. The presence of soft-sediment deformation associated with normal faults rooting in the detachment shows that these faults were formed at a very shallow crustal level whereas the thick cataclasites and the ductile deformation observed below were formed in deeper parts of the crust (Figure II.57).

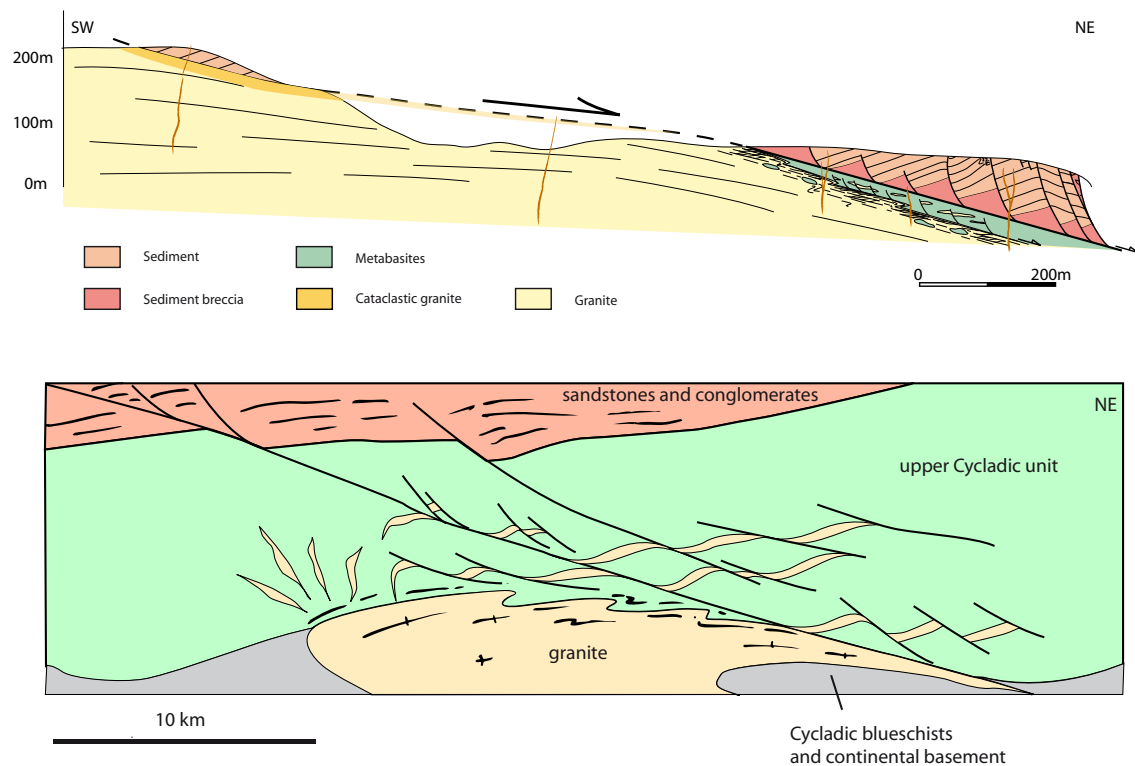


FIGURE II.57: The relations between the Mykonos granite, the detachments and the late Miocene sediments. A : cross-section of Cape Evros parallel to the stretching direction showing the two detachment surfaces, the cataclasites and the attitude of sediments above the Mykonos detachment. B : interpretative cross-section of Mykonos area at the time of intrusion. The granite induces an uplift of the brittle-ductile transition. The intrusive contact is sheared below the extending Upper Cycladic Nappe. Aplitic sills are sheared by shallow-dipping and steeply-dipping faults and shear zones and sediments are progressively deposited during extension and they are brought in close contact with the lower part of the Upper Cycladic Nappe or the granite as a result of a large displacement along the detachments.

To summarize, some 13 Ma ago, a granite impinged the base of the brittle crust that was cut by a shallow-dipping detachment (the Tinos detachment). The granite intruded the brittle crust and the detachment itself. The brittle-ductile transition was uplifted following the intrusion of the granite and detachments migrated upward along the rheological contrast between the granite and the metabasites. The intrusive contact was sheared below the lowermost detachment (the Livada Detachment) and

granitic sills and dykes were cut by shallow-dipping and steeply dipping normal faults. The uppermost detachment (the Mykonos Detachment) might have been formed slightly after the Livada detachment once the granite had cooled down and hardened. This detachment brought the syn-tectonic sediments close to the metabasites and eventually, close to the granite, through a thick zone of cataclasites, showing a significant offset along the Mykonos detachment.

4 The NCDS : a scenario

The Tinos, Livada and Mykonos Detachments bear similarities in terms of attitude and shear sense. They developed sequentially in time and they affected different crustal levels. Estimations of the finite displacements along these structures are quite variable. A high value of ≈ 70 km along dip was proposed for the Tinos detachment since 30 Ma (see discussion in Jolivet et al., 2004b). The Tinos Detachment, between the Cycladic Blueschists and the Upper Cycladic Nappe acted principally in the ductile field and only the end of motion was achieved in the brittle field, with an important role played by cataclastic flow (Mehl et al., 2005) before the Tinos granite intruded and sealed it. One must furthermore distinguish between syn-orogenic exhumation (before ≈ 30 Ma) and post-orogenic exhumation (after ≈ 30 Ma). Most of the syn-orogenic exhumation was actually achieved before 37 Ma (Jolivet et al., 2004b), and it corresponds to a vertical displacement of approximately 30 km based on the shape of the P/T/time path. 20 km of vertical movement completed the exhumation during the post-orogenic stage. Exhumation along the low-angle Tinos detachment was completed before the intrusion of the Tinos granite at ≈ 14 Ma that sealed the contact between the upper and lower units. The most superficial ductile deformation is constrained by the last P/T points recorded along the P/T path (Parra et al., 2002) at some 2 kbar or ≈ 7 km, a value that is compatible with independent estimates of intrusion depth at ≈ 7 km (Bröcker and Franz, 1994, 2000; Stolz et al., 1997). Estimating the amount of slip along the Tinos detachment is not straight forward because the vertical movement was partitioned between pure shear distributed within the Cycladic Blueschist and simple shear along the main shear zone. Nothing actually unambiguously constrains the respective contributions of both components of the strain. Assuming that most of the displacement was achieved by simple shear gives a maximum figure on the amount of slip that amounts to $\approx 60 - 70$ km on a 20° dipping detachment, and anything between 30 and 50 km seems reasonable. 30 km was estimated for the

Mykonos detachment since the emplacement of the Mykonos granite some 13Ma ago, and 10 km for the Livada Detachment between 14 and 10Ma (Brichau et al., 2006, 2007, 2008). The Livada Detachment, between the Tinos and Mykonos granites and the Upper Cycladic Nappes, was mainly ductile and localized along the intrusive contact. The Mykonos Detachment, at the base of Late Miocene syn-rift sediments, is principally brittle with an important role devoted to cataclases and it provides evidence of motion at shallow crustal levels. In all three cases there is no clear evidence that the detachment has been significantly tilted after its formation. These evidences are (1) a systematically vertical σ_1 deduced from the inversion of fault data even with shallow-dipping minor faults (Mehl et al., 2005, 2007), (2) systematically vertical veins, (3) no rotation shown by palaeomagnetic data on Tinos (Avigad et al., 1998), and (4) the attitude of syn-tectonic sediments on Mykonos that show no significant tilt (this work and Lecomte et al., 2010).

Paleomagnetic studies have been used to suggest that the Tinos detachment has not been tilted (based on the absence of any inclination anomaly of vertical volcanic dykes and of the granite) and the Mykonos Detachment has, on the contrary, been tilted by some 50° (strong inclination anomaly) before a vertical axis rotation (Avigad et al., 1998). This conclusion is based upon palaeomagnetic data obtained independantly in the least deformed part of the pluton (Morris and Anderson, 1996). A closer look at the stretching lineation reveals that it strikes N70°E over most of the island and that it turns to N20°E when approaching the detachment in the east of the island. N20°E is the regional stretching direction after correction from vertical axis rotations in Morris and Anderson (1996). This observation suggests that the pluton has suffered differential rotations between the upper part, close to the detachment and the more rigid part deeper down (Lecomte et al., 2010). The strong tilting being hardly compatible with the orientation of normal faults and veins above the detachment, and the Livada Detachment having the same characteristics in Tinos and Mykonos, we consider that no major tilting affected the Mykonos Detachment.

The similarities observed between the different detachments and the evolution in space and time of the localization of the main movement zone suggest a single crustal-scale structure that we name the Northern Cycladic Detachment System. This structure reworked the Hellenic accretionary wedge from the Late Oligocene to the Late Miocene. We present in Figure II.58 a possible scenario depicting the evolution of the NCDS from the Eocene to 5 Ma. The evolution is drawn along a single section that would cross the present Mykonos core complex, but we projected the information gathered along the transect from Andros to Mykonos to describe the succession of events. Because of the lateral gradient of finite extension the evolution

has stopped at various stages, first in Andros, then in Tinos and finally in Mykonos. The end of the evolution, that has brought the core complexes to their present altitude is not considered here. The absence of offshore data on the geometry and orientation of the steep normal faults separating the islands precludes to draw the final evolution in detail. These steep normal faults have only been represented in the final stage.

An initial geometry is assessed 35Ma ago when the front of the Hellenic accretionary wedge reached the southern part of the Cyclades archipelago. *HP/LT* metamorphic rocks have been formed and exhumed in the subduction channel. The base of the Cycladic Blueschists rest through a thrust on top of the Cycladic basement and its cover, lateral equivalent of the Gavrovo-Tripolitza Nappe. This thrust is visible on Ios island (Huet et al., 2009). At the roof of the Cycladic Blueschists the Vari Detachment separates them from the Upper Cycladic Nappe. This detachment has played an important role in the exhumation of the *HP/LT* rocks during the Eocene. The Upper Cycladic Nappe is made of the Pelagonian continental basement and the overlying ophiolitic nappe ; these two components are grouped under a single color in Figure II.58.

From ≈ 30 to 35 Ma, the African slab started to rollback and the stress regime turned to extensional in the Cyclades. The major thrust contacts were partly reactivated and controlled the localization of low-angle normal faults and extensional ductile shear zones. We have assumed that the most important lithological and structural discontinuity, the base of the Upper Cycladic Nappe, played the role of a major extensional detachment on which second order shallow-dipping extensional shear zones and faults root. This is based on the observation that the main detachments seen in the Cyclades are localized at the base of this nappe. The change of stress regime is accompanied by a displacement of the volcanic arc toward the South, due to slab retreat, and a relaxation of the disequibrated thermal regime established during subduction and nappe stacking. This leads to a strong heating of the lower crust and some partial melting is occurs. Intrusive granites originate mostly from partial melting of the continental crust with little hybridization with juvenile magmas issued from the mantle although the source of heat is likely more basic magmas intruding the lower crust (Altherr and Siebel, 2002). The upper crust is boudinaged and the Cycladic Blueschists tend to fill the gap between the boudins. This leads to the formation of crustal-scale domes several tens of kilometers wide bounded by shallow-dipping ductile shear zones that evolve into normal faults when crossing the brittle-ductile transition. Detachments are here low-angle extensional systems made of a brittle part in the upper crust and a ductile part in the lower

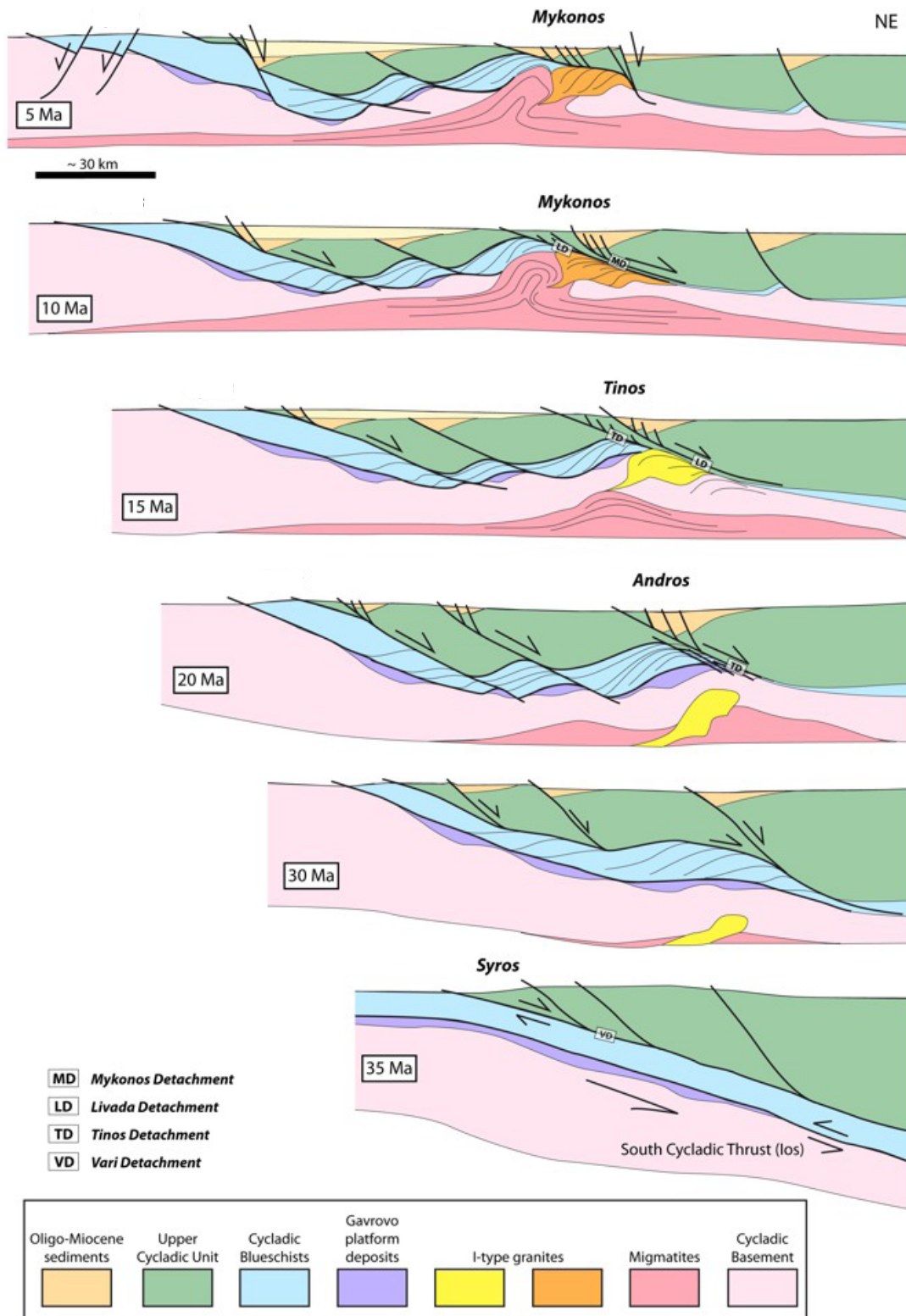


FIGURE II.58: A possible scenario for the evolution of the NCDS.

crust with a transition zone where cataclastic flow plays an important role like in the model of Lister and Davis (1989) or Mehl et al. (2005).

One of these low-angle detachments is then selected and the deformation localizes afterward only along the NCDS. Asymmetric domes continue to form below the main detachment. During exhumation the domes reach the brittle-ductile transition and the low-angle ductile shear zones that continue their activity in the brittle field evolve progressively into low-angle normal faults. Andros and Tinos show approximately this stage, sealed by the intrusion of the granite at a depth of ≈ 7 km. We have to assume here that the end of exhumation from 7 km to the surface has been achieved there by some other mechanism such as steep normal faults and/or erosion. The case of Mykonos shows a more evolved system where detachments can be active with a shallow dip quite close to the surface.

The first granite reaches the detachment and intrudes it. The main shear zone then migrates upward following the brittle-ductile transition uplifted by the intrusion. The granite and the base of the Upper Cycladic Nappe are deformed in the same continuum of extension and top-to-the-northeast shearing. This is the stage reached in southeastern Tinos.

While a dome is forming in the lower crustal partially molten rocks the second granite intrudes the detachment further to the east and it shows the same behaviour. It intrudes the detachment and induces some ductile deformation in the basal part of the Upper Cycladic Nappe. It is itself intensely stretched and sheared below the detachment. A new shallow-dipping normal fault forms higher in the structure that brings the syn-rift sediments into contact with a sliver of Upper Cycladic Unit sandwiched between the two detachments and locally in direct contact with the cataclastic granite. This is the stage visible in Mykonos.

5 Discussion and conclusion

We have shown in this paper that the North Cycladic detachments can be understood as various stages of evolution of a single crustal-scale structure, the North Cycladic Detachment System. We propose a scenario showing the progressive evolution of a single low-angle extensional structure, the NCDS and its interactions with two granitic intrusions. The observed transect from Andros to Mykonos,

characterized by a gradient of finite extension, shows a single process that has reached different degrees of evolution along strike. It also shows structures fossilized at different depths, more ductile in the NW, more brittle in the SE.

As the proposed model is drawn along a single section to take advantage of this gradient and describe a progressive evolution of a detachment, it cannot take into account the probable non-cylindricity of the deformation. It is quite possible indeed that the end of the brittle deformation in Tinos is partly contemporaneous with the beginning of ductile deformation in the Mykonos granite for instance. The absence of detailed age data constraining the complete exhumation history on both islands precludes any further discussion on this question. The end of exhumation in the brittle field due to the Livada and Mykonos Detachments is however rather well constrained by fission-tracks data (Brichau et al., 2007) and the time ranges overlap. Nevertheless, the timing of exhumation related to the Tinos detachment still needs to be constrained by higher temperature methods such as $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ on micas.

Other detachments and core complexes have been described in the Cyclades, among them the Naxos detachment that extends laterally on Paros island (Buick, 1991a; Gautier et al., 1993; Vanderhaeghe, 2004; Duchêne et al., 2006). This detachment is responsible for the exhumation of the largest gneiss dome in the center of the Cyclades. An offset of ≈ 50 km was estimated between 16 and 8 Ma (Brichau et al., 2006). The Upper Cycladic Unit is present above the detachment and the granite dated at 11-12 Ma (Wijbrans and McDougall, 1988; Keay et al., 2001; Koukouvelas and Kokkalas, 2003) has intruded the gneiss dome. Molassic sediments are found on top of the edifice and they were deposited on the hanging wall extensional allochthon (Kuhlemann et al., 2004). Their age ranges from the Early Miocene (they are the oldest Cenozoic sediments found in the Cyclades) to the Middle Miocene (Angelier et al., 1978; Kuhlemann et al., 2004). Is then the Naxos-Paros detachment, named the Naxos-Paros Extensional Fault System (Brichau et al., 2006), the southern extension of the Mykonos detachment or more generally of the NCDS? If one assumes a single detachment and a single large core complex interacting in a simple fashion, later disrupted by steep normal faults, one should expect a gradation of the age of sediments deposited on the northward moving hanging wall, with younger sediments in the south. We observed exactly the opposite, as sediments are older in Naxos than in Mykonos. We thus prefer to interpret the NCDS as a separate structure formed side by side with the Naxos detachment with geometric and dynamic relations that remain to be clarified.

An unsolved question is the amount of exhumation due to late steep faults. These

faults are known to be present offshore most Aegean islands and some are recognized in the field like in Syros for instance. They thus played a role in the final exhumation after the NCDS had ceased its activity. Low-temperature thermochronology cannot really constrain the parts of exhumation respectively due to the detachment and to the steep normal faults. A thermochronological study further to the NW in the Olympos-Ossa-Pelion region (Lacassin et al., 2007) suggests that the steep normal faults that control the shape of the coastline there accelerated the exhumation from ≈ 4 Ma. If this is due, as claimed in the same study, to the migration of the North Anatolian Fault in the Aegean domain, one might expect to find similar ages in the Cyclades and then the part of exhumation due to the steep faults would be minor, but independent studies should be conducted to address this question.

One major point is the lateral extension of the NCDS. We have described it as a continuous structure, 130 km long, from the NW of Andros to Mykonos. This is thus a major structure that unlikely stops abruptly. Its eastward continuation toward Ikaria Island is quite obvious as similar features were described there (Faure et al., 1991; Kumerics et al., 2005). The deformation of the Cycladic Blueschists in southeast Evia is quite similar to what we have described on Andros with however a less intense shearing (Gautier and Brun, 1994a; Jolivet and Patriat, 1999). It is then reasonable to extend the NCDS as far as the middle part of Evia? Further to the NW, especially in the Olympos-Ossa-Pelion region, no low angle normal faults have been described and the major part of the Aegean extension is there brittle and related to steep normal faults (Schermer, 1993; Lacassin et al., 2007). Radiochronology suggests a period of exhumation of *HP/LT* rocks during the Eocene, like in the Cyclades. Then, a period of slow vertical exhumation is recognized between ≈ 40 and ≈ 20 Ma, after which the last brittle-ductile increments between 20 and 15 Ma seem to be related to the steep faults that are still active today. This last period corresponds with little doubt to the Aegean extension. An offshore seismic study of this region has shown the existence of a shallow-dipping reflector interpreted by the authors as a low-angle normal fault that could be active in the recent period (Laigle et al., 2000). Its geometry and dip are reminiscent of the NCDS. It is thus possible that a still active portion of the NCDS exists as far as the offshore of Mt Olympos. This possibility poses the problem of the relation between this low-angle normal fault and the steep faults that can be observed onshore.

The NCDS and its possible extensions form a major extensional structure that was active during the formation of the Aegean Sea. All estimates of the amount of slip reach several tens of kilometers along a shallow-dipping shear zone. It separates the Cyclades archipelago and its 26 km thick crust from the northern Aegean domain

where the crust is in average thinner and dissected by dextral strike-slip faults. A possible extension to the north-west is coeval with a steep topographic and crustal thickness gradient between continental Greece and the Aegean Sea.

In our scenario, the NCDS corresponds more or less to the reactivation of the Vardar ocean suture zone including the contact zone between the Pelagonian domain and the Cycladic Blueschists, and mechanically weaker lithologies. The distribution of extensional deformation thus seems to be largely controlled by the presence of a weak rheological level, i.e. the inherited thrust contact at the base of the Pelagonian. It has been shown by means of numerical (Le Pourhiet et al., 2004) and analogue modelling (Mattioni et al., 2006) that a shallow-dipping rheologically weak layer can be reactivated and that the fault pattern in the upper crust depends upon the rheological contrast with the host rocks in the footwall and hanging wall. In our model for the Aegean Sea the Vardar suture localizes extensional strain at crustal scale at the beginning of extension and all other second order extensional features root on this shear zone. After a while one detachment is selected and it localizes most of the extensional strain leading to the formation of core complexes. In this second stage the rheological contrast at the base of the Pelagonian is used as a preferred movement zone. This vision of strain localization in an extending crust significantly differs from previously published core complex models where the crust is supposed to be homogeneous thus giving much importance to the initial thermal (and rheological state) of the crust and lithosphere and to possible rheological changes during the course of extension such as partial melting (Buck, 1991; Chéry, 2001; Rosenbaum et al., 2005; Vanderhaeghe and Teyssier, 2001). The Aegean case is an example where inherited crustal-scale heterogeneities may have played a more important role in controlling extension than traditionally postulated. One of the characteristics of continental crust compared to oceanic crust is indeed its heterogeneity that should be considered as an important factor in strain localization.

The northern limit of the Cycladic plateau and its flat Moho would thus be controlled by a heritage of the Late Cretaceous to Eocene stage of subduction. The fact that the North Anatolian Fault and its satellites do not propagate in the crust south of the NCDS could also be controlled by the presence of different assemblage of crustal lithologies north and south of the NCDS.

An anisotropic mantle with an ancient frozen fabric can control initial localization of extensional structures (Vauchez et al., 1998) but in the case of the Aegean or other Mediterranean backarc basins it is likely that the mantle is weak and that its anisotropy is recent, contemporaneous with the Neogene extension (Jolivet et al.,

2009). The main source of anisotropy could then reside in the mantle only at the very beginning of extension. The large-scale thrusts formed during the building of the Hellenides are more likely to have controlled the localization of the main extensional shear zones above the Aegean warm and probably weak mantle. This initial set up imposed strong lateral variations of the depth of the brittle-ductile transition, which allows to localize the extension and a dipping mechanical anisotropy of the crust, which allows an extensional structure to form and localize strain along low-angle shear zones for a long time period.

Acknowledgments : This paper is a contribution of the ANR EGEO Project. Special thanks are due to Bernard Grasemann and Olivier Vanderhaeghe who provided valuable comments on a first version of the paper.

PARTIE III

DU TERRAIN À LA MODÉLISATION

Dans cette partie, nous proposons un modèle mécanique permettant d'expliquer la réactivation en extension d'une discontinuité à faible pendage en domaine cassant en prenant en compte les observations de terrain. Nous proposons que la variation de volume dans les zones de détachements soit un mécanisme adoucissant suffisant pour permettre la réactivation de détachement dans la croûte supérieure. Les résultats de l'analyse paramétrique sont présentés dans un premier chapitre sous forme d'un article accepté au journal Geophysical Journal International. Le second chapitre présente les résultats d'une modélisation mécanique 2D à partir de la rhéologie étudiée au chapitre précédent.

Les différentes études réalisées sur quelques détachements majeurs nous ont permis de mettre en place un modèle structural général de détachement, à l'image des modèles décrits pour certaines failles décrochantes telles que la faille de San Andreas (par exemple, Imber et al., 2008). Des modèles rhéologiques spécifiques ont été développés pour ces failles (failles décrochantes et détachements), considérées comme des failles faibles. En effet, la géométrie de ces structures associée au champ de contraintes environnant est à priori peu compatible avec la mécanique andersonienne (Anderson, 1951) qui prédit un blocage des failles dans la croûte supérieure lorsque l'angle entre le plan de faille et la direction de la contrainte principale maximale dépasse 60° . Or, dans le cas des détachements, cet angle est supérieure à 60° et atteint, pour le détachement de Mykonos, au moins 75° , comme nous l'avons vu.

Lors de l'étude du détachement de Mykonos, nous nous sommes intéressés aux modèles mécaniques permettant la formation et le jeu de détachement à faible profondeur (i.e. dans la croûte supérieure) et donc en régime cassant. De nombreux modèles conceptuels et mécaniques se sont succédés depuis une trentaine d'années (voir Partie I). Un problème majeur a rapidement été rencontré sur l'ensemble des modèles étudiés. Ces derniers, présentant des approches très différentes les uns des autres, ne permettent pas pour la plupart de satisfaire à la fois les lois de la mécanique andersonienne et les observations de terrain. Si certains modèles le peuvent, leur application n'est alors pas exportable à un cadre d'étude autre que celui proposé. Les détachements possèdent, cependant, de nombreuses caractéristiques communes, pouvant suggérer ainsi des conditions de formation et de réactivation relativement proche d'un détachement à un autre.

Nous nous sommes donc intéressés au cours de cette thèse à la réactivation en extension d'une discontinuité préexistante à faible pendage dans le domaine cassant. A partir des observations de terrain et des modèles préexistants, nous proposons que les détachements constituent un matériau à part entière avec une épaisseur non nulle et leurs propres paramètres physiques (paramètres élastiques, coefficient de friction, angle de dilatation, etc...). Dans ce cas, une rhéologie adaptée prenant en compte tous ces paramètres doit être introduite dans les modèles. Vermeer and de Borst (1984); Vermeer (1990) ont défini une rhéologie élasto-plastique associée à une loi de fluage non-associée répondant à l'ensemble de ces critères. Nous avons donc entrepris de formaliser cette rhéologie et de la comparer aux modèles classiques de réactivation de failles (Sibson, 1985, 1990). Les résultats sont présentés dans le chapitre suivant de cette partie sous forme d'un article sous presse au journal *Geophysical Journal International*. Enfin, nous avons testé cette rhéologie dans un code FEM 2D dont les résultats sont présentés à la suite.

CHAPITRE 1

A CONTINUUM MECHANICS APPROACH TO QUANTIFY BRITTLE STRAIN ON WEAK FAULTS : APPLICATION TO THE EXTENSIONAL REACTIVATION OF SHALLOW-DIPPING DISCONTINUITIES

Emmanuel Lecomte^{1,2}, Laetitia Le Pourhiet^{1,2}, Olivier Lacombe^{1,2}, Laurent Jolivet^{1,2}

1 : UPMC Univ Paris 06, UMR 7193, ISTEP, F-75005, Paris, France

2 : CNRS, UMR 7193, ISTEP, F-75005, Paris, France

Keywords : low angle normal fault, reactivation, non-associated Mohr-Coulomb plastic flow

Accepté au journal *Geophysical Journal International*

1 Abstract

A number of field observations suggest that sliding on fault planes may occur at very shallow dip in the brittle field. The existence of active low-angle normal faults is much debated because (1) the classical theory of fault mechanics implies that faults are locked when the dip is less than 30° and (2) shallow dipping fault planes do not produce large earthquakes ($M > 5.5$). To reconcile observations and theory, we propose a new model for fault reactivation by introducing an elasto-plastic frictional fault gouge as an alternative to the classical dislocation models with frictional properties. Contrary to the classical model which implies that the dilation angle ψ equals the friction angle ϕ , our model accounts for $\psi < \phi$ and permits $\psi < 0$ in the fault gouge as deduced from laboratory and field observations. Whilst the predicted locking angles differ in most cases by less than 10° from the classical model, a significant amount of plastic strain (strain occurring in elasto-plastic regime) is predicted to occur on badly oriented faults prior to locking in a strain hardening regime. We describe four modes of reactivation which include complete/partial reactivation with/without tensile failure in the surrounding medium. This paper presents analytical solutions to separate those four different modes as well as numerically computed estimates of the amount of plastic strain accumulated before locking. We conclude that plastic strain on badly oriented faults is favored by compaction of the fault gouge and that those faults are probably aseismic because this strain always occurs in a hardening regime.

2 Introduction

Some low angle normal faults (LANFs) preserve field evidence for brittle-frictional behaviour, e.g. a brecciated gouge. These faults are often associated with vertical joints and veins which show that deformation occurred while the maximum principal stress was nearly vertical (e.g. Collettini and Barchi, 2002; Skarpelis, 2002; Famin et al., 2004; Mehl et al., 2005). Therefore, those faults can be classified as "weak" faults in the sense that they occur at large angle ($>45^\circ$) with respect to the maximum compressive stress σ_1 . Studying weak LANFs presents several advantages compared to their strike-slip equivalents (e.g. San Andreas fault). First, exhumation processes and/or uplift produce vertical displacement which allow fault zone processes that occurred at different depths to be observed at the outcrop scale. Second, boundary conditions (i.e. the direction of the principal stresses) are not well constrained on strike-slip faults while, during the activity of the LANF, one component of stress acting on the fault plane is known because the vertical stress (ρgz) is not contained within the fault plane.

Exhumed LANFs are widespread and frequently associated with metamorphic core complexes (Wernicke, 1992). Some of them are seismically active (Abers et al., 1997). However, it is rare to observe earthquakes with significant magnitude ($> M5.5$) on those faults (McKenzie, 1969; Jackson and White, 1989; Collettini and Sibson, 2001).

It is beyond the scope of this study to discuss whether such structures were formed at low angle in the ductile field (Lister and Davis, 1989), or correspond to reactivated ancient thrusts or rotated high angle normal faults (Wernicke, 1981; Buck, 1988). Similarly, processes which allow a decrease of the friction coefficient of the fault, such as the presence of talc in the fault gouge (Moore and Rymer, 2007) or fluid overpressure (Rice, 1992), are not considered here. Instead we focus on the parameters which favour elasto-plastic deformation to occur on an extensionally reactivated pre-existing low angle dipping plane. The originality of our approach is that the faults are modelled as thin layers or shear zones, which deform with an elasto-plastic rheology (Vermeer, 1990), rather than as dislocations with frictional properties. This approach allows the evolution of stresses to be modelled within the shear zone and in the embedding medium when plastic flow occurs. The main difference with the classical reactivation model lies in the possibility to quantify the amount of plastic strain within the shear zone before it locks.

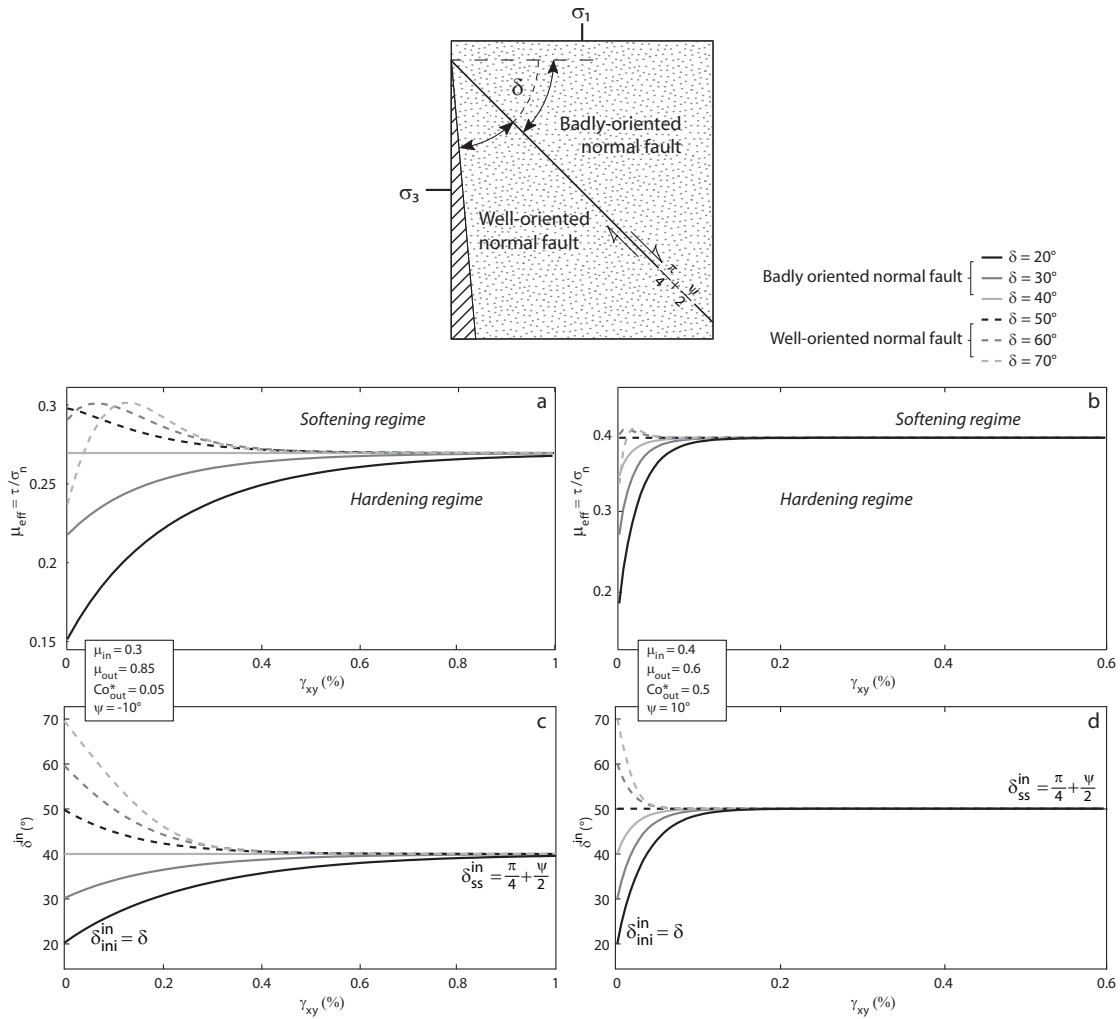


FIGURE III.1: Effective friction evolution (a and b) and stress rotation within the shear zone (c and d) during shearing along a normal fault with varying dip. The strength of the fault depends on whether the dip of fault is higher or lower than a critical dip of $\frac{\pi}{4} + \frac{\psi}{2}$. The fault may evolve in a strain softening (well-oriented fault) regime or in a strain hardening (badly oriented fault) regime. In the first case, effective friction of fault decreases from a peak value to a steady state one whereas in the second case, effective friction of fault increases up to a steady state value.

This elasto-plastic formulation has already been used for many geological problems (Poliakov et al., 1993; Gerbault et al., 1999; Chéry, 2001) and can be applied to all fault orientations (Figure III.1 and auxiliary material). Vermeer (1990) showed that the stress evolution during the slip on a reverse fault ($\sigma_3 = \text{constant} = \text{vertical}$) depends mainly on the dip of the fault. Here, we adopt a similar formulation for normal faults ($\sigma_1 = \text{constant} = \text{vertical}$). We find that depending whether the dip of fault is higher or lower than a critical dip of $\frac{\pi}{4} + \frac{\psi}{2}$ (ψ characterizing the dilation angle of the fault), the fault may evolve in a strain softening (well oriented fault) or strain hardening (badly oriented fault) regime (Figure III.1). The strength

of a well oriented fault decreases from an initial peak value to a steady state one whereas the strength of badly oriented faults increases with strain up to a steady state value. In both cases the strength changes due to the rotation of the principal stress axes within the shear zone. The rotation continues until the maximal principal stress axis σ_1 reaches the limiting angle of $\frac{\pi}{4} + \frac{\psi}{2}$ with the shear zone (Figure III.1), defining the steady state of the system. Our formulation is compatible with the model proposed by Byerlee and Savage (1992), which suggested a limiting angle of $\frac{\pi}{4}$, according to a dilation angle equal to zero.

We present first the mathematical model used for computing the stress evolution with increasing shear strain within and outside the shear zone, and second the results of a parametric numerical analysis. The predictions of the model in terms of plastic strain and stress rotation are discussed in the light of tectonic markers potentially observed within natural low angle normal fault zones (e.g. secondary shears) or in the surrounding medium (e.g. vertical veins and/or meso-scale high angle normal faults). The paper further provides analytical solutions that define the transition between the different structural patterns associated with slip on the shallow-dipping plane as a function of the rheological parameters.

3 Parametric and numerical analysis

3.1 Conceptual model

The shear zone is considered as a pre-existing thin layer of dip δ embedded in a brittle medium (Figure III.2a). Both media are characterised by 5 mechanical parameters. The Poisson ratio ν and the shear modulus G characterise their elastic properties. The friction angle ϕ , the dilation angle ψ and the cohesion C_0 characterize their plastic properties. The superscripts in and out refer to parameters within and outside the shear zone, respectively. The stress and strain rate tensors are written using the Voigt notation.

The surroundings of shallow dipping normal faults are commonly subject to coeval occurrence of vertical veins and cracks (e.g. Mehl et al., 2005). These observations attest for a sub-vertical maximum principal stress σ_1 during the activity of the fault, which allows to use the Anderson's principle (Anderson, 1951). Therefore, we consider that the maximum principal stress outside the shear zone is

vertical and equal to the lithostatic pressure, as described by equation 1.1 :

$$\sigma_1^{out} = \sigma_v = \int_0^z \rho_z g dz, \quad (1.1)$$

where g is the Earth's gravitational acceleration and ρ_z the density at depth z . The shear zone defines a local orthonormal $x - y$ reference frame, in which the x -axis is parallel to the shear zone. The dip of the shear zone, δ , is equal to the angle between the shear zone and the minimum principal stress σ_3^{out} .

The stress and strain rates are homogenous inside and outside the shear zone. Between the shear zone and the embedding medium, the shear and normal components of stress acting on the interface must be continuous, hence :

$$\sigma_n = \sigma_{yy}^{out} = \sigma_{yy}^{in} \quad (1.2)$$

$$\tau = \sigma_{xy}^{out} = \sigma_{xy}^{in} \quad (1.3)$$

and their ratio corresponds to the effective friction as defined by Amonton's law :

$$\mu_{eff} = \tan \phi = \frac{\tau}{\sigma_n}. \quad (1.4)$$

However, a stress discontinuity is introduced across the interface by allowing σ_{xx} to be discontinuous across the shear zone boundary. No voids are permitted at the interface between the shear zone and the embedding medium as required in continuum mechanics. Displacements must therefore be compatible, resulting in :

$$\dot{\epsilon}_{xx}^{in} = \dot{\epsilon}_{xx}^{out}, \quad (1.5)$$

the two other components of the strain rate, $\dot{\epsilon}_{yy}$ and $\dot{\epsilon}_{xy}$, may however be discontinuous across the interface.

The discontinuities included in the model result in different relative angles between the shear zone and the maximum principal stress axis depending on whether

the state of stress is considered within or outside the shear zone. The state of stress in the system can be represented with two Mohr circles (Figure III.2) that must cross on the fault plane (σ_n, τ) in order to fulfill the requirement for continuity (equations 1.2,1.3).

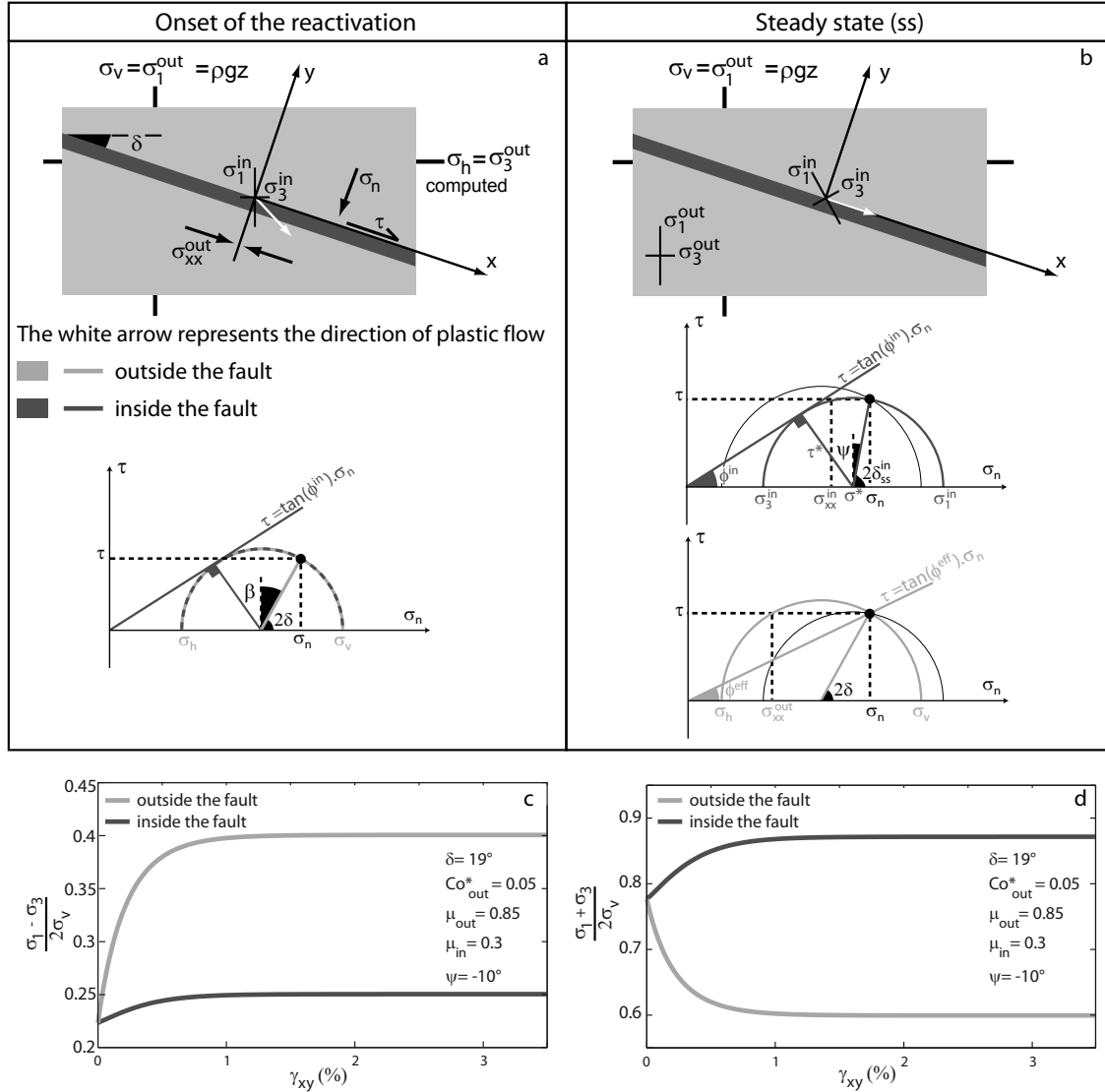


FIGURE III.2: a) and b) Setup of the model and Mohr circle constructions representing the state of stress within and outside the shear zone. At the onset of the localisation, stresses within and outside the shear zone are equal (a). During localisation, the stress within the shear zone rotates from an orientation depending initially on the dip of the shear zone δ , to an orientation depending on the dilation angle, $\delta_{ss}^{in} = \frac{\pi}{4} + \frac{\psi}{2}$ (Figure III.1). c) and d) Evolution of the differential stress and the pressure within and outside the shear zone, respectively. Differential stress and pressure are normalized to the lithostatic pressure. e) Evolution of the effective friction of the fault including a variation of the elastic properties between the fault zone and the embedded medium during plastic deformation.

3.2 Description of the model

As the $x - y$ reference frame forms an angle δ with the principal stress reference frame, the stress can be written in the $x - y$ reference frame as a function of principal stress and δ :

$$\sigma^{out} = \begin{pmatrix} \sigma_{xx}^{out} \\ \sigma_{yy}^{out} \\ \sigma_{xy}^{out} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \sigma_1^{out}(1 - \cos 2\delta) + \sigma_3^{out}(1 + \cos 2\delta) \\ \sigma_1^{out}(1 + \cos 2\delta) + \sigma_3^{out}(1 - \cos 2\delta) \\ (\sigma_1^{out} - \sigma_3^{out}) \sin(2\delta) \end{pmatrix} \quad (1.6)$$

In this frame, σ_{yy}^{out} is σ_n and σ_{xy}^{out} is τ . Introducing them into the effective friction definition (equation 1.4), we find a linear relationship between σ_1^{out} and σ_3^{out} as a function of the effective friction and the dip of the shear zone :

$$\sigma_3^{out} = \sigma_1^{out} \frac{\sin 2\delta - \mu_{eff}(1 + \cos 2\delta)}{\sin 2\delta + \mu_{eff}(1 - \cos 2\delta)} \quad (1.7)$$

As σ_1^{out} is constant and equal to σ_v (Anderson principle), we now aim at to compute the effective friction of the shear zone in order to fully constrain the surrounding state of stress. To that end, we introduce a yield function and elasto-plastic rheological equations in the model (Vermeer and de Borst, 1984; Vermeer, 1990).

The model considers that the shear zone is yielding when function \mathcal{F}^{in} equals zero :

$$\mathcal{F}^{in} = \tau^* - \sigma_n^* \sin(\phi^{in}) - C_0 \cos \phi^{in} = 0 \quad (1.8)$$

Here, τ^* and σ_n^* correspond to the radius and to the centre of the Mohr circle, respectively :

$$\begin{cases} \tau^* &= \frac{1}{2} \sqrt{(\sigma_{yy}^{in} - \sigma_{xx}^{in})^2 + 4(\sigma_{xy}^{in})^2} \\ \sigma_n^* &= \frac{1}{2}(\sigma_{yy}^{in} + \sigma_{xx}^{in}) \end{cases} \quad (1.9)$$

The Mohr circle constructions allow the stress state at the onset of yielding to be constrained (Figure III.2a). It is possible to numerically compute the complete stress-strain state within and outside the shear zone as a function of the amount of shear strain γ at a single point in space, following Euler's forward marching integration scheme (Vermeer, 1990). The computation accounts for an elasto-plastic behaviour within the shear zone and Hooke's law outside (both rigidity matrices are described in Appendix A). It uses the Anderson principle to fix the boundary conditions with the elastic surrounding medium (equation 1.1) while continuity (equations 1.2,1.3) and compatibility (equation 1.5) conditions allow computation of the evolution of strain and stress within the shear zone.

Since the shear zone is not parallel to the plastic flow direction, part of the deformation within the shear zone is elastic. The elastic strain causes a rotation of the principal stresses (Figure III.2b) in such a way that the angle, β , between the plastic flow and the shear zone decreases with increasing strain ($\beta - \psi \rightarrow 0$). The stress within the shear zone rotates from an orientation depending initially on the dip of the shear zone δ , to an orientation depending on the dilation angle, $\delta_{ss}^{in} = \pi/4 + \psi/2$ (Figure III.1).

For the range of tested shear zone orientations ($0^\circ < \delta < 45^\circ$), plastic strain occurs in a hardening regime since the deviatoric stresses within and outside the shear zone increase continually during deformation (Figure III.2c). Noticeably, the pressure rises within the shear zone, but decreases outside (Figure III.2d). This is consistent with previous models which describe an increase of mean stress within a badly-oriented fault (e.g. Chéry et al., 2004).

At large strain, $\beta = \psi$ and the plastic flow is parallel to the shear zone (Figure III.2b), hardening stops and the shear zone now behaves effectively as a perfect plastic body. In the rest of the paper, we will call that final stage the steady state because from that amount of strain onward, the stress does not change anymore.

3.3 Reactivation associated to shear failure in the surrounding medium

In shear we use the Mohr-Coulomb yield criterion to determine whether a new fault can form in the surrounding medium (i.e. for stresses outside the shear zone reaching the yield criterion) before the steady state is established. Based on this

approach, Sibson (1990) described the conditions of reactivation of a fault according to its intrinsic parameters and defined the limit of reactivation as the locking angle of the fault. However, our model allows to constrain the amount of strain which can occur on the shear zone before it locks. We show that plastic strain may take place before the shear zone locks (see section e), so we rather describe the locking angle defined by Sibson (1990) as the limit between partial and total reactivation of the shear zone. We now seek to analytically describe the state of stress at steady state in order to establish the locking angle for our model. The normal and shear components of stress acting on the shear zone can be written as a function of the stress invariants of the shear zone and the dilation angle :

$$\begin{cases} \tau &= \tau^* \cos \psi \\ \sigma_n &= \sigma_n^* - \tau^* \sin \psi \end{cases} \quad (1.10)$$

When the shear is yielding, τ^* and σ_n^* are linearly related (Figure III.2b), so that the effective friction μ_{eff} only depends on the intrinsic parameters of the shear zone ϕ^{in} and ψ , hence :

$$\tau^* = \sigma_n^* \sin \phi^{in} \quad (1.11a)$$

$$\mu_{eff} = \frac{\sin \phi^{in} \cos \psi}{1 - \sin \phi^{in} \sin \psi} \quad (1.11b)$$

Since σ_v is constant and equal to $\rho g z$ which corresponds to σ_1^{out} in extensional setting, it is possible to actually compute the full steady state stress tensor in the embedding medium as a function of depth. Integrating equation 1.11b into equation 1.7, the relation between the minimal and the maximal principal stress outside the shear zone becomes :

$$\sigma_3^{out} = \rho g z \frac{\sin 2\delta (\sin \phi^{in} \sin \psi - 1) + \sin \phi^{in} \cos \psi (1 + \cos 2\delta)}{\sin 2\delta (\sin \phi^{in} \sin \psi - 1) - \sin \phi^{in} \cos \psi (1 - \cos 2\delta)} \quad (1.12)$$

The limit between complete and partial shear zone reactivation is obtained when the system is in a steady state and the outside stress reaches the yield criterion. Using Mohr circles, one can obtain an expression for the minimal principal stress outside the shear zone as a function of the parameters $C\sigma^{out}$ and ϕ^{out} of the surrounding medium given by :

$$\sigma_3^{out} = \sigma_1^{out} \frac{1 - \sin \phi^{out} - 2C o^{out} \cos \phi^{out}}{1 + \sin \phi^{out}} \quad (1.13)$$

Combining equation 1.12 and 1.13, the friction angle of the shear zone can be written as :

$$\sin \phi^{in} = \frac{A \sin 2\delta}{A \cos(\psi - 2\delta) + \cos \psi (\sigma_1^{out} - C o^{out} \cos \phi^{out})} \quad (1.14)$$

with $A = \sigma_1^{out} \sin \phi^{out} + C o^{out} \cos \phi^{out}$.

Equation 1.14 determines the maximal friction angle within the shear zone that allows a complete reactivation of the system (Figure III.3a). We established it as a function of the dip of the shear zone in order to quantitatively compare our model to the classical brittle models (Sibson, 1990; Collettini and Sibson, 2001) (Figure III.3a black curve). Grey curves on figure III.3a show the locking angle of the fault (i.e. the limit between partial and total reactivation of the fault) according to the dilation angle. One can see that the total reactivation of a compacting shear zone can occur at higher friction coefficient than those defined by Sibson (1990). Nevertheless, severely badly-oriented shear zone cannot be reactivated with a friction coefficient higher than 0.1 and other processes, such as fluid overpressure (Rice, 1992), are required to reduce the friction coefficient of the fault.

When the dilation angle is equal to the friction angle of the shear zone, i.e. in the case of associated plastic flow, the effective friction on the shear zone (equation 1.11b) can be written in terms of the embedding media parameters only. Considering the least principal stress σ_3^{out} as given in equation 1.12 and combining it with equation 1.13, the friction angle within the shear zone required for a complete reactivation is found in equation 1.15. It corresponds to Sibson's (1990) definition :

$$\tan \phi^{in} = \frac{A \sin 2\delta}{A \cos 2\delta + \sigma_1^{out} - C o^{out} \cos \phi^{out}} \quad (1.15)$$

The effective friction of the shear zone allows us to define the potential reactivation of the shear zone as a function of the reactivation angle $\theta_r = 90^\circ - \delta$ (Sibson, 1990); θ_r then corresponding to the angle between the direction of the

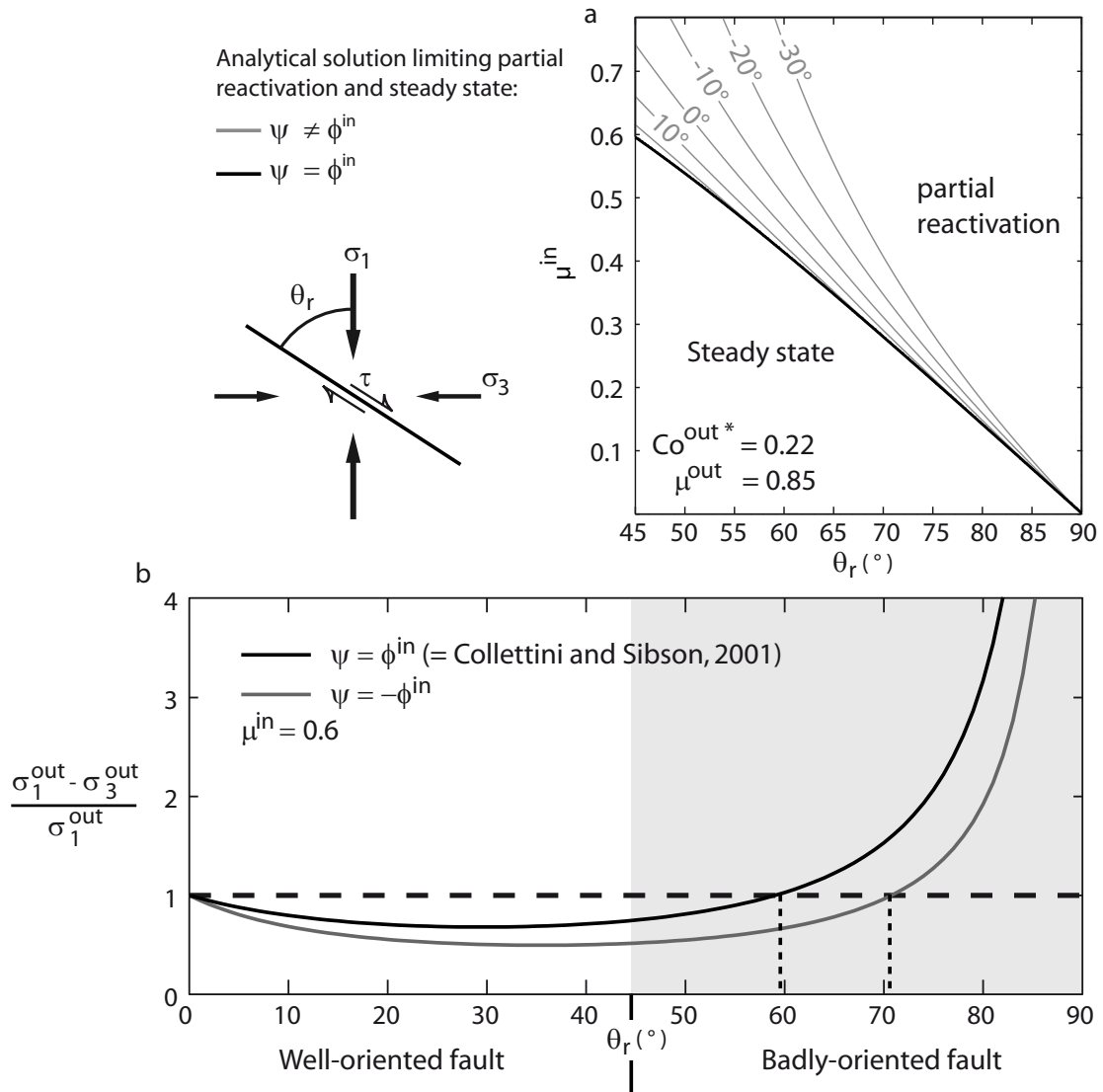


FIGURE III.3: a) Analytical solution limiting partial reactivation and steady state as a function of the friction and the dip of the shear zone. b) Analytical solution limiting partial reactivation and steady state as a function the differential stress outside the shear zone and its dip (after Collettini and Sibson, 2001).

maximal principal stress outside the shear zone (here, vertical) and the shear zone. Expressing equation 1.12 in terms of differential stress and plotting it versus θ_r (Figure III.3b, grey line) allows a direct comparison with the locking angle computed in previous studies (e.g. Collettini and Sibson, 2001). The maximum locking angle is obtained for a dilation angle equal to the friction of the shear zone ($\psi = \phi^{in}$) corresponding to an associated plastic flow rule (black line on figure III.3b). In that case, the shear zone are found to behave exactly like the brittle model (Sibson, 1990). Rocks however, typically have $\psi \approx 0$ and mature faults actually display severe compaction due to grain size reduction (Niemeijer et al., 2009). A small to

negative dilation angle allows the shear zone to be fully reactivated at smaller dips δ . The grey line on figure III.3b indicates that the maximum dip for the reactivation of a shear zone with a friction angle $\phi^{in} = 0.6$, is closed to $\delta \approx 20^\circ$ ($\theta_r \approx 70^\circ$). Hence, taking into account more realistic parameters, we show that the locking angle may differ up to 10 degrees. This result is obtained assuming an extreme compaction coefficient ($\psi = -\phi^{in}$). However, we note that for small friction values, the coefficient of compaction also remains small.

3.4 Reactivation associated to tensile failure in the surrounding medium

As mentioned earlier, LANF's are frequently associated with tensile failure of the embedding medium. We therefore seek to determine the set of parameters for which shear zone reactivation leads to such tensile failure. The limit between reactivation with or without tension can be characterised by introducing a yield criterion in tension that we simply define as $\sigma_3^{out} \leq 0$. Inserting this failure criterion into equation 1.13 and solving for the cohesion of the surroundings, we find that tensile failure only occurs if the following condition is satisfied :

$$C_o^{out} \leq \sigma_1^{out} \frac{1 - \sin \phi^{out}}{2 \cos \phi^{out}} \quad (1.16)$$

The limit of the partial reactivation in the context of an embedding medium in tension therefore does not depend on the mechanical properties of the shear zone. However, the limit between complete reactivation in a tensional setting is related to the dip and the intrinsic parameters of the shear zone (equation 1.17). In order to compute it, we substitute equation 1.11b into equation 1.7 and solve for $\sigma_3^{out} = 0$. The limiting shear zone friction for a complete reactivation of the shear zone associated with tensile failure thus becomes :

$$\sin \phi^{in} = \frac{\sin 2\delta}{\cos \psi (1 + \cos 2\delta) + \sin \psi \sin 2\delta} \quad (1.17)$$

The outcomes of the parametric analysis can therefore be classified into four modes of reactivation to be compared to geological observations. The modes include a complete (Figure III.4, cases I and II) or partial (Figure III.4, cases III and IV)

reactivation of the shear zone with (Figure III.4, cases II and III) or without (Figure III.4, cases I and IV) tensile failure in the surrounding medium. The partial mode of reactivation define sets of parameters which do not allow a complete reactivation (i.e. the steady state) of the system. In that case, stresses in the embedded media reach the yield criteria; the system is then considered locked.

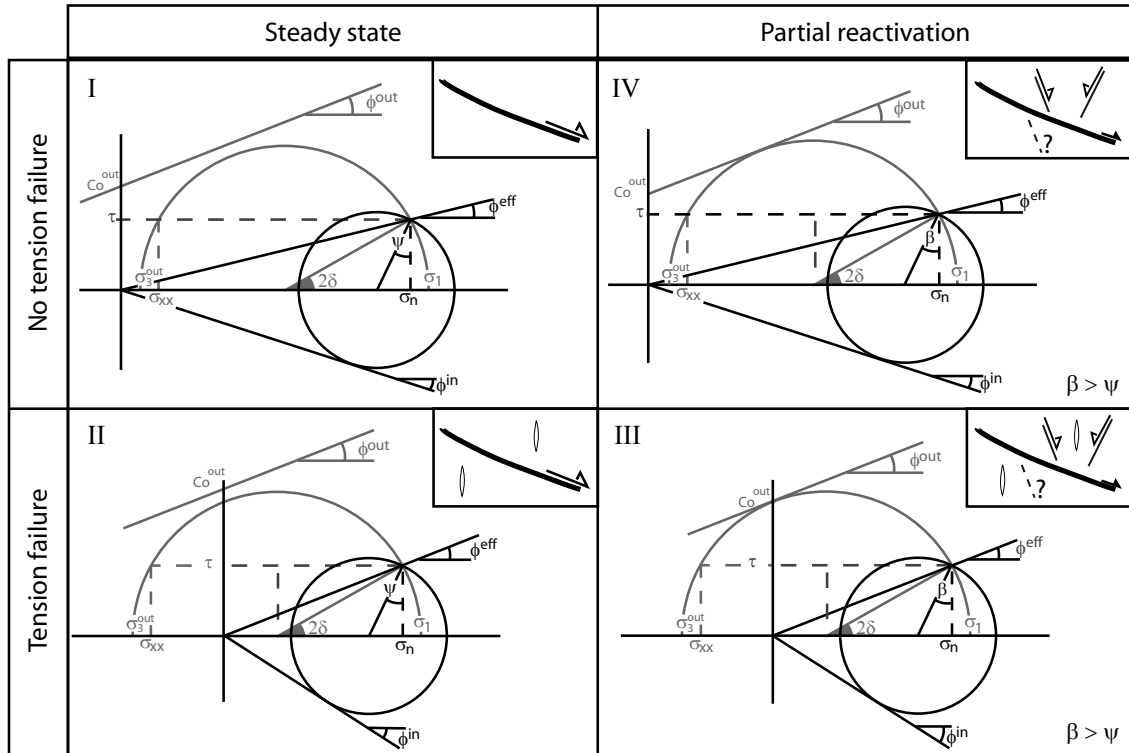


FIGURE III.4: The four modes of reactivation including a complete or partial reactivation of the shear zone with or without tensile failure in the surrounding medium. Modes I and II suggest a steady state whereas modes III and IV suggest partial reactivation of the shear zone. Modes II and IV include the possible development of tensile failure in the surrounding medium.

3.5 Numerical analysis

The numerical model allows the quantification of the plastic strain in partial reactivation mode before the system locks. For each set of parameters, a unique mode of reactivation is found and the numerical analysis is well described by the analytical formula previously derived (Figure III.5). A large range of the set of parameters tested herein do not reach a steady state. Nevertheless, significant plastic strain can occur on the low-angle normal fault prior to the formation of a new fault. The amount of plastic strain is higher (1) when the system is close to the steady

state and (2) for high confining pressure. This amount thus depends on the initial dip of the shear zone and on the intrinsic parameters of the embedding medium.

The limit between the steady state and the partial reactivation (Figure III.5, blue line), defined by equation 1.14, depends mainly on the dip of the shear zone and on the ratio between the cohesion outside the shear zone and the confining pressure $Co^{out*} = \frac{Co^{out}}{\sigma_v}$. Increasing Co^{out*} favours the complete reactivation for higher shear zone friction. Therefore, the reactivation at steady state of the system requires a lower shear zone friction for high confining pressure. However, the strain accumulated on the shear zone prior to locking is much higher at high confining pressure and therefore should favour the coexistence of high- and low-angle normal faults.

Tensile cracks and veins in the embedding medium may develop when the LANF is reactivated, either partially or completely (Figure III.5, pink and green lines). In the case of complete reactivation (no high angle normal fault around), their occurrence is independent of the confining pressure. Interestingly, the coeval occurrence of tensile cracks and high- and low-angle normal faults (Figure III.5, mode of reactivation III) is only possible for a very small range of parameters.

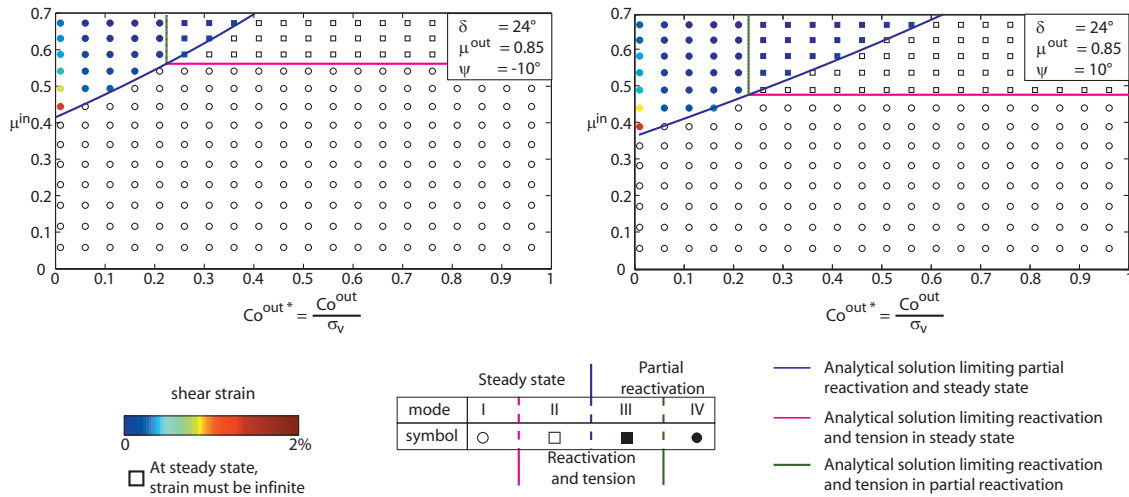


FIGURE III.5: Plastic strain rate obtained in partial reactivation before locking as a function of the shear zone friction and the ratio between the cohesion outside the shear zone and the confining pressure Co^{out*} . Modes of reactivation are those described in figure III.3

4 Discussion and conclusion

4.1 Main results

This contribution formulates a new model for extensional fault reactivation in which faults follow a non-associated Mohr-Coulomb plastic flow, controlled by two parameters : the friction angle ϕ and the dilation angle ψ . This rheological model is used in most of the geodynamic codes to simulate the formation and reactivation of faults in the crust (e.g. Chéry, 2001; Le Pourhiet et al., 2004) using a dilation angle of zero. In this paper, we derived analytical solution for fault reactivation using the non-associated plastic flow rule theory. Results include the solution of the classical fault reactivation model (equation 1.15) (Sibson, 1990) as an end-member case in which rock plastic dilation ψ is equal to the friction angle ϕ . However, we proved that the angle of locking gets smaller as plastic dilation ψ decreases. For compacting shear zones ($\psi < 0$) with Byerlee friction coefficient, the locking angle may drop from 30° to 20° . Shear compaction thus allows faults dipping as shallow as 20° to be reactivated for friction consistent with laboratory observations ($\mu = 0.3 - 0.5$) although the classical theory would predict locking at dips of 20° for a maximum friction coefficient of 0.3. Our model also includes incompressible model of fault reactivation such as the one proposed by Byerlee (1992) to explain the weakness of the San Andreas Fault. Interestingly, Byerlee (1992) derived this model using slip on Riedel shear within an incompressible shear band and predicts the exact same stress rotation and effective friction drops within the shear as our model does.

4.2 Implications of the model for LANF

Repeated events of slip on a low-angle normal fault alternating with formation of new high angle faults in the surrounding medium are observed in nature, the examples of the Black Mountain detachment (Death Valley, USA) (Hayman et al., 2003) and the Cycladic detachment faults (e.g. Mehl et al., 2005, 2007; Jolivet et al., 2010b) like that of Mykonos (Voreadis, 1961; Skarpelis, 2002; Lecomte et al., 2010) being representative from that mode. Those two examples differ one from each other by the development of tensile veins in the Cycladic case. However, Hayman et al. (2003) and Lecomte et al. (2010) suggest that these detachments can be active close to the surface. Those two cases fall into the partial reactivation mode described on figure III.5. In this mode, for a dip of 15° (Mykonos detachment) and 24° (Black

Mountain detachment), the model predicts friction close to 0.3 and 0.45, respectively. The friction coefficient found for the Black Mountain detachment is similar to those obtained by Hayman et al. (2003) using the Extensional Coulomb Wedge Model (Xiao et al., 1991). Considering cohesionless sedimentary rocks as Hayman et al. (2003) did, the ratio C_0^{out*} between the cohesion of the embedded medium and the lithostatic pressure decreases to nearly 0. In that case, our model predicts a plastic strain higher than 10%, which is consistent with the 14% of extension observed across the fault system.

The Altotiberina fault (Apennines, Italy) is an example of an active low-angle normal fault, with a dip of 15°, highlighted by microseismicity (Chiaraluce et al., 2007). Seismological data and seismic reflection profiles reveal the presence of steeply normal faults soling into the detachment. Chiaraluce et al. (2007) show that the detachment accumulated about 3% of displacement at depths ranging from 3 to 15 km. In those conditions, our model predicts a friction coefficient of the fault less than 0.3. This value is consistent with average friction coefficient of 0.25-0.3 found by Collettini et al. (2009b) for the exhumed Zuccale fault (Apennines, Italy). High fluid overpressures are related to detachments in the Apennines (Chiodini et al., 1999; Collettini et al., 2006) which helps to explain the relative low friction coefficient of those detachments (Rice, 1992). However, our model does not consider fluid overpressure and its mechanical implications. This could explain the difficulties of our model to account for the coeval occurrence of high angle faults and vertical joints at high depths as described for the Zuccale fault (Collettini et al., 2006; Smith et al., 2007) or for some Cycladic detachments (Famin et al., 2004; Mehl et al., 2005).

Field observations of the above-mentioned detachments show km-scale displacement. In our model, these detachments are characterized by the partial reactivation mode which permits a significant amount of plastic strain to occur before locking. However, this plastic strain cannot explain the entire displacement on such faults and weakening processes have to be considered to allow a complete reactivation of the system and thus km-scale displacement on the fault. This weakening may correspond to a decrease of the friction, of the cohesion, or of the dilation angle with increasing strain. Lavier et al. (1999) have shown that with a decrease of the friction or of the cohesion, it is possible to cumulate several tens of kilometers of displacement on a low angle normal fault. Since decreasing the dilation angle has a similar weakening effect on the fault zone, we believe that including a decrease with strain of the dilation angle in large strain simulations will lead to similar findings.

4.3 Predicted stress rotation vs tectonic markers in natural fault zones

As the plastic dilation angle ψ is much smaller than the friction angle ϕ in most of the natural cases, our model predicts that slip on faults will affect the orientation of the principal stress axes within the fault zone, and perhaps also the slip lines within the shear zones. Elasto-plastic behaviour of faults can easily be defined by field observations (striated fault plane, brecciated gouge,...). However, few direct field evidence may support the compacting nature of fault zones. The stress rotation predicted by our model can nevertheless be tested through the examination of micro/meso-structures observed in natural fault zones, such as subsidiary shears like Riedel shears, among others. Figure 6 shows the orientations of the internal shear structures (α - and β -shear bands) that should form in the shear zone as it slips in the steady state regime, for three characteristic values of dilation ($\psi = \phi, \psi = 0$ and $\psi = -\phi$). In the incompressible case ($\psi = 0$), one sees that α - and β -shear band correspond to R-R' conjugate system of Riedel shear (Figure III.6) as Byerlee suggested in 1992. In the compacting shear band case ($\psi = -\phi$), the internal shear structure α is parallel to the shear zone and may correspond to the Y-band orientation that appears in mature fault zones (Tchalenko, 1970). In a general case, the maximum principal stress makes an angle of $\frac{\pi}{4} + \frac{\psi}{2}$ with the shear band and the internal shear structures α and β make an angle of $\frac{\pi}{4} - \frac{\phi}{2}$ with the direction of the maximum principal stress (Figure III.6). We therefore argue that accurate characterization of the orientation of subsidiary shear planes within a natural fault zone may allow to discriminate between the various possible mechanical behaviours predicted by our modeling. Especially, the occurrence of Y-bands would provide evidence for large-scale compaction of the frictional shear zone.

Stress rotation within the fault zone has also been explained by a decrease of the elastic compressibility towards the fault (e.g. Faulkner et al., 2006). Interestingly, both the model proposed by Faulkner et al. (2006) and our compacting model suggest a rotation of the maximum principal stress to an angle favourable to nucleate well-oriented faults within the fault core. Whilst the two models are conceptually very different, they reach very similar predictions in term of stress orientation. In Faulkner et al. model 2006, the stress rotation is due to elastic strain within the shear zone prior to yielding. With that model, the fault gouge is well oriented and plastic yielding is predicted to onset in a strain softening (i.e. unstable) regime at the scale of the fault zone.

In our model, the direction of the principal stresses rotates with plastic yielding in a hardening regime and it is only after a complete rotation that the small patches, as Riedel shears, may form in softening regime within the shear zone. In the case of a compacting fault, the patch may even be parallel to the fault zone. The apparent similarity of the behaviour of the two models relies on the fact that our elasto-plastic rigidity matrix has the same form as an anisotropic elastic rigidity matrix (e.g. Healy, 2009).

4.4 Seismological predictions

Our model finally allows some aspects of the seismogenic behavior of the low-angle normal fault zones to be captured. Any normal fault dipping between $0^\circ < \delta < 45^\circ$ deforms in a strain hardening regime because the effective friction of the fault increases continually with strain due to stress rotation. In this regime, it is possible to dynamically propagate shear instabilities like earthquakes (Leroy and

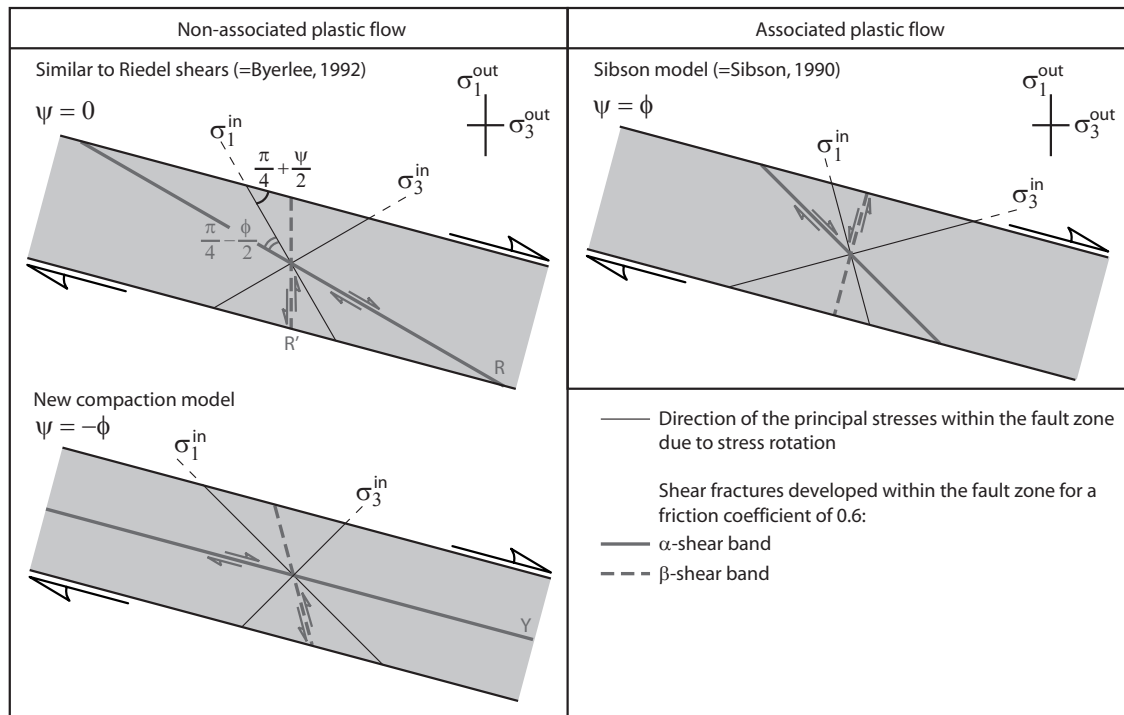


FIGURE III.6: Predicted newly-formed micro/meso-structures after the stress rotation within the fault zone for the three characteristic dilation angles ($\psi = \phi, \psi = 0$ and $\psi = -\phi$). For $\psi = 0$, α - and β - shear band correspond to R-R' Riedel shear. In the compacting shear band case ($\psi = -\phi$), the α shear band is parallel to the shear zone margin and may correspond to the Y-band orientation.

Ortiz, 1990) but complex mechanisms, such as very high fluid overpressures (Rice, 1992), are required have to be employed to trigger unstable slip. However, our model would allows small earthquakes to nucleate along secondary, well-oriented faults like Riedel shears within the core of a large scale low-angle shear zone behaving in a hardening regime. Slip along these Riedel faults may account for some characteristics of the microseismicity associated with active low-angle normal fault zones as for instance below the Corinth Rift (Rigo et al., 1996) ; some of the multiplets observed (Pacchiani, 2006) could correspond to these Riedel shears and could therefore reflect the internal slip fabric of the fault core. Our model is well in agreement with the lack of $M > 5.5$ earthquakes on LANF (Jackson and White, 1989; Collettini and Sibson, 2001) but allows for plastic deformation to occur aseismically on very badly oriented shear zone (with a dip less than 30°) as it is observed at the outcrop scale (e.g. Hreinsdóttir and Bennet, 2009).

Acknowledgment : The authors thank Yves Leroy for fruitful discussions during the writing and Dave May for proof reading of the English. Thanks are due to C. Collettini, B. Holdsworth and M. Cocco who provided really useful suggestions to improve and clarify the manuscript. This article is a contribution to the EGEO Project funded by ANR.

5 Appendix A : Elasto-plastic rheology

The elasto-plastic strain rate is decomposed into an elastic $\dot{\epsilon}^e$ and a plastic $\dot{\epsilon}^p$ components assuming their summation :

$$\dot{\epsilon} = \dot{\epsilon}^e + \dot{\epsilon}^p \quad (1.18)$$

Applying Hooke's law, the elastic strain rate can be related to the stress rate :

$$\dot{\epsilon}^e = \mathbf{D}^{-1} \dot{\sigma} \quad (1.19)$$

The rigidity matrix \mathbf{D} is expressed in terms of shear modulus G and the Poisson's

ratio ν :

$$\mathbf{D} = \begin{pmatrix} \frac{1-\nu}{1-2\nu} & \frac{\nu}{1-2\nu} & 0 \\ \frac{\nu}{1-2\nu} & \frac{1-\nu}{1-2\nu} & 0 \\ 0 & 0 & \frac{1}{2} \end{pmatrix} \quad (1.20)$$

The plastic potential \mathcal{Q} (equation 1.21) differs from the yield criterion \mathcal{F} in that the dependence upon pressure is expressed in terms of plastic dilation ψ rather than friction ϕ :

$$\mathcal{Q} = \tau^* - \sigma_n^* \sin \psi \quad (1.21)$$

The plastic flow is expressed as the derative of the plastic potential function versus stress multiplied by a plastic scalar multiplier λ :

$$\dot{\epsilon}^p = \dot{\lambda} \frac{\partial \mathcal{Q}}{\partial \boldsymbol{\sigma}} \quad (1.22)$$

It results that the plastic flow is not normal to the yield envelope unless $\psi = \phi$, therefore the plastic flow considered here is said non-associated. Assuming that the fault continues to yield, i.e. $\mathcal{F} = 0$, it is possible to write $\dot{\lambda}$ as a function of strain rate in order to build the elasto-plastic rigidity matrix according to Hill (1950) :

$$\dot{\boldsymbol{\sigma}} = \left[\mathbf{D} - \frac{1}{d} \mathbf{D} \frac{\partial \mathcal{Q}}{\partial \boldsymbol{\sigma}} \frac{\partial \mathcal{F}}{\partial \boldsymbol{\sigma}} \mathbf{D} \right] \dot{\boldsymbol{\epsilon}} \quad (1.23)$$

where d is a scalar plastic hardening modulus defined as $d = \frac{\partial \mathcal{F}}{\partial \boldsymbol{\sigma}} \mathbf{D} \frac{\partial \mathcal{Q}}{\partial \boldsymbol{\sigma}}$.

Auxiliary Materials

The Auxiliary material is devoted to some animations of the stress evolution of the extensional reactivation of a well-oriented (Figure III.7) fault, a badly oriented normal fault completely reactivated (Figure III.8) or partially reactivated (Figure III.9). On loading, stresses are the same within and outside the shear band. When stresses within the shear zone (red circle) reach the reactivation criterion (red line), plastic flow occurs within the shear zone. Part of the deformation is elastic within the shear zone which implies a rotation of the principal stresses. The locking of the fault occurs when stresses outside the shear zone (blue circle) reach the yield criterion (blue line).



FIGURE III.7: Stress evolution using Mohr circles of the extensional reactivation of a well-oriented normal fault. The black point corresponds to the fault plane. Stresses are normalized to σ_v . [cliquez ici pour ouvrir l'animation](#)



FIGURE III.8: Stress evolution using Mohr circles of the extensional reactivation of a badly-oriented normal fault. The black point corresponds to the fault plane. Stresses are normalized to σ_v . [cliquez ici pour ouvrir l'animation](#)



FIGURE III.9: Stress evolution using Mohr circles of the partial extensional reactivation of a badly-oriented normal fault. The black point corresponds to the fault plane. Stresses are normalized to σ_v . The locking of the fault occurs when stresses outside the shear zone (blue circle) reach the yield criterion. [cliquez ici pour ouvrir l'animation](#)

CHAPITRE 2

MODÉLISATION MÉCANIQUE DE LA RÉACTIVATION EN EXTENSION D'UNE DISCONTINUITÉ PRÉEXISTANTE À FAIBLE PENDAGE

Ce chapitre est consacré à la modélisation mécanique de la réactivation en extension d'une discontinuité préexistante à faible pendage. Il est principalement question ici de tester à l'échelle régionale dans un code numérique 2D les résultats analytiques obtenus à l'échelle locale. Après une description du code utilisé et de la géométrie retenue pour cette étude, nous comparerons les résultats obtenus avec les résultats analytiques précédemment décrits et les observations de terrain.

1 Le code PARA(O)VOZ

L'outil de modélisation mécanique utilisé est le code visco-élasto-plastique PARA(O)VOZ (Poliakov et al., 1993), basé sur la méthode de calcul FLAC©(Fast Lagrangian Analysis of Continua) (Cundall, 1989). Ce code résout les problèmes statiques et dynamiques, et permet également de solutionner des problèmes mécaniques en prenant en compte des lois de comportement non linéaires et l'histoire du chargement. La partie mécanique du code résout l'équation de conservation des moments dans un repère lagrangien, s'écrivant en notation d'Einstein (somme des indices répétés) sous la forme :

$$\rho_r g_i + \frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_j} = \rho_a \frac{\partial V_i}{\partial t}. \quad (2.1)$$

où σ_{ij} est la composante ij du tenseur des contraintes. Les indices i, j ($1 < i, j < 3$) correspondent aux composantes des coordonnées spatiales, des tenseurs et des vecteurs. Les indices r et a sur les densités distinguent respectivement les densités réelle et artificielle. Dans le cas de résolution de type statique, la quantité $\rho_a \frac{\partial V_i}{\partial t}$ est négligeable. Il est donc possible d'augmenter le pas de temps en augmentant artificiellement le terme ρ_a de manière à garder cette quantité négligeable et en utilisant un terme d'amortissement visqueux pour éliminer les phénomènes inertiels. Les équations constitutives prennent en compte les comportements élastiques, visqueux et plastiques sous la forme :

$$\frac{D\sigma}{Dt} = F(\sigma, \mathbf{u}, \mathbf{V}, \nabla \mathbf{V}, \dots). \quad (2.2)$$

où $\frac{D}{Dt}$ est la dérivée temporelle objective. Elle permet, à chaque pas de temps, d'assurer l'objectivité des contraintes/déformations, en appliquant des corrections de Jaumann sur les contraintes pour les corriger de la rotation du repère. En grande déformation, un remaillage du système est nécessaire. Pour cela, le code utilise des marqueurs passifs limitant alors la diffusivité numérique (Yamato et al., 2007). Notre modélisation a requis l'utilisation de rhéologies visco-élastique et élasto-plastique, implémentées sous la forme explicite dans le code. La partie élastique des rhéologies (équation 2.3a) est décrite en séparant la composante volumique compressible de la loi de Hooke, $\bar{\sigma}$, reliée à la pression P (équation 2.3b), de la partie incompressible, $\tilde{\sigma}_{ij}$ (équation 2.3c) :

$$\sigma = \tilde{\sigma}_{ij} + \delta_{ij} \bar{\sigma} \quad (2.3a)$$

$$\bar{\sigma} = -P = K \epsilon_{ii}^{elas} \quad (2.3b)$$

$$\tilde{\sigma}_{ij} = \mu \tilde{\epsilon}_{ij}^{elas}. \quad (2.3c)$$

où, δ_{ij} correspond au symbole de Kronecker. La partie élastique est alors relaxée soit par une composante plastique, soit par une composante visqueuse linéaire suivant le mécanisme dissipatif choisi :

$$\dot{\epsilon} = \dot{\epsilon}^{elas} + \dot{\epsilon}^{vis} \text{ ou } \dot{\epsilon}^{elas} + \dot{\epsilon}^{plas}. \quad (2.4)$$

La relation 2.5 décrit la relaxation visqueuse, correspondant au taux de

déformation visqueux :

$$\dot{\epsilon}_{ij}^{vis} = \frac{\tilde{\sigma}_{ij}}{2\eta}. \quad (2.5)$$

La déformation plastique de type Mohr-Coulomb est décrite à partir du potentiel plastique \mathcal{Q} (voir le chapitre précédent pour une description plus complète de la rhéologie)

$$\mathcal{Q} = \tau^* - \sigma_n^* \sin \psi, \quad (2.6)$$

tel que

$$\dot{\epsilon}^{plas} = \dot{\lambda} \frac{\partial \mathcal{Q}}{\partial \sigma}. \quad (2.7)$$

τ^* et σ_n^* correspondent respectivement au rayon et au centre du cercle de Mohr (voir l'équation 1.9). Le paramètre scalaire $\dot{\lambda}$ assure que le critère de rupture \mathcal{F} est toujours respecté au cours du fluage plastique :

$$\mathcal{F} = \tau^* - \sigma_n^* \sin(\phi) - C_o \cos \phi = 0. \quad (2.8)$$

2 Géométrie et paramètres du modèle

Nous avons considéré ici un modèle simple afin de tester la réactivation en extension d'une hétérogénéité préexistante à faible pendage en domaine cassant. La géométrie initiale se compose de deux couches de 15 km d'épaisseur, caractérisant une croûte supérieure cassante et une croûte inférieure ductile. La faille est intégrée dans le modèle sous forme d'une hétérogénéité mécanique plane de 1 km d'épaisseur environ recoupant l'ensemble de la croûte supérieure avec un pendage de 20° (Figure III.10). Cette géométrie reflète ainsi les observations de terrain, décrite dans la première partie de ce manuscrit, qui supposent que les détachements doivent être considérés comme des zones d'épaisseur finie et non comme des dislocations avec des propriétés frictionnelles.

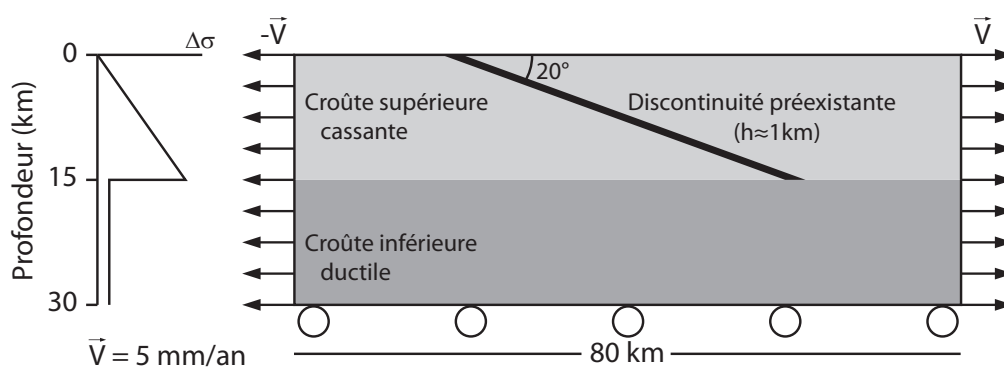


FIGURE III.10: Géométrie initiale du modèle et conditions aux limites.

La vitesse d'extension horizontale dans les modèles est constante et symétrique et a été fixée à 1cm.an^{-1} . La surface supérieure est une surface libre alors que la base du modèle est fixée verticalement mais peut glisser librement (contrainte cisailante horizontale nulle). La croûte supérieure et la faille à faible pendage sont caractérisées par une rhéologie élasto-plastique non-associée de type Mohr-Coulomb (Table 4). La croûte inférieure est caractérisée par une rhéologie visco-élastique dont les paramètres sont décrits dans la table 4.

	ρ (kg.m^{-3})	η (Pa.s)	G (GPa)	ν	Co (MPa)	ϕ ($^{\circ}$)	ψ ($^{\circ}$)
Discontinuité	2700		30	0.25	0	var.	var.
Croûte sup.	2700		30	0.25	10	30	0
Croûte inf.	2700	10^{21}	30	0.25			

TABLE 4: Valeurs des paramètres utilisés dans les modèles. ρ = densité, η = viscosité, G = module de cisaillement, ν = coefficient de Poisson, Co = cohésion, ϕ = angle de friction, ψ = angle de dilatation, var = variable.

La modélisation entreprise ici a pour but de tester l'influence de la variation de l'angle de dilatation de la zone de faille sur la réactivation en extension de la discontinuité préexistante à faible pendage. Pour cela, deux séries de modèles différents ont été menées. La première série de modèles vise à éprouver le modèle analytique développé et décrit précédemment. Pour cela, nous avons considéré un cas simple suivant lequel la zone de faille possédait un angle de friction et un angle de dilatation constants au cours de la déformation. Ces modèles ont ainsi pu être comparés directement avec le modèle analytique par l'intermédiaire des modes de réactivation (réactivation partielle *vs* réactivation totale) décrit par l'étude analytique (voir chapitre précédent). La seconde série de modèles permet de mieux tenir compte des observations de terrain mais également des résultats obtenus en laboratoire sur

le comportement des gouges au cours de la déformation. En effet, différentes études montrent que la variation volumique des gouges n'est pas constante mais évolue au cours de la déformation (Morrow and Byerlee, 1989; Niemeijer and Spiers, 2005; Niemeijer et al., 2009). Nous avons alors intégré ce paramètre dans les modèles en permettant une chute progressive de l'angle de dilatation de la zone de faille en fonction de la déformation, conformément aux observations en laboratoire et de terrain. L'ensemble des paramètres utilisés pour chaque modèle est décrit dans la table 5.

Modèles	μ^{in}	ψ (°)	ϵ_c	Maille (m)	Réactivation
COMPACT03	0.3	-10	-	250	Complète
COMPACT03	0.4	-10	-	250	Partielle
DILAT	0.3	10	-	250	Partielle
INCOMP	0.3	0	-	250	Partielle
VARPSI1	0.3	10 → -10	0.5	250	Partielle
VARPSI1m2	0.3	10 → -10	0.5	200	Partielle
VARPSI1m3	0.3	10 → -10	0.5	300	Partielle
VARPSI2	0.3	10 → -10	1	250	Partielle
VARPSI3	0.3	10 → -10	2	250	Partielle

TABLE 5: Paramètres utilisés pour chaque modèle. ϵ_c = déformation caractéristique pour lequel la faille devient fortement compactante $\psi = -\phi^{in}$.

3 Résultats

3.1 Comparaison des modèles avec l'étude analytique

Une première série de modèles a été effectuée dans le but d'éprouver l'étude analytique décrite au chapitre précédent. Ces modèles font varier l'angle de dilatation (ψ) ou le coefficient de friction (μ^{in}) de la faille à faible pendage. Afin de comparer plus facilement les modèles numériques et analytiques, les résultats de ces derniers ont été placés dans un espace de paramètres présentant la quantité de déformation plastique cumulée sur la faille avant son blocage en fonction de sa friction (μ^{in}) et de la profondeur (Figures III.11 et III.12, graphiques de droite). La limite entre réactivation partielle et réactivation totale (Figure III.5, limite bleue) n'est alors plus représentée par une droite dans ce nouvel espace de paramètres mais par une parabole.

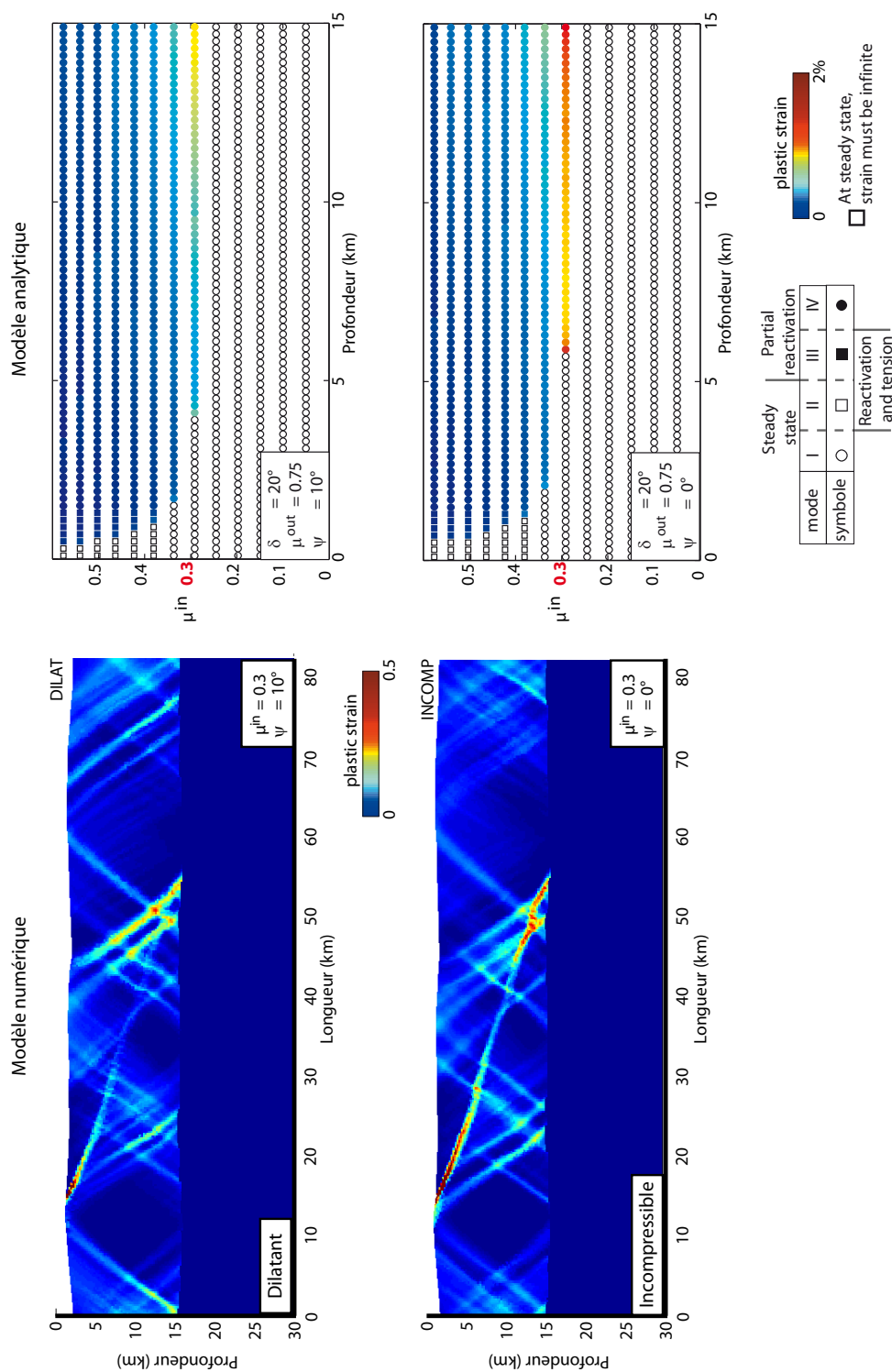


FIGURE III.11: Comparaison des résultats entre les modèles numériques et analytiques. A gauche, déformation plastique cumulée à 500 000 ans pour une hétérogénéité dilatante ($\psi = \phi^{in}$, en haut) ou incompressible ($\psi = 0$, en bas). A droite, résultats du modèle analytique développé suivant les paramètres des modèles numériques. Le coefficient de friction indiqué en rouge est la valeur utilisée dans les modèles numériques.

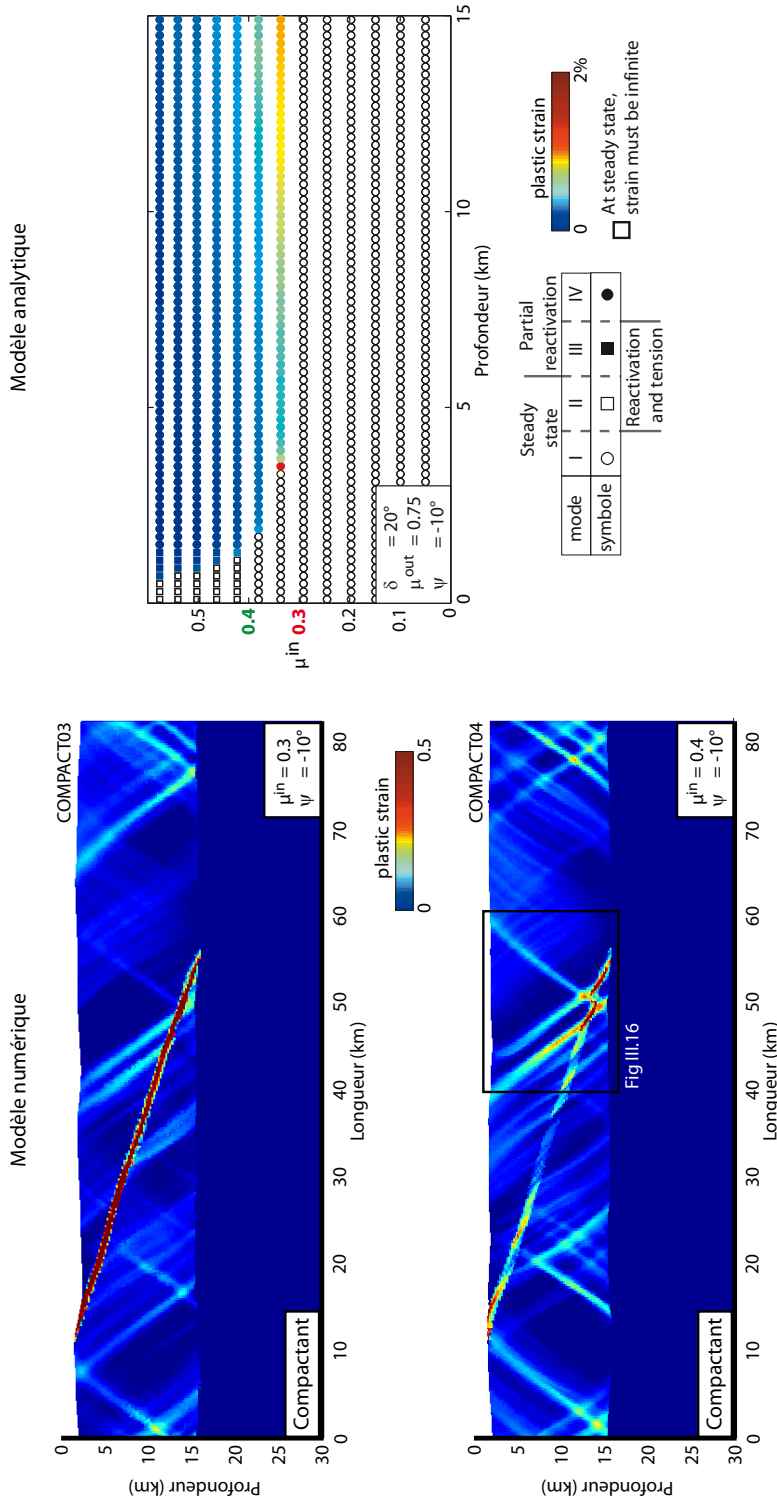


FIGURE III.12: Comparaison des résultats entre les modèles numériques et analytiques pour une hétérogénéité compactante. A gauche, déformation plastique cumulée à 500 000 ans pour une hétérogénéité compactante ($\psi = -10^\circ$) ayant un coefficient de friction de $\mu = 0.3$ en haut et $\mu = 0.4$ en. A droite, résultats du modèle analytique développé suivant les paramètres des modèles numériques. Le coefficient de friction indiqué en rouge indique la valeur utilisée dans le modèle numérique COMPACT03 et celui en bleu dans le coefficient de friction utilisé dans le modèle COMPACT04.

Les figures III.11 et III.12 présentent les résultats des quatre modèles numériques testés et ceux obtenus par le modèle analytique pour les mêmes paramètres. Trois modèles ont été calculés en considérant la faille à faible pendage avec un coefficient de friction égal à $\mu^{in} = 0.3$ et en faisant varier uniquement l'angle de dilatation. Le quatrième modèle a testé la réactivation en extension de la faille pour un coefficient de friction de $\mu^{in} = 0.4$. Le premier modèle DILAT considère une faille dilatante avec un angle de dilatation de $\psi = 10^\circ$. Ce modèle suppose alors que l'angle de dilatation est égal à l'angle de friction $\psi = \phi^{in}$ et donc que la discontinuité possède une rhéologie élasto-plastique associée. Nous proposons donc de tester avec ce modèle la réactivation en extension d'une hétérogénéité préexistante à faible pendage suivant le modèle classique de réactivation établi par Sibson (1985). Dans le modèle INCOMP, la faille à faible pendage est incompressible (angle de dilatation nul, $\psi = 0^\circ$). Ce paramètre est celui communément utilisé dans les modèles mécanique utilisant une rhéologie élasto-plastique (Poliakov et al., 1993; Gerbault et al., 1999; Chéry, 2001). Enfin, la discontinuité est considérée compactante ($\psi = -10^\circ$) dans les modèles COMPACT03 et COMPACT04. Ces modèles diffèrent par le coefficient de friction caractérisant la discontinuité à faible pendage, égal à $\mu^{in} = 0.3$ dans le modèle COMPACT03 et à $\mu^{in} = 0.4$ dans le modèle COMPACT04.

Réactivation partielle *vs* réactivation totale

Les résultats de la modélisation 2D de la réactivation en extension d'une hétérogénéité préexistante à faible pendage est en accord avec le modèle analytique décrit au chapitre précédent. En effet, au premier ordre, la réactivation d'une faille à faible pendage semble possible en fonction de son angle de dilatation. Dans le cas d'une faille compactante (Figure III.12, modèle COMPACT03), la réactivation est totale et se produit sur toute l'épaisseur de la croûte supérieure. Ce résultat est validé par le modèle analytique qui montre une réactivation à l'équilibre du système ("steady state") et donc que la quantité de déformation plastique cumulée sur la discontinuité peut être infini tant que les conditions restent inchangées. Dans le cas d'une faille incompressible ou dilatante (Figure III.11, modèles INCOMP et DILAT), la réactivation est partielle. Ces résultats sont illustrés aussi bien par le modèle analytique que la modélisation 2D. Les modèles numériques montrent une réactivation significative de la discontinuité en surface et en profondeur (proche de la transition cassant-ductile) et une absence de réactivation dans la partie intermédiaire de la croûte supérieure. Le modèle analytique montre également une chute de la quantité de déformation plastique cumulée sur la discontinuité dans

les parties intermédiaires de la croûte supérieure. Les profondeurs de réactivation présentant une quantité de déformation plastique minimale par le modèle analytique correspondent à celles enregistrées par les modèle 2D. La faille à faible pendage est alors peu réactivée pour des profondeurs comprises entre 5 et 10 km pour le modèle DILAT, et entre 7 et 12 km pour le modèle INCOMP. Cependant, la quantité de déformation plastique cumulée sur une faille dilatante (modèle DILAT) est très faible (inférieure à 1%) et celle-ci peut être considérée comme bloquée pour une profondeur supérieure à 4 km. Le modèle COMPACT04 montre les mêmes caractéristiques de réactivation de la faille à faible pendage que les modèles DILAT ou INCOMP, c'est-à-dire une réactivation partielle de la faille, principalement localisée à forte profondeur (proche de la transition cassant-ductile) et en surface. Ce modèle est cohérent avec l'étude analytique qui prédit la réactivation partielle d'une hétérogénéité compactante avec un coefficient de friction de $\mu^{in} = 0.4$. Les modèles INCOMP et COMPACT04 montrent une déformation plastique non négligeable (> 0.3) le long de la faille à faible pendage montrant que cette dernière peut accommoder une grande partie de l'extension appliquée.

Les modèles 2D montrent clairement que la réactivation en extension d'une discontinuité préexistante à faible pendage est possible dans la mesure où celle-ci à un coefficient de dilatation faible, voir négatif (faille compactante). Ainsi, la chute de l'angle de dilatation dans la zone de faille apparaît comme un mécanisme adoucissant permettant les mêmes résultats qu'une chute du coefficient de friction. La réactivation en extension d'une faille normale avec un pendage de 20° est alors possible pour des frictions de faille de l'ordre de $\mu^{in} = 0.3 - 0.4$.

Failles normales hors-séquence

La réactivation d'une faille à faible pendage s'accompagne de la formation de failles normales à fort pendage dans le toit et le mur de la faille, s'enracinant pour la plupart sur cette dernière. Au premier ordre, la fracturation de l'encaissant est cohérente d'un modèle à l'autre puisque le même réseau de failles apparaît dans l'ensemble des modèles. Cependant, la déformation plastique le long de ces failles à fort pendage dépend de l'état de réactivation de la faille à faible pendage, et donc de la quantité de déformation plastique cumulée sur celle-ci. En effet, dans le cas d'une réactivation totale de la discontinuité (modèle COMPACT03), peu de failles normales se développent dans l'encaissant, la discontinuité accommodant presque complètement l'extension. Dans le toit de la faille à faible pendage, les failles

normales à fort pendage se forment lorsque la faille est active en profondeur (entre 12 et 15 km de profondeur). La fracturation dans le mur de la discontinuité est peu prononcée. Dans le cas d'une réactivation partielle de la discontinuité (modèles DILAT, INCOMP et COMPACT04), la déformation plastique le long des failles à fort pendage est plus importante, permettant l'accommodation d'une grande partie de l'extension.

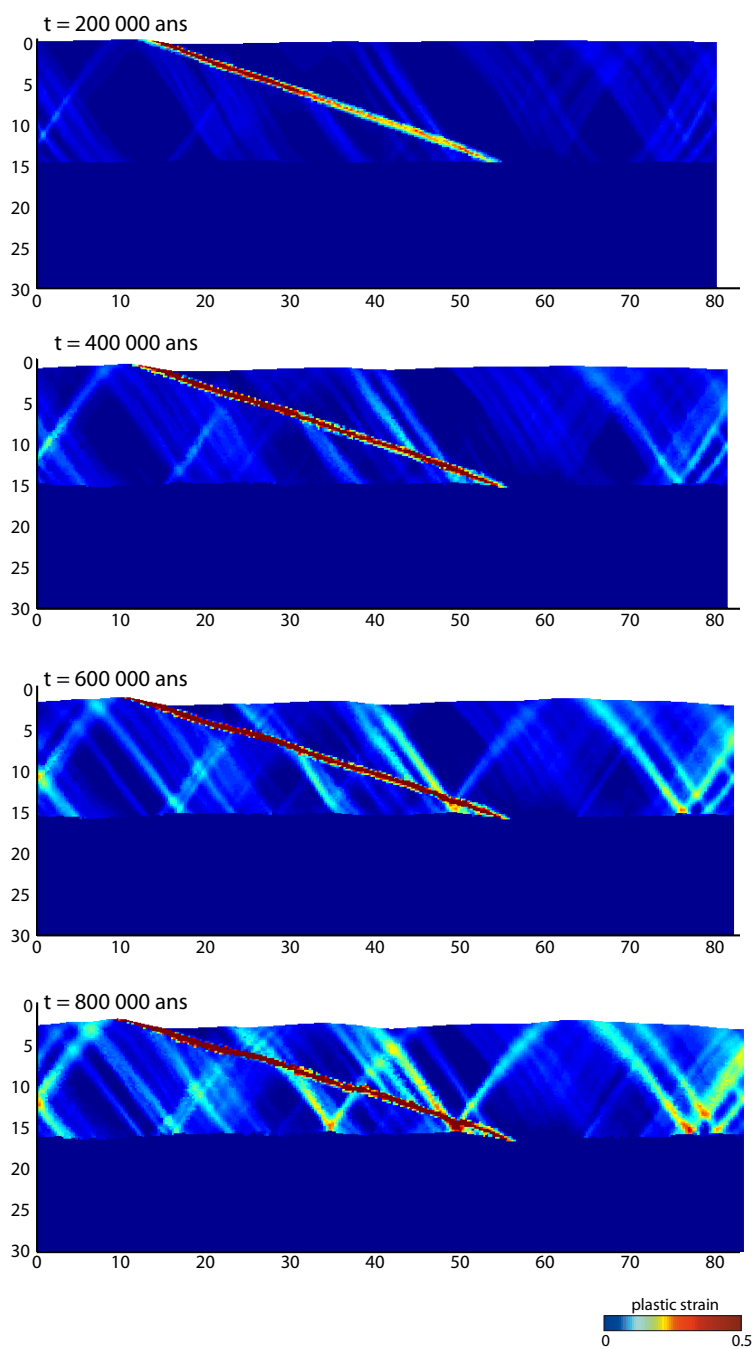


FIGURE III.13: Evolution de la déformation dans le modèle COMPACT03. Les failles normales à fort pendage dans le toit du détachement migrent vers le haut.

La majeure partie des failles normales à fort pendage a une vergence similaire à la faille à faible pendage (failles synthétiques) et migrent, dans le toit du détachement, vers le haut (Figure III.13). Quelques failles normales à vergence opposée (antithétiques) se développent toutefois, notamment dans le mur de l'hétérogénéité pour accommoder le réajustement isostatique du système (Le Pourhiet et al., 2004). La quantité de déformation plastique cumulée sur les failles antithétiques est faible comparée au modèle de Le Pourhiet et al. (2004). Cette différence est liée aux paramètres rhéologiques attribués à la croûte inférieure. Dans nos modèles, le contraste de densité entre croûte supérieure et croûte inférieure est nul, ne permettant pas de rebond isostatique important.

3.2 Variation de l'angle de dilatation au cours du cisaillement

Les premiers modèles effectués ont permis d'éprouver et de valider le modèle analytique. Afin de mieux faire correspondre nos modèles aux observations de terrain et de laboratoire, nous avons décidé de faire varier l'angle de dilatation de la faille à faible pendage en fonction de la déformation (Figure III.14). En effet, les observations de terrain montrent un enrichissement en phyllosilicates des zones de détachements (voir la partie I du manuscrit) ce qui laisse supposer une chute des grains et donc une compaction de la zone de détachements. Cette hypothèse est confirmée par les expériences en laboratoire qui relèvent une augmentation de la compaction de gouges au cours du cisaillement (Morrow and Byerlee, 1989; Niemeijer and Spiers, 2005; Niemeijer et al., 2009).

Lavier et al. (1999, 2000) ont testé les effets de l'adoucissement d'une faille en faisant chuter sa cohésion au cours du cisaillement. Ces auteurs montrent alors qu'un fort taux de réduction de la cohésion d'une faille au cours du cisaillement permet un jeu important de la faille et d'obtenir une géométrie proche de celle observée dans les Metamorphic Core Complex. Dans la seconde série de modèles, nous avons donc choisi de tester l'influence d'un mécanisme adoucissant dans la zone de faille, à l'image des modèles de Lavier et al. (1999, 2000), en faisant varier cette fois l'angle de dilatation de la faille à faible pendage depuis un caractère dilatant ($\psi = 10^\circ$) jusqu'à un caractère compactant ($\psi = -10^\circ$).

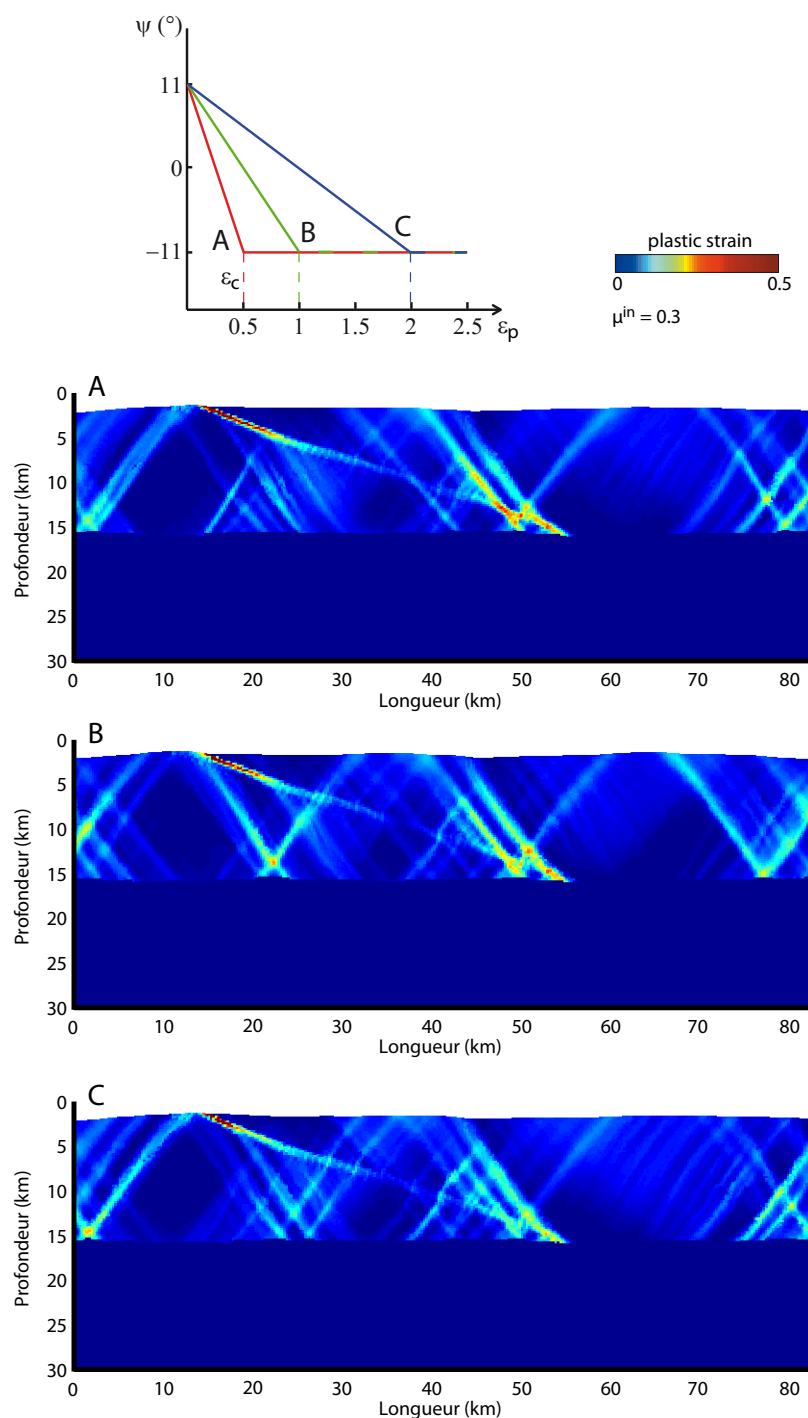


FIGURE III.14: Déformation plastique cumulée à 500 000 ans pour une discontinuité ayant un coefficient de friction de $\mu = 0.3$ et un angle de dilatation variant au cours du cisaillement. Le graphique du haut montre l'évolution linéaire de l'angle de dilatation en fonction du cisaillement. Les modèles présentent trois déformations plastiques caractéristiques ϵ_c différentes pour lequel la faille devient fortement compactante $\psi = -\phi^{in}$. Le taux de réduction de l'angle de dilatation est donné par le rapport $\frac{\psi_{ini}}{\epsilon_c}$, ψ_{ini} définissant l'angle de dilatation initial de la faille.

La diminution de l'angle de dilatation au cours du cisaillement est fonction de la déformation plastique dans la faille et est définie par la relation :

$$\psi = \psi_{ini} \left(1 - 2 \frac{\epsilon_{ps}}{\epsilon_c}\right). \quad (2.9)$$

où ψ_{ini} est l'angle de dilatation initial de la faille, ϵ_{ps} la déformation plastique et ϵ_c , une valeur de déformation plastique caractéristique. Lorsque la déformation plastique atteint la valeur ϵ_c , la faille est compactante avec un angle de dilatation égal à $\psi = -\psi_{ini}$.

La figure III.14 montre une réactivation partielle de la faille à faible pendage, associée à la formation de failles normales à fort pendage dans le toit et le mur de la faille et s'enracinant sur celle-ci. La fracturation dans l'encaissant présente les mêmes caractéristiques que les modèles précédents (modèles INCOMP et COMPACT04) à savoir une fracturation dans le toit de la faille lorsque celle-ci est active en profondeur. Toutefois, les modèles montrent une déformation plastique cumulée différente suivant la valeur de déformation plastique caractéristique, ϵ_c . Ainsi, la faille est plus facilement réactivée à la faveur d'une chute rapide de l'angle de dilatation au cours du cisaillement. Ces résultats, compatibles avec les modèles de Lavier et al. (1999), indiquent que la réactivation des failles est favorisée par un adoucissement rapide des paramètres internes de la zone de faille.

Sensibilité au maillage

Lavier et al. (1999) et Lavier et al. (2000) ont montré que les résultats impliquant un processus d'adoucissement, tel que la réduction de la cohésion au cours du cisaillement, est dépendant de la résolution du modèle. Le modèle VARPSI1 a donc été testé pour trois résolutions différentes (maillage de 200m pour le modèle VARPSI1m2, maillage de 250m pour le modèle VARPSI1 et 300m pour le modèle VARPSI1m3, voir tableau 5).

Les trois modèles testés à différentes résolutions montrent des résultats différents induisant une influence de la résolution du système (Figure III.15). Il est intéressant de noter que peu de différences sont observables sur la localisation des failles dans l'encaissant et sur les profondeurs de réactivation de la faille à faible pendage (comprises entre 0 et 7 km et entre 12 et 15 km). La quantité de déformation plastique cumulée sur la faille à faible pendage diffère d'un modèle à l'autre et est

plus importante pour le modèle à haute résolution (modèle VARPSI1m2, maille de 200m). Au premier ordre, les modèles montrent donc une réactivation partielle de la faille à faible pendage associée à des failles à fort pendage dans l'encaissant, notamment en profondeur. Le modèle à basse résolution (VARPSI1m3, maille de 300m) présente une réactivation en profondeur de la faille à faible pendage associée à la formation de failles normales planes à fort pendage dans le toit de la faille (Figure III.15C). Le modèle VARPSI1m2 montre, quant à lui, une géométrie du système faille normale à fort pendage / faille normale à faible pendage similaire à une faille listrique (Figure III.15A). Les modèles haute définition permettent la formation de micro-structures dans la zone de faille facilitant ainsi sa réactivation contrairement aux modèles basse résolution. Les structures différentes observées dans les modèles semblent donc indiquer un rôle important de la résolution du système lorsqu'un processus d'adoucissement lui est appliqué. De plus, la formation de failles dans le système est également influencée par la résolution du système et la description d'un lien direct entre résolution du système et structures formées semble être prématurée. Une modélisation plus poussée en ce sens doit être envisagée avec notamment l'utilisation d'un code permettant d'appliquer un maillage différent entre la zone de faille et l'encaissant. Ces modèles permettront de s'affranchir des différences liées à la résolution du système dans l'encaissant et de pouvoir tester précisément son influence lors de l'application d'un processus adoucissant.

Le modèle effectué à haute résolution a permis la formation d'une faille dont la géométrie est proche d'une faille listrique. Ce résultat diffère du modèle de Lavier et al. (2000) qui montre la formation de failles convexes (failles à faible pendage en surface et à fort pendage en profondeur) mais est compatible avec les observations de terrain qui montrent un aplatissement des failles plutôt en profondeur (Shelton, 1984, voir par exemple).

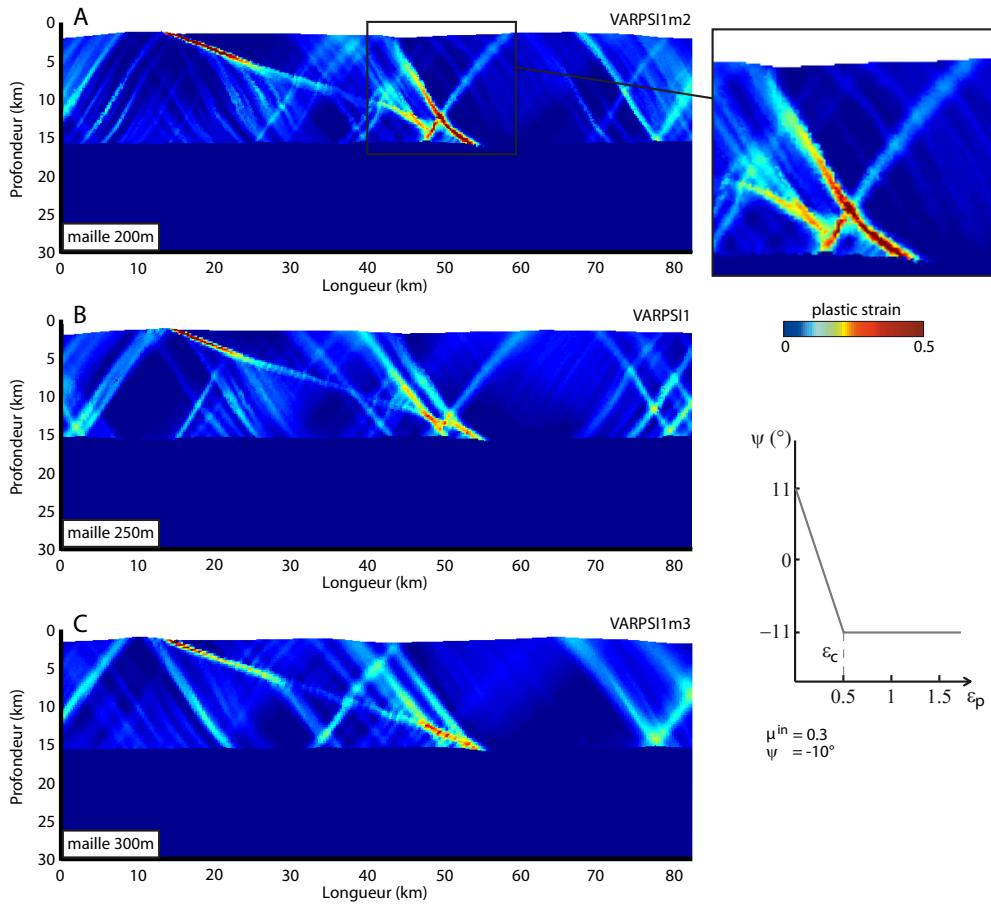


FIGURE III.15: Déformation plastique cumulée à 500 000 ans pour des modèles avec différentes résolutions (taille des mailles de 200, 250 et 300 mètres) ayant une discontinuité dont l'angle de dilatation varie au cours du cisaillement. Les paramètres utilisés sont ceux du modèle VARPSI1.

4 Discussion

La modélisation mécanique 2D décrite ici a permis d'éprouver les résultats de l'étude analytique décrite au chapitre précédent et une comparaison avec les observations de terrain plus précise.

Tout d'abord, nous avons pu montrer que la réactivation en extension d'une hétérogénéité à faible pendage ($\approx 20^\circ$) en domaine cassant est possible. La faille à faible pendage peut être réactivée complètement ou partiellement suivant l'angle de dilatation de la zone de faille. Les résultats des modèles montrent que la faille est réactivée à la faveur d'un angle de dilatation faible voire négatif (faille compactante). La variation de l'angle de dilatation dans la zone de faille n'influence pas la

fracturation dans l'encaissant mais uniquement la déformation plastique cumulée sur la faille à faible pendage, impliquant le développement d'un réseau similaire de failles normales à fort pendage sur l'ensemble des modèles testés. De plus, nous avons pu constater une migration vers le haut de la fracturation dans le toit du détachement. La formation et le jeu de failles normales dans le mur de la faille (Figure III.13) induit une rotation progressive de la faille à faible pendage et une chute de son pendage. La faille à faible pendage passe alors du domaine de réactivation totale au domaine de réactivation partielle défini par le modèle analytique. Cette évolution se traduit alors par une réactivation de la faille à faible pendage associée à une fracturation de l'encaissant (Le Pourhiet et al., 2004).

Les modèles mécaniques et analytiques sont en accord et montrent le même comportement de la faille à faible pendage. En effet, les modes de réactivation et les profondeurs de réactivation préférentielles établies par le modèle analytique sont compatibles avec les modèles mécaniques. De plus, ces modèles sont cohérents avec le modèle classique de réactivation d'une faille établi par Sibson (1985) puisqu'ils montrent un blocage de la faille à faible pendage lorsque son angle de dilatation ψ est égal à l'angle de friction interne ϕ^{in} . Par ailleurs, nous avons pu montrer que la variation de l'angle de dilatation au cours du cisaillement, comme observé en laboratoire, permet de localiser la déformation le long de la faille à faible pendage. La réactivation le long de la faille à faible pendage semble alors dépendre de deux paramètres : le taux de réduction de l'angle dilatation de la faille et le maillage du modèle. Une chute importante de l'angle de dilatation avec le cisaillement et une modélisation haute résolution permet alors une meilleure localisation de la déformation le long de la faille à faible pendage.

4.1 Comparaison avec les observations de terrain

La validation de la modélisation passe d'abord par une validation de la géométrie initiale du modèle avec les observations de terrain. Les modèles développés suggèrent la réactivation en extension d'une discontinuité préexistante à faible pendage et non la néoformation d'une faille normale à faible pendage. Ces modèles supposent donc la présence d'une structure initialement à faible pendage et réactivée par la suite. Un continuum de déformation depuis un caractère ductile jusqu'à un caractère cassant a été mis en évidence pour l'ensemble des détachements décrits dans ce manuscrit. Il s'exprime par une localisation et une évolution progressive de la déformation avec la formation de bandes de cisaillement et d'une foliation dans

l'unité inférieure jusqu'à la mise en place du détachement cataclastique. Les bandes de cisaillement ou la foliation présente généralement un pendage similaire au plan de détachement cassant (voir Partie I). Ces observations laissent donc supposer que l'extension est accommodée en domaine cassant par la réactivation des structures ductiles préalablement formées et non par la formation de faille à faible pendage.

Ensuite, à l'image des comparaisons effectuées au chapitre précédent entre le modèle analytique et les détachements décrits en première partie, les modèles mécaniques donnent de bonnes corrélations avec les observations de terrain. Les observations de terrain et les tests en laboratoire sur la réactivation de gouges montrent des variations de volume des zones de failles, évoluant majoritairement vers des failles compactantes. Les détachements exhumés de Black Mountain dans le Basin and Range (USA) et de Mykonos (Cyclades, Grèce) sont actifs à faible pendage ($\approx 20^\circ$) et à faible profondeur (Hayman, 2006, voir Partie II, chapitre I) et montrent un enrichissement en phyllosilicates (illite) de la zone de faille avec la localisation de la déformation. Les expériences en laboratoire suggèrent par ailleurs que le coefficient de friction d'un assemblage illite/quartz est compris entre $\mu = 0.3$ et $\mu = 0.4$ (Tembe et al., 2010), suivant la concentration en illite. Dans ces conditions, les modèles numériques prédisent une réactivation partielle de la faille à faible pendage, localisée notamment en surface et jusqu'à une profondeur de 5 km. Cette réactivation est possible pour un angle de dilatation nul, voire négatif (modèles INCOMP et COMPACT04) ou pour un angle de dilatation chutant rapidement au cours du cisaillement (modèle VARPSI1), compatible avec les observations de terrain.

Finalement, les modèles testant l'adoucissement de l'angle de dilatation au cours du cisaillement ont mis en avant la formation d'une faille listrique accommodant en grande partie l'extension (Figure III.15, modèle VARPSI1m2). Cette géométrie est très largement décrite dans la nature (voir par exemple Shelton, 1984) mais reste encore mal décrite par la modélisation mécanique. En effet, les modèles actuels permettent la formation de failles convexes (dont le pendage augmente en profondeur) plutôt que concave (Lavie et al., 1999, 2000). La formation de failles listriques a été décrite dans les argiles notamment (Ellis and McClay, 1988) et a pu être contrainte par la rhéologie de Cam Clay (voir Davis and Selvadurai, 2002 pour une description complète de la rhéologie). Cette rhéologie élasto-plastique tient compte de la variation volumique des argiles et montre une dilatation puis une compaction des argiles avec la pression de confinement. Il est envisageable que la formation de failles listriques dans les roches soit favorisée par des variations volumiques de la zone de faille menant à sa compaction, à l'image du modèle de Cam Clay. En effet, la diminution du volume de la faille favorise la rotation des

contraintes et donc la formation de failles à plus faible pendage. Il serait alors intéressant de tester cette hypothèse visant notamment à mieux comprendre les mécanismes permettant la formation de failles listriques.

4.2 Comparaison avec les données sismologiques

L'étude de la microsismicité et des multiplets enregistrés sur les détachements actifs permet de contraindre leur géométrie en profondeur. Le Golfe de Corinthe en Grèce (Rigo et al., 1996; Flotté, 2002; Pacchiani, 2006) et la faille Altotiberina dans les Apennins (Italie) (Barchi et al., 1998; Boncio et al., 2000) présentent des failles normales à fort pendage s'enracinant sur un plan à faible pendage. La relocalisation des multiplets enregistrés dans ces régions montrent généralement des plans avec un pendage de 30° , oblique au plan délimitant la microsismicité. Les modèles mécaniques montrent dans le cas d'une réactivation partielle que la faille à faible pendage n'est pas réactivée sur toute son épaisseur mais présente une structuration interne (Figure III.16). La déformation se localise dans la faille à faible pendage sous la forme de bandes de cisaillement de pendage 30° . Ces bandes de cisaillement sont compatibles avec des failles de Riedel de type R et sont conformes aux prédictions faites par le modèle analytique. Ainsi, la réactivation partielle d'une hétérogénéité compactante à faible pendage en domaine cassant permet le jeu de failles normales à fort pendage ($>45^\circ$) dans le toit de l'hétérogénéité et de bandes de cisaillement de pendage 30° dans la zone de faille.

La modélisation entreprise dans ces deux chapitres a permis de discuter des mécanismes permettant la réactivation d'une hétérogénéité préexistante à faible pendage en domaine cassant. Cette réactivation est favorisée par la compaction de la zone de faille et l'ensemble des paramètres et des résultats décrits sont compatibles avec les observations de terrain. De plus, le modèle analytique a mis en évidence que l'hétérogénéité à faible pendage est réactivée en régime durcissant, supposant un glissement stable. Ce résultat est cohérent avec la distribution des failles sismogéniques qui montrent une absence de sismicité pour des failles normales ayant un pendage inférieur à 30° (Collettini and Sibson, 2001). Finalement, les modèles mécaniques 2D montrent une structuration de la déformation dans la zone de faille avec la formation de bandes de cisaillement de Riedel. L'orientation des structures formées sont alors compatibles avec les observations sismologiques des détachements actifs (Rigo et al., 1996; Barchi et al., 1998).

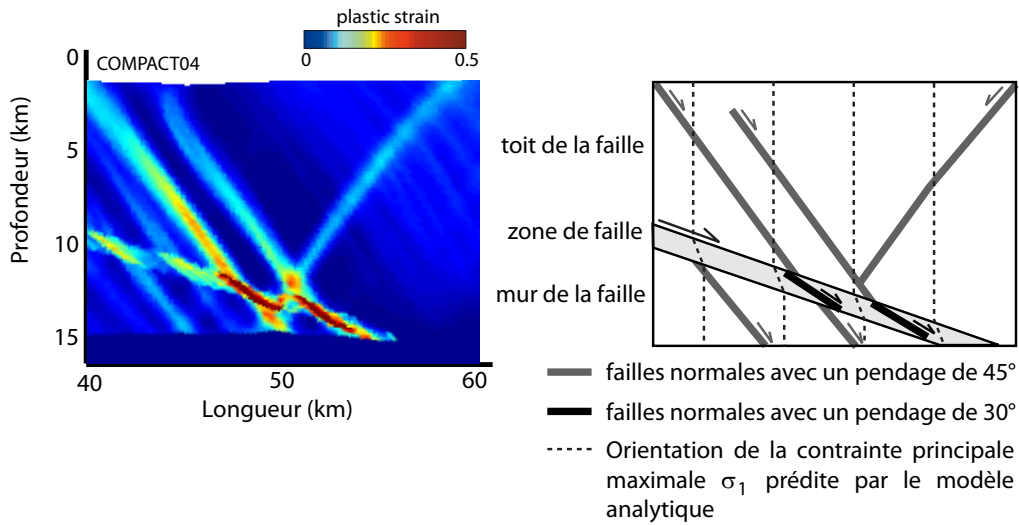


FIGURE III.16: Zoom sur le modèle COMPACTO4 (Figure III.12) et schéma interprétatif montrant la formation de bandes de cisaillement avec un pendage de 30° dans la zone de faille. Les traits en pointillé montrent l'orientation de la contrainte principale maximale σ_1 déduite du modèle analytique pour un coefficient de friction de la zone de faille de $\mu = 0.4$. Les bandes de cisaillement formées sont alors compatibles avec la rotation des contraintes dans la zone de faille.

Le modèle général proposé permet donc de tenir compte (1) des observations de terrain, (2) des données sismologiques et (3) de la mécanique des roches. Ainsi, la réactivation en extension d'une hétérogénéité préexistante dans le domaine cassant est possible pour des faibles pendages (inférieur à 30°) en considérant une hétérogénéité incompressible ou compactante. Les arguments sur le terrain en faveur d'un caractère compactant ou incompressible de la zone de faille sont difficiles à obtenir et seule une étude statistique de l'orientation des bandes de cisaillement dans une zone de faille permettrait de déterminer la direction de la contrainte principale dans la zone de faille et ainsi déduire l'angle de dilatation de la zone de faille à partir du modèle analytique développé.

CONCLUSIONS GÉNÉRALES ET PERSPECTIVES

Le travail de recherche effectué a permis, à travers l'étude du détachement de Mykonos (Cyclades, Grèce), de contraindre la géométrie et la cinématique des détachements dans la croûte supérieure cassante. La synthèse bibliographique de quelques détachements dans le monde (Basin and Range, USA ; Apennins, Italie ; Alpes orientale, Suisse ; Cyclades, Grèce) a permis de contraindre les conditions de réactivation des détachements et les mécanismes de déformation associée. Les résultats ont été précisés par l'étude détaillée du système de détachement de Mykonos (Cyclades, Grèce). Le rôle du détachement sur la mise en place des Metamorphic Core Complex a pu être discuté grâce à l'étude de l'intrusion d'un granite dans le Metamorphic Core Complex de Mykonos. Les conditions de réactivation des discontinuités préexistantes à faible pendage tels que les détachements ont ensuite été contraintes par une modélisation numérique.

L'étude détaillée du système de détachement de Mykonos a permis d'apporter de nouvelles contraintes sur la géométrie et la cinématique des détachements. Le détachement de Mykonos est constitué de deux branches. La branche inférieure du système de détachement est active dans le régime ductile et a pu être corrélée au "Détachement de Livada" affleurant sur l'île voisine de Tinos. La branche supérieure, le "Détachement de Mykonos", est active en régime cassant et contrôle le dépôt des sédiments. Les deux branches du détachement sont recoupées par des veines subverticales de barytine, témoignant de circulations de fluides péri-granitiques. Le comportement des sédiments, des veines et du réseau de failles normales s'enracinant sur le "Détachement de Mykonos" montre que celui-ci a été actif à faible pendage et à faible profondeur au cours des derniers incréments de déformation, dans une position proche de sa géométrie actuelle. Ces résultats, associés à la synthèse bibliographique de détachements continentaux majeurs dans le monde, a permis de montrer clairement que les détachements sont actifs à faible pendage (pendage compris entre 15 et 20°) dans les premiers kilomètres de la croûte, donc en régime cassant. Il est alors envisageable qu'une partie de l'exhumation des roches de HP-BT, observées dans les Metamorphic Core Complex, et de l'extension enregistrée dans la région soit accommodée le long des détachements. L'étude des détachements nord-cycladiques a montré qu'ils ont été actifs sur toute l'épaisseur de la croûte supérieure et ont permis d'accommoder l'exhumation des roches profondes constituant l'unité inférieure des détachements. Ces observations suggèrent donc que l'extension égéenne est accommodée par les détachements nord-cycladiques au

centre des Cyclades, contrairement à la région Olympos-Ossa-Pelion, au nord-ouest où l'extension semble accommodée par des failles normales à fort pendage (Lacassin et al., 2007). De plus, les observations de terrain montrent que les zones de détachements se déforment plastiquement avec des coefficients de friction compris entre $\mu = 0.25-0.3$ (Collettini et al., 2009b) et $\mu = 0.4$ (Hayman, 2006; Tembe et al., 2010). Ces contraintes sont contradictoires avec le modèle classique de réactivation développé par Sibson (1985, 1990). En effet, ce modèle prédit un blocage des failles normales pour un pendage inférieur ou égal à 30° , ce qui est conforme avec la distribution des failles normales sismogéniques observées (Jackson and White, 1989; Collettini and Sibson, 2001).

L'étude du détachement de Mykonos a été complétée par la caractérisation de la mise en place du laccolite de Mykonos. L'étude des interactions entre la formation du Metamorphic Core Complex et la mise en place du laccolite montre que le granite s'est mis en place tardivement et a permis une accélération de l'exhumation du Metamorphic Core Complex. Cette exhumation est accommodée par une importante rotation autour d'un axe vertical de l'unité inférieure du détachement impliquant un découplage entre les unités inférieure et supérieure du "Détachement de Mykonos". Ainsi, les études de terrain ont permis de corréler les détachements entre les îles voisines de Tinos, Andros et Mykonos et nous avons pu montrer que ces détachements appartiennent à une unique structure active à différentes profondeurs : le Système de Détachements Nord-Cycladique.

Plusieurs mécanismes adoucissants ont été évoqués afin de rendre compte du jeu à faible pendage de détachement. Cependant, ces mécanismes impliquent soit un comportement visco-frictionnel des gouges du détachement soit une réactivation à des profondeurs proches de la transition cassant-ductile, peu conformes aux observations de terrain. Afin de tenir compte au mieux des observations de terrain, nous proposons que les zones de faille doivent être considérées comme des niveaux fins d'épaisseur non nulle et ayant leurs propres propriétés physiques, contrairement au modèle classique de réactivation de faille (Sibson, 1985, 1990). Nous avons alors testé numériquement la réactivation en extension d'une discontinuité préexistante à faible pendage en utilisant une rhéologie élasto-plastique non-associée de type Mohr-Coulomb. Cette rhéologie permet d'inclure les variations volumiques de la zone de faille au cours de la déformation. Nous avons pu constater que la réactivation en extension d'une discontinuité préexistante à faible pendage ($\approx 20^\circ$) est alors possible pour une faille incompressible ou compactante avec des coefficients de friction compatibles avec les observations de terrain $\mu = 0.3-0.4$. Cette réactivation peut être partielle ou complète et se produit en régime durcissant (creep). Ce résultat

est compatible avec la compilation des données sismologiques faite par Jackson and White (1989) et Collettini and Sibson (2001) mettant en évidence une absence de sismicité (séismes de magnitude supérieure à $M > 5.5$) pour des failles normales avec un pendage inférieure à 30° . Le modèle développé a été comparé au modèle classique de réactivation de faille. Ce dernier correspond alors à un cas particulier de notre modèle en considérant l'angle de dilatation de la faille égal à l'angle de friction ($\psi = \phi$). L'analyse paramétrique de cette rhéologie a également permis de caractériser l'orientation des bandes de cisaillement pouvant se développer dans les zones de failles. Nous avons mis en évidence que l'angle de dilatation de la zone de faille conditionne probablement l'apparition de bandes de cisaillement de type Riedel (R, R' et Y).

L'intégration de la rhéologie testée dans un code FEM 2D a permis de contraindre l'évolution de la déformation lors de la réactivation d'une discontinuité compactante (ou dilatante) préexistante à faible pendage en domaine cassant. Cette modélisation montre, en accord avec l'étude paramétrique, que la réactivation d'une discontinuité à faible pendage est associée à une fracturation dans l'unité supérieure et inférieure du détachement et est compatible avec les observations de terrain, notamment dans les Apennins et les Cyclades. Lors de la réactivation partielle de la zone de faille, la réactivation se produit en profondeur et est associée au jeu d'une faille normale à fort pendage dans l'unité supérieure s'enracinant dans la zone de détachement. Ces observations sont compatibles avec les données de microsismicité obtenues sur les détachements actifs tels que la faille Altotiberina dans les Apennins (Italie) (Chiaraluce et al., 2007) ou le détachement présent sous le Golfe de Corinthe (Rigo et al., 1996).

Perspectives

Les différents travaux effectués soulèvent de nouvelles questions qui restent en suspens à l'issue de cette thèse et qui débouchent sur de nouvelles pistes de réflexion.

La variation volumique des zones de failles semble être un paramètre important, influençant directement la réactivation des failles. Cependant, ce paramètre a presque toujours été négligé dans les modèles mécaniques et peu d'investigations ont été entreprises afin de contraindre ce paramètre. Notre modélisation prédit le développement de bandes de cisaillement de type Riedel dans les zones de failles dont les orientations sont directement liées à l'angle de dilatation de la faille. Il serait alors intéressant de contraindre plus précisément ces orientations et de les comparer aux observations de terrain. Quelques études ont déjà tenté de relier déformation et

formation de bandes de cisaillement dans les zones de faille (Tembe et al., 2010; Misra et al., 2009) sans toutefois établir une comparaison avec les observations de terrain.

Ensuite, nous avons montré que la réactivation des détachements est très souvent liée à des surpressions de fluides plus ou moins importantes dans et autour de la zone de faille. L'intégration des surpressions de fluide dans la rhéologie décrite dans ce manuscrit permettrait de mieux tenir compte des observables de terrain mais également de compléter la comparaison entre le modèle classique de réactivation de faille de Sibson (1990). De plus, l'étude des gouges du détachement cataclastique de Mykonos a mis en avant une ségrégation des minéraux autour du plan de détachement discret laissant supposer que ce dernier agit comme une barrière, notamment à la circulation de fluide. La perméabilité des failles au cours du cisaillement est encore peu comprise et une étude du comportement des failles en présence de fluides (pompage *vs* expulsion de fluides) pourrait être envisagée.

Finalement, un problème mécanique majeur, non abordé dans ce manuscrit, concerne la néoformation de failles normales à faible pendage. Les rhéologies utilisées classiquement actuellement ne permettent pas la formation de failles normales à faible pendage dans les modèles mécaniques. Cependant, Besuelle et al. (2000) et Besuelle (2001) montrent la néoformation de bandes de cisaillement compactantes à faible pendage lors d'expérience en laboratoire pour de fortes pressions de confinement. Les moyens mis désormais à notre disposition (presses permettant de fortes pressions de confinement) permettraient de pousser plus en avant cette étude afin de caractériser l'enveloppe de rupture des matériaux pour de fortes pressions de confinement et de déterminer si la néoformation de failles normales à faible pendage est finalement possible.

ANNEXES A

Cette annexe présente différentes structures observées sur l'île de Mykonos (Cyclades, Grèce) non présentées en détail dans les différents articles en relation avec l'étude de terrain. La figure A.1 présente les filons de barytine recoupant les détachements ductile et cataclastique observés sur l'île de Mykonos (voir le chapitre 1.4.4 de la seconde partie du manuscrit). La figure A.2 présente les failles normales affectant l'unité supérieure de détachement cataclastique . La figure A.3 montre le granite intrusif dans les metabasites de la Nappe Supérieure Cycladique ainsi que la cataclasite à l'approche du Détachement de Mykonos.

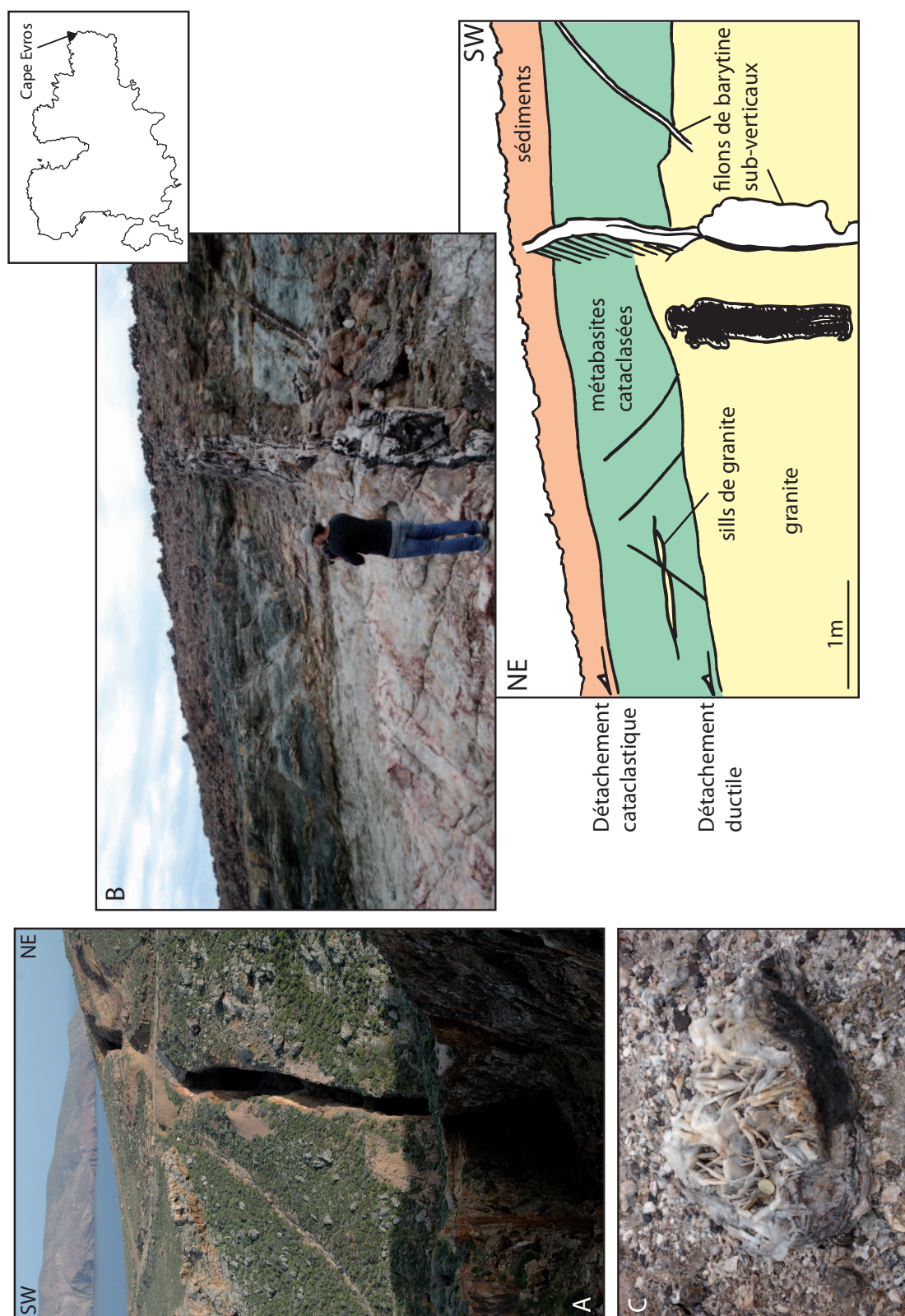


FIGURE A.1: A, filon pluri-kilométrique subvertical de barytine. B, filons de barytine subverticaux recoupant les détachements ductile et cataclastique à Cape Evros. C, minéraux de barytine remplissant les filons.

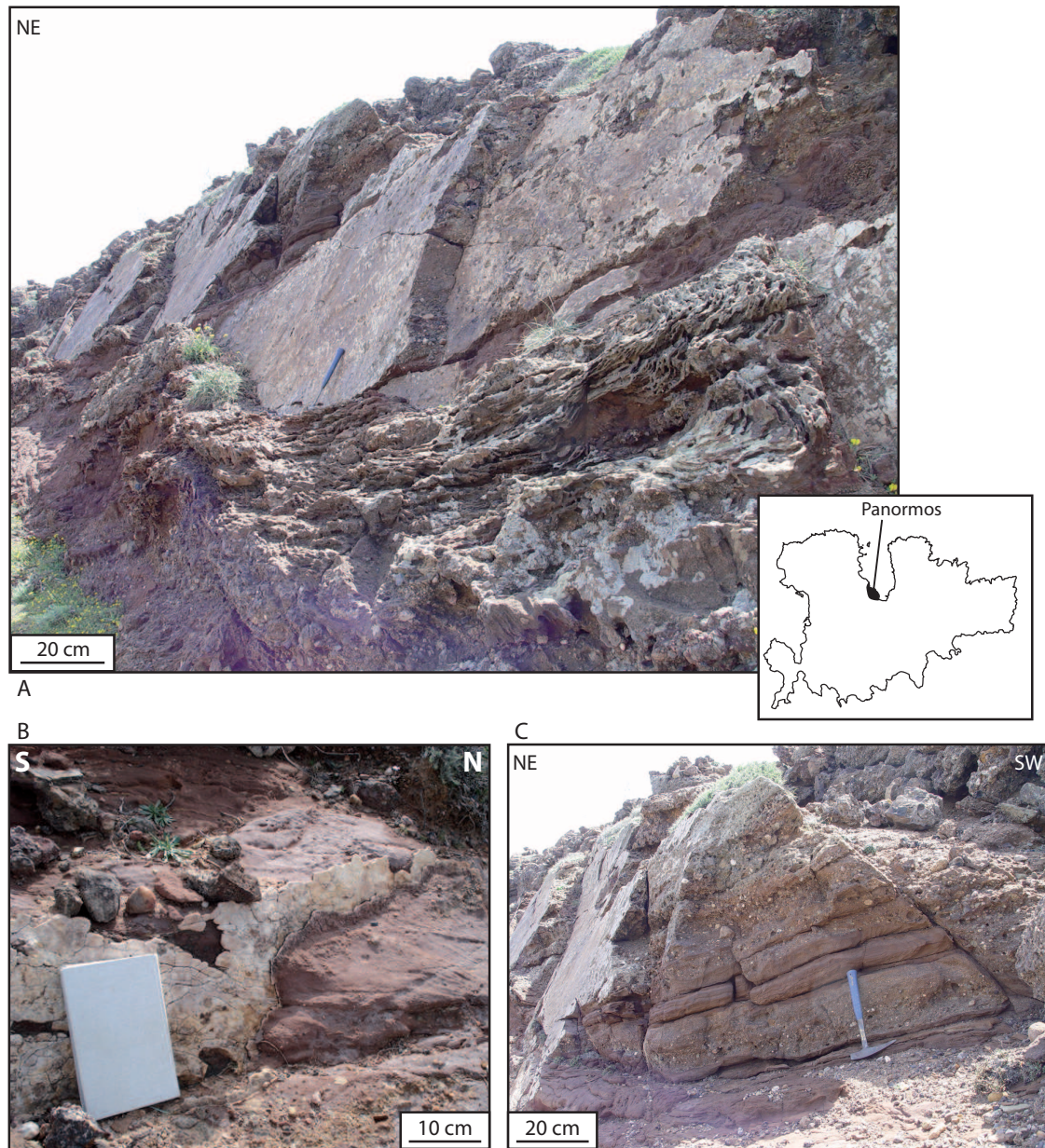


FIGURE A.2: Failles normales synthétiques (A), minéralisées (B) et antithétiques (C) affectant l'unité sédimentaire à Panormos.

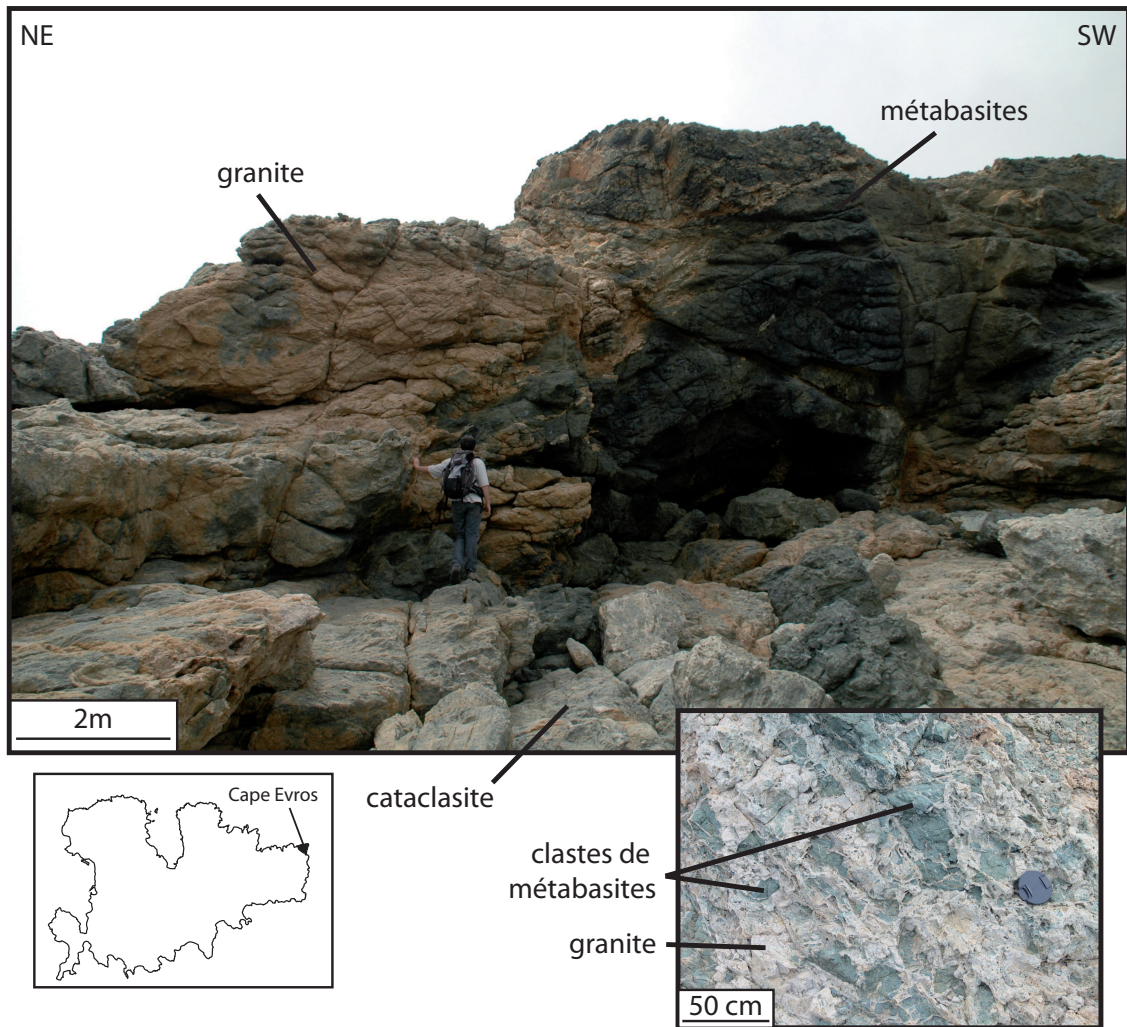


FIGURE A.3: Intrusion du granite dans la Nappe Supérieure Cycladique composée de métabasite. La photographie du bas montre la cataclasite au contact du Détachement de Mykonos.

BIBLIOGRAPHIE

- Abers, G. A., A. Ferris, M. Craig, H. Davies, A. L. Lerner-Lam, J. C. Mutter, and B. Taylor (2002). Mantle compensation of active metamorphic core complexes at woodlark rift in papua new guinea. *Nature* 418, 862–865.
- Abers, G. A., C. Z. Mutter, and J. Fang (1997). Shallow dips of normal faults during rapid extension : Earthquakes in the woodlark-d'entrecasteaux rift system, papua new guinea. *Journal of Geophysical Research* 102, 15301–15317.
- Acocella, V. (2000). Space accommodation by roof lifting during pluton emplacement at amiata (italy). *Terra Nova* 12, 149–155.
- Altherr, R., F. J. Henjes-Kunst, A. Matthews, H. Friedrichsen, and B. T. Hansen (1988). O-sr isotopic variations in miocene granitoids from the aegean : evidence for an origin by combined assimilation and fractional crystallization. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 100, 528–541.
- Altherr, R., H. Kreuzer, I. Wendt, H. Lenz, G. H. Wagner, J. Keller, W. Harre, and A. Hohndorf (1982). A late oligocene/early miocene high temperature belt in the attic-cycladic crystalline complex (se pelagonian, greece). *Geologisches Jahrbuch* 23, 97–164.
- Altherr, R., M. Schliestedt, M. Okrusch, E. Seidel, H. Kreuzer, W. Harre, H. Lenz, I. Wendt, and G. A. Wagner (1979). Geochronology of high-pressure rocks on sifnos (cyclades, greece). *Contributions to Mineralogy and Petrology* 70, 245–255.
- Altherr, R. and W. Siebel (2002). I-type plutonism in a continental back-arc setting : Miocene granitoids and monzonites from the central aegean sea, greece. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 143, 397–415.
- Anderson, E. M. (1951). *The dynamics of faulting and dyke formation with applications to Britain*. Edinburgh, Oliver and Boyd.
- Andriessen, P. A. M., N. A. I. M. Boelrijk, E. H. Hebeda, H. N. A. Priem, E. A. T. Verdurmen, and R. H. Vershure (1979). Dating the events of metamorphism and granitic magmatism in the alpine orogen of naxos (cyclades, greece). *Contributions to Mineralogy and Petrology* 69, 215–225.
- Angelier, J. (1984). Tectonic analysis of fault slip data sets. *Journal of Geophysical Research* 89, 5835–5848.
- Angelier, J. (1990). Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress-iii. a new rapid direct inversion method by analytical means. *Geophysical Journal International* 103, 363–376.

- Angelier, J., G. Glaçon, and C. Muller (1978). Sur la présence et la position tectonique du miocène inférieur marin dans l'archipel de naxos (cyclades, grèce). *Compte-Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* 286, 21–24.
- Angelier, J. and P. Mechler (1977). Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie : la méthode des dièdres droits. *Bulletin de la Société Géologique de France* 7, 1309–1318.
- Aoya, M., S. R. Wallis, K. Terada, J. Lee, T. Kawakami, Y. Wang, and M. Heizler (2005). North-south extension in the tibetan crust triggered by graite emplacement. *Geology* 33, 853–856.
- Armijo, R., H. Lyon-Caen, and D. Papanikolaou (1992). East-west extension and holocene normal fault scarps in the hellenic arc. *Geology* 20, 491–494.
- Armijo, R., B. Meyer, A. Hubert, and A. Barka (1999). Westward propagation of the north anatolian into the northern aegean : timing and kinematic. *Geology* 27, 267–270.
- Armijo, R., B. Meyer, G. C. P. King, A. Rigo, and D. Papanastassiou (1996). Quaternary evolution of the corinth rift and its implications for the late cenozoic evolution of the aegean. *Geophysical Journal International* 126, 11–53.
- Armijo, R., B. Meyer, S. Navarro, G. King, and A. Barka (2002). Asymmetric slip partitionning in the marmara sea pull-apart : a clue to propagation processes of the north anatolian fault. *Terra Nova* 14, 80–84.
- Aubouin, J. (1973). Des tectoniques superposées et de leur signification par rapport aux modèles géophysiques : l'exemple des dinarides. *Bulletin de la Société Géologique de France* XV, 426–460.
- Aubourg, C., R. Hébert, L. Jolivet, and G. Cartayrade (2000). The magnetic fabric in a detachment shear zone : the example of tinos island (greece). *Tectonophysics* 321, 219–236.
- Avigad, D., G. Baer, and A. Heimann (1998). Block rotations and continental extension in the central aegean sea : palaeomagnetic and structural evidence from tinos and mykonos (cyclades, greece). *EPSL* 157, 23–40.
- Avigad, D. and Z. Garfunkel (1989). Low-angle faults above and below a blueschist belt : Tinos island, cyclades, greece. *Terra Nova* 1, 182–187.
- Avigad, D. and Z. Garfunkel (1991). Uplift and exhumation of high-pressure metamorphic terranes : The example of the cycladic blueschists belt (aegean sea). *Tectonophysics* 188, 357–372.
- Avigad, D., Z. Garfunkel, L. Jolivet, and J. M. Azañón (1997). Back-arc extension and denudation of mediterranean eclogites. *Tectonics* 16, 924–941.
- Avigad, D., A. Ziv, and Z. Garfunkel (2001). Ductile and brittle shortening, extension-parallel folds and maintenance of crustal thickness in the central aegean. *Tectonics* 20, 277–287.
- Axen, G. J. (1992). Pore pressure, stress increase, and fault weakening in low-angle normal faulting. *Journal of Geophysical Research* 97, 8979–8991.

- Axen, G. J. (2004). Mechanics of low-angle normal faults. In G. D. Karner, B. Taylor, and D. L. Driscoll, N. W. and Kohlstedt (Eds.), *Rheology and Deformation of the Lithosphere at Continental Margins*, pp. 46–91. Columbia University Press, New York.
- Axen, G. J. and J. Selverstone (1994). Stress state and fluid-pressure level along the whipple detachment fault, california. *Geology* 22, 835–838.
- Bailey, S. W. (1963). Polymorphism of the kaolin minerals. *American Mineralogist* 48, 1196–1209.
- Baldwin, S. L., G. S. Lister, E. J. Hill, D. A. Foster, and I. McDougall (1993). Thermochronologic constraints on the tectonic evolution of active metamorphic core complexes, d'entrecasteaux islands, papua new guinea. *Tectonics* 12, 611–28.
- Barchi, R. M., G. Minelli, and G. Piali (1998). The crop 03 profile : a synthesis of results on deep structures of the northern apennines. *Memorie della Societa Geologica Italiana* 53, 383–400.
- Bernard, P., P. Briole, B. Meyer, H. Lyon-Caen, J. M. Gomez-Gonzalez, C. Tiberi, C. Berge, R. Cattin, D. Hatzfeld, C. Lachet, B. Lebrun, A. Deschamp, F. Courboux, C. Larroque, A. Rigo, D. Massonet, P. Papadimitriou, J. Kassaras, D. Diagourtas, K. Makropoulos, and G. Veis (1997). The ms=6.2, june 15, 1995 aigion earthquake(greece) : Evidence for low angle normal faulting in the corinth rift. *Journal of seismology* 1, 131–150.
- Bernard, P., H. Lyon-Caen, P. Briole, A. Deschamps, F. Boudin, K. Makropoulos, P. Papadimitriou, F. Lemeille, G. Patau, H. Billiris, D. Paradissis, K. Papazissi, H. Castarède, O. Charade, A. Necessian, A. Avallone, F. Pacchiani, J. Zahradnik, S. Sacks, and A. Linde (2006). Seismicity, deformation and seismic hazard in the western rift of corinth : New insights from the corinth rift laboratory (crl). *Tectonophysics* 426, 7–30.
- Besuelle, P. (2001). Compacting and dilating shear bands in porous rocks : Theoretical and experimental conditions. *Journal of Geophysical Research* 106, 13435–13442.
- Besuelle, P., J. Desrues, and S. Raynaud (2000). Experimental characterisation of the localisation phenomenon inside a vosges sandstone in triaxial cell. *International Journal of Rocks Mechanics and Mining Sciences* 37, 1223–1237.
- Blackman, D. K., J. R. Cann, B. Janssen, and D. K. Smith (1998). Origin of extensional core complex : evidences from mid-atlantic ridge at atlantis fracture zone. *Journal* 103, 21315–21333.
- Blake, M. C., M. Bonneau, J. Geysant, J. R. Kienast, C. Lepvrier, H. Maluski, and D. Papanikolaou (1981). A geological reconnaissance of the cycladic blueschist belt, greece. *Geological Society of America Bulletin* 92, 247–254.
- Boncio, P., F. Brozzetti, and G. Lavecchia (2000). Architecture and seismotectonics of a regional low-angle normal fault zone in central italy. *Tectonics* 19, 1038–1055.
- Bonneau, M. (1982). Evolution géodynamique de l'arc égéen depuis le jurassique supérieur jusqu'au miocène. *Bulletin de la Société Géologique de France* 7, 229–242.
- Bonneau, M. (1984). Correlation of the hellenic nappes in the south-east aegean and their tectonic reconstruction. In J. E. Dixon and A. H. F. Robertson (Eds.), *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*, Volume 17, pp. 517–527. Geological Society of London.

- Bonneau, M., J. Kienast, C. Lepvrier, and H. Maluski (1980). Tectonique et métamorphisme haute pression d'âge eocène dans les hellénides : exemple de l'île de syros (cyclades, grèce). *Compte-Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* 291, 171–174.
- Bonneau, M. and J. R. Kienast (1982). Subduction, collision et schistes bleu : exemple de l'égée, grèce. *Bulletin de la Société Géologique de France* 7, 785–791.
- Borradaile, G. J. and B. Henry (1997). Tectonic applications of magnetic susceptibility and its anisotropy. *Earth-Science Reviews* 42, 49–93.
- Borradaile, G. J. and M. Jackson (in press). Structural geology, petrofabrics and magnetic fabrics (ams, aarm, airm). *Journal of Structural Geology*.
- Bos, B., C. J. Peach, and C. J. Spiers (2000). Frictional-viscous flow of simulated fault gouge caused by the combined effects of phyllosilicates and pressure solution. *Tectonophysics* 327, 173–194.
- Bos, B. and C. J. Spiers (2002). Frictional-viscous flow of phyllosilicate-bearing fault rock : microphysical models and implications for crustal strength profiles. *Journal of Geophysical Research* 107, 1–13.
- Bott, M. H. P. (1959). The mechanisms of oblique slip faulting. *Geological Magazine* 96, 109–117.
- Bouchez, J. L. (1997). Granite is never isotropic : an introduction to ams studies of granitic rocks. In J. L. Bouchez, D. H. W. Hutton, and W. E. Stephens (Eds.), *Granite : from segregation of melt to emplacement fabrics*, pp. 95–112. Kluwer Academic Publishers, Dordrech.
- Bouchez, J. L. (2000). Anisotropie de susceptibilité magnétique et fabrique des granites. *Compte-Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* 330, 1–14.
- Bozkurt, E. and H. Sözbilir (2004). Tectonic evolution of the gediz graben : field evidence for an episodic, two-stage extension in western turkey. *Geological Magazine* 141, 63–79.
- Brantut, N., A. Schubnel, J. Corvisier, and J. Sarout (2010). Thermochemical pressurization of faults during coseismic slip. *Journal of Geophysical Research* 115, 1–17.
- Brantut, N., A. Schubnel, J.-N. Rouzaud, F. Brunet, and T. Shimamoto (2008). High-velocity frictional properties of a clay-bearing fault gouge and implications for earthquake mechanics. *Journal of Geophysical Research* 113, 1–18.
- Bröcker, M. (1990). Blueschist-to-greenschist transition in metabasites from tinos island, cyclade, greece : compositional control or fluid infiltration. *Lithos* 25, 25–39.
- Bröcker, M. and M. Enders (1999). U-pb zircon geochronology of unusual eclogite-facies rocks from syros and tinos (cyclades, greece). *Geological Magazine* 136, 111–118.
- Bröcker, M. and L. Franz (1994). The contact aureole on Tinos (Cyclades, Greece). Part I : field relationships, petrography and P-T conditions. *Chemie der Erde* 54, 262–280.
- Bröcker, M. and L. Franz (1998). Rb-sr isotope studies on tinos island (cyclades, greece) : additional time constraints for metamorphism, extent of infiltration-controlled overprinting and deformational activity. *Geological Magazine* 135, 369–382.

- Bröcker, M. and L. Franz (2000). The contact aureole on tinos (cyclades, greece) : tourmaline-biotite geothermometry and rb-sr geochronology. *Mineralogy and Petrology* 70, 257–283.
- Bröcker, M. and R. T. Pidgeon (2007). Protolith ages of meta-igneous and metatuffaceous rocks from the cycladic blueschist unit, greece : Results of a reconnaissance u-pb zircon study. *The Journal of Geology* 115, 83–98.
- Brichau, S., U. Ring, A. Carter, R. Bolhar, P. Monié, D. Stockli, and M. Brunel (2008). Timing, slip rate, displacement and cooling history of the mykonos detachment footwall, cyclades, greece, and implications for the opening of the aegean sea basin. *Journal of the Geological Society of London* 165, 263–277.
- Brichau, S., U. Ring, A. Carter, P. Monié, R. Bolhar, D. Stockli, and M. Brunel (2007). Extensional faulting on tinos island, aegean sea, greece : How many detachments? *Tectonics* 26, 1–19.
- Brichau, S., U. Ring, R. Ketcham, A. Carter, D. Stockli, and M. Brunel (2006). Constraining the long-term evolution of the slip rate for a major extensional fault system in the central aegean, greece, using thermochronology. *EPSL* 241, 293–306.
- Brichau, S., S. Thomson, and U. Ring (2009). Thermochronometric constraints on the tectonic evolution of the serifos detachment, aegean sea, greece. *International Journal of Earth Sciences online version*, 1–15.
- Briole, P., A. Rigo, H. Lyon-Caen, R. G. Ruegg, K. Papazissi, C. Mitsakaki, A. Balodimou, G. Veis, D. Hatzfeld, and A. Deschamps (2000). Active deformation of the corinth rift, greece : Results from repeated global positioning system surveys between 1990 and 1995. *Journal of Geophysical Research* 105, 25 605–25 625.
- Brooks, M. and G. Ferentinos (1984). Tectonics and sedimentation in the gulf of corinth and the zakynthos and kefallinia channels, western greece. *Tectonophysics* 101, 25–54.
- Brun, J. P. and C. Faccenna (2008). Exhumation of high-pressure rocks driven by slab rollback. *EPSL* 272, 1–7.
- Brun, J. P. and D. Sokoutis (2010). 45 m.y. of aegean crust and mantle flow driven by trench retreat. *Geology* 38, 815–818.
- Brun, J. P., D. Sokoutis, and J. Van Den Driessche (1994). Analogue modeling of detachment fault systems and core complexes. *Geology* 22, 319–322.
- Brun, J. P. and D. Soukoutis (2007). Kinematics of the southern rhodope core complex (north greece). *International Journal of Earth Sciences* 96, 1079–1099.
- Brun, J. P. and J. Van Den Driessche (1994). Extensional gneiss domes and detachment fault systems : structure and kinematics. *Bulletin de la Société Géologique de France* 165, 519–530.
- Brune, J. N., T. L. Henyey, and R. F. Roy (1969). Heat flow, stress, and rate of slip along the san andreas fault, california. *Journal of Geophysical Research* 74, 3821–3827.

- Brunn, J. H., I. Argyriadis, L. E. Ricou, A. Poisson, J. Marcoux, and P. C. de Graciansky (1976). Eléments majeurs de liaison entre taurides et hellénides. *Bulletin de la Société Géologique de France* 18, 481–497.
- Buck, W. R. (1988). Flexural rotation of normal faults. *Tectonics* 7, 959–973.
- Buck, W. R. (1991). Modes of continental lithospheric extension. *Journal of Geophysical Research* 96, 20161–20178.
- Buck, W. R. (1993). Effect of lithospheric thickness on the formation of high- and low-angle normal faults. *Geology* 21, 933–936.
- Buck, W. R. and L. Lavier (2001). A tale of two kinds of normal fault : The importance of strain weakening in fault development, non-volcanic rifting of continental margins : a comparison of evidence from land and sea. *Geological Society of London* 187, 289–303.
- Buick, I. S. (1991a). The late alpine evolution of an extensional shear zone, naxos, greece. *Journal of the Geological Society* 148, 93–103.
- Buick, I. S. (1991b). Mylonite fabric development on naxos, greece. *Journal of Structural Geology* 13, 63–655.
- Buick, I. S. and T. J. B. Holland (1989). The p-t-t path associated with crustal extension, naxos, cyclades, greece. In J. S. Daly (Ed.), *Evolution of metamorphic belts*, pp. 365–369. Geological Society Special Publication.
- Burchfiel, B. C., P. Molnar, P. Zhang, Q. Deng, W. Zhang, and Y. Wang (1995). Example of a supradetachment basin with a pull-apart tectonic setting : Mormon point, death valley, california. *Basin Research* 7, 199–214.
- Burg, J. P., I. Godfriaux, and L. E. Ricou (1995). Extension of the mesozoic rhodope thrust units in the verstiskos-kerdilion massifs (northern greece). *Compte-Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* 320, 889–896.
- Burg, J. P., Z. Ivanov, L. E. Ricou, D. Dimor, and L. Klain (1990). Implications of shear sense criteria for the tectonic evolution of the central rhodope massif, southern bulgaria. *Geology* 18, 451–454.
- Burg, J. P., L. E. Ricou, Z. Ivanov, I. Godfriaux, D. Dimov, and L. Klain (1996). Syn-metamorphic nappe complex in the rhodope massif. structure and kinematics. *Terra Nova* 8, 6–15.
- Byerlee, J. (1978). Friction of rocks. *Pure and Applied Geophysics* 116, 615–629.
- Byerlee, J. D. (1992). The change in orientation of subsidiary shears near faults containing high pore fluid pressure. *Tectonophysics* 211, 295–303.
- Byerlee, J. D. and J. C. Savage (1992). Coulomb plasticity within the fault zone. *Geophysical Research Letters* 19, 2341–2344.
- Carmignani, L. and R. Kligfield (1990). Crustal extension in the northern apennines : the transition from compression to extension in the alpi apuane core complex. *Tectonics* 9, 1275–1303.

- Chamot-Rooke, N., C. Rangin, X. Le Pichon, and Dotmed working group (2005). Dotmed : Deep offshore tectonics of the mediterranean. a synthesis of deep marine data in eastern mediterranean. *Mémoire de la Société Géologique de France* 177, 64pp.
- Chester, F. M. and J. S. Chester (1998). Ultracataclastic structure and friction processes of the punchbowl fault, san andreas system, california. *Tectonophysics* 295, 199–221.
- Chiaraluce, L., C. Chiarabba, C. Collettini, D. Piccinini, and M. Cocco (2007). Architecture and mechanics of an active low-angle normal fault : Alto tiberina fault, northern apennines, italy. *Journal of Geophysical Research* 112, 1–22.
- Chiodini, G., F. Frondini, D. M. Kerrick, J. Rogie, F. Parello, L. Peruzzi, and A. R. Zanzari (1999). Quantification of deep co₂ fluxes from central italy. examples of carbon balance for regional aquifers and of soil diffuse degassing. *Chemical Geology* 159, 205–222.
- Chéry, J. (2001). Core complex mechanics : From the gulf of corinth to the snake range. *Geology* 29, 439–442.
- Chéry, J., M. D. Zoback, and S. Hickman (2004). A mechanical model of the san andreas fault and safod pilot hole stress measurements. *Geophysical Research Letters* 31, 1–5.
- Cladouhos, T. T. (1999a). A kinematic model for deformation within brittle shear zones. *Journal of Structural Geology* 21, 437–448.
- Cladouhos, T. T. (1999b). Shape preferred orientations of survivor grains in fault gouge. *Journal of Structural Geology* 21, 419–436.
- Collettini, C. and M. R. Barchi (2002). A low angle normal fault in the umbria region (central italy) : a mechanical model for the related microseismicity. *Tectonophysics* 359, 97–115.
- Collettini, C. and M. R. Barchi (2004). A comparison of structural data and seismic images for low-angle normal faults in the northern apennines (central italy) : constraints on activity. In G. I. Alsop and R. E. Holdsworth (Eds.), *Flow Processes in Faults and Shear Zones*, Volume 224, pp. 95–112. Geological Society of London.
- Collettini, C., N. de Paola, and N. R. Gouly (2006). Switches in the minimum compressive stress direction induced by overpressure beneath a low-permeability fault zone. *Terra Nova* 18, 224–231.
- Collettini, C. and R. E. Holdsworth (2004). Fault zone weakening processes along low-angle normal faults : insights from the zuccale fault, isle of elba, italy. *Journal of the Geological Society* 161, 1039–1051.
- Collettini, C., A. Niemeijer, C. Viti, and C. Marone (2009b). Fault zone fabric and fault weakness. *Nature* 462, 907–911.
- Collettini, C. and R. H. Sibson (2001). Normal faults, normal friction ? *Geology* 29, 927–930.
- Collettini, C., C. Vitti, S. S. A. F., and R. E. Holdsworth (2009a). Development of interconnected talc networks and weakening of continental low-angle normal faults. *Geology* 37, 567–570.

- Collins, A. S. and A. H. F. Robertson (1997). Lycian melange, southwestern turkey : An emplaced late cretaceous accretionary complex. *Geology* 25, 255–258.
- Collins, A. S. and A. H. F. Robertson (1999). Evolution of the lycian allochthon, western turkey, as a north- facing late palaeozoic to mesozoic rift and passive continental margin. *Geological Journal* 34, 107–138.
- Coney, P. J. (1987). The regional tectonic setting and possible causes of cenozoic extension in the north american cordillera. In M. Coward, J. Dewey, and P. Hancock (Eds.), *Continental extensional tectonics*, Volume 28, pp. 177–186. Geological Society of London.
- Coney, P. J. and T. A. Harms (1984). Cordilleran metamorphic core complexes, cenozoic extensional relics of mesozoic compression. *Geology* 12, 550–554.
- Contrucci, I. (1999). *Structures profondes des bassins nord Ligure et nord Tyrrhénien*. Ph. D. thesis, Université de Corse.
- Cornet, F. H., M. L. Doan, I. Moretti, and G. Borm (2004). Drilling through the active aigion fault : the aig10 well observatory. *Compte-Rendus Géosciences* 336, 395–406.
- Cowan, D., T. Cladouhos, and J. Morgan (2003). Structural geology and kinematic history of rocks formed along low-angle normal faults, death valley, california. *Geological Society of America Bulletin* 115, 1230–1248.
- Creutzburg, N. (1977). General geological map of greece. crete island. 1 :200 000.
- Crittenden, M. D., P. J. Coney, and G. H. Davis (1980). Cordilleran metamorphic core complexes. *Geological Society of America Memoir* 153, 490pp.
- Cundall, P. A. (1989). Numerical experiments on localization in frictional materials. *Archive of Applied Mechanics* 59, 148–159.
- Daniel, J. and L. Jolivet (1995). Interaction of detachments and granitic plutons during extension in the tyrrhenian sea (elba island). *Bulletin de la Société Géologique de France* 166, 341–354.
- Davies, H. L. and L. G. Warren (1988). Origin of eclogite-bearing, domed, layered metamorphic complexes ('core complexes') in the d'entrecasteaux islands, papua new guinea. *Tectonics* 7, 1–21.
- Davis, G. A. (1988). Rapid upward transfer of mid-crustal mylonitic gneisses in the footwall of a miocene detachment fault, whipple mountains, southeastern california. *Geologische Rundschau* 77, 191–209.
- Davis, G. A., G. S. Lister, and S. J. Reynolds (1986). Structural evolution of the whipple and south mountains shear zones, southwestern united states. *Geology* 14, 7–10.
- Davis, G. H. (1983). Shear-zone model for the origin of metamorphic core complexes. *Geology* 11, 342–347.
- Davis, G. H. and P. J. Coney (1979). Geologic development of the cordilleran metamorphic core complexes. *Geology* 7, 120–124.

- Davis, R. O. and A. P. S. Selvadurai (2002). *Plasticity and Geomechanics*. Cambridge University Press.
- de Saint Blanquat, M., E. Horsman, G. Habert, S. Morgan, O. Vanderhaeghe, R. Law, and B. Tikoff (in press). Multi scale magmatic cyclicality, duration of pluton construction, and the paradoxical relationship between tectonism and plutonism in continental arcs. *Tectonophysics*.
- Delvaux, D., R. Moeys, G. Stapel, A. Melnikov, and V. Ermikov (1995). Paleostress reconstructions and geodynamics of the baikal region, central asia, part i. palaeozoic and mesozoic pre-rift evolution. *Tectonophysics* 252, 61–101.
- Denèle, Y., P. Olivier, and G. Gleizes (2008). Progressive deformation of a zone of magma transfer in a transpressional regime : the variscan mérens shear zone (pyrenees, france). *Journal of Structural Geology* 30, 1138–1149.
- Dercourt, J., L. P. Zonenshain, L. E. Ricou, V. G. Kuzmin, X. Le Pichon, K. A. L., C. Grandjacquet, I. M. Sbertshikov, J. Geyssant, C. Lepvrier, D. H. Pechersky, J. Boulin, J. C. Sibuet, S. L. A., O. Sorokhtin, M. Westphal, M. L. Bazhenov, J. P. Lauer, and B. Biju-Duval (1986). Geological evolution of the tethys belt from the atlantic to the pamir since the lias. *Tectonophysics* 123, 241–315.
- Dewey, F. J. (1988). Extensional collapse of orogens. *Tectonics* 7, 1123–1139.
- Dinter, D. and L. Royden (1993). Late cenozoic extension in northeastern greece : Strymon valley detachment system and rhodope metamorphic core complex. *Geology* 21, 45–48.
- Doutsos, T., G. Pe-Piper, K. . Boronkay, and I. Koukouvelas (1993). Kinematics of the central hellenides. *Tectonics* 12, 936–953.
- Dürr, S. and R. Altherr (1979). Existence des klippen d'une nappe composite neogene dans l'île de myconos / cyclades (grèce). *Commision Internationale de la Mer Mediterranée* 25/26, 33–34.
- Dürr, S., E. Seidel, H. Kreuzer, and W. Harre (1978). Témoins d'un métamorphisme d'âge créacé supérieur dans l'égéide : datations radiométriques de minéraux provenant de l'île de nikouria (cyclades, grèce). *Bulletin de la Société Géologique de France* 20, 209–213.
- Duchêne, S., R. Aïssa, and O. Vanderhaeghe (2006). Pressure-temperature-time evolution of metamorphic rocks from naxos (cyclades, greece) : constraints from thermobarometry and rb/sr dating. *Geodinamica Acta* 19, 299–319.
- Eberli, G. P. (1988). The evolution of the southern continental margin of the jurassic tethys ocean as recorded in the allgau formation of the austroalpine nappes of graubunden (switzerland). *Eclogae Geologicae Helvetiae* 81, 175–214.
- Ellis, P. G. and K. R. McClay (1988). Listric extensional fault systems - result of analogue experiments. *Basin Research* 1, 55–70.
- Eyidogan, H. and J. Jackson (1985). A seismological study of normal faulting in the demirci, alasehir and gediz earthquakes of 1969-1970 in western turkey : implications for the nature and geometry of deformation in the continental crust. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 81, 569–607.

- Faccenna, C., O. Bellier, J. Martinod, C. Piromallo, and V. Regard (2006). Slab detachment beneath eastern anatolia : A possible cause for the formation of the north anatolian fault. *EPSL* 242, 85–97.
- Famin, V. (2003). *Incursion de fluides dans une zone de cisaillement ductile (Tinos, Cyclades, Grèce) : mécanismes de circulation et implications tectoniques*. Ph. D. thesis, Université Pierre et Marie Curie, Paris.
- Famin, V., R. Hébert, P. Philippot, and L. Jolivet (2005). Ion probe and fluid inclusion evidence for co-seismic fluid infiltration in a crustal detachment. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 150, 354–367.
- Famin, V., P. Philippot, L. Jolivet, and P. Agard (2004). Evolution of hydrothermal regime along a crustal shear zone, tinos island, greece. *Tectonics* 23, 1–23.
- Faulds, J. E. and R. J. Varga (1998). The role of accommodation zones and transfer zones in the regional segmentation of extended terranes. In J. E. Fauds and J. H. Stewart (Eds.), *Accomodation Zones and Transfer Zones : The Regional Segmentation of the Basin and Range Province*, Volume 323, pp. 1–45. Geological Society of America, Special Papers.
- Faulkner, D. R., T. M. Mitchell, D. Healy, and M. J. Heap (2006). Slip on 'weak' faults by the rotation of regional stress in the fracture damage zone. *Nature* 444, 922–925.
- Faure, M. and M. Bonneau (1988). Données nouvelles sur l'extension néogène de l'égée : la déformation ductile du granite miocène de mykonos (cyclades, grèce). *Compte-Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* 307, 1553–1559.
- Faure, M., M. Bonneau, and J. Pons (1991). Ductile deformation and syntectonic granite emplacement during the late miocene extension of the aegean (greece). *Bulletin de la Société Géologique de France* 162, 3–12.
- Fialips, C.-I., J. Majzlan, D. Beaufort, and A. Navrotsky (2003). New thermochemical evidence on the stability of dickite vs. kaolinite. *American Mineralogist* 88, 837–845.
- Flotté, N. (2002). *Caractérisation structurale et cinématique d'un rift sur détachement : Le Rift de Corinthe-Patras, Grèce*. Ph. D. thesis, Université Paris-Sud.
- Foster, M. and G. Lister (2009). Core-complex-related extension of the aegean lithosphere initiated at the eocene-oligocene transition. *Journal of Geophysical Research* 114, 1–36.
- Froitzheim, N. and G. P. Eberli (1990). Extensional detachment faulting in the evolution of a tethys passive continental margin, eastern alps, switzerland. *Geological Society of America Bulletin* 102, 1297–1308.
- Froitzheim, N. and G. Manatschal (1996). Kinematic model for jurassic rifting, mantle exhumation, and passive-margin formation in the austroalpine and penninic nappes (eastern switzerland). *Geological Society of America Bulletin* 108, 1120–1133.
- Garcès, M. and J. S. Gee (2007). Paleomagnetic evidence of large footwall rotations associated with low-angle faults at the mid-atlantic ridge. *Geology* 35, 279–282.

- Gautier, P. (1995). *Géométrie crustale et cinématique de l'extension tardi-orogénique dans le domaine centre-égéen : îles des Cyclades et d'Eubée (Grèce)*. Ph. D. thesis, Université de Rennes, Rennes.
- Gautier, P., M. Ballèvre, J. P. Brun, and L. Jolivet (1990). Extension ductile et bassins sédimentaires mio-pliocènes dans les cyclades (îles de naxos et paros). *Compte-Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* 310, 147–153.
- Gautier, P. and J. P. Brun (1994a). Crustal-scale geometry and kinematics of late-orogenic extension in the central aegean (cyclades and evvia island). *Tectonophysics* 238, 399–424.
- Gautier, P. and J. P. Brun (1994b). Ductile crust exhumation and extensional detachments in the central aegean (cyclades and evvia islands). *Geodinamica Acta* 7, 57–85.
- Gautier, P., J. P. Brun, and L. Jolivet (1993). Structure and kinematics of upper cenozoic extensional detachment on naxos and paros (cyclades islands, greece). *Tectonics* 12, 1180–1194.
- Gautier, P., J. P. Brun, R. Moriceau, D. Sokoutis, J. Martinod, and L. Jolivet (1999). Timing, kinematics and cause of aegean extension : a scenario based on a comparison with simple analogue experiments. *Tectonophysics* 315, 31–72.
- Gerbault, M., E. B. Burov, A. N. B. Poliakov, and M. Daignières (1999). Do faults trigger folding in the lithosphere? *Geophysical Research Letters* 26, 271–274.
- Ghisetti, F. and L. Vezzani (2005). Inherited structural controls on normal fault architecture in the gulf of corinth (greece). *Tectonics* 24, 1–17.
- Gleizes, G., G. Crevon, A. Asrat, and P. Barbey (2006). Structure, age and mode of emplacement of the hercynian bordères-louron pluton (central pyrenees, france). *International Journal of Earth Sciences* 95, 1039–1052.
- Gleizes, G., D. Leblanc, P. Olivier, and J. L. Bouchez (2001). Strain partitioning in a pluton during emplacement in transpressional regime : the example of the néouvelle granite (pyrenees). *International Journal of Earth Sciences* 90, 325–340.
- Goldsworthy, M., J. Jackson, and J. Haines (2002). The continuity of active fault systems in greece. *Geophysical Journal International* 148, 596–618.
- Grasemann, B. and K. Petrakakis (2007). Evolution of the serifos metamorphic core complex. In G. Lister and M. Foster (Eds.), *Inside the Aegean Metamorphic Core Complexes*, Volume 28, pp. 33–52. Journal of the Virtual Explorer, Electronic Edition.
- Gueydan, F., Y. Leroy, and P. Agard (2003). Analysis of continental midcrustal strain localization induced by microfracturing and reaction-softening. *Journal of Geophysical Research* 108, 1–17.
- Gueydan, F., Y. Leroy, and L. Jolivet (2004). Mechanics of low-angle extensional shear zones at the brittle-ductile transition. *Journal of Geophysical Research* 109, 1–18.
- Guillot, S., A. Pêcher, P. Rochette, and P. Le Fort (1993). The emplacement of the manaslu granite of central nepal : field and magnetic susceptibility constraints. In P. J. Treolar and M. P. Searle (Eds.), *Himalayan Tectonics*, Volume 74, pp. 413–428. Geological Society Special Publication.

- Habert, G. (2004). *Etude des relations entre la structure des granites et le contexte tectonique : exemple des contextes transpressifs, extensifs et sans tectonique*. Ph. D. thesis, Université de Toulouse III - Paul Sabatier, Toulouse.
- Hatzfeld, D., D. Kementzetzidou, V. Karakostas, M. Ziazia, S. Nothard, D. Diagourtas, A. Deschamps, G. Karakaisis, P. Papadimitriou, M. Scordilis, R. Smith, N. Voulgaris, S. Kiratzi, K. Makropoulos, M. P. Bouin, and P. Bernard (1996). The galaxidi earthquake of 18 november 1992 : A possible asperity within the normal fault system of the gulf of corinth (greece). *Bulletin of the Seismological Society of America* 86, 1987–1991.
- Hatzfeld, D., G. Pedotti, P. Hatzidimitriou, D. Panagiotopoulos, M. Scordilis, I. Drakopoulos, N. Delibasis, I. Baskoutas, and M. Frogneux (1989). The hellenic subduction beneath the peloponnesus : first results of a microearthquake study. *EPSL* 93, 283–291.
- Hayman, N. W. (2006). Shallow crustal fault rocks from the black mountain detachments, death valley, ca. *Journal of Structural Geology* 28, 1767–1784.
- Hayman, N. W., J. R. Knott, D. S. Cowan, E. Nemser, and A. Sarna-Wojcicki (2003). Quaternary low-angle slip on detachment faults in death valley, california. *Geology* 31, 343–346.
- Healy, D. (2009). Anisotropy, pore fluid pressure and low angle normal faults. *Journal of Structural Geology* 31, 561–574.
- Henjes-Kunst, F., R. Altherr, H. Kreuzer, and B. T. Hansen (1988). Disturbed u-th-pb systematics of young zircons and uranothites : the case of the miocene aegean granitoids (greece). *Chemical Geology* 73, 125–145.
- Hext, G. R. (1963). The estimation of second-order tensors, with related tests and designs. *Biometrika* 50, 353–357.
- Hill, R. (1950). *The mathematical theory of plasticity*. Oxford, Oxford University Press.
- Hirth, J. E. and G. Tullis (1992). The brittle-plastic transition in experimentally deformed quartz aggregates. *Journal of Geophysical Research* 99, 11731–11747.
- Holdsworth, R. E. (2004). Weak faults - rotten cores. *Science* 303, 181–182.
- Howard, K. E., J. Goodge, and B. John (1982). Detached crystalline rocks of the mojave, buck, and bill williams mountains, western arizona. In E. Frost and D. Martin (Eds.), *Mesozoic-Cenozoic Tectonic Evolution of the Colorado River Region, California, Arizona, and Nevada*, pp. 377–392. San Diego : Cordilleran Publishers.
- Hreinsdóttir, S. and R. Bennet (2009). Active aseismic creep on the alto tiberina low-angle normal fault, italy. *Geology* 37, 638–686.
- Huet, B. (2010). *Rhéologie de la lithosphère continentale l'exemple de la Mer Egée*. Ph. D. thesis, Université de Paris VI, Paris.
- Huet, B., L. Labrousse, and L. Jolivet (2009). Thrust or detachment? exhumation processes in the aegean : insight from a field study on ios (cyclades, greece). *Tectonics* 28, 1–27.

- Iglseder, C., B. Grasemann, D. A. Schneider, K. Petrakakis, C. Miller, U. S. Klötzli, M. Thöni, and C. Zámolyi, A. and Rambouseka (2009). I and s-type plutonism on serifos (w-cyclades, greece). *Tectonophysics* 473, 69–83.
- Imber, J., R. E. Holdsworth, S. A. F. Smith, S. P. Jefferies, and C. Collettini (2008). Frictional-viscous flow, seismicity and the geology of weak faults : a review and future directions. In C. A. J. Wibberley, W. Kurz, J. Imber, R. E. Holdsworth, and C. Collettini (Eds.), *The internal structure of fault zones : Implications for mechanical and fluid-flow properties*, Volume 299, pp. 151–173. Geological Society of London.
- Jackson, J. A. and D. McKenzie (1984). Active tectonics of the alpine-himalayan belt between western turkey and pakistan. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 77, 185–264.
- Jackson, J. A. and N. J. White (1989). Normal faulting in the upper continental crust : Observations from regions of active extension. *Journal of Structural Geology* 11, 15–36.
- Jacobshagen, V., S. Dürr, F. Kockel, K. O. Kopp, G. Kowalczyk, H. Berckhemer, and D. Büttner (1978). Structure and geodynamic evolution of the aegean region. In D. Cloos H., Roeder and K. Schmidt (Eds.), *Alps, Apennines, Hellenides*, pp. 537–564. IUGG, Stuttgart.
- Jansen, J. B. H. (1973). Geological map of naxos (1/50 000).
- Jarrige, J. J. (1992). Variation in extensional fault geometry related to heterogeneities within basement and sedimentary sequences. *Tectonophysics* 215, 161–166.
- Jelinek, V. (1981). Characterization of the magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics* 79, 563–567.
- Johnson, R. A. and L. L. Kenneth (1992). Seismic reflection evidence for seismogenic low-angle faulting in southeastern arizona. *Geology* 20, 597–600.
- Jolivet, L. (2001). A comparison of geodetic and finite strain pattern in the aegean, geodynamic implications. *EPSL* 187, 95–104.
- Jolivet, L. and J. P. Brun (2010). Cenozoic geodynamic evolution of the aegean region. *International Journal of Earth Sciences* 99, 109–138.
- Jolivet, L., J. M. Daniel, and M. Fournier (1991). Geometry and kinematics of extension in alpine corsica. *EPSL* 104, 278–291.
- Jolivet, L., J. M. Daniel, C. Truffert, and B. Gaffe (1994). Exhumation of deep crustal metamorphic rocks and crustal extension in arc and back-arc regions. *Lithos* 33, 3–30.
- Jolivet, L., R. Dubois, M. Fournier, B. Goffé, A. Michard, and C. Jourdan (1990). Ductile extension in alpine corsica. *Geology* 18, 1007–1010.
- Jolivet, L. and C. Faccenna (2000). Mediterranean extension and the africa-eurasia collision. *Tectonics* 19, 1095–1106.
- Jolivet, L., C. Faccenna, N. D'Agostino, M. Fournier, and D. Worrall (1999). The kinematics of marginal basins, examples from the tyrrhenian, aegean and japan seas. In C. Mac Niocaill and P. D. Ryan (Eds.), *Continental Tectonics*, pp. 21–53. Geological Society of London.

- Jolivet, L., C. Faccenna, B. Goffé, E. Burov, and P. Agard (1993). Subduction tectonics and exhumation of high-pressure metamorphic rocks in the mediterranean orogens. *American Journal of Science* 303, 353–409.
- Jolivet, L., C. Faccenna, B. Goffé, M. Mattei, C. Brunet, S. F., R. Funicello, J. P. Cadet, and T. Parra (1998). Mid-crustal shear zones in post-orogenic extension : the northern tyrrhenian sea case. *Journal of Geophysical Research* 103, 12123–12160.
- Jolivet, L., C. Faccenna, and C. Piromallo (2009). From mantle to crust : stretching the mediterranean. *EPSL* 285, 198–209.
- Jolivet, L., V. Famin, C. Mehl, T. Parra, C. Aubourg, R. Hébert, and P. Philippot (2004a). Strain localization during crustal-scale boudinage to form extensional metamorphic domes in the aegean sea. In D. L. Whitney, C. Teyssier, and C. S. Siddoway (Eds.), *Gneiss domes in orogeny : Boulder, Colorado*, Volume 380, pp. 185–210. Geological Society of America.
- Jolivet, L. and B. Goffé (2000). Les dômes métamorphiques extensifs. *Compte-Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* 320, 739–751.
- Jolivet, L., L. Labrousse, P. Agard, O. Lacombe, V. Bailly, E. Lecomte, F. Mouthereau, and C. Mehl (2010a). Rifting and shallow-dipping detachments, clues from the corinth rift and the aegean. *Tectonophysics* 483, 287–304.
- Jolivet, L., E. Lecomte, B. Huet, Y. Denèle, O. Lacombe, L. Labrousse, L. Le Pourhiet, and C. Mehl (2010b). The north cycladic detachment system. *EPSL* 289, 87–104.
- Jolivet, L. and M. Patriat (1999). Ductile extension and the formation of the aegean sea. In B. Durand, L. Jolivet, F. Horvath, and M. Seranne (Eds.), *The Mediterranean Basins : Tertiary Extensions Within the Alpine Orogen*, Volume 156, pp. 427–456. Geological Society Special Publication.
- Jolivet, L., G. Rimmelé, R. Oberhänsli, B. Goffé, and O. Candan (2004b). Correlation of syn-orogenic tectonic and metamorphic events in the cyclades, the lycian nappes and the menderes massif, geodynamic implications. *Bulletin de la Société Géologique de France* 175, 217–238.
- Karagianni, E. E. and Panagiotopoulos, D. G., G. F. Panzab, P. Suhadolcb, C. B. Papazachosa, B. C. Papazachosa, A. Kiratzia, D. Hatzfeldc, K. Makropoulosd, K. Priestleye, and A. Vuanf (2002). Rayleigh wave group velocity tomography in the aegean area. *Tectonophysics* 358, 187–209.
- Karagianni, E. E., C. B. Papazachos, D. G. Panagiotopoulos, P. Suhadolc, A. Vuan, and G. F. Panza (2005). Shear velocity structure in the aegean area obtained by inversion of rayleigh waves. *Geophysical Journal International* 160, 127–143.
- Katzir, Y., Z. Matthews, A. and Garfunkel, M. Schliestedt, and D. Avigad (1996). The tectono-metamorphic evolution of a dismembered ophiolite (tinios, cyclades, greece). *Geological Magazine* 133, 237–254.

- Keay, S., G. Lister, and I. Buick (2001). The timing of partial melting, barrovian metamorphism and granite intrusion in the naxos metamorphic core complex, cyclades, aegean sea, greece. *Tectonophysics* 342, 275–312.
- Keener, C., L. Serpa, and T. L. Parvis (1993). Faulting at mormon point, death valley, california : A low-angle normal fault cut by high-angle faults. *Geology* 21, 327–330.
- Keiter, M., K. Piepjohn, C. Ballhaus, M. Lagos, and M. Bode (2004). Structural development of high-pressure metamorphic rocks on syros island (cyclades, greece). *Journal of Structural Geology* 26, 1433–1445.
- Keller, J. V. A. and M. P. Coward (1996). The structure and evolution of the northern tyrrhenian sea. *Geological Magazine* 133, 1–16.
- Keller, J. V. A., G. Minelli, and G. Pialli (1994). Anatomy of late orogenic extension : the northern apennines case. *Tectonophysics* 238, 275–294.
- Keller, J. V. A. and G. Pialli (1990). Tectonics of the island of elba : a reappraisal. *Bollettino della Societa Geologica Italiana* 109, 413–425.
- Kissel, C., D. Kondopoulou, C. Laj, and P. Papadopoulos (1986). New paleomagnetic data from oligocene formations of northern aegean. *Geophysical Research Letters* 13, 1039–1042.
- Kissel, C. and C. Laj (1988). The tertiary geodynamic evolution of the aegean arc : a paleomagnetic reconstruction. *Tectonophysics* 146, 183–201.
- Kissel, C., F. Speranza, and V. Milicevic (1995). Paleomagnetism of external southern and central dinarides and northern albanides : Implications for the cenozoic activity of the scutari-pec transverse zone. *Journal of Geophysical Research* 100, 14999–15007.
- Knott, J. R., A. M. Sarna-Wojcicki, C. E. Meyer, J. C. Tinsley III, S. G. Wells, and E. Wan (1999). Late cenozoic stratigraphy and tephrochronology of the western black mountains piedmont, death valley, california : implications for the tectonic development of death valley. In L. Wright and B. Troxel (Eds.), *Cenozoic Basins of the Death Valley Region*, Volume 333, pp. 345–366. Geological Society of America.
- Koukouvelas, I. K. and A. Aydin (2002). Fault structure and related basins of the north aegean sea and its surroundings. *Tectonics* 21, 1–19.
- Koukouvelas, I. K. and S. Kokkalas (2003). Emplacement of the miocene west naxos pluton (aegean sea, geece) : a structural study. *Geological Magazine* 140, 45–61.
- Koyi, H. A. and A. Skelton (2001). Centrifuge modeling of the evolution of low-angle detachments faults from high-angle normal faults. *Journal of Structural Geology* 23, 1179–1185.
- Kuhlemann, J., W. Frisch, I. Dunkl, M. Kázmér, and G. Schmiedl (2004). Miocene siliciclastic deposits of naxos island : Geodynamic and environmental implications for the evolution of the southern aegean sea (greece). In M. Bernet and C. Spiegel (Eds.), *Detrital thermochronology - Provenance analysis, exhumation, and landscape evolution of mountain belts*, pp. 51–65. Geological Society of America.

- Kumerics, C., U. Ring, S. Brichau, J. Glodny, and P. Monié (2005). The extensional messaria shear zone and associated brittle detachment faults, aegean sea, greece. *Journal of the Geological Society* 162, 701–721.
- Lacassin, R., N. Arnaud, P. H. Leloup, R. Armijo, and B. Meyer (2007). Exhumation of metamorphic rocks in n aegean : the path from shortening to extension and extrusion. *eEarth Discussion* 2, 1–35.
- Laigle, M., A. Hirn, M. Sachpazi, and N. Roussos (2000). North aegean crustal deformation : an active fault imaged to 10 km depth by reflection seismic data. *Geology* 28, 71–74.
- Latorre, D., J. Virieux, T. Monfret, V. Monteiller, T. Vanorio, J. L. Got, and H. Lyon-Caen (2005). A new seismic tomography of aigion area (gulf of corinth-greece) from the 1991 dataset. *Geophysical Journal International* 159, 1013–1031.
- Launeau, P., A. Cruden, and J. L. Bouchez (1994). Mineral recognition in digital images of rocks : a new approach using multichannel classification. *The Canadian Mineralogist* 32, 919–933.
- Lavecchia, G., F. Brozzetti, M. R. Barchi, J. Keller, and M. Menichetti (1994). Seismotectonic zoning in east central italy deduced from the analysis of the neogene to present deformations and related stress fields. *Geological Society of America Bulletin* 106, 1107–1120.
- Lavier, L., W. R. Buck, and A. N. B. Poliakov (1999). Self-consistent rolling-hinge model for the evolution of large-offset low-angle normal faults. *Geology* 27, 1127–1130.
- Lavier, L., W. R. Buck, and A. N. B. Poliakov (2000). Factors controlling normal fault offset in an ideal brittle layer. *Journal of Geophysical Research* 105, 23,431–23,442.
- Le Fort, P., M. Cuney, C. Deniel, C. France-Lanord, S. M. F. Sheppard, B. N. Upreti, and P. Vidal (1987). Crustal generation of the himalayan leucogranites. *Tectonophysics* 134, 39–57.
- Le Pichon, X. (1982). Land-locked oceanic basins and continental collision : the eastern mediterranean as a case example. In K. J. Hsue (Ed.), *Mountain Building processes*, pp. 201–211. Academic press, London.
- Le Pichon, X. and J. Angelier (1979). The hellenic arc and trench system : A key to the neotectonic evolution of the eastern mediterranean area. *Tectonophysics* 60, 1–42.
- Le Pichon, X. and J. Angelier (1981). The aegean sea. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London* 300, 357–372.
- Le Pichon, X., N. Chamot-Rooke, and S. Lallemand (1995). Geodetic determination of the kinematics of central greece with respect to europe : Implications for eastern mediterranean tectonics. *Journal of Geophysical Research* 100, 12675–12690.
- Le Pourhiet, L., E. Burov, and I. Moretti (2004). Rifting through a stack of inhomogeneous thrusts (the dipping pie concept). *Tectonics* 23, 1–14.
- Le Pourhiet, L., L. Mattioni, and I. Moretti (2006). 3d modelling of rifting through a pre-existing stack of nappes in the gulf of corinth (greece) a mixed analogue/numerical approach. In S. Buiter and G. Schreurs (Eds.), *Analogue and numerical modelling of crustal-scale processes*, pp. 233–252. Geological Society of London.

- Lecomte, E., L. Jolivet, O. Lacombe, Y. Denèle, L. Labrousse, and L. Le Pourhiet (2010). Geometry and kinematics of mykonos detachment (cyclades, greece) : evidence for slip at shallow dip. *Tectonics*.
- Lee, J. and G. S. Lister (1992). Late miocene ductile extension and detachment faulting, mykonos, greece. *Geology* 20, 121–124.
- Leroy, Y. and M. Ortiz (1990). Finite element analysis of transient strain localization phenomena in frictional solids. *International journal for numerical and analytical methods in geomechanics* 14, 93–124.
- Lister, G. S. and S. L. Baldwin (1993). Plutonism and the origin of metamorphic core complexes. *Geology* 21, 607–610.
- Lister, G. S., G. Banga, and A. Fenestra (1984). Metamorphic core complexes of cordilleran type in the cyclades, aegean sea, greece. *Geology* 12, 221–225.
- Lister, G. S. and G. A. Davis (1989). The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during tertiary continental extension in the northern colorado river region, u.s.a. *Journal of Structural Geology* 11, 65–94.
- Longwell, C. R. (1945). Low-angle normal faults in the basin and range province. *American Geophysical Union Transactions* 26, 107–118.
- Lucas, I. (1999). *Le pluton de Mykonos-Rhenee (Cyclades, Grèce) : un exemple de mise en place synchrone de l'extension crustale*. Ph. D. thesis, Université d'Orléans.
- Lyon-Caen, H., P. Papadimitriou, A. Deschamp, P. Bernard, K. Makropoulos, F. Pacchiani, and G. Patau (2004). First results of the crln seismic network in the western orinth rift : evidence for old fault reactivation. *Compte-Rendus Géosciences* 336, 343–351.
- Makris, J. (1978). The crust and upper mantle of the aegean region from deep seismic sounding. *Tect* 46, 269–284.
- Malavieille, J. (1993). Late orogenic extension in mountain belts : insights from the basin and range and the late paleozoic variscan belt. *Tectonics* 12, 1115–1130.
- Malavieille, J., P. Guihot, S. Costa, J. M. Lardeaux, and V. Gardien (1990). Collapse of the thickened variscan crust in the french massif central : Mont pilat extensional shear zone and st etienne late carboniferous basin. *Tectonophysics* 177, 139–149.
- Maluski, H., M. Bonneau, and J. R. Kienast (1987). Dating the metamorphic events in the cycladic area : 39ar/40ar data from metamorphic rocks of the island of syros (greece). *Bulletin de la Société Géologique de France* 8, 883–842.
- Manatschal, G. (1995). *Jurassic rifting and formation of a passive continental margin (Platta and Err nappes, Eastern Switzerland) : geometry, kinematics and geochemistry of fault rocks and a comparison with the Galicia margin*. Ph. D. thesis, Eidgenössische Technische Hochschule, Zürich.

- Manatschal, G. (1999). Fluid- and reaction-assisted low-angle normal faulting : evidence from rift-related brittle fault rocks in the alps (err nappe, eastern switzerland). *Journal of Structural Geology* 21, 777–793.
- Manatschal, G. and P. Nievergelt (1997). A continent-ocean transition recorded in the err and platta nappes (austroalpine and penninic nappes, eastern switzerland). *Eclogae Geologicae Helvetiae* 90, 3–27.
- Martin, L., S. Duchêne, E. Deloule, and O. Vanderhaeghe (2006). The isotopic composition of zircon and garnet : A record of the metamorphic history of naxos, greece. *Lithos* 87, 174–192.
- Mattioni, L., L. Le Pourhiet, and I. Moretti (2006). Rifting through a heterogeneous crust : insights from analogu emodels and application to thegulf of corinth. In S. J. H. Buiter and G. Schreurs (Eds.), *Analogue and Numerical Modelling of Crustal-scale Processes*, pp. 213–231. Geological Society of London.
- McClusky, S., S. Balassanian, A. Barka, C. Demir, S. Ergintav, I. Georgiev, O. Gurkan, M. Hamburger, K. Hurst, H. Kahle, K. Kastens, G. Kekelidze, R. King, V. Kotzev, O. Lenk, S. Mahmoud, A. Mishin, M. Nadariya, A. Ouzonis, D. Paradissi, Y. Peter, M. Prilepin, R. Reilinger, I. Sanli, H. Seeger, A. Tealeb, M. Toksöz, and G. Veis (2000). Global positioning system constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern mediterranean and caucasus. *Journal of Geophysical Research* 105, 5695–5720.
- McKenzie, D. (1972). Active tectonics in the mediterranean region. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 30, 109–185.
- McKenzie, D. P. (1969). The relation between fault plane solutions for earthquakes and the direction of the principal stress. *Bulletin of the Seismological Society of America* 59, 591–601.
- Mehl, C., L. Jolivet, and O. Lacombe (2005). From ductile to brittle : evolution and localization of deformation below a crustal detachment (tinios, cyclades., greece). *Tectonics* 24, 1–23.
- Mehl, C., L. Jolivet, O. Lacombe, L. Labrousse, and G. Rimmelé (2007). Structural evolution of andros island (cyclades, greece) : a key to the behaviour of a (flat) detachment within an extending continental crust. In T. Taymaz, Y. Dilek, and Y. Yılmaz (Eds.), *The Geodynamics of the Aegean and Anatolia*, Volume 291, pp. 41–73. Geological Society of London.
- Melidonis, M. G. (1980). The geology of greece : the geological structure and mineral deposits of tinios island (cyclades, greece).
- Melosh, H. (1990). Mechanical basis for low-angle normal faulting in the basin and range province. *Nature* 343, 331–335.
- Menand, T. (2008). The mechanics and dynamics of sills in layered elastic rocks and their implications for the growth of laccoliths and other igneous complexes. *EPSL* 267, 93–99.
- Mercier, J. (1977). L’arc égéen, une bordure déformée de la plaque eurasiatique ; réflexions sur un exemple d’étude néotectonique. *Bulletin de la Société Géologique de France* XIX, 663–672.
- Miller, M. (1992). Brittle faulting induced by ductile deformation of a rheologically stratified rock sequence, badwater turtleback, death valley, california. *Geological Society of America Bulletin* 104, 1376–135.

- Miller, M. (1996). Ductility in fault gouge from a normal fault system, death valley, california : a mechanism for fault-zone strengthening and relevance to paleoseismicity. *Geology* 24, 603–606.
- Misra, S., N. Mandal, and C. Chakraborty (2009). Formation of riedel shear fractures in granular materials : Findings from analogue shear experiments and theoretical analyses. *Tectonophysics* 471, 253–259.
- Moore, D. E. and M. Rymer (2007). Talc-bearing serpentinites and the creeping section of the san andreas fault. *Nature* 448, 795–797.
- Morris, A. and M. Anderson (1996). First paleomagnetic results from the cycladic massif, greece, and their implication for miocene extension directions and tectonic models in the aegean. *EPSL* 142, 397–408.
- Morrow, C. A. and J. D. Byerlee (1989). Experimental studies of compaction and dilatancy during frictional sliding on faults containing gouge. *Journal of Structural Geology* 11, 815–825.
- Niemeijer, A., D. Elsworth, and C. Marone (2009). Significant effect of grain size distribution on compaction rates in granular aggregates. *EPSL* 284, 386–391.
- Niemeijer, A. R. and C. J. Spiers (2005). Influence of phyllosilicates on fault strength in the brittle-ductile transition : insights from rock analogue experiments. In D. Bruhn and L. Burlini (Eds.), *High-Strain Zones : Structure and Physical Properties*, Volume 245, pp. 303–327. Geological Society of London.
- Nyst, M. and W. Thatcher (2004). New constraints on the active tectonic deformation of the aegean. *Journal of Geophysical Research* 109, 1–23.
- Okay, A. I. and O. Tüysüz (1999). Tethyan sutures of northern turkey. In Durand, B. and Jolivet, L. and Horvath, F. and Séranne, M. (Ed.), *The Mediterranean basins : Tertiary extension within the alpine orogen*, pp. 475–515. Geological Society of London.
- Okay, A. I. and Satir, M. (2000). Coeval plutonism and magmatism in a latest oligocene metamorphic core complex in northwest turkey. *Geological Magazine* 137, 495–516.
- Ono, T., Y. Hosomi, H. Arai, and H. Takagi (2010). Comparison of petrofabrics with composite magnetic fabrics of s-c mylonite in paramagnetic granite. *Journal of Structural Geology* 32, 2–14.
- Ori, G. (1989). Geologic history of the extensional basin of the gulf of corinth (miocene-pleistocene), greece. *Geology* 17, 918–921.
- Pacchiani, F. (2006). *Etude sismologique des failles normales actives du rift de Corinthe*. Ph. D. thesis, Université Paris XI, Paris.
- Papanikolaou, D. (1987). Tectonic evolution of the cycladic blueschist belt (aegean sea, greece). In H. C. Helgeson (Ed.), *Chemical transport in metasomatic processes*, pp. 429–450. D. Reidel Publishing Company, Dordrecht.

- Papanikolaou, D., H. Barghathi, C. Dabovski, R. Dimitriu, A. El-Hawat, D. Ioane, H. Kranis, A. Obeidi, C. Oaie, A. Seghedi, and I. Zagorchev (2004). Transmed transect vii : East european craton - scythian platform - dobrogea - balkanides - rhodope massif - hellenides - east mediterranean- cyrenaica. In W. Cavazza, F. M. Roure, W. Spakman, G. M. Stampfli, and P. A. Ziegler (Eds.), *The TRANSMED Atlas - The Mediterranean region from crust to Mantle*. Springer, Berlin, Heidelberg.
- Papanikolaou, D. J. (1977). Contribution to the geology of the aegean sea : the island of andros. *Annales géologiques des Pays Helléniques* 29, 477–553.
- Parra, T., O. Vidal, and L. Jolivet (2002). Relation between deformation and retrogression in blueschist metapelites of tinos island (greece) evidenced by chlorite-mica local equilibria. *Lithos* 63, 41–66.
- Patel, R. C., S. Singh, A. Asokan, R. M. Manickavasagam, and A. K. M. Jain (1993). Extensional tectonics in the himalayan orogen, zanskar, nw india. In P. J. Treloar and M. P. Searle (Eds.), *Himalayan Tectonics*, pp. 445–460. Geological Society of London.
- Patriat, M. and L. Jolivet (1998). Post-orogenic extension and shallow-dipping shear zones, study of a brecciated decollement horizon in tinos (cyclades, greece). *Compte-Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* 326, 355–362.
- Patzak, M., M. Okrusch, and H. Kreuzer (1994). The akrotiri unit on the island of tinos, cyclades, greece : witness of a lost terrane of late cretaceous age. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen* 194, 211–252.
- Petit, C. and J. Deverchère (2006). Structure and evolution of the baikal rift : a synthesis. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 7, 1–26.
- Pialli, G., M. Barchi, and G. Minelli (1998). Results of the crop03 deep seismic reflection profile. *Memorie della Societa Geologica Italiana* 52, 657pp.
- Piqué, A. and E. Laville (1996). The central atlantic rifting : reactivation of palaeozoic structures? *Journal of Geodynamics* 21, 235–255.
- Platt, J. P. and J. H. Behrmann (1986). Structures and fabrics in a crustal-scale shear zone, betic cordilleras, se spain. *Journal of Structural Geology* 5, 519–538.
- Poliakov, A. N. B., Y. Podladchikov, and C. Talbot (1993). Initiation of salt diapirs with frictional overburdens : numerical experiments. *Tectonophysics* 228, 199–210.
- Ramsay, J. G. and M. I. Huber (1987). Techniques of modern structural geology - strainanalysis. *Academic Press, London* 1, 307pp.
- Regenauer-Lieb, K., R. F. Weinberg, and G. Rosenbaum (2006). The effect of energy feedbacks on continental strength. *Nature* 442, 67–70.
- Reinecke, T., R. Altherr, B. Hartung, K. Hatzipanagiotou, H. Kreuzer, W. Harre, H. Klein, J. Keller, E. Geenen, and H. Böger (1982). Remnants of a late cretaceous high temperature bet on the island of anafi (cyclades, greece). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen* 145, 157–182.

- Rey, P. F., C. Teyssier, and D. L. Whitney (2009). The role of partial melting and extensional strain rates in the development of metamorphic core complexes. *Tectonophysics* 477, 135–144.
- Reynolds, S. J. and G. S. Lister (1987). Structural aspects of fluid-rock interactions in detachment zones. *Geology* 15, 362–366.
- Reynolds, S. J. and J. E. Spencer (1985). Evidence for large-scale transport on the bullard detachment fault, west-central arizona. *Geology* 13, 353–356.
- Rice, J. R. (1992). Fault stress states, pore pressure distributions, and the weakness of the san andreas fault. In B. Evans and T.-F. Wong (Eds.), *Fault Mechanics and Transport Properties in Rocks*, pp. 475–503. Academic, San Diego, California.
- Rietbrock, A., C. Tiberi, F. Scherbaum, and H. Lyon-Caen (1996). Seismic slip on a low angle normal fault in the gulf of corinth : Evidence from high-resolution cluster analysis of microearthquakes. *Geophysical Research Letters* 23, 1817–1820.
- Rigo, A., H. Lyon-Caen, R. Armijo, A. Deschamp, D. Hatzfeld, K. Makropoulos, P. Papadimitriou, and I. Kassaras (1996). A microseismicity study in the western part of the gulf of corinth (greece) : implications for large-scale normal faulting mechanisms. *Geophysical Journal International* 126, 663–688.
- Ring, U., J. Glodny, T. Will, and S. Thomson (2007). An oligocene extrusion wedge of blueschists-facies nappes on evia, aegean sea, greece : implications for the early exhumation of high-pressure rocks. *Journal of the Geological Society of London* 164, 637–652.
- Ring, U., S. Laws, and M. Bernet (1999). Structural analysis of a complex nappe sequence and late-orogenic basins from the aegean island of samos, greece. *Journal of Structural Geology* 21, 1575–1601.
- Ring, U. and P. W. Layer (2003). High-pressure metamorphism in the aegean, eastern mediterranean : underplating and exhumation from the late cretaceous until the miocene to recent above the retreating hellenic subduction zone. *Tectonics* 22, 1–23.
- Ring, U., P. W. Layer, and T. Reischmann (2001). Miocene high-pressure metamorphism in the cyclades and crete, aegean sea, greece : evidence for large-magnitude displacement on the cretan detachment. *Geology* 29, 395–398.
- Ring, U., S. N. Thomson, and M. Bröcker (2003). Fast extension but little exhumation : the vari detachment in the cyclades, greece. *Geological Magazine* 140, 245–252.
- Ring, U., T. Will, J. Glodny, C. Kumerics, K. Gessner, S. Thomson, T. Güngör, P. Monié, M. Okrusch, and K. Drüppel (2007). Early exhumation of high-pressure rocks in extrusion wedges : Cycladic blueschist unit in the eastern aegean, greece, and turkey. *Tectonics* 26, 1–23.
- Rocchi, R., S. D. Westerman, A. Dini, F. Innocenti, and T. S. (2002). Two-stage of laccoliths at elba island, italy. *Geology* 30, 983–986.
- Rochette, P. (1987). Magnetic susceptibility of the rock matrix related to magnetic fabric studies. *Journal of Structural Geology* 9, 1015–1020.

- Rochette, P., M. Jackson, and C. Aubourg (1992). Rock magnetism and the interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility. *Reviews of Geophysics* 30, 209–226.
- Rohais, S., R. Eschard, M. Ford, F. Guillocheau, and I. Moretti (2007a). Stratigraphic architecture of the plio-pleistocene infill of the corinth rift, implications for its structural evolution. *Tectonophysics* 440, 5–28.
- Rohais, S., S. Joannin, J. P. Colin, J. P. Suc, F. Guillocheau, and R. Eschard (2007b). Age and environmental evolution of the syn-rift fill of the southern coast of the gulf of corinth (akrata-derveni region, greece). *Bulletin de la Société Géologique de France* 178, 231–243.
- Roig, J. Y. and M. Faure (1995). La déformation du quartz dans un pluton syntectonique mis en place pendant l'extension carbonifère supérieure du massif central français (le leucogranite de chambles, massif du velay). *Compte-Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* 321, 789–796.
- Rollet, N., J. Déverchère, M. O. Beslier, P. Guennoc, J. P. Réhault, M. Sosson, and C. Truffert (2002). Back-arc extension, tectonic inheritance and volcanism in the ligurian sea, western mediterranean. *Tectonics* 21, 1–26.
- Roman-Berdiel, T., D. Gapais, and J. P. Brun (1995). Analogue models of laccolith formation. *Journal of Structural Geology* 17, 1337–1346.
- Romano, S. S., W. Dörr, and G. Zulauf (2004). Cambrian granitoids in pre-alpine basement of crete (greece) : evidence from u-pb dating of zircon. *International Journal of Earth Sciences* 93, 844–859.
- Rosenbaum, G., K. Regenauer-Lieb, and R. Weinberg (2005). Continental extension : from core complexes to rigid block faulting. *Geology* 33, 609–612.
- Sachpazi, M., C. Clément, M. Laigle, A. Hirn, and N. Roussos (2003). Rift structure, evolution, and earthquakes in the gulf of corinth, from reflection seismic images. *EPSL* 216, 242–257.
- Sanchez-Gomez, M., D. Avigad, and A. Heiman (2002). Geochronology of clasts in allochthonous miocene sedimentary sequences on mykonos and paros islands : implications for back-arc extension in the aegean sea. *Journal of the Geological Society of London* 159, 45–60.
- Saupé, F., C. Marignac, B. Moine, J. Sonet, and J. L. Zimmerman (1982). Datation par les méthodes k/ar et rb/sr de quelques roches de la partie orientale de l'île d'elbe (province de livourne, italie). *Bulletin de Minéralogie* 105, 236–245.
- Schermer, E. R. (1993). Geometry and kinematics of continental basement deformation during the alpine orogeny, mt. olympos region, greece. *Journal of Structural Geology* 15, 571–591.
- Scott, R. J. and G. S. Lister (1992). Detachment faults : evidence for a low-angle origin. *Geology* 20, 833–836.
- Serri, G., F. Innocenti, and P. Manetti (1993). Geochemical and petrological evidence of the subduction of delaminated adriatic continental lithosphere in the genesis of the neogene-quaternary magmatism of central italy. *Tectonophysics* 223, 117–147.
- Shelton, W. J. (1984). Listric normal faults, an illustrated summary. *AAPG* 68, 801–815.

- Sibson, R. H. (1983). Continental fault structure and the shallow earthquake source. *Journal of the Geological Society of London* 140, 741–767.
- Sibson, R. H. (1985). A note on fault reactivation. *Journal of Structural Geology* 7, 751–754.
- Sibson, R. H. (1990). Rupture nucleation on unfavourably oriented faults. *Bulletin of the Seismological Society of America* 80, 1580–1604.
- Sibson, R. H. (2003). Brittle-failure controls on maximum sustainable overpressure in different tectonic regimes. *AAP* 87, 901–908.
- Skarpelis, N. (2002). Geodynamics and evolution of the miocene mineralisations in the cycladic-pelagonian belts, hellenides. *Bulletin of the Geological Society of Greece* 34, 2191–2206.
- Smith, S., R. Holdsworth, C. Collettini, and J. Imber (2007). Using footwall structures to constrain the evolution of low-angle normal faults. *Journal of the Geological Society of London* 164, 1187–1191.
- Sokoutis, D., J. Brun, J. Van Den Driessche, and S. Pavlides (1993). A major oligo-miocene detachment in southern rhodope controlling north aegean extension. *Journal of the Geological Society of London* 150, 243–246.
- Sonder, L., P. England, B. Wernicke, and R. Christiansen (1987). A physical model for the cenozoic extension of western north america. In M. Coward, J. Dewey, and P. Hancock (Eds.), *Continental extensional tectonics*, Volume 28, pp. 187–201. Geological Society of London.
- Sorel, D. (2000). A pleistocene and still-active detachment fault and the origin of the corinth-patras rift, greece. *Geology* 28, 83–86.
- Sotiropoulos, S., E. Kamberis, M. V. Triantaphyllou, and T. Doutsos (2003). Thrust sequences in the central part of the external hellenides. *Geological Magazine* 140, 661–668.
- Spakman, W., M. J. R. Wortel, and N. J. Vlaar (1988). The hellenic subduction zone : a tomographic image and its geodynamic implications. *Geophysical Research Letters* 15, 60–63.
- Spencer, J. E. and C. G. Chase (1989). Role of crustal flexure in initiation of low-angle normal faults and implications for structural evolution of the basin and range province. *Journal of Geophysical Research* 94, 1765–1775.
- Stolz, J., M. Engi, and M. Rickli (1997). Tectonometamorphic evolution of se tinos, cyclades, greece. schweiz. mineral. petrogr. mitt., 77 : 209-231. *Schweiz Mineral Petrogr Mitt* 77, 209–231.
- Storti, F. (1995). Tectonics of the punta bianca promontory : insights for the evolution of the northern apennine-tyrrhenian sea basin. *Tectonics* 14, 832–847.
- Stouraiti, C., P. Mitropoulos, J. Tarney, B. Barreiro, A. M. McGrath, and E. Baltatzis (2010). Geochemistry and petrogenesis of late miocene granitoids, cyclades, southern aegean : Nature of source components. *Lithos* 114, 337–352.
- Sykes, L. R. (1978). Intraplate seismicity, reactivation of preexisting zones of weakness, alkaline magmatism, and other tectonism postdating continental fragmentation. *Reviews of Geophysics* 16, 621–688.

- Taymaz, T., J. Jackson, and D. McKenzie (1991). Active tectonics of the north and central aegean sea. *Geophysical Journal International* 106, 433–490.
- Tchalenko, J. S. (1970). Similarities between shear zones of different magnitudes. *Geological Society of America Bulletin* 81, 1625–1640.
- Tembe, S., D. A. Lockner, and Wong (2010). Effect of clay content and mineralogy on frictional sliding behavior of simulated gouges : Binary and ternary mixtures of quartz, illite, and montmorillonite. *Journal of* 115, 1–22.
- Thöni, M. (1980). Distribution of pre-alpine and alpine metamorphism of the southern otztal mass and the scarl unit, based on k/at age determinations. *Mitt. Osterr. Geol. Ges.* 71/72, 139–165.
- Tibéri, C., M. Diament, H. Lyon-Caen, and T. King (2001). Moho topography beneath the corinth rift area (greece) from inversion of gravity data. *Geophysical Journal International* 145, 797–808.
- Tirel, C., J. P. Brun, and E. Burov (2004). Thermo-mechanical modeling of extensional gneiss domes. In D. L. Whitney, C. Teyssier, and C. S. Siddoway (Eds.), *Gneiss domes in orogeny*, Volume 380, pp. 67–78. Geological Society of America, Boulder Colorado.
- Tirel, C., J. P. Brun, and E. Burov (2008). Dynamics and structural development of metamorphic core complexes. *Journal of Geophysical Research* 113, 1–25.
- Tirel, C., P. Gautier, D. J. J. Van Hinsbergen, and M. J. R. Wortel (2009). Sequential development of interfering metamorphic core complexes : numerical experiments and comparison with the cyclades, greece. In D. J. J. Van Hinsbergen, M. A. Edwards, and R. Govers (Eds.), *Collision and collapse at the Africa-Arabia-Eurasia subduction zone*, Volume 311, pp. 257–292. Geological Society of London.
- Tirel, C., F. Gueydan, C. Tiberi, and J. P. Brun (2004). Aegean crustal thickness inferred from gravity inversion. geodynamical implications. *EPSL* 228, 227–280.
- Travé, A., E. Roca, E. Playa, D. Parcerisa, D. Gomez-Gras, and J. D. Martin-Martin (2009). Migration of mn-rich fluids through normal faults and fine-grained terrigenous sediments during early development of the neogene vallès-penedès half-graben (ne spain). *Geofluids* 9, 303–320.
- Trevisan, L. (1950). L’elba orientale e la sua tettonica di scivolamento per gravità. *Memorie dell Istituto Geologico dell Università di Padova* 16, 1–30.
- Trotet, F., L. Jolivet, and O. Vidal (2001a). Tectono-metamorphic evolution of syros and sifnos islands (cyclades, greece). *Tectonophysics* 338, 179–206.
- Trotet, F., O. Vidal, and L. Jolivet (2001b). Exhumation of syros and sifnos metamorphic rocks (cyclades, greece). new constraints on the p-t paths. *European Journal of Mineralogy* 13, 901–920.
- Tschegg, C. and B. Grasemann (2009). Deformation and alteration of a granodiorite during low-angle normal faulting (serifos, greece). *Lithosphere* 1, 139–154.
- Tzankov, T., D. Angelova, R. Nakov, B. C. Burchfiel, and L. H. Royden (1996). The sub-balkan graben system of central bulgaria. *Basin Research* 8, 125–142.

- Urai, J., R. Schuiling, and J. Jansen (1990). Alpine deformation on naxos (greece). In R. Knipe and E. Rutter (Eds.), *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics*, Volume 54, pp. 509–522. Geological Society Special Publication.
- Van Den Driessche, J. and J. P. Brun (1989). Un modèle cinématique de l'extension paléozoïque supérieure dans le sud du massif central. *Compte-Rendus de l'Académie des Sciences de Paris 309*, 1607–1613.
- Van Hinsbergen, D. J. J., C. G. Langereis, and J. E. Meulenkaamp (2005). Revision of timing, magnitude and distribution of neogene rotations in the western aegean region. *Tectonophysics 396*, 1–34.
- Vandenberg, L. C. and G. S. Lister (1996). Structural analysis of basement tectonics from the aegean metamorphic core complex of ios, cyclades, greece. *Journal of Structural Geology 18*, 1437–1454.
- Vanderhaeghe, O. (2004). Structural development of the naxos migmatite dome. In D. L. Whitney, C. Teyssier, and C. S. Siddoway (Eds.), *Gneiss domes in orogeny*, pp. 211–227. Geological Society of America, Boulder Colorado.
- Vanderhaeghe, O., C. Hibsich, L. Siebenaller, S. Duchêne, S. Kruckenberg, A. Fotiadis, L. Martin, and M. de Saint Blanquat (2007). Penrose conference - extending a continent - naxos field guide. *Journal of the Virtual Explorer 28*, 4.
- Vanderhaeghe, O. and C. Teyssier (2001). Crustal-scale rheological transitions during late-orogenic collapse. *Tectonophysics 335*, 211–228.
- Vauchez, A., A. Tommasi, and G. Barruol (1998). Rheological heterogeneity, mechanical anisotropy and deformation of the continental lithosphere. *Tectonophysics 296*, 61–86.
- Vermeer, P. (1990). The orientation of shear bands in biaxial tests. *Géotechnique 40*, 223–236.
- Vermeer, P. and R. de Borst (1984). Non associated plasticity for soils, concrete and rock. *Heron 29*, 1–64.
- Vigner, A. (2002). *Images sismiques par réflexions verticales et grand-angle de la croûte en contexte extensif : les Cyclades et le Fossé Nord-Egéen*. Ph. D. thesis, Institut de Physique du Globe, Paris.
- Voreadis, G. D. (1961). Die geologie und die barytlagerstätten der inseln mykonos and dragonissi. *Annales géologiques des Pays Helléniques 12*, 263–300.
- Walcott, C. R. and S. H. White (1998). Constraints on the kinematics of post-orogenic extension imposed by stretching lineations in the aegean region. *Tectonophysics 298*, 155–175.
- Wallace, R. E. (1951). Geometry of shearing stress and relation to faulting. *Journal of Geology 59*, 118–130.
- Wernicke, B. (1981). Low-angle normal faults in the basin and range province : Nappe tectonics in an extending orogen. *Nature 291*, 645–648.

- Wernicke, B. (1992). Cenozoic extensional tectonics of the u.s. cordillera. In B. C. Burchfiel, P. W. Lipman, and M. L. Zoback (Eds.), *The Cordilleran Orogen : Conterminous U.S.*, pp. 553–581. Geological Society of America, Boulder Colorado.
- Wernicke, B. (1995). Low-angle normal faults and seismicity : a review. *Journal of Geophysical Research* 100, 20159–20174.
- Wernicke, B., J. L. Davis, N. A. Niemi, P. Luffi, and S. Bisnath (2008). Active megadetachment beneath the western united states. *Journal of Geophysical Research* 113, 1–26.
- Wernicke, B., W. J. Douglas, and M. S. Beaufait (1985). Structural discordance between neogene detachments and frontal sevier thrusts, central mormon mountains, southern nevada. *Tectonics* 4, 213–246.
- Wernicke, B. P. and G. J. Axen (1988). On the role of isostasy in the evolution of normal fault systems. *Geology* 16, 848–851.
- Whitney, D. L., C. Teyssier, and A. Fayon (2004). Isothermal decompression, partial melting, and the exhumation of deep continental crust. In J. Grocott, B. Tikoff, K. J. W. McCaffrey, and G. Taylor (Eds.), *Vertical coupling and decoupling in the lithosphere*, Volume 227, pp. 313–326. Geological Society Special Publication.
- Wijbrans, J. R. and I. McDougall (1986). 40ar/39ar dating of white micas from an alpine high-pressure metamorphic belt on naxos (greece); the resetting of the argon isotopic system. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 93, 187–194.
- Wijbrans, J. R. and I. McDougall (1988). Metamorphic evolution of the attic cycladic metamorphic belt on naxos (cyclades, greece) utilizing 40ar/39ar age spectrum measurements. *Journal of Metamorphic Geology* 6, 571–594.
- Wortel, M. and W. Spakman (2000). Subduction and slab detachment in the mediterranean-carpathian region. *Science* 290, 1910–1917.
- Wright, L., J. Otton, and B. Troxel (1974). Turtleback surfaces of death valley viewed as phenomena of extensional tectonics. *Geology* 2, 53–4.
- Wright, L. and B. Troxel (1984). Geology of the northern half of the confidence hills 15-min quadrangle, death valley region, eastern california; the area of the amargosa chaos. *California Division of Mines and Geology Map Sheet 34*, 31 pp.
- Xiao, H., F. A. Dalhen, and J. Suppe (1991). Mechanics of extensional wedges. *Journal of Geophysical Research* 96, 10301–10318.
- Yamato, P., P. Agard, E. Burov, L. Le Pourhiet, L. Jolivet, and C. Tiberi (2007). Burial and exhumation in a subduction wedge : Mutual constraints from thermomechanical modeling and natural p-t-t data (schistes lustrés, western alps). *Journal of Geophysical Research* 112, 1–28.
- Yin, A. (1989). Origin of regional, rooted low-angle normal faults : A mechanical model and its tectonic implications. *Tectonics* 8, 469–482.

- Yin, A. and J. Dunn (1992). Structural and stratigraphic development of the whipple-chemehuevi detachment system, southeastern california : Implications for the geometrical evolution of domal and basinal low-angle normal faults. *Geological Society of America Bulletin* 104, 659–674.
- Zeffren, S., D. Avigad, A. Heimann, and Z. Gvirtzman (2005). Age resetting of hanging wall rocks above a low-angle detachment fault : Tinos island (aegean sea). *Tectonophysics* 400, 1–25.
- Zoback, M. D., M. L. Zoback, J. P. Eaton, V. S. Mount, and J. Suppe (1987). New evidence on the state of stress of the san andreas fault system. *Science* 238, 1105–1111.
- Zorin, Y. A. (1999). Geodynamics of the western part of the mongolia-okhotsk collisional belt, trans-baikal region (russia) and mongolia. *Tectonophysics* 306, 33–56.