



HAL
open science

Dynamique de l'extension des domaines continentaux épaissis : dômes métamorphiques et écoulement de la croûte ductile

Céline Tirel

► **To cite this version:**

Céline Tirel. Dynamique de l'extension des domaines continentaux épaissis : dômes métamorphiques et écoulement de la croûte ductile. Géologie appliquée. Université Rennes 1, 2004. Français. NNT : . tel-00008497

HAL Id: tel-00008497

<https://theses.hal.science/tel-00008497>

Submitted on 15 Feb 2005

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.

THESE

Présentée

DEVANT L'UNIVERSITE DE RENNES I

Pour obtenir

le grade de **DOCTEUR DE L'UNIVERSITE DE RENNES 1**
Mention Sciences de la Terre

PAR

Céline TIREL

Equipe d'accueil : Géosciences Rennes UMR 6118 CNRS

Ecole doctorale : Sciences de la Matière

Composante universitaire : U.F.R. Structure et Propriétés de la Matière

**DYNAMIQUE DE L'EXTENSION
DES DOMAINES CONTINENTAUX EPAISSIS:
DÔMES METAMORPHIQUES
ET
ECOULEMENT DE LA CROÛTE DUCTILE**

Soutenue le 26 novembre 2004 devant la Commission d'Examen

COMPOSITION DU JURY

Jean CHERY : Université de Montpellier - Rapporteur

Laurent JOLIVET : Université de Paris 6 - Rapporteur

Denis GAPAIS : Université de Rennes I- Examineur

Rinus WORTEL : Université d'Utrecht - Examineur

Jean-Pierre BRUN : Université de Rennes I - Directeur de thèse

Evgenii BUROV : Université de Paris 6 - co-Directeur de thèse

Remerciements

Tout d'abord merci à Jean-Pierre Brun, le grand chef, pour m'avoir permis de réaliser cette thèse. Je tiens à souligner le fait que pour un chef régulièrement absent pour des raisons de chef, J-P a toujours répondu présent à la l'encadrement et à la participation active de ce travail. Je remercie Evgenii Burov pour m'avoir encadré durant cette thèse et surtout pour m'avoir laissé utiliser son code que se soit à Paris 6 ou à Rennes. Je remercie Frédéric Gueydan et Christel Tiberi pour avoir permis la réalisation du projet gravi en Mer égée. Merci également à Dimitrios Sokoutis pour m'avoir accueilli à Amsterdam et appris la modélisation analogique. Merci à Denis Gapais pour ses conseils, notamment en matière d'anglais et à Jean-Jacques Kermarrec pour son aide précieuse au labo de manip.

Merci aux membres de mon jury d'avoir accepté de participer à la lecture du manuscrit et à la soutenance, Jean Chéry, Denis Gapais, Laurent Jolivet et Rinus Wortel.

Je remercie les « paris6siens » pour m'avoir accueillie et aidée durant les 9 premiers mois de ma thèse, mais aussi pour le voyage en Grèce qui m'a permis de voir pour la première fois un MCC, et de connaître Caroline (la blonde!). A Paris, il y a aussi les IPGPIens, eux aussi établis dans d'affreuses tours, rescapés de l'époque DEA : c'est-à-dire Mathieu & Antoinette, Jules, Paulo, Ata, ainsi que tous les anciens du bistrot *les Sciences*. J'en profite d'ailleurs pour saluer Michel qui fut le tonton de beaucoup d'immigrés provinciaux ou étrangers (ce qui est un peu la même chose) perdus dans le tout Paris. Merci Michel pour tes soirées punch inoubliables.

Durant deux années, j'ai habité Géosciences Rennes. Je m'y suis fait beaucoup d'amis. Merci donc à tous, en particulier à l'équipe litho et aux thésards du labo, Ben & Flo, Chrys, Sylvie, Charly, Tanguy, Grand Sarce, Nicolo, Ju & Miriam, Jeroen (le batave), Katia (la parisienne), Steph (Mamie Gautier), Freddy (Fabien), Olivier, Marie, Nico (MonNico), Cath, Blaize (le danseur de disco), Vincent, Gêrôme (les crêpes), Eric (les cheveux), Mylène, Castor, Christina, Grybos (Goshia), Nolouene & Laure, Nuno, Luca et Martin (les tchèques), César (le chilien), Youl (l'orléanais). Merci pour l'ambiance dans la salle à café, avec notamment Erwan, Philippe, Serge, Pavel, Pierre, Denis, Michel, Fred, Gilles, Sylvain, Arlette et Monique. Spéciale dédicace à Xav pour son aide et surtout sa constante bonne humeur au bureau.

Enfin, je n'oublie pas ma famille qui m'a soutenue durant mes études et surtout pendant cette thèse. Je pense beaucoup à toi, Ludo pour ta présence et ton soutien sans relâche pendant toutes ces années et surtout dans les moments où j'en avais le plus besoin.

When I am working on a problem, I never think about beauty. I think only how to solve the problem. But when I've finished, if the solution isn't beautiful, I know it's wrong.

~ Buckminster Fuller - Inventor of dome -

Table des matières

INTRODUCTION	9
---------------------------	----------

PARTIE I

DYNAMIQUE ET STRUCTURE DES DOMES METAMORPHIQUES EXTENSIFS 13

CHAPITRE 1

LES DOMES METAMORPHIQUES EXTENSIFS 15

1.1. STRUCTURES DES DOMES METAMORPHIQUES EXTENSIFS ASSOCIES A UNE FAILLE EN DETACHEMENT	17
1.1.1. <i>Observations géologiques</i>	17
1.1.2. <i>Les zones de détachement</i>	19
1.1.3. <i>Le magmatisme</i>	21
1.1.4. <i>Structure interne des dômes métamorphiques à l'échelle crustale, apport de la géophysique</i>	25
1.2. L'EXTENSION POST-OROGENIQUE, CONTEXTE FAVORABLE A LA FORMATION DES MCC.....	27
1.3. MODELISATION DES DOMES METAMORPHIQUES EXTENSIFS	32
1.3.1. <i>Le pendage initial de la zone de détachement</i>	32
1.3.2. <i>Rôle de la transition fragile-ductile</i>	41
1.3.3. <i>Mécanismes d'écoulement de la croûte ductile</i>	46

CHAPITRE 2

MODELISATION THERMO-MECANIQUE DE DOMES GNEISSIQUE EXTENSIFS..... 51

RÉSUMÉ	53
--------------	----

THERMOMECHANICAL MODELING OF EXTENSIONAL GNEISS DOMES 55

ABSTRACT	56
2.1. INTRODUCTION.....	57
2.2. TECTONIC SETTING AND STRUCTURE OF EXTENSIONAL GNEISS DOMES.....	57
2.3. NUMERICAL MODELING	60
2.4. RESULTS.....	63
2.5. DISCUSSION AND CONCLUSIONS	69

CHAPITRE 3

MECANISMES D'EXTENSION DES LITHOSPHERES CHAUDES ET EPAISSIES, DEDUIT DE LA MODELISATION ANALOGIQUE..... 77

RÉSUMÉ	79
--------------	----

EXTENSION OF THICKENED AND HOT LITHOSPHERES, INFERENCES FROM LABORATORY MODELLING. 81

ABSTRACT	82
3.1. INTRODUCTION.....	83
3.2. EXPERIMENTAL PROCEDURE	85
3.2.1. <i>Materials</i>	86
3.2.2. <i>Scaling</i>	86
3.2.3. <i>Experiments</i>	87
3.3. FREE GRAVITY SPREADING MODELS	89
3.3.1. <i>Model 1, without anomaly</i>	89
3.3.2. <i>Model 2, with a viscosity-density anomaly</i>	90
3.4. BOUNDARY-CONTROLLED GRAVITY SPREADING MODELS	91

3.4.1. Model 3, $v=1.4\text{cm/min}$ without anomaly	91
3.4.2. Model 4, $v=0.5\text{cm/mn}$ without anomaly	91
3.4.3. Models 5, 6 and 7, $v=0.5\text{cm/mn}$ with anomaly	93
3.5. FAULTING AS A FUNCTION OF TIME AND FINITE BULK STRETCHING	95
3.6. DISCUSSION	97
3.6.1. Wide rift versus MCC	97
3.6.2. Dynamics of faulting	99
3.6.3. Core complex development	99
3.7. CONCLUSION	101

CHAPITRE 4

DYNAMIQUE ET DEVELOPPEMENT STRUCTURAL DES DOMES METAMORPHIQUES EXTENSIFS

107

RÉSUMÉ	109
--------------	-----

DYNAMICS AND STRUCTURAL DEVELOPMENT OF METAMORPHIC CORE COMPLEXES

111

ABSTRACT	112
4.1. INTRODUCTION	113
4.2. THERMAL-MECHANICAL MODELLING	114
4.2.1. Initial and boundary conditions	114
4.2.2. The numerical code	116
4.2.3. The numerical experiments	119
4.3. THE DEVELOPMENT OF A MCC	119
4.4. ROLE OF THE INITIAL CRUSTAL THICKNESS	121
4.5. THE DYNAMICS OF MCC AS FUNCTION OF MOHO TEMPERATURE AND APPLIED VELOCITY	121
4.5.1. Depth of the brittle-ductile transition	122
4.5.2. Initial graben width	123
4.5.3. Ductile crust exhumation and dome growth	123
4.5.4. Moho deflexion	125
4.6. VARIATIONS IN THE STRUCTURAL AND THERMAL EVOLUTION	125
4.6.1. Model with $V=0.33\text{cm/y}$	126
4.6.2. Model with $V=1.00\text{cm/y}$	127
4.6.3. Model with $V=2.00\text{cm/y}$	138
4.7. DISCUSSION	129
4.7.1. The "geological window" for MCC	129
4.7.2. A simple concept of MCC	129
4.7.3. Location and stability of detachments	132
4.7.4. Implications for MCC in nature	134
4.8. CONCLUSIONS	134
APPENDIX 1: THE LOCALIZING HETEROGENEITY IN MODELS	136
Effects of the heterogeneity properties on model results	136
Possible natural equivalents of the anomaly	136

PARTIE II

MODELISATION GRAVIMETRIQUE DE LA CROUTE EGEENNE : CONTRIBUTION A L'ETUDE DE L'EXTENSION A GRANDE ECHELLE	143
---	------------

CHAPITRE 5

L'EXTENSION DU DOMAINE EGEEN,UNE REVUE BREVE	145
---	------------

1.1. L'HISTOIRE OROGENIQUE	147
1.2. LA MISE EN PLACE DE LA ZONE DE SUBDUCTION SUD-HELLENIQUE	148
1.3. CAUSES DE L'EXTENSION POST-OROGENIQUE	149
1.4. CONSEQUENCE DE L'EXTENSION POST-OROGENIQUE : LA FORMATION DES DOMES METAMORPHIQUES	150
1.4.1. <i>Les domaines d'exhumation</i>	150
1.4.2. <i>Métamorphisme</i>	150
1.4.3. <i>Les grandes zones de détachements</i>	152
1.5. LES CONDITIONS INITIALES DE L'EXTENSION	153
1.6. LE REGIME DE DEFORMATION ACTUEL	154
1.6.1. <i>Le Sud-Egée</i>	159
1.6.2. <i>Le Golfe de Corinthe</i>	163
1.6.3. <i>Le Nord Egée</i>	165

CHAPITRE 6

EPAISSEUR DE LA CROUTE EGEENNE PAR INVERSION GRAVIMETRIQUE. IMPLICATIONS GÉODYNAMIQUES	171
---	------------

RÉSUMÉ	173
--------------	-----

AEGEAN CRUSTAL THICKNESS INFERRED FROM GRAVITY INVERSION. GEODYNAMICAL IMPLICATIONS.	175
--	------------

ABSTRACT	176
6.1. INTRODUCTION	177
6.2. GRAVITY INVERSION	182
6.2.1. <i>Data processing</i>	182
6.2.2. <i>Inversion procedure</i>	188
6.3. AEGEAN CRUSTAL THICKNESS	192
6.3.1. <i>Results</i>	192
6.3.2. <i>Comparison with previous geophysical studies</i>	193
6.3.3. <i>Role of sedimentary basins</i>	194
6.4. GEODYNAMICAL IMPLICATIONS	195
6.5. CONCLUSIONS	198

CONCLUSIONS GENERALES	203
------------------------------------	------------

1. LES DOMES METAMORPHIQUES EXTENSIFS	205
2. ECOULEMENT DE LA CROUTE DUCTILE	214

ANNEXE	219
---------------------	------------

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	227
--	------------

Introduction

Les dômes métamorphiques extensifs (metamorphic core complexes, MCC) ont été identifiés dans le Basin & Range (U.S.A.) à la fin des années 70 (Davis & Coney, 1979 ; Crittenden et al., 1980). Ces structures se forment lors de l'extension d'un domaine épaissi et thermiquement relaxé, autrement dit lors d'une extension post-orogénique (Coney & Harms, 1984). La problématique de l'origine et du développement des MCC est un sujet majeur de discussion en termes de déformation lithosphérique. Les MCC se caractérisent par la présence d'un détachement en surface (considéré comme une faille normale ou une zone de cisaillement à faible pendage) séparant le dôme métamorphique d'une unité supérieure associée à des dépôts sédimentaires synchrones de la déformation extensive. La singularité de ces détachements réside dans la nature extensive de leur déformation associée à un faible pendage en surface, combinaison peu compatible avec la théorie mécanique de développement des failles normales. C'est la raison pour laquelle les premiers modèles concernant la formation des MCC ont été centrés sur la signification des détachements.

Au début des années 80, une première famille de modèle s'est portée sur l'évolution en extension d'une faille normale d'échelle lithosphérique à pendage initialement faible pour expliquer la formation de dôme, mais surtout pour tenter de reproduire la géométrie des détachements observés en surface (Wernicke, 1981, 1985). Ces premières esquisses sont basées sur un principe de cisaillement simple de la croûte et/ou de la lithosphère. Cependant la controverse sur la théorie du développement des failles normales à faible pendage a conduit à une seconde famille de modèles (Buck, 1988; Wernicke & Axen, 1988) qui considèrent que le rebond isostatique lié au jeu d'un détachement est en mesure de basculer des failles à pendage fort, respectant la théorie de Mohr-Coulomb, vers des valeurs de pendage faibles, tels qu'observés sur le terrain. Les nombreuses hypothèses évoquées dans ces familles de modèles sont en général fondées sur le fait que les détachements s'initient dès le début de l'extension et que leur évolution est la cause de l'exhumation des dômes métamorphiques. Cependant, une question majeure demeure : comment se créent les détachements ? En reprenant le problème à la base, il faut considérer que la géométrie particulière du détachement observé en surface est le résultat d'une déformation finie. Elle n'est donc pas nécessairement présente en l'état au début du processus extensif.

En marge de ce débat, les profils sismiques réalisés dans le Basin & Range dans les années 80 ont permis de mettre en évidence une géométrie plate du Moho sur l'ensemble du domaine et particulièrement à l'aplomb des MCC. Ce nouvel élément a remis en question les modèles qui prédisaient une remontée locale du Moho par le jeu du détachement. Pour comprendre la relation entre l'exhumation et une géométrie plane du Moho, le concept de fluage crustal a été introduit (Block & Royden, 1990; Buck, 1991). Les conditions physiques dans une lithosphère épaissie et thermiquement relaxée d'un contexte post-orogénique se prêtent *a priori* à ce type de déformation ductile par écoulement de la croûte profonde.

Pour comprendre le comportement de la formation et du développement des dômes métamorphiques et des détachements associés, des expériences de modélisation tant analogique (Brun et al., 1994) que numérique (Wdowinski & Axen, 1992) ont adopté l'idée simple d'une extension post-orogénique de domaines épaissis et thermiquement relaxés comme condition générale favorable à la formation des MCC. Ce principe de modélisation est celui employé dans ces travaux pour tenir compte du fait que les origines mêmes du détachement ne sont pas établies.

Pour étudier les effets du comportement de la croûte ductile sur un exemple concret, une étude de l'épaisseur de la croûte continentale d'un domaine ayant subi une extension post-orogénique a été effectuée pour la région égéenne en Grèce.

Ainsi, après une revue bibliographique de la problématique des dômes métamorphiques (Chapitre 1), le développement des MCC et celui des détachements associés sont présentés dans une première partie, en utilisant la modélisation numérique et analogique (Chapitres 2, 3 et 4). Ensuite, dans la seconde partie et après une revue des connaissances sur l'extension égéenne (Chapitre 5), une étude des variations de l'épaisseur crustale en Egée aborde la relation entre la déformation finie enregistrée au cours de l'histoire régionale et la géodynamique actuelle du domaine (Chapitre 6). L'ensemble des résultats est discuté dans une conclusion synthétique reprenant les points majeurs acquis.

Partie I

**Dynamique et structure des dômes
métamorphiques extensifs
(metamorphic core complexes)**

Chapitre 1

Les dômes métamorphiques extensifs

1.1. STRUCTURES DES DOMES METAMORPHIQUES EXTENSIFS ASSOCIES A UNE FAILLE EN DETACHEMENT ...	17
1.1.1. <i>Observations géologiques</i>	17
1.1.2. <i>Les zones de détachement</i>	19
1.1.3. <i>Le magmatisme</i>	21
1.1.4. <i>Structure interne des dômes métamorphiques à l'échelle crustale, apport de la géophysique</i>	25
1.2. L'EXTENSION POST-OROGENIQUE, CONTEXTE FAVORABLE A LA FORMATION DES MCC	27
1.3. MODELISATION DES DOMES METAMORPHIQUES EXTENSIFS	32
1.3.1. <i>Le pendage initial de la zone de détachement</i>	32
1.3.2. <i>Rôle de la transition fragile-ductile</i>	41
1.3.3. <i>Mécanismes d'écoulement de la croûte ductile</i>	46

Les travaux de terrain réalisés dans la Province du Basin & Range (U.S.A.) au cours des années 60-70 ont permis de mettre en évidence des structures d'un type particulier : les « metamorphic core complexes » (MCC), dômes métamorphiques associés à des failles normales à faible pendage. Les premières descriptions structurales de ces dômes, révélant un « décollement » entre une couverture non métamorphique et un substratum métamorphique, ont été réalisées par Misch (1960) dans Great Basin (Cordillère Nord Américaine). Les premières hypothèses concernant le développement de ces dômes s'appuient sur une relation étroite entre les chevauchements issus de l'épaississement crustal (rampe et décollement) et les failles normales à faible pendage. Cette hypothèse est ensuite abandonnée lorsque Armstrong (1972) montre le découplage entre l'histoire compressive et extensive de la région, en comparant les données structurales aux données géochronologiques. A la fin des années 70, Davis & Coney (1979) proposent que la formation des « metamorphic core complex » d'âge tertiaire correspond à l'extension d'un large domaine soumis à une intense activité magmatique.

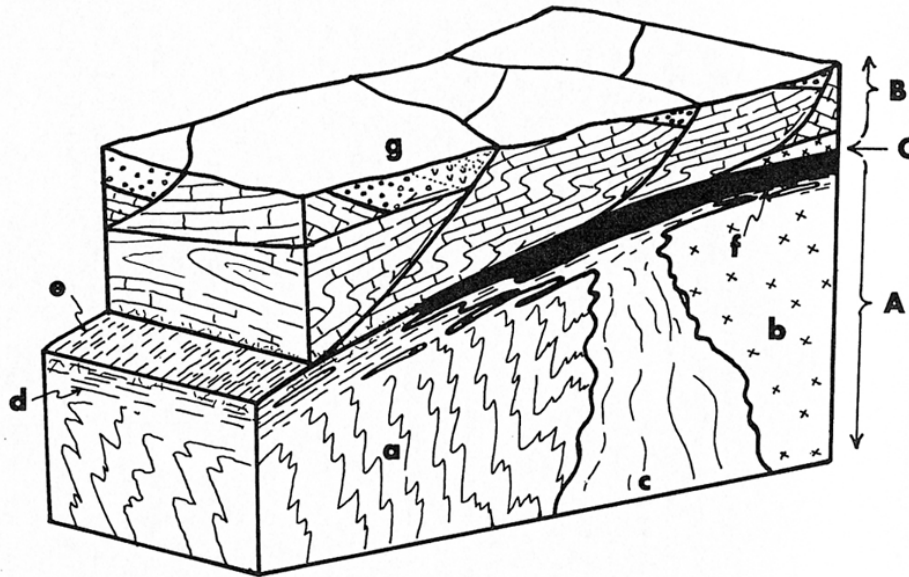
1.1. Structures des dômes métamorphiques extensifs associés à une faille en détachement

Les dômes métamorphiques extensifs (MCC) associés à des détachements sont des structures communément décrites dans les orogènes alpins, tels que la Cordillère Nord Américaine (Davis & Coney, 1979 ; Crittenden et al., 1980 ; Coward et al., 1987 ; Burchfiel et al., 1992 ; Vanderhaeghe et al., 1999 ; Foster et al., 2001) et la Mer Egée (Lister et al., 1984 ; Jolivet et al., 1991, Gautier & Brun 1994a,b, Sokoutis et al., 1993). Ces objets ont été décrit également pour des orogènes plus anciens tels que la chaîne hercynienne (Montagne Noire, Dôme du Velay : Echtler & Malavieille, 1990 ; Malavieille et al., 1990 ; Van Den Driessche & Brun, 1989, 1991-1992 ; Malavieille, 1993, Brun & Van den Driessche, 1994 ; Burg et al., 1994) et la chaîne calédonienne (Calédonides de Norvège : Norton, 1986 ; Séranne & Seguret, 1987 ; Andersen et al., 1991, Andersen, 1998). Bien que les conditions cinématiques de ces domaines orogéniques diffèrent quelque peu ou sont peu contraintes (dans les orogènes anciens), il apparaît que les MCC résultent en général d'un processus extensif de type effondrement gravitaire faisant suite à un épaississement.

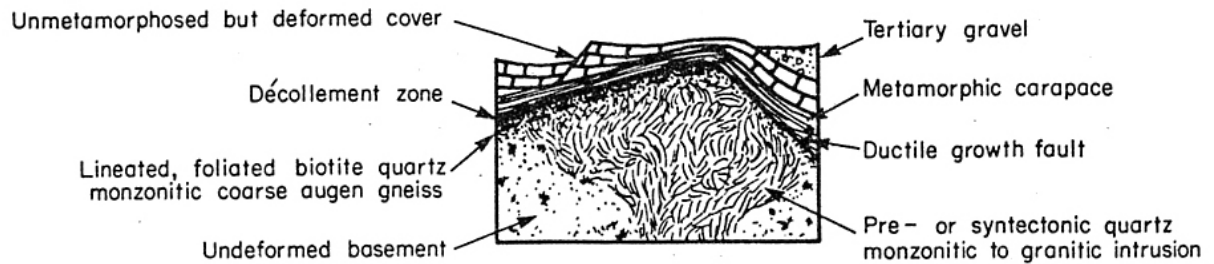
1.1.1. Observations géologiques

Les dômes métamorphiques extensifs se caractérisent par plusieurs particularités majeures. La première est la superposition à caractère soustractif de deux unités distinctes. L'unité inférieure se compose de roches métamorphiques migmatitiques et plutoniques montrant une déformation ductile où les trajectoires de foliation soulignent une forme en dôme. Une unité supérieure est constituée de roches, non métamorphiques ou présentant un métamorphisme antérieur, associées à des dépôts sédimentaires synchrones de la déformation (Figure 1-1). Ces deux unités sont séparées par une zone de détachement qui révèle une géométrie plate, légèrement convexe vers le haut, au sommet du dôme prolongée par une partie plus inclinée sur un flanc du dôme lorsque sa structure générale est asymétrique et sur les deux flancs lorsque celui-ci est symétrique. Au-dessus du détachement, les sédiments sont généralement affectés par des failles normales syn-tectoniques accommodant de fortes épaisseurs de dépôts près de la partie à fort pendage du détachement. Les sédiments déposés au cours de la formation du dôme et le long de la

partie plate du détachement en surface sont fortement basculés (Brun & Van Den Driessche, 1994) (Figure 2b).



a)



b)

Figure 1-1 : Dôme métamorphique associé à un détachement. a) Bloc diagramme, C : zone de décollement entre une couverture sédimentaire et une unité métamorphique (Coney, 1980). b) Coupe annotée (Davis & Coney, 1979).

1.1.2. Les zones de détachement

De part et d'autre du dôme, l'enveloppe de foliation de l'unité métamorphique montre des sens de cisaillement conjugués, d'intensité de déformation souvent inégale où la zone en détachement souligne la déformation cisailante la plus forte. Les sens de cisaillement opposés de part et d'autre du dôme tendent à suggérer l'existence d'une zone de déformation coaxiale dans la partie centrale du dôme.

L'intense déformation cisailante, observée dans les zones de détachement, montre une superposition complexe de fabriques ductiles et fragiles. La structure interne de cette zone témoigne du caractère progressif et complexe des tectonites, depuis des mylonites (comportement ductile) vers des roches bréchiques (comportement fragile). Brun & Van Den Driessche (1994) présentent une description, à l'échelle du dôme, des mécanismes de déformation le long du détachement, du plus profond au plus superficiel. Sur la Figure 1-2a, la zone (D1), située dans le flanc du dôme, montre des structures mylonitiques C/S de haute température et des ultramylonites affectant des roches totalement ou partiellement fondues (Berthé et al., 1979a). Lors de l'exhumation, ces roches traversent la transition fragile-ductile formant des cataclasites (D2). Sous la zone D2, la mylonitisation des roches non fondues dans la zone de détachement est caractérisée par des bandes de cisaillement extensives de type C' (D3) (Berthé et al., 1979b ; Gapais, 1989). Enfin, la partie fragile et potentiellement inactive du détachement montre des cataclasites et des brèches (D4). Cette progression de la déformation souligne un refroidissement des roches ductiles en faveur d'une exhumation des roches en contexte extensif. De manière plus détaillée, Malavieille (1993) propose une description du mur de détachement montrant clairement l'évolution des structures en cisaillement (comportement ductile) vers une déformation cassante (Figure 1-2b).

Les observations de terrain ont conduit à définir les détachements comme des failles normales (ou des zones de cisaillement) à faible pendage en surface recoupant les contacts lithologiques préexistants et séparant une unité à déformation cassante d'une unité à déformation ductile. Cependant, il existe aussi des discontinuités à faible pendage de type « décollement » reprenant des niveaux de contacts lithologiques préexistants, essentiellement caractérisées par des contrastes de viscosité. Ainsi dans le Basin & Range, le dôme du Snake Range est associé à un décollement initialement plat, qui correspondrait à la transition fragile-ductile (Miller et al., 1983, Gans et al., 1985). La forme en arche du dôme résulterait du mouvement tardif de rotation des failles normales de l'unité fragile.

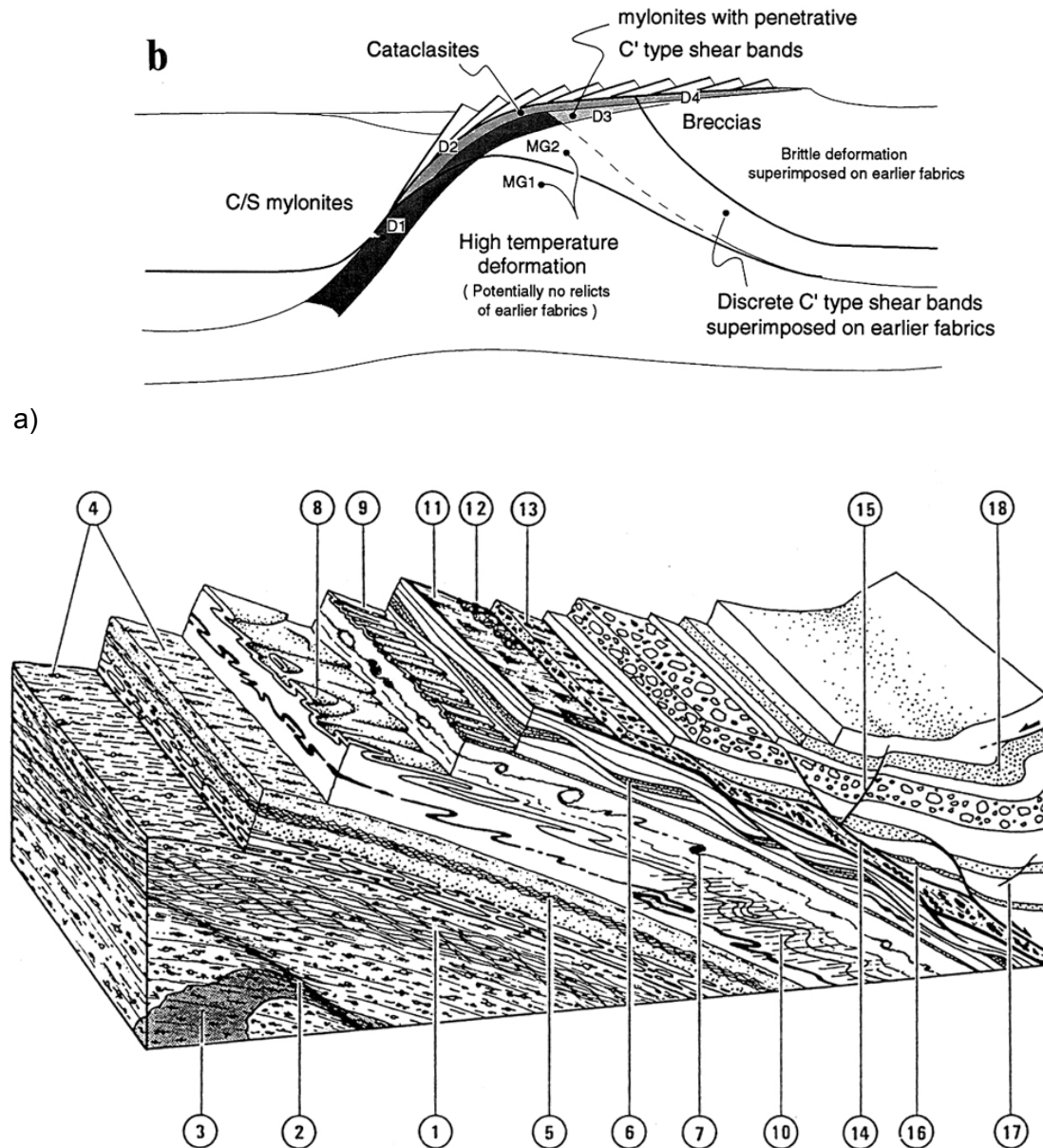


Fig. 6. Synthetic block diagram showing the different structures associated with extensional shear zones: 1, foliated rocks with extensional shear bands (C' planes); 2, small-scale normal shear zones; 3, synkinematic granite bodies or sills, mylonitized and boudinaged; 4, stretching and mineral lineations; 5, extensional crenulation clivage; 6, boudinage at different scales; 7, shear criteria (rolling structures); 8, sheath folds in zones of high shear strain; 9, folds with axes parallel to stretching lineations which may develop at a large scale; 10, tight folds with subhorizontal axial planes, which develop in rock with strong anisotropy, during the late ductile stages of deformation, refolding mylonitic foliation; 11, slickensides on brittle detachment surfaces; 12, cataclastic breccia. - Structures in sediments associated with basin formation; 13, fractured pebbles, stretched and striated; 14, low-angle decollements in weak layer; 15, high-angle brittle faults; 16, stretched layers; 17, synsedimentary hydroplastic faults; 18, gravity folding.

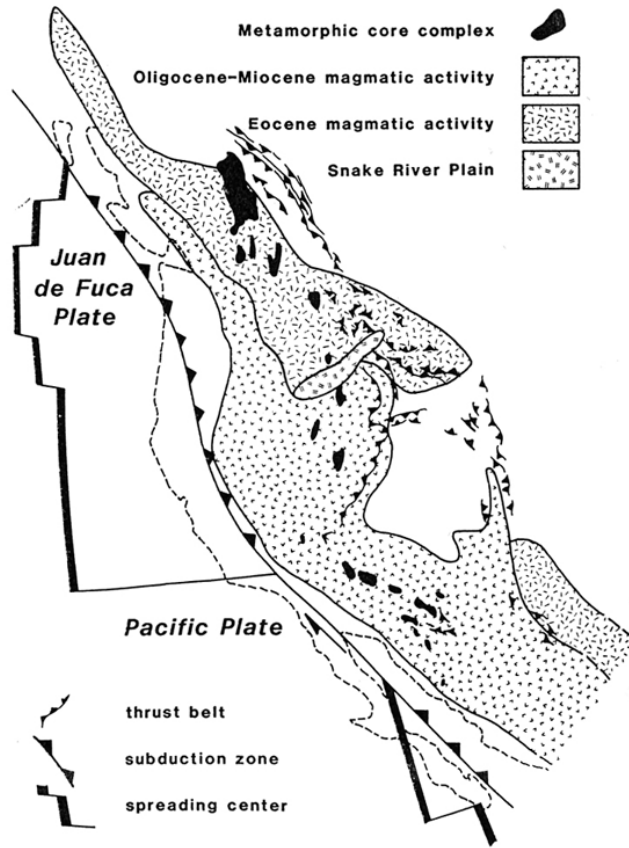
b)

Figure 1-2 : Exemple de structures associées au détachement. a) Déformation associée au détachement à l'échelle du dôme (Brun & Van Den Driessche, 1994). b) Déformation, structures et microstructures dans le mur des détachements (Malavieille, 1993).

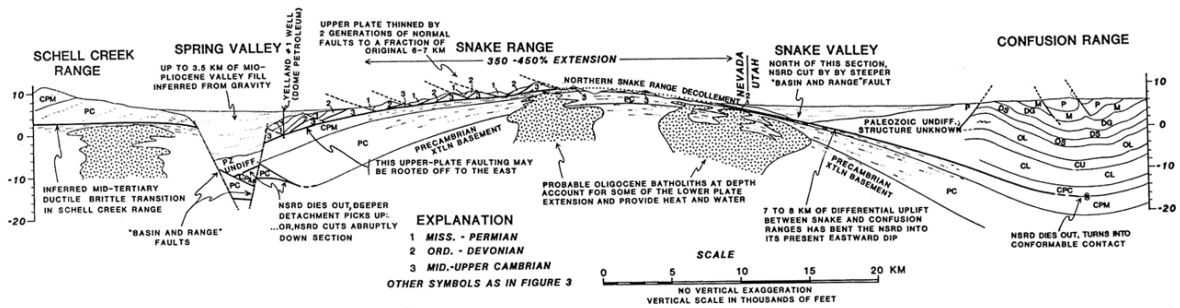
1.1.3. Le magmatisme

La formation des dômes métamorphiques extensifs dans les domaines d'épaississement crustal s'accompagne dans la majeure partie des cas d'une activité magmatique plus ou moins intense qui peut se traduire par du sous-placage à la base de la croûte, du plutonisme et du volcanisme.

Cette relation spatio-temporelle entre le développement des dômes et l'activité magmatique de ces régions est clairement établie pour le Basin & Range (Davis & Coney, 1979 ; Rehrig & Reynolds, 1980 ; Reynolds & Rehrig, 1980 ; Miller et al., 1983 ; Coney & Harms, 1984 ; Gans et al., 1985, 1989 ; Gans, 1987 ; Christiansen & Yeats, 1992 ; Wernicke, 1992) (Figure 1-3) et pour la Mer Egée (Lister et al., 1984 ; Jolivet, 1991 ; Gautier & Brun, 1994a ; Gautier et al., 1999) (Figure 1-4). Dans ces domaines d'extension récente (orogènes alpins), les mesures du flux de chaleur montrent que l'activité magmatique antérieure et/ou synchrone de la formation des MCC s'accompagne d'un flux de chaleur plus important encore aujourd'hui que celui mesuré sur les continents environnants. En effet, pour le Basin & Range et la Mer Egée (Figure 1-5a et b), les valeurs mesurées sont supérieures ou égales à 1.5 HFU ($0,062 \text{ W.m}^{-2}$) (Blackwell, 1978 ; Lachenbuch & Sass, 1978 ; Makris & Stobbe, 1984). Dans la chaîne hercynienne en France (Massif central), l'évolution hercynienne de la fin de la phase compressive à la phase extensive s'accompagne également de fusion partielle (Echtler & Malavieille, 1990 ; Van Den Driessche & Brun, 1991-1992 ; Malavieille, 1993 ; Brun & Van Den Driessche, 1994).



a)



b)

Figure 1-3 : a) Carte des dômes métamorphiques et de l'activité magmatique dans le Basin & Range (Coney & Harms, 1984). b) Coupe du dôme du Snake Range où l'on peut noter la présence de batholites (Miller et al., 1983).

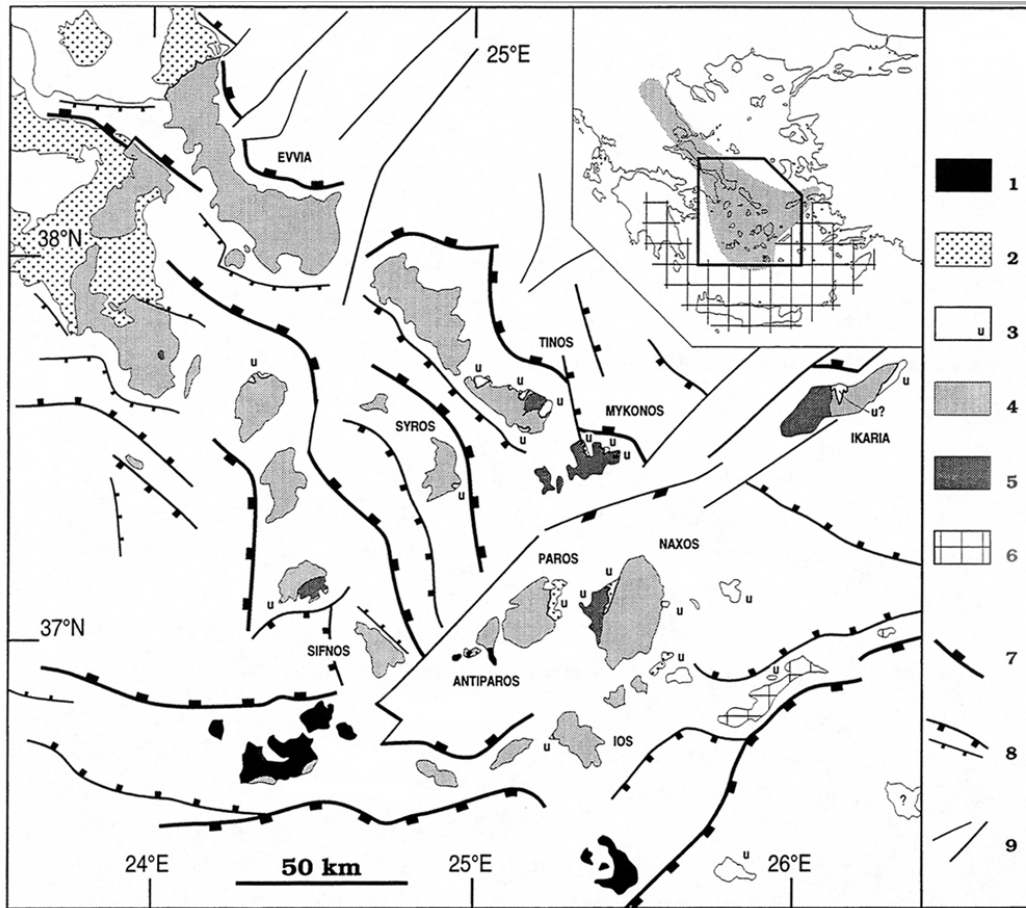


Fig. 1. Location and structural maps of the Cyclades islands. Key: 1, Pliocene-Quaternary volcanic arc; 2, main outcrops of Neogene detritic sediments; 3, undifferentiated Upper Unit; 4, metamorphic rocks of the Lower Unit; 5, I-type plutons; 6, external high pressure (HP) units; 7, 8, and 9, main faults bounding Messinian-Quaternary basins (7, major normal faults; 8, secondary normal faults; and 9, strike-slip and transfer faults). Mainly after Dürr et al. [1978], Altherr et al. [1982], and Bonneau [1982]; major faults pattern modified after Martin [1987] and Mascle and Martin [1990].

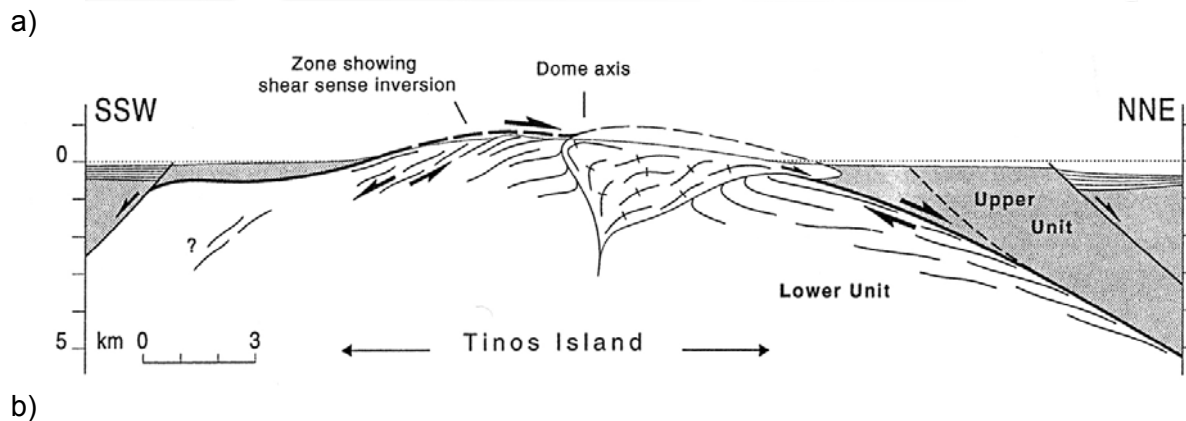
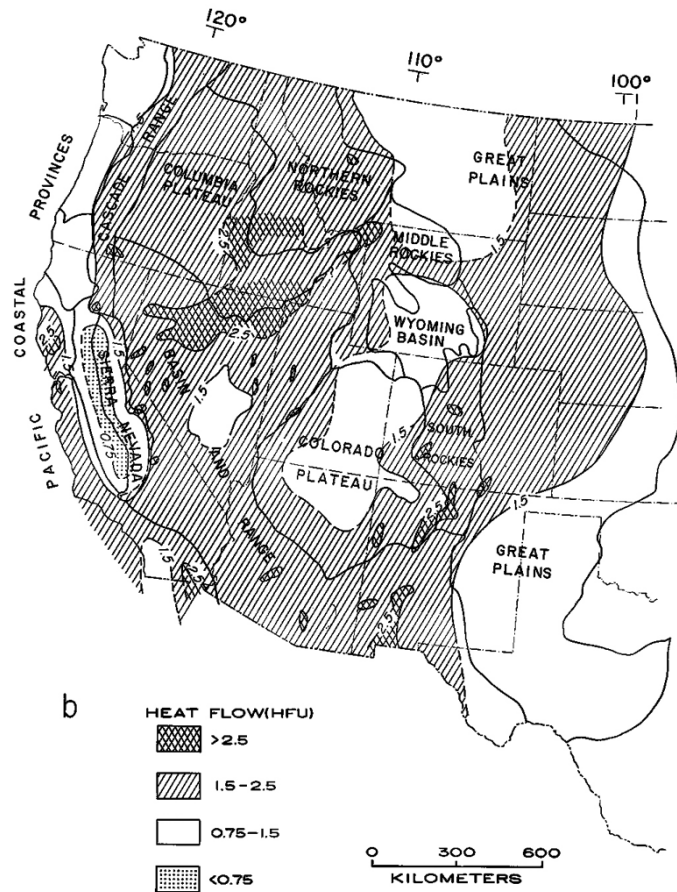
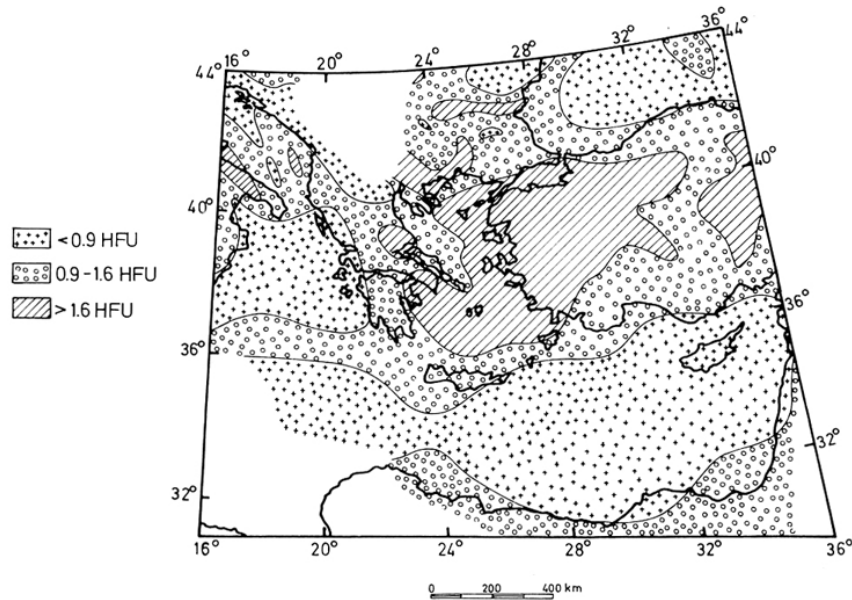


Figure 1-4 : a) Carte des Cyclades (Mer Egée, Grèce) (Gautier & Brun, 1994a). b) Coupe du dôme de Tinos (Cyclades) (Gautier & Brun, 1994a)



a)



b)

Figure 1-5 : Cartes de flux de chaleur. a) du Basin & Range (Lachenbuch & Sass, 1978). b) de la Mer Egée (Makris & Stobbe, 1984).

1.1.4. Structure interne des dômes métamorphiques à l'échelle crustale, apport de la géophysique

Les profils sismiques à travers les grands domaines extensifs où figurent des MCC ont permis d'imager les grandes structures internes ainsi que la géométrie et la profondeur du Moho. Plusieurs campagnes de prospection ont été réalisées au début des années 80 dans le Basin & Range (COCORP, CALCRUST) (Allmendinger et al., 1987 ; Hauser et al., 1987, McCarthy & Thompson, 1988 ; McCarthy et al., 1991) et à la fin des années 70 et 90 dans la Mer Egée (Makris & Veas, 1977 ; Makris, 1978 ; Vigner, 2002).

Les modèles de sismique réflexion et réfraction à travers les dômes métamorphiques de Buckskin-Rawhide et de Whipple Mountains dans le Basin & Range (McCarthy & Thompson, 1988 ; McCarthy et al., 1991) montrent nettement une remontée locale de la croûte moyenne caractérisée par une forte réflectivité (Figure 1-6a). Ce bombement n'est pas compensé par une remontée locale du Moho. Le modèle de vitesse appliquée suggère que l'accommodation nécessaire pour garder un Moho plat ne se peut se réaliser par sous-placage de matériel mantellique mais plutôt par un autre mécanisme d'homogénéisation de la croûte inférieure : un fluage latéral de matériel crustal. D'autre part, la géométrie planaire du Moho est observée à grande échelle, notamment dans la province du Basin & Range, à une profondeur d'environ 30-35 km à l'aplomb des dômes métamorphiques extensifs (Allmendinger et al., 1987 ; Hauser et al., 1987 ; McCarthy & Thompson, 1988 ; McCarthy et al., 1991). Pareillement, les profils de sismique réfraction et réflexion, réalisés à travers les Cyclades (Mer Egée, Grèce), zone constituées de nombreux dômes métamorphiques, montre un Moho plat à une profondeur comprise entre 25 et 30km (Makris & Veas, 1977 ; Vigner, 2002) (Figure 1-7), comparable aux profils observés dans le Basin & Range.

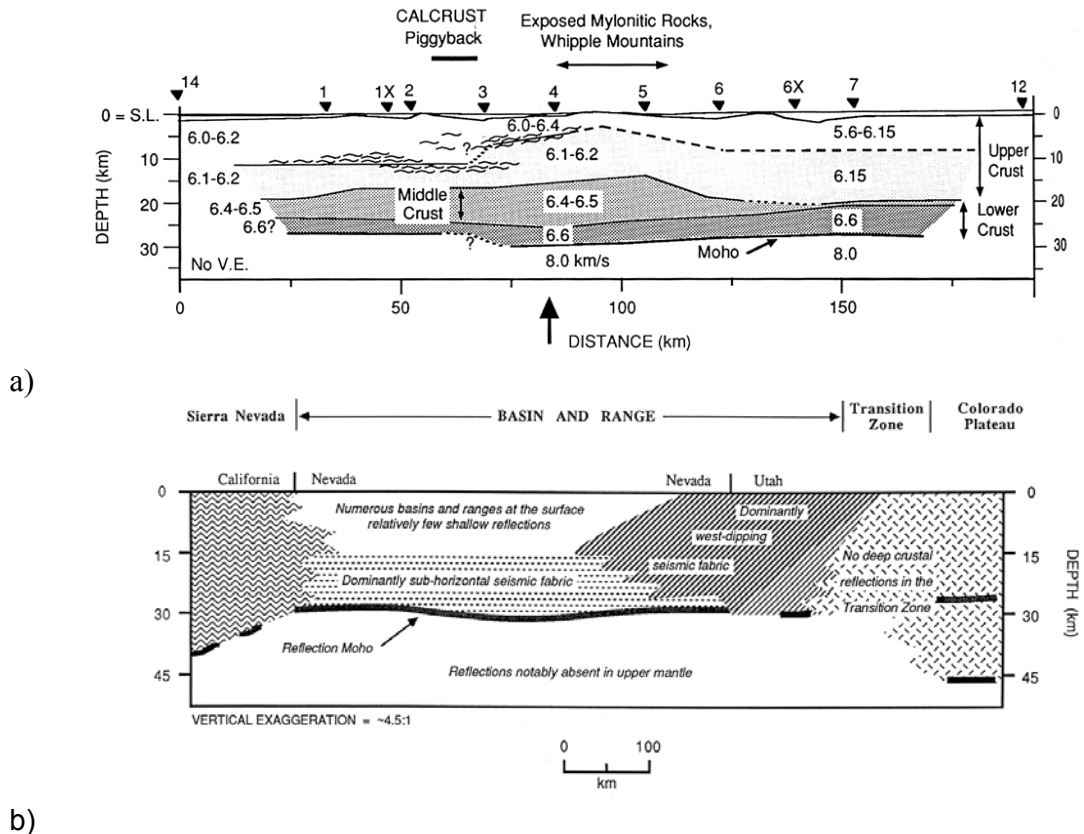


Figure 1-6 : a) Coupe sismique du dôme des Whipple Mts dans le Basin & Range (McCarthy & Thompson, 1988). b) Coupe sismique du Basin & Range (Allmendinger et al., 1987).

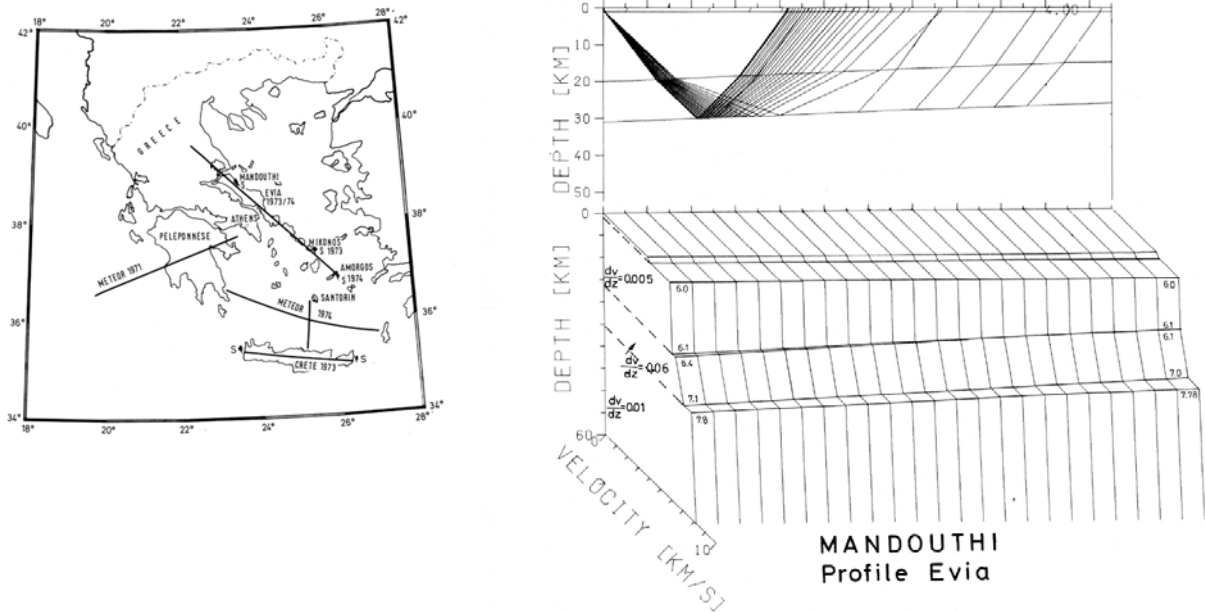


Figure 1-7 : Coupe sismique (profil Evvia) à travers les Cyclades (Makris & Veis, 1977).

En résumé

Les dômes métamorphiques extensifs associés à des zones de détachements sont des structures qui illustrent la remontée de matériel crustal profond vers la surface à la faveur d'une extension régionale. Les déformations fragiles et ductiles observées au niveau des détachements témoignent d'un contexte tectonique extensif. La géométrie planaire du Moho à l'aplomb de ces dômes, à une profondeur d'environ 30 km, suggère que la croûte était épaissie au début de l'extension et qu'elle s'est amincie grâce à un mécanisme d'homogénéisation de la croûte inférieure. De plus, l'intense activité magmatique témoigne d'une lithosphère marquée par un fort gradient géothermique, confirmé par un flux de chaleur important en surface dans les domaines les plus récents.

1.2. L'extension post-orogénique, contexte favorable à la formation des MCC

Au début des années 80, la reconstitution chronologique de l'évolution du Basin & Range en termes de phases de déformation a fixé le cadre des conditions géodynamiques favorables à la formation des MCC. L'épisode extensif conduisant à leur développement fait directement suite à un épisode d'épaississement (compression Laramienne). Au cours de l'extension, la croûte épaissie (~50 km) s'amincit fortement pour atteindre des valeurs de ~30 km (Coney & Harms, 1984) (Figure 1-8). Cette phase extensive s'accompagne d'une activité magmatique régionale (Davis & Coney, 1979 ; Crittenden et al., 1980 ; Gans et al., 1987). L'extension du Basin & Range est alors décrite comme tardi-orogénique, en d'autres termes comme l'extension d'une lithosphère chaude et épaisse (Coney, 1980 ; Rehrig & Reynolds, 1980 ; Reynolds & Rehrig, 1980 ; Coney & Harms, 1984).

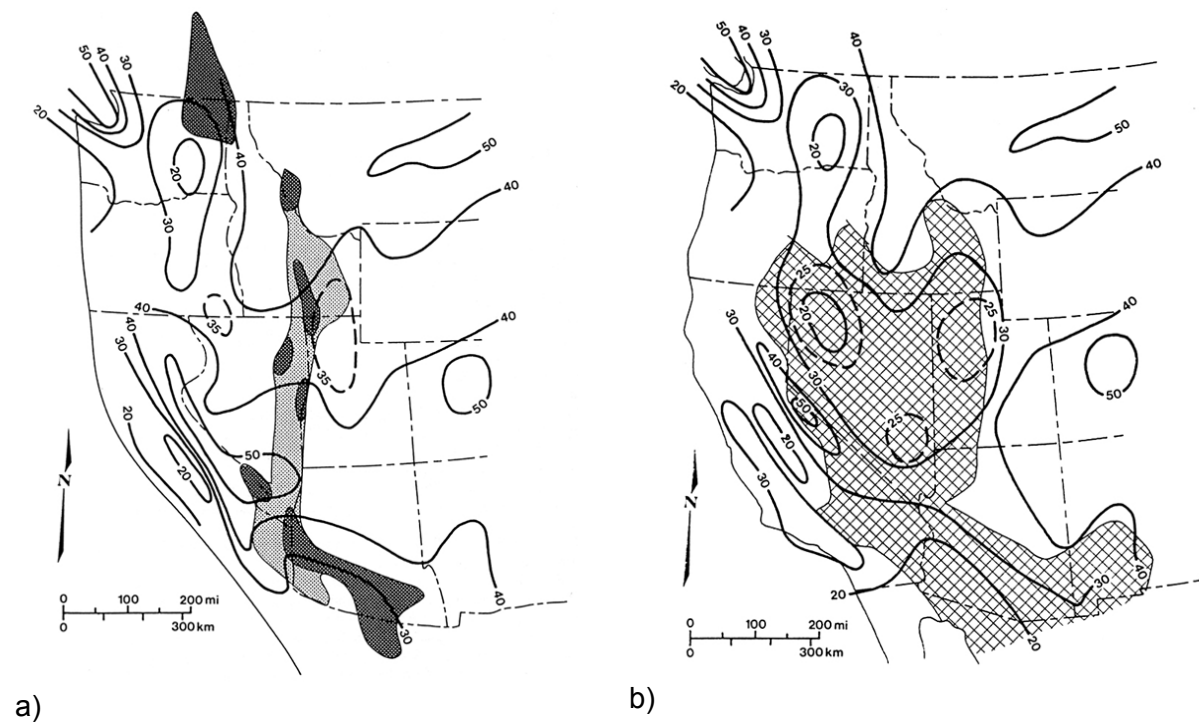


Figure 1-8 : Reconstitution de l'épaisseur crustale du Basin & Range (Coney & Harms, 1984). a) Avant l'extension. b) Actuelle.

Les raisons du développement d'une extension tardi-orogénique sont toutefois multiples et dépendent des contextes tectoniques et géodynamiques. De nombreux travaux, concernant notamment le Tibet ou la chaîne andine, ont permis de proposer des hypothèses sur l'effet des forces de volume par rapport aux forces tectoniques au sein de chaînes de montagnes récentes. L'énergie potentielle gravitaire, créée par la formation des chaînes de montagnes et des hauts plateaux, favorise l'extension crustale régionale (Molnar & Chen, 1983 ; Molnar & Tapponnier, 1978 ; Molnar & Lyon-Caen, 1988 ; Dewey, 1988) (Figure 1-9 et 1-10).

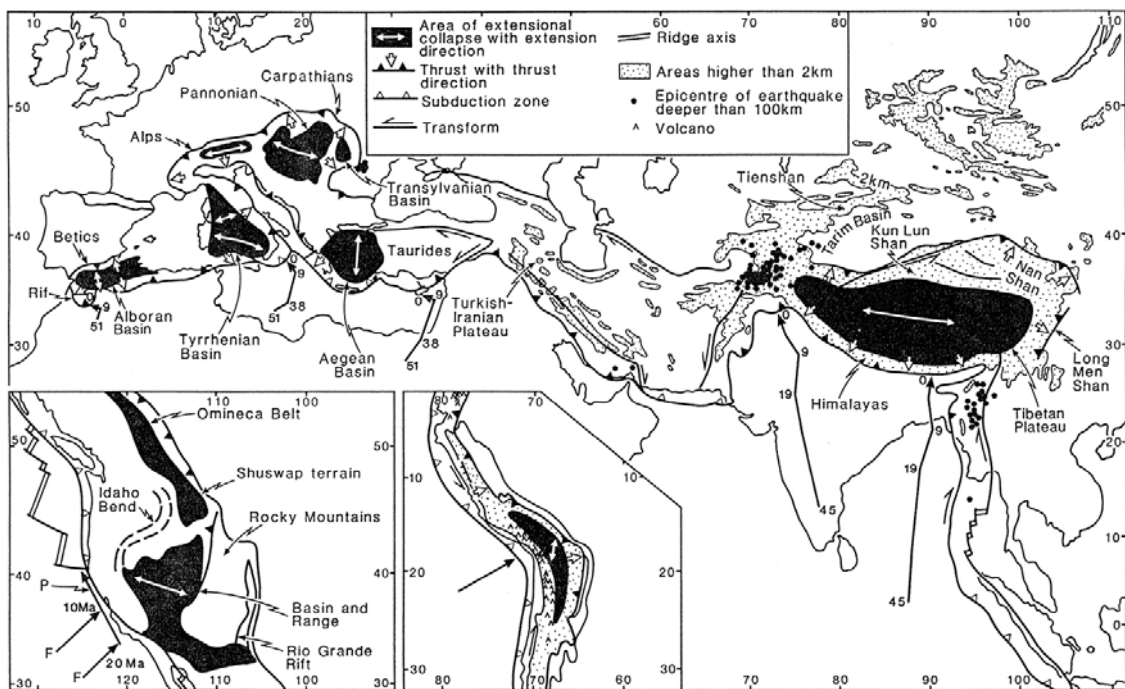


Figure 1-9 : Carte des domaines extensifs syn- et post-orogénique (Dewey, 1988).

Deux types majeurs d'extension se distinguent particulièrement pour les domaines épaissis : l'extension syn- et post-orogénique (Dewey, 1988) (Figure 1-9). La direction d'extension syn-orogénique est perpendiculaire à la direction de convergence et reste associée à une contrainte compressive importante ce qui est bien illustré par le cas du Tibet et des Andes (Figure 1-10). Les roches métamorphiques exhumées lors d'une extension syn-orogénique présentent des paragenèses HP/BT (Jolivet et al., 1998 ; Bousquet et al., 1998) et des caractéristiques structurales en détachement, similaires à celles observées dans les contextes post-orogéniques. Cependant, malgré la remontée de roches très profondes, ce type d'extension ne conduit pas à un amincissement crustal significatif, celui-ci étant largement compensé par de l'épaississement.

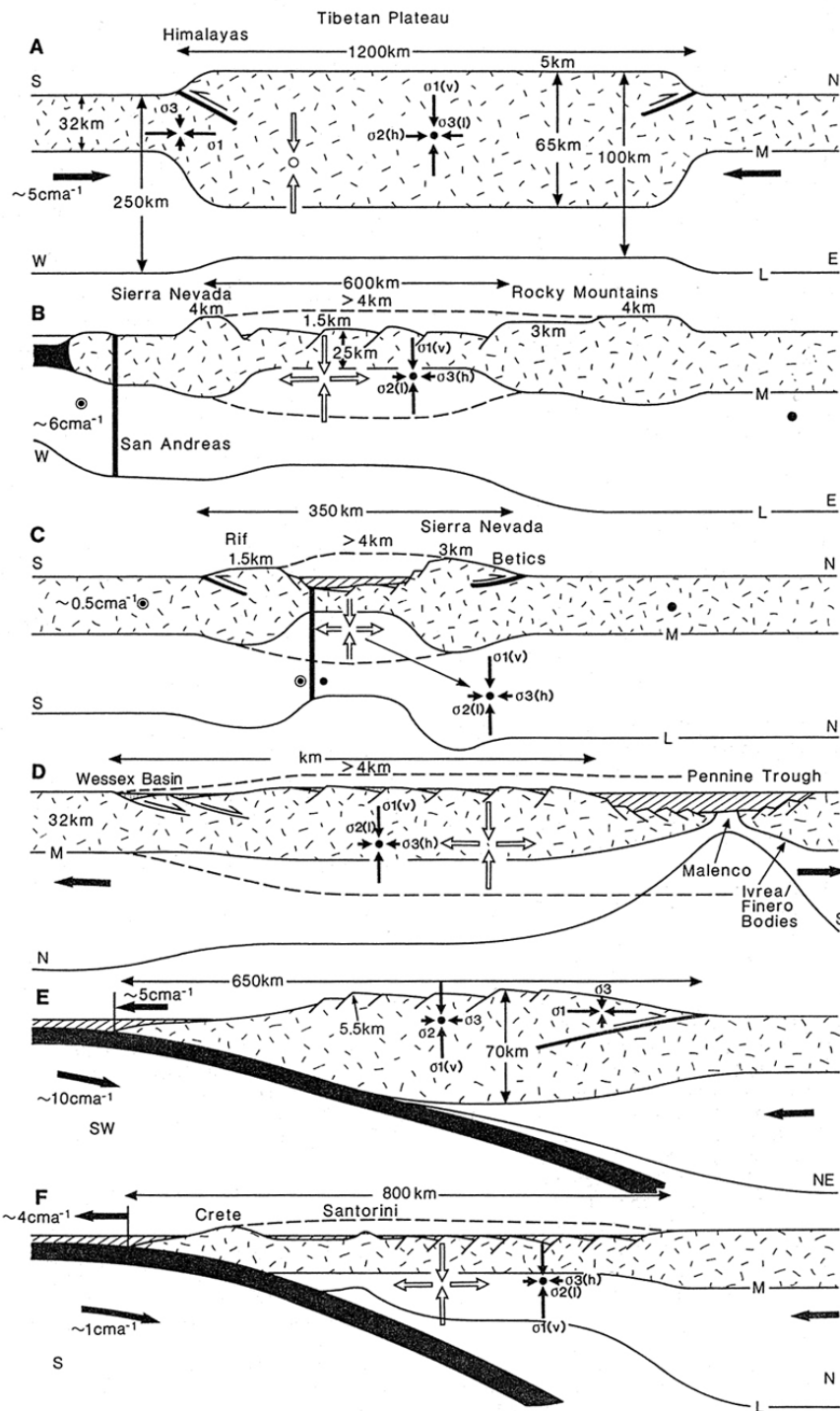


Figure 1-10: Quelques exemples en coupe d'extension syn- et post-orogéniques (Dewey, 1988).

A la différence de l'extension syn-orogénique, l'extension post-orogénique se caractérise en général par une direction d'extension parallèle à la direction de convergence (extension post-collision) (Coney & Harms, 1984 ; Coney, 1987 ; Malavieille et al., 1987 ; Wernicke, 1987 ; Dewey, 1988) (Figure 1-9). Cette propriété particulière peut être attribuée à un état de contrainte compressif faible (σ_1 horizontal) ou même extensif (σ_1 vertical). Dans le cas du Basin & Range, la contrainte compressive liée à la subduction est plus faible que dans le cas d'une collision (Coney & Harms, 1984). Cet effet peut s'accroître par la migration du panneau lithosphérique plongeant (Coney, 1987), induite par le « slab pull force », c'est-à-dire le plongement sub-vertical dû à la forte densité de la lithosphère océanique subductée (Forsyth & Uyeda, 1975) (Figure 1-11). Si la vitesse de migration est plus forte que la vitesse de convergence du système en collision, l'étalement gravitaire se produit d'autant plus aisément que la croûte continentale est épaisse (Coney, 1987 ; Kuznir & Park, 1987).

Cette hypothèse concernant la migration du slab a été également proposée dans le cas de la Mer Egée (Berckhemer 1977 ; Mercier et al., 1979 ; Le Pichon & Angelier, 1979, 1981 ; Le Pichon, 1982). L'effondrement gravitaire en contexte post-orogénique contrôlé par les conditions cinématiques de la région s'accompagne également d'un amollissement de la lithosphère dû au rééquilibrage thermique du système épaissi (Wernicke et al., 1987 ; Gaudemer et al., 1988). La relaxation thermique, contrôlée par le degré d'épaississement de la croûte continentale, peut induire une fusion partielle considérable, compatible avec des températures de 800-1000°C au Moho pour une épaisseur de 50 à 60 km (England & Richardson, 1977 ; England & Thompson, 1984, 1986 ; Sonder et al., 1987 ; Gaudemer et al., 1988 ; Ranalli, 1997). Cette fusion partielle à l'intérieur de la croûte continentale conduit à des variations horizontales et verticales de densité et de résistance à travers le système (McKenzie & Bickle, 1988 ; Rey, 1993). Au sein des dômes métamorphiques extensifs, la forte élévation de température se traduit par des paragenèses HT/BP où l'anatexis est fréquente (Brun & Van Den Driessche, 1994 ; Jolivet & Goffé, 2000).

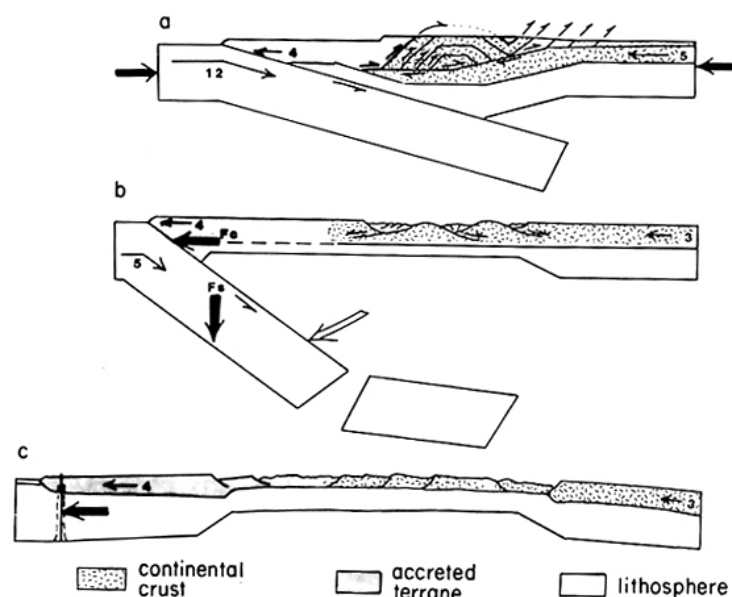


Figure 1-11 : Evolution tectonique de la Cordillère Nord-Américaine (Coney, 1987).

Buck (1991) propose une classification de ces modes d'extension, et suggère des températures beaucoup plus élevées pour atteindre les conditions permettant la formation des dômes métamorphiques. Ce mode « core complex » s'active pour un géotherme élevé, une viscosité et une résistance faibles de la croûte inférieure, permettant un fluage crustal de la croûte (Figure 1-12). Le géotherme élevé de ces croûtes continentales épaissies implique une faible résistance du manteau supérieur sous le Moho. Le maximum de résistance à l'échelle lithosphérique est alors localisé à la transition fragile-ductile dans la croûte (Brun, 1999, 2002).

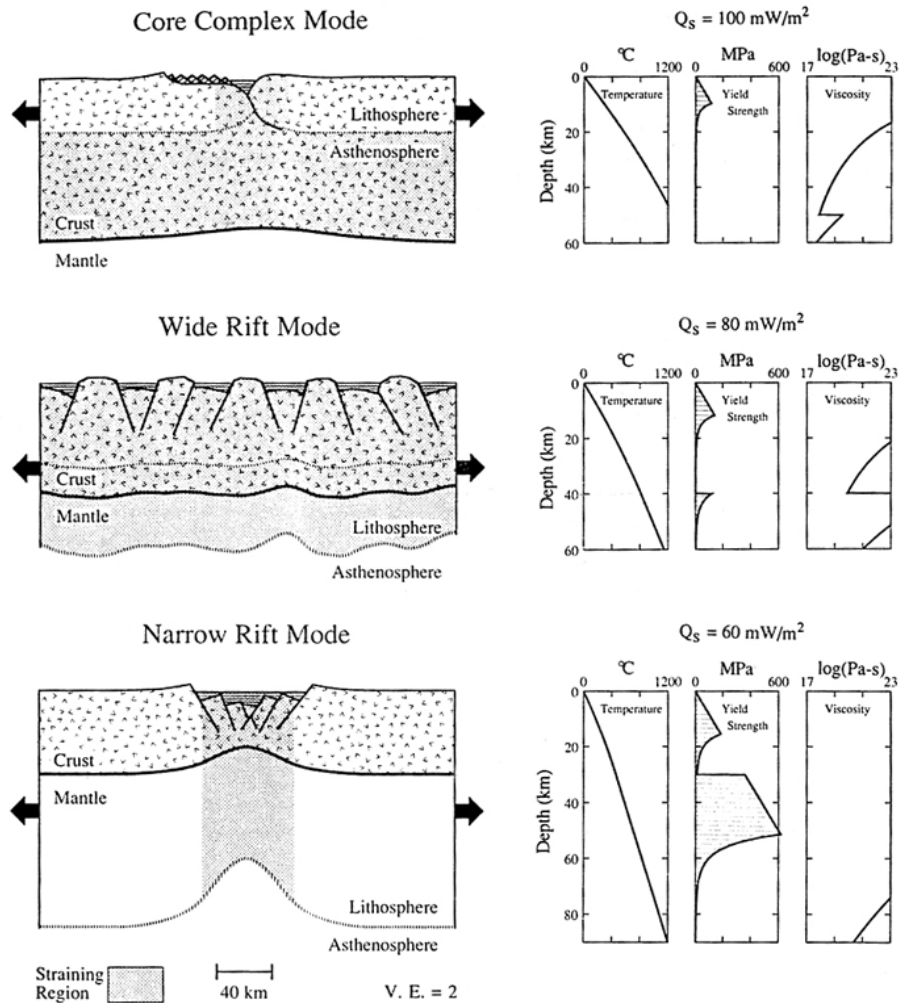


Figure 1-12 : Trois modes d'extension : Core Complex Mode, Wide Rift Mode et Narrow Rift Mode (Buck, 1991).

En résumé

Le contexte d'extension post-orogénique favorable à la formation des dômes métamorphiques se caractérise par un géotherme élevé favorisant une faible résistance de la croûte inférieure et du manteau supérieur. L'épaississement crustal, associé à une faible contrainte compressive ou même extensive, rend la lithosphère instable, conduisant ainsi à l'étalement gravitaire et à la formation de dômes métamorphiques extensifs.

1.3. Modélisation des dômes métamorphiques extensifs

De nombreux modèles ont été proposés pour tenter d'expliquer l'initiation, le développement et l'évolution des dômes métamorphiques extensifs. Les premiers modèles s'appuient essentiellement sur l'observation géologique, de l'échelle de l'affleurement à l'échelle régionale. Puis, l'évolution des idées et des modèles a été très influencée par l'apport des données sismiques à l'échelle crustale et l'établissement de concepts physiques régissant les lois de comportement mécanique de la lithosphère. Plusieurs points importants ont fait l'objet de débats, portant principalement sur l'inclinaison initiale et l'origine de la zone de détachement, ainsi que sur les mécanismes d'écoulement et d'homogénéisation de la croûte ductile.

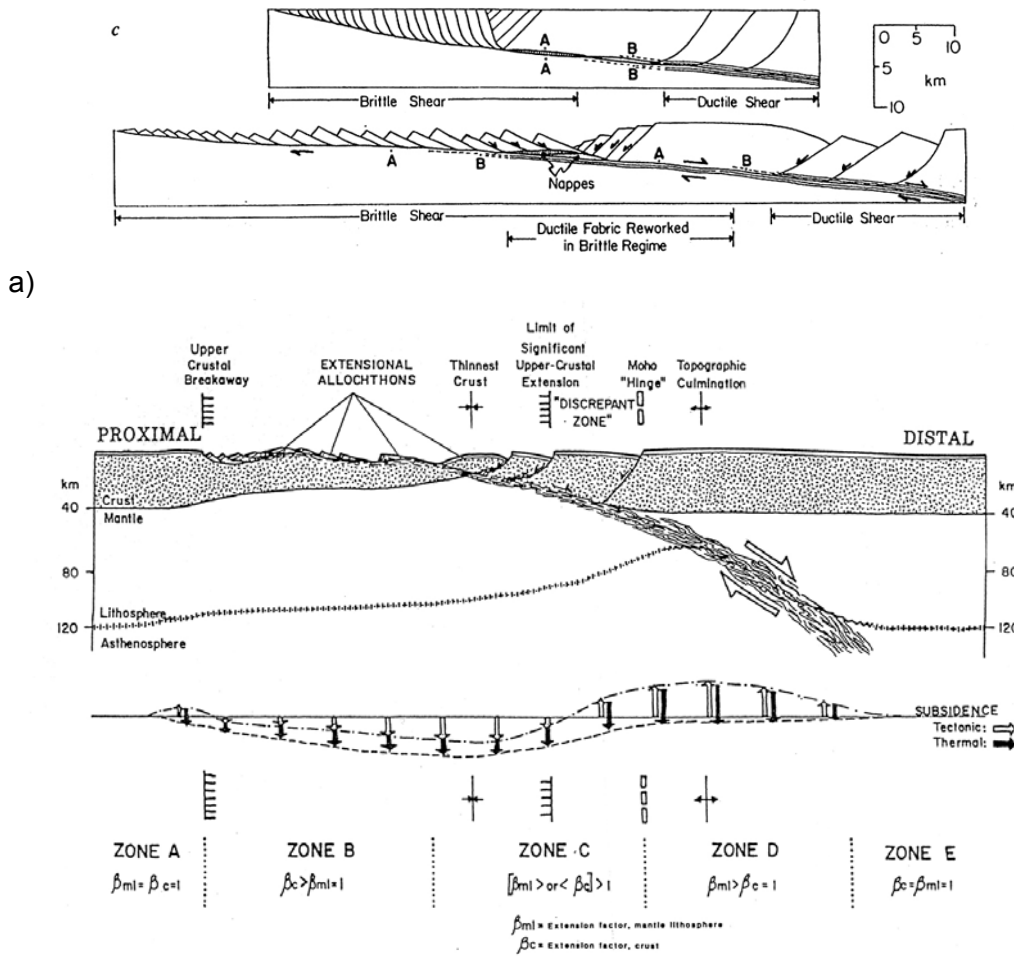
1.3.1. Le pendage initial de la zone de détachement

Les détachements à pendage initial faible

Les modèles concernant la mise en place d'un détachement initialement peu incliné ont été introduits dès le début des années 80 pour tenter de reproduire les géométries observées en surface dans les dômes métamorphiques extensifs. Les premières esquisses présentées par Wernicke (1981) sont basées sur le principe d'un cisaillement simple de la lithosphère. Spencer (1984) perfectionne ce modèle en introduisant le principe de remontée isostatique de la croûte moyenne et inférieure pour expliquer la forme en arche, caractéristique des dômes. Par la suite, Lister & Davis (1989), tenant compte de la géométrie plate du Moho démontré par la sismique, proposent un modèle combinant différents modes de déformation allant du cisaillement simple, dans la croûte supérieure, vers un cisaillement pur associé à un rebond isostatique. Par la suite, Jolivet (2001) suggère une comparaison de ces modèles avec des exemples naturels régionaux.

Déformation en cisaillement simple de la croûte et de la lithosphère

Les premiers modèles, basés sur les évidences de terrain ont été orientés vers l'hypothèse d'une initiation d'un détachement crustal, voire même lithosphérique, caractérisé par un faible pendage. Cette hypothèse, présentée pour la première fois par Wernicke (1981), puis par Wernicke & Burchfield (1982), et Wernicke (1985), suggère qu'une faille normale à faible pendage s'enracine dans la croûte et peut-être dans le manteau. Cette faille se prolonge dans la croûte ductile sous la forme d'une grande zone de cisaillement (Figure 1-13a et b). Cette hypothèse de cisaillement simple de la croûte et/ou de la lithosphère rend compte d'un fort découplage de la déformation entre une unité inférieure et supérieure. L'accommodation du déplacement dans l'unité supérieure se réalise par la rotation de failles normales qui s'enracinent sur le détachement. Le modèle implique une forte remontée du Moho liée au jeu de la zone de cisaillement.



b)
Figure 1-13 : Modèles de déformation en cisaillement simple. a) Wernicke (1981). b) Wernicke (1985).

Processus de soulèvement d'une faille normale à faible pendage

Spencer (1984) s'inspire du modèle de Wernicke (1981) pour tenir compte du rebond isostatique de la croûte ductile en réponse à la dénudation progressive de la croûte supérieure fragile au cours de l'extension. Ce processus de déformation se résume en trois étapes (Figure 1-14). La première est l'initiation d'une faille normale à faible pendage (détachement) caractérisée en surface par une faille listrique. Des failles normales subsidiaires à fort pendage s'enracinent dans le détachement à l'intérieur de la croûte fragile. La seconde étape marque le début du soulèvement de la partie ductile de la croûte par dénudation tectonique de la partie fragile soumise à l'extension. Les failles normales à fort pendage basculent en fonction de la géométrie de la flexure. La troisième étape illustre la formation d'un antiforme qui agit comme une barrière, empêchant les déplacements de la partie supérieure du détachement qui devient ainsi inactive (à gauche sur la Figure 1-14) tandis que l'autre partie continue de subir une dénudation et un soulèvement.

Comme pour le modèle de Wernicke (1981, 1985), ce mécanisme implique une remontée du Moho influencée par le cisaillement simple mais aussi par l'activité du rebond isostatique.

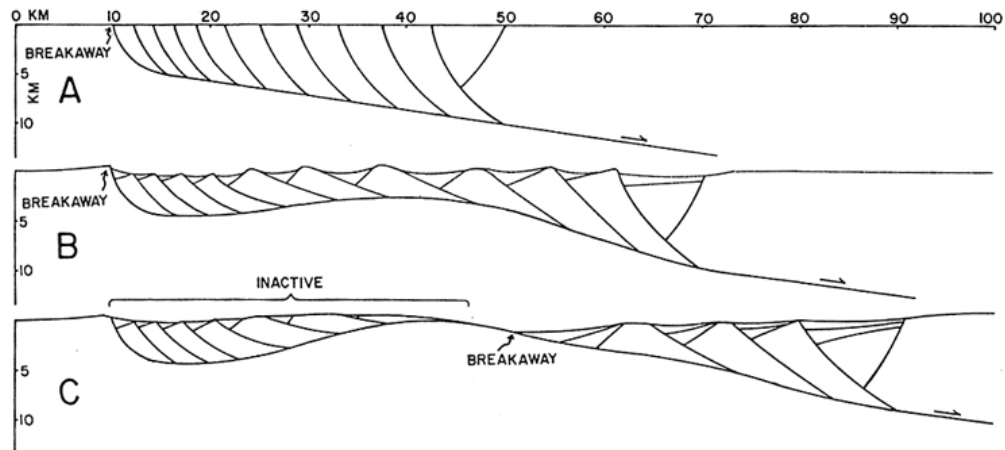


Figure 1-14 : Modèle de soulèvement du détachement (Spencer, 1984).

Déformation répartie en cisaillement simple, cisaillement pur et rebond isostatique

Les données sismiques acquises dans le Basin & Range lors des campagnes CALCRUST et COCORP dans les années 80 ont montré une géométrie plate du Moho à l'aplomb des dômes métamorphiques extensifs incompatible avec le modèle de cisaillement simple d'échelle lithosphérique. Lister & Davis (1989) tentent de concilier les modèles précédents à ces nouvelles données (Figure 1-15).

Dans leur revue des processus de formation de faille normale à faible pendage, les auteurs rejettent les modèles de déformation crustale uniquement en cisaillement pur (Miller et al., 1983 ; Gans et al., 1985 ; Gans, 1987) en constatant un laps de temps entre la formation des mylonites de la croûte ductile et les déformations enregistrées par les failles normales sus-jacentes.

Le principe du modèle de Lister & Davis (1989) se fonde sur une extension par glissement de la partie supérieure sur une faille à faible pendage provoquant donc la remontée vers la surface de la croûte moyenne et inférieure. Dans ce modèle, similaire à celui de Spencer (1984), les détachements se développent les uns après les autres grâce au basculement des failles par rebond isostatique. Lister & Davis (1989) supposent donc que les dômes se forment à partir de roches profondes remontées à la surface à la faveur du jeu en faille normale d'un détachement initialement de faible inclinaison. Ce modèle, très proche d'un cisaillement simple à grande échelle, se distingue par la combinaison des différents processus de cisaillement simple et de cisaillement pur. Pour pallier une remontée locale du Moho due au cisaillement simple, Lister & Davis (1989) invoquent un processus de cisaillement pur dans la zone d'enracinement du détachement de la croûte profonde (Figure 1-15). Comme pour les modèles précédents, la déformation profonde de la croûte n'est pas localisée à l'aplomb du dôme métamorphique et malgré un étirement homogène de la croûte, une remontée régionale du Moho doit être observée (Figure 1-15).

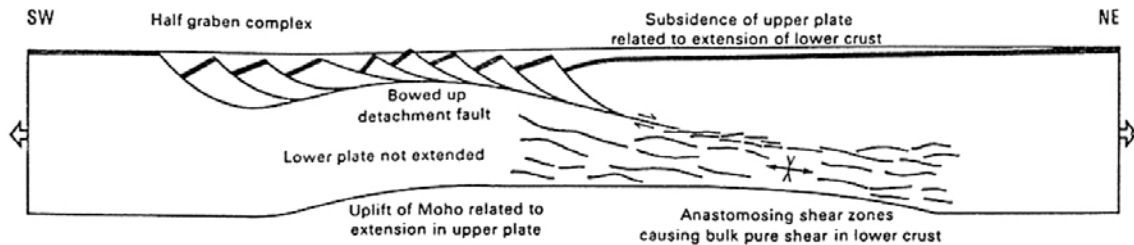


Figure 1-15 : Modèle de détachement à l'échelle crustale (Lister & Davis, 1989).

Modèle évolutif à partir d'exemples régionaux

Un modèle de développement des dômes a été proposé par Jolivet (2001) à partir d'exemples du domaine égéen (Figure 1-16). Trois cas géologiques sont choisis pour illustrer la chronologie des événements : le golfe de Corinthe, le dôme de Tinos, et le dôme de Naxos.

Le premier stade est caractérisé par un déplacement de la partie supérieure de la croûte vers le Nord, selon l'hypothèse de glissement prévue par Lister & Davis (1989). Ce glissement se produit au-dessus d'une zone de cisaillement à faible pendage vers le nord proche de la zone de transition entre la déformation fragile et ductile. Le modèle s'appuie pour le golfe de Corinthe sur l'association de différentes études sur la région (Rigo et al., 1996 ; Sorel, 2000 ; Tiberi et al., 2001). Des failles normales à fort pendage s'enracinent sur une faille normale à faible pendage, dans la croûte supérieure fragile, à 25 km au sud du golfe de Corinthe (Sorel, 2000). Ce qui s'accorde bien avec les modèles de Spencer (1984) et Lister & Davis (1989). Sous le golfe de Corinthe, la micro-sismicité (Rigo et al., 1996) montre une zone à faible pendage ponctuée de petits séismes de 8 à 10 km de profondeur, suggérant un plan de faille normale à faible pendage, interprétée comme la transition fragile-ductile par Hatzfeld et al. (2000). Au nord du golfe de Corinthe, les résultats de tomographie régionale (Tiberi et al., 2000) montrent un amincissement crustal.

Jolivet (2001) réunit ces trois cas pour appuyer un modèle d'un détachement à faible pendage s'enracinant dans la croûte par cisaillement simple puis par cisaillement pur vers la base de la croûte, avec une déflexion du Moho dans cette zone. Les deux autres étapes présentent l'évolution du dôme, par les exemples de Tinos et de Naxos.

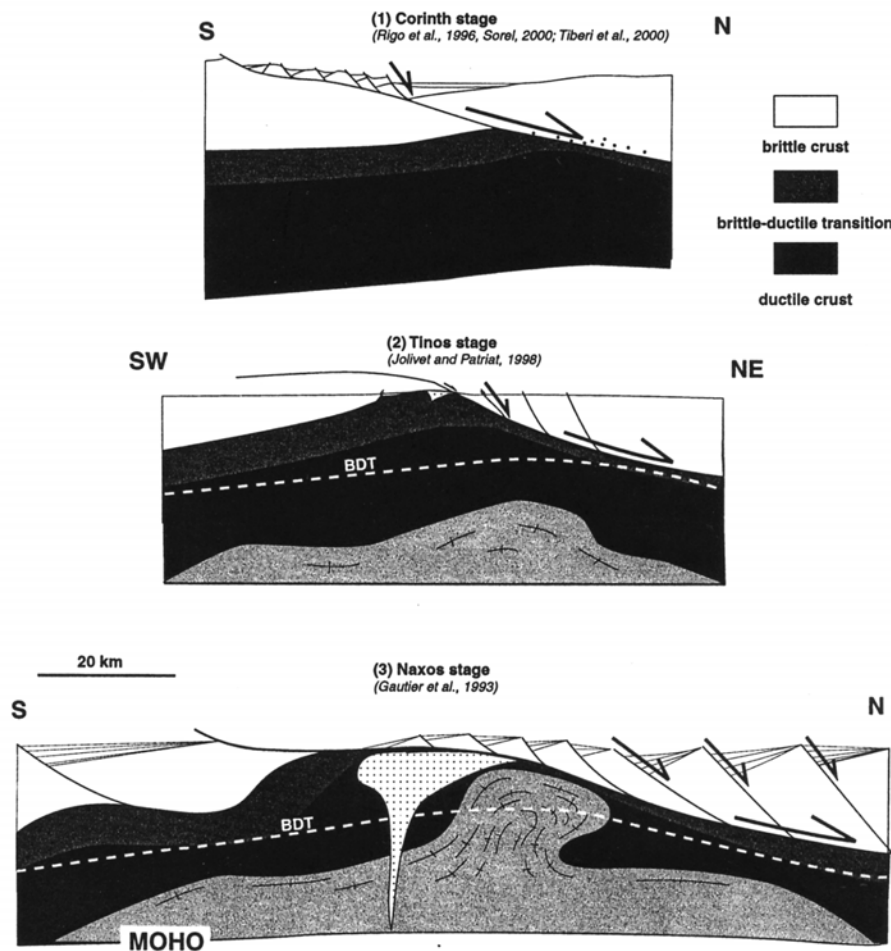


Figure 1-16 : Modèle d'évolution d'un dôme métamorphique extensif (Jolivet, 2001).

L'idée essentielle de ces modèles est la formation d'un détachement de faible pendage impliquant du cisaillement simple associé à du cisaillement pur à la terminaison du détachement en base de croûte, et un rebond isostatique. Le renouvellement des failles de détachement en réponse à l'exhumation du dôme est un processus également utilisé pour expliquer les détachements ayant pour origine une faille à fort pendage, comme on le verra par la suite. Il est à noter que ces modèles ne tiennent pas compte d'une remontée locale du Moho nécessairement induite par la déformation en cisaillement simple accompagné ou non par du cisaillement pur à l'échelle crustale. Néanmoins, pour un exemple actif comme le golfe de Corinthe, une remontée crustale est observée non loin du graben et dans la direction suggérée par la présence éventuelle d'un détachement.

Les détachements à un pendage initial élevé

D'autres modèles de dômes métamorphiques sont apparus à la fin des années 80 pour tenter de concilier la théorie andersonienne de la fracturation (Hubbert, 1937 ; Anderson, 1951) et le faible pendage des détachements. La théorie de Mohr-Coulomb prédit un pendage de 60° pour les failles normales. D'autre part, les données sismologiques montrent que les mécanismes au foyer des failles normales se caractérisent par des pendages variant de 30 à 60° (Jackson, 1987).

Principe de basculement des failles normales à fort pendage

Buck (1988) et Wernicke & Axen (1988) ont montré par des modèles très similaires le rôle du rebond isostatique dans le développement des failles normales à fort pendage (Figure 1-17a et b). En effet, le rebond isostatique régional, dû au déplacement le long d'une faille normale avec un pendage typique de 60° , permet le basculement de cette dernière vers des valeurs de pendage proche de 0° . La faille ayant subi une forte rotation ne peut plus répondre à la contrainte principale extensive et devient donc inactive. L'énergie requise pour continuer à activer cette faille, mal orientée par rapport au champ de contrainte devient trop forte et une nouvelle faille se crée au front de la première (Figure 1-17).

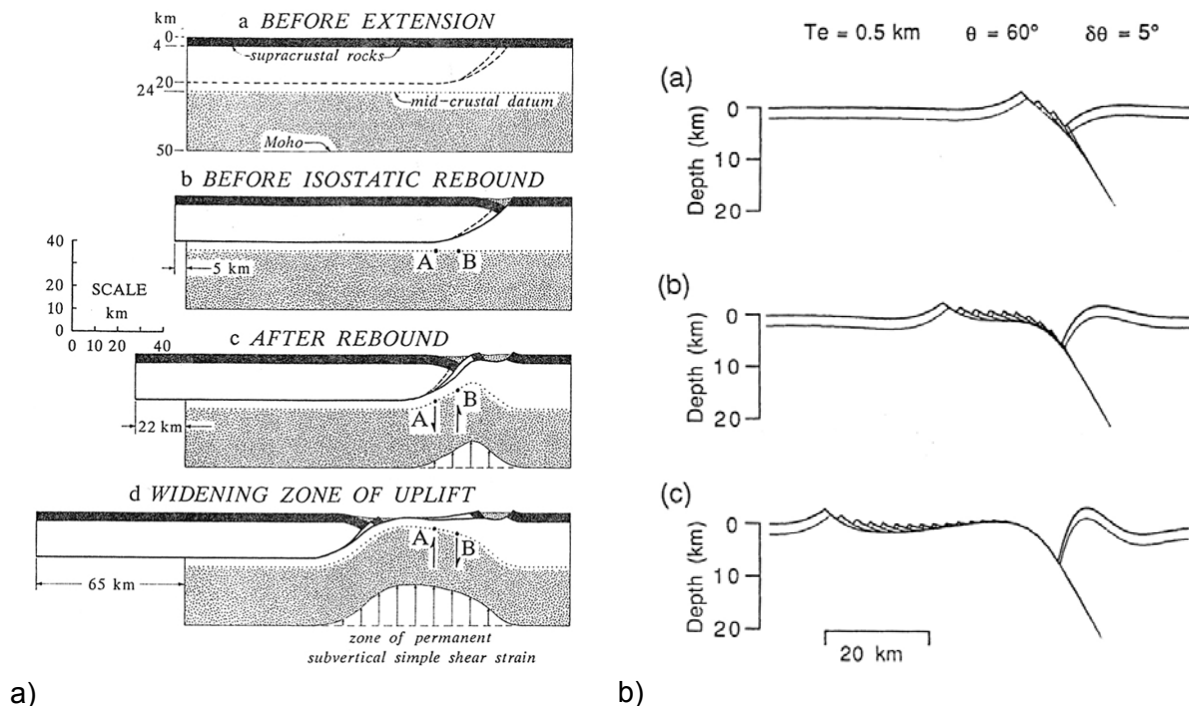


Figure 1-17 : Modèles d'évolution des détachements à partir d'une faille normale à fort pendage. a) Wernicke & Axen (1988). b) Buck (1988).

Ainsi, ces modèles de flexuration des détachements par rebond isostatique, aplatissement et renouvellement des failles, rendent compte de l'inactivité du détachement lorsque leur pendage s'approche de l'horizontale. Ces modèles ont été utilisés et élaborés pour expliquer la formation des dômes métamorphiques extensifs, notamment celui de la Montagne Noire (Massif Central, cf. Figure 1-18) (Van Den Driessche & Brun, 1991-1992, Brun & Van Den Driessche, 1994) et ceux des Cyclades (Grèce) (Gautier & Brun, 1994a, et b).

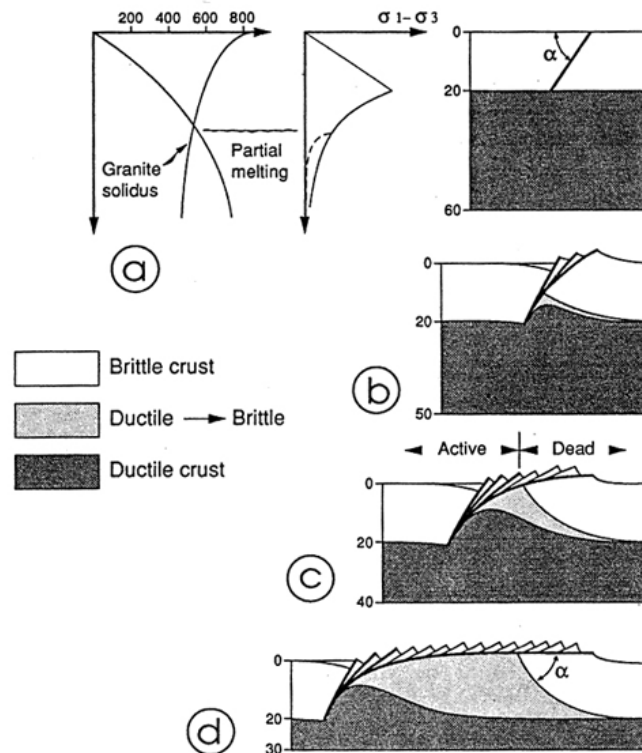


Figure 1-18 : Modèle d'évolution d'un dôme métamorphique, mécanisme de roll-under (Van Den Driessche & Brun, 1991-1992).

Modèle d'exhumation à partir d'expériences analogiques

A partir de modèles analogiques, Brun et al. (1994) ont décrit des structures rappelant celles de dômes métamorphiques extensifs. Le modèle initial est constitué de deux couches, l'une de sable représentant la couche supérieure fragile et l'autre de silicone constituant la couche inférieure ductile. Les proportions relatives de ces deux couches sont de 1/3 pour le fragile et 2/3 pour le ductile, afin de reproduire les conditions thermiques d'une lithosphère épaissie et thermiquement relaxée. L'étalement gravitaire asymétrique du modèle produit une déformation en étirement homogène constituée de blocs basculés dans la croûte fragile, déjà obtenue auparavant par Faugère & Brun (1984) (Figure 1-19a). Dans une autre expérience, une hétérogénéité en viscosité est introduite localement sous l'interface fragile-ductile, au centre du modèle, pour simuler une zone de faiblesse comme la présence de fusion partielle ou d'un pluton granitique. Les résultats de l'étalement gravitaire de ce nouveau système, perturbé par l'anomalie de viscosité, montrent un détachement

principal avec une forme convexe vers le haut (MDF) accompagné d'une faille listrique (LAF) permettant l'aplatissement des failles normales formées initialement à fort pendage dans l'unité fragile (Figure 1-19b). Au cours de l'extension et de la remontée de la couche ductile vers la surface, les failles subissent une forte rotation, amenant l'une d'elle (le détachement) vers un pendage nul.

Ce modèle montre qu'il n'est pas nécessaire d'imposer une géométrie initiale au détachement et que ce dernier ne se propage pas en profondeur sous forme de bande de cisaillement dans la croûte ductile comme le suggère Lister & Davis (1989). D'autre part, la localisation de la déformation induite par la présence d'une hétérogénéité montre que le magmatisme peut jouer un rôle majeur pour la localisation de la déformation conduisant à la formation des dômes métamorphiques, hypothèse auparavant proposée par Lister & Baldwin (1993) et Parsons & Thompson (1993).

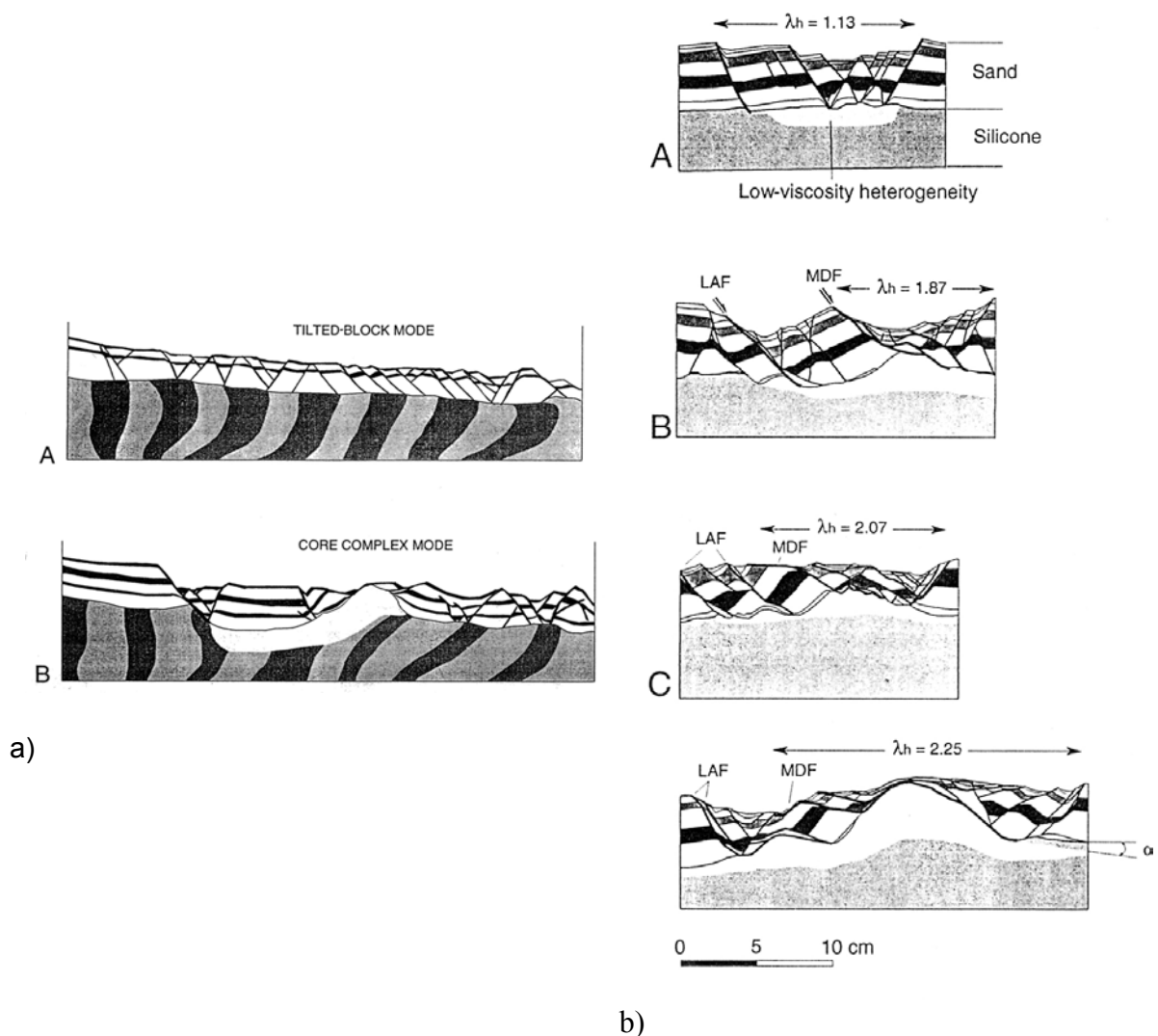


Figure 1-19 : Modèle analogique (Brun et al., 1994). a) comparaison entre modèle de blocs basculés et de dôme métamorphique. b) Détail d'un modèle de dôme.

Modèle de détachement à partir d'expériences numériques

Une étude des processus physiques contrôlant le développement et l'évolution des failles normales en contexte extensif a été réalisée en modélisation numérique par Lavier et al. (1999, 2000, 2002). La méthode numérique utilisée pour ces expériences est basée sur un code en éléments finis explicite similaire à FLAC (Fast Lagrangian Analysis of Continua) (Cundall, 1989). La rhéologie fragile (de type Mohr-Coulomb) de la couche supérieure, repose sur un fluide incompressible et permet la formation de failles par un adoucissement dû à une chute de la cohésion. La quantité et la cinétique de l'adoucissement sont étudiées de manière paramétrique. Seuls l'épaisseur de la croûte fragile et le taux d'adoucissement, semblent contrôler les différents types de déformation cassante : i) des failles multiples avec un faible rejet, ii) une seule faille majeure caractérisée par un fort rejet (Figure 1-20). Pour une large épaisseur de croûte fragile (> 22 km avec une cohésion de 44 MPa), l'extension se caractérise toujours par un réseau de failles distribuées. Pour une faible épaisseur de croûte fragile (< 22 km), la déformation est dépendante du taux d'adoucissement, c'est-à-dire la vitesse de chute de la cohésion. Un faible taux d'adoucissement permet la formation d'une faille avec un fort rejet tandis qu'un fort taux d'adoucissement permet la formation d'un graben asymétrique avec éventuellement un fort rejet pour une des failles du graben.

Les failles normales modélisant un détachement, comparable à celles observées sur le terrain, se forment initialement avec un fort pendage, en accord avec le comportement fragile de Mohr-Coulomb.

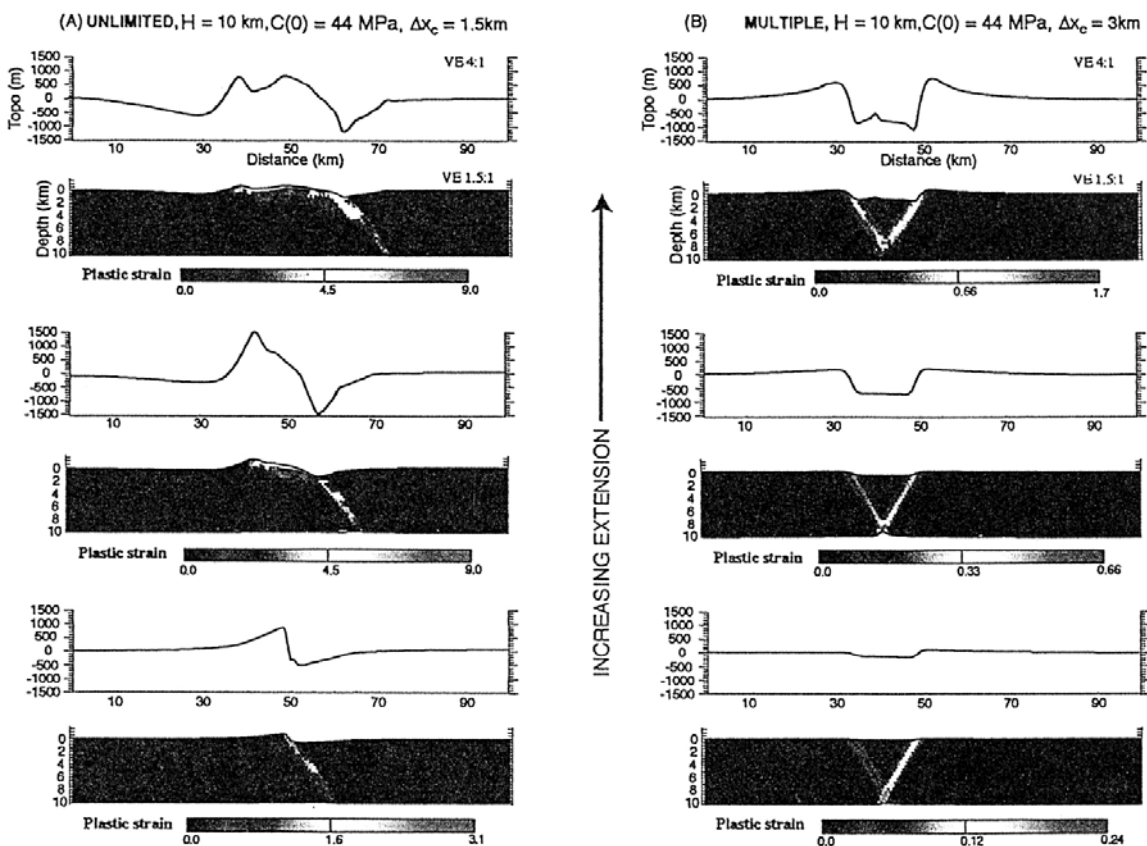


Figure 1-20 : Modèle de développement de détachement ou de graben (Lavier et al., 2000).

1.3.2. Rôle de la transition fragile-ductile

La transition fragile-ductile est un domaine de résistance maximum favorisant la fracturation (Brace & Kohlstedt, 1980 ; Chen & Molnar, 1983). Cette zone est considérée comme le lieu privilégié à la formation des failles de détachement associées aux dômes métamorphiques extensifs. Deux types de modèles se distinguent : i) les modèles de décollement représentant la transition fragile-ductile et ii) les modèles prédisant l'initiation des détachements au niveau de cette transition.

Modèle de décollement

Certains auteurs (Rehrig & Reynolds, 1980 ; Miller et al., 1983 ; Gans et al., 1985 ; Gans, 1987 ; Gans & Bohrsen, 1998) proposent que les détachements observés dans le Snake Range et associés à des dômes métamorphiques soient en réalité des décollements correspondant à la transition fragile-ductile de la croûte continentale. Ces décollements se développent horizontalement en reprenant des niveaux de contacts lithologiques préexistants, entre un domaine de fracturation et un domaine d'étirement homogène ductile (Figure 1-21). La déformation ductile s'accompagne de la rotation des blocs et de l'aplatissement des failles dans la partie fragile de la croûte (Wernicke, 1981, Brun & Choukroune, 1983 ; Angelier & Colletta, 1983). D'autre part, la présence d'intrusions magmatique à la transition fragile-ductile peut intensifier le découplage de la déformation (Gans et al., 1995). Cette hypothèse est confortée par le synchronisme entre l'extension et l'intense activité magmatique de la région.

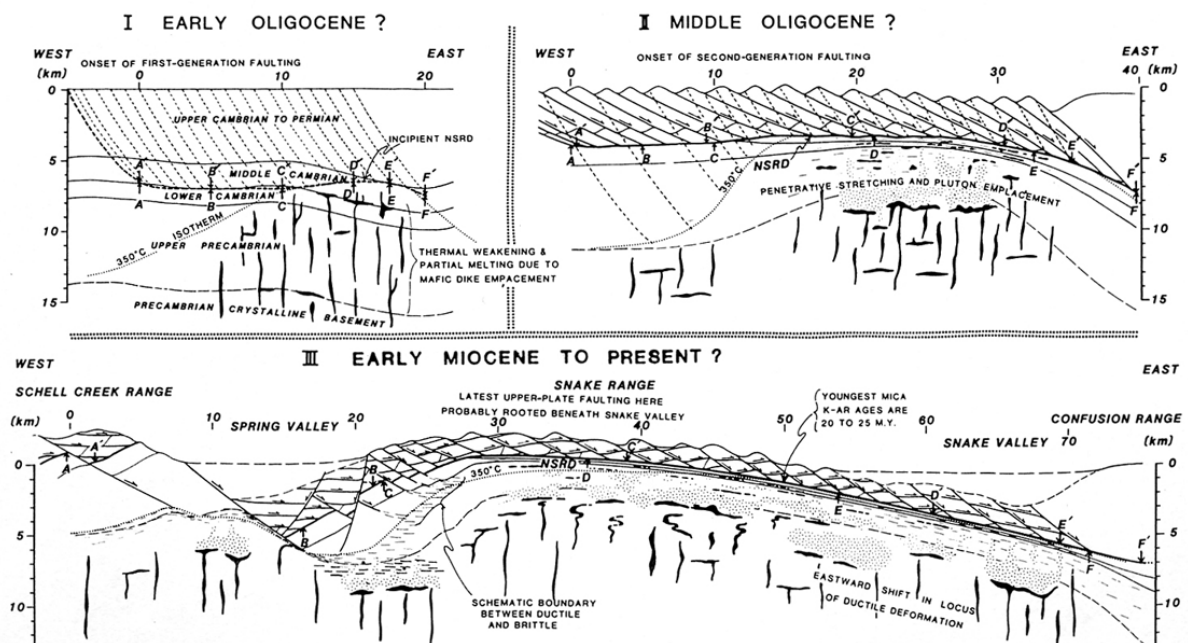


Figure 1-21 : Modèle d'évolution du Snake Range par décollement et soulèvement de la transition fragile-ductile (Gans et al., 1985).

La transition fragile-ductile : zone préférentielle à l'initiation du détachement

L'interface fragile-ductile se situe, par définition, à l'intersection entre le comportement fragile, défini par la loi de Mohr-Coulomb, et le comportement ductile, régi par une loi non-newtonienne de déformation (Brace & Kohlstedt, 1980) (Figure 1-22a). La zone de transition est fortement dépendante de la rhéologie de la croûte et donc du géotherme, avec une température critique au-dessus de laquelle la croûte n'est plus sismogénique (donc fragile) de $350 \pm 50^\circ\text{C}$ (Ranalli, 1993).

Grâce aux données sismologiques de la région égéenne, Braunmiller & Nabelek (1996) ont étudié la géométrie des failles normales en milieu continental. Les résultats montrent qu'il n'y a pas d'occurrence sismique permettant de prouver l'évidence de faille normale à faible pendage à la base de la croûte fragile. Néanmoins, ils proposent un scénario de rupture pour les failles normales où la nucléation des failles se produit à la base de la croûte supérieure fragile, au voisinage de la transition fragile-ductile pour se propager vers la surface le long d'un plan de faille normale à fort pendage (Figure 1-22b).

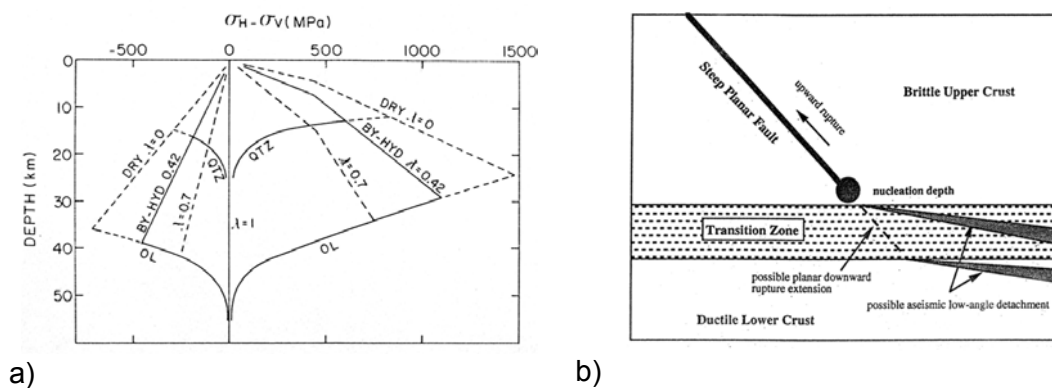


Figure 1-22 : a) Profil de résistance du quartz et de l'olivine (Brace & Kohlstedt, 1980). b) Scénario de rupture de faille normale continentale (Braunmiller & Nabelek, 1992).

Si les failles normales à fort pendage dans la croûte sismogénique s'initient dans la zone de transition entre le comportement fragile et ductile des roches, certains modèles conceptuels (Lister & Davis, 1989 ; Patriat & Jolivet, 1998 ; Jolivet & Patriat, 1999) supposent que les détachements y trouvent également leur origine. En particulier, Jolivet & Patriat (1999) proposent que des failles normales à fort pendage dans la croûte supérieure sismogénique s'enracinent dans zone de cisaillement ductile sub-horizontale située à la base de la croûte supérieure (Figure 1-23). Le modèle de Jolivet & Patriat (1999) considère que le détachement correspond à la zone identifiée par la microsismicité sous le golfe de Corinthe (Rigo et al, 1996). D'autre part, King et al. (1985) suggèrent qu'il s'agit d'une faille asismique. Il est cependant possible qu'il s'agisse d'une zone de cisaillement (Hatzfeld et al., 2000) évoluant dans un contexte de déformation conjointe fragile et ductile entraînant alors la formation de micro-séismes.

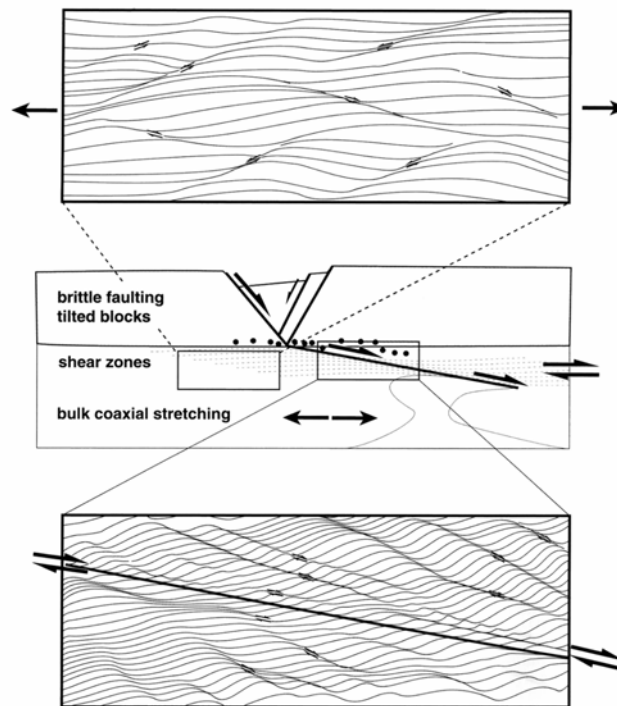


Figure 1-23 : *Modèle de formation des détachements (Jolivet & Patriat, 1999).*

Rotation des contraintes principales

Une hypothèse selon laquelle la transition fragile-ductile permettrait de favoriser la rotation des contraintes principales et la génération de zones de cisaillement à faible pendage, a été évoquée par plusieurs auteurs (Melosh, 1990 ; Parsons & Thompson, 1993 ; Chéry, 2001).

Melosh (1990) propose un modèle numérique (méthode des éléments finis) de cisaillement simple à l'échelle lithosphérique basée sur les modèles de Wernicke (1981, 1985) pour tenter de modéliser les conditions du régime de déformation de la province du Basin & Range. Dans ce modèle, la croûte supérieure fragile se déforme périodiquement par l'intermédiaire de sauts de vitesse aux limites, formant des failles idéales quasi verticales. Le manteau supérieur ductile se déforme par étirement homogène. La déformation induite dans la croûte ductile non-newtonienne correspond alors à du cisaillement simple. La rotation des contraintes principales de 45° montre que des failles normales peuvent s'initier avec un pendage faible ou nul vers la transition fragile-ductile (Figure 1-24a). D'autre part, Parsons & Thompson (1993) suggèrent que les intrusions magmatiques produisent une augmentation des contraintes horizontales à l'intérieur de la croûte conduisant à une rotation des contraintes principales qui ainsi favorise la formation de faille normale à faible pendage.

Un modèle numérique (méthode des éléments finis) réalisé par Chéry (2001) prédit également une rotation des contraintes vers la transition fragile-ductile. Ce modèle considère une faille normale à fort pendage traversant entièrement la croûte continentale et

caractérisée par un faible coefficient de friction. L'étirement homogène appliqué à ce système induit une rotation des contraintes principales vers la transition fragile-ductile. L'activation du critère de Mohr-Coulomb induite par la nouvelle direction des contraintes principales rend possible la formation de failles normales à faible pendage. Chéry (2001) propose alors de comparer ses résultats avec des exemples naturels. La première étape correspond à la formation d'un héli-graben dans la croûte fragile suivit de la formation d'une faille normale à faible pendage au niveau de la transition fragile-ductile (décollement), configuration correspondant à celle du golfe de Corinthe. Une seconde étape marque la propagation et la remontée du décollement, permettant l'exhumation d'un dôme comparable à celui du Snake Range (Miller et al., 1983 ; Gans et al., 1985 ; Gans, 1987).

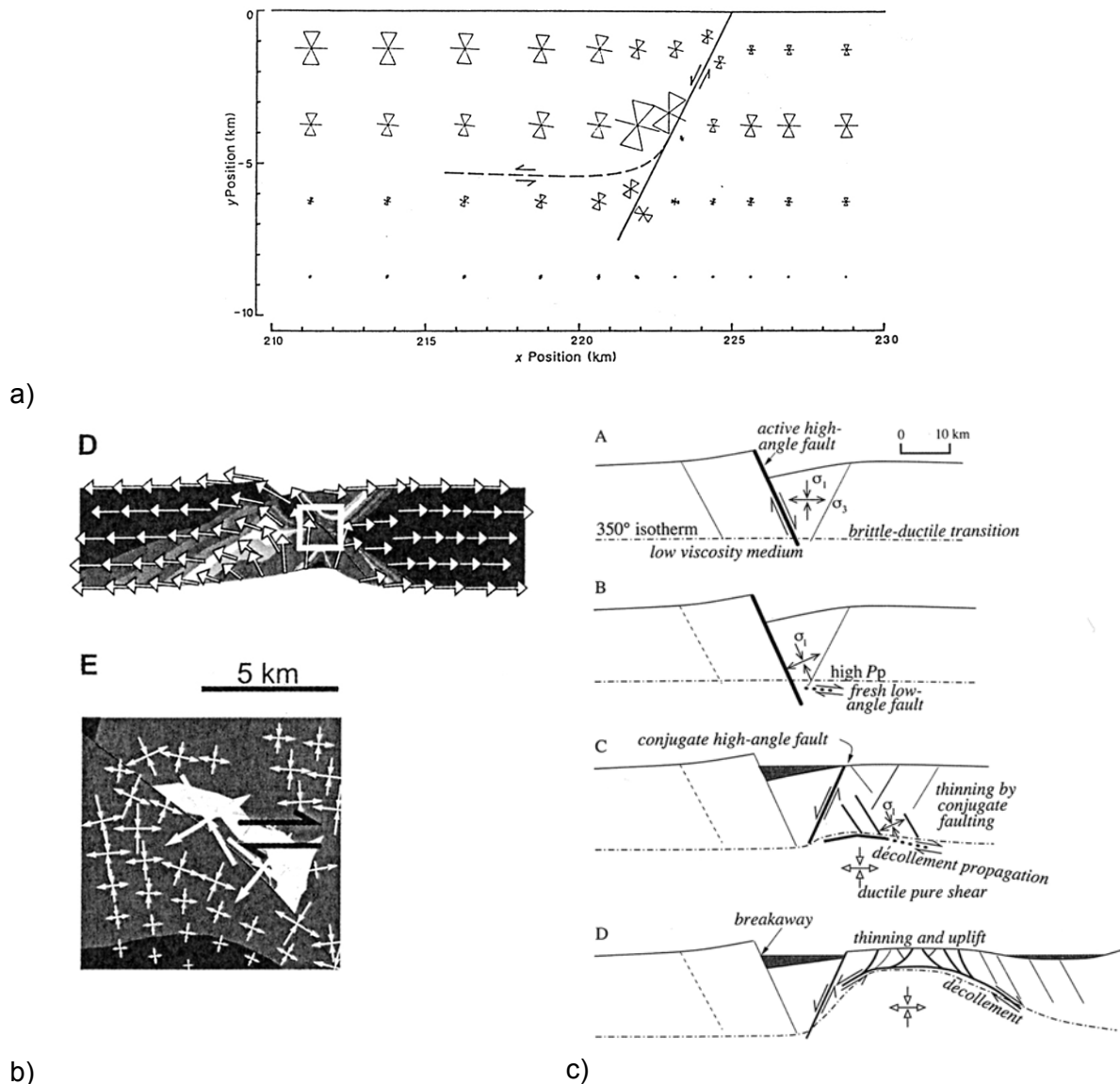


Figure 1-24 : a) Modélisation de la rotation des contraintes principales (Melosh, 1990). b) et c) Modèle de formation et d'évolution du décollement par rotation des contraintes (Chéry, 2001)

Facteurs localisant la déformation

A la transition fragile-ductile, la localisation de la déformation est favorisée par l'influence de certains paramètres telles que les circulations de fluide (Axen, 1992) et les transformations métamorphiques (Gueydan et al., 2003 ; Gueydan et al., sous presse).

Dans les modèles numériques reprenant les hypothèses proposées par Lister & Davis (1989), Gueydan et al. (2003) appliquent une réaction de transformation chimique feldspath vers mica qui induit une localisation de la déformation activée par la fracturation du feldspath. Les résultats numériques en deux dimensions (Gueydan et al., sous presse) montrent le développement de bandes de cisaillement extensives périodiques à une profondeur de 12-14 km avec un pendage relativement faible de 30° (Figure 1-25). Ces bandes de cisaillement forment une zone de faiblesse relativement plate caractérisée par une faible viscosité. Le glissement frictionnel sur ces plans de faiblesse peut être à l'origine de la microsismicité enregistrée par exemple sous le golfe de Corinthe (Rigo et al., 1996).

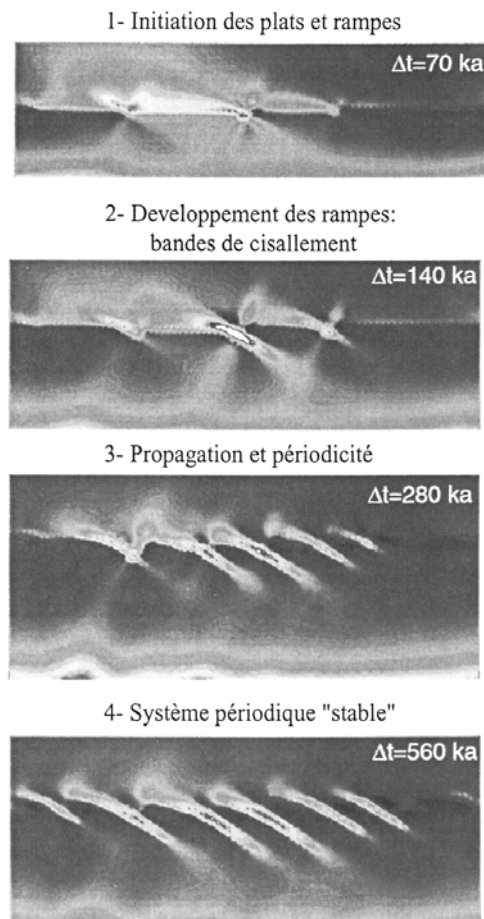


Figure 1-25 : Modèle de formation de bandes de cisaillement à l'interface fragile-ductile (Gueydan et al., sous presse).

1.3.3. Mécanismes d'écoulement de la croûte ductile

Les modèles de formation des dômes métamorphiques considèrent une déformation hétérogène de la croûte profonde par cisaillement simple et rebond isostatique se traduisant par une remontée locale du Moho. Cette déflexion locale est située à l'aplomb des dômes dans le cas du rebond isostatique et en décalage dans le cas des modèles de cisaillement simple de la croûte. Seuls deux mécanismes permettent de rendre compte de la géométrie planaire du Moho à l'aplomb des dômes métamorphiques extensifs (cf. section 1.1.3) : le remplissage magmatique et le fluage crustal, divergent ou convergent.

Le remplissage magmatique

Les modèles mettant en avant le rôle majeur du magmatisme dans la formation des dômes s'appuient sur des hypothèses de déformation en étirement pur de la croûte inférieure séparée de la croûte supérieure fragile par un décollement représentant la transition fragile-ductile (Rehrig & Reynolds, 1980 ; Miller et al., 1983 ; Gans et al., 1985 ; Gans, 1987, Gans & Borhson, 1998). Dans ces modèles, la remontée du Moho induite par l'étirement homogène de la croûte est compensée par un apport mantellique conséquent. Gans (1987) suggère une compensation, d'environ 5 km d'épaisseur de matériel mantellique néoformé dans le domaine du Great Basin, illustrée par les réflecteurs horizontaux situés en base de croûte (Figure 1-26). Cette hypothèse paraît improbable pour les modèles prévoyant une forte remontée du Moho par rebond isostatique, d'autant plus que la quantité de matériel mantellique néoformé doit correspondre exactement à la quantité de matériel crustal manquante.

Les études sismiques (McCarthy & Thompson, 1988 ; McCarthy et al., 1991) montrent que les roches en base de croûte ne résultent pas d'un processus de sous-placage mantellique mais probablement d'un autre mécanisme de fluage intra-crustal. D'autre part, Block & Royden (1990) et Wernicke (1990) ont montré que si les dômes métamorphiques sont compensés isostatiquement, le matériel ductile compensatoire est de densité crustale et non mantellique.

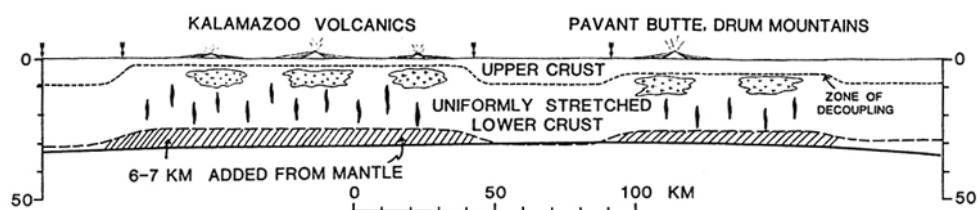


Figure 1-26 : Modèle de sous-placage (Gans, 1987).

Le fluage crustal

Mécanisme de fluage crustal divergent.

D'après les études sur le Basin & Range et notamment l'évolution orogénique et post-orogénique de la lithosphère continentale Nord Américaine, il apparaît que l'épaisseur crustale était la plus élevée sur les sites actuellement occupés par les dômes métamorphiques extensifs (Coney & Harms, 1984 ; Malavieille, 1987). Malavieille & Taboada (1991) suggèrent une hypothèse basée sur le fluage crustal pour expliquer que les dômes se situent à l'intérieur même de l'ancienne chaîne de montagne, sur les sites d'enracinement des grands chevauchements (Figure 1-27). L'épaississement hétérogène de la croûte (racine crustale) se résorbe par fluage latéral de la croûte inférieure à partir des zones internes de la chaîne vers les zones externes moins épaisses (Malavieille & Taboada, 1991 ; Rey et al., 2001). Ce mécanisme permet à la croûte continentale de recouvrer une épaisseur normale, ce qui n'est pas le cas des modèles de déformation hétérogène de la croûte (Wernicke, 1981, 1985, Wernicke & Axen, 1988).

Un autre processus de résorption de la racine crustale est celui imaginé dans le cas des Calédonides de Norvège par Andersen et al. (1991). Dans ce modèle de subduction continentale, accompagnée par un très fort épaississement crustal, le soulèvement responsable de l'exhumation des roches profondes est induit par le décrochement d'une partie de la lithosphère continentale. Ranalli (1997) suppose que ce processus de délamination est également valable pour expliquer l'exhumation des dômes métamorphiques de la Cordillère Nord Américaine.

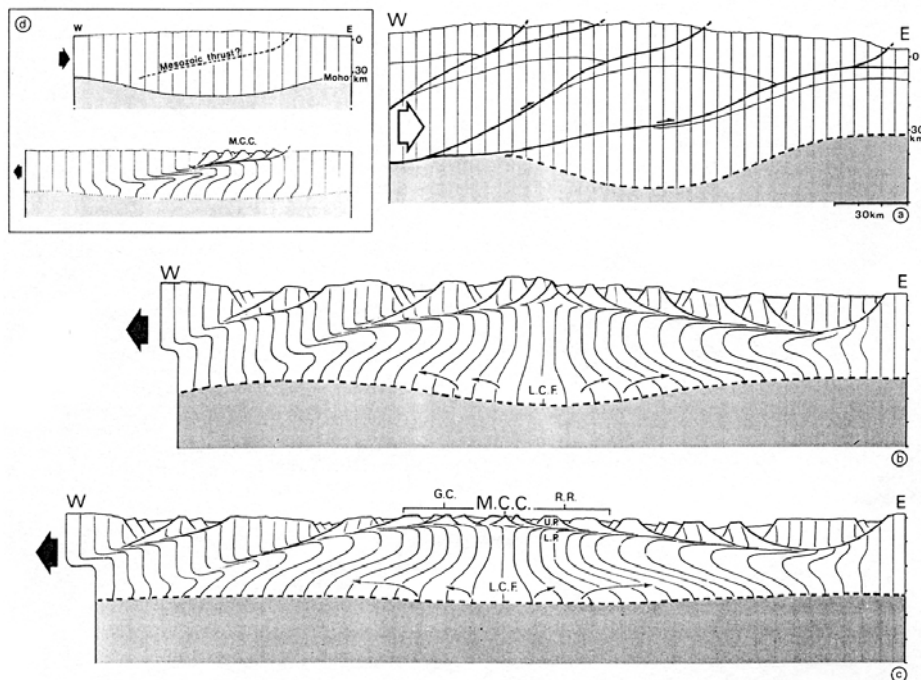


Figure 1-27 : Modèle de résorption de racine crustale (Malavieille & Taboada, 1991).

Mécanisme de fluage latéral convergent

En dehors des modèles de fluage par compensation d'une racine crustale et/ou lithosphérique, le fluage crustal a été évoqué par de nombreux auteurs (McCarthy et al., 1987 ; Séranne & Seguret, 1987 ; Wernicke, 1990 ; Buck, 1988, 1991 ; Block & Royden, 1990 ; Wdowinski & Axen, 1992 ; Brun & Van Den Driessche, 1994) soucieux de lier les mécanismes de formation des détachements (et leurs implications géométriques) à ceux du processus de déformation de la croûte profonde conduisant à une géométrie plane du Moho.

Block & Royden (1990) proposent un mécanisme de compensation isostatique par fluage crustal uniquement permettant de prendre en compte les données sismiques montrant un Moho plat sous les dômes métamorphiques extensifs du Basin & Range (Figure 1-28). Le fluage crustal d'échelle régionale est contrôlé par le gradient latéral de pression lithostatique créé lors de l'amincissement de la croûte continentale fragile. Ce modèle exclut donc un remplissage magmatique pour maintenir le Moho plat. De plus, le gradient horizontal de pression lithostatique dû à l'extension (Wernicke, 1990 ; Block & Royden, 1990 ; Wdowinski & Axen, 1992) nécessite un gradient vertical de densité ou de viscosité. La croûte ductile moins dense peut remonter aisément vers la surface à la faveur d'un amincissement de la croûte fragile. Cependant si une variation de résistance due à un fort gradient de viscosité, au sein même de la croûte entre les unités fragiles et ductiles, produit un boudinage de l'unité fragile, la remontée des roches peut se faire sans inversion de densité, essentiellement par isostasie.

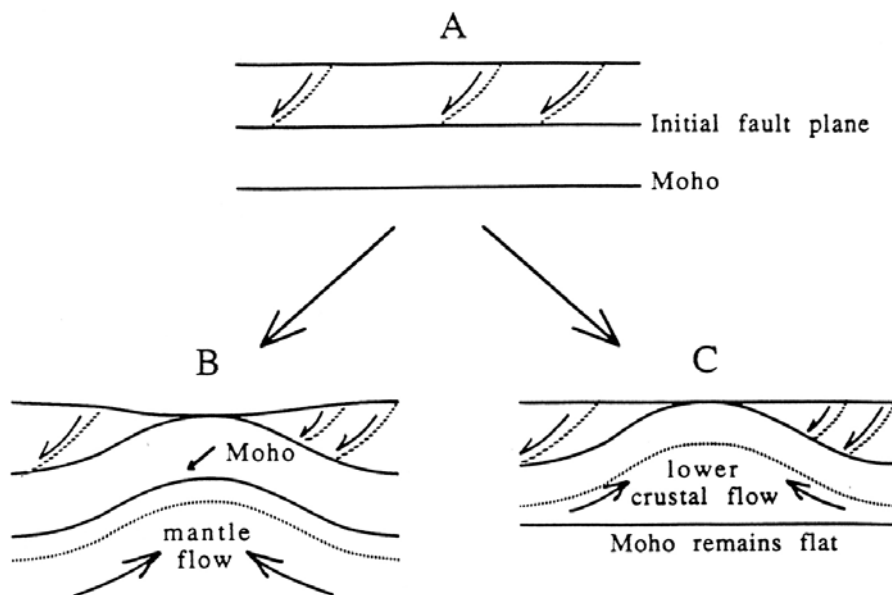


Figure 1-28 : Modèle conceptuel de fluage crustal présenté par Block & Royden (1990).

Les conditions d'écoulement de la croûte ductile

Ranalli (2000) a montré que le volume de matériel ductile dans la partie inférieure de la croûte dépend de façon critique de sa composition. Une rhéologie crustale postulant une composition à base de quartz permet un développement efficace d'une épaisse couche ductile, facilitant le fluage, tandis qu'une rhéologie à dominante plagioclase (composition intermédiaire ou basique) ne produit qu'une épaisseur ductile réduite, voire absente pour des géothermes faibles et des épaisseurs crustales moyennes. Pour des températures au Moho très fortes ($>1300^{\circ}\text{K}$) la différence de résistance entre la croûte ductile et le manteau supérieur ductile est très faible, et ceci d'autant plus que l'épaisseur de la croûte continentale est importante. En outre, le fluage crustal tend à lisser la topographie du Moho, ce qui d'après Ranalli (1997), ne se produit que pour des températures au Moho de plus de 900°C , correspondant à des valeurs de viscosité de 10^{18} - 10^{20} Pa.s dans la croûte inférieure ductile.

D'autre part, McKenzie et al. (2000) estiment que seule une croûte continentale supérieure à 30 km d'épaisseur, est suffisante pour permettre à la croûte ductile de fluer et par là même de lisser la topographie du Moho. Ils suggèrent également que cette zone de fluage crustal ne peut excéder 30 km d'épaisseur avec des températures supérieures à 400 - 500°C au Moho, ce qui est bien inférieur à celles prévues par Ranalli (1997) et Buck (1991). En effet, ce dernier compare le fluage crustal de la croûte ductile au fluage de l'asthénosphère sous une ride océanique. Il estime que les conditions pour obtenir des MCC sont une forte température au Moho (supérieure à 1200°C) et une faible viscosité de la croûte ductile (entre 10^{17} et 10^{21} Pa.s).

La contribution magmatique joue un rôle primordial dans la capacité de fluage de la croûte ductile. L'apport de chaleur modifiant la viscosité déjà faible de la croûte inférieure, permet une accélération du processus de fluage (McKenzie et al., 2000). Les intrusions, le matériel mantellique de sous-placage ainsi que l'apport de fluides riches en eau favorisent également le fluage crustal (McKenzie & Jackson, 2002), ce qui le rend compatible avec le synchronisme observé entre magmatisme et extension dans le Basin & Range.

Wdowinski & Axen (1992) suggèrent que le soulèvement du Moho est très faible lorsque la différence de viscosité entre la croûte inférieure ductile et le manteau supérieur est forte. La résistance du manteau l'empêche de remonter lors de l'exhumation vers la surface et du fluage de la croûte profonde. McKenzie et al. (2000) ajoutent que le fluage crustal est censé se produire lorsque la croûte et le manteau supérieur sont fragiles. Cependant, un géotherme fort comme il est prévu pour les contextes post-orogéniques (Basin & Range, Mer Egée) implique une résistance faible de la croûte inférieure et du manteau lithosphérique et donc un fort découplage du système entre le manteau et la croûte ductile, et la croûte supérieure fragile (Brun, 2002).

Comme déjà présenté dans la partie précédente, les études de Tiberi et al. (2001) sur la géométrie du Moho au nord du golfe de Corinthe montrent une remontée locale du Moho, que Jolivet (2001) interprète comme la continuité et la résultante d'une zone de détachement d'échelle crustale. Or, sous les dômes métamorphiques des Cyclades, le Moho semble rester plat (Makris & Veis, 1977 ; Vigner, 2002). Deux hypothèses sont possibles pour expliquer cette différence. D'une part, dans les premiers stades de la déformation, le Moho subissant un amincissement localisé, se déforme (Tiberi et al., 2001 ; Jolivet 2001). Puis, pendant et après la formation du dôme, le fluage crustal rééquilibre le système en lisant la topographie, rendant possible l'observation d'un Moho plat. D'autre part, le contexte tectonique et rhéologique du golfe de Corinthe est peut-être suffisamment différent de celui

nécessaire à la formation d'un dôme métamorphique. En effet, plusieurs auteurs (Jolivet, 2001 ; Chéry, 2001) estiment que le golfe de Corinthe représente l'étape initiale à la formation d'un dôme. Mais il est possible qu'entre la formation des dômes des Cyclades au Miocène et la déformation du golfe de Corinthe, la rhéologie de la lithosphère ait changé. Par exemple, un géotherme plus froid que celui prévu pour les contextes post-orogéniques induit une augmentation de la résistance du manteau et donc un découplage plus fort entre la croûte inférieure ductile et le manteau plus fragile (Brun, 2002). La résultante de cet état est la déflexion du Moho. De plus, le golfe de Corinthe a une épaisseur crustale d'une moyenne de 35-40 km (Tiberi et al., 2001) ce qui ne correspond pas à l'épaisseur admise pour une extension post-orogénique menant à la formation des dômes métamorphiques (50-60 km en général), mais plutôt à l'épaisseur atteinte après la formation de ces dômes. Même si le golfe de Corinthe peut servir d'exemple pour expliquer le début de la formation des dômes métamorphiques, les conditions qui y prévalent ne sont pas les mêmes que celles prédites pour les dômes métamorphiques des Cyclades et ceux du Basin & Range.

En résumé

Les dômes métamorphiques extensifs observés dans le Basin & Range et en Egée associés à des détachements plats en surface résultent de l'extension post-orogénique d'un domaine continental épaissi et thermiquement relaxé. Ce contexte est favorable au fluage crustal de la croûte ductile permettant de garder une géométrie planaire du Moho.

Les nombreuses hypothèses évoquées dans les modèles sont en général fondées sur le fait que les détachements s'initient dès le début de l'extension et que leur évolution est la cause de l'exhumation des dômes métamorphiques. Cependant, une question majeure demeure : comment se créent les détachements ?

Pour comprendre la relation entre l'exhumation, le détachement et une géométrie planaire du Moho, des modèles basés sur l'idée simple d'une extension post-orogénique de domaines épaissis et thermiquement relaxés, comme condition générale favorable à la formation des MCC, sont présentés dans les chapitres suivants.

Chapitre 2

Modélisation thermo-mécanique des dômes gneissiques extensifs

RÉSUMÉ.....	53
THERMOMECHANICAL MODELING OF EXTENSIONAL GNEISS DOMES	55
ABSTRACT.....	56
2.1. INTRODUCTION.....	57
2.2. TECTONIC SETTING AND STRUCTURE OF EXTENSIONAL GNEISS DOMES	57
2.3. NUMERICAL MODELING.....	60
2.4. RESULTS.....	64
2.5. DISCUSSION AND CONCLUSIONS	69

Résumé

Les dômes métamorphiques extensifs (MCC), se développent dans des contextes d'extension post-orogénique comme le Basin & Range et en Mer Egée. Dans cet article, une méthode de modélisation numérique thermo-mécanique (code PAROVOZ) est utilisée pour étudier l'initiation et le développement des dômes métamorphiques dans un contexte de lithosphère épaissie et thermiquement relaxée.

Les modèles présentés dans ce chapitre sont constitués d'une croûte continentale de 60 km d'épaisseur et des températures au Moho variant de 840 à 1040°C. Aucune structure préliminaire n'est imposée pour modéliser un détachement à l'échelle crustale. Cependant, pour initialiser la localisation de la déformation, une anomalie de densité, représentant une zone de faiblesse comme un pluton granitique, est placée à la base de la croûte moyenne. Les modèles sont soumis à une contrainte extensive appliquée sur une bordure de la boîte avec une vitesse constante de 2 et 0.66 cm/an.

Les résultats de ces expériences numériques illustrent le développement progressif des dômes et les types de déformation qui leur sont associés à l'échelle crustale. Tout d'abord, l'extension se localise dans la croûte supérieure fragile sous forme d'un graben symétrique, permettant à la croûte située au-dessous (notamment la croûte ductile) de remonter vers la surface et d'initier un dôme. L'amplification du dôme est largement accommodée par un écoulement canalisé et convergent dans la croûte inférieure. La déformation révèle un agencement complexe de zones de cisaillement à l'échelle crustale, d'abord symétrique, puis progressivement asymétrique, montrant en particulier, un détachement convexe vers le haut sur un des flancs du dôme.

Au cours de l'extension, la géométrie et la profondeur du Moho varient en fonction de la vitesse et du géotherme appliqués initialement. Le Moho reste plat pour les modèles à vitesse lente (0.66 cm/an) et un géotherme élevé (température au Moho de 1040°C). Les résultats de cette étude sont discutés à la lumière d'exemples naturels et en comparaison avec des modèles antérieurs publiés.

Thermomechanical modeling of extensional gneiss domes

Céline Tirel

Géosciences Rennes UMR 6118 CNRS, Université de Rennes 1, Rennes, France.
celine.tirel@univ-rennes1.fr

Jean-Pierre Brun

Géosciences Rennes UMR 6118 CNRS, Université de Rennes 1, Rennes, France.

Evgenii Burov

Laboratoire de Tectonique UMR 7072 CNRS, Université Pierre et Marie Curie, Paris, France

Publié sous la référence:

Tirel, C., Brun, J.-P., and Burov, E., 2004, Thermomechanical modeling of extensional gneiss domes, *in* Whitney, D.L., Teyssier, C., and Siddoway, C.S., Gneiss domes in orogeny: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 380, p. xxx–xxx.

Abstract

We use a thermo-mechanical modeling approach to study the development of extensional gneiss domes in a thickened and thermally relaxed lithosphere. Our models consider a compositional and thermally dependent rheological lithosphere layering, with a 60 km thick crust and Moho temperatures in the range 840-1040 °C. No discontinuity or detachment fault is assumed to preexist within the upper crust. However, to initiate localized deformation, a density anomaly is placed at the base of middle crust. Extension is applied to one model boundary at constant rates of 2.0 and 0.66 cm/y. Models illustrate the progressive development of domes and associated strain patterns at crustal scale. Extension first localizes in the upper crust as a nearly symmetrical graben, allowing the underlying middle and lower ductile crust to rise up, initiating a dome. Dome amplification is further accommodated by convergent channel flow in the lower crust. Strain localization displays a complex pattern of shear zones at the crustal scale, first nearly symmetrical, and progressively becoming asymmetrical, giving, in particular, an upward convex detachment on one side of the dome. During extension, Moho geometry and depth vary as a function of boundary displacement rate. At the lower boundary displacement rate used in the calculations, the Moho remains rather flat and rises up at a constant rate. Results are discussed in the light of field examples and compared to previous models.

2.1. Introduction

Gneiss domes are common features of orogenic belts and their origin has long been debated between diapirism (e.g. Ramberg (1981)) or superposed folding (e.g. Ramsay (1967)). The identification, in the Basin and Range of the Western US, of extensional detachment faults associated with core complexes (Crittenden et al., 1980; Davis and Coney, 1979; Wernicke, 1981; Wernicke, 1985) has been a major breakthrough, adding crustal extension as a new important mechanism for the origin of gneiss domes. Similar structures, closely related to gneiss domes, were later found in the Aegean and Thyrrhenian Sea (Gautier et al., 1990; 1993; Jolivet et al., 1998; Lister et al., 1984) and in older orogens (Andersen et al., 1991; Burg et al., 1994; Echtler and Malavieille, 1990; Malavieille et al., 1990; Norton, 1986; Seranne and Seguret, 1987; Van Den Driessche and Brun, 1989; Van Den Driessche and Brun, 1991). As in the Basin and Range (Coney and Harms, 1984), extensional gneiss domes appeared to be symptomatic features of lithosphere-scale extension following crustal thickening. Whereas the mechanics of detachment faults has long been a matter of debate (Brun et al., 1994; 1995; Buck, 1988; Lavier et al., 1999; Lavier et al., 2000; Lister and Davis, 1989; Scott and Lister, 1995; Spencer, 1984; Wernicke, 1981; 1985; Wernicke and Axen, 1988), the structure and development of metamorphic domes in detachment footwalls has attracted rather little attention. However, Block and Royden (1990) and Buck (1991) pointed out that the so-called “core complex mode” requires a lower crust viscosity low enough to flow rapidly, allowing the surface and Moho to remain relatively flat during dome rise and continuing extension.

In the present paper, we use thermo-mechanical crustal-scale and lithosphere-scale models to study the initiation and deformation patterns of extensional gneiss domes. Models simulate the asymmetric extension of a “hot lithosphere” with a 60 km thick crust and Moho temperatures in the range 840-1040°C. We do not-introduce any pre-existing faults in the upper crust, but a small density anomaly mimicking a granitic inclusion is imposed at the base of the middle crust, to initiate localized deformation. Results illustrate initial necking of the upper crust, dome shape evolution, channel flow in the lower crust and patterns of shear zones at the crustal scale. The influence of boundary displacement rate on dome amplification, deformation patterns and Moho geometry is discussed.

2.2. Tectonic setting and structure of extensional gneiss domes

More than a hundred years of field studies have documented that mountain building is accompanied by temperature rise, which is responsible for metamorphism, partial melting and ductile flow of crustal rocks. Numerical modeling of thermal relaxation induced by crustal thickening indicates that Moho temperatures can reach the range 800-1000°C at depths of 50-60 km (England and Richardson, 1977; England and Thompson, 1986; Oxburg and Turcotte, 1974). In addition, in large mountain belts where thickening is maintained long enough, other phenomena can contribute to increasing of crustal temperature. In particular, magmas derived from mantle can be emplaced in the lower crust. The lithospheric mantle can undergo delamination (Bird, 1979) or thermo-mechanical erosion by small-scale convection (Doin and Fleitout, 1996).

For Moho temperatures higher than 700°C, lithosphere strength is reduced to a degree such that gravitational collapse is likely to occur (England and Bickle, 1984; Gaudemer et al., 1988; Ranalli, 1997; Sonder et al., 1987). Gravitational collapse and related

crustal extension (Rey et al., 2001) occurred in most orogens of Alpine age (Dewey, 1988) as well as in older Phanerozoic ones (Andersen et al., 1991; Burg et al., 1994). Extension is not restricted to those domains of thickened crust undergoing post-thickening divergent displacement at one of their boundaries (Gautier et al., 1999; Oldow et al., 1989). It can also develop during convergence, at the borders of thickened domains (Burg et al., 1984; Herren, 1987; Royden and Burchfield, 1987), or within thickened domains due to lateral extrusion (Armijo et al., 1986; Ratschbacher et al., 1989). The Hercynian belt of Western Europe provides an example of gravity collapse induced extension during and after convergence (Burg et al., 1994; Van Den Driessche and Brun, 1991).

Extensional gneiss domes and/or core complexes have been identified and described in all the tectonic settings mentioned above. For the purpose of the present paper, we focus on extensional gneiss domes developing after crustal thickening. However, a number of the structural features developed put forward here could apply to other types of tectonic settings.

The main structural features of an extensional gneiss dome are here summarized following Brun and Van Den Driessche (1994) (Fig. 2-1A). The overall structure has a characteristic transverse size of some tens of kilometers. The dome core, made of metamorphic rocks migmatites and granite bodies, is surrounded by upper crustal units and sediments deposited during dome formation. Due to the presence of a detachment fault, the internal structure is more generally asymmetric but this is not necessarily a rule. If the dome core is lighter than the surrounding rocks – i.e., granites or migmatites- a diapiric component can participate in the dome rise, leading to more symmetrical deformation patterns. For the purpose of the present paper we, however, concentrate on those domes which display a clear asymmetry. Below the flat lying part of the detachment, the footwall can display a broad upward bending. Consequently and after erosion, an upper to middle crust section can be exposed with the deeper levels close to the detachment (see surface of the 3D diagram fig.2-1A). The detachment hanging-wall is a section of upper crust brought in direct contact with deep core (mid- to lower crustal) rocks by the detachment. The detachment geometry is most often convex upward, with a flat-lying part on the dome's top and a more steeply dipping part along one dome limb. Sediments deposited during dome formation are generally affected by normal faulting above the detachment. Thick depocenters can be observed close to the steeper part of the detachment and sediments deposited at early stages of dome deformation are commonly strongly tilted within small fault blocks lying on top of the flat part of the detachment.

Within the metamorphic core, the dome shaped foliation envelope (Fig. 2-1B) is associated with opposite senses of shear along opposite dome limbs. However, finite strain intensities are higher in the detachment zone, as demonstrated by the common presence of C/S mylonites (according to Berthé et al., 1979). Because of the opposite senses of shear, a zone of co-axial incremental strain is expected to occur in the central part of the dome. This deformation pattern suggests that ductile material flows laterally into the dome, from below, through lower crustal channels.

Due to cooling during dome rise, the brittle-ductile transition migrates downward with respect to the exhuming dome. Consequently, rocks that were previously ductile become brittle as observed in most extensional gneiss domes that exhibit complex superposition of brittle deformation on ductile fabrics. In the detachment zone, high temperature mylonites are commonly reworked by cataclases and breccias. Within the rest of the dome, faults and associated brittle features are superposed on metamorphic foliations, ductile shear zones, folds, and boudinage. At map scale, metamorphic isograds are generally folded together with

the dome foliation and are cut by the detachment zone. Apparent temperature gradients calculated from the distance separating metamorphic isograds are often extremely high (i.e. commonly more than 100°C/km), indicating strong shortening parallel to the pre-existing metamorphic layering.

In post-convergence settings, another important feature observed at the crustal scale in the Basin and Range (Allmendinger et al., 1987; Hauser et al., 1987) and the Aegean (Makris, 1978; Sachpazi et al., 1997) is the flat geometry of the Moho below extensional gneiss domes. As argued by Block and Royden (1990), Buck (1991) and, more recently, by McKenzie et al. (2000) this requires lower crustal flow at the regional-scale, driven by lateral pressure gradients caused by differential thinning of the overlying crust. It is also interesting, for the purpose of our modeling, to note that in both the Basin and Range and Aegean, extension results from the displacement of one boundary of the previously thickened domain, with mean displacement rates lower than 2 cm/y.

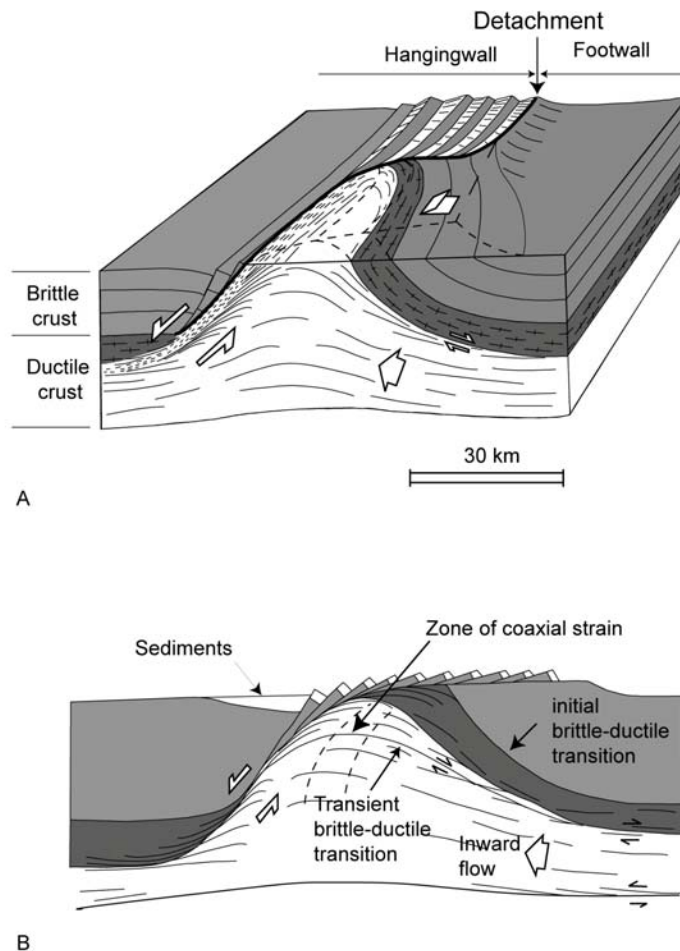


Figure 2-1: Three-dimensional structure of extensional gneiss domes (A) and kinematic and strain pattern (B) (Modified after Brun and Van Den Driessche, 1994). The sedimentary basin with normal faulting in the detachment hanging wall is not shown

2.3. Numerical modeling

2.3.1. Rheology, initial and boundary conditions

The model setup is shown in Figure 2-2. Lithosphere models have spatial dimensions of 400 km x 100 km and numerical grid dimensions of 200 x 50 quadrilateral bilinear elements (2 km x 2 km) each element being subdivided in the two pairs of triangular sub-elements (4000 triangular sub-elements). The thickened continental crust has a pre-collapse thickness of 60 km, which corresponds to a typical Alpine orogenic belt. Horizontal displacement was applied at the left boundary of the model at rates of 0.66 cm/y and 2.0 cm/y. The model surface is free and the bottom boundary condition is represented by a pliable Winkler basement, which implies vertical normal stresses proportional to vertical displacement of the boundary multiplied by the density contrast (Burov and Cloetingh, 1997). For the initial thermal field, we use two conductive geotherms G_1 and G_2 yielding initial Moho temperatures of 1040°C and 840°C, respectively. The surface temperature is fixed at 0°C and zero heat flux is used as the lateral boundary condition.

The continental crust has an average quartz diorite-type composition, with a density of 2800 kg/m³. The crust is arbitrarily divided into three marker layers that represent upper, middle and lower crust. The latter is divided into two sub-layers with different colours, for a better visual tracing of the developing structures. The lithospheric mantle is composed of olivine with a density of 3300 kg/m³.

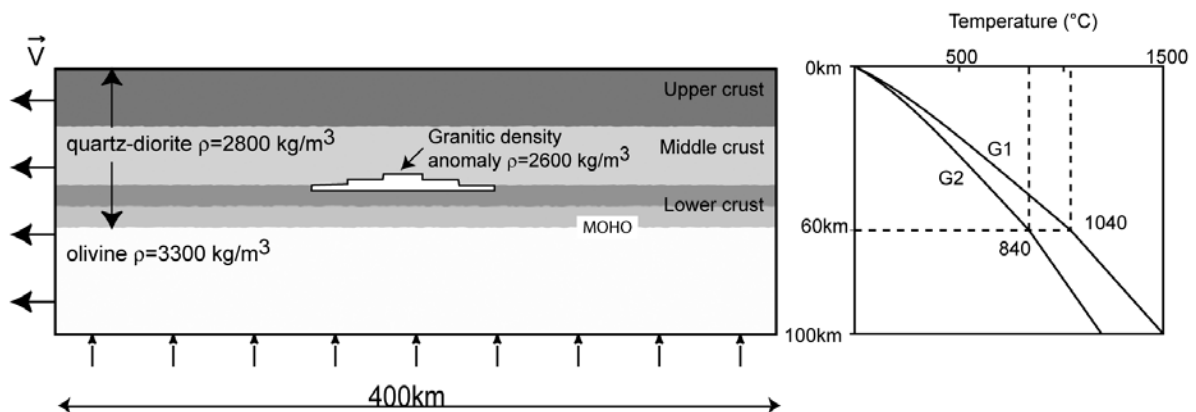


Figure 2-2: Model geometry, velocity boundary conditions, and initial geotherms with Moho temperatures at 60 km depth. Model parameters are summarized in Table 2-1. Note the presence of a density anomaly at base of the middle crust at the model center

The rheology of the materials in the model is non-linear, brittle-elasto-ductile. The material parameters for ductile creep come from Ranalli and Murphy (1987) for the quartz diorite, Kirby and Kronenberg (1987) for the granite inclusion, and Brace and Kohlstedt (1980) for olivine (Table 2-1). Ductile creep is described by a power law relationship between strain rate and stress (Kirby and Kronenberg, 1987):

$$\dot{\epsilon} = A_0(\sigma_1 - \sigma_3)^n \exp(-H/RT), \quad (1)$$

where $\dot{\epsilon}$ is the strain rate, T the temperature, σ_1 and σ_3 the principal stresses, and A_0 , H , R , and n are material constants (Table 2-1).

The brittle rheological term is approximated by Mohr-Coulomb plasticity with a friction angle of 30° and a cohesion of 20 MPa (Gerbault et al., 1999). The values for the elastic moduli are $E = 80$ GPa and $\nu = 0.25$ (Young's modulus and Poisson coefficient, respectively (Turcotte and Schubert, 1982)).

Except for variations in boundary displacement rates ($V_1 = 0.66$ cm/y and $V_2 = 2.0$ cm/y) and of the initial geotherms (G_1 and G_2 , Fig. 2-2), all other parameters of the models presented here remained unchanged through all experiments.

The absence of lateral heterogeneities of viscosity or density in the middle-lower crustal part of the models gives a uniform extension with no local thinning of the upper brittle layer. The same conclusion was gained by Brun et al. (1994) using analogue models. We therefore introduced in the center of the model, close to the middle-lower crust interface (Fig. 2-2), a low density (2600 kg/m³) triangle shaped heterogeneity, mimicking a conical intrusion.

Different shapes and sizes of the heterogeneity have been tested that give no significant differences in the final result. For the purpose of the present paper, the size of the heterogeneity is 4 km in height and 80 km in width. In nature this should correspond to laccolith type granite bodies (Roman-Berdiel et al., 1995) comparable in size and composition to those directly observed in the Himalayas (e.g. Lefort et al., 1987; Scaillet et al., 1995). It will be seen further in the paper that during the formation of an extensional gneiss dome the heterogeneity is extremely deformed leading to a sill-like body bended around the external part of the dome. Such strongly deformed sills of granites with C/S mylonite fabrics are often observed in close connection with detachment zones within the extensional gneiss domes (Gautier and Brun, 1994b; Gautier et al., 1993; Rehrig and Reynolds, 1980; Reynolds and Rehrig, 1980; Van Den Driessche and Brun, 1991). Moreover, Lister and Baldwin (1993) suggested that the formation of metamorphic core complexes may be triggered by plutonic activity during episodes of continental extension. It is finally interesting to note that a number of conceptual models of gneiss dome formation also postulate the presence of laccolith or sill granitic bodies in the middle of the crust, prior to dome development (e.g. see fig. 8 of Norlander et al. (2002)).

Crustal thickening induced metamorphism which likely precedes large scale extension like in the Basin and Range or the Aegean may enhance the lowering of crustal density with depth. As argued by Gerya et al. (2001), this can lead to gravitational instability due to changes in mineral assemblages and the thermal expansion of minerals. Such density changes and related buoyancy effects have not been taken into account in the calculations presented here, except for the local anomaly placed at the center of the models. We are

convinced of the importance of buoyancy but our purpose is primarily to study here the process of gneiss dome exhumation in absence of any diapiric effect. Further calculations will consider situations in which diapirism interacts with extension and their potential application to natural examples (e.g. Vanderhaeghe et al. 1999).

Variables/Parameters	Values and Units	Comments
Initial crustal thickness	60×10^3 m	Continental crust
Initial upper crust thickness	22×10^3 m	Continental crust
Initial middle crust thickness	22×10^3 m	Continental crust
Initial lower crust thickness	16×10^3 m	Continental crust
Extension rate	0.66 cm.y^{-1} , 2 cm.y^{-1}	Applied on left side
Initial Moho temperature	840°C , 1040°C	Applied geotherms
Power law constant A_1	$1.26 \times 10^{-3} \text{ MPa}^{-n} \cdot \text{s}^{-1}$	Quartz-diorite (crust)
Power law constant n_1	2.4	Quartz-diorite (crust)
Creep activation enthalpy H_1	219 kJ.mol^{-1}	Quartz-diorite (crust)
Power law constant A_2	$1.25 \times 10^{-9} \text{ MPa}^{-n} \cdot \text{s}^{-1}$	Granite (anomaly)
Power law constant n_2	3.2	Granite (anomaly)
Creep activation enthalpy H_2	123 kJ.mol^{-1}	Granite (anomaly)
Power law constant A_3	$7 \times 10^4 \text{ MPa}^{-n} \cdot \text{s}^{-1}$	Olivine (mantle)
Power law constant n_3	3	Olivine (mantle)
Creep activation enthalpy H_3	520 kJ.mol^{-1}	Olivine (mantle)
Density ρ_1	2800 kg.m^{-3}	Crust
Density ρ_2	2600 kg.m^{-3}	Anomaly of granite
Density ρ_3	3300 kg.m^{-3}	Mantle
Thermal conductivity k_1	$2.5 \text{ W.m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$	Crust
Thermal conductivity k_2	$3.3 \text{ W.m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$	Mantle

Table 2-1: Parameters used in models

2.3.2. Thermomechanical model

The large-strain thermo-mechanical code PAROVOZ (Poliakov et al., 1993) used for our computations is a hybrid finite element/finite differences, fully explicit, time-marching Lagrangian algorithm, derived from the algorithm used in *FLAC*[®] (Cundall, 1989). This widely used algorithm was described in detail in several previous studies (Cundall, 1989; Poliakov et al., 1993; Lavier et al., 2000; Burov and Poliakov, 2001). We therefore limit the description of the code to explanations of its basic features.

The code solves equilibrium problems for brittle-elasto-ductile media using general Newtonian law equations of motion in the continuum mechanics formulation:

$$\frac{\rho \partial v_i}{\partial t} - \frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_j} - \rho g_i = 0, \quad (2)$$

where v is velocity, ρ is P-T independent density, t is time, g is acceleration due to gravity, and σ is stress.

This method allows the use of a small strain formulation for large strain problems because the Lagrangian mesh moves and deforms with the material. At each time step, the new positions of the mesh grid nodes are calculated from the current velocity field and updated in large strain mode accounting for rotation of principal stress axes. Solutions for velocities at mesh points are used to calculate element strains ε_{ij} that are employed in the constitutive relations yielding element stresses σ_{ij} and forces $\rho \partial v_i / \partial t$. The latter provide input for the next step of calculation. In quasi-static mode, the algorithm uses artificial inertial masses to suppress inertial effects (Cundall, 1989).

The mechanical and constitutive equations are coupled with the heat transport equations:

$$\text{div}(\mathbf{k}\nabla T) - \rho C_p \frac{\partial T}{\partial t} + H_r = \mathbf{v}\nabla T, \quad (3)$$

where \mathbf{v} is the velocity vector, C_p is the specific heat, k is the thermal conductivity, H_r is the heat production (radiogenic and frictional dissipation) per unit volume (Table 1).

The right side of the Equation (3) is calculated directly from solutions of Equation (2), while the left side is computed using a separate numerical scheme. A dynamic relaxation technique, based on the introduction of artificial inertial masses in the dynamic system, is used to allow for explicit solution of the governing Equation (2).

An important feature of the method relates to its capacity to handle nonlinear temperature, stress and strain rate dependent rheologies and, specifically, to its capability to localize non-predefined brittle faulting (Cundall, 1990; Lavier et al., 2000). The other important feature of this method is that the code is fully thermally coupled and that each grid element simultaneously includes all three rheological terms, brittle, elastic and ductile. Thus the local deformation mode may change from brittle to ductile or elastic, depending on mechanical and temperature conditions.

2.4. Results

For the purpose of the present paper, we here concentrate on results directly relevant to the development and structure of extensional gneiss domes. The initial Moho temperature (T_{moho}) and the applied boundary displacement rates (V_{ext}) have direct influence on dome amplification rate and decrease in Moho depth during extension. The deformation history of all models can be divided into two successive stages, here called “upper crust necking” and “dome amplification”. Taking a 40 km depth as the reference level, the dome amplification curves show that, after a stage during which the upper crust undergoes a necking instability, amplification is a rather linear function of time and V_{ext} (Fig. 2-3). Moho depth curves display two different types of behavior. At $V_1 = 0.66$ cm/y, they also show a linear dependence with time; for G_2 at $V_2 = 2.0$ cm/y they tend to temporarily stabilize around 40 km. The comparison of dome amplification and decrease in Moho depth shows that, in the range of explored values, the influence of variations in V_{ext} is stronger than that of T_{moho} .

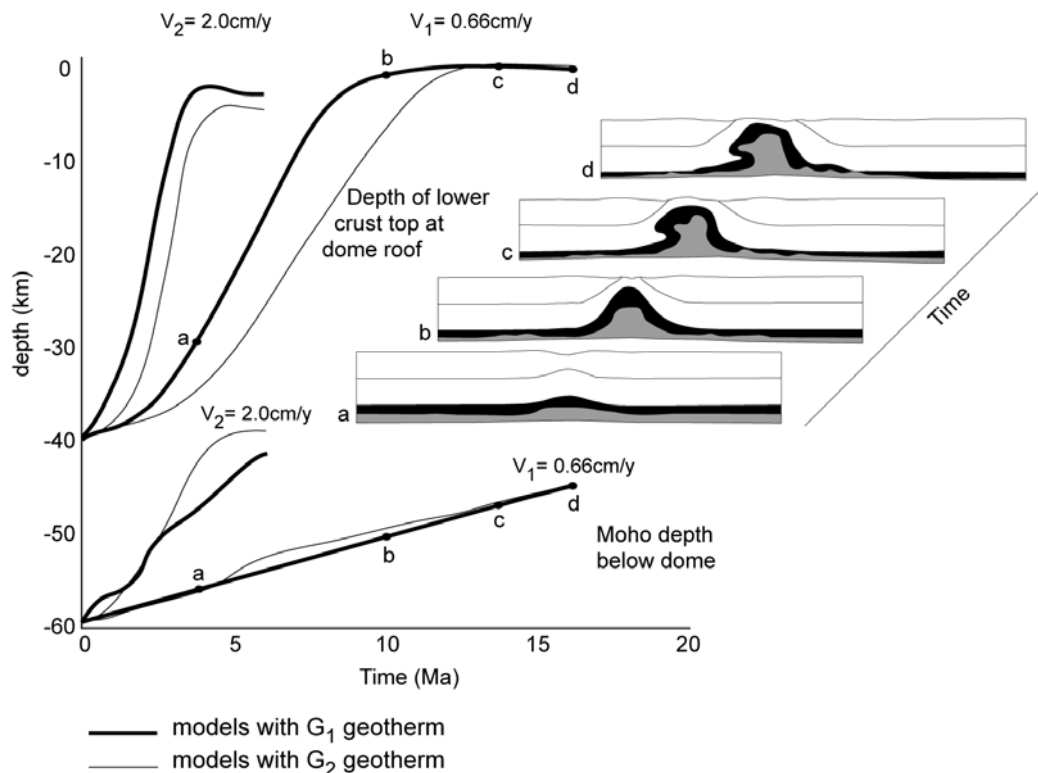


Figure 2-3: Dome amplification and Moho rise as functions of time for boundary displacement rates $V_1 = 2.0$ and $V_2 = 0.66$ cm/y and initial geotherms G_1 and G_2 with Moho temperatures $T_{M1} = 1040$ and $T_{M2} = 840^\circ\text{C}$ respectively. A time series of sections show the dome shape evolution for $V_1 = 0.66$ cm/y and $T_{M1} = 1040^\circ\text{C}$ with reference to the corresponding curves of dome amplification and Moho rise. Section (a) corresponds to the necking stage of upper brittle crust. Sections (b) to (d) illustrate stages of dome amplification.

Comparison of four models (Fig. 2-4) for different combinations of T_{moho} and V_{ext} shows shapes of domes and of 400-600°C isotherms, but significant variations in Moho geometry. Moho arching below the dome tends to increase with V_{ext} and to decrease with T_{moho} . Figure 2-4 also shows that within the domes, the middle and lower crustal interfaces are strongly advected towards the surface, so that they are found above the 400°C and 600°C isotherms. Since the ductile-brittle transition occurs at temperatures close to 400°C, the upper part of domes becomes brittle and mechanically integrated into the upper brittle crust. Similar effects are observed in models of magma chamber emplacement (Guillou-Frottier et al., 2000).

All experiments display a number of similar features for the whole range of variation of input parameters. This relates, in particular, to the progressive evolution of dome shape and of the pattern of total shear strain intensity that are illustrated using the model with initial Moho temperature of 1040°C (geotherm G_1) and a boundary displacement rate $V_1 = 0.66$ cm/y (Fig. 5).

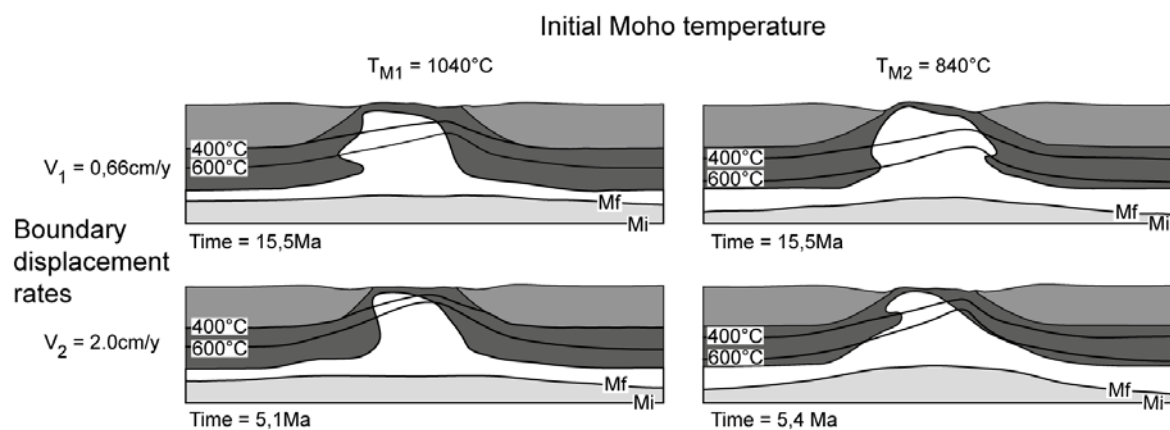


Figure 2-4: Shapes of domes and 400 – 600°C isotherms for boundary displacement rates $V_1 = 2.0$ and $V_2 = 0.66$ cm/y and initial Moho temperatures $T_{M1} = 1040$ and $T_{M2} = 840$ °C.

2.4.1. Upper crust necking stage

At an early stage of extension (4 Ma; Fig. 2-5A), the upper crust undergoes a necking instability above the density heterogeneity. Strain rates, not shown here, show that necking is accommodated by steep conjugate normal faults, defining a symmetrical graben (Figs. 2-5A,B). On both graben sides, the upper crust remains mostly undeformed. The upward bending of middle and lower crust, below the upper crust neck, corresponds to the future dome. Variations in total shear strain intensity (4 Ma; Figs. 2-5B,C) display an upper central zone of deformation that corresponds to the graben and underlies deformed middle and lower crust. It is bounded by flat lying zones of deformation located in the lower crust. Contours of total shear strain intensities reveal a pattern of flat lying shear zones with conjugate senses of shear (Fig.2-6A) that results from channel flow in the lower crust. Highest strain intensity shear zones are located at the base of the middle crust with divergent

senses of shear – i.e., top away from the central zone. Two other shear zones are located at the base of lower crust with convergent senses of shear – i.e., top to the central zone. Even at this early stage of extension, a slight asymmetry is already present in the shear zone pattern, with one of the basal lower crust shear zones bending upward below the upper crust neck (Fig. 2-6).

2.4.2. Dome amplification stage

During the second stage, the dome amplifies rapidly and the upper crust undergoes extreme thinning and rupture. The dome shape becomes rapidly asymmetrical (Figs. 2-5A, 2-6). At 10 Ma, the middle crust reaches the surface. Between 10 and 16 Ma, the lower crustal layer rises nearly vertically in the dome core. During the rise of lower crust, the middle crust undergoes layer parallel shearing, with opposite senses of shear on right and left dome limbs, and strong layer perpendicular shortening (Fig. 2-6). Variations in total shear strain intensity (Fig. 2-5B) show the evolution of the shear zone pattern. At 10 Ma, basal middle crust shear zones bend upward with the one opposite to the moving boundary reaching the surface. Between 10 and 16 Ma the shear zone pattern becomes strongly asymmetric. The middle crust shear zone, forming the right dome limb, is the major zone of localized displacement at model scale – i.e., it is an extensional detachment.

At mature stages of dome growth, the detachment zone displays a sigmoid shape made of three main parts: flat at the dome top, steeply dipping along the dome limb, and flat again in the middle crust. Successive total shear strain sections (Fig. 2-5B) illustrate the way this complex detachment zone develops. At “upper crustal necking stage” no detachment is present (Fig. 2-6A). By 10Ma a connection is almost achieved, between a zone of high strain intensity located at graben base and a basal middle crust shear zone (Figs. 2-5C and 2-6A), which gives birth to the detachment. The shear zone located along the opposite dome limb is nearly connected to the surface at 10 Ma. Further stages of evolution show that this shear zone reduces in width to become localized in the middle crust (14 and 16 Ma in Figs. 2-5B, D), suggesting that its development is inhibited by the detachment.

Instantaneous velocity fields have been plotted on enlarged sections of total shear strain intensity for the “upper crust necking” and “mature dome” stages (Figs. 2-5C, D). Comparison between the two stages of evolution shows that there is no strong change in the overall velocity pattern during model evolution except in the lower crust and mantle, in the left part of the model. In both sections, the upper crust and a part of middle crust do not move at all or displace horizontally as rigid blocks. Long and steeply inclined vectors are located below the graben zone, at the necking stage (Fig. 2-5C), and in the right part of the dome, at the mature dome stage (Fig. 2-5D). Horizontal or nearly horizontal vectors with large magnitude, in the left half of the mature dome (Fig. 2-5D), result from incorporation in the upper brittle crust of the previously ductile middle and lower crustal material. The change of vector inclination, from steeply inclined close to the detachment to nearly horizontal in the opposite half of the dome, highlights the asymmetry of dome growth.

The lower crust and underlying mantle display two types of velocity patterns. To the right, vectors are nearly horizontal with magnitude increasing downward, at both necking and mature stages. To the left, vectors are directed to the right and left at necking and mature stages, respectively. In both cases, their magnitude decreases downward. As a whole, the velocity fields illustrate the kinematic relationships between channel flow in the lower crust and dome amplification.

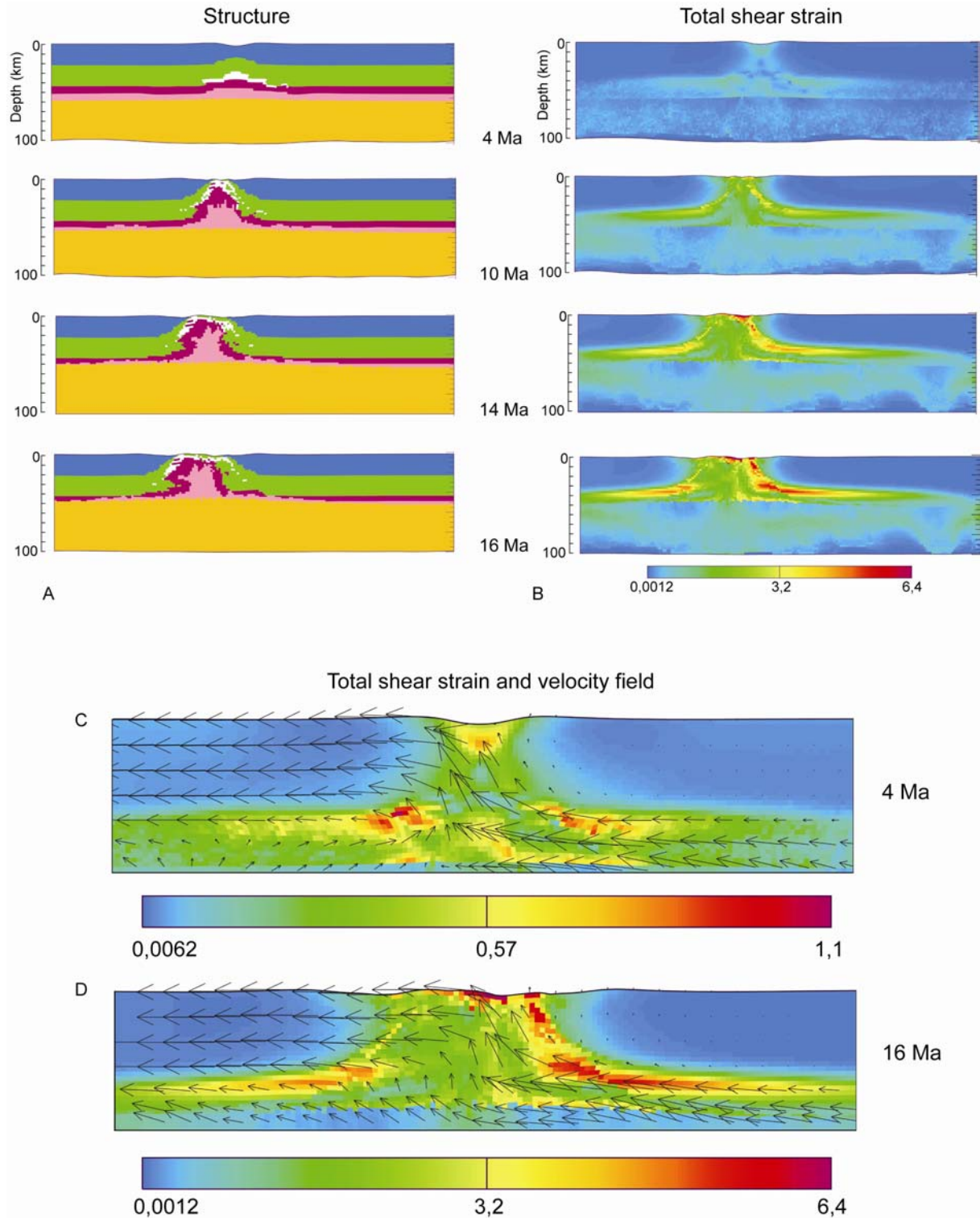


Figure 2-5: Structure (A) and total shear strain (B) of model with boundary displacement rate $V_1 = 0.66$ cm/y and initial Moho temperature $T_{M1} = 1040^\circ\text{C}$ (geotherm G_1). Stages of evolution, given in Ma, illustrate the stages of “upper crust necking” (4 Ma) and “dome amplification” (From 10 to 16 Ma). Enlargements of total shear strain patterns with superposed instantaneous velocity fields correspond to the “upper crust necking” stage at 4 Ma (C) and a mature dome at 16 Ma during the course of “dome amplification” (D). In (C) the scale of strain intensity has been adapted to better reveal strain intensity variations.

In all models, an overhang develops in the dome limb opposite to the detachment, adding to the overall dome asymmetry (Fig. 2-6B). This particular feature displays a close geometrical relationship with the flat lying shear zone located in the middle crust (Fig. 2-5D). Above the shear zone, the upper part of the dome is transported laterally, away for the detachment (Fig. 2-5D). Below the shear zone, the lower crust flows towards the dome. As a result, the dome limb is progressively distorted at the tip of the shear zone forming an overhang at middle crust level. Interestingly, comparable overhang structures appear in Wdowinsky and Axen (1992)'s models (see their fig. 6c). In their models, like in ours, such structures are directly related to inward flow of lower crust in the dome base, opposite to the detachment zone.

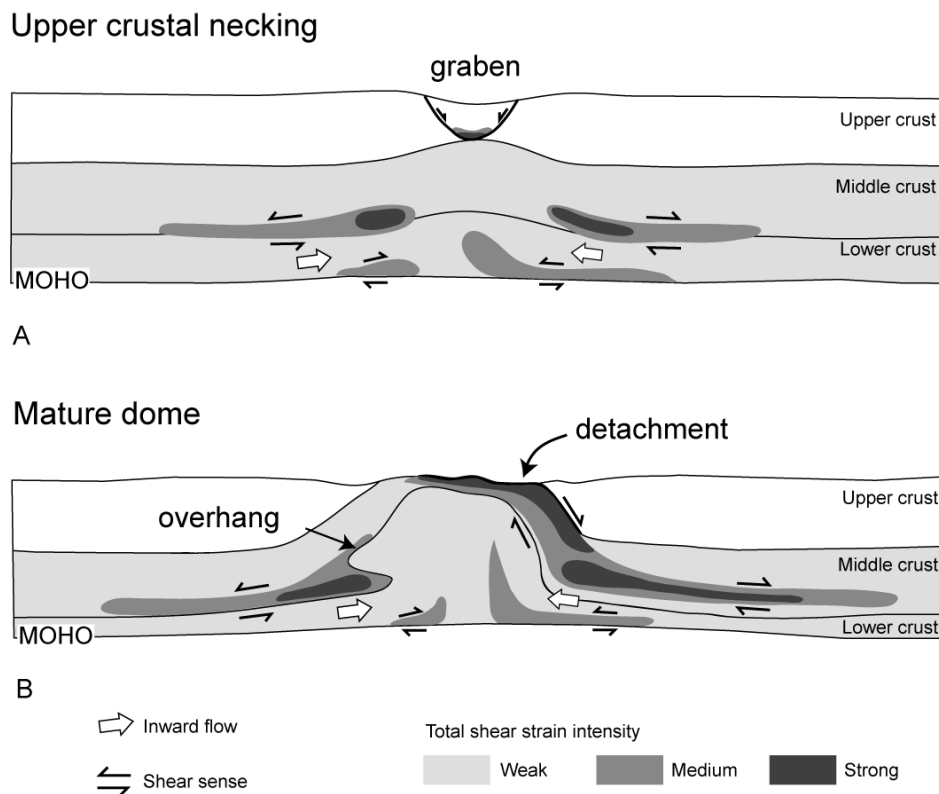


Figure 2-6. Shear zone patterns associated with extensional gneiss dome evolution at the crustal scale. At upper crust necking stage (A), crustal scale deformation is close to pure shear with a symmetrical graben in the upper crust and a symmetrical pattern of shear zones, associated with lower crustal flow, with opposite senses of shear. At the mature dome stage (B), deformation is strongly asymmetrical with a detachment shear zone, on one dome limb, and an overhang at the dome base, on the opposite limb (see corresponding total shear strain distribution in figures 2-5 C and D, respectively). The sigmoid shape of the detachment results from the connection, during dome amplification, of the shear zone that accommodates graben opening, at the brittle-ductile interface, with the base middle crust shear zone.

2.5. Discussion and conclusions

The above preliminary results of thermo-mechanical modeling provide new insights on the development and structure of extensional gneiss domes. At least four main aspects provide matter for discussion. Conclusive remarks are highlighted in italics.

2.5.1. Dynamic inferences

Even if our purpose primarily concerned the analysis of deformation patterns associated with the development of gneiss domes at the crustal scale, our experiments confirm, from a dynamic point of view, a number of conclusions obtained in several previous studies. In particular, they strongly confirm the idea that lower crustal channel flow is necessary, on a scale significantly larger than gneiss domes, to maintain a flat Moho geometry (Block and Royden, 1990; Buck, 1991; Wdowinski and Axen, 1992). Calculations show that *both initial Moho temperature and boundary displacement rate, which directly control middle and lower crust strength, have significant influence on the decrease of Moho depth at regional scale and Moho arching below rising domes, during ongoing extension.* However, it appears that for the tested parameter range, the variations in boundary displacement rate, from 0.66 to 2.0 cm/y, have a stronger influence on Moho response and on the rate of dome amplification than the variations of the initial Moho temperature, (from 840°C to 1040°C). The so-called “core complex mode” introduced by Buck (1991) requires extremely hot geotherms with Moho temperatures of at least 1200°C at 50 km depth. Our models suggest that such hot geotherms are not required. Finally, it must be pointed out that, *even if an increase by a factor of three in boundary displacement rate leads to significant differences in Moho response and rate of dome amplification, the resulting dome geometries and associated strain patterns remain rather similar.* This is likely due to the fact that the growth rate of the doming instability is also controlled by local factors, such as viscosity and buoyancy contrast.

2.5.2. From upper crust necking to dome exhumation

Deformation in the models is characterized by two successive stages. *During the first stage of short duration, a necking instability develops in the upper brittle crust giving rise to a symmetrical graben bounded by conjugate normal faults.* Thinning of brittle crust is responsible for a reduction of the vertical load and consequently a horizontal pressure gradient at depth. This induces a lateral flow of lower crust material toward the zone of necking, initiating a dome. The rather symmetrical pattern of shear zones during the necking stage, suggests that early stages of extension are of approximately pure shear type, at the lithosphere scale. *Extreme thinning and rupture of the upper crust in the graben area then allows middle-lower crust to rise close to the surface. Further dome growth becomes asymmetric with a sigmoid shape detachment zone developing along one dome limb.*

A rather similar process of extensional gneiss dome formation, starting with a symmetrical graben in the upper crust, is also observed in brittle-ductile analogue experiments. (Brun et al., 1994) The experiments, with resolution better than the present numerical models, illustrate how secondary faulting, within an initially symmetrical crustal graben, accommodates extreme asymmetrical brittle crust thinning. In the Aegean, the

Corinth Gulf graben (Armijo et al., 1996; Bernard et al., 1997; Rietbrock et al., 1996) is likely an example of upper crust necking preceding a dome formation (Jolivet, 2001). As proposed by Chéry (2001) in a thought-provocative and stimulating comparison with the Snake Range, the Corinth Gulf steep normal faults may form a low angle décollement at depth.

2.5.3. Crustal-scale detachment

As already pointed out, the origin and mechanics of extensional detachments is a matter of debate. It is however beyond the scope of the present paper to discuss the numerous arguments that accumulated along more than 15 years of field observations, theory and modeling and which mostly concerned the initial flat lying versus steeply dipping attitude of the detachment in the upper brittle crust. Our results may shed light on the development of detachments at the crustal-scale.

Our models show that *extensional detachment zones at crustal scale result from an interaction between faulting, extreme thinning and rupture of the upper brittle crust, and lower crustal flow*. At early stages of development, deformation gives rise to a system of conjugate shear zones, corresponding to a rather symmetrical kinematic pattern, and no detachment is present. With increasing extension, the pattern becomes asymmetric, with the development of a detachment zone.

The detachment develops entirely in the middle crust, whose upper part is progressively exhumed during extension. It results from the connection between a flat-lying shear zone at the graben base that propagates downward, and a basal middle crust shear zone that propagates upward, resulting in a sigmoid shape at the crustal scale. The basal graben shear zone corresponds to ductile deformation close to the brittle-ductile interface, which accommodates brittle stretching within the opening graben. This can be directly compared to the present day deformation below the Corinth Gulf graben (Chéry, 2001). Because the entire detachment identified in our models develops in the ductile middle crust, equivalent structures in the field should be restricted to the mylonitic part of observed detachments. The spatial resolution of our models does not allow a description of the brittle deformation counterpart.

Using the same numerical code as ours, Lavier et al. (1999; 2000) have studied in detail the development of extensional faulting in the brittle upper crust in an ideal two-dimensional brittle layer floating on an inviscid fluid. Multiple major faults with small offset, or a single major fault that can develop very large offset, are obtained depending on the brittle layer thickness for a given cohesion, and the rate of cohesion reduction with strain. A single major fault with large offset and an overall upward convex shape develops for small brittle layer thicknesses and a slow rate of fault weakening. As pointed out by Lavier et al. (1999; 2000), this type of major fault with large offset might compare to some core complex detachment. As demonstrated by the above models and by previous laboratory experiments (Brun et al., 1994), however even a graben type structure can accommodate extreme thinning of brittle upper crust, leading to the exhumation of a gneiss dome capped by a flat lying mylonitic detachment. Field examples of strongly stretched upper crust with conjugate, rotated normal faults lying above mylonitic detachments have been described (Harms and Price, 1983; Miller, 1971; Rehrig, 1986). Such structures are interpreted by Rehrig (1986) as a possible evidence of dominant flattening and co-axial pure shear. We suggest that it could alternatively correspond to the extreme attenuation of grabens above a rising mylonitic detachment. Therefore, *both a single fault with large offset and highly stretched grabens are*

realistic options for brittle crust deformation above a mylonitic detachment. In both cases, faults with initially steep dip are rotated to low angle during extreme extension.

In summary, in our models, detachments associated with extensional gneiss domes form and reach the surface during the course of dome amplification. *No single fault or shear zone cuts up the surface from the onset of extension.*

2.5.4. Comparison with natural examples of gneiss domes

Our dome models show a number of features that can be directly compared with natural examples. Comparison can be made with core complexes and/or gneiss domes from the Basin and Range or the Aegean where erosion has not yet attained deep crustal levels or with extensional gneiss domes from older mountain belts that are more deeply eroded. However, in both cases, only the upper part of the structure displayed by models at the crustal scale can be observed in the field.

The main points of comparison are (1) the overall asymmetry of domes, in particular due to the presence of a detachment fault along one dome limb, (2) the upward convex shape of the detachment, (3) the opposite senses of shear in opposite dome limbs and (3) the strong thinning of middle crust layers. All these characteristics are, for example, observed in gneiss domes of the Aegean (Gautier and Brun, 1994a; Gautier and Brun, 1994b; Gautier et al., 1993). The strong thinning of middle crust layers in the dome limbs and roof reduces the distance between metamorphic isograds, leading to apparent steep temperature gradients. In the Hercynian Montagne Noire Gneiss Dome (the Massif Central, France; (Van Den Driessche and Brun, 1991) where the geotherm calculated from metamorphic parageneses is 37 °C/km (Thompson and Bard, 1982), the apparent gradient reaches 200-300°C/km (Schuiling, 1960) giving mean values of layer perpendicular shortening higher than 75 %.

Models show that the lower crust rises vertically at rather upper crustal levels within dome cores. Evidence of rocks from the base of the middle crust within gneiss domes is commonly found in many gneiss-migmatite domes with pressures in the range 800-1000 MPa (Jones and Brown, 1990; Norlander et al., 2002). There are few examples of domes that exhibit large volumes of lower crust rocks at the surface, such as high pressure granulites. However, the Saxonian Granulite dome of the Bohemian Massif (Reinhardt and Kleemann, 1994), where peak pressures are in the range 1050-1250 MPa, is likely a good example. As described by Reinhardt and Kleemann (1994), the dome, like our models, displays an extensional detachment on one limb and opposite senses of shear along the other limb. Moreover, a component of flattening – i.e., layer perpendicular shortening- up to 50% (Starkey, 1979) or even 70% (Reinhardt and Kleemann, 1994) - is combined with shearing along the dome margins.

The above comparison of models with natural domes should be completed by comparison at the crustal scale, using available deep seismic data. Model predictions concerning structures directly related to lower crustal flow, in particular the dome overhang and the lower upward-concave part of the detachment, represent future challenges in seismic interpretation.

Acknowledgments

C. Tirel acknowledges her thesis grant from the French Ministry of Education and Research. This work is funded by the Institut Universitaire de France grant attributed to Jean-Pierre Brun. E. Burov thanks Y. Podladchikov and A. Poliakov who have co-developed the kernel of PAROVOZ and generously shared their expertise on different stages of its further evolution. Thanks to Muriel Gerbault for discussions and advice on strain plots. We thank Denis Gapais for critical reading of an earlier version of the manuscript, the referees S. Cruden and T. Gerya, and the editor D. Whitney for their remarks and suggestions of improvement.

References

- Allmendinger, R.W. et al., 1987. Deep seismic reflection characteristics of the continental crust. *Geology*, 15: 304-310.
- Andersen, T.B., Jamtveit, B., Dewey, J.F. and Swensson, E., 1991. Subduction and exhumation of continental crust; major mechanisms during continent-continent collision and orogenic extensional collapse, a model based on the South Norwegian Caledonides. *Terra Nova*, 3: 303-310.
- Armijo, R., Meyer, B., King, G.C.P., Rigo, A. and Papanastassiou, D., 1996. Quaternary evolution of the Corinth Rift and its implications for the Late Cenozoic evolution of the Aegea. *Geophys. J. Int.*, 126: 11-53.
- Armijo, R., Tapponnier, P., Mercier, J.L. and Han, T.-L., 1986. Quaternary extension in southern Tibet: field observations and tectonic implications. *J. Geophys. Res.*, 91(B14): 13,803-13,872.
- Bernard, P. et al., 1997. The Ms=6,2R June 15 1995 Aigion earthquake (Greece): evidence for low angle normal faulting in Corinth rift. *J. Seismol.*, 1: 131-150.
- Berthé, D., Choukroune, P. and Jegouzo, P., 1979. Orthogneiss, mylonites and non-coaxial deformation of granites: the example of the south Armorican Shear Zone. *J. Struct. Geol.*, 11: 31-42.
- Bird, P., 1979. Continental delamination and the Colorado Plateau. *J. Geophys. Res.*, 86: 4891-4903.
- Block, L. and Royden, L.H., 1990. Core complex geometries and regional scale flow in the lower crust. *Tectonics*, 9(4): 557-567.
- Brace, W.F. and Kohlstedt, D.L., 1980. Limits on Lithospheric Stress Imposed by Laboratory Experiments. *J. Geophys. Res.*, 85(B11): 6248-6252.
- Brun, J.-P., Sokoutis, D. and Van Den Driessche, J., 1994. Analogue modeling of detachment fault systems and core complexes. *Geology*, 22(4): 319-322.
- Brun, J.-P., Sokoutis, D. and Van Den Driessche, J., 1995. Analogue modeling of detachment fault systems and core complexes: Reply. *Geology*, 23(3): 288.
- Brun, J.-P. and Van Den Driessche, J., 1994. Extensional gneiss domes and detachment fault systems; structure and kinematics. *Bull. Soc. géol. France*, 165(6): 519-530.
- Buck, W.R., 1988. Flexural rotation of normal faults. *Tectonics*, 7(5): 959-973.
- Buck, W.R., 1991. Modes of continental lithospheric extension. *J. Geophys. Res.*, 96(B12): 20,161-20,178.

- Burg, J.P., Brunel, M., Gapais, D., Chen, G.M. and Liu, G.H., 1984. Deformation of leucogranites of the crystalline main central thrust sheet in southern Tibet (China). *J. Struct. Geol.*, 6: 535-542.
- Burg, J.P., Van Den Driessche, J. and Brun, J.-P., 1994. Syn to post-thickening extension in the Variscan Belt of Western Europe: Modes and structural consequences. *Géologie de la France*, 3: 33-51.
- Burov, E. and Cloetingh, S., 1997. Erosion and rift dynamics; new thermomechanical aspects of post-rift evolution of extensional basins. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 150(1-2): 7-26.
- Burov, E. and Poliakov, A., 2001. Erosion and rheology controls on synrift and postrift evolution; verifying old and new ideas using a fully coupled numerical model. *J. Geophys. Res.*, 106(B8): 16,461-16,481.
- Chéry, J., 2001. Core complex mechanics: From the Gulf of Corinth to the Snake Range. *Geology*, 29(5): 439-442.
- Coney, P.J. and Harms, T.A., 1984. Cordilleran metamorphic core complexes: Cenozoic extensional relics of Mesozoic compression. *Geology*, 12: 550-554.
- Crittenden, M.D., Coney, P.J. and Davis, G.H. (Editors), 1980. Cordilleran metamorphic core complexes. *Geological Society of America Memoir*, 153, Boulder, C.O., 1-490 pp.
- Cundall, P.A., 1989. Numerical experiments on localization in frictional materials. *Ingenieur-Archiv.*, 59: 148-159.
- Cundall, P.A., 1990. Numerical modelling of jointed and faulted rock. In: A. Rossmannith (Editor), *Mechanics of jointed and faulted rock*. Balkema, Rotterdam, pp. 11-18.
- Davis, G.A. and Coney, P.J., 1979. Geological development of metamorphic core complexes. *Geology*, 7(3): 120-124.
- Dewey, J.F., 1988. Extensional collapse of orogens. *Tectonics*, 7: 1123-1139.
- Doin, M.P. and Fleitout, L., 1996. Thermal evolution of the oceanic lithosphere: an alternative view. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 142: 121-136.
- Echtler, H. and Malavielle, J., 1990. Extensional tectonics, basement uplift and Stephano-Permian collapse basin in a late Variscan metamorphic core complex (Montagne Noire, southern Massif Central). *Tectonophysics*, 177: 125-138.
- England, P.C. and Bickle, M., 1984. Continental thermal and tectonic regimes during the Archaean. *J. Geol.*, 92: 353-367.
- England, P.C. and Richardson, S.W., 1977. The influence of erosion upon the mineral facies of rocks from different metamorphic environments. *J. Geol. Soc. London*, 22: 201-213.
- England, P.C. and Thompson, A., 1986. Some thermal and tectonic model for crustal melting in continental collision zones. In: M.P. Cowards and A.C. Ries (Editors), *Collision Tectonics*. Geological Society Special Publication, London, pp. 83-94.
- Gaudemer, Y., Jaupart, C. and Tapponnier, P., 1988. Thermal control on post-orogenic extension in collision belts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 89: 48-62.
- Gautier, P., Ballèvre, M., Brun, J.-P. and Jolivet, L., 1990. Extension ductile et bassins sédimentaires mio-pliocènes dans les Cyclades (îles de Naxos et Paros). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 310: 147-153.
- Gautier, P. and Brun, J.-P., 1994a. Crustal-scale geometry and kinematics of late-orogenic extension en the central Aegean (Cyclades and Evvia Islands). *Tectonophysics*, 238: 399-424.
- Gautier, P. and Brun, J.-P., 1994b. Ductile crust exhumation and extensional detachments in the central Aegean (Cyclades and Evvia Islands). *Geodinamica Acta*, 7: 57-85.
- Gautier, P., Brun, J.-P. and Jolivet, L., 1993. Structure and kinematics of Upper Cenozoic extensional detachment on Naxos and Paros (Cyclades Islands, Greece). *Tectonics*, 12: 1180-1194.

- Gautier, P. et al., 1999. Timing, kinematics and cause of Aegean extension: a scenario based on a comparison with simple analogue experiments. *Tectonophysics*, 315: 31-72.
- Gerbault, M., Burov, E.B., Poliakov, A.N.B. and Dagnières, M., 1999. Do faults trigger folding in the lithosphere? *Geophys. Res. Lett.*, 26(2): 271-274.
- Gerya, T.V., Maresch, W.V., Willner, A.P., Van Reenen, D.D. and Smit, C.A., 2001. Inherent gravitational instability of thickened continental crust regionally developed low- to medium-pressure granulite facies metamorphism. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 190: 221-235.
- Guillou-Frottier, L., Burov, E.B. and Milési, J.P., 2000. On the genetic links between epithermal ore deposits and ash flow calderas. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 102(3-4): 339-361.
- Harms, T.A. and Price, R.A., 1983. The Newport fault, Eocene crustal stretching, necking and listric normal faulting in northeast Washington and northwest Idaho. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 15: 309.
- Hauser, E. et al., 1987. Crustal structure of eastern Nevada from COCORP deep seismic reflection data. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 99: 833-844.
- Herren, E., 1987. Zaskar shear zone: Northeast-southwest extension within the higher Himalayas (Ladakh, India). *Geology*, 15: 409-413.
- Jolivet, L., 2001. A comparison of geodetic and finite strain in the Aegean, geodynamic implications. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 187: 95-104.
- Jolivet, L. et al., 1998. Midcrustal shear zones in postorogenic extension: Example from the northern Tyrrhenian Sea. *J. Geophys. Res.*, 103(B6): 12,123-12,160.
- Jones, K.A. and Brown, M., 1990. High-temperature 'clockwise' P-T paths and melting in the development of regional migmatites: an example from southern Brittany, France. *J. Metamorph. Geol.*, 8: 551-578.
- Kirby, S.H. and Kronenberg, A.K., 1987. Rheology of the Lithosphere: Selected Topics. *Reviews of Geophysics*, 25(6): 1219-1244.
- Lavier, L.L., Buck, W.R. and Poliakov, A.N.B., 1999. Self-consistent rolling-hinge model for the evolution of large-offset low-angle normal faults. *Geology*, 27(12): 1127-1130.
- Lavier, L.L., Buck, W.R. and Poliakov, A.N.B., 2000. Factors controlling normal fault offset in an ideal brittle layer. *J. Geophys. Res.*, 105(B10): 23,431-23,442.
- Lefort, J.-P. et al., 1987. Crustal generation of the Himalayan leucogranites. *Tectonophysics*, 134: 39-57.
- Lister, G.S. and Baldwin, S.L., 1993. Plutonism and the origin of metamorphic core complexes. *Geology*, 21: 607-610.
- Lister, G.S., Banga, G. and Feenstra, A., 1984. Metamorphic core complexes of Cordilleran type in the Cyclades, Aegean Sea, Greece. *Geology*, 12: 221-225.
- Lister, G.S. and Davis, G.A., 1989. The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during Tertiary continental extension in the northern Colorado River region, U.S.A. *J. Struct. Geol.*, 11: 65-94.
- Makris, J., 1978. The crust and upper mantle of the Aegean region from deep seismic soundings. *Tectonophysics*, 46: 269-284.
- Malavieille, J., Guillot, P., Costa, S., Lardeaux, J.M. and Gardien, V., 1990. Collapse of the thickened Variscan crust in the French Massif Central: Mount Pilat extensional shear zone and St-Etienne late Carboniferous basin. *Tectonophysics*, 177: 139-149.
- McKenzie, D., Nimmo, F., Jackson, J.A., Gans, P.B. and Miller, E.L., 2000. Characteristics and consequences of flow in the lower crust. *J. Geophys. Res.*, 105(B5): 11,029-11,046.

- Miller, F.K., 1971. The Newport fault and associated mylonites, northeastern Washington. U.S. Geological Survey Professional Paper, 750D: D77-D79.
- Norlander, B.H., Whitney, D.L., Teyssier, C. and Vanderhaeghe, O., 2002. Partial melting and decompression of the Thor-Odin dome, Shuswap metamorphic core complex, Canadian Cordillera. *Lithos*, 61: 103-125.
- Norton, M.G., 1986. Late Caledonides extension in western Norway: a response to extreme crustal thickening. *Tectonics*, 5: 195-204.
- Oldow, J.S., Bally, A.W., Avé Lallemant, H.G. and Leeman, W.P., 1989. Phanerozoic evolution of the North American Cordillera; United States and Canada. In: A.W. Bally and A.R. Palmer (Editors), *The Geology of North America--An overview*. Geological Society of America, *The Geology of North America*, Boulder, Colorado, pp. 139-232.
- Oxburg, E.R. and Turcotte, D., 1974. Thermal gradients and regional metamorphism in overthrust terrains with special reference to eastern Alps. *Schweizerische Mineralogische Petrographische Mitteilungen*, 54: 641-662.
- Poliakov, A.N.B., Cundall, P., Podlachikov, Y. and Laykhovsky, V., 1993. An explicit inertial method for the simulation of visco-elastic flow: an evaluation of elastic effects on diapiric flow in two and three-layers models. In: D.B. Stone and S.K. Runcorn (Editors), *Flow and Creep in the Solar System: Observations, Modelling and Theory, Dynamic Modelling and Flow in the Earth and Planets Series*. Kluwer, Holland, pp. 175-195.
- Ramberg, H., 1981. *Gravity, Deformation and Earth's crust*, second edition. Academic Press, London, 452 pp.
- Ramsay, J.G., 1967. *Folding and fracturing of Rocks*, New York, 568 pp.
- Ranalli, G., 1997. Rheology of the lithosphere in space and time. In: J.P. Burg and M. Ford (Editors), *Orogeny through Time*. Geological Society of London Special Publication, London, pp. 19-37.
- Ranalli, G. and Murphy, D.C., 1987. Rheological stratification of the lithosphere. *Tectonophysics*, 132(4): 281-295.
- Ratschbacher, L., Frisch, W., Neubauer, F., Schmid, S.M. and Neugebauer, F., 1989. Extension in compressional orogenic belts: the Eastern Alps. *Geology*, 17: 404-407.
- Rehrig, W.A., 1986. Processes of regional Tertiary extension in the western Cordillera: Insights from the metamorphic core complexes. *Geol. Soc. Amer. Spe. Publ.*, 208: 97-122.
- Rehrig, W.A. and Reynolds, S.J., 1980. Geologic and geochronologic reconnaissance of a northwest-trending zone of metamorphic core complexes in southern and western Arizona. In: M.C. Crittenden, P.J. Coney and G.H. Davis (Editors), *Cordilleran metamorphic core complexes*. Geological Society of America Memoir, Boulder.
- Reinhardt, J. and Kleemann, U., 1994. Extensional unroofing of granulitic lower crust and related low-pressure, high-temperature metamorphism in the Saxonian Granulite Massif, Germany. *Tectonophysics*, 238: 71-94.
- Rey, P., Vanderhaeghe, O. and Teyssier, C., 2001. Gravitational collapse of the continental crust: definition, regimes and modes. *Tectonophysics*, 342(435-449).
- Reynolds, S.J. and Rehrig, W.A., 1980. Mid-Tertiary plutonism and mylonitization, South Mountains, central Arizona. In: M.C. Crittenden, P.J. Coney and G.H. Davis (Editors), *Cordilleran metamorphic core complexes*. Geological Society of America Memoir, Boulder, pp. 159-175.
- Rietbrock, A., Tiberi, C., Scerbaum, F. and Lyon-Caen, H., 1996. Seismic slip on a low angle normal fault in the Gulf of Corinth: evidence from high-resolution cluster analysis of microearthquakes. *Geophys. Res. Lett.*, 23: 1817-1820.

- Roman-Berdiel, T., Gapais, D. and Brun, J.-P., 1995. Analogue models of laccolith formation. *J. Struct. Geol.*, 17(9): 1337-1346.
- Royden, L.H. and Burchfield, B.C., 1987. Thin-skinned N-S extension within the convergent Himalayan region: gravitational collapse of a Miocene topographic front. In: M.P. Coward, J.F. Dewey and P.L. Hancock (Editors), *Continental Extensional Tectonics*. Geological Society of London Special Publication, London, pp. 611-619.
- Sachpazi, M. et al., 1997. A first coincident normal-incidence and wide-angle approach to studying the extending Aegean crust. *Tectonophysics*, 270: 301-312.
- Scaillet, B., Pêcher, A., Rochette, P. and Champenois, M., 1995. The Gangotri granite (Garhwal Himalaya): laccolithic emplacement in an extending collisional belt. *J. Geophys. Res.*, 100(B1): 585-607.
- Schuilling, R., 1960. Le dome gneissique de l'Agout (Tarn et Hérault). *Mémoires de la Société Géologique*: 91.
- Scott, R.J. and Lister, G.S., 1995. Analogue modeling of detachment fault systems and core complexes: Comment. *Geology*, 23(3): 287-288.
- Seranne, M. and Seguret, M., 1987. The Devonian basins of western Norway: tectonics and kinematics of an extending crust. In: M.P. Coward, J.F. Dewey and P.L. Hancock (Editors), *Continental Extensional Tectonics*. Geological Society of London Special Publication, Londres, pp. 537-548.
- Sonder, L.J., England, P.C., Wernicke, B.P. and Christiansen, R.L., 1987. A physical model for Cenozoic extension of western North America. In: M.P. Coward, J.F. Dewey and P.L. Hancock (Editors), *Continental extensional*, pp. 187-201.
- Spencer, J.E., 1984. Role of tectonic denudation in the warping and uplift of low-angle normal faults. *Geology*, 12: 95-98.
- Starkey, J., 1979. Petrofabric analysis of Saxony Granulites by optical and X-Ray diffraction methods. *Tectonophysics*, 58: 201-219.
- Thompson, P.H. and Bard, J.P., 1982. Isograds and mineral assemblages in the eastern axial zone, Montagne Noire (France): implications for temperature gradients and P-T history. *Can. J. Earth Sci.*, 19: 129-143.
- Turcotte, D.L. and Schubert, G., 1982. *Geodynamics. Applications of Continuum Physics to Geological Problems*, New York, 450 pp.
- Van Den Driessche, J. and Brun, J.-P., 1989. Un modèle cinématique de l'extension paléozoïque supérieure dans le sud du Massif Central. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 309(2): 1607-1613.
- Van Den Driessche, J. and Brun, J.-P., 1991. Tectonic evolution of the Montagne Noire (French Massif Central): a model of extensional gneiss dome. *Geodinamica Acta*, 5(1-2): 85-99.
- Vanderhaeghe, O., Burg, J.P. and Teyssier, C., 1999. Exhumation of migmatites in two collapsed orogens: Canadian Cordillera and French Variscides. In: U. Ring, M.T. Brandon, G.S. Lister and S.D. Willett (Editors), *Exhumation Processes: Normal Faulting, Ductile Flow and Erosion*. Geological Society of London Special Publication, London, pp. 181-204.
- Wdowinski, S. and Axen, G.J., 1992. Isostatic rebound due to tectonic denudation: a viscous flow model of a layered lithosphere. *Tectonics*, 11(2): 303-315.
- 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., 1985. Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. *Can. J. Earth Sci.*, 22: 108-125.
- Wernicke, B. and Axen, G.J., 1988. On the role of isostasy in the evolution of normal fault systems. *Geology*, 16(9): 848-851.

Chapitre 3

Mécanismes d'extension des lithosphères chaudes et épaisses, déduits de la modélisation analogique

RÉSUMÉ.....	79
EXTENSION OF THICKENED AND HOT LITHOSPHERES, INFERENCES FROM LABORATORY MODELLING.....	81
ABSTRACT.....	82
3.1. INTRODUCTION.....	83
3.2. EXPERIMENTAL PROCEDURE	85
3.2.1. <i>Materials</i>	86
3.2.2. <i>Scaling</i>	86
3.2.3. <i>Experiments</i>	87
3.3. FREE GRAVITY SPREADING MODELS	89
3.3.1. <i>Model 1, without anomaly</i>	89
3.3.2. <i>Model 2, with a viscosity-density anomaly</i>	90
3.4. BOUNDARY-CONTROLLED GRAVITY SPREADING MODELS	91
3.4.1. <i>Model 3, v=1.4cm/min without anomaly</i>	91
3.4.2. <i>Model 4, v=0.5cm/mn without anomaly</i>	91
3.4.3. <i>Models 5, 6 and 7, v=0.5cm/mn with anomaly</i>	93
3.5. FAULTING AS A FUNCTION OF TIME AND FINITE BULK STRETCHING.	95
3.6. DISCUSSION	97
3.6.1. <i>Wide rift versus MCC</i>	97
3.6.2. <i>Dynamics of faulting</i>	99
3.6.3. <i>Core complex development</i>	99
3.7. CONCLUSION	101

Résumé

L'extension d'une lithosphère épaissie est étudiée dans ce chapitre à travers une série d'expériences de modélisation analogique. Le modèle initial représente une croûte épaisse avec une partie supérieure fragile constituée de sable et une partie inférieure ductile constituée de silicone représentant respectivement la croûte supérieure cassante et la croûte inférieure ductile. Les proportions relatives de ces deux couches sont de 1/4 pour le fragile et 3/4 pour le ductile, afin de reproduire l'effet des conditions thermiques d'une lithosphère épaissie et thermiquement relaxée. Le modèle repose directement sur le fond rigide d'une boîte représentant le Moho qui, théoriquement, doit rester plat si les résistances de la croûte inférieure ductile et du manteau supérieur sont faibles, en accord avec l'observation faite en sismique dans ces domaines amincis.

Les modèles sont soumis à un effondrement gravitaire contrôlé par une vitesse constante appliquée à une extrémité ou en étalement gravitaire pur, sous l'effet de son propre poids, simulant le développement de structures de type « wide rift » et de type « core complex » (dôme métamorphique). A l'échelle du modèle, le développement de ces structures dépend principalement de la vitesse aux limites et donc du taux de déformation. Les « wide rift » sont des structures de blocs basculés pour des vitesses élevées et des structures en horsts et grabens à vitesse faible. Le développement des dômes métamorphiques est favorisé par des vitesses lentes et par la présence d'hétérogénéités (zone de faiblesse) à l'intérieur de la croûte ductile, juste sous la transition fragile-ductile.

La formation des dômes se réalise en deux étapes : i) une instabilité en striction de la croûte supérieure fragile crée un graben, ii) l'élargissement et l'amincissement qui crée un graben permettant à la croûte ductile de remonter vers la surface pour former un dôme. Un détachement convexe vers le haut, plat sur le toit du dôme et fortement penté sur un des flancs, apparaît progressivement au cours de l'extension. Les détachements ne sont donc pas la cause du développement d'un dôme, mais plutôt leur conséquence.

Extension of thickened and hot lithospheres, inferences from laboratory modelling.

C. Tirel and J.-P. Brun

Géosciences Rennes, Université de Rennes1, UMR 6118, Rennes, France

D. Sokoutis

Netherlands Centre for Integrated Solid Earth Science, Faculty of Earth and Life Sciences, De Boelelaan 1085, Vrije Universiteit, 1081 HV Amsterdam, The Netherlands.

Manuscrit à soumettre à Tectonics

Manuscript to be submitted to Tectonics

Abstract

The extension of a previously thickened lithosphere is studied through a series of analogue experiments. Models were deformed in free and boundary-controlled gravity spreading conditions that simulate the development of wide rift-type and core complex-type structures. The development of structure, at model-scale, mainly depends on boundary velocity and therefore on the bulk strain rate. Wide rifts are of tilted block -type at high strain rate and of horst and graben-type at low strain rate. The development of Metamorphic Core Complexes is enhanced by low strain rates and by the presence of weak heterogeneities within the ductile crust. Core complexes result from a necking instability of the upper crust creating a graben, which further widens, allowing the rise and exhumation of a ductile layer dome. An upward convex detachment, flat on top of the dome and steeper on dome limb, appears not to be the primary cause of the core complex development but its consequence.

3.1. Introduction

Since more than two decades, domains of large-scale lithosphere extension like the Basin and Range of Western US (Smith and Eaton, 1978), or the Aegean (Le Pichon, 1982; McKenzie, 1978) have attracted considerable attention and became the central reference for modeling the mechanical behavior of extending orogenic belts (Wernicke, 1990; Buck, 1991; Royden, 1996; McKenzie and Jackson, 2002). These domains of so-called “wide rifting” (Buck, 1991), take place after a previous stage of crustal thickening (Coney and Harms, 1984) leading to the development of extensional structures as large as 1,000 km (Stewart, 1978; Mercier, 1981). The identification of metamorphic core complexes, as parts of the ductile crust exhumed at an early stage of the extension (Davis and Coney, 1979; Crittenden et al., 1980), constituted a major breakthrough that stimulated numerous attempts to explain their origin (Wernicke, 1981; Wernicke, 1985; Wernicke and Axen, 1988; Buck, 1988; Buck, 1991). Moreover, the flat geometry of the Moho below domains of large-scale extension (Basin & Range: Allmendinger et al., 1987; Hauser et al., 1987; Aegean: Makris and Veis, 1977) is a fundamental character that identifies wide rifts from narrow rifts. To maintain the Moho flat, despite the variations of stretching amounts in the upper crust, especially in metamorphic core complexes, the middle-lower crust must be able to easily flow laterally. This strongly constrains the thermal state of the lithosphere and rheology at onset of extension (Block and Royden, 1990; Wernicke, 1990; Buck, 1991).

Field studies have largely documented that mountain building is accompanied by temperature rise, metamorphism, partial melting and ductile flow in crustal rocks. Modeling of thermal relaxation, induced by crustal thickening, indicates that Moho temperatures can reach the range 800-1000°C at depths of 50-60 km some 10 millions of years after thickening (Oxburg and Turcotte, 1974; England and Richardson, 1977; England and Thompson, 1986). In addition, in large mountain belts where thickening is maintained long enough, other phenomena can contribute to the increase of crustal temperatures (e.g. magma emplacement in the middle and lower crust, mantle delamination (Bird, 1979) or thermo-mechanical erosion of the lithospheric mantle by small-scale convection (Doin and Fleitout, 1996)). For Moho temperatures higher than 700°C, the strength of the lithosphere is reduced (Fig. 3-1a) to such a degree that gravitational collapse is likely to occur (Sonder et al., 1987; Gaudemer et al., 1988; Ranalli, 1997;). Gravitational collapse and related crustal extension (Rey et al., 2001) occurs in most orogens of alpine age (Dewey, 1988) as well as in older Phanerozoic ones (e.g. Hercynian: Burg et al., 1994, Caledonian: Andersen et al., 1991). For the above reasons, the domains of large-scale extension (Fig. 3-1b) can be considered to result from the gravity spreading of a hot and weak lithosphere. However, gravity spreading of the whole lithosphere necessarily depends on the displacement rate of plates that surrounds an unstable orogenic domain. In other words, the extension of a previously thickened lithosphere is controlled by plate kinematics at its boundaries.

The present paper, examines the modes of extension of a thickened and weak brittle-ductile lithosphere using analogue model experiments. The models only represent the crustal part of the lithosphere by having the lower boundary condition of free slip at model base that simulates the presence of a virtual mantle, extending at the same rate than the crust. Two types of experiment are carried out, namely free gravity spreading and boundary-controlled gravity spreading, the former used to calibrate the latter. The results show the effect of boundary velocity on the dynamics of extension and resulting deformation patterns. The

discussion concerns the development of wide rift versus metamorphic core complexes, the dynamics of faulting in the upper brittle crust and the origin and development of metamorphic core complexes.

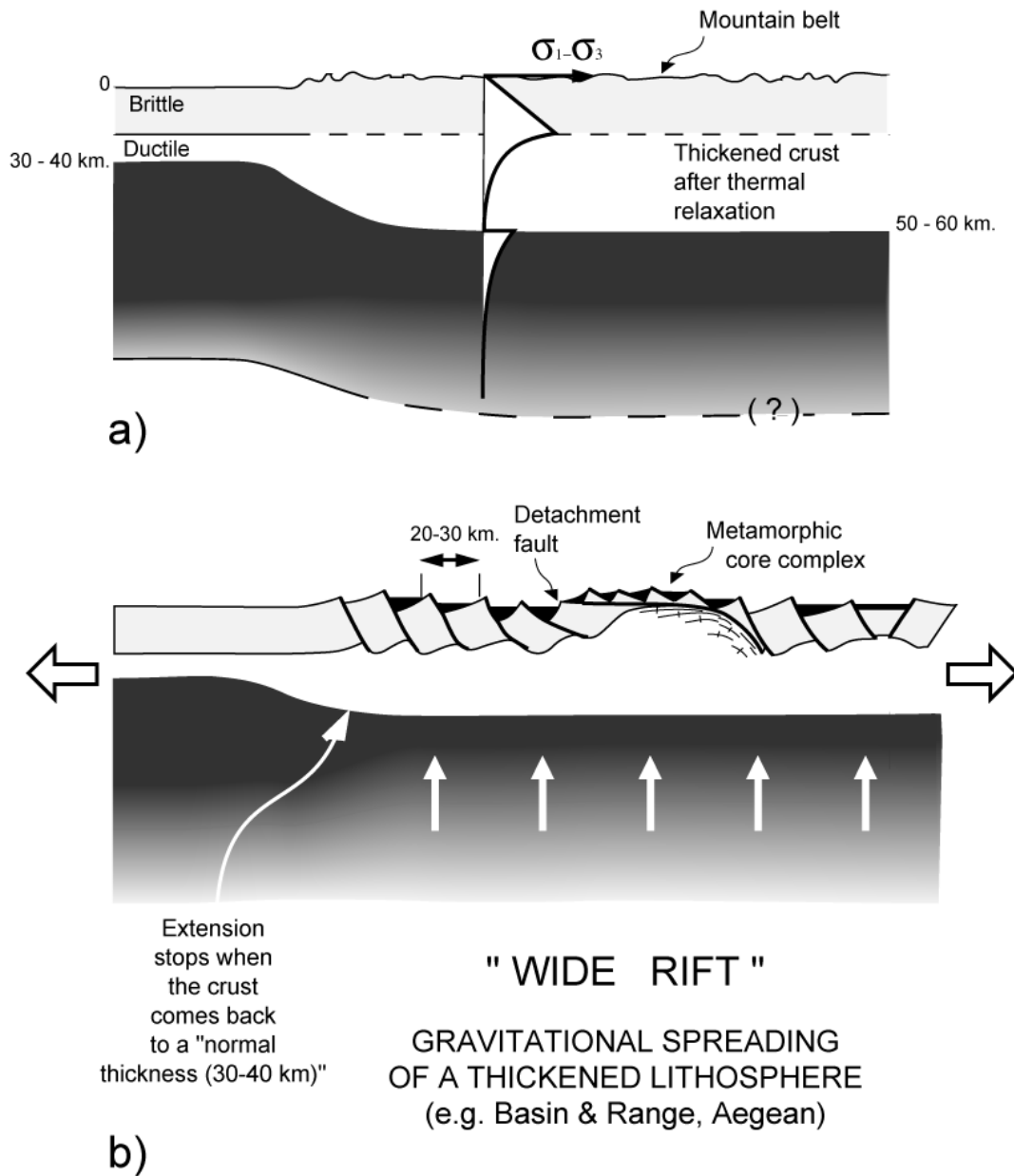


Figure 3-1: Model of gravitational spreading of a thickened and thermally relaxed lithosphere (Modified after Brun (1999)). a) Initial condition. b) Ongoing extensional stage.

3.2. Experimental procedure

The analogue experiments intend to simulate the extension of a two-layer brittle-ductile system made of dry feldspar sand and silicone putty of Newtonian behavior that represent the upper brittle and the lower ductile crust of a thickened lithosphere, respectively. The models are made of 4.5 cm of sand lying on top of 9.0 cm of silicone putty, which would correspond in nature to a 20 km deep brittle-ductile transition within a 60 km thick crust. The basal boundary of models rests on top of a rigid plate to take into account the flat Moho geometry observed in nature below metamorphic core complexes and wide rift areas. Therefore, the model base that represents the Moho is lubricated with liquid soap to avoid basal shear. This is basically the same procedure of modeling previously used by Brun et al. (1994). This experimental boundary condition implies that the crust and the underlying mantle undergo the same bulk amount of stretching.

The models have initial dimensions $L \times H \times W = 30 \times 13.5 \times 13$ cm and are built in a rectangular box, (60 x15 x 15 cm) in size (Fig. 3-2). One of the vertical extremities of the model, a mobile wall can displace under the horizontal pressure of the model - i.e. gravity spreading - or is pulled at constant rate by a screw jack controlled by a stepping motor. The lateral sides of the silicone layer are lubricated to reduce the lateral boundary shear effects.

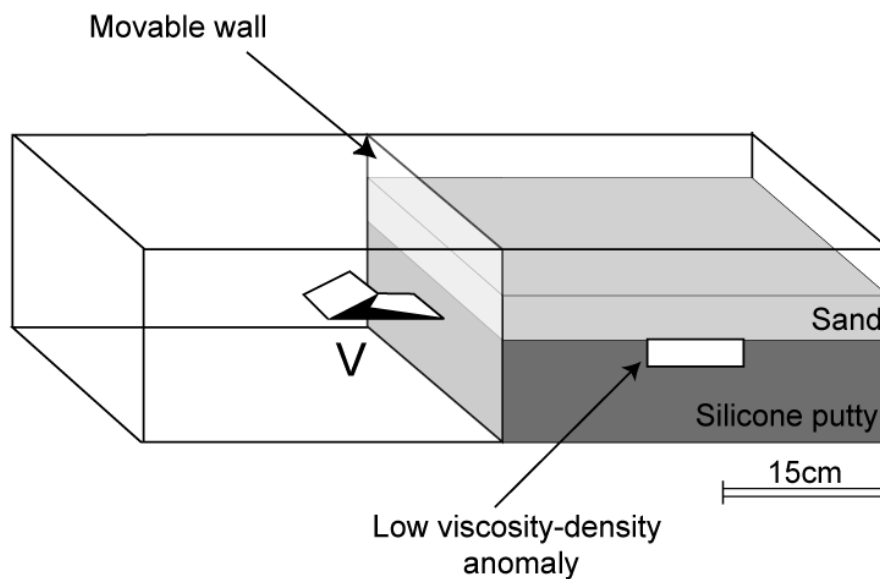


Figure 3-2: Experimental setup. The viscosity-density anomaly is present in only some of the models.

3.2.1. Materials

The feldspar sand, behaves as a Mohr-Coulomb material with a 30° friction angle and 1.18 g.cm⁻³ density. Two different types of silicone putty with Newtonian behavior have been used to model ductile lower crust and a local weakness anomaly (Fig. 3-2). The “lower crust” silicone putty has a 1.4g.cm⁻³ density and a 10⁴ Pa.s viscosity, at room temperature (20°C ±1). The “anomalous” silicone putty has a 1 g.cm⁻³ density and a 0.6 x 10³ Pa.s viscosity. It has already been shown by Brun et al. (1994) that brittle-ductile two-layer models that do not involve a viscosity anomaly stretch almost homogeneously giving tilted blocks in the sand layer. This type of models gives a wide rift-type mode of extension (Brun, 1999). Core complexes-type structures are only obtained in models containing an anomaly located below the sand-silicone interface. This has lead Brun (1999) to propose that core complexes could be considered as likely representing an anomaly within the wide rift mode of Buck (1991). It is noteworthy that the same type of dual behaviour of models, with and without a viscosity-density anomaly, also prevails in numerical modeling of core complexes (Tirel et al., 2004). In geological terms, such anomalies may correspond to partially molten zones or hot granite intrusions, which are commonly observed in metamorphic core complexes.

3.2.2. Scaling

For a small-scale model to be representative of a natural example (a prototype), a dynamic similarity in terms of distribution of stresses, rheologies and densities between the model and the prototype is required (Hubbert, 1937; Ramberg, 1981). The basic principle of the method consists of simulating simplified strength profiles, which incorporate brittle (frictional) and ductile (viscous) rheologies with gravity forces. Scaling relationships between the prototype and the model are obtained by keeping the average strength of the ductile layers correctly scaled with respect to the strength of the brittle layers and the gravity forces. It can be shown, from the equation of dynamics, which in experiments made under natural gravity (Brun, 1999):

$$\sigma^* = \rho^* g^* L^*, \quad (1)$$

where, $\sigma^* = (\sigma_m / \sigma_n)$, $\rho^* = (\rho_m / \rho_n)$, $g^* = (g_m / g_n)$ and $L^* = (L_m / L_n)$ are model m to nature n ratios of stress σ^* , density ρ^* , gravity g^* and length L^* . The present models being processed under natural gravity $g^* = 1$. Model and nature densities being of the same order of magnitude, the density ratio is $\rho^* \approx 1$. Therefore, the condition simplifies to (Brun, 1999):

$$\sigma^* \approx h^*. \quad (2)$$

For a thickened continental crust of 60km represented by 13.5cm thick model, the length ratio is 2.25 x 10⁻⁶. It is accordingly verified that the stress ratio is 10⁻⁶. If we simplify the ductile power-law creep equation to Newtonian flow:

$$\dot{\epsilon}^* = \sigma^* / \eta^*, \quad (3)$$

where $\dot{\epsilon}^* = (\dot{\epsilon}_m / \dot{\epsilon}_n)$ and $\eta^* = (\eta_m / \eta_n)$ are the scaling ratios for strain rate and viscosity, respectively.

In term of bulk strain at the model scale, this gives:

$$\dot{\epsilon}^* = V^* / L^* \tag{4}$$

where $V^* = (V_m / V_n)$ is the scaling ratios of velocity.

By applying in equation 4 a mean viscosity of 10^{21} Pa.s for the ductile crust in nature, a velocity of 0.5cm/min in models would correspond to 1.2cm/y in nature. This is in good agreement with displacement rates observed in present day tectonics.

3.2.3. Experiments

The experiments were performed at the Tectonic Laboratory of the Vrije Universiteit Amsterdam (The Netherlands). The parameters of the seven experiments presented here are summarized in table 3-1. Two of them were of gravity spreading type (Models.1 and 2) and five were run at constant extension rate of 1.4 cm/min (Model.3) and 0.5 cm/min (Models 4 to 7). In gravity spreading-type experiments the velocity of the mobile wall decreases exponentially during extension (Fig. 3-3). This may correspond in nature to a thickened lithosphere extending under its own weight without any boundary limitation. However, in nature, domains of thickened lithosphere would be able to extend as a function of surrounding plate divergence. As an example of this, the Aegean extension is a consequence of the retreat of the South Hellenic subducting slab. Therefore, we calibrated the constant extension rates of 1.4 and 0.5 cm/min on the basis of velocities observed in gravity spreading experiments (Fig. 3a). Bulk stretching increases linearly with time in constant rate experiments whereas it is strongly non-linear in gravity spreading (Fig. 3b).



Initial brittle-ductile structure of models		Without anomaly		With anomaly		
						
Gravity spreading		100% (1)		100% (2)		
Constant displacement rate	1.4cm/mn	100% (3)		—————		
	0.5cm/mn	100% (4)		33% (5)	66% (6)	100% (7)

Table 3-1: Experiments presented in the paper. Numbers indicate the percentage of bulk horizontal stretching. Numbers between brackets are the model number

Gravity spreading and constant extension rate models were run with (Models 2, 5, 6 and 7) and without (Models 1, 3 and 4) a central viscosity-density anomaly located below the brittle-ductile interface.

Constant extension rate of 0.5 cm/min has been used for three experiments at 33, 66 and 100% of bulk stretching (Models 5 to 7) in order to examine the progressive development of a core complex. With the exception of models 5 and 6, all have been deformed up to 100% bulk stretching.

During deformation, the models photographed from above at regular time intervals to facilitate fault development at the upper brittle layer. At the end, the models were soaked in the water, frozen, and cut into longitudinal strips to expose cross sections for photographs of the internal structures.

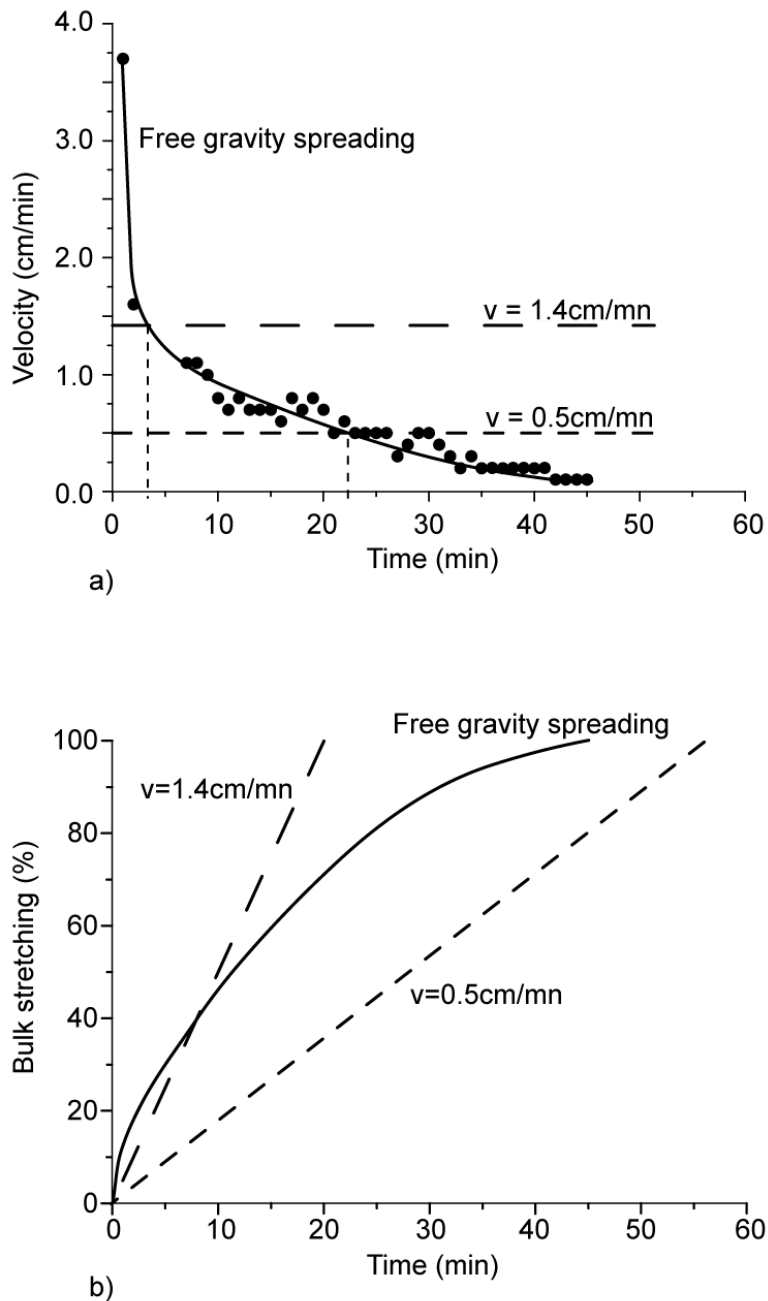


Figure 3-3: a) Variation of boundary velocity as a function of time in free gravity spreading models (Models 1 and 2). Constant boundary velocities of 1.4 and 0.5 cm/min are those used for models 3 to 7. b) Variation of bulk model stretching as a function of time in free gravity spreading (Models 1 and 2) and in boundary-controlled gravity spreading (1.4 cm/min for model 3 and 0.5 cm/min for models 4 to 7).

3.3. Free gravity spreading models

3.3.1. Model 1, without anomaly

This model displays an almost regular pattern of parallel faults dipping toward the fixed vertical end wall (Fig. 3-4). Most of the faults developed at an early stage of deformation and accommodated further stretching by rotation. However, some secondary normal faults with limited offset (see thin lines on Fig. 3-4) were created during block tilting. Along most of the section, the envelope of i) the interface between the brittle and ductile layers and ii) the top surface of the brittle layer remain nearly horizontal. The only discrepancy occurs close to the moving wall.

In terms of bulk strain at model scale, the observed pattern results from a homogeneous deformation leading to an asymmetric structure. Comparable experimental results were already obtained by Faugère and Brun (1984) and Brun et al. (1994) who concluded that the asymmetry of faulting was controlled by the sense of shear at the brittle-ductile interface. A sense of shear top to the mobile wall, immediately below the brittle-ductile interface, is demonstrated in models with vertical markers in the ductile layer (Faugère and Brun, 1984; Brun et al., 1994). Faults defining the tilted blocks in the brittle layer exhibit the same sense of shear. It is especially important to recall that except this top part of the ductile layer, sheared along the brittle-ductile interface, the rest of the ductile layer is deformed in pure shear mode (See Brun (1999)). This comes from the fact that the ductile layer starts flowing slightly before faulting in the brittle layer. Consequently, even if most of the ductile layer is deforming in pure shear, the top part undergoes a layer-parallel shear against the base of the brittle layer. The state of stress, at the base of the brittle layer, is therefore modified, favoring the development of those potential normal faults with sense of shear compatible with the sense of shear imposed at the layer base.

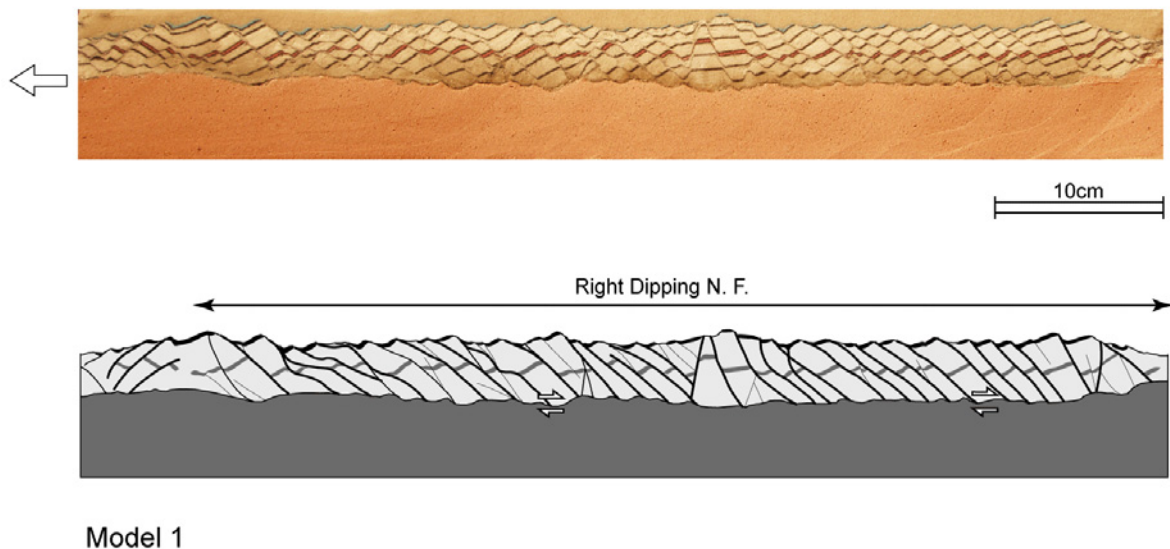
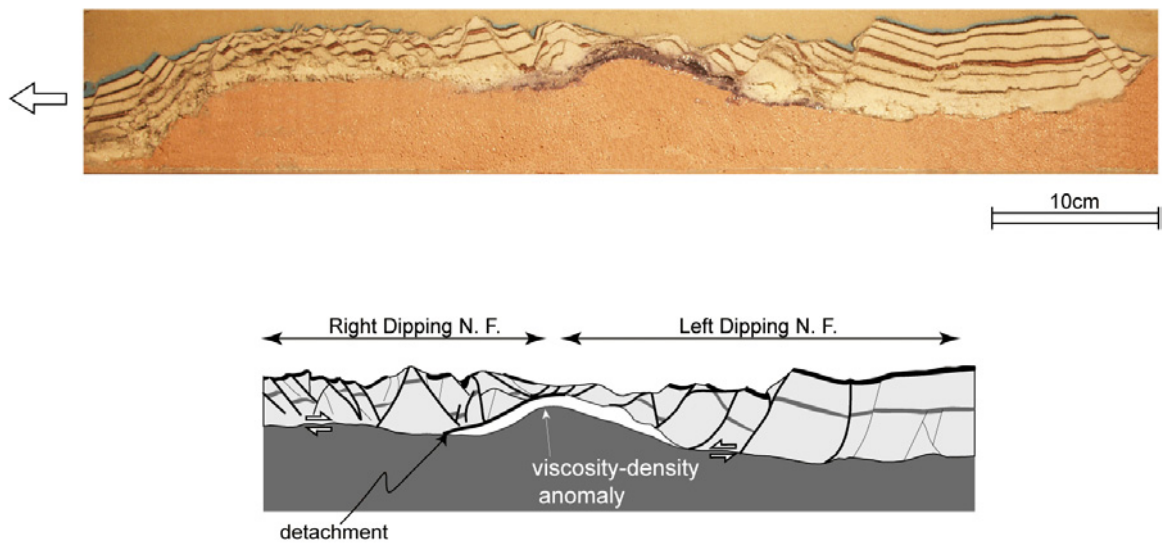


Figure 3-4: Cross section of model 1 in free gravity spreading without anomaly. N.F.: normal faults. Open arrows indicate the sense of shear at the brittle-ductile interface.

3.3.2. Model 2, with a viscosity-density anomaly

When a density-viscosity anomaly is placed below the brittle-ductile interface, at the centre of the model, the deformation pattern changes drastically (Fig. 3-5). A dome develops at the central part of the model, being directly related to the ductile anomaly. To the dome's right, the brittle layer is affected by left dipping normal faults defining large tilted blocks that demonstrate an increase of stretching toward the dome. At the left side of the dome, the brittle layer is more faulted and thinned. The fault pattern combines conjugate faults and parallel faults, defining narrow tilted blocks.

This model is comparable to those previously described by Brun et al. (1994). As a whole, the deformation appears laterally partitioned due to the presence of the dome. The most striking effect is the difference in thinning between the right and left sides of the dome that gives a strong asymmetry at model scale. The comparison with the previous model (Fig. 3-4) shows that the presence of an anomaly within the ductile layer strongly modifies the mechanical behavior of the system. Whereas both models are asymmetrical, the fault patterns in the brittle layer are different, indicating opposite senses of shear on each side of the dome. Only the left hand side of the model, close to the moving wall, displays a sense of shear comparable to the one of model 1.



Model 2

Figure 3-5: Cross section of model 2 in free gravity spreading with a low viscosity-density anomaly in the ductile layer. The line drawing does not take into account the boundary effects. N.F.: normal faults. Open arrows indicate the sense of shear at the brittle-ductile interface.

3.4. Boundary-controlled gravity spreading models

Models with initial conditions - i.e. materials and geometry - similar to those of models 1 and 2 were deformed at two different constant displacement rates of the moving end wall, calibrated by reference to the velocity curve of gravity spreading models (See Fig. 3-3a). Two velocities of 1.4 and 0.5 cm/min were chosen to match i) the end of steep part and ii) the middle of the low dipping part of the velocity curve, respectively.

3.4.1. Model 3, $v = 1.4$ cm/min without anomaly

The model (Fig. 3-6a) displays a strong structural asymmetry due to the juxtaposition of three domains that are from right to left: i) a domain of conjugate and right dipping normal faults that accommodate a moderate thinning of the brittle layer, ii) a domain of left dipping parallel faults defining narrow tilted blocks that accommodate a stronger thinning of the brittle layer and iii) a domain of collapse close to the moving end wall.

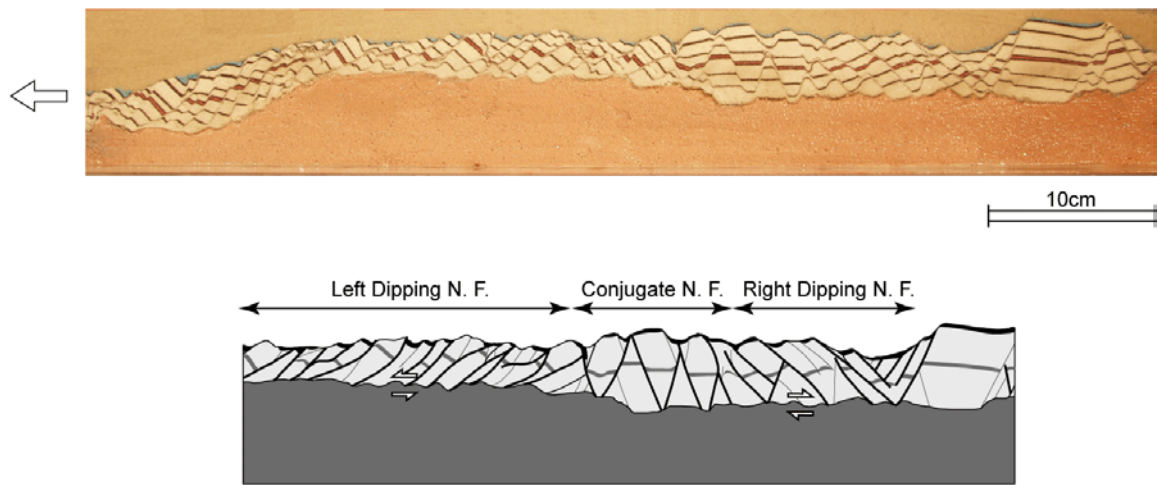
This lateral partitioning in three domains of contrasted deformation is a direct consequence of the imposed extension rate and cumulative amounts of bulk model stretching at progressive stages of deformation. The curves shown in figure 3-3b intersect at around 40 % of progressive bulk model stretching. After this critical value, the ductile layer had not the possibility to flow fast enough to accommodate the bulk stretching of 100% and, therefore, to maintain horizontal at once the brittle-ductile interface and the surface of the brittle layer. Stretching has then progressively localized in the left half part of the model, a process that ended up with the collapse of the left extremity, close to the moving wall.

The senses of shear at the brittle-ductile interface, as deduced from domains of block tilting, are opposite, top to the right and top to the left, at the right and left parts of the model, respectively. This indicates that the strain rate was lower or equal to the gravity spreading one, away from the moving wall. On the contrary, closer to the moving wall, the strain rate became faster than the gravity spreading one.

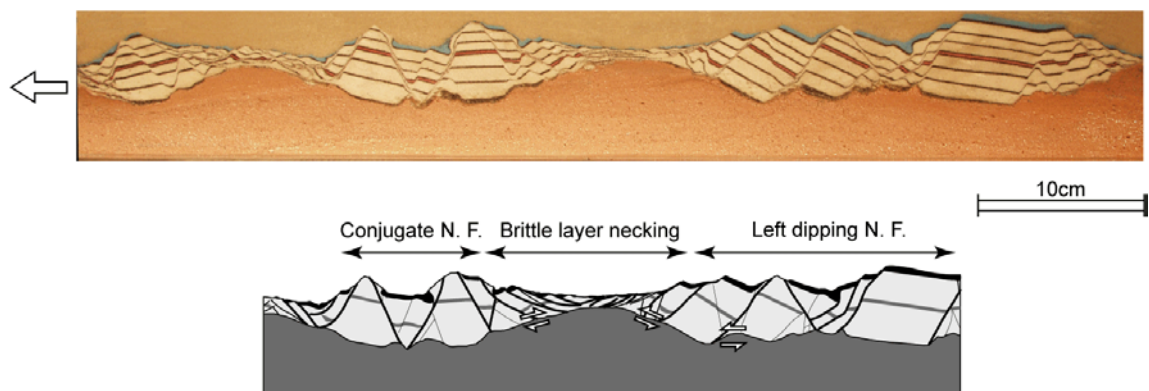
The difference in ductile layer thickness between the right and left parts of the model indicates a lateral flow of ductile material from right to left, likely in the second part of the deformation when the critical value of 40% bulk stretching has been passed.

3.4.2. Model 4, $v = 0.5$ cm/mn without anomaly

The model shows two main types of structural domains in the brittle layer (Fig. 3-6b): i) domains of moderate stretching with conjugate normal faults defining horst and graben structures with some tilted blocks and ii) domains of intense stretching and layer thinning. Besides the domal rise of the ductile layer, which is localised below the zones of intense stretching, the envelope of the brittle-ductile interface remained horizontal.



a. Model 3 $v = 1.4\text{cm/mn}$



b. Model 4 $v = 0.5\text{cm/mn}$

Figure 3-6: Cross sections of models 3 and 4 in boundary-controlled gravity spreading without anomaly in the ductile layer. Constant boundary velocities are of 1.4cm/mn for model 3 (a) and 0.5cm/mn for model 4 (b). The line drawings do not take into account the boundary effects. N.F.: normal faults. Open arrows indicate the sense of shear at the brittle-ductile interface.

This domainal arrangement of structures results from a rather homogeneous conjugate faulting, followed by a necking-type localization within two grabens. The necking zones are defined by symmetrical patterns of narrow spaced and low-dipping normal faults. For comparison with the next models, it is important to note that this necking of the brittle layer did not develop at an early stage but progressively during the experimental deformation.

The ductile layer is homogeneously thinned, except below the zones of brittle layer necking. In this model where the extension rate is significantly lower than in gravity spreading models, during half of the experimental duration (Fig. 3-3a), the ductile layer is able to flow laterally to compensate lateral variations of stretching in the brittle layer and consequent topographic irregularities. Moreover, Figure 3-8 shows that the curve of cumulative amounts of bulk model stretching does not intersect the curve of gravity spreading. As a whole, the structure of the model is close to symmetrical.

3.4.3. Models 5, 6 and 7, $v = 0.5$ cm/mn with anomaly

These three models (Fig. 3-7) are identical in terms of initial and boundary conditions. They only differ in terms of bulk amounts of stretching. Apart from the viscosity-density anomaly placed below the brittle-ductile interface, at the centre of the model, they are directly comparable to model 4. At 33% of bulk stretching, the brittle layer displays a symmetrical graben that developed above the anomaly within the ductile layer and a zone of faulting and block tilting close to the end of the moving wall. Models run up to 66 and 100% of bulk stretching show basically the same structural features, attesting for the reproducibility of experiments.

The evolution of the central graben, at increasing amount of stretching, shows that it becomes the site of a domal rise of the ductile layer by extreme thinning and rupture of the inner part of the graben. Small tilted blocks resulting from that extreme thinning define the hangingwall of a detachment, on the left limb of the dome. The final asymmetrical structure can be directly compared to core complexes.

Like in model 2, the bulk model structure is asymmetrical. To the right of the dome the brittle layer remained almost undeformed. To the left, close to the end of the moving wall, the brittle layer underwent a strong stretching, accommodated by conjugate normal faults and few tilted blocks.

These models show that the presence of an anomaly in the ductile layer is responsible for strain localization at an early stage of deformation. This is at variance with model 4 where localization was a continuous and progressive process during stretching and where the domal rise is accommodated by a symmetrical pattern of faulting.

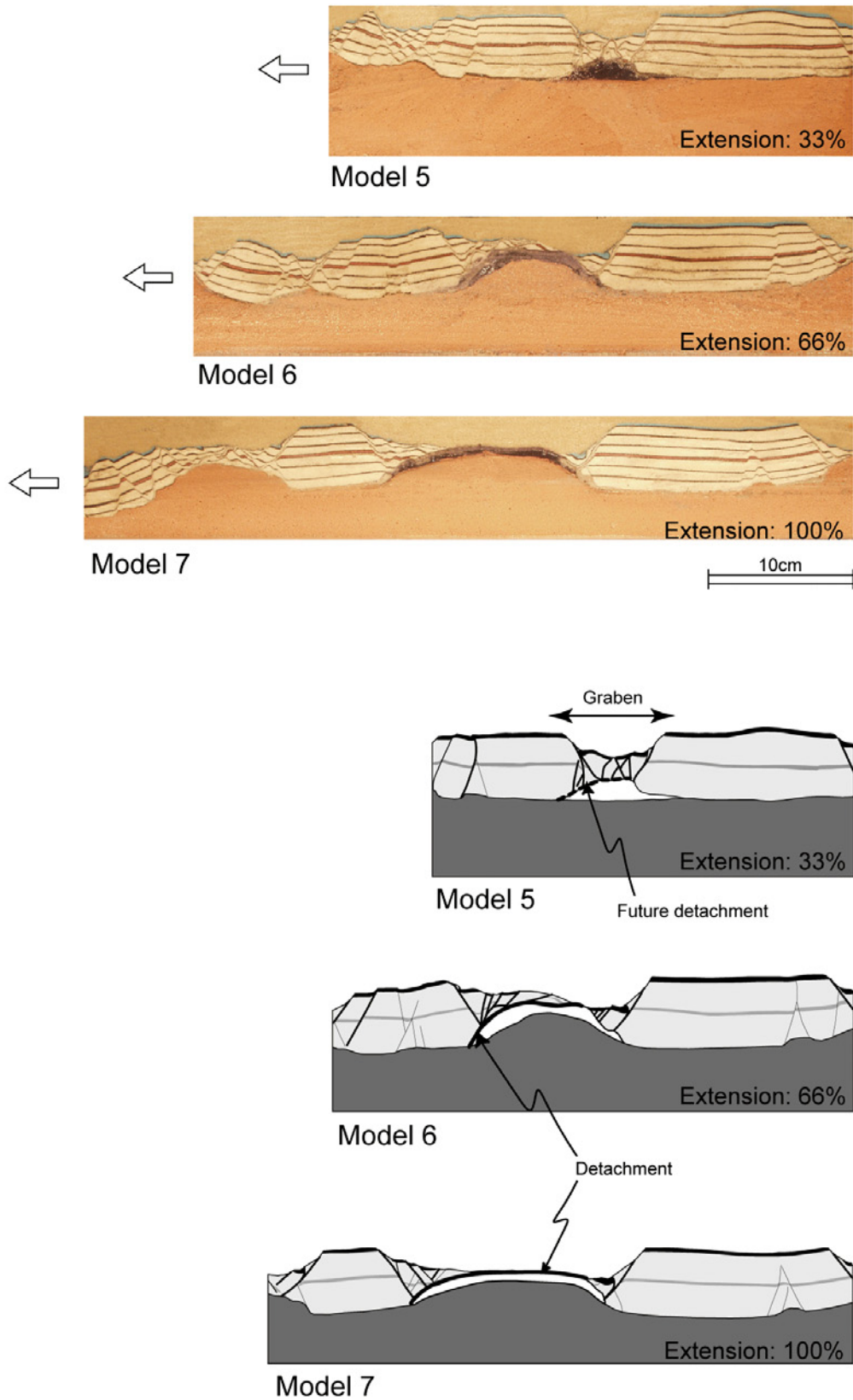


Figure 3-7: Cross sections of models 5 to 7 showing three stages of core complex development in boundary-controlled gravity spreading with a viscosity-density anomaly in the ductile layer. From top to base the bulk model stretching is 33%, 66% and 100%. The line drawings do not take into account the boundary effects.

3.5. Faulting as a function of time and finite bulk stretching.

In all models described above, major faulting occurs during the early stages of extension. This is clearly illustrated in Figure 3-8, where the duration of faulting is reported in diagrams where boundary velocity and bulk stretching are plotted versus time.

In gravity spreading models 1 and 2, where the boundary velocity decreases exponentially, models with and without ductile anomaly do not show any significant difference in terms of faulting duration. Models 3 and 4 without ductile anomaly and constant boundary velocity of 1.4 and 0.5 cm/min show that faulting duration increases when the boundary velocity decreases. In these models, the duration of faulting corresponds roughly to the time at which the curve of gravity spreading intersects with the constant velocity line. In models 5 to 7, deformed at velocity 0.5 cm/min including a ductile anomaly, the duration of faulting is nearly the same than in spreading models and in model 3 without ductile anomaly and deformed at velocity 1.4 cm/min.

The comparison between models run at constant boundary velocity of 0.5 cm/min, with and without a ductile anomaly, shows that the presence of a ductile anomaly considerably reduces the duration of faulting. This illustrates the early localization of stretching described in the previous section. From this point of view, it is remarkable that this fault localization effect apparently does not occur in gravity spreading models, even when a ductile anomaly is present.

In terms of cumulative bulk stretching, some other observations must be added. In gravity spreading models 1 and 2 and in model 3 at constant extension rate of 1.4 cm/min, major faulting developed before 30-35 % bulk stretching. In models with constant extension rate of 0.5 cm/min, major faulting occurred for different amounts of bulk stretching. In model 4, without ductile anomaly, faulting developed close to 40% bulk stretching and in models 5 to 7, with a ductile anomaly, before 10% bulk stretching.

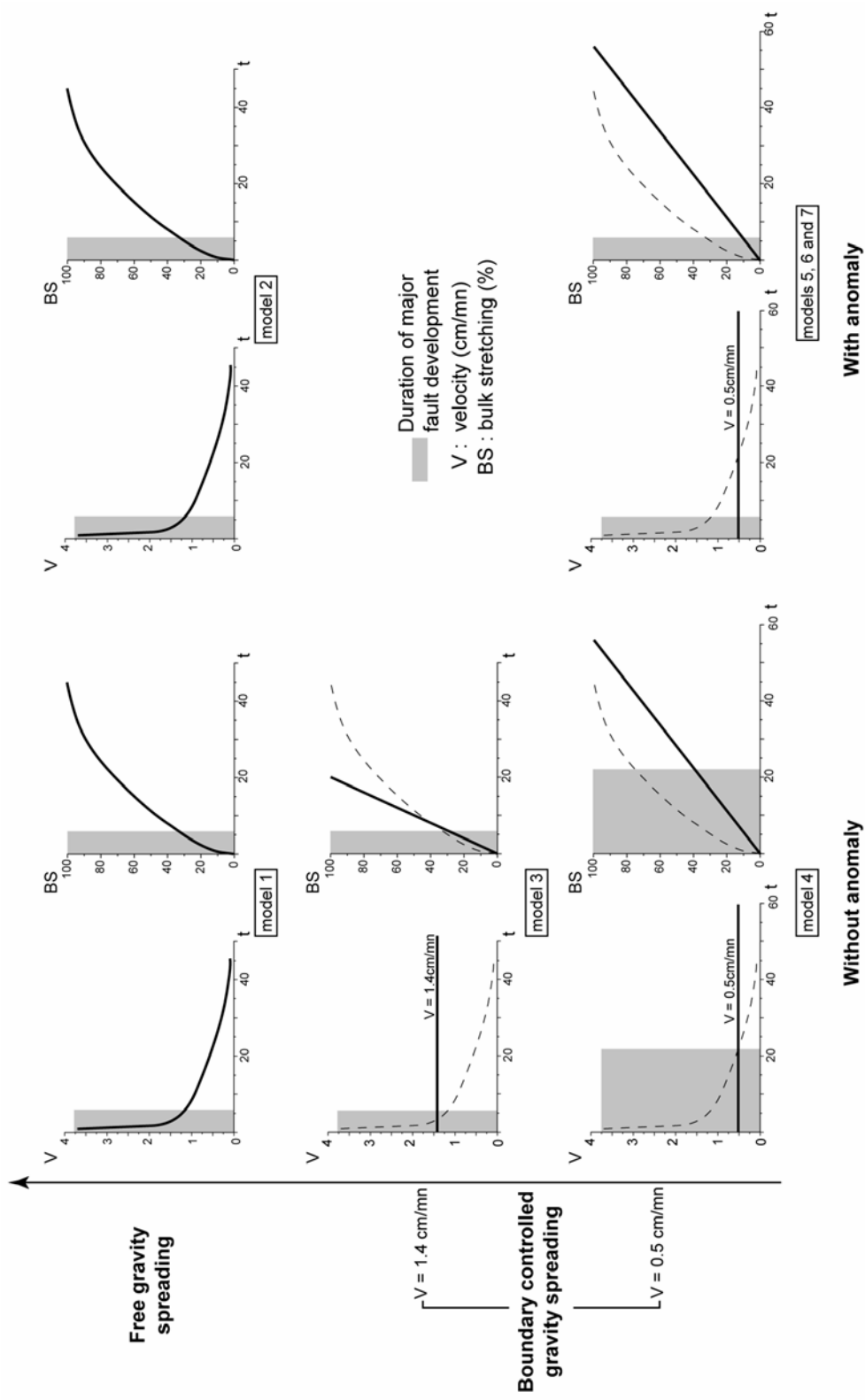


Figure 3-8: Duration of major faulting (Grey pattern) as a function of boundary velocity and bulk model stretching in all presented models.

3.6. Discussion

The experimental setting took into account the geological and geophysical data available for the Basin and Range and the Aegean (References op.cit), as well as previous results of numerical modeling (Sonder et al., 1987; Buck, 1991). The upper crustal thickness was therefore fixed in the order of one third of the total crustal thickness before extension, which should represent a 50-60 km thick crust in nature while the bulk amount of stretching reached the 100%. The models that only represent the crustal part of the lithosphere assume that the viscosity contrast between the ductile crust and the sub-Moho mantle is low enough to maintain the Moho close to horizontal during extension. This condition is represented in the experiments by free basal slip of the model above a horizontal rigid plate, simulating a virtual stretching of the lithospheric mantle equal to the bulk crustal-model stretching. In terms of boundary displacements, the models belong to two main categories: free gravity spreading and boundary-controlled gravity spreading.

The modeling results bring new insights for the understanding of extension in thickened and "hot" lithospheres. The wide range of observed deformation patterns is relevant to wide rift-type (Figs 9a and c) and core complex-type (Figs 3-9b and d) modes of extension. Similarities and differences between the models are directly dependant on the input parameters of models, namely the boundary velocity and the presence or absence of ductile layer heterogeneity.

3.6.1. Wide rift versus MCC

The present results show that the fault patterns, which are relevant to wide rift-type extension (Figs 3-9a and c), are strongly dependant on the boundary velocity and therefore to strain rate and coupling between brittle and ductile layers (B/D coupling; see discussion in Brun (1999)). At the highest possible extension rate –i.e. free gravity spreading; Fig. 3-9a- B/D coupling is maximum, leading to the development of large domains of tilted blocks. At lower values of extension rate –i.e. boundary-controlled gravity spreading; Fig. 3-9c- B/D coupling is reduced, favoring conjugate fault patterns and the development of horst and graben-type structures. This confirms previous conclusions gained from analogue modeling (see Fig. 4 in Brun (1999)). However, it must be noted that a localization effect, which has not been observed previously, occurred at the lower extension rate used (Fig. 3-9c). The brittle layer underwent local symmetrical necking in some of the early grabens accompanied by a domal rise of the ductile layer. This type of structures could possibly be interpreted as core complexes.

Structures more directly comparable to core complexes were obtained in models that involved a density-viscosity anomaly located below the brittle-ductile interface (Figs. 9b and d). In free gravity spreading, the model structure (Fig. 9b) is similar to that of Brun et al. (1994). In experiments with boundary controlled velocity (Fig. 9d) the models display a strong and early localization effect that is not observed in free gravity spreading. This is in good agreement with the well-established fact of the early development of core complexes in the natural systems (Basin and Range: Coney (1987); Aegean: Gautier et al. (1999)). It is therefore somewhat puzzling to consider, from model evidence (Fig. 9c), that ductile domal rises could also develop progressively during extension leading to rather late core complex-type structures. But it must be pointed out that early core complexes (Fig. 9d) are

asymmetrical, like most of known natural examples, whereas late core complexes (Fig. 9c) are symmetrical.

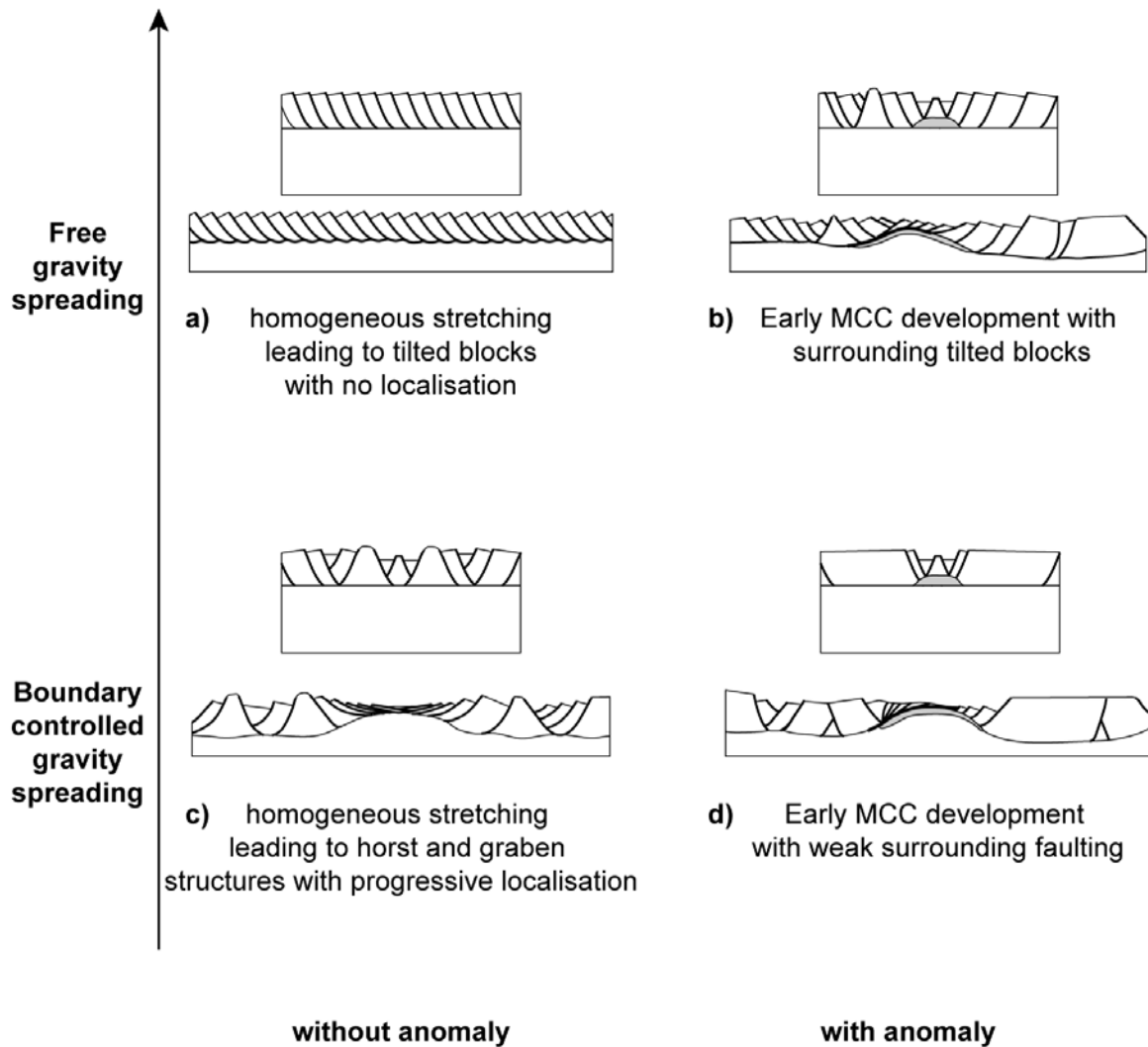


Figure 3-9: Diagram summarizing the main features of deformation in models according to the boundary velocity (free or controlled gravity spreading) and the presence or absence of anomaly within the ductile layer. MCC: Metamorphic Core Complex.

So, even if we cannot exclude the development of late core complexes from localization effect within the brittle upper crust, the experimental results strongly suggest that core complex development is enhanced by extension rates lower than the potential rates of free gravity spreading and by the presence of heterogeneities within the ductile crust. Moreover, in a crust extending at a rate closer to those of potential free gravity spreading, core complexes can be considered as heterogeneities of stretching within wide rifts.

In the Basin and Range and the Aegean, as already quoted (Basin and Range: Coney (1987); Aegean: Gautier et al. (1999)), the development of metamorphic core complexes

precedes wide rifting, an evolution that cannot be simulated by the analogue models. This is mostly due to the fact that analogue models are unable to take into account the variation of temperatures during extension and the consequent rheological changes. In an extending crust, thinning is accompanied by a progressive cooling and therefore by a downward migration of the brittle-ductile transition and a viscosity increase of the still ductile crust. This evolution must progressively change the coupling between brittle and ductile layers. However, the models that separately simulate metamorphic core complexes and wide rifts may be considered as two successive stages of evolution of an extending crust.

3.6.2. Dynamics of faulting

The comparison between free gravity and boundary controlled gravity spreading experiments shows that the dynamics of faulting in the upper brittle layer strongly depends on the velocity applied at model boundary. All models show that major faulting in the upper brittle layer develops at an early stage of extension (Fig. 3-8). The duration of major faulting, however, tends to increase when the velocity decreases. A striking result in boundary-controlled experiments is the fact that the duration of major faulting coincides with the timing at which the imposed boundary velocity (Models 3 and 4 in Fig. 3-8) becomes equal to the equivalent velocity in free gravity spreading experiments (Model 1 in Fig. 3-8). Moreover, in both cases, major faulting is achieved for identical bulk stretching values of about 35-40%. The coupling between the brittle and the ductile layer only depends on the bulk strain rate, which is by itself a direct function of boundary velocity. In the models, the brittle layer thickness, and therefore the brittle strength are constant. Consequently, variations in the duration of major faulting cannot be attributed to variations in brittle-ductile coupling but only to the brittle thickness and strength.

In free gravity spreading, the presence of a ductile anomaly does not significantly change the duration and the amount of bulk stretching of major faulting (Model 2 in Fig. 3-8). On the contrary, in boundary-controlled models such a ductile anomaly drastically perturbs the model behavior (Models 5 to 7 in Fig. 3-8). Both duration and bulk amount of stretching are strongly reduced.

3.6.3. Core complex development

In the experiments, core complexes develop in two stages. Deformation starts with the development of a graben in the upper crust. The graben widening allows the rise and exhumation of a ductile layer dome (Fig. 3-9d). This confirms the previous conclusion of Brun et al. (1994) and is also illustrated in the numerical models of Tirel et al. (2004). It is in agreement with the arguments of Jolivet (2001) and Chéry (2001) who suggested that the Gulf of Corinth graben could be the precursor of a future core complex.

The models illustrate that a core complex results from a local necking of the brittle upper crust and further extreme thinning up to rupture level. From this point of view, one can consider that core complexes simply represent gaps between upper crust boudins, filled by material coming from the underlying ductile crust. This should be compatible with the concept of "crustal fluid layer" of Wernicke (1990, 1992). Therefore, and contrary to the commonly accepted opinion, we consider the detachment not as the primary cause of the core complex development but as a consequence. This is at variance with the more classical conception of core complexes where the exhumation of ductile crust is explained as a consequence of the

displacement along a so-called detachment fault that crosscuts (Wernicke, 1985) or not (Buck, 1988; Wernicke and Axen, 1988) the entire crust.

In our experimental models a detachment can be drawn on one limb of the ductile domal rise. The final attitude of this detachment is upward convex, flat on top of the dome and steeper on dome limb. Above the detachment, the hangingwall is asymmetrically faulted with small scale tilted blocks. This fault pattern developed entirely within the early graben from faults that are steeply dipping at initiation, in agreement with the previous conclusions of Brun et al. (1994). During exhumation of the ductile layer the detachment zone became parallel to the brittle-ductile transition, even if it not the case at the onset of extension. The experimental models are unable to describe the prolongation of the detachment zone within the underlying ductile layer. But as shown by the numerical models of Tirel et al. (2004) the steeper part of the detachment joins at depth one of the flat lying shear zones that result from lower crustal flow associated to the domal rise (Fig. 3-10).

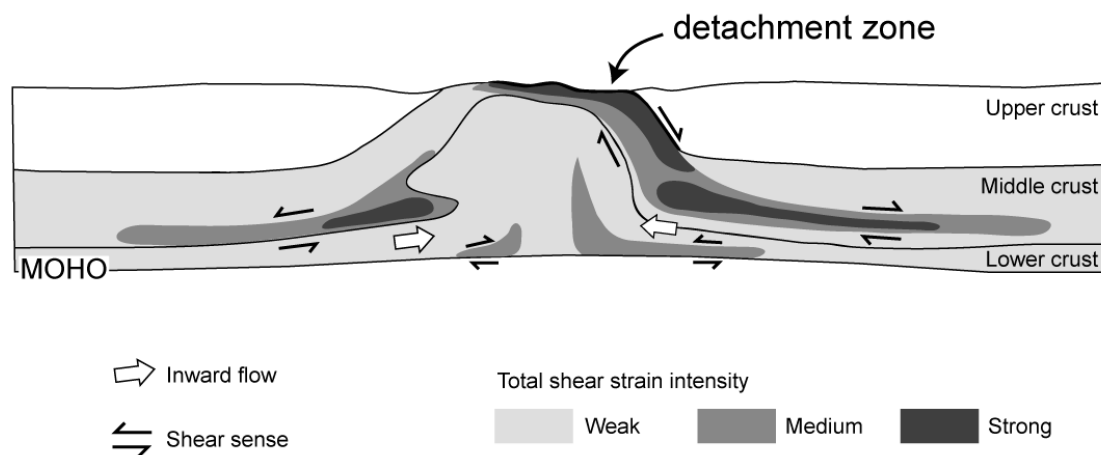


Figure 3-10: Geometry of shear zones associated to the development of a core complex at crustal-scale (Modified from Tirel et al. (2004)). The upward convex detachment in the upper part of the dome is connected downward to one of the flat lying shear zones resulting from middle-lower crustal flow (see arrows) that accommodates the dome amplification.

Core complex-type structures developing at an early stage of extension are obtained in the experiments when an anomaly of viscosity-density is placed below the brittle-ductile interface at once in free gravity spreading (see also Brun et al. (1994)) and boundary-controlled gravity spreading. The anomaly plays a major role in the localization of stretching. In free gravity spreading, it is only responsible for a local stronger amount of finite stretching that does not prevent extension and faulting to occur in the rest of the brittle layer. Moreover, in terms of faulting duration the anomaly does not play any significant role (Fig 3-8). On the contrary, in boundary-controlled gravity spreading the anomaly directly controls both the local amount of stretching and the duration of major faulting.

The use of an anomaly of the ductile layer has been strongly criticized by Koyi and Skelton (2001) who preferred to use a fault-type pre-existing discontinuity in the upper crust. In their analogue experiments, pre-existing faults are cut with a 45° dip within a layer made of

plasticine-based mixture. The strength of the layer is so high that almost no other fault developed during deformation and that the entire displacement remains localized within the pre-cut anomaly. The implicit hypothesis of these models is that detachment faults result from the reactivation of pre-existing faults. In addition, from a pure experimental point of view, it must be noted that none of the experiments of Koyi and Skelton considers a non pre-faulted upper crust to be compared with models containing pre-cut faults. It is important to recall that it has never been demonstrated in the field that a detachment fault corresponds to the reactivation of a pre-existing fault. Moreover, at once in the Basin and Range and in the Aegean, core complexes do not develop everywhere in the extended domain but in rather localized zones. In the Aegean, they occur in only two areas, namely the Cyclades and the Southern Rhodope (see Gautier et al. (1999)), over an extended domain of about 1,000 km. Considering the fact that pre-existing fault cannot reasonably occur only in some particular zones of an orogenic domain and in addition to the previous arguments, it is doubtful that core complex development can be only controlled by pre-existing faults.

On the other hand, geological evidence pleads in favor of the rheological heterogeneity of the ductile crust. First of all, most of core complexes contain granites and migmatites and the detachment zones mylonites frequently involve syn-kinematic leucogranites (e.g. B&R: (Davis and Coney, 1979; Reynolds and Rehrig, 1980; Miller et al., 1983), Aegean: (Gautier et al., 1993; Sokoutis et al., 1993)). In fact, the evidence is so widespread that it has even been suggested that syn-kinematic granites can trigger the development of core complexes (Lister and Baldwin, 1993). It is also important to recall that, on a broader scale, the development of core complexes is contemporaneous with magmatic activity (B&R: Davis and Coney, 1979; Coney and Harms, 1984; Wernicke, 1992, Aegean: Jones et al., 1992). Consequently, it is not unreasonable to invoke the presence of rheological anomalies of the ductile crust.

A diapiric effect of granites and migmatites has also been considered to play a role in the development of core complexes (e.g. Norlander et al. (2002)). From the above considerations on the synchronism between magmatism and core complexes development, this possibility cannot be excluded. However, as differential stresses at the top of a rising granite diapir would be in the range of few bars or ten of bars (Berner et al., 1972), far smaller than the strength of 10 to 20 km thick brittle crust. Therefore, diapirism in itself should not be the primary cause of dome rise but buoyancy effects of granites and partially molten crust (Gerya et al., 2001) can combine to extension in the growth of core complexes.

3.7. Conclusions

The models presented here intend to simulate the extension of a thickened and thermally relaxed lithosphere in collisional domains, comparable to what occurred in the Basin and Range of Western US or in the Aegean. The initial conditions, in such "hot" lithospheres, allow a gravitational instability of spreading type at the scale of the brittle-ductile system. Two types of experiments were carried out to simulate free gravity spreading and boundary-controlled gravity spreading, in order to compare their respective effects on the resulting extensional structures. Velocities applied in the experiments of boundary-controlled type were calibrated on velocities that were measured in free gravity spreading experiments. The range of model responses covers a large spectrum of deformation patterns relevant to wide rifts and core complexes. The most significant outcomes are the following.

- Wide rift-type structures –i.e. block faulting at the scale of the whole system- develop spontaneously in models with a laterally homogeneous brittle-ductile layering. At the highest strain rates coupling between brittle and ductile layers is maximum leading to homogeneous tilted block patterns. For decreasing values of strain rates and brittle-ductile coupling faulting becomes more symmetrical, leading to horst and graben patterns.
- Core complex development is enhanced by extension rates lower than the potential rates of free gravity spreading. In a crust extending at a rate closer to those of potential free gravity spreading, core complexes can be considered as heterogeneities of stretching within wide rifts.
- The presence of weak heterogeneities in the ductile layer favours the development of core complexes. In nature this could correspond to the presence of materials weaker than their environment, such as granite plutons or domains of partially molten rocks. At boundary velocities lower than those of free gravity spreading, core complexes at an early stage of extension, are directly comparable with what is observed in natural domains of large-scale extension (Basin and Range and Aegean).
- Core complexes develop in two main stages. Deformation starts with a graben in the upper crust, which results from a necking instability of the brittle layer. The graben widening further allows the rise and exhumation of a ductile layer dome. A detachment progressively develops within the early graben from faults that are steeply dipping at initiation. During exhumation of the ductile layer, the detachment zone became progressively parallel to the brittle-ductile transition. The final geometry of the detachment is upward convex, flat on top of the dome and steeper on dome limb. In other terms and contrary to the commonly accepted opinion, the detachment is not the primary cause of the core complex development but a consequence.

Acknowledgements

C. Tirel acknowledges her thesis grant from the French Ministry of Education and Research. This project was financially supported by the research funding attributed to J.-P. Brun by the Institut Universitaire de France. D. Sokoutis kindly acknowledges the financial support by ISES (The Netherlands Centre for Integrated Solid Earth Science). C. Tirel thanks the group of experimental tectonics of the Vrije Universiteit for technical assistance and discussion in the laboratory, with special thanks to G. Corti and E. Willingshoffer for enlightening exchanges on modeling.

References

- Allmendinger, R.W. et al., 1987. Deep seismic reflection characteristics of the continental crust. *Geology*, 15: 304-310.
- Andersen, T.B., Jamtveit, B., Dewey, J.F. and Swensson, E., 1991. Subduction and exhumation of continental crust; major mechanisms during continent-continent collision and orogenic extensional collapse, a model based on the South Norwegian Caledonides. *Terra Nova*, 3: 303-310.
- Berner, H., Ramberg, H. and Stephansson, O., 1972. Diapirism in theory and experiment. *Tectonophysics*, 15: 197-218.
- Bird, P., 1979. Continental delamination and the Colorado Plateau. *J. Geophys. Res.*, 86: 4891-4903.
- Block, L. and Royden, L.H., 1990. Core complex geometries and regional scale flow in the lower crust. *Tectonics*, 9(4): 557-567.
- Brun, J.-P., 1999. Narrow rifts versus wide rifts; inferences for the mechanics of rifting from laboratory experiments. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*(357): 695-712.
- Brun, J.-P., Sokoutis, D. and Van Den Driessche, J., 1994. Analogue modeling of detachment fault systems and core complexes. *Geology*, 22(4): 319-322.
- Buck, W.R., 1988. Flexural rotation of normal faults. *Tectonics*, 7(5): 959-973.
- Buck, W.R., 1991. Modes of continental lithospheric extension. *J. Geophys. Res.*, 96(B12): 20,161-20,178.
- Burg, J.P., Van Den Driessche, J. and Brun, J.-P., 1994. Syn to post-thickening extension in the Variscan Belt of Western Europe: Modes and structural consequences. *Géologie de la France*, 3: 33-51.
- Chéry, J., 2001. Core complex mechanics: From the Gulf of Corinth to the Snake Range. *Geology*, 29(5): 439-442.
- Coney, P.J., 1987. The regional tectonic setting and possible causes of Cenozoic extension in the North American Cordillera. In: M.P. Coward, J.F. Dewey and P.L. Hancock (Editors), *Continental Extensional Tectonics*. Geological Society Special Publication, London, pp. 177-186.
- Coney, P.J. and Harms, T.A., 1984. Cordilleran metamorphic core complexes: Cenozoic extensional relics of Mesozoic compression. *Geology*, 12: 550-554.
- Crittenden, M.D., Coney, P.J. and Davis, G.H. (Editors), 1980. Cordilleran metamorphic core complexes. Geological Society of America, *Memoir*, 153. The Geological Society of America, Boulder, C.O., 1-490 pp.
- Davis, G.A. and Coney, P.J., 1979. Geological development of metamorphic core complexes. *Geology*, 7(3): 120-124.
- Dewey, J.F., 1988. Extensional collapse of orogens. *Tectonics*, 7: 1123-1139.
- Doin, M.P. and Fleitout, L., 1996. Thermal evolution of the oceanic lithosphere: an alternative view. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 142: 121-136.
- England, P.C. and Richardson, S.W., 1977. The influence of erosion upon the mineral facies of rocks from different metamorphic environments. *J. Geol. Soc. Lond.*, 22: 201-213.
- England, P.C. and Thompson, A., 1986. Some thermal and tectonic model for crustal melting in continental collision zones. In: M.P. Cowards and A.C. Ries (Editors), *Collision Tectonics*. Geological Society Special Publication, London, pp. 83-94.
- Faugère, E. and Brun, J.-P., 1984. Modélisation expérimentale de la distension continentale. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 299(7): 365-370.
- Gaudemer, Y., Jaupart, C. and Tapponnier, P., 1988. Thermal control on post-orogenic extension in collision belts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 89: 48-62.

- Gautier, P., Brun, J.-P. and Jolivet, L., 1993. Structure and kinematics of Upper Cenozoic extensional detachment on Naxos and Paros (Cyclades Islands, Greece). *Tectonics*, 12: 1180-1194.
- Gautier, P. et al., 1999. Timing, kinematics and cause of Aegean extension: a scenario based on a comparison with simple analogue experiments. *Tectonophysics*, 315: 31-72.
- Gerya, T.V., Maresch, W.V., Willner, A.P., Van Reenen, D.D. and Smit, C.A., 2001. Inherent gravitational instability of thickened continental crust regionally developed low- to medium-pressure granulite facies metamorphism. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 190: 221-235.
- Hauser, E. et al., 1987. Crustal structure of eastern Nevada from COCORP deep seismic reflection data. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 99: 833-844.
- Hubbert, K., 1937. Theory of scale models as applied to the study of geological structures. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 48: 1459-1520.
- Jolivet, L., 2001. A comparison of geodetic and finite strain in the Aegean, geodynamic implications. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 187: 95-104.
- Jones, C.E., Tarney, J., Baker, J.H. and Gerouki, F., 1992. Tertiary granitoids of Rhodope, northern Greece: magmatism related to extensional collapse of the Hellenic Orogen? *Tectonophysics*, 210(3/4): 295-314.
- Koyi, H.A. and Skelton, A., 2001. Centrifuge modelling of the evolution of low-angle detachment faults from high-angle normal faults. *J. Struct. Geol.*, 23(8): 1179-1185.
- Le Pichon, X., 1982. Land-locked oceanic basins and continental collision: the Eastern Mediterranean as a case example. In: K.J. Hsü (Editor), *Mountain Building Processes*. Academic Press, London, pp. 201-211.
- Lister, G.S. and Baldwin, S.L., 1993. Plutonism and the origin of metamorphic core complexes. *Geology*, 21: 607-610.
- Makris, J. and Veis, R., 1977. Crustal structure of the Central Aegean Sea and the islands of Evia and Crete, Greece, obtained by refractational seismic experiments. *J. Geophys.*, 42: 329-341.
- McKenzie, D., 1978. Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt: the Aegean Sea and surroundings regions. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 55: 217-254.
- McKenzie, D. and Jackson, J., 2002. Conditions for flow in the continental crust. *Tectonics*, 21(6).
- Mercier, J.L., 1981. Extensional-compressional tectonics associated with the Aegean Arc: comparison with the Andean Cordillera of south Peru-north Bolivia. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A300: 337-355.
- Miller, E.L., Gans, P.B. and Garing, J., 1983. The Snake Range décollement: an exhumed mid-tertiary ductile-brittle transition. *Tectonics*, 2(3): 239-263.
- Norlander, B.H., Whitney, D.L., Teyssier, C. and Vanderhaeghe, O., 2002. Partial melting and decompression of the Thor-Odin dome, Shuswap metamorphic core complex, Canadian Cordillera. *Lithos*, 61: 103-125.
- Oxburg, E.R. and Turcotte, D., 1974. Thermal gradients and regional metamorphism in overthrust terrains with special reference to eastern Alps. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 54: 641-662.
- Ramberg, H., 1981. *Gravity, Deformation and Earth's crust*, second edition. Academic Press, London, 452 pp.
- Ranalli, G., 1997. Rheology of the lithosphere in space and time. In: J.P. Burg and M. Ford (Editors), *Orogeny through Time*. Geological Society of London Special Publication, London, pp. 19-37.

- Rey, P., Vanderhaeghe, O. and Teyssier, C., 2001. Gravitational collapse of the continental crust: definition, regimes and modes. *Tectonophysics*, 342(435-449).
- Reynolds, S.J. and Rehrig, W.A., 1980. Mid-Tertiary plutonism and mylonitization, South Mountains, central Arizona. In: M.C. Crittenden, P.J. Coney and G.H. Davis (Editors), *Cordilleran metamorphic core complexes*. Geological Society of America Memoir, Boulder, pp. 159-175.
- Royden, L., 1996. Coupling and decoupling of crust and mantle in convergent orogens: Implications for strain partitioning in the crust. *J. Geophys. Res.*, 101(B8): 17,679-17,705.
- Smith, R.B. and Eaton, G.P., 1978. Cenozoic tectonics and regional geophysics of the Western Cordillera, 152. Geological Society of America Memoir, Boulder, 388 pp.
- Sokoutis, D., Brun, J.P., Van Den Driessche, J. and Pavlides, S., 1993. A major Oligo-Miocene detachment in southern Rhodope controlling north Aegean extension. *J. Geol. Soc. Lond.*, 150: 243-246.
- Sonder, L.J., England, P.C., Wernicke, B.P. and Christiansen, R.L., 1987. A physical model for Cenozoic extension of western North America. In: M.P. Coward, J.F. Dewey and P.L. Hancock (Editors), *Continental extensional*. Geological Society Special Publication, London, pp. 187-201.
- Stewart, J.H., 1978. Basin-range structure in western North America: a review. In: R.B. Smith and G.P. Eaton (Editors), *Cenozoic tectonics and regional geophysics of the Western Cordillera*. The Geological Society of America, Boulder, pp. 1-31.
- Tirel, C., Brun, J.-P. and Burov, E., 2004. Thermomechanical modeling of extensional gneiss domes. In: D.L. Whitney, C. Teyssier and C.S. Siddoway (Editors), *Gneiss domes in orogeny*. Geological Society of America Special Paper, Boulder, Colorado.
- 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., 1985. Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. *Can. J. Earth Sci.*, 22: 108-125.
- Wernicke, B., 1990. The fluid crustal layer and its implications for continental dynamics. In: M.H. Salisbury and D.M. Fountain (Editors), *Exposed Cross-Sections of the Continental Crust*. Kluwer Academic Publishers.
- Wernicke, B., 1992. Cenozoic extensional tectonics of the U.S. Cordillera. In: B.C. Burchfield, P.W. Lipman and M.L. Zoback (Editors), *The Cordilleran Orogen: Conterminous U.S.* The Geological Society of America, pp. 553-581.
- Wernicke, B. and Axen, G.J., 1988. On the role of isostasy in the evolution of normal fault systems. *Geology*, 16(9): 848-851.

Chapitre 4

Dynamique et développement structural des dômes métamorphiques extensifs

RÉSUMÉ.....	109
DYNAMICS AND STRUCTURAL DEVELOPMENT OF METAMORPHIC CORE COMPLEXES.....	111
ABSTRACT.....	112
4.1. INTRODUCTION.....	113
4.2. THERMAL-MECHANICAL MODELLING	114
4.2.1. <i>Initial and boundary conditions</i>	114
4.2.2. <i>The numerical code</i>	116
4.2.3. <i>The numerical experiments</i>	118
4.3. THE DEVELOPMENT OF A MCC	119
4.4. ROLE OF THE INITIAL CRUSTAL THICKNESS.....	121
4.5. THE DYNAMICS OF MCC AS FUNCTION OF MOHO TEMPERATURE AND APPLIED VELOCITY	121
4.5.1. <i>Depth of the brittle-ductile transition</i>	122
4.5.2. <i>Initial graben width</i>	123
4.5.3. <i>Ductile crust exhumation and dome growth</i>	123
4.5.4. <i>Moho deflexion</i>	125
4.6. VARIATIONS IN THE STRUCTURAL AND THERMAL EVOLUTION	125
4.6.1. <i>Model with V= 0.33cm/y</i>	126
4.6.2. <i>Model with V= 1.00 cm/y</i>	127
4.6.3. <i>Model with V= 2.00 cm/y</i>	128
4.7. DISCUSSION	129
4.7.1. <i>The “geological window” for MCC</i>	129
4.7.2. <i>A simple concept of MCC</i>	129
4.7.3. <i>Location and stability of detachments</i>	132
4.7.4. <i>Implications for MCC in nature</i>	134
4.8. CONCLUSIONS	134
APPENDIX 1: THE LOCALIZING HETEROGENEITY IN MODELS	136
<i>Effects of the heterogeneity properties on model results</i>	136
<i>Possible natural equivalents of the anomaly</i>	136

Résumé

Cette nouvelle étude numérique a été réalisée dans le but de tester les paramètres principaux des conditions initiales appliquées aux modèles, notamment la température, la vitesse d'extension et l'épaisseur de la croûte continentale. Elle se complète par un examen des paramètres de l'anomalie.

Comme pour le chapitre 2, le code numérique thermo-mécanique PAROVOZ est utilisé pour étudier, à l'échelle lithosphérique, les conditions physiques favorables au développement des dômes métamorphiques extensifs (metamorphic core complexes ; MCC) ainsi que les types de déformation associés. Le développement des MCC requiert une croûte moyenne et inférieure suffisamment ductile pour permettre un fluage latéral et pour « nourrir » la croissance du dôme tout en maintenant une géométrie planaire du Moho. Dans ces modèles, cette configuration est obtenue pour une température initiale du Moho supérieure à 800°C et pour une épaisseur crustale minimum de 45 km.

Comme pour le chapitre 2, les dômes se forment en deux étapes majeures : i) la striction de la croûte supérieure fragile et, ii) l'amplification et l'élargissement du dôme. Pendant la première étape, le style de déformation est quasi-symétrique avec la formation d'un graben dans la croûte supérieure fragile. La transition vers la seconde étape se produit lorsque les premières couches, initialement sous la croûte fragile, atteignent la surface. Le dôme métamorphique est alors progressivement exhumé et le style de déformation devient fortement asymétrique avec le développement d'un détachement sur un flanc du dôme. Au vue de ces résultats, les dômes métamorphiques peuvent être comparés aux plis de cicatrice qui remplissent l'espace entre les boudins, observés à l'échelle de l'affleurement.

Le fluage horizontal dans la croûte ductile accommode le développement des MCC sur de larges distances pouvant atteindre plusieurs fois la largeur du dôme en surface. Ce fluage est responsable du développement de zones de cisaillement dans la croûte moyenne et au niveau du Moho.

Les détachements ne s'initient pas dès le début de l'extension, mais résultent d'une évolution progressive de la déformation. Au commencement du processus extensif, les zones d'intense déformation se localisent à la base du graben et dans des zones de cisaillement à l'intérieur de la croûte ductile. Ces zones de cisaillement se propagent le long des deux flancs du dôme vers la base du graben qui s'élargit, conduisant à une déformation symétrique sans détachement évident. Au début de l'exhumation, le système devient rapidement asymétrique avec la localisation d'un détachement le long de l'un des flancs du dôme, qui une fois formé, accommode l'élargissement de ce dernier. Par conséquent, le détachement n'apparaît pas être la cause de l'exhumation, mais plutôt la conséquence du processus d'exhumation du dôme.

Pour des températures au Moho de plus de 1000°C, les détachements deviennent versatiles en termes de localisation et de vergence et peuvent être instables (non permanents) au cours du temps. Pour de fortes valeurs d'extension, un détachement peut migrer dans l'espace ou disparaître et être remplacé par un nouveau avec une vergence opposée.

Dynamics and structural development of metamorphic core complexes

Céline Tirel

Géosciences Rennes UMR 6118 CNRS, Université de Rennes 1, Rennes, France.

Jean-Pierre Brun

Géosciences Rennes UMR 6118 CNRS, Université de Rennes 1, Rennes, France.

Evgenii Burov

Laboratoire de Tectonique UMR 7072 CNRS, Université Pierre et Marie Curie, Paris, France

Manuscrit à soumettre à Journal of Geophysical Research

Manuscript to be submitted to Journal of Geophysical Research

Abstract

The thermo-mechanical numerical code PAROVOZ is used to study, at lithosphere scale, the physical conditions that favour the development of metamorphic core complexes (MCC) and their patterns of deformation. The development of a MCC requires that the middle-lower crust is weak enough to flow laterally, to simultaneously feed an exhuming metamorphic dome and to maintain a flat Moho geometry. In the models, this is obtained for initial Moho temperatures of 800°C or higher and for minimum crustal thicknesses of 45 km.

Two successive stages of MCC development are identified, called here “upper crust necking” and “dome amplification and widening”. During the first stage, the deformation pattern is rather symmetrical and is dominated by the formation of a graben in the upper crust. The transition to the second stage occurs when the first layers, initially located below the brittle-ductile transition, reach the surface. Then a metamorphic dome is progressively exhumed and the deformation pattern becomes strongly asymmetrical with the development of a detachment on one dome limb.

According to these results, a MCC can be viewed as a crustal scale equivalent of the scar folds that fill the gap between separating boudins, at outcrop scale. Horizontal flow in the ductile crust accommodates the MCC development on distances several times larger than the dome itself and is responsible for the development of horizontal shear zones in the middle-lower crust and close to the Moho.

The detachments do not initiate at the onset of extension but result from a progressive evolution. At early stages of deformation, the highest strains are located at the base of the graben and in the horizontal shear zones in the ductile crust. These shear zones propagate upward along the two dome limbs towards the base of the opening graben, giving an almost symmetrical deformation pattern with no obvious detachment. Then, the system becomes rapidly asymmetrical with the localisation of a detachment along one dome limb that further accommodates the metamorphic dome widening. Therefore, a detachment is not the primary cause but more the consequence of the exhumation process of a metamorphic dome.

At initial Moho temperatures of 1000°C or more the detachments become versatile in terms of location and vergence and are not necessarily stable in time. At high values of dome widening, a detachment can migrate in space or can die out and be replaced by a new one with an opposite vergence.

4.1. Introduction

In continental orogenic domains, metamorphic core complexes (MCC) are domes, made of middle to lower crust rocks, exhumed and deformed during extension and surrounded by upper crustal rocks and sediments deposited at least partly during dome exhumation. Since their discovery in the Basin and Range of the Western US (Crittenden et al., 1980; Davis and Coney, 1979) they have been identified in the Aegean (Gautier et al., 1990; Gautier et al., 1993; Lister et al., 1984) as well as in other Alpine age mountain belts (Dewey, 1988) and in older orogenic belts: (e.g. Caledonian: Andersen et al., 1991; Norton, 1986; Hercynian: Van Den Driessche and Brun, 1989; Van Den Driessche and Brun, 1991). Their implications for the dynamics of large-scale continental extension have soon attracted considerable attention through field work, geophysical imaging and modelling. In particular, the low angle detachment faults that are the most striking tectonic feature of MCC became the matter of a vigorous debate concerning their origin and mechanics (Buck, 1988; Buck, 1991; Wernicke, 1981; Wernicke, 1985; Wernicke and Axen, 1988).

The overall structure of a MCC has a characteristic transverse size of some tens of kilometers. The dome core, made of metamorphic rocks, migmatites and granite bodies, is surrounded by upper crustal units and sediments deposited during dome formation. In one dome limb the upper crustal units lie in continuity on top of the metamorphic rocks whereas in the opposite limb they are separated by a low angle detachment fault. The detachment geometry is most often convex upward, with a flat-lying part on the dome's top and a more steeply dipping part along one limb. Within the metamorphic core, the dome shaped foliation envelope is associated with opposite senses of shear along opposite dome limbs. However, finite strain intensities are higher in the detachment zone, as demonstrated by the common presence of C/S mylonites. Due to cooling during dome rise, the brittle-ductile transition migrates downward with respect to the exhuming dome. Consequently, rocks that were previously ductile become brittle as observed in most MCC that exhibit complex superposition of brittle deformation on ductile fabrics. In the detachment zone, high temperature mylonites are commonly reworked by cataclasites and breccias.

The two-decade debate about the origin of low angle detachments has opposed two main types of explanations. The "simple-shear model" (Wernicke, 1981; Wernicke, 1985) postulates that detachment initiate as low angle normal faults through the whole crustal, with dips lower than 30°. This model has been later modified to incorporate specific structural features like the footwall arching (Spencer, 1984) or the development of multiple and sequential detachment (Lister and Davis, 1989). The "rolling hinge model" (Buck, 1988; Hamilton, 1988; Wdowinski and Axen, 1992; Wernicke and Axen, 1988) Axen and Bartley, 1997 considers that detachments originate from the sequential development of high angle normal faults. With increasing extension, the isostatic footwall uplift migrates with the withdrawing hanging wall. High angle normal faults are rotated to low dips, and then abandoned as a new fault develop in the hanging wall, a process that creates a flat-lying detachment, at finite amplitude of displacement. Whereas the first type of model is not easy to reconcile with the Anderson's theory of faulting (Anderson, 1951; Hubbert, 1937) related to Mohr-Coulomb criterion of plastic failure, it has defenders and the debate is still continuing (e.g. Livaccari et al., 1995; Wernicke, 1995; Westaway, 1999; Wills and Buck, 1997; Lavier et al., 2000).

The underlying flat Moho geometry below MCC (Basin and Range: Allmendinger et al., 1987; Hauser et al., 1987; Aegean: Makris, 1978; Sachpazi et al., 1997) is an important constraint for the dynamic understanding. As argued by Block and Royden (1990) Buck (1991) and, more recently, by McKenzie et al. (2000) the evidence for a flat Moho requires ductile crust flow at the regional-scale. This is favoured in areas where the continental crust is previously thickened and thermally relaxed, leading to Moho temperatures higher than 700°C (e.g. England and Bickle, 1984; Gaudemer et al., 1988). Lithosphere strength is then strongly reduced allowing gravitational collapse to occur (Sonder et al., 1987; Ranalli, 1997). This concept of MCC development in a thickened crust involving a thick and weak ductile layer able to flow horizontally is already incorporated in the conceptual model of “fluid crustal layer” of Wernicke (1990) and is the basis of numerical and experimental models of Wdowinsky and Axen (1992), Burov and Cloetingh (1997) and Brun et al. (1994) respectively.

In most available field studies and also models, the emphasis is put on the detachment zone itself and rather little attention is paid to the MCC proper –i.e. the exhumed metamorphic dome. Consequently, the exact nature of the relationship between the detachment and the MCC is a question that remains open. More precisely, it is generally assumed that the detachment initiates at an early stage of extension and that it further controls the exhumation of the ductile crust. However, this is not obvious and merits to be carefully considered. Moreover, even if the requirement for ductile crustal flow to occur on a regional scale is now well established, the relationship between the kinematics of deformation at surface, as it is portrayed from field studies, and the deformation processes occurring in the middle-lower crust is poorly known. In other terms, rather little is known concerning the dynamics, structure and deformation pattern of MCC at crust and lithosphere scales. It was the purpose of the study presented here to attempt bringing some answers to the above questions using thermo-mechanical lithosphere-scale models

In the present paper, a first series of numerical experiments is used to calibrate the models, in terms of initial crustal thickness and mantle heat flow. The second one is aimed to find the combination of boundary velocity and initial Moho temperatures suitable for the development of MCC. The models of the second series simulate the asymmetric extension of a “hot lithosphere” with a 60 km thick crust and Moho temperatures in the range 710-1310°C. These models describe the evolution of progressive deformation and thermal state at crustal scale. The results illustrate the initial necking of the upper crust, the shape evolution of exhuming metamorphic domes, the ductile crust flow and crustal scale patterns of shear zones including detachments. The results are used to define a “geological window” for MCC and to propose a modified concept of MCC and associated detachments. The variability of detachments is discussed in terms of location, vergence and stability in time.

4.2. Thermal-mechanical modelling

4.2.1. Initial and boundary conditions

The model (Figure 4-1) consists in a rectangular box (400 x 100 km) representing a 60km thick continental crust lying above a 40km thick lithospheric mantle. The numerical grid is made of 200 x 50 quadrilateral bilinear elements (2 km x 2 km) each element being subdivided in the two pairs of triangular sub-elements (4000 triangular sub-elements). For

consistency with natural and analogue model, a horizontal displacement was applied at one lateral boundary of the model (on the left in Figure 4-1), the other one being fixed. The model surface is free and the bottom boundary condition is represented by a pliable Winkler basement, which implies vertical normal stresses proportional to vertical displacement of the boundary multiplied by the density contrast (Burov and Cloetingh, 1997). For the initial thermal field, we use four conductive geotherms G1 to G4 (Figure 4-1b), corresponding to four different values of mantle heat flow that cover all possible range of initial thermal conditions. The surface temperature is fixed at 0°C and zero heat flow (no heat exchanges with surrounding region) is set as the lateral thermal boundary condition.

The continental crust has an average quartz diorite-type composition, with a density of 2800 kg/m³. We graphically visualize crustal evolution using three passive marker layers that trace upper, middle and lower crust. The latter is divided, itself, into two sub-layers graphically represented with different colors, for better visual tracing of the developing structures. The lithospheric mantle is composed of olivine with a density of 3300 kg/m³.

An inherited local heterogeneity is placed at the base of the middle crust to localize strain in the centre of the model at the onset of deformation (Table 1). Such a heterogeneity could correspond in nature to a granitic intrusion, as commonly observed in orogens. A series of 9 models has been computed to study the effects of this local perturbation on model evolution, whose results are presented and discussed in appendix 1.

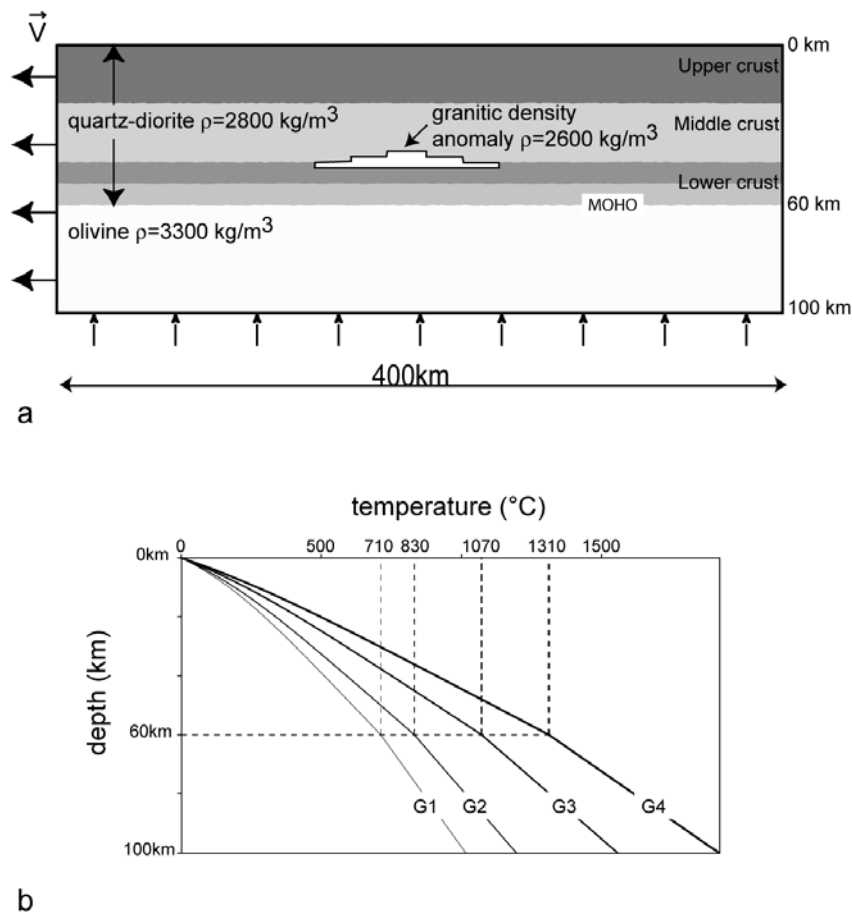


Figure 4-1: Model geometry, velocity boundary conditions and initial geotherms with Moho temperatures at 60 km depth. For model parameters see Table 1. Note the presence of a density anomaly at base of the middle crust at the model centre.

The rheology of the materials in the model is non-linear, brittle-elasto-ductile (Table 1). The material parameters for ductile creep come from Ranalli and Murphy (1987) for the quartz diorite, Kirby and Kronenberg (1987) for the granite inclusion, and Brace and Kohlstedt (1980) for olivine (Table 1). Ductile creep is described by an experimental uniaxial power law relationship between strain rate and stress (Kirby and Kronenberg, 1987)

$$\dot{\varepsilon} = A_0(\sigma_1 - \sigma_3)^n \exp(-H / RT), \quad (1a)$$

where $\dot{\varepsilon}$ is the strain rate, T is the temperature in °K, σ_1 and σ_3 are the principal stresses, and A_0 , H , R , and n are material constants (Table 4-1), R is the universal gas constant. Inside the numerical code, the relationship (1a) is used to compute instantaneous effective viscosity μ_{eff} . For that it is converted into tri-axial form using second invariant of strain rate e_{II}^d and geometrical proportionality factors:

$$\mu_{eff} = e_{II}^{d(1-n)/n} (A^*)^{-1/n} \exp(H(nRT)^{-1}) \quad (1b)$$

where $e_{II}^d = (Inv_{II} e_{ij}^d)^{1/2}$ and $A^* = \frac{1}{2} A_0 * 3^{(n+1)/2}$.

The brittle rheological term is approximated by Mohr-Coulomb plasticity with a friction angle 30° and a cohesion of 20 MPa that fits the experimental Byerlee's law of frictional brittle failure (Gerbault et al., 1999). The values for the elastic moduli are $E = 80$ GPa and $\nu = 0.25$ (Young's modulus and Poisson coefficient, respectively) (Turcotte and Schubert, 2002).

4.2.2. The numerical code

The large-strain thermo-mechanical code PAROVOZ (Poliakov et al., 1993) used for our computations is a hybrid finite element/finite differences, fully explicit, time-marching Lagrangian algorithm, derived from the algorithm used in *FLAC*® (Cundall, 1989). This widely used algorithm was described in detail in several previous studies (Burov and Poliakov, 2001; Cundall, 1989; Le Pourhiet et al., 2004; Poliakov et al., 1993). We therefore limit the description of the code to explanation of its basic features.

The code solves equilibrium problem for brittle-elasto-ductile media using general 2nd Newton's law equations of motion in the continuum mechanics formulation:

$$\frac{\rho \partial v_i}{\partial t} - \frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_j} - \rho g_i = 0, \quad (2)$$

where v is velocity, ρ is density, t is time, g is acceleration due to gravity, and σ is stress.

This method allows the use of a small strain formulation for large strain problems because the Lagrangian mesh moves and deforms with the material. At each time step, the new positions of the grid nodes are calculated from the current velocity field and updated in large strain mode accounting for rotation of principal stress axes (Jauman's corotational objective derivative). Solutions for velocities at mesh nodes are used to calculate element strains ε_{ij} that are employed in the constitutive relations yielding element stresses σ_{ij} and forces $\rho \partial v_i / \partial t$. The latter provide input for the next step of calculation. In quasi-static mode, the algorithm uses artificial inertial masses to suppress inertial effects and accelerate the computations (Cundall, 1989). The mechanical and constitutive equations are coupled with the heat transport equations, Boussinesq approximation is used to account for body forces due to thermal expansion:

$$\text{div}(\mathbf{k}\nabla T) - \rho C_p \frac{\partial T}{\partial t} + H_r = \mathbf{v}\nabla T, \quad (3)$$

$$\rho = \rho_0(1 - \alpha(T - T_0)) \quad (4)$$

where \mathbf{v} is the velocity vector, C_p is the specific heat, k is the thermal conductivity, H_r is the heat production (radiogenic and frictional dissipation) per unit volume, α is the coefficient of thermal expansion (Table 4-1) used in the state equation (4).

The right-hand side of the equation (3) is calculated directly from equations (2), while the left-hand side is computed using a separate numerical scheme. A dynamic relaxation technique, based on the introduction of artificial inertial masses in the dynamic system (Cundall, 1989), is used to increase the internal time step and accelerate the solution of the governing equations (2).

An important feature of the method relates to its capacity to handle nonlinear temperature, stress and strain rate dependent rheologies and, specifically, to its capability to localize non-predefined brittle faulting (Cundall, 1990; Lavier et al., 2000). The other important feature of this method is that the code is fully thermally coupled and that each grid element simultaneously includes all three rheological terms, brittle, elastic and ductile. Thus the local deformation mode may change from brittle to ductile or elastic, depending on mechanical and temperature conditions.

Variables	Values and Units	Comments
Initial crustal thickness C_{thick}	30, 45, 60 km	Continental crust
Boundary velocity V	0.33, 0.66, 1, 1.32, 2, 2.66 cm.y ⁻¹	Applied on left side
Mantle heat flux MHF	25, 30, 40, 50 mW.m ⁻²	Applied geotherms
Initial Moho temperature T_{Mi}	710, 830, 1070, 1040°C	Calculated temperatures
Parameters	Values and Units	Comments
Power law constant A_1	1.26×10^{-3} MPa ⁻ⁿ .s ⁻¹	Quartz-diorite (crust)
Power law constant n_1	2.4	Quartz-diorite (crust)
Creep activation enthalpy H_1	219 kJ.mol ⁻¹	Quartz-diorite (crust)
Power law constant A_2	1.25×10^{-9} MPa ⁻ⁿ .s ⁻¹	Granite (anomaly)
Power law constant n_2	3.2	Granite (anomaly)
Creep activation enthalpy H_2	123 kJ.mol ⁻¹	Granite (anomaly)
Power law constant A_3	7×10^4 MPa ⁻ⁿ .s ⁻¹	Olivine (mantle)
Power law constant n_3	3	Olivine (mantle)
Creep activation enthalpy H_3	520 kJ.mol ⁻¹	Olivine (mantle)
Density ρ_1	2800 kg.m ⁻³	Crust
Density ρ_2	2600 kg.m ⁻³	Granite (anomaly)
Density ρ_3	3300 kg.m ⁻³	Mantle
Thermal conductivity k_1	2.5 W.m ⁻¹ .K ⁻¹	Crust
Thermal conductivity k_2	3.3 W.m ⁻¹ .K ⁻¹	Mantle

Table 4-1. Variables and parameters used in models

4.2.3. The numerical experiments

Two series of numerical experiments were carried out i) to calibrate the initial and boundary conditions of the models and ii) to establish a combination of parameters favorable for the development of metamorphic core complexes (Table 4-1).

The first series consider the combined effects of initial crustal thickness C_{thick} and mantle heat flow MHF . 12 models were tested with $C_{thick} = 30, 45$ and 60 km and $MHF = 25, 30, 40$ and 50 mW/m², leading to geotherms G1 to G4. As it will be shown in the following, the results of these experiments suggest that the most suitable initial crustal thickness is 60 km, value that was therefore retained for the second series of experiments (Figure 4-1a).

The second series of experiments consider the combined effects of the applied extension rate V and the initial Moho temperature T_{Mi} , resulting from geotherms G1 to G4. Horizontal displacement is applied at the left vertical boundary with $V = 0.33, 0.66, 1.00, 1.32, 2.00$ and 2.66 cm/y and initial Moho temperatures $T_{Mi} = 710^\circ\text{C}, 830^\circ\text{C}, 1070^\circ\text{C}$ and 1310°C . Coupling the above values of parameters V and T_{Mi} , 24 models were computed in order to perform a parametric study.

4.3. The development of a MCC

The deformation history of all models can be divided into two successive stages, namely the “upper crust necking” and the “dome amplification” (Tirel et al., 2004), illustrated here using an example with applied velocity $V = 0.66$ cm/y and initial Moho temperature $T_{Mi} = 830^\circ\text{C}$ (Figure 4-2). Taking a 40 km depth as the reference level, the dome amplification curve shows that, after a stage during which the upper crust undergoes a necking instability (Figure 4-2a), amplification is a nearly linear function of time until the exhumation of deep material to the surface (Figure 4-2b). The Moho depth curve also displays a rather linear pattern, up to the onset of ductile crust exhumation, after which the Moho depth continues to decrease but extremely slowly (Figure 4-2b).

At an early stage of extension (4.8 Ma; Figure 4-2a), the upper crust undergoes a necking instability located above the density heterogeneity. Necking is accommodated by steep conjugate normal faults, defining a symmetrical graben as illustrated by the variations of total shear strain intensity (Figure 4-2c). On both graben sides, the upper crust remains mostly undeformed. In the middle and lower crust, the graben opening is laterally accommodated by channel flows leading to a conjugate pattern of flat lying shear zones (Figures. 4-2c and d). Higher strain intensities are located within the shear zones close to the Moho.

During the second stage, the dome amplifies rapidly (evidently accelerated by Rayleigh-Taylor instability) and the upper crust undergoes extreme thinning and rupture. The dome shape becomes rapidly asymmetrical (Figures. 4-2a). Between 7.3 and 13.3 Ma, the middle crust reaches the surface. As the lower crustal layer rises nearly vertically in the dome core, the middle crust undergoes layer parallel shearing, with opposite senses of shear on right and left dome limbs, and strong layer perpendicular shortening.

Variations in total shear strain intensity (Figures. 4-2c and d) show the evolution of the shear zone pattern that becomes progressively asymmetrical. From 4.8 to 13.3 Ma, one of the basal middle crust shear zones bend upward and connects to the zone of strain concentration at graben base giving at the end of evolution a sigmoidal shear zone at crustal scale. It is an extensional detachment with three main parts: flat at the dome top, steeply dipping along the dome limb, and flat again in the middle crust.

An overhang develops in the dome limb opposite to the detachment, adding to the overall dome asymmetry (Figures 4-2a and d). This particular feature displays a close geometrical relationship with the flat-lying shear zone located in the middle crust. Above the shear zone, the upper part of the dome is transported laterally, away from the detachment. Below the shear zone, the lower crust flows towards the dome. As a result, the dome limb is progressively distorted at the tip of the shear zone forming an overhang at middle crust level.

Up to 7.3 Ma, the 400 and 600°C isotherms (Figure 4-2a) are folded together with the initial layering, showing that the early stages of evolution are close to adiabatic state. During further stages of dome widening, the middle and lower crustal interfaces are strongly advected towards the surface, within the domes, so that they are found above the 400°C and 600°C isotherms. Since the ductile-brittle transition occurs at temperatures nearing 400°C, the upper part of domes becomes cold enough to switch to the brittle regime. Since the brittle properties of rocks are rock-type independent (Byerlee, 1978), this part is mechanically integrated into the upper brittle crust. During dome widening, the geometrical pattern of isotherms also becomes asymmetrical with a tightening related to the detachment zone.

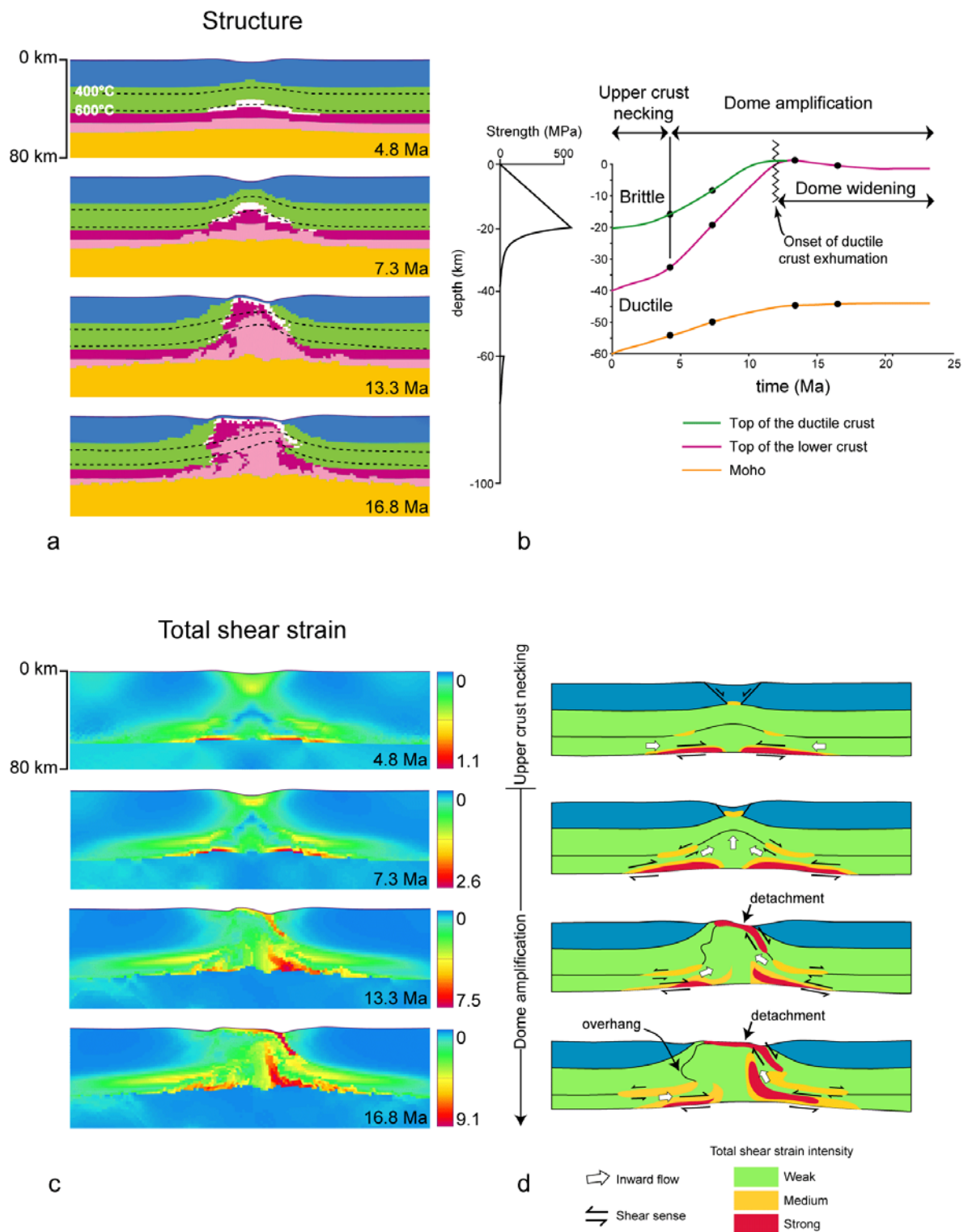


Figure 4-2: Sequence of sections showing the evolution of a metamorphic core complex at lithosphere scale, with boundary velocity $V = 0.66 \text{ cm/y}$ and initial Moho temperature $T_{Mi} = 830^\circ\text{C}$, showing the two main stages of “upper crust necking” and “dome amplification”. a) Bulk structure and of 400°C and 600°C isotherms, b) Lithosphere strength profile at the onset of extension and curves of vertical displacement of the initial brittle-ductile transition, the lower crust top and the Moho, c) Pattern of total shear strain, d) Pattern of shear zones at the crustal scale. Stages of evolution are given in Ma.

4.4. Role of the initial crustal thickness

The 12 models calculated for three values of initial crustal thickness $C_{Ti} = 30, 45$ and 60 km and four initial Moho temperatures $T_{Mi} = 710, 830, 1070$ and 1310°C clearly identify two domains characterized by the development of MCCs and by crustal necking. In a transitional band, the crust is affected by rather homogeneous crustal stretching (Figure 4-3). As previously stated by Buck (1991), this confirms that the development of MCCs requires thick crusts and high Moho temperatures.

The calculation of the brittle-ductile transition depth in these 12 models shows that the MCC domain is characterized by a thickness of ductile crust of more than 2/3 of the total crustal thickness.

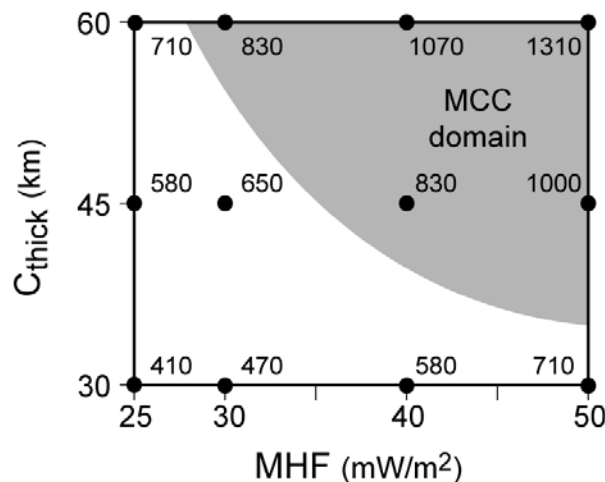


Figure 4-3: Initial Moho temperatures as a function of crustal thickness and mantle heat flow. The favourable domain of MCC development is shaded.

4.5. The dynamics of MCC as function of Moho temperature and applied velocity

Model runs were carried out over a large spectrum of initial and boundary conditions in order to examine some critical output structural and dynamic parameters. The range of velocity V , applied at one of the model lateral boundaries, well corresponds to those expected to occur in nature, from 0.33 to 2.66 cm/y. The mantle heat flux was varied such that Moho temperatures at the onset of extension T_{Mi} vary from 710°C to 1310°C . Such a range of Moho temperatures includes those normally expected to occur in a 60 km thick crust. Therefore, the grid of the 24 computed models (Table 4-1) is potentially able to constrain the geological feasibility of the results.

The output model parameters considered in the following part of this study mostly concern geometrical and/or dynamical features that can be observed and/or measured in nature, such as graben widths, timing of ductile crust exhumation, growth rate of MCCs and Moho deflexion. Some other parameters that cannot be directly observed or measured in nature, like the brittle-ductile transition depth, were also studied to help the interpretation. Output parameters are plotted as functions of V and T_{Mi} and contoured in this frame using the GMT software (Generic Mapping Tools; Wessel and Smith, 1995). Resulting parameter

contours show second order variations that result more from intrinsic model fluctuations (i.e., interactions between striction and Rayleigh-Taylor instabilities) than to uncertainties in the parameter values. Therefore, more importance must be attributed to the general trends than to these second order variations. As the absolute values of the output parameters depend on the generally poorly constrained material properties chosen for the definition of models, they must be handled with caution. However, their relative variations are significant.

4.5.1. Depth of the brittle-ductile transition

In all experiments, a single zone of brittle–ductile transition is located in the crust and corresponds to the major strength peak (Figures 4-4b and c). At $T_{Mi}=710^{\circ}\text{C}$ strength profiles, display a second strength peak that corresponds to the compositional change across the Moho (Figure 4-4b). With increasing temperature, this Moho strength peak disappears and the lithosphere strength is nearly entirely represented by the brittle upper crust. The depth of the brittle-ductile transition $D_{B/D}$ is located around 22-24 km at $T_{Mi}=710^{\circ}\text{C}$ (Figure 4-4b) and decreases with increasing temperature to around 13-15 km at $T_{Mi}=1310^{\circ}\text{C}$ (Figure 4-4c). The contoured values of the $D_{B/D}$ show that it is not only temperature dependant but also slightly dependant to velocity. Note that the $D_{B/D}$ gradient is stronger at the lower T_{Mi} values.

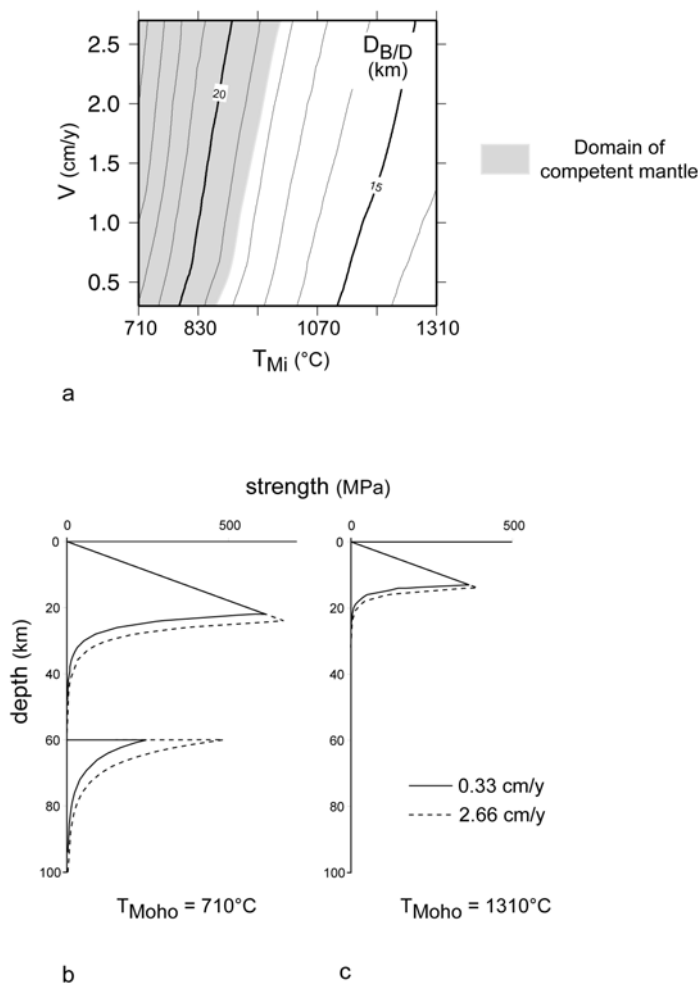


Figure 4-4: a) Initial depth of the brittle-ductile transition ($D_{B/D}$) as a function of boundary velocity and initial Moho temperature (Isolines every 1 km). The domain where the sub-Moho mantle strength is higher than the ductile crust strength is shaded, b and c) Lithosphere strength profiles for models located at the four corners of the diagram (a) with $T_{Mi} = 710$ and 1310°C and $V = 0.33$ and 2.66cm/y .

4.5.2. Initial graben width

In all models, deformation starts with the development of a graben in the upper brittle crust (Figure 4-5b) defined by conjugate shear bands with a 45° dip (Figure 4-3). The initial graben width W_{Gi} is measured as the distance between the two topographic highs located on graben borders (Figure 4-5b). The initial graben width basically depends on the integrated strength of the crustal layers, which is directly related to the depth of the brittle-ductile transition. For this reason, as a whole, W_{Gi} decreases with increasing temperatures (decreasing integrated strength) from 36 to 80 km. At T_{Mi} values higher than 830°C , W_{Gi} also increases as a function of velocity, since the integral strength of the ductile layers is proportional to the strain rate.

The above results indicate that the initial graben width can be considered as a direct function of the brittle-ductile transition depth (Compare Figure 4-5a with Figure 4-4a). This relationship, already pointed out by Allemand and Brun (1991), results from the fact that the conjugate shear zones that define the graben join each other in the transition zone, at initiation.

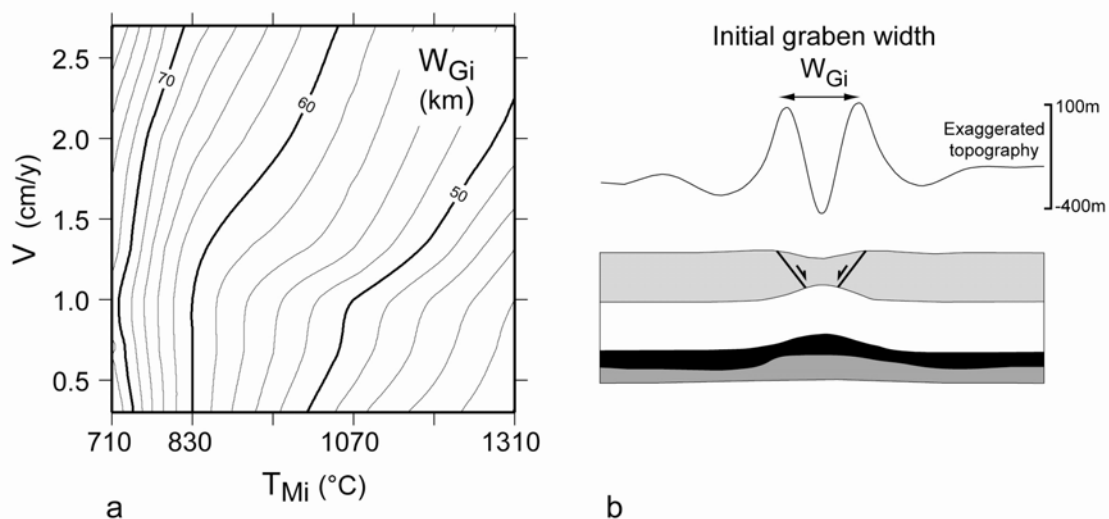


Figure 4-5: Initial graben width (W_{Gi}) as a function of boundary velocity (V) and initial Moho temperature (T_{Mi}), with isolines every 2 km. (a). Exaggerated topographic profile and cross-section of a model (b).

4.5.3. Ductile crust exhumation and dome growth

The onset of ductile crust exhumation t_{exh} corresponds to the time at which the layer initially located immediately below the brittle-ductile transition arrives to the surface (Figure 4-6a). It varies from 2 to 30 Ma, mostly as a non linear function of velocity (Figure 4-6b). For T_{Mi} values higher than 830°C , t_{exh} shows a slight decrease with increasing temperatures, especially below $V=1.0-1.5$ cm/y. For low values of T_{Mi} and high values of velocity, t_{exh} shows a significant temperature dependence.

The time necessary to exhume a 60 km wide dome (Figure 4-6a) is chosen here as an estimate of critical growth time (t_{60km}). The diagram showing the variations of t_{60km} from 4 to 35 Ma displays a pattern (Figure 4-6c) similar to the one obtained for t_{exh} (Figure 4-6b) –i.e. the same type of dependence to temperature and velocity. In nature, this time may be different as it also dependent on the variable erosion rate. However, the general tendencies would remain unchanged (Burov et al., 2003).

The diagram showing the difference t_{diff} , between t_{60km} and t_{exh} displays two domains of dome growth (Figure 4-6d). Above $V= 1$ cm/y, t_{diff} is lower than 5 Ma, indicating that a 60 km wide MCC is built in rather short geological times. Below $V= 1$ cm/y, t_{diff} is in the range of 5-15 Ma. More generally, the comparison of t_{exh} (Figure 4-6b) with t_{diff} (Figure 4-6d) shows that the onset of ductile crust exhumation is from once to twice the time necessary to enlarge the ductile dome up to 60 km.

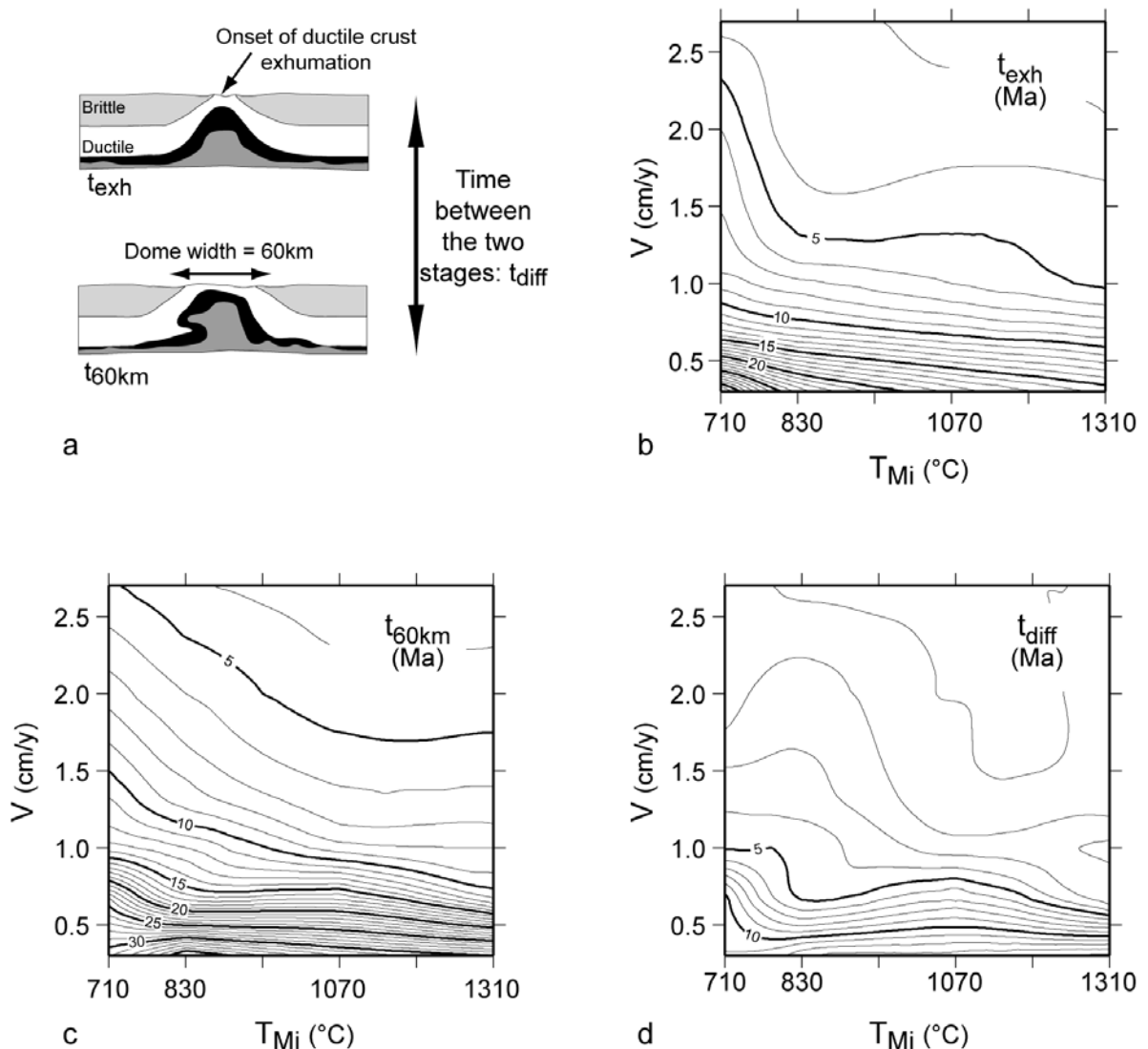


Figure 4-6: Critical times (in Ma) for the onset of ductile crust exhumation (t_{exh}) and for a 60 km dome widening (t_{60km}). Sketches of a model showing the onset of ductile crust exhumation and a 60 km dome widening (a). Plots of t_{exh} (b), t_{60km} (c) and $t_{diff} = t_{60km} - t_{exh}$ (d) as functions of the boundary velocity V and the initial Moho temperature T_{Mi} with isolines every 1 Ma.

4.5.4. Moho deflexion

A maximal upward deflexion of the Moho (M_d) is observed below the exhumed ductile dome. However, due to the irregularities of the output image close to one pixel size (see on Figure 4-8), precise measurement and detailed contouring of M_d values, in the V - T_{Mi} space, are not possible. Therefore, the figure 7 simply identifies two domains of low and high Moho deflexion, in models with a 60 km dome width (Figure 4-7). For T_{Mi} values higher than 830°C , the Moho deflexion is lower than 10km, leading to Moho slope values lower than $3\text{-}4^\circ$. For T_{Mi} values lower than 830°C , Moho deflexion can reach extremely high values up to 35 km, leading to Moho slopes in the order of $5\text{-}11^\circ$.

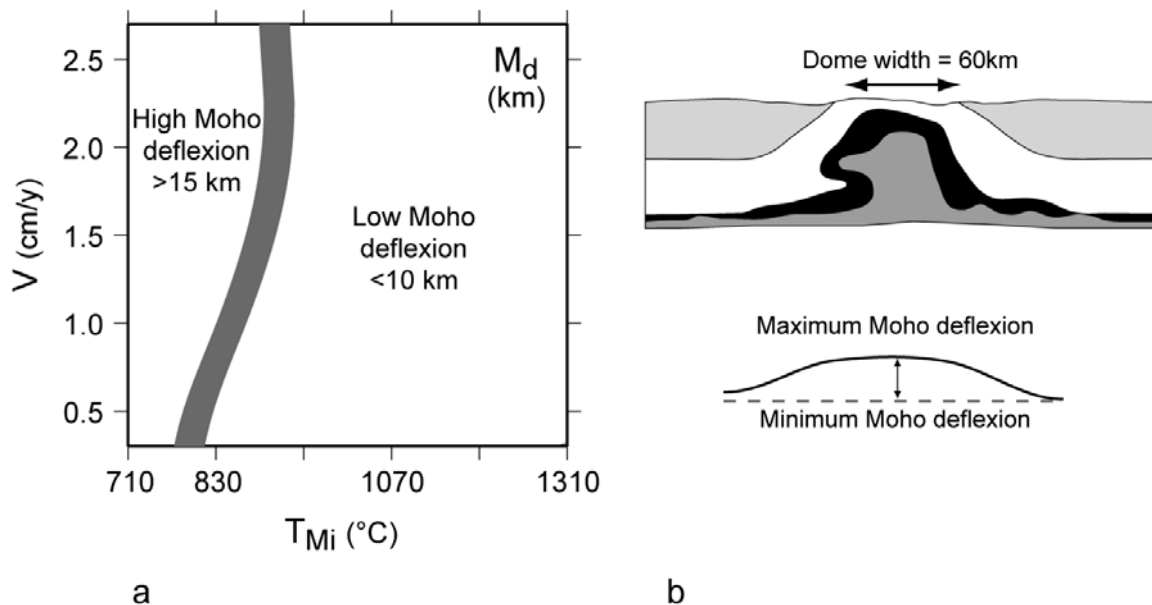


Figure 4-7: Moho deflexion (in km) as a function of boundary velocity (V) and initial Moho temperature (T_{Mi}) for a 60 km wide dome. a) Diagram showing the domains of low (<10 km) and high (> 15 km) Moho deflexion. The domain of low Moho deflexion is considered as a good approximation for the V and T_{Mi} conditions that favour the development of MCC. b) Sketch showing how the Moho deflexion is measured.

4.6. Variations in the structural and thermal evolution

The whole set of models that have been computed displays the same basic two-stage evolution leading to the same basic structural features, as described above for the model with $V = 0.66$ cm/y and $T_{Mi} = 830^\circ\text{C}$ (Figure 4-2). However, significant differences appear in the internal structure, strain patterns and progressive deformation as a function of V and T_{Mi} , in particular concerning the symmetry/asymmetry of strain patterns and its relationship with boundary displacements. Therefore, three other models with an initial Moho temperature $T_{Mi} = 1070^\circ\text{C}$ are presented here to exemplify some typical trends.

4.6.1. Model with $V = 0.33 \text{ cm/y}$

During the necking stage, like in all models, the base of the graben is characterized by zone of high strain. Two other domains of high shear strain appear in the middle crust, below the graben shoulders, with a rather irregular shape (Figure 4-8a). At 18.1 Ma, these two zones, with more regular contours, connect upward to form a bell-shaped pattern whose apex is exhumed at surface and whose limbs are steeply dipping against the upper brittle crust and flat lying downward. At this stage of evolution, which corresponds to the onset of ductile crust exhumation, the metamorphic dome is symmetrical with two detachments of equal value. At 25.4 Ma, the whole structure is asymmetrical with one well-developed detachment, on the left limb of the dome. On the other limb, the shear zone has stopped developing. The horizontal shear zones in the middle crust have elongated. At 31.7 Ma, the bulk structure is comparable to the previous one and the dome at surface is now 60 km wide. However, in the middle crust, the horizontal shear zone, opposite to the main detachment, has propagated horizontally within the dome base.

Note that the main detachment (Figure 4-2), after a first period of rather symmetrical evolution, locates along the left dome limb, toward the moving boundary and that an overhang develops at the base of the right dome limb.

The isotherm pattern remains symmetrical during a long part of the evolution. At 31.7 Ma, it is asymmetrical with a tightening close to the detachment zone.

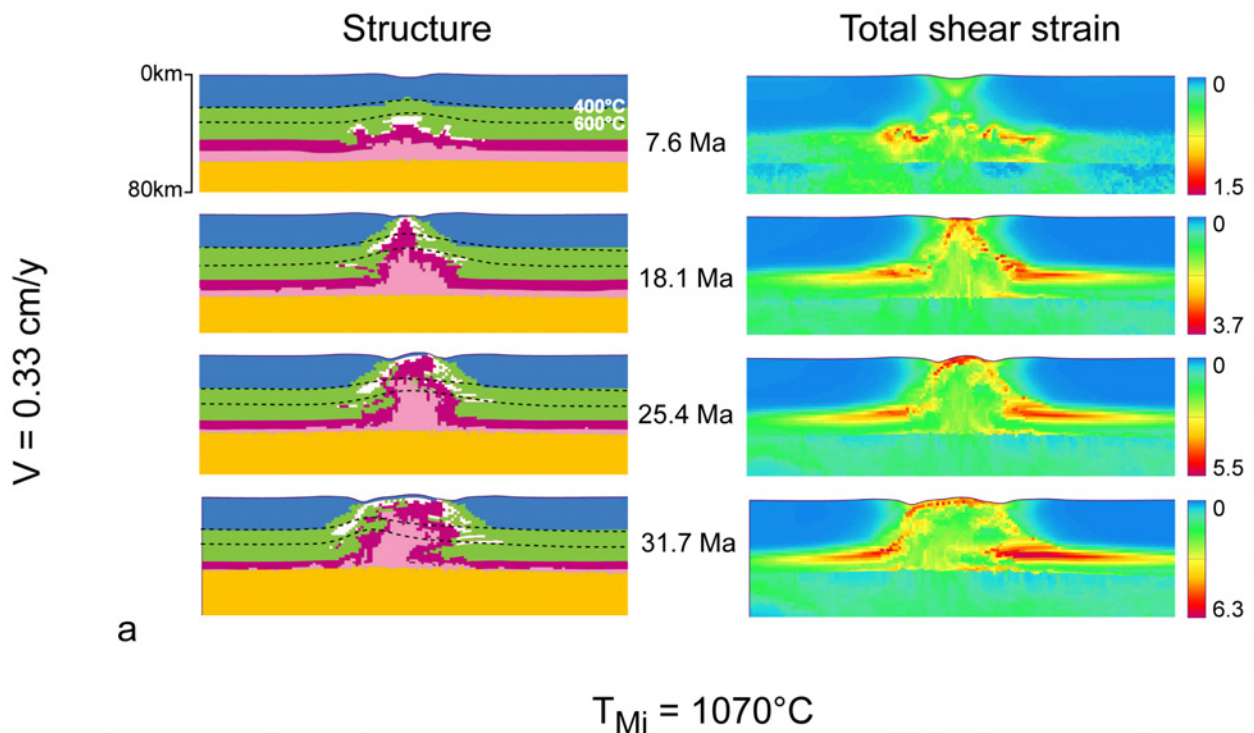


Figure 4-8a: Evolution in time (in Ma) of the structure, the 400-600°C isotherms and the variation of total shear strain models with $T_{Mi} = 1070^{\circ}\text{C}$ and boundary velocities $V = 0.33 \text{ cm/y}$. The major detachment is located along the right limb of the dome. The models present a reverse anticline and a recumbent syncline in the ductile crust, in the dome limb opposite to the detachment.

4.6.2. Model with $V = 1.00 \text{ cm/y}$

Up to 8.6 Ma, the deformation pattern remains rather symmetrical (Figure 4-8b) and then, like in the previous model, it becomes asymmetrical with a detachment located on the left limb of the dome. At 14.9 Ma, the horizontal shear zone located in the middle crust, opposite to the detachment, propagates within the dome bending upward to reach the surface and to intersect the flat part of the detachment. Between the detachment and this concave-shape shear zone, the lower ductile crust rises vertically.

The overhang in the right dome limb is here strongly amplified giving a strong internal asymmetry of the dome at crustal scale. The reverse anticline of the upper part and the recumbent syncline of the lower part have a common inverted limb of around 60 km long.

The isotherm pattern also remains symmetrical up to 8.6 Ma but with bulk isotherms tightening at dome scale, since the earliest stages. The pattern becomes strongly asymmetrical at 14.9 Ma, in close relationship with the detachment and the upward concave shear zone.

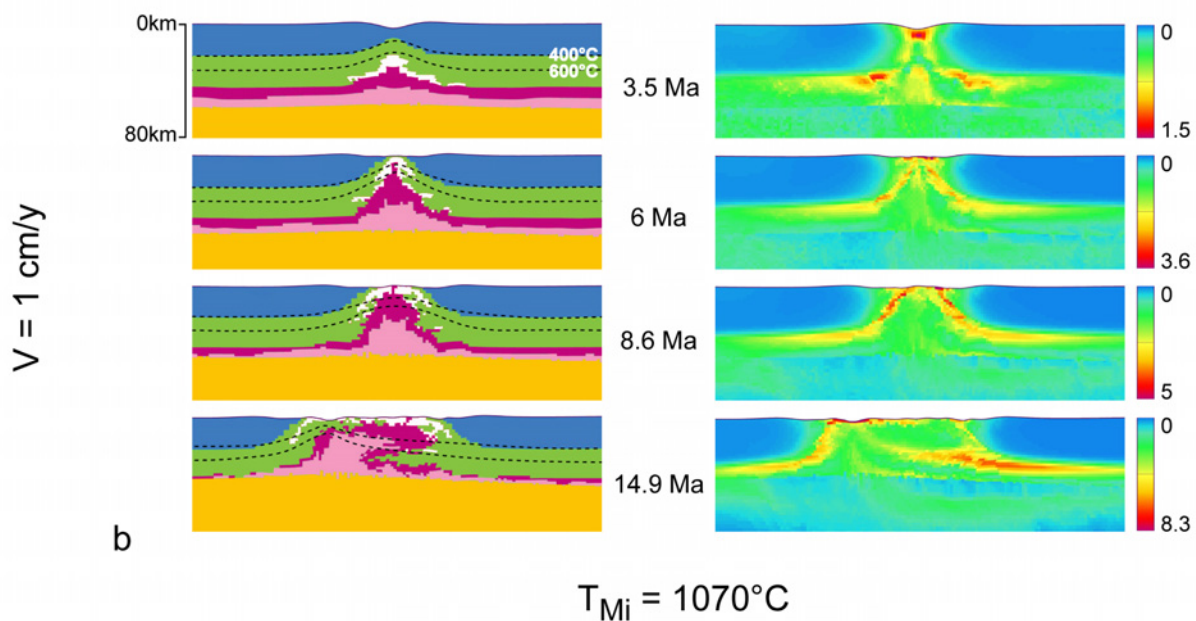


Figure 4-8b: Evolution in time (in Ma) of the structure, the 400-600°C isotherms and the variation of total shear strain models with $T_{Mi} = 1070^{\circ}\text{C}$ and boundary velocities $V = 1 \text{ cm/y}$. The major detachment is located along the right limb of the dome. The models present a reverse anticline and a recumbent syncline in the ductile crust, in the dome limb opposite to the detachment. The major horizontal shear zone located in middle crust to the right side of the model propagates inside the dome core (at 14.9 Ma).

4.6.3. Model with $V = 2.00 \text{ cm/y}$

The evolution of deformation is comparable to the previous model, except that after the stage of symmetrical evolution the detachment localizes on the right limb of the dome (3.5 Ma; Figure 4-8c). Further widening of the dome occurs along the same detachment (6.7 Ma) until the horizontal shear zone of the middle crust enters into the dome base and propagates toward the surface along an upward bent trajectory (10.1 Ma). The upper flat lying part of the detachment is then cut, like in the previous model, but its steep part along the dome limb is itself truncated downward and consequently the previous detachment is abandoned.

The overhang that is already well developed at 6.7 Ma, in the left limb, is further amplified giving the same type of reverse anticline and recumbent syncline than observed in the previous models but however in the opposite dome limb (10.1 Ma; Figure 4-8c).

The thermal evolution is similar to the one described for the previous model, up to 6.7 Ma. Then the apex of the isotherms culmination is shifted toward the dome centre. This is correlated with the abandonment of the early detachment and the propagation of the mid-crustal shear zone within the dome.

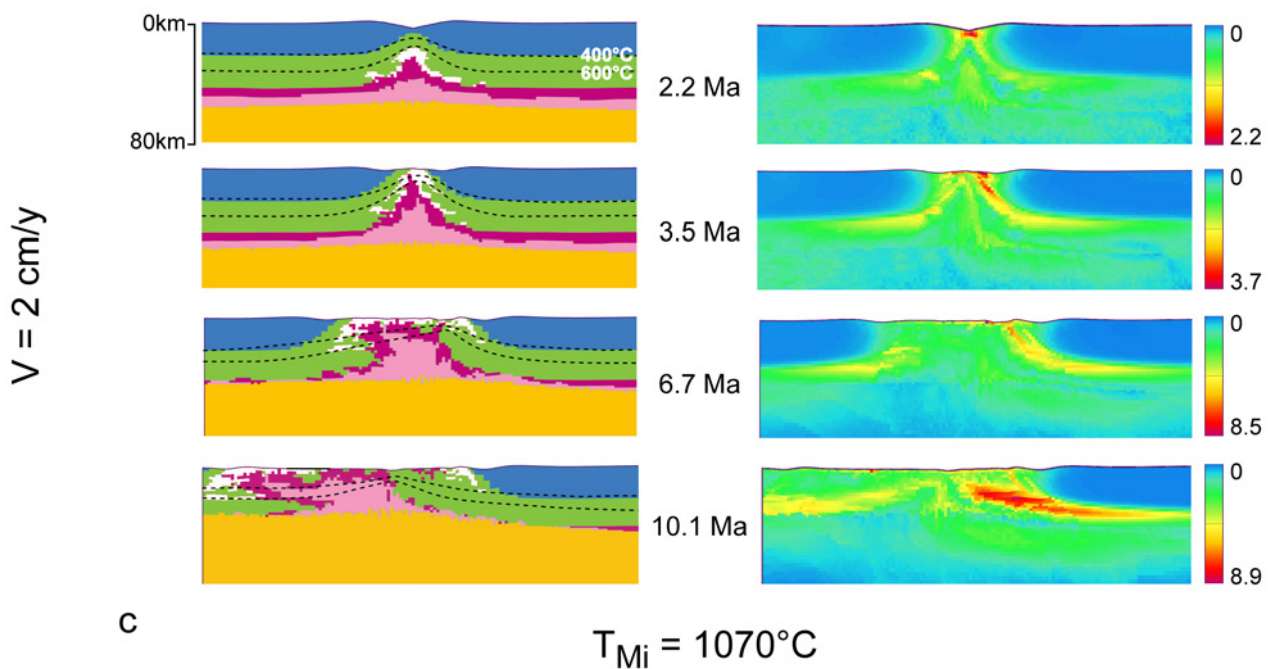


Figure 4-8c: Evolution in time (in Ma) of the structure, the 400-600°C isotherms and the variation of total shear strain models with $T_{Mi} = 1070^\circ\text{C}$ and boundary velocities $V = 2 \text{ cm/y}$. The major detachment is located along the left limb. The models present a reverse anticline and a recumbent syncline in the ductile crust, in the dome limb opposite to the detachment. The major horizontal shear zone located in middle crust to the right side of the model propagates inside the dome core (at 10.1 Ma).

4.7. Discussion

4.7.1. The “geological window” for MCC

The MCC obtained in the above numerical models are fairly comparable to the most of the natural ones in terms of thermal and rheological history, structure and critical time of development: i) they correspond to units of initially ductile crust that cool progressively down and enter into the brittle field, as they exhumed in extension, ii) they display a general domal structure with a detachment well developed on one limb and iii) the critical time, necessary to reach a size of 60 km at surface, ranges from 5 to 35 Ma. However, an important additional criteria to validate the geological applicability of models is the presence of a rather flat Moho geometry below MCCs. Assuming that a Moho deflexion of 10-15 km, on a distance of 150-200 km, is acceptable as “flat”, it is possible to identify a MCC domain from the models computed for a wide range of boundary velocities, from 0.33 to 2.66 cm/y, and initial Moho temperatures, from 710 to 1310°C.

The models confirm the major importance of temperature on the development of MCC. As previously pointed out by several authors (Block and Royden, 1990; Buck, 1991; Ranalli, 1997) a high initial Moho temperature is necessary to allow crustal flow, a condition absolutely required for preservation of a flat Moho boundary during the development of a MCC. Our models show, in the limit of the rheology parameters chosen for crust and mantle that an initial Moho temperature higher than 800°C is required to initiate the development of MCC (Figure 4-7). Models computed for different initial crustal thicknesses, from 30 to 60 km, and mantle heat flow (MHF) values, from 25 to 50 mW/m², help defining the “geological window for MCC” (Figure 4-9). MCC easily develop when the initial Moho temperature is higher than 800°C, whatsoever the crustal thickness. This excludes the development of MCC in a “normal thickness crust” as, even for high MHF values, a Moho temperature of 800°C is almost never reached. On the other hand, MCC easily develop in a 60 km crust except if the MHF value is extremely low (25 mW/m²).

At Moho temperatures lower than 800°C the sub-Moho mantle has high strengths (Figure 4-4), responsible for high Moho deflexions and a crustal scale necking (Figure 4-9). In this domain, the ductile crust is not thick enough and the viscosity not low enough to allow crustal flow and therefore to favour the development of MCC.

4.7.2. A simple concept of MCC

One important outcome of the numerical models presented here is that two main stages appear to characterize the development of MCC: the necking of the brittle upper crust and the dome amplification and widening (Figure 4-10a). This points out that MCC can be simply viewed as crustal scale equivalents of the scar folds that result from boudin separation in the process of boudinage, as commonly observed in the field (Figure 4-10b) or in experiments (see ch. 16 in (Price and Cosgrove, 1990). The comparison becomes even more obvious when a model section showing the end of the symmetrical evolution is juxtaposed with its mirror image (Figure 4-10c). It must be quoted here that boudinage was already invoked by Davis (1980) to explain the striking features of MCC. But in his concept of “megaboudinage”, the MCC themselves were compared to the boudins instead of the space between boudins.

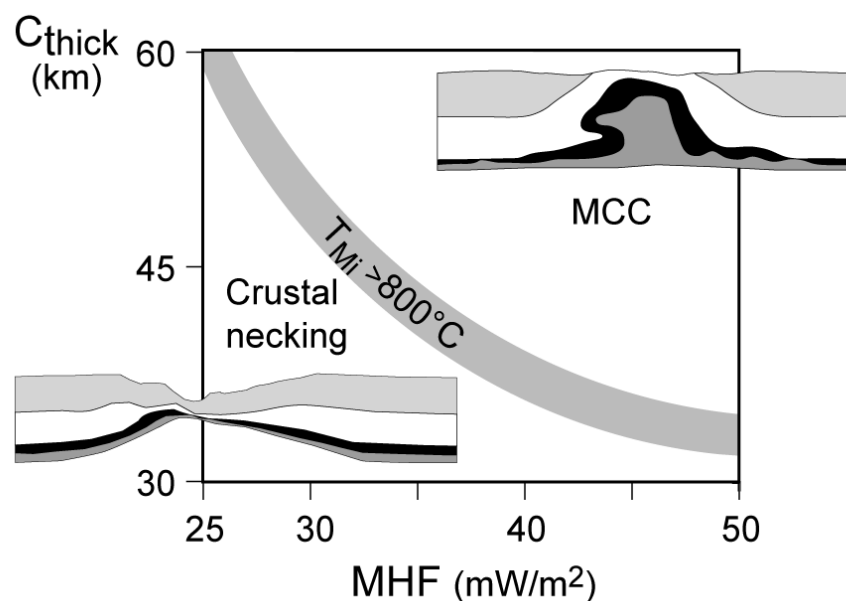


Figure 4-9: Domains of MCC development and crustal necking as a function of initial crustal thickness (C_{thick}) and mantle heat flow (MHF). The boundary between the two domains roughly corresponds to an initial Moho temperature of $T_{Mi} = 800^{\circ}\text{C}$ (Compare to figure 4-3).

In all computed models, no detachment clearly localizes along one dome limb before the onset of ductile crust exhumation and the pattern of deformation remains rather symmetrical with opposite senses of shearing along the two dome limbs (Figure 4-10a). According to the input model parameters, the duration of the symmetrical evolution ranges from 3 and 20 Ma. This shows that detachments result from a progressive deformation process of rather long duration and that, contrary to the most commonly accepted idea, no detachment is present in the extending systems at the onset of extension. In other terms, a detachment is not the cause but the consequence of a MCC (metamorphic dome) exhumation.

The intense shearing that defines the detachment zone in our models is not related to any particular fault in the upper crust. It is, on the contrary, directly and solely related to the converging flow pattern in the ductile crust that accommodates the dome amplification and widening. Shear zones correspond to strong velocity gradients close to the brittle-ductile transition (Figure 2-5 (in chapter 2) Tirel et al., 2004): flat lying within the middle crust outside the dome, more steeply dipping in the dome limbs and flat lying at the top of the exhumed dome.

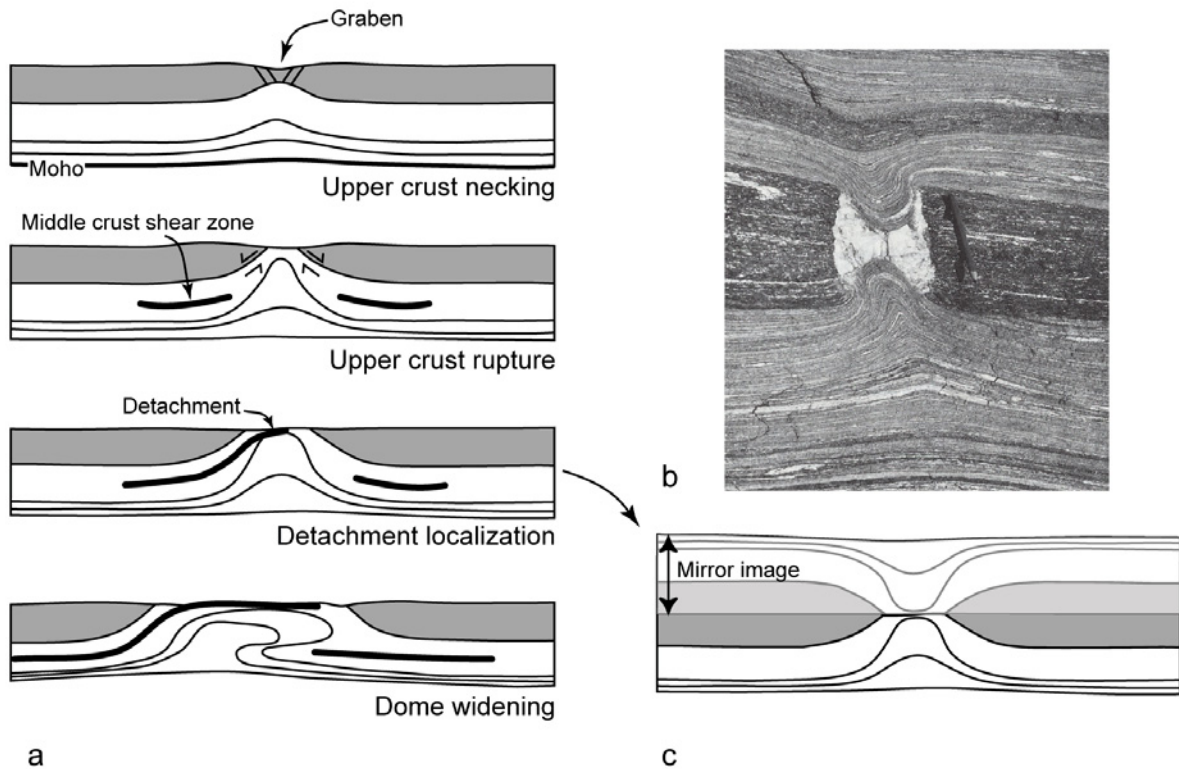


Figure 4-10: MCC interpreted as a crustal scale equivalent of scar folds between separating boudins. a) Schematic evolution of a MCC development showing the formation of a crustal scale dome between two boudins of the brittle crust. b) Photograph of boudinage at outcrop scale showing scar folds between boudins (Passchier et al., 1990). c) Model section with its mirror image superposed.

The above non-conventional conception of extensional detachments mostly concerns the mylonitic part of the detachments that develop within rocks initially located below the brittle-ductile transition. However, in the classical models, detachments involve also a brittle part. In the “simple shear-type models” (Lister and Davis, 1989; Wernicke, 1981; Wernicke, 1985), detachment faulting initiates at low angle. In the “rolling hinge-type” models (Buck, 1988; Wernicke and Axen, 1988; Axen and Bartley, 1997), faults initiate at steep angles and are later rotated to lower dips on top of the low angle mylonitic detachment. The way the ductile crust is exhumed in our models fits well with the rolling hinge-type models. However, deformation of the brittle crust is neither a flat lying normal fault nor a sequence of steep normal faults later rotated but is accommodated by conjugate normal faults defining a symmetrical graben. With increasing stretching the internal part of the graben becomes rapidly attenuated, allowing the initially ductile crust to exhume. This suggests that the particular pattern of faulting that contributes to the upper crust break up is not a crucial point as long as it provides a gap for the exhumation of a metamorphic dome.

4.7.3. Location and stability of detachments

At a Moho temperature of 830°C, whatsoever the velocity, the detachment zone localizes, immediately after upper crustal necking, on the dome limb opposite to the moving boundary (e.g. Figure 4-2). The dome growth is laterally accommodated by convergent channel flow in the middle-lower crust, leading to a conjugate pattern of flat lying shear zones with the higher strain intensities located within the shear zones close to the Moho. The thermal structure becomes progressively asymmetric with a tightening of isotherms close to the detachment zone. At this Moho temperature the sub-Moho mantle still has a strength slightly higher than that of the middle-lower crust. Therefore the ductile crust deforms easier than the mantle. This favours a ductile crust flow of channel type, between the upper brittle crust and the lithospheric mantle. This is responsible for a velocity gradient close to the Moho and the resulting highest shear strain intensities. The late evolution, at large value of boundary displacement, does not show a significant propagation of the middle crust shear zone, opposite to the moving boundary. The thermal structure becomes progressively asymmetric with a tightening of isotherms close to the detachment.

At a Moho temperature of 1070 °C, the detachment can localize on either of the dome limbs. The series of computed models show that at the highest velocities (1.32 to 2.66 cm/y) the detachment always localizes to the dome limb opposite to the moving boundary. At lowest velocities (0.33 to 1.00 cm/y) no firm rule can be deduced as detachments are located on either dome limbs, without obvious reason. Whatsoever, it is important to note that detachments located on the dome limb opposite to the moving boundary consist in departures from the rule, only observed for high Moho temperatures and low velocity.

At elevated Moho temperatures and medium to high velocities, the late evolution is dominated by the propagation inside the dome of the middle-crust shear zone, located on the dome side opposite to the moving boundary. Depending on the location of the detachment, two scenarios may occur (Figure 4-11). If the detachment is located on the dome limb opposite to the moving wall, the shear zone propagation leads to a migration of the detachment inside the dome. If the detachment is located on the dome limb toward the moving boundary, the shear zone propagation creates a new detachment inside the dome and dipping opposite.

This late structural evolution of domes has important consequences on the thermal structure. Before the propagation inside the dome of the middle-crust shear zone, the thermal structure is comparable to the one observed in models with a Moho temperature of 830°C. The migration of the detachment or the creation of a new detachment, inside the dome significantly changes the thermal structure. A new thermal sub-dome is created inside the larger previous one.

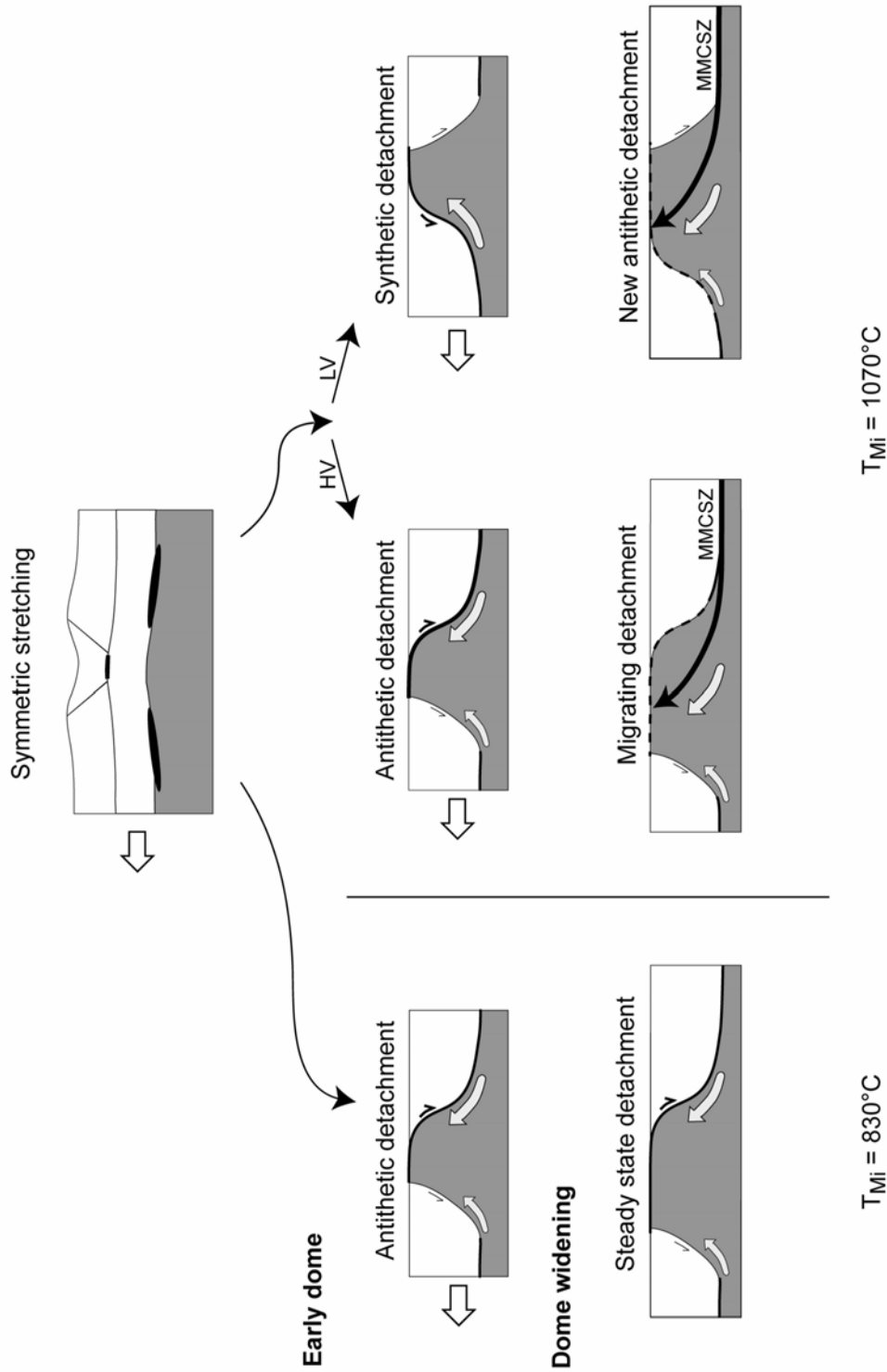


Figure 4-11: Main modes of detachment zone evolution. At a first stage, the deformation pattern is close to symmetrical with zones of high strain located at the base of a symmetrical graben, in the upper brittle crust, and in flat-lying shear zones in the ductile crust. At a second stage, a main detachment results from a connexion between the base graben high strain zone and one of the flat lying shear zones in the ductile crust. At $T_{Mi} = 830^{\circ}\text{C}$ all models show a detachment located on the dome limb opposite to the moving boundary. At $T_{Mi} = 1070^{\circ}\text{C}$ the main detachment can be located along either dome limbs, opposite to the moving boundary at high boundary velocities (HV) and on the side of the moving boundary at low boundary velocities (LV). At a third stage, when the dome widening is higher than 60 km, the major middle crust shear zone (MMCSZ), opposite to the moving boundary, propagates inside the dome core. This is responsible for a migration of the detachment zone inside the dome, at high boundary velocities, and for the initiation of a new detachment with an opposite dip, at low boundary velocities.

4.7.4. Implications for MCC in nature

The models presented here bring, for the first time, comprehensive kinematic pictures of the development of MCC at crustal and lithosphere scales. In particular, they show that even for extremely simple initial conditions a large variety of configurations can develop as function of the initial crustal thickness, of the initial Moho temperature and of the applied boundary velocity. In other words, there is no single MCC pattern applicable to all natural examples.

During the past two decades, detachments were most often considered as rather steady-state shear zones that accompany the development of MMC from their inception to their mature development. However, from field observations, it has been suggested that a detachment zone can result from successive sequences of incisement or excisement (Lister and Davis, 1989) giving at the end a somewhat complicated geometry. As discussed in the previous section, the detachments are rather versatile in terms of location and vergence, by reference to boundary displacement and are not necessarily stable in time. A detachment can migrate in space or can die out and be replaced by a new one with an opposite vergence. This type of complex evolution of detachment in MCC, illustrated by our models, opens new ways to look at the development of detachments in space and time, from field and seismic data.

The internal deep structure of our MCC models displays large-scale recumbent folding. This structural feature directly results from middle-lower crust flow that feeds the growing dome from below. This has never been quoted in any previous studies. It is not unlikely that a careful examination of deep seismic lines across large MCC could reveal them in the future. Moreover, in old deeply eroded mountain belts that have experienced late stage extension such recumbent folds could possibly be identified in the field.

4.8. Conclusions

The present numerical modelling of MCC was carried out to study: i) the physical conditions that favour their development, at crust and lithosphere scales, and ii) their patterns of deformation at crustal scale. The following conclusions result:

The development of MCC requires that the middle-lower crust is weak enough to flow laterally, to simultaneously feed an exhuming metamorphic dome and to maintain a flat Moho geometry. This is obtained for initial Moho temperatures of 800°C or higher. At these temperatures, the sub-Moho mantle and the middle-lower crust have both small strengths. The “geological window” for the development of MCC, in addition to a Moho temperature of at least 800°C, involves a minimum crustal thickness of 45 km. In other words, MCC easily develop in the continental crusts that are thickened and thermally relaxed

The deformation history of a MCC can be divided into two successive stages, here called “upper crust necking” and “dome amplification and widening”. During the first stage, the deformation pattern is rather symmetrical and is dominated by the formation of a graben in the upper crust. The transition to the second stage occurs when the upper brittle crustal layer is broken and first layers, which were initially seated below the brittle-ductile transition, arrive to the surface. Then, during the second stage, a metamorphic dome is progressively exhumed and the deformation pattern becomes strongly asymmetrical with the development

of a detachment on one dome limb. From this point of view, a MCC can be viewed as a crustal scale equivalent of the scar folds that fill the gap between separating boudins observed at outcrop scale.

Horizontal flow in the ductile crust, which accommodates the MCC development on distances several times larger than the dome itself, are responsible for the development of horizontal shear zones in the middle crust and/or in the lower crust, above the Moho.

Contrary to what is more generally admitted, the detachments do not initiate at the onset of extension but result from a progressive evolution. At early stages of deformation, the highest strains are located at the base of the brittle crust graben and in the horizontal shear zones in the ductile crust. The horizontal shear zones then propagate upward along the two dome limbs towards the base of the opening graben. At the end of the first stage of MCC development, the deformation pattern is almost symmetrical with no obvious detachment. On the next stage, the system becomes rapidly asymmetrical with the localisation of a detachment along one dome limb that further accommodates the metamorphic dome widening. In summary, detachments are not the primary cause but consequence of the exhumation process of a metamorphic dome.

At rather elevated initial Moho temperatures –i.e. 1000°C or more- the detachments become versatile in terms of location and vergence, with reference to boundary displacement and are not necessarily stable in time. At high values of dome widening, they can migrate in space or can die out and be replaced by a new one with an opposite vergence.

Acknowledgments

C. Tirel acknowledges her thesis grant from the French Ministry of Education and Research. This work is funded by the Institut Universitaire de France grant attributed to Jean-Pierre Brun. E. Burov thanks Y. Podladchikov and A. Poliakov who have co-developed the kernel of PAROVOZ and generously shared their expertise on different stages of its further evolution. We thank Denis Gapais and Frederic Gueydan for discussion at various stages of the project.

Appendix 1: The localizing heterogeneity in models

In absence of lateral heterogeneity of viscosity or density in the middle-lower crustal part, the models give a uniform extension at model scale with no local thinning of the upper brittle layer. Strain localisation in the upper brittle layer and further development of a MCC are obtained only when a local anomaly of density and/or viscosity is placed in the centre of the model, close to the middle-lower crust interface (Figure 4-1). The same conclusion was obtained by Brun et al. (1994) in analogue experiments.

Effects of the heterogeneity properties on model results

To test the effects of variations in density (ρ_a), size (l_a) and location of the anomaly (z_a), on ductile crust exhumation (t_{exh}), dome growth (t_{diff}) and Moho deflexion (M_d), a series of 9 model runs has been made (Figure A), within a model with a 60km thick crust, $V=0.66\text{cm/y}$ and $T_{Mi}=870^\circ\text{C}$ (see Table 4-1). The parameter values used for the tests are: $\rho_a = 2500, 2600$ and 2700 kg/m^3 , $l_a = 20, 40$ and 80 km , $z_a = 20, 40$ and 60 km for an anomaly located at model centre and 40 km for an anomaly located at 300 km from the mobile boundary.

Figure 4-A shows that none of the considered parameters demonstrates an obvious and simple relationship with the dome growth. On the contrary, the onset of exhumation t_{exh} and the Moho deflexion M_d appear to depend on density, size and location of the anomaly. The onset of exhumation is decreased by a decrease in density, an increase in size or a shallower location. The larger effect is due to the location depth z_a that gives a variation of t_{exh} by a factor of nearly 2, from 6 to 13 Ma. The Moho deflexion is decreased by an increase in density, a decrease in size or an increase of location depth. The larger effect is due to either density or size that gives a variation of M_d from 9-10 to 16-17 km –i.e. by less than a factor 2.

In the series of results presented in figures 4 to 7 the anomaly has a triangular shape section (Figure 4-1a) with a basal width of $l_a = 80\text{ km}$ and is located at model center at a depth of 40 km . It has a density $\rho_a = 2600\text{ kg/m}^3$ and the rheological properties of a granite, according to Kirby and Kronenberg (1987). As demonstrated by the tests (Figure 4-A) such an anomaly tends to reduce both the onset of exhumation and the Moho deflexion.

Possible natural equivalents of the anomaly

In nature the anomaly should correspond to laccolith type granite bodies (Roman-Berdiel et al., 1995) comparable in size and composition to those directly observed in the Himalayas (e.g. Lefort et al., 1987; Scaillet et al., 1995). During the formation of a MCC, the heterogeneity is extremely deformed giving a sill-like body bent around the external part of the dome. Such strongly deformed sills of granites with C/S mylonite fabrics are often observed in close connection with detachment zones within the extensional gneiss domes (Rehrig and Reynolds, 1980; Reynolds and Rehrig, 1980; Van Den Driessche and Brun, 1991; Gautier and Brun, 1994a; Gautier and Brun, 1994b; Gautier et al., 1993). Moreover, Lister and Baldwin (Lister and Baldwin, 1993) suggested that the formation of metamorphic core complexes may be triggered by plutonic activity during episodes of continental extension. It is finally interesting to note that a number of conceptual models of gneiss dome formation also postulate the presence of laccolith/sills granitic bodies in the middle of the crust, prior to dome development (e.g. see Figure 8 of Norlander et al., 2002).

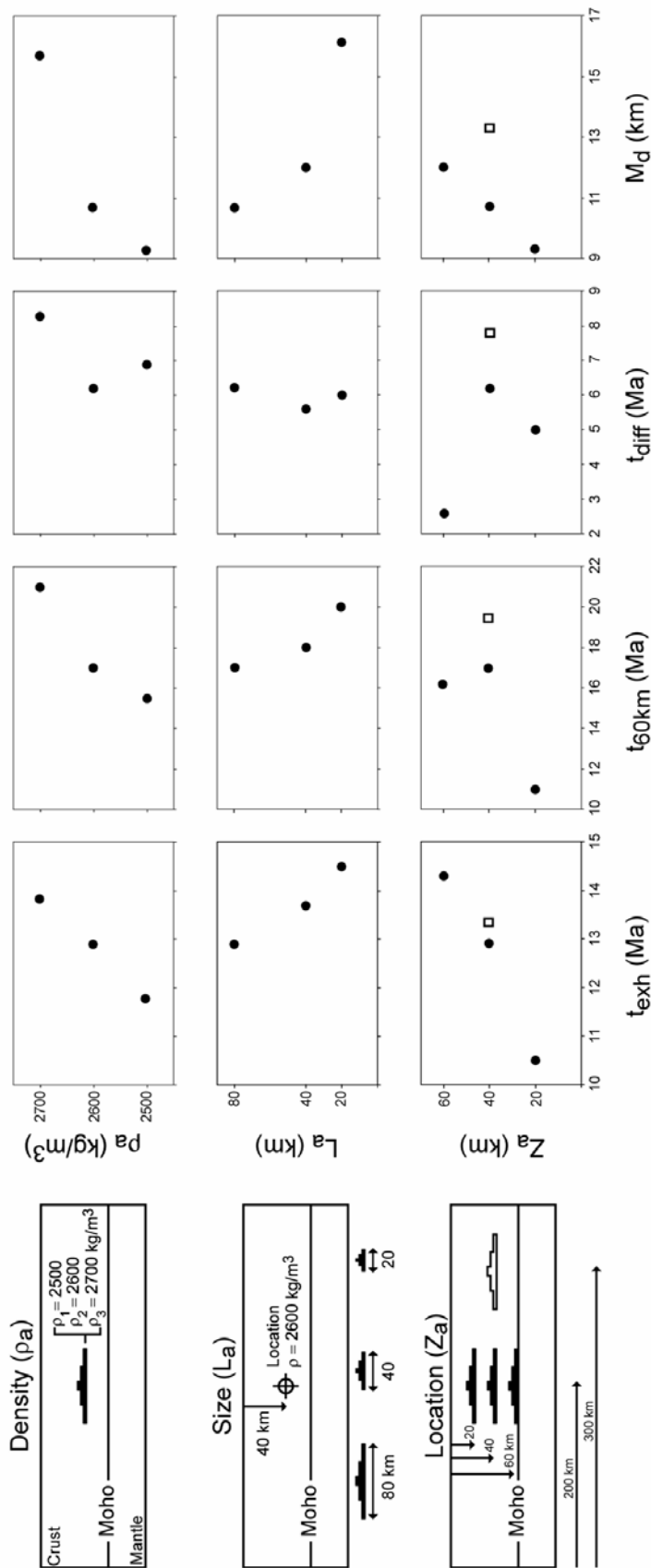


Figure 4-A1: Effects of the anomaly properties and geometry (density, size and location depth), on the onset of exhumation (t_{exh}), time necessary to exhumate a 60 km wide dome (t_{60km}), t_{diff} (with $t_{diff} = t_{60km} - t_{exh}$) and Moho deflection M_d

References

- Allemand, P. and Brun, J.-P., 1991. Width of continental rifts and rheological layering of the lithosphere. *Tectonophysics*, 188: 63-69.
- Allmendinger, R.W. et al., 1987. Deep seismic reflection characteristics of the continental crust. *Geology*, 15: 304-310.
- Andersen, T.B., Jamtveit, B., Dewey, J.F. and Swensson, E., 1991. Subduction and exhumation of continental crust; major mechanisms during continent-continent collision and orogenic extensional collapse, a model based on the South Norwegian Caledonides. *Terra Nova*, 3: 303-310.
- Anderson, E.M., 1951. *The dynamics of faulting*. Oliver & Boyd, Edinburgh.
- Axen, G.J. and Bartley, J.M., 1997. Field tests of rolling hinges: Existence, mechanical types, and implications for extensional tectonics. *J. Geophys. Res.*, 102(B9): 20,515-20,537.
- Block, L. and Royden, L.H., 1990. Core complex geometries and regional scale flow in the lower crust. *Tectonics*, 9(4): 557-567.
- Brace, W.F. and Kohlstedt, D.L., 1980. Limits on Lithospheric Stress Imposed by Laboratory Experiments. *J. Geophys. Res.*, 85(B11): 6248-6252.
- Brun, J.-P., Sokoutis, D. and Van Den Driessche, J., 1994. Analogue modeling of detachment fault systems and core complexes. *Geology*, 22(4): 319-322.
- Buck, W.R., 1988. Flexural rotation of normal faults. *Tectonics*, 7(5): 959-973.
- Buck, W.R., 1991. Modes of continental lithospheric extension. *J. Geophys. Res.*, 96(B12): 20,161-20,178.
- Burov, E. and Cloetingh, S., 1997. Erosion and rift dynamics; new thermomechanical aspects of post-rift evolution of extensional basins. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 150(1-2): 7-26.
- Burov, E. and Poliakov, A., 2001. Erosion and rheology controls on synrift and postrift evolution; verifying old and new ideas using a fully coupled numerical model. *J. Geophys. Res.*, 106(B8): 16,461-16,481.
- Byerlee, J.D., 1978. Friction of rocks. *Pure Appl. Geophys.*, 116(4-5): 615-626.
- Crittenden, M.D., Coney, P.J. and Davis, G.H. (Editors), 1980. Cordilleran metamorphic core complexes. Geological Society of America, *Memoir*, 153. The Geological Society of America, Boulder, C.O., 1-490 pp.
- Cundall, P.A., 1989. Numerical experiments on localization in frictional materials. *Ingenieur-Archiv.*, 59: 148-159.
- Cundall, P.A., 1990. Numerical modelling of jointed and faulted rock. In: A. Rossmannith (Editor), *Mechanics of jointed and faulted rock*. Balkema, Rotterdam, pp. 11-18.
- Davis, G.A. and Coney, P.J., 1979. Geological development of metamorphic core complexes. *Geology*, 7(3): 120-124.
- Davis, G.H., 1980. Structural characteristics of metamorphic core complexes, southern Arizona. In: M.C. Crittenden, P.J. Coney and G.H. Davis (Editors), *Cordilleran metamorphic core complexes*. Geological Society of America *Memoir*, Boulder, pp. 35-77.
- Dewey, J.F., 1988. Extensional collapse of orogens. *Tectonics*, 7: 1123-1139.
- England, P.C. and Bickle, M., 1984. Continental thermal and tectonic regimes during the Archaean. *Journal of Geology*, 92: 353-367.
- Gaudemer, Y., Jaupart, C. and Tapponnier, P., 1988. Thermal control on post-orogenic extension in collision belts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 89: 48-62.
- Gautier, P., Ballèvre, M., Brun, J.-P. and Jolivet, L., 1990. Extension ductile et bassins sédimentaires mio-pliocènes dans les Cyclades (îles de Naxos et Paros). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 310: 147-153.

- Gautier, P. and Brun, J.-P., 1994a. Crustal-scale geometry and kinematics of late-orogenic extension in the central Aegean (Cyclades and Evvia Island). *Tectonophysics*, 238(1-4): 399-424.
- Gautier, P. and Brun, J.-P., 1994b. Ductile crust exhumation and extensional detachments in the central Aegean (Cyclades and Evvia islands). *Geodinamica Acta*, 7(2): 57-85.
- Gautier, P., Brun, J.-P. and Jolivet, L., 1993. Structure and kinematics of Upper Cenozoic extensional detachment on Naxos and Paros (Cyclades Islands, Greece). *Tectonics*, 12: 1180-1194.
- Gerbault, M., Burov, E.B., Poliakov, A.N.B. and Dagnières, M., 1999. Do faults trigger folding in the lithosphere? *Geophys. Res. Lett.*, 26(2): 271-274.
- Hamilton, W., 1988. Extensional faulting in the Death Valley region. *The Geological Society of America Abstracts with Programs*, 20: 165-166.
- Hauser, E. et al., 1987. Crustal structure of eastern Nevada from COCORP deep seismic reflection data. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 99: 833-844.
- Hubbert, K., 1937. Theory of scale models as applied to the study of geological structures. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 48: 1459-1520.
- Kirby, S.H. and Kronenberg, A.K., 1987. Rheology of the Lithosphere: Selected Topics. *Reviews of Geophysics*, 25(6): 1219-1244.
- Lavier, L.L., Buck, W.R. and Poliakov, A.N.B., 2000. Factors controlling normal fault offset in an ideal brittle layer. *J. Geophys. Res.*, 105(B10): 23,431-23,442.
- Le Pourhiet, L., Burov, E. and Moretti, I., 2004. Rifting through a stack of inhomogeneous thrusts (the dipping pie concept). *Tectonics*, 23.
- Lefort, J.-P. et al., 1987. Crustal generation of the Himalayan leucogranites. *Tectonophysics*, 134: 39-57.
- Lister, G.S. and Baldwin, S.L., 1993. Plutonism and the origin of metamorphic core complexes. *Geology*, 21: 607-610.
- Lister, G.S., Banga, G. and Feenstra, A., 1984. Metamorphic core complexes of Cordilleran type in the Cyclades, Aegean Sea, Greece. *Geology*, 12: 221-225.
- Lister, G.S. and Davis, G.A., 1989. The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during Tertiary continental extension in the northern Colorado River region, U.S.A. *J. Struct. Geol.*, 11: 65-94.
- Livaccari, R.F., Geissman, J.W. and Reynolds, S.J., 1995. Large-magnitude extensional deformation in the South Mountains metamorphic core complex, Arizona: evaluation with paleomagnetism. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 107(8): 877-894.
- Makris, J., 1978. The crust and upper mantle of the Aegean region from deep seismic soundings. *Tectonophysics*, 46: 269-284.
- McKenzie, D., Nimmo, F., Jackson, J.A., Gans, P.B. and Miller, E.L., 2000. Characteristics and consequences of flow in the lower crust. *J. Geophys. Res.*, 105(B5): 11,029-11,046.
- Norlander, B.H., Whitney, D.L., Teyssier, C. and Vanderhaeghe, O., 2002. Partial melting and decompression of the Thor-Odin dome, Shuswap metamorphic core complex, Canadian Cordillera. *Lithos*, 61: 103-125.
- Norton, M.G., 1986. Late Caledonides extension in western Norway: a response to extreme crustal thickening. *Tectonics*, 5: 195-204.
- Passchier, C.W., Myers, J.S. and Kröner, A., 1990. *Field geology of high-grade gneiss terrains*. Springer-Verlag, Berlin.
- Poliakov, A.N.B., Cundall, P., Podlachikov, Y. and Laykhovsky, V., 1993. An explicit inertial method for the simulation of visco-elastic flow: an evaluation of elastic effects on diapiric flow in two and three-layers models. In: D.B. Stone and S.K. Runcorn (Editors), *Flow and Creep in the Solar System: Observations, Modelling and Theory*,

- Dynamic Modelling and Flow in the Earth and Planets Series. Kluwer, Holland, pp. 175-195.
- Price, N.J. and Cosgrove, J.W., 1990. Analysis of geological structures. Cambridge University Press, Cambridge.
- Ranalli, G., 1997. Rheology of the lithosphere in space and time. In: J.P. Burg and M. Ford (Editors), *Orogeny through Time*. Geological Society of London Special Publication, London, pp. 19-37.
- Ranalli, G. and Murphy, D.C., 1987. Rheological stratification of the lithosphere. *Tectonophysics*, 132(4): 281-295.
- Rehrig, W.A. and Reynolds, S.J., 1980. Geologic and geochronologic reconnaissance of a northwest-trending zone of metamorphic core complexes in southern and western Arizona. In: M.C. Crittenden, P.J. Coney and G.H. Davis (Editors), *Cordilleran metamorphic core complexes*. Geological Society of America Memoir, Boulder.
- Reynolds, S.J. and Rehrig, W.A., 1980. Mid-Tertiary plutonism and mylonitization, South Mountains, central Arizona. In: M.C. Crittenden, P.J. Coney and G.H. Davis (Editors), *Cordilleran metamorphic core complexes*. Geological Society of America Memoir, Boulder, pp. 159-175.
- Roman-Berdiel, T., Gapais, D. and Brun, J.-P., 1995. Analogue models of laccolith formation. *J. Struct. Geol.*, 17(9): 1337-1346.
- Sachpazi, M. et al., 1997. A first coincident normal-incidence and wide-angle approach to studying the extending Aegean crust. *Tectonophysics*, 270: 301-312.
- Scaillet, B., Pêcher, A., Rochette, P. and Champenois, M., 1995. The Gangotri granite (Garhwal Himalaya): laccolithic emplacement in an extending collisional belt. *J. Geophys. Res.*, 100(B1): 585-607.
- Sonder, L.J., England, P.C., Wernicke, B.P. and Christiansen, R.L., 1987. A physical model for Cenozoic extension of western North America. In: M.P. Coward, J.F. Dewey and P.L. Hancock (Editors), *Continental extensional*, pp. 187-201.
- Spencer, J.E., 1984. Role of tectonic denudation in the warping and uplift of low-angle normal faults. *Geology*, 12: 95-98.
- Tirel, C., Brun, J.-P. and Burov, E., 2004. Thermomechanical modeling of extensional gneiss domes. In: D.L. Whitney, C. Teyssier and C.S. Siddoway (Editors), *Gneiss domes in orogeny*. Geological Society of America Special Paper, Boulder, Colorado.
- Turcotte, D.L. and Schubert, G., 2002. *Geodynamics*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Van Den Driessche, J. and Brun, J.-P., 1989. Un modèle cinématique de l'extension paléozoïque supérieure dans le sud du Massif Central. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 309(2): 1607-1613.
- Van Den Driessche, J. and Brun, J.-P., 1991. Tectonic evolution of the Montagne Noire (French Massif Central): a model of extensional gneiss dome. *Geodinamica Acta*, 5(1-2): 85-99.
- Wdowinski, S. and Axen, G.J., 1992. Isostatic rebound due to tectonic denudation: a viscous flow model of a layered lithosphere. *Tectonics*, 11(2): 303-315.
- 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., 1985. Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. *Can. J. Earth Sci.*, 22: 108-125.
- Wernicke, B., 1990. The fluid crustal layer and its implications for continental dynamics. In: M.H. Salisbury and D.M. Fountain (Editors), *Exposed Cross-Sections of the Continental Crust*. Kluwer Academic Publishers.

- Wernicke, B., 1995. Low-angle normal faults and seismicity: a review. *J. Geophys. Res.*, 100(B10): 20,159-20,174.
- Wernicke, B. and Axen, G.J., 1988. On the role of isostasy in the evolution of normal fault systems. *Geology*, 16(9): 848-851.
- Wessel, P. and Smith, W.H.F., 1995. New version of the generic mapping tools. In: E.T.A.E. Suppl. (Editor).
- Westaway, R., 1999. The mechanical feasibility of low-angle normal faulting. *Tectonophysics*, 308: 407-443.
- Wills, S. and Buck, W.R., 1997. Stress-field rotation and rooted detachment faults: a Coulomb failure analysis. *J. Geophys. Res.*, 102(B9): 20,503-20,514.

Partie II

Modélisation gravimétrique de la croûte égéenne : contribution à l'étude de l'extension à grande échelle

Chapitre 5

L'extension du domaine égéen, une revue brève

1.1. L'HISTOIRE OROGENIQUE	147
1.2. LA MISE EN PLACE DE LA ZONE DE SUBDUCTION SUD-HELLENIQUE	148
1.3. CAUSES DE L'EXTENSION POST-OROGENIQUE	149
1.4. CONSEQUENCE DE L'EXTENSION POST-OROGENIQUE : LA FORMATION DES DOMES METAMORPHIQUES	150
1.4.1. <i>Les domaines d'exhumation</i>	150
1.4.2. <i>Métamorphisme</i>	150
1.4.3. <i>Les grandes zones de détachements</i>	152
1.5. LES CONDITIONS INITIALES DE L'EXTENSION	153
1.6. LE REGIME DE DEFORMATION ACTUEL	154
1.6.1. <i>Le Sud-Egée</i>	159
1.6.2. <i>Le Golfe de Corinthe</i>	163
1.6.3. <i>Le Nord Egée</i>	165

Les dômes métamorphiques extensifs sont présents dans les Cyclades et le Rhodope, respectivement au centre et au nord du domaine égéen (Gautier et al., 1999). Ce domaine d'extension syn à post-orogénique, se situe dans le large contexte de collision alpine N-S entre l'Afrique et l'Eurasie. La Mer Egée résulte de l'effondrement gravitaire d'un segment de lithosphère épaissie entre la chaîne taurique de Turquie à l'est et la chaîne dinaro-hellénique présente en ex-Yougoslavie et en Grèce à l'ouest. L'extension actuelle du domaine égéen est caractérisée par deux processus majeurs : i) le retrait de la zone de subduction sud-hellénique vers le sud, ii) l'extrusion du bloc anatolien vers l'ouest. Ce chapitre passe en revue les caractéristiques principales de l'évolution du domaine égéen sans cependant recourir à un développement détaillé des complexités de la géologie régionale.

1.1. L'histoire orogénique

La collision Afrique-Eurasie, à l'origine de la chaîne qui a précédé l'extension post-orogénique, résulte de processus tectoniques successifs liés à la fermeture de la Téthys (Figure 5-1). L'obduction des nappes ophiolitiques, au Jurassique dans la chaîne dinaro-hellénique, témoigne du début de la collision par la fermeture de l'océan téthysien subduit sous la marge sud de l'Eurasie. L'amorce de cette nouvelle chaîne de montagnes se poursuit pendant le Crétacé par l'empilement de nappes résultant de la compression du domaine situé entre la Téthys et l'océan du Pinde. A l'Eocène, l'océan du Pinde se ferme grâce à une seconde zone de subduction, induisant un nouvel empilement de nappes qui finalisent de constituer la chaîne « égéenne » dans la continuité de la chaîne des Dinarides et des Hellénides (Bonneau, 1982). Au sud de ce domaine se situe un océan, formant un large bassin préservé encore aujourd'hui en Méditerranée orientale (domaine sud-téthysien).

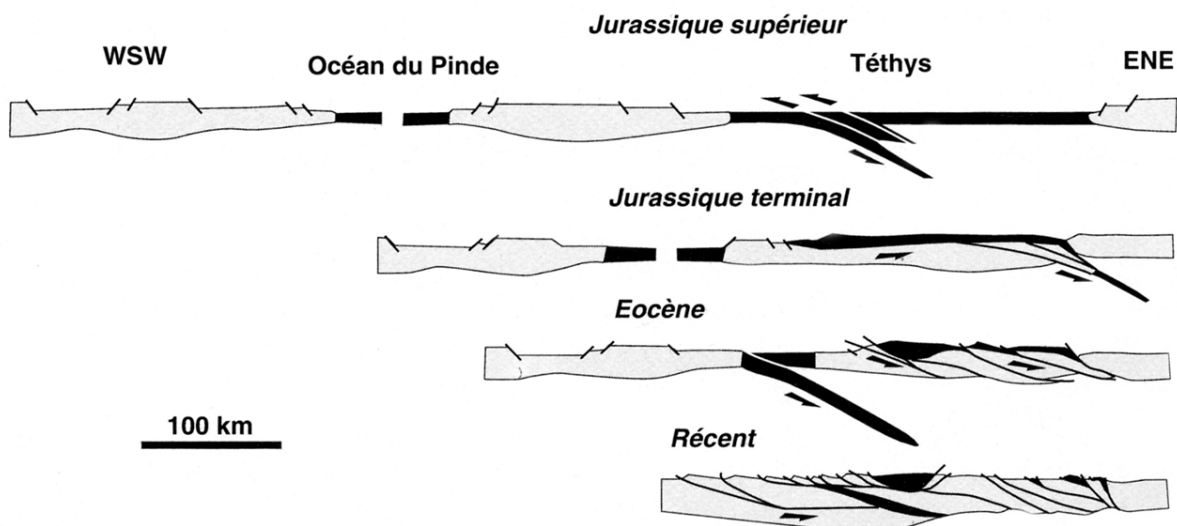


Figure 5-1 : Evolution des Hellénides (Jolivet, 1995).

1.2. La mise en place de la zone de subduction sud-hellénique

A la suite de l'épisode compressif alpin formant la chaîne égéenne, la lithosphère océanique de la plaque africaine, plonge sous le domaine égéen. Cette zone de subduction est toujours le théâtre d'une forte activité sismique attestant du plongement du panneau et de sa déformation interne. L'imagerie tomographique réalisée depuis les années 80 en Méditerranée a permis de représenter la structure 3D des différents panneaux plongeant en Méditerranée, et de contraindre les caractéristiques de la zone de subduction sud-hellénique (Spakman et al., 1988 ; Wortel & Spakman, 1992 ; Spakman et al., 1993). Ainsi, la longueur du panneau plongeant africain est évaluée à 600-800 km de profondeur (Spakman et al., 1988 ; Wortel & Spakman, 1992 ; Spakman et al., 1993). L'âge de la subduction peut être calculé avec la vitesse de convergence entre les deux plaques (entre 1 et 1.5 cm/an) (Spakman et al., 1988) (Figure 5-2), sans tenir compte toutefois d'un étirement probable du panneau plongeant, établi par les mécanismes au foyer des séismes dans la direction de la pente du panneau. L'initiation de cette zone de subduction, qui constitue aujourd'hui le dernier événement lié à la tectonique compressive de la collision Afrique-Eurasie, pourrait donc avoir débuté entre 26 et 40 Ma (Spakman et al., 1988) ou plus tôt vers 50 Ma comme suggéré par Gautier et al (1999), à partir de l'analyse des données tomographiques de Spakman et al. (1993). Cette estimation est largement supérieure à celle de 13 Ma proposée antérieurement par Le Pichon & Angelier (1979). Ces âges, même approximatifs, permettent de distinguer temporellement le processus de subduction de la zone sud-hellénique (Oligocène supérieur-Miocène inférieur) de l'extrusion du bloc anatolien survenant au Pliocène.

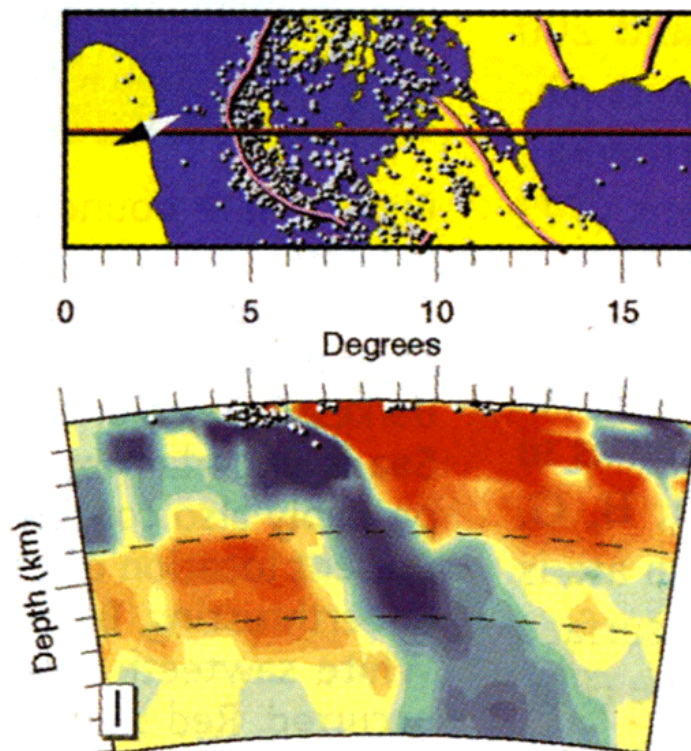


Figure 5-2 : Coupe tomographique NE-SW à travers le domaine égéen (Wortel & Spakman, 1992).

1.3. Causes de l'extension post-orogénique

A la suite de l'épaississement crustal et de l'initiation de la zone de subduction sud-hellénique, le domaine égéen subit une forte extension Miocène N-S, parallèle à la direction de convergence entre l'Afrique et l'Eurasie (Berckhemer, 1977 ; Jolivet et al., 1994a,b ; Gautier & Brun, 1994a,b). Les mécanismes à l'origine de l'extension égéenne sont directement liés à l'évolution de la zone de subduction, à la limite sud du domaine (Berckhemer, 1977 ; Le Pichon & Angelier, 1979). En étudiant les mécanismes au foyer des séismes peu profonds, Le Pichon & Angelier (1979) proposent un mécanisme d'effondrement gravitaire causé par deux types de force distinctes vers le sud : i) les forces de volume agissant dans le domaine épaissi, ii) la force gravitaire agissant sur le panneau plongeant (slab pull force). Cette dernière contraint le panneau à couler vers le bas (à l'intérieur du manteau) par différence de densité, entraînant la migration vers le sud de la zone de subduction (Figure 5-3). Ce retrait, plus rapide que la vitesse de convergence entre l'Afrique et l'Eurasie, conduit à une extension parallèle à la direction de convergence (Berckhemer, 1977 ; Le Pichon & Angelier, 1979 ; 1981 ; Le Pichon, 1982 ; Mercier et al., 1989). En contrepartie, d'autres auteurs (Tapponnier, 1977 ; Dewey & Sengör, 1979 ; Taymaz et al., 1990) ont suggéré que l'extension était la conséquence directe de l'extrusion du domaine Anatolien, en réponse à la collision entre la plaque Arabe et la plaque Afrique. Cependant, l'âge Miocène inférieur des structures extensives, telles que les dômes métamorphiques des Cyclades (Gautier et al., 1999), est largement antérieur à l'âge Miocène moyen-supérieur de la collision Arabe-Afrique et beaucoup plus compatible avec un effondrement gravitaire en tant que moteur de l'extension égéenne (Le Pichon & Angelier, 1979, 1981 ; Le Pichon, 1982) (Figure 5-3).

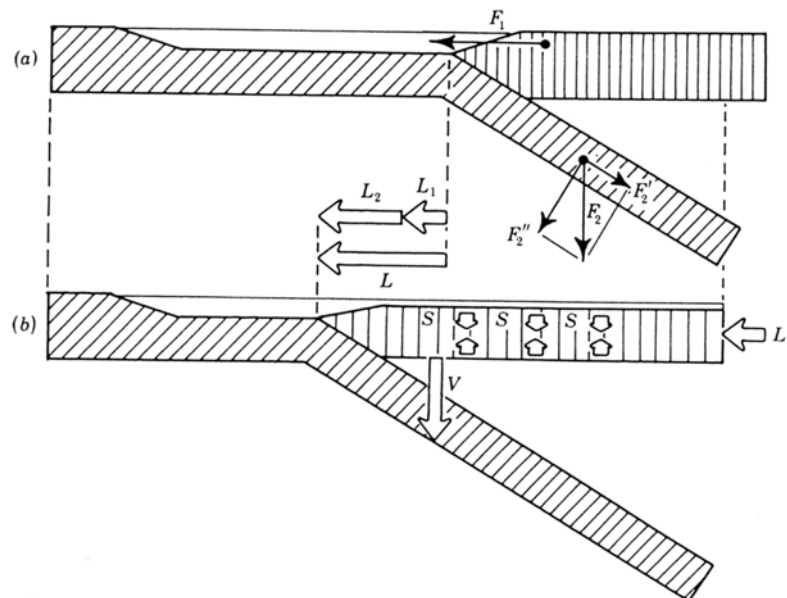


Figure 5-3 : Schéma des forces en présence dans la zone de subduction sud-hellénique (Le Pichon & Angelier, 1981).

1.4. Conséquence de l'extension post-orogénique : la formation des dômes métamorphiques

1.4.1. Les domaines d'exhumation

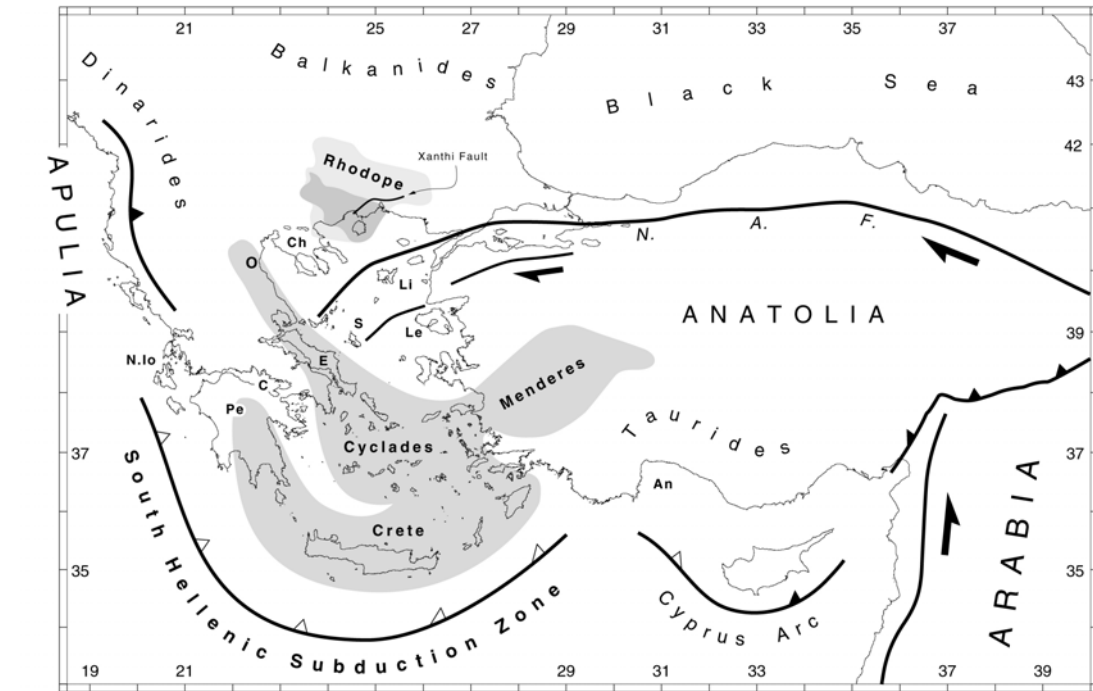
C'est en étudiant la formation des dômes métamorphiques extensifs du domaine égéen que l'initiation de l'extension a pu être datée (Figure 5-4a). L'évidence de ce type de structures en Egée a tout d'abord été montrée par Lister et al. (1984), qui proposent une analogie entre les dômes égéens et ceux observés dans le Basin & Range (U.S.A.).

Les âges des différentes zones d'exhumation en Égée montrent une répartition assez homogène sur tout le domaine (Figure 5-4b) (Gautier et al., 1999). Les âges minima sont : 21 Ma pour les Cyclades, 20 Ma pour le Rhodope, 21 Ma pour le massif du Menderès (Turquie occidentale), 19 Ma pour la Crête et 16 Ma pour le domaine du Mont Olympe (Grèce continentale). De nombreux auteurs (Gautier et al., 1990 ; Gautier, 1994; Gautier & Brun 1994a,b; Jolivet et al., 1994a) s'accordent pour donner un âge minimum de 25 Ma à l'extension égéenne.

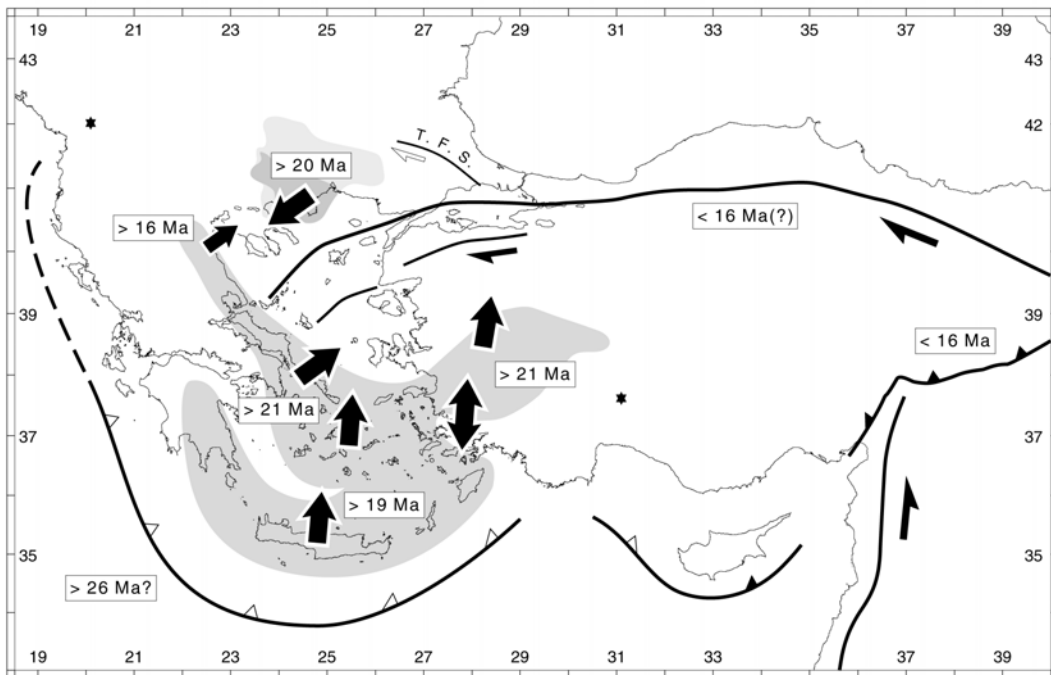
Les directions d'étirement (Gautier et al., 1999) (cf. Figure 5-4b) montrent une orientation N-S dans les Cyclades, la Crête et l'ouest de la Turquie, et NE-SW au nord et à l'ouest du domaine égéen (Rhodope, Mont Olympe, l'Eubée et l'ouest des Cyclades (Tinos, Andros, Mykonos)). Ces directions d'étirement sont en accord avec la direction globale N-S de l'extension post-orogénique, contrôlée par le retrait radial vers le sud de la zone de subduction (Le Pichon & Angelier, 1979). Jolivet et al. (1994a) et Gautier & Brun (1994a) suggèrent que l'extension égéenne, pendant le Miocène inférieur, a débuté dans un environnement « arrière-arc », équivalent au système actuel.

1.4.2. Métamorphisme

Le métamorphisme dans le domaine égéen, se décompose en deux étapes principales (Jolivet et al., 1994a ; Gautier & Brun, 1994a,b ; Jolivet & Goffé, 2000). Le premier, bien représenté dans les Cyclades et en Crête et caractérisé par des paragenèses HP/BT (schistes bleus, éclogites), résulte d'une exhumation syn-orogénique (Figure 5-5). Les roches ne subissent pas de réchauffement significatif durant l'exhumation (décompression isotherme) et apparaissent souvent sous forme de reliques incorporées aux roches exhumées à la suite de l'extension post-orogénique ultérieure. Ce métamorphisme HP/BT est daté à 45 Ma dans les Cyclades et 25 Ma en Crête (Jolivet et al., 1994b). Le second type de métamorphisme, caractérisé par des paragenèses HT/BP, est synchrone de l'extension post-orogénique. La superposition de ces deux types de métamorphisme est souvent relevée dans les contextes d'extension arrière-arc, comme le rappellent Jolivet & Goffé (2000) (Figure 5-5).



a)



b)

Figure 5-4 : Cartes simplifiées du domaine égéen (Gautier et al., 1999). a) indiquant en gris l'enveloppe des dômes métamorphiques d'âge cénozoïque. b) indiquant les directions d'étirement et les sens de cisaillement associés ainsi que les âges des roches exhumées.

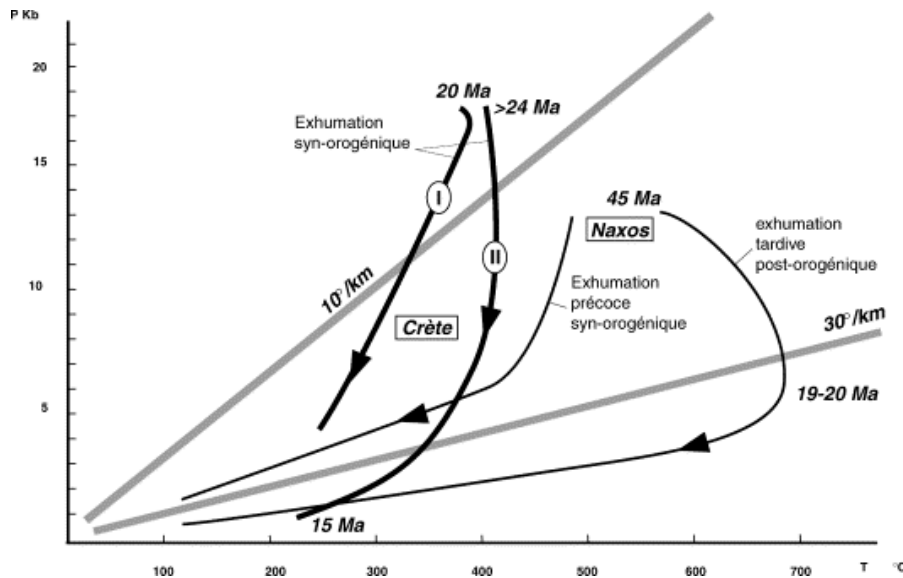


Figure 5-5 : Exemples de chemins P-T-t rétrogrades dans la nappe des Phyllades de Crète et dans le noyau de haute température de Naxos, au centre des Cyclades (Jolivet & Goffé, 2000).

1.4.3. Les grandes zones de détachements

Les dômes métamorphiques du domaine égéen présentent des particularités relatives au sens de cisaillement des détachements en fonction de leur situation géographique (cf. Figure 5-4).

Dans les Cyclades et en Crète, la majeure partie des sens de cisaillement s'exprime par des détachements extensifs à pendage nord (Figure 5-6) (Gautier et al., 1990, 1993 ; Lee & Lister, 1992 ; Jolivet et al., 1994a,b, Gautier & Brun 1994a,b). Pourtant, la première étude qui avait conduit à l'identification de ces dômes proposait un sens de cisaillement opposé (Lister et al., 1984). Ces détachements plongeant vers les zones internes de la chaîne ont été interprétés par Jolivet et al. (1994b) comme étant d'anciens chevauchements réactivés en faille normale. L'argument principal est l'incorporation des roches à paragenèse HP/BT dans le processus d'extension post-orogénique conduisant à l'exhumation des roches HT/BP. Cependant, dans le nord du domaine égéen, dans le massif du Rhodope, le sens de cisaillement est à dominante SW et s'exprime par un détachement avec un pendage vers les zones internes de la chaîne (Sokoutis et al., 1993 ; Dinter & Royden, 1993). La justification de ces différences au nord et au sud du domaine égéen est toujours matière à débat. Certains auteurs, comme Jolivet & Goffé (2000) suggèrent que l'inversion de polarité des détachements serait due à la présence d'une zone de faible résistance (comme, par exemple, un arc volcanique).

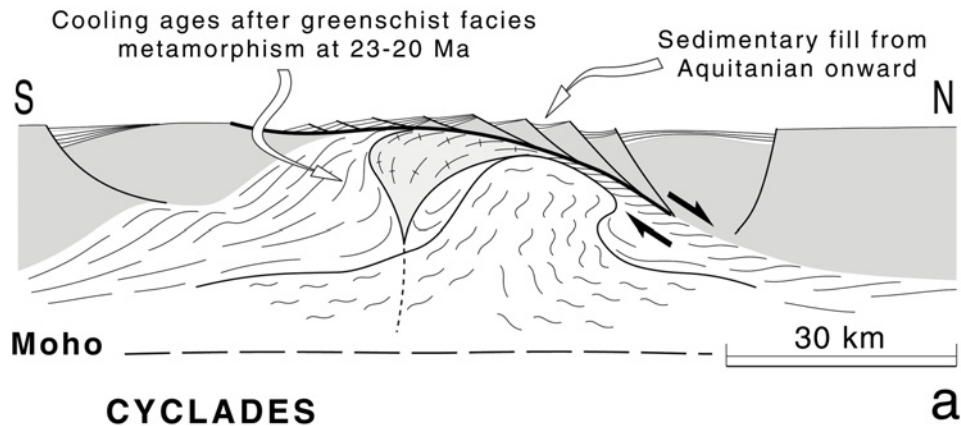


Figure 5-6 : Coupe interprétative du détachement Naxos-Paros à l'échelle crustale (Gautier et al., 1999).

1.5. Les conditions initiales de l'extension

McKenzie (1972) est le premier à avoir tenté de quantifier l'extension observée en Mer Egée à partir des données sismologiques. L'existence de séismes à une profondeur de 250 km, à 250 km au nord de la fosse hellénique, implique une longueur du slab de 350 km sous l'Egée. McKenzie (1972) estime alors que cette distance représente à peu près la distance parcourue par le domaine égéen vers l'Afrique durant les 10 derniers millions d'années. En effet, à cette époque, l'extension égéenne est considérée d'âge Miocène supérieur à Pliocène. Gautier et al. (1999) estiment le recul de la fosse hellénique à environ 445 km depuis le début de l'extension Miocène inférieur et proposent qu'une partie de l'extension soit due à l'extrusion latérale de l'Anatolie, avec une valeur maximale de 90 km (Figure 5-7). La différence de 355 km entre ces deux valeurs est due à l'étalement gravitaire en relation avec le retrait de la zone de subduction. Cette valeur est quasi-identique à celle proposée par McKenzie (1972). En reconstituant la largeur initiale du domaine égéen, Gautier et al. (1999) arrivent à une valeur de 505 km en prenant en compte les limites du domaine d'effondrement. L'épaisseur moyenne de la croûte après extension étant estimée à 28 km (Makris & Stobbe, 1984, Tsokas & Hansen, 1997), l'épaisseur initiale atteint une valeur de 47.5 km. L'épaisseur de la croûte anté-extension rejoint celle des domaines épaissis continentaux en Turquie et en Grèce continentale (Makris, 1975). Le facteur d'amincissement associé à ces épaisseurs est de 1.9, très proche de celui proposé par McKenzie (1978) (facteur d'amincissement de 2). Il est à noter que malgré les différentes hypothèses utilisées par Gautier et al. (1999) et McKenzie (1972), en termes d'âge et de longueur du panneau plongeant, les résultats sont quasiment identiques. La reconstitution des conditions initiales de la chaîne égéenne, avant extension, apporte des arguments en faveur de la thèse de l'extension post-orogénique en Mer Egée.

L'étude de la formation des dômes métamorphiques présents dans le domaine égéen a permis d'apporter de nombreuses contraintes aux conditions de fonctionnement de l'extension post-orogénique dans cette région. Les âges géochronologiques montrent que l'exhumation des dômes métamorphiques se déroule au Miocène inférieur, c'est à dire

antérieurement à l'initiation de la collision Arabie-Afrique et à l'extrusion latérale de l'Anatolie vers le domaine égéen.

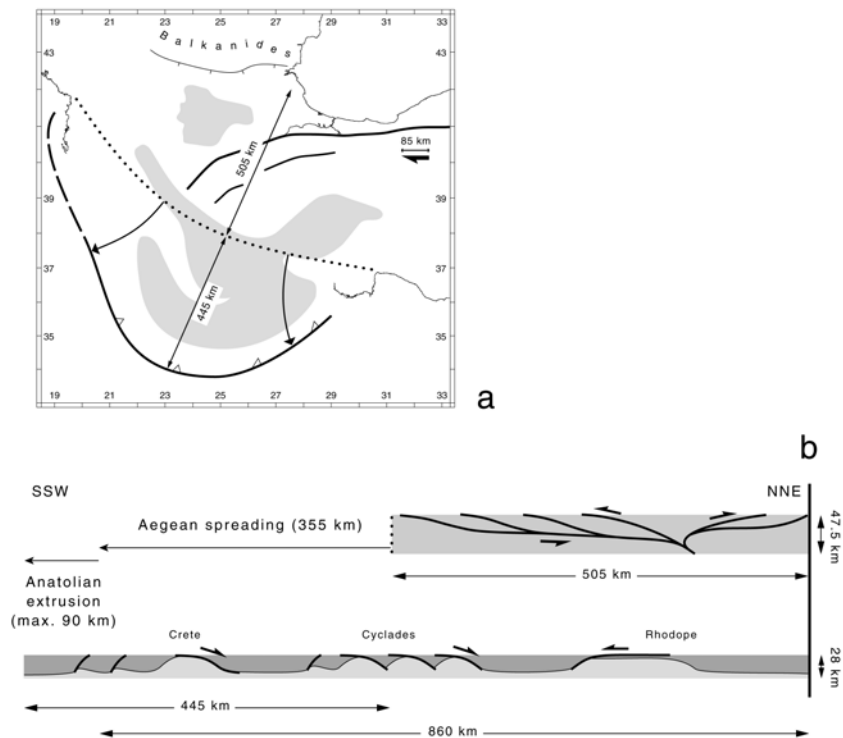


Figure 5-7 : Schéma de l'estimation de la quantité d'extension en Egée (Gautier et al., 1999).

1.6. Le régime de déformation actuel

Actuellement, deux régimes de déformation se superposent en Egée. Tout d'abord, et comme exposé précédemment, le recul de la zone de subduction sud-hellénique a permis l'effondrement gravitaire de la croûte épaissie et la formation des dômes métamorphiques. Ce processus perdure encore aujourd'hui. Cependant, depuis le Miocène supérieur, la collision entre la plaque Arabe et la plaque Afrique provoque l'extrusion latérale vers l'ouest du bloc Anatolien, le long du décrochement dextre Nord-Anatolien. La terminaison de cette faille, incurvée vers le sud, se prolonge au nord de la Mer Egée dans le fossé Nord Egéen.

La région égéenne, la Grèce continentale et l'Ouest de la Turquie sont les zones tectoniques les plus actives d'Europe (Figure 5-8) (McKenzie, 1972 ; Taymaz et al., 1991). En Egée, l'activité sismique se répartit en plusieurs domaines de déformations distinctes. Au sud de la Mer Egée, la fosse sud-hellénique est marquée par une intense activité sismique, due au plongement de la plaque Africaine sous la plaque continentale égéenne. Le slab identifié par tomographie sismique (cf Figure 5-2) est le siège de nombreux séismes profonds sous le domaine égéen (Spakman et al., 1988 ; Wortel & Spakman, 1992 ; Spakman et al., 1993 ; Papazachos et al., 1995 ; 2000). Les séismes ayant une profondeur supérieure à 50 km sont interprétés comme dû à la déformation interne du slab pendant la subduction. Lorsque l'on retire les séismes dus à la présence de ce panneau plongeant, la carte sismique reflète alors les déformations internes de la croûte continentale qui permet de

distinguer plusieurs zones géographiques (Figure 5-9). Globalement, le Nord Egée est caractérisé par la présence de plusieurs failles décrochantes dextres, orientées NE-SW, dont la plus importante est la faille Nord-Anatolienne (Figure 5-10). Au centre, le golfe de Corinthe est bordé par de grandes failles normales. En revanche, les Cyclades et la Mer de Crète semblent beaucoup moins affectées par une quelconque activité sismique. Nous discuterons de ces particularités par la suite.

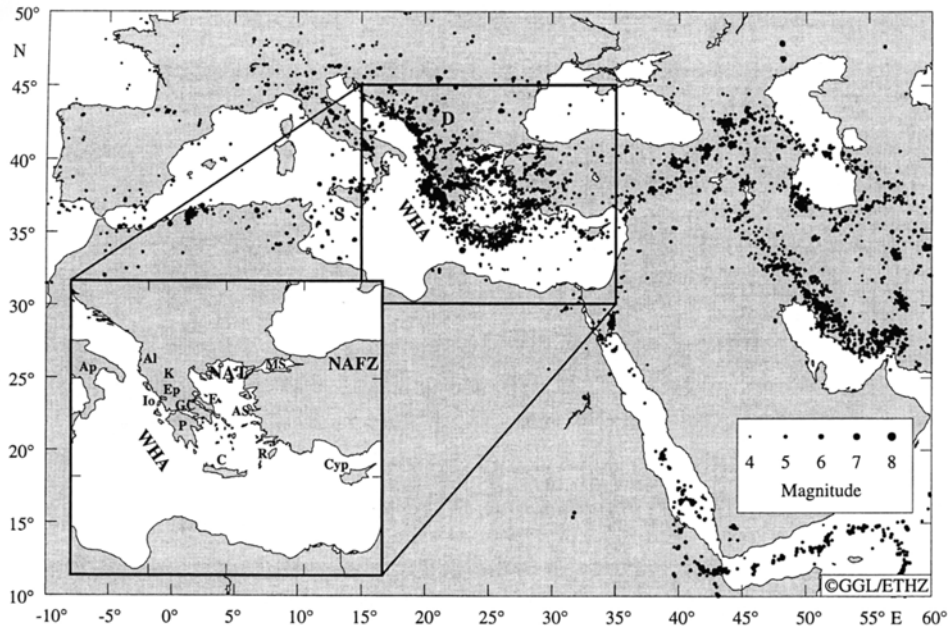


Figure 5-8 : Sismicité de la Méditerranée entre 1979 et 1995 pour des magnitudes supérieures à 4 (Kahle et al., 1998).

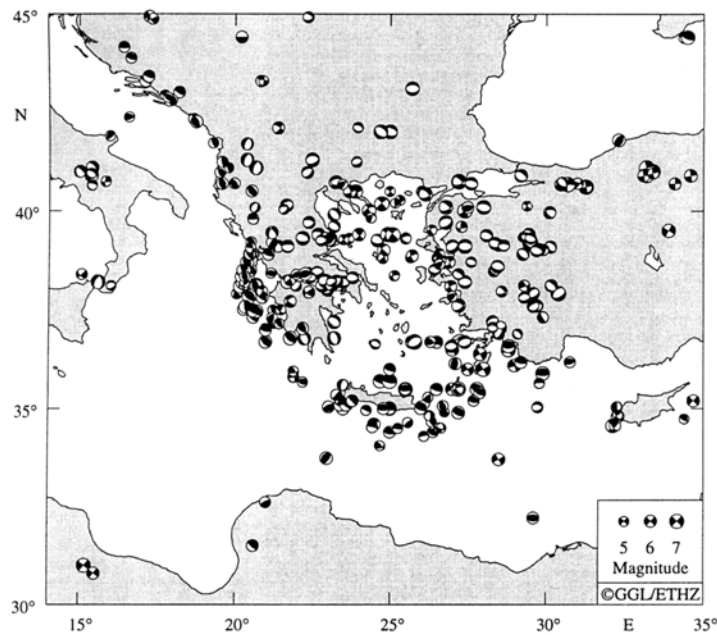


Figure 5-9 : Mécanisme au foyer (1908-1996) dans le domaine égéen (Kahle et al., 1998).

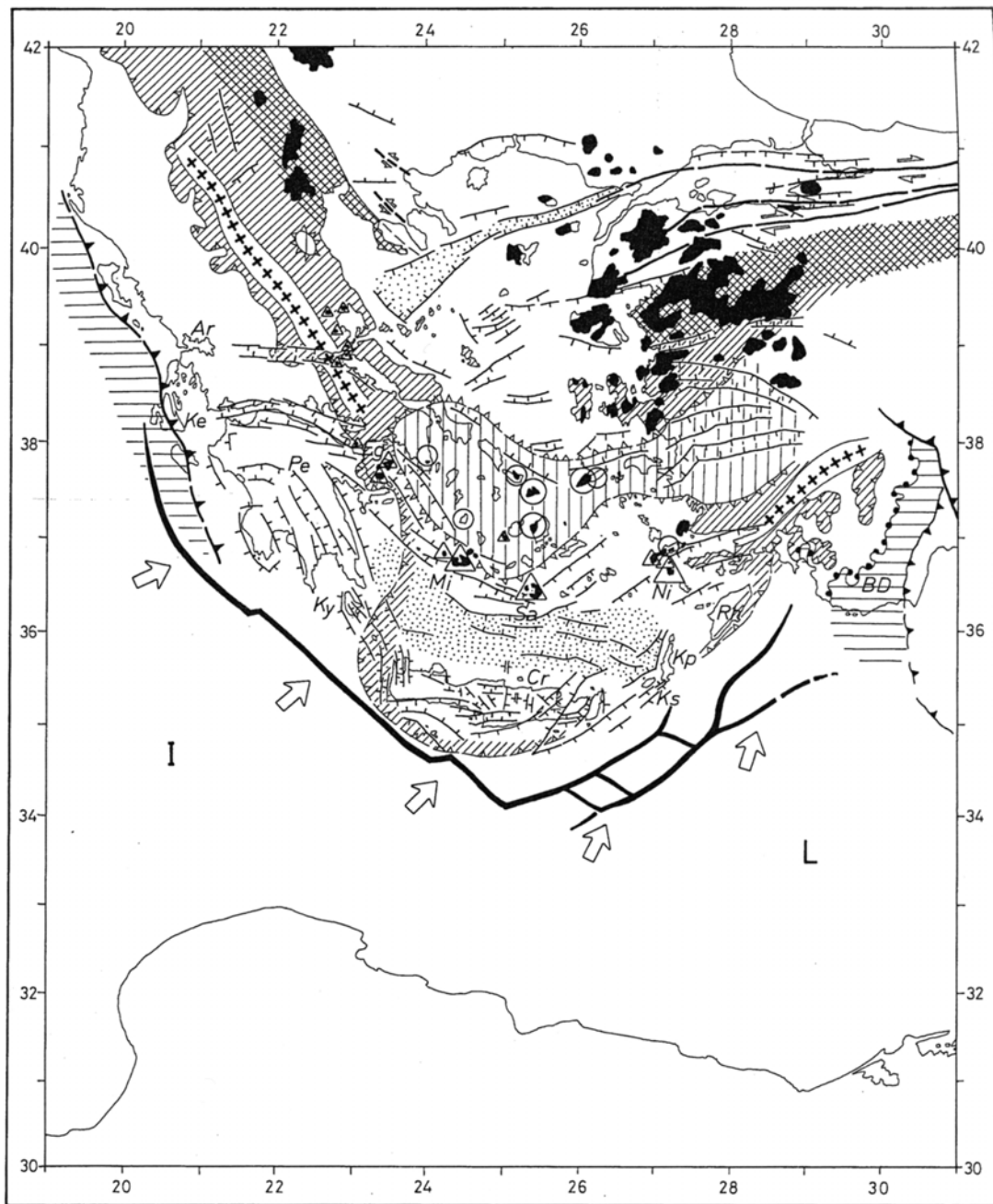
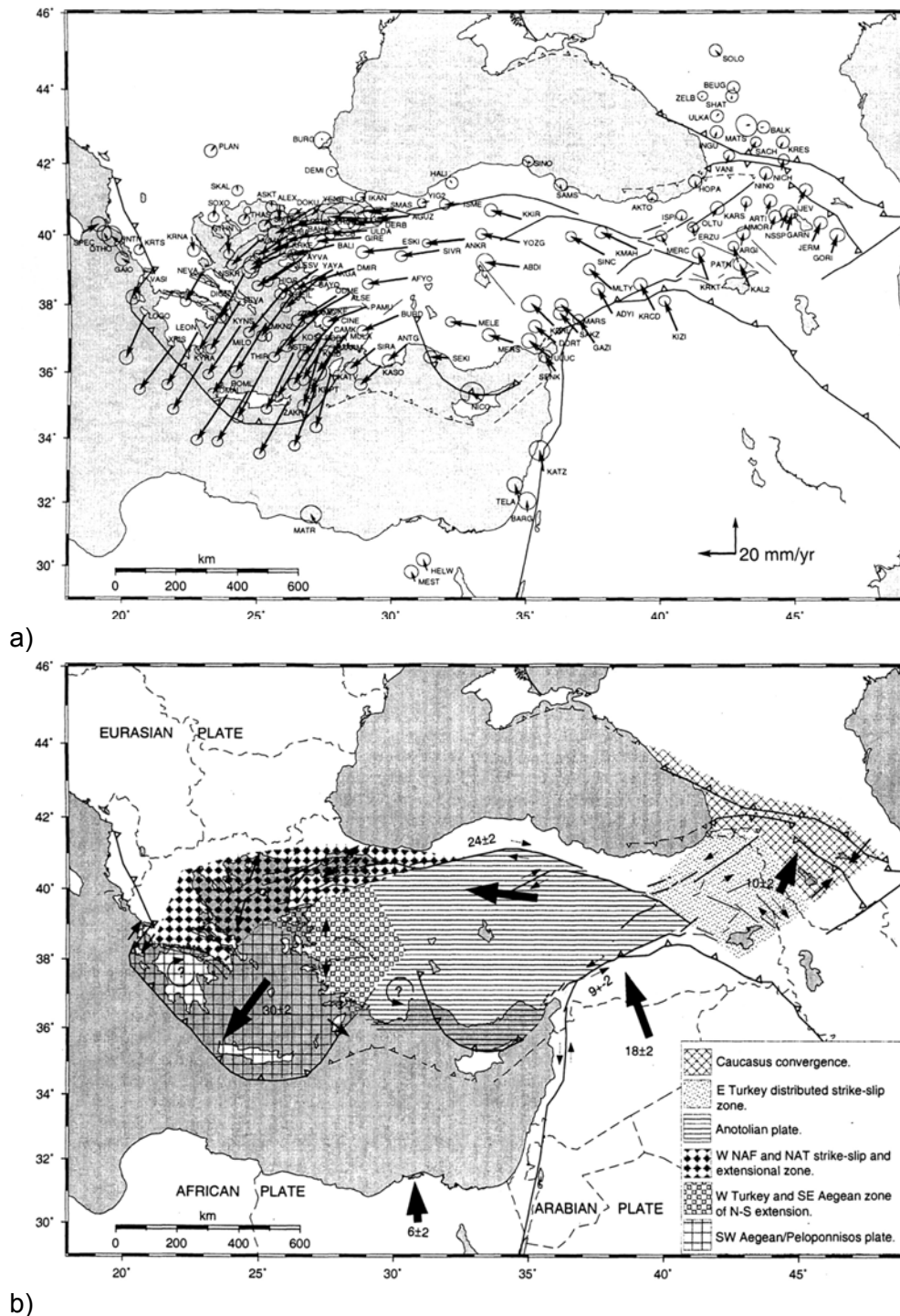


FIG. 1. — Esquisse structurale d'ensemble de la région égéenne.

- 1) Principaux repères géographiques et morphologiques. Les fossés helléniques sont en trait fort gras, face aux bassins ionien (I) et levantin (L) de la Méditerranée orientale. Deux bassins égéens sont soulignés en pointillé : mer de Crète (vers 36° N) et fosse nord-égéenne (vers 40° N).
- 2) Principales subdivisions de la chaîne alpine dinaro-taurique. Les zones les plus internes, ophiolitiques, sont en croisillons. Les autres zones internes des Hellénides et du Taurus occidental sont en hachuré oblique ; leur front de charriage antémiocène passe au Sud de la Crète. Les zones externes sont laissées en blanc, sauf les plus externes qui sont en hachuré horizontal lâche.
- 3) Traits tarditectoniques et néotectoniques. Les principaux sillons molassiques d'âge oligocène et miocène inférieur sont indiqués par des croix alignées. Les intrusions et les édifices volcaniques sont indiqués en noir. Les plutons granodioritiques égéens du Miocène moyen à supérieur sont soulignés par des cercles. Les volcans plio-quaternaires de l'arc égéen interne sont soulignés par des triangles. Les fossés en extension et les principales directions de failles normales sont figurés dans la région égéenne par des traits barbelés, le barbelé étant du côté effondré. Les flèches près des fossés helléniques indiquent la direction du mouvement relatif Afrique-arc hellénique, déduite de l'analyse des mécanismes au foyer des séismes.

Figure 5-10 : Carte structurale du domaine égéen (Angelier & Le Pichon, 1980).

Les études récentes basées sur les données GPS (Global Positioning System) ont apporté de nombreuses informations sur la cinématique globale actuelle de la Mer Egée (Le Pichon et al., 1995 ; Davies et al., 1997 ; Reilinger et al., 1997 ; Clarke et al., 1998 ; McClusky et al., 2000 ; Kahle et al., 2000 ; Kreemer et al., 2004) (Figure 5-11a). D'une manière générale, les résultats indiquent un mouvement latéral vers l'ouest du bloc Anatolien qui s'incurve vers le SSW dans le domaine égéen, définissant plusieurs blocs (Figure 5-11b). Ce mouvement est en accord avec les analyses sismo-tectoniques (McKenzie, 1972 ; 1978 ; Le Pichon & Angelier, 1979).



b) **Figure 5-11:** a) Vitesses GPS (Eurasie fixe) (McClusky et al., 2000). b) Illustration schématique des différents blocs du domaine égéen et anatolien (McClusky et al., 2000).

Le taux de déformation calculé à partir des données GPS (Figure 5-12) apporte également des informations sur le comportement actuel de trois différentes régions définissant le domaine égéen (Kahle et al., 1998 ; 2000 ; Kreemer et al., 2004a). Le Nord Egée et le golfe de Corinthe subissent une forte extension tandis que les Cyclades et la Mer de Crète semblent ne pas se déformer significativement. La région de la Crête se caractérise par un fort mouvement en compression relatif à la zone de subduction très proche.

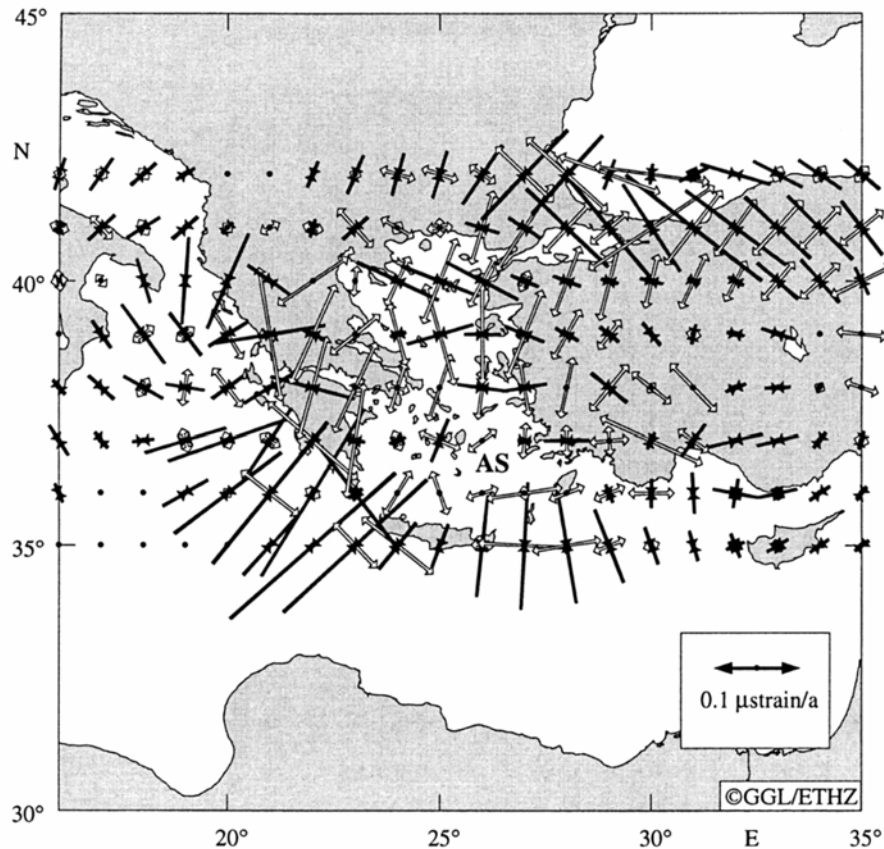


Figure 5-12 : Axes principaux des taux de déformation calculés à partir du champ de vitesse, les flèches blanches et noires indiquent une déformation extensive et compressive respectivement (Kahle et al., 1998).

1.6.1. Le Sud-Egée

Le Sud Egée se décompose en plusieurs zones caractérisées par des régimes de déformation diverses comme l'arc hellénique, la Crête, la Mer de Crête et les Cyclades. Du point de vue des analyses GPS (Figure 5-11b), ces quelques domaines sont réunis car souvent considérés comme un seul bloc se déplaçant vers le sud sans déformation interne significative.

La Crête et ses environs

Située au sud du domaine égéen, l'île de Crête est directement placée au-dessus du slab africain. Le plongement du panneau en subduction débute quelques 50 km au sud de la Crête et continue avec une pente inférieure à 30° (Papazachos et al., 2000). L'île est fortement influencée par la subduction entraînant une activité sismique soutenue caractérisée par des mécanismes au foyer de type faille inverse et faille normale. L'orientation et le taux de déformation, calculés par Kalhe et al. (1998, 2000), McClusky et al. (2000) et Kreemer et al. (2004a) montrent que cette forte composante compressive est localisée sur une courbe allant du Péloponnèse à Karpathos en passant par la Crête, parallèlement à la fosse égéenne (cf. Figure 5-12).

L'analyse des différentes méthodes d'exploration sismique permet de localiser assez précisément la profondeur du Moho sous la Crête et ses environs (Li et al., 2003 ; Makris & Vees, 1977 ; Bohnhoff et al., 2001). Les valeurs varient de 24 à 40 km (pour toutes ces études) avec une légère variation entre l'est et l'ouest de l'île. L'étude du champ de failles en Crête ainsi qu'à l'ouest et à l'est, réalisée par Armijo et al. (1992), montre des failles orientées N-S avec une extension dirigée E-W (Figure 5-13). Pourtant, la direction de l'extension à travers le domaine égéen est globalement N-S, orthogonale à la direction de la subduction (McKenzie, 1972, 1978 ; Angelier et al., 1982). Cette particularité est interprétée comme la conséquence du début de la collision entre la plaque égéenne et la marge passive de la plaque Africaine à la fin du Pliocène jusqu'au Quaternaire. D'autre part, les déplacements enregistrés le long de la fosse hellénique sont divisés en deux familles de directions. Le mouvement du Sud Egée, globalement vers le SW, est accompagné au SE par un léger mouvement vers le SE (McClusky et al 2000 ; Kreemer et al 2004) (Figure 5-11b). La raison de cette différence se situe dans la position du « backstop » de la marge Africaine (Le Pichon et al., 1995 ; Kreemer et al., 2004).

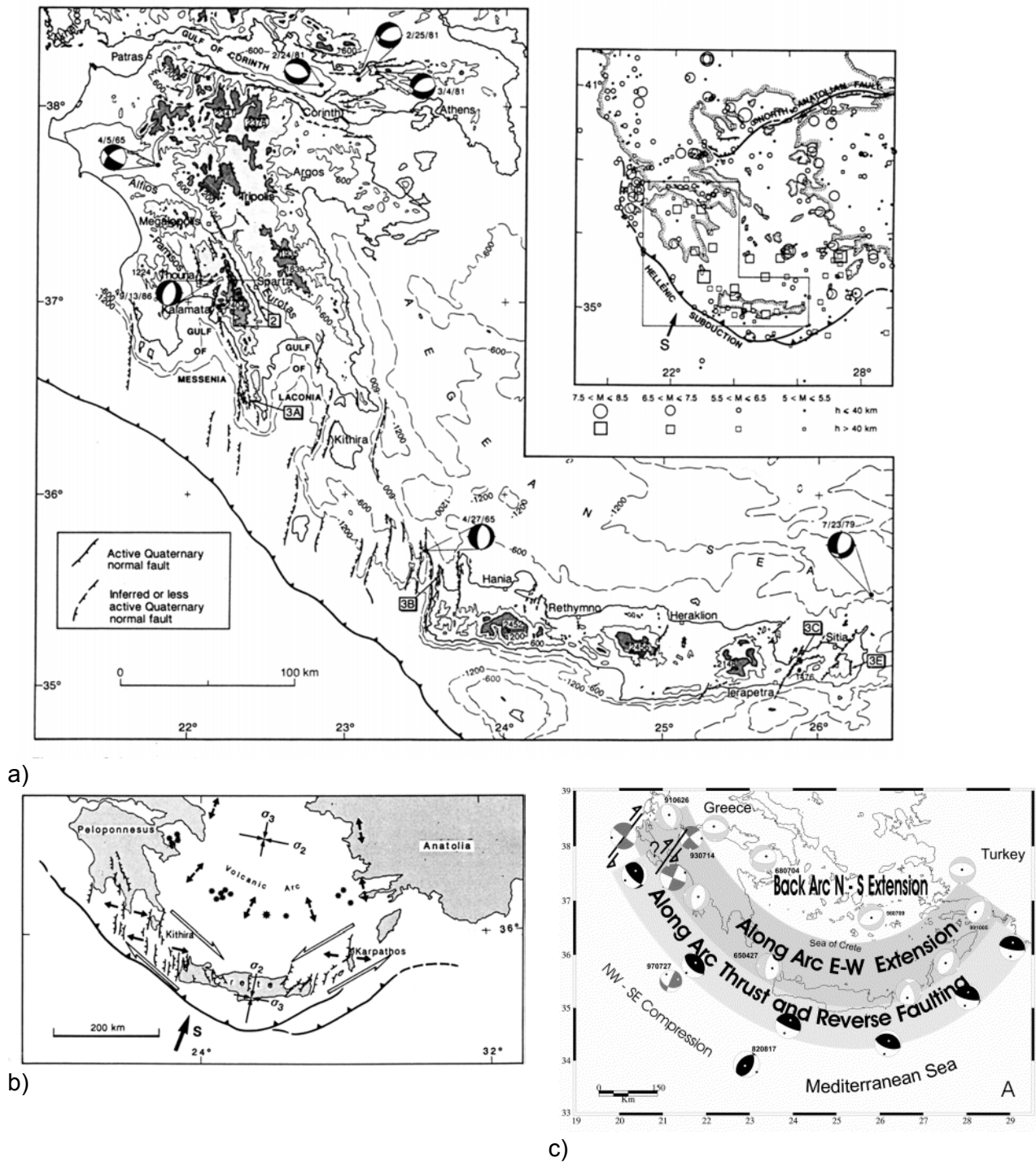


Figure 5-13 : a) Carte sismo-tectonique de sud de l'Égée (Armijo et al., 1992). b) Interprétation de la déformation active, les flèches blanches indiquent l'extension (Armijo et al., 1992). c) Distribution des mécanismes au foyer des séismes au-dessus de 40 km (Benetatos et al., 2004).

La Mer de Crète

La Mer de Crète, située au Nord de l'île de Crète et au sud de l'arc volcanique des Cyclades, évolue dans un tout autre régime de déformation. La sismicité enregistrée dans cette zone est très faible (cf. Figure 5-9). Cette particularité est d'autant plus étrange que la croûte continentale est d'une épaisseur relativement faible, caractéristique d'un fort amincissement (20 km et 15 km pour Makris & Veis, 1977 ; Bohnhoff et al., 2001, respectivement), et possède un champ de failles dense et des bassins profonds. Les profils sismiques montrent une activité récente de failles normales recoupant des bassins Plio-Quaternaires (Angelier et al., 1982 ; Martin & Mascle, 1990) (Figure 5-14). Ces failles sont globalement orientées E-W, de manière radiale par rapport à l'arc hellénique, contrairement à celles, orientées N-S, de la Crète jusqu'au Péloponnèse. L'extension de la Mer de Crète est donc N-S et compatible avec la direction d'extension imposée par la zone de subduction (Angelier et al., 1982). La reconstruction réalisée par Angelier et al. (1982), grâce à une analyse quantitative de la population de failles, montre que le coefficient d'extension le plus fort calculé dans le domaine égéen est celui de la Mer de Crète. Cette étude confirme bien l'hypothèse d'un fort amincissement crustal, relativement récent. Cependant, cette forte extension n'est pas identifiée par la sismicité ni par les calculs de taux de déformation (Kahle et al., 1998 ; Kreemer et al., 2004).

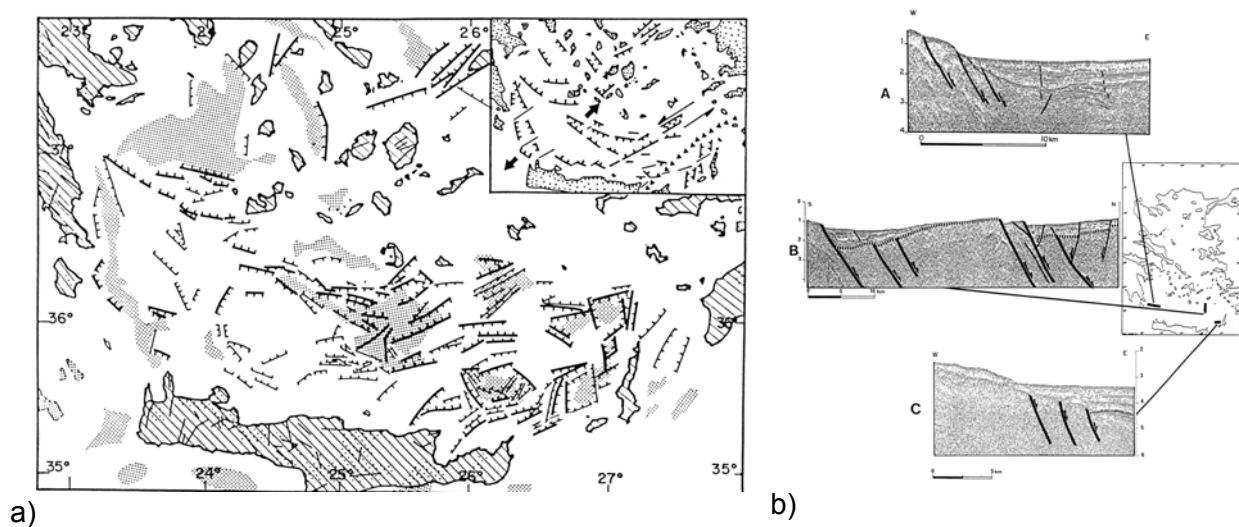


Figure 5-14 : a) Carte structurale du Sud Egée (Mascle & Martin, 1990). b) Exemples de coupes sismiques en Mer de Crète (Mascle & Martin, 1990).

Les Cyclades

Les Cyclades (Figure 5-15), domaine ayant subi une forte extension durant le Miocène avec la formation des dômes métamorphiques, révèlent une sismicité quasi-inexistante (cf. Figure 5-9). Le champ de vitesse calculé par Le Pichon et al. (1995) montre l'existence d'un minimum centré sur les Cyclades, caractérisé par une accélération vers le SW et le SE aux limites sud du domaine (Figure 5-16). Le champ de vitesse GPS (McClusky et al., 2000 ; Kreemer et al., 2004a) montre que le Sud Egée se déplace globalement vers le SW avec une vitesse d'environ 3 cm/an par rapport à l'Eurasie et des vitesses de déformation interne très faibles, inférieures à 2mm/an. D'après Walcott & White (1998), la déformation dans les Cyclades s'arrête à partir du Miocène supérieur. Cette cessation d'activité tectonique correspondrait au début de l'extrusion de l'Anatolie. Cette hypothèse est adaptée par Hubert-Ferrari et al. (2003) qui proposent une justification cinématique : la suppression de l'activité en faille normale due au mouvement créée par la faille Nord-Anatolienne. La rigidité apparente des Cyclades pourrait aussi s'expliquer par des raisons rhéologiques comme l'augmentation de la résistance du domaine après l'extension Miocène (Jolivet, 2001 ; Sonder & England, 1989).

De nombreux auteurs (Le Pichon et al., 1995 ; McClusky et al., 2000, Kahle et al., 2000 ; Jolivet, 2001 ; Walcott & White, 2001 ; Kreemer et al., 2004) estiment que le Sud-Egée se comporte comme un bloc rigide, se déplaçant globalement vers le SW (cf. Figure 5-11b).

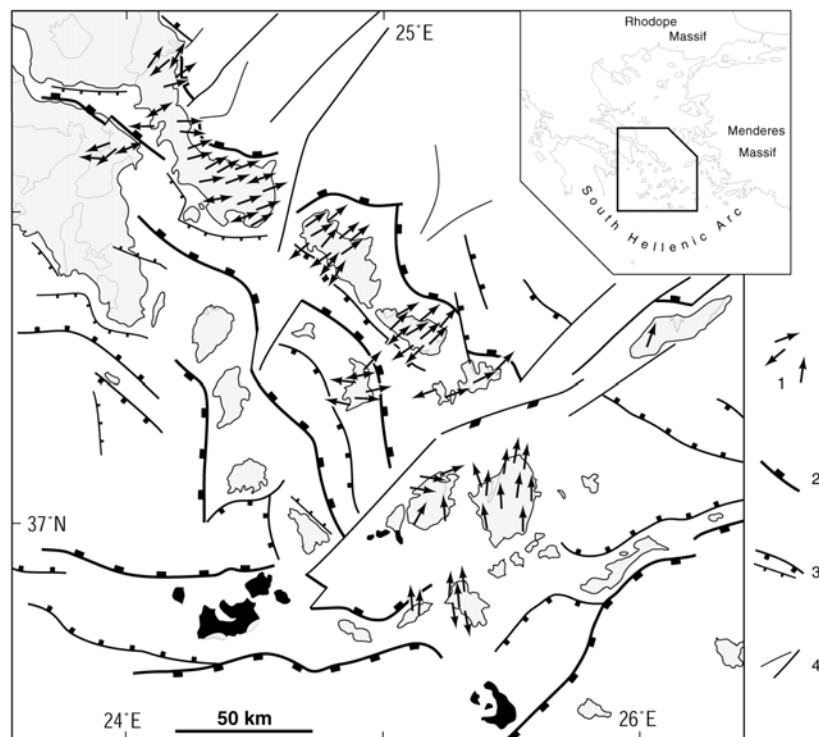


Figure 5-15 : Carte des failles et des linéations mesurées dans les Cyclades (Gautier, 1994)

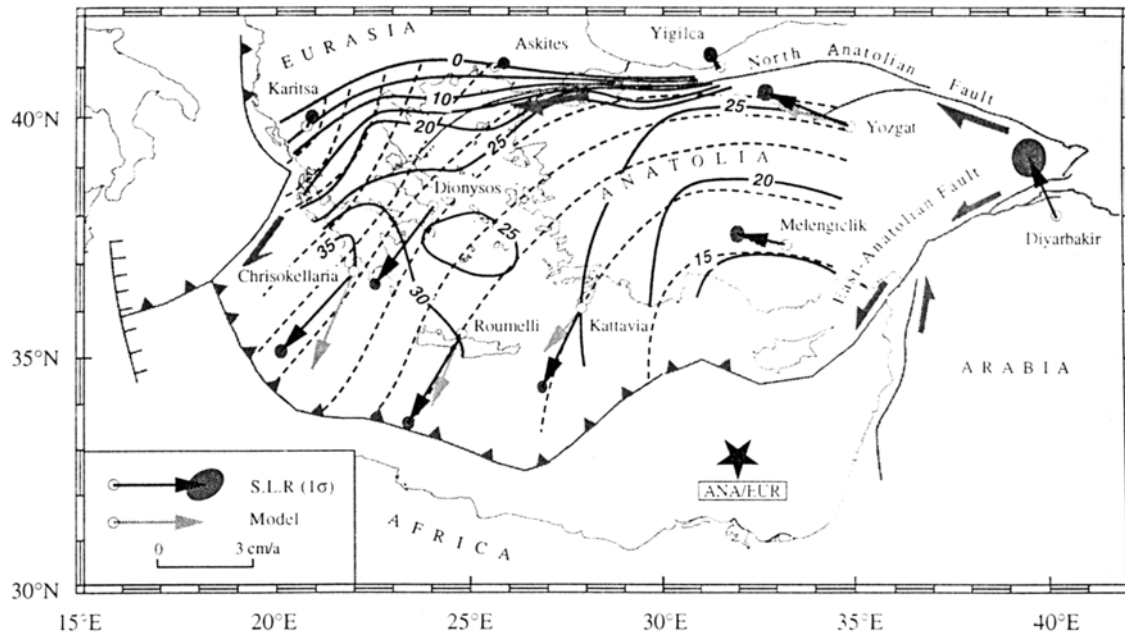


Figure 5-16 : Carte du champ de vitesse (Europe fixe), avec un minimum dans les Cyclades (Le Pichon et al., 1995).

1.6.2. Le golfe de Corinthe

Situé au nord du Péloponnèse et au sud de l'Attique, le golfe de Corinthe est une des structures les plus actives du domaine égéen. Ce graben, caractérisé par une forte sismicité, représente un enjeu particulièrement important dans la compréhension de la dynamique actuelle, étroitement liée à l'extrusion latérale de l'Anatolie.

Le golfe de Corinthe est un graben asymétrique d'une longueur d'environ 130 km pour une largeur variable de 10 km à l'ouest, et 40 km à l'est. L'orientation générale du graben est WNW-ESE et rend compte d'une extension globalement N-S. Les taux d'extension obtenus par Briole et al. (2000) sont de 14 mm/an pour l'ouest du golfe et de 10 mm/an pour l'est (Figure 5-17a). Les analyses sismo-tectoniques (Jackson et al., 1982 ; King et al., 1985) montrent que le golfe est également asymétrique dans la direction N-S. En effet, le graben est bordé par une faille principale sur sa bordure sud, contrôlant la subsidence au centre et au nord du graben, et la surrection de la partie sud tandis que la partie nord du golfe est bordée par une faille antithétique moins importante.

La géométrie profonde du graben a été contrainte par des études de microsismicité et de tomographie qui montrent une zone de cisaillement à faible pendage à 8-10km de profondeur (King et al., 1985 ; Rigo et al., 1996 ; Hatzfeld et al., 2000) (Figure 5-17b) et un Moho situé à une profondeur moyenne de 35-40 km (Tiberi et al., 2001). Comme nous l'avons déjà évoqué dans le Chapitre 1, Jolivet (2001) propose un modèle, combinant ces données avec celles de Sorel (2000), qui prédit que le golfe de Corinthe correspond au premier stade de formation des dômes métamorphiques extensifs.

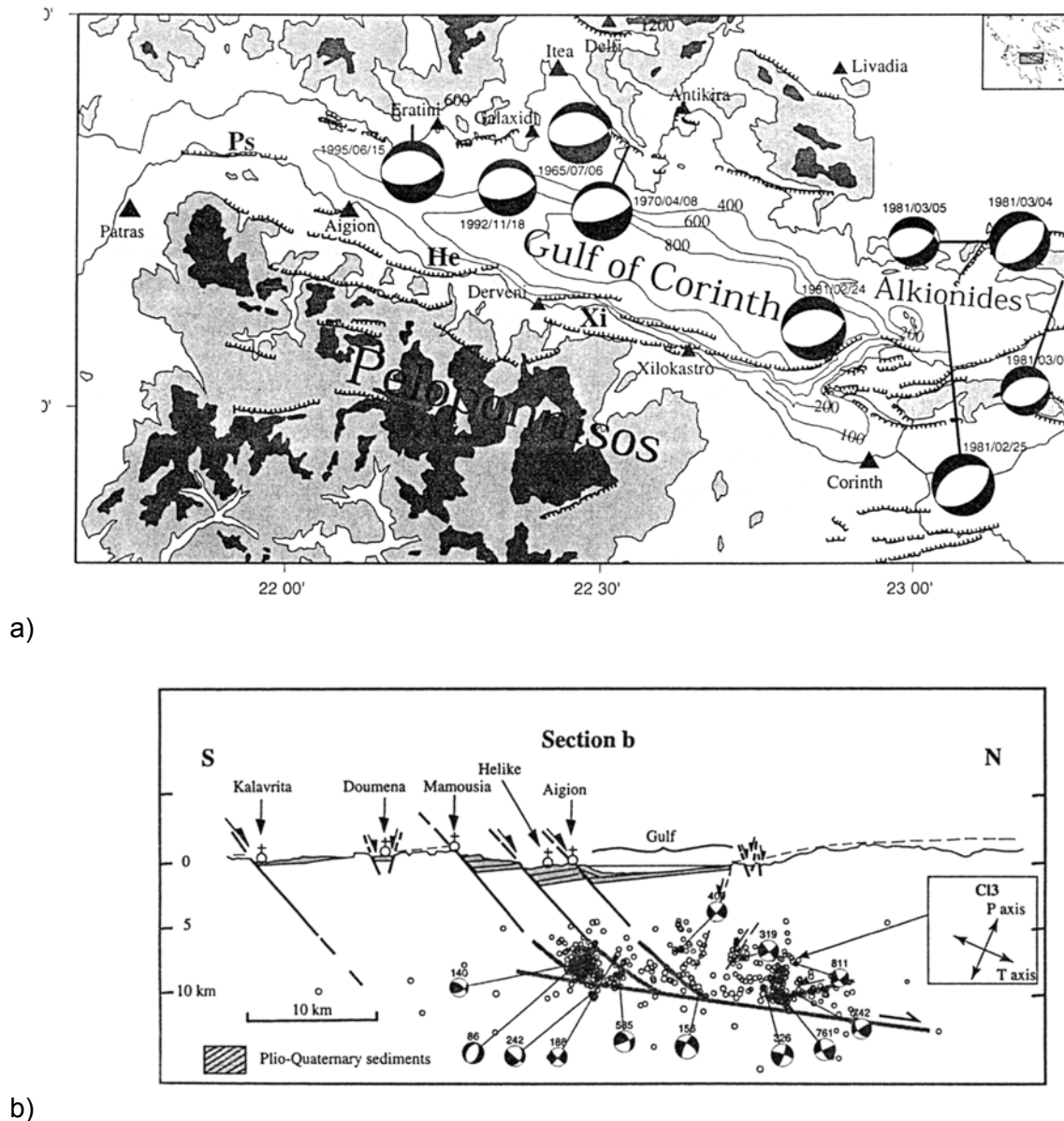


Figure 5-17 : a) Carte sismo-tectonique du golfe de Corinthe (Briole et al., 2000). b) Coupe du golfe de Corinthe en relation avec la microsismicité (Rigo et al., 1996).

Les causes de l'ouverture du golfe de Corinthe sont sujettes à débat autour de deux hypothèses majeures. Armijo et al. (1996) proposent un processus de propagation vers l'ouest du rifting du golfe de Corinthe dû à une phase extrêmement courte de déformation extensive (de l'ordre de 1 Ma). Le taux d'extension rapide du golfe de Corinthe est mis en relation avec la propagation de la faille Nord-Anatolienne au nord de la Mer Egée qui a débuté il y a 5 Ma environ (Armijo et al., 1996), bien après le début de l'extension Miocène et suggérant le développement, durant cette première phase d'extension, d'un proto-rift à Corinthe (Ori, 1989). L'extension provoquée par la branche sud de la faille Nord-Anatolienne et par la rotation horaire induite dans le Péloponnèse, a permis de réactiver cette structure vers 1 Ma jusqu'à acquérir sa forme actuelle par le développement d'une nouvelle génération de failles normales (Figure 5-18). Plusieurs autres auteurs (Reuther et al., 1993, Kahle et al., 1998 ; 2000), soutiennent cette interprétation tout en y ajoutant l'effet de la faille dextre de Képhalonie située au SW de Corinthe. Le jeu des déplacements dextres conjoints

des deux failles majeures (NAF et Képhalonia), de part et d'autre du golfe, favorise ainsi son ouverture par un système de pull-apart.

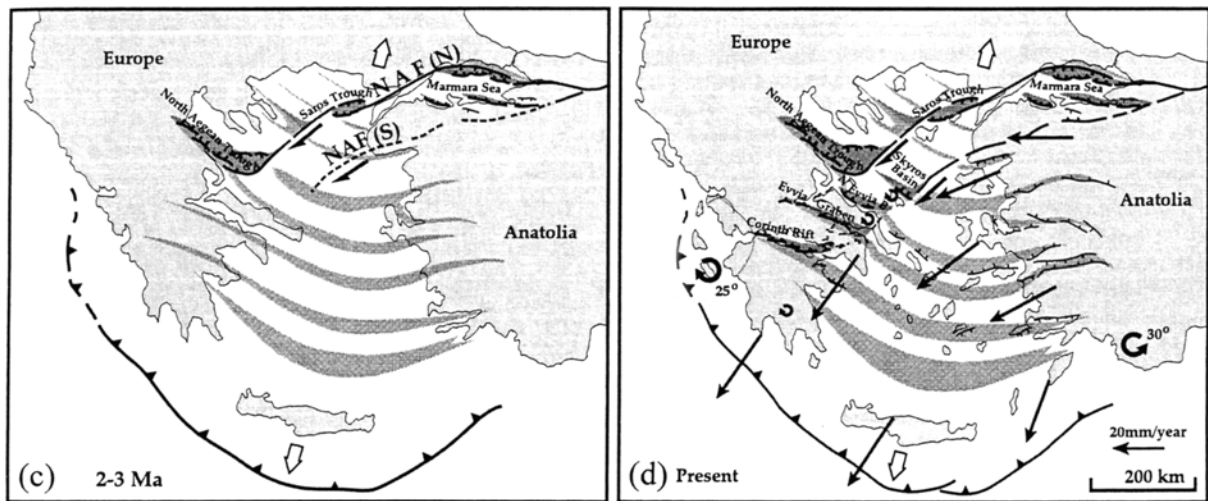


Figure 5-18 : Modèle d'ouverture du golfe de Corinthe par le jeu de la faille Nord-Anatolienne (Armijo et al., 1996).

1.6.3. Le Nord Egée

La partie nord de la Mer Egée, du nord des Cyclades jusqu'au Rhodope, est une région particulièrement importante dans la compréhension de l'histoire extensive égéenne. La phase récente d'extrusion de l'Anatolie et la propagation de la faille Nord-Anatolienne dans le domaine égéen constitue un phénomène majeur modifiant le régime de déformation auparavant dirigé par l'étalement gravitaire.

Le fossé Nord-Egéen est la continuation vers l'ouest de la faille Nord-Anatolienne (NAF) qui dans l'ouest de la Turquie, avant même de rentrer dans le domaine égéen, se divise en trois branches principales (Taymaz et al., 1991) (Figure 5-19). La branche Nord représentant la continuité directe de la NAF, s'achève dans les Sporades (Pliocène supérieur d'après Dinter & Royden (1993)) avec une vitesse de déplacement de 25-30 mm/an suggérée par les études GPS (Le Pichon et al., 1995 ; Reilinger et al., 1997 ; McClusky et al., 2000). Ces grandes structures forment des fossés soulignés par la bathymétrie (du nord au sud : Fossé Nord-Egéen, Fossé d'Edremit et Fossé Lesbos-Psara). Le fossé Nord Egéen se caractérise par une profondeur de 1500 m maximum et des bassins profonds soulignant la trace de la NAF. Ces bassins, notamment ceux des Sporades, du Golfe d'Orfanou et de Saros, peuvent atteindre des épaisseurs de 6 km (Le Pichon et al., 1984).

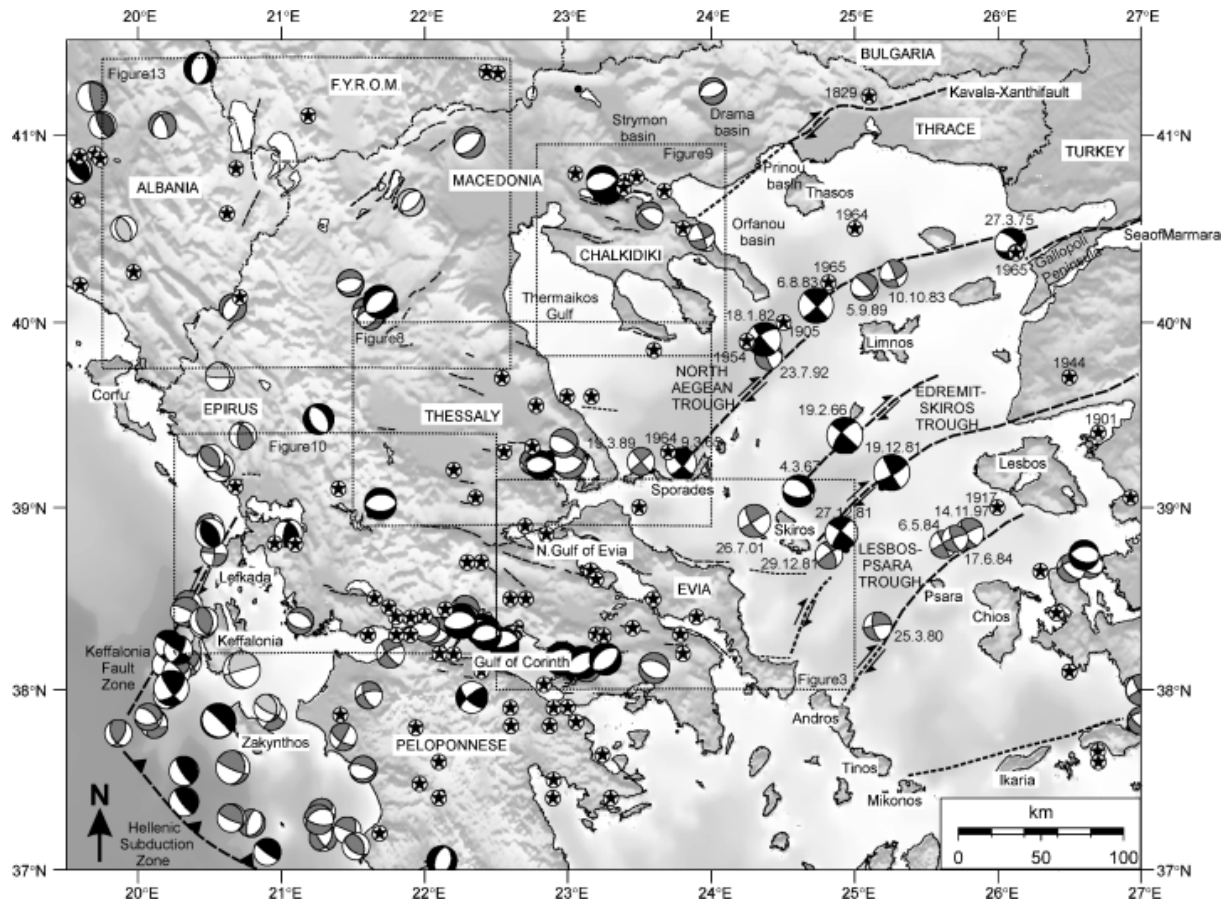
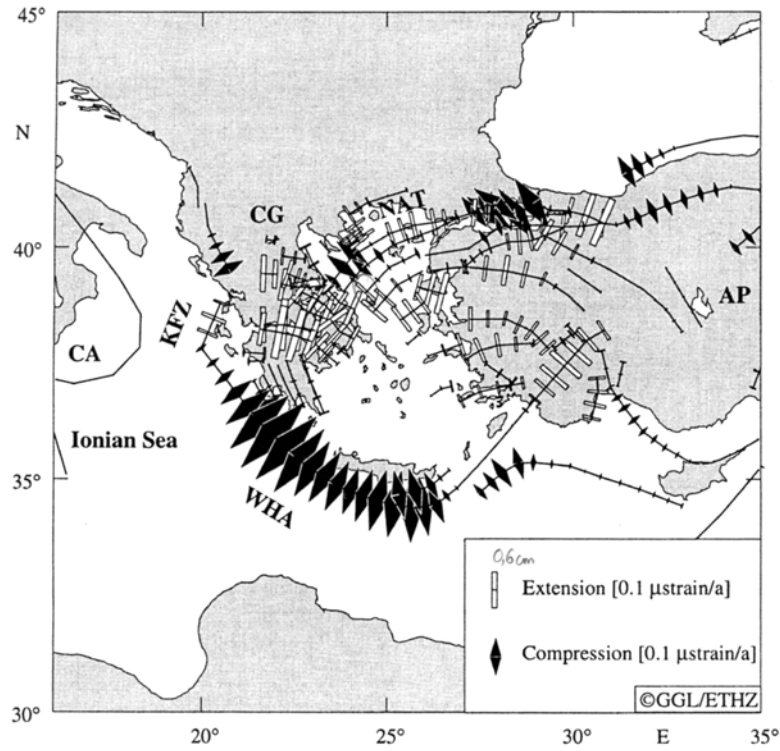
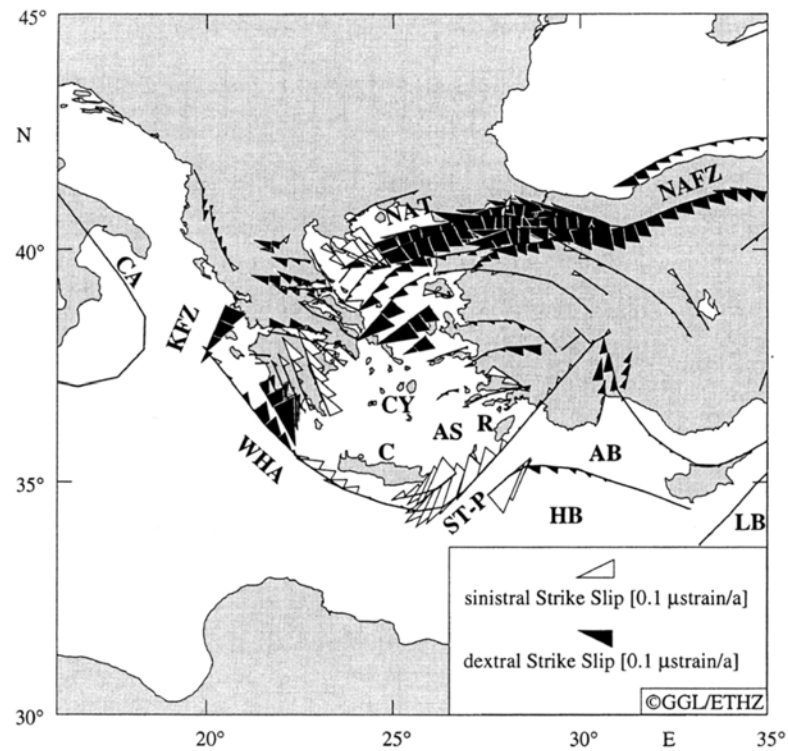


Figure 5-19 : Failles majeures et mécanisme au foyer des séismes associés dans le Nord Egée (Goldsworthy et al., 2002).

Les modèles de déformation active calculés par Kahle et al. (1998) montrent que les failles décrochantes du Nord Egée sont associées à des contraintes extensives, compressives et cisailantes (Figure 5-20a et b). Le SW de la NAF est caractérisé par de la déformation compressive et les segments NE de la NAF par de la déformation extensive (Figure 5-20a). De manière globale, la région est fortement marquée par des taux de déformation extensive très importants orientés NNW-SSE dans le sud et NNE-SSW dans le nord. D'autre part, la sismicité enregistrée montre que les séismes régionaux de forte magnitude sont associés à un mouvement en faille normale (hypocentres proche de la faille en question) alors que la plupart des séismes sont attribués à la faille décrochante Nord-Anatolienne (Laigle et al., 2000). Ces résultats montrent que les failles actives décrochantes de la région nord de l'Egée due à l'extrusion de l'Anatolie sont également associées à de l'extension N-S, probablement liée au recul de la zone de subduction sud-hellénique.



a)



b)

Figure 5-20 : a) Taux de déformation projeté sur les failles majeures du domaine égéen (Kahle et al., 1998). b) Taux de déformation cisailante projeté sur les failles majeures du domaine égéen (Kahle et al., 1998).

Les analyses des mécanismes au foyer montrent, dans le domaine Nord Egéen, que les mouvements principaux se réalisent à la faveur des déplacements sur ces grandes failles décrochantes NE-SW. Hatzfeld et al. (1999) suggèrent qu'elles se prolongent dans le domaine continental avec une orientation E-W. Le déplacement décrochant est transféré en faille normale en Grèce continentale avec une direction d'extension principale N-S, qui reste constante. La compilation des données géomorphologiques, géodésiques et sismologiques réalisée par Goldsworthy et al. (2002) montre également cette continuité entre failles décrochantes dextres et failles normales présentes en Grèce continentale. Les grabens identifiés en Chalcidique, au sud de Thessalonique et au nord d'Evvia semblent donc être connectés à différentes zones de failles décrochantes à l'Est en Mer Egée : Faille de Xanthi dans le nord de la Grèce, la NAF et le système de failles décrochantes d'Edremit plus au sud (Figure 5-21). Ces grabens disparaissent vers l'ouest à l'intérieur du continent. Seul le golfe de Corinthe semble échapper à ce schéma. En effet, les grabens cités auparavant s'ouvrent vers l'est, tandis que les vitesses enregistrées par la géodésie montrent clairement une ouverture du golfe de Corinthe vers l'ouest (Clarke et al., 1997 ; Briole et al., 2000).

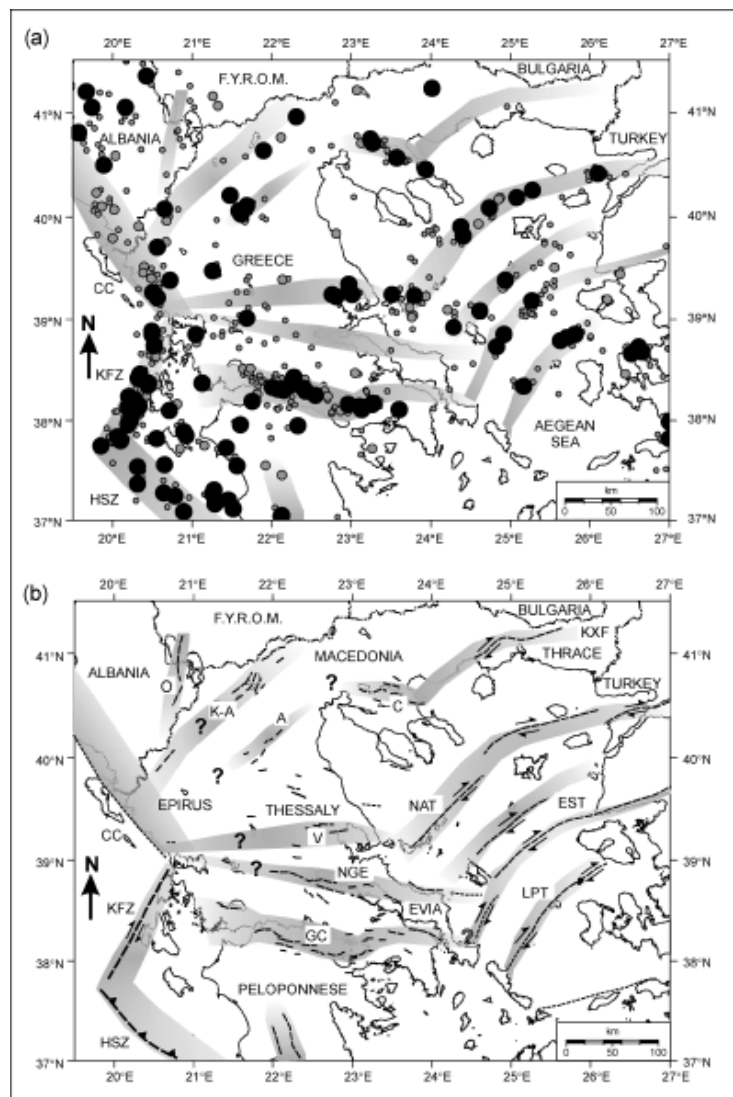


Figure 5-21 : Activité quaternaire des failles (en gris) liée à la sismicité régionale et aux grandes structures du Nord Egée (Goldsworthy et al., 2002).

Dans la partie est du fossé Nord Egéen, une reconstitution, incluant les déformations de la Mer de Marmara, donne un déplacement de 85 km de l'Anatolie en référence à l'Eurasie (Armijo et al., 1999). Des modèles réalisés en utilisant une hypothèse de mécanique des fractures élastiques (Hubert-Ferrari et al., 2003 ; Armijo et al., 2003) montrent les conséquences de la propagation de la faille Nord-Anatolienne sur le système égéen. La Figure 5-22 illustre le régime de déformation, associé au déplacement sur la NAF, par deux zones principales distinctes. La zone située au NW de la faille représente un champ de contrainte favorable à l'extension avec formation de failles normales, provoquant la réactivation de certains grabens déjà présents comme le golfe de Corinthe ou le golfe d'Eubée. La zone située sous la NAF représente, au contraire, un champ de contrainte favorable à la suppression de l'activité des failles. Cette théorie permet d'expliquer l'arrêt de la déformation extensive dans les Cyclades (évoqué plus haut) ainsi que l'activité intense des grabens localisant l'extension en Grèce continentale.

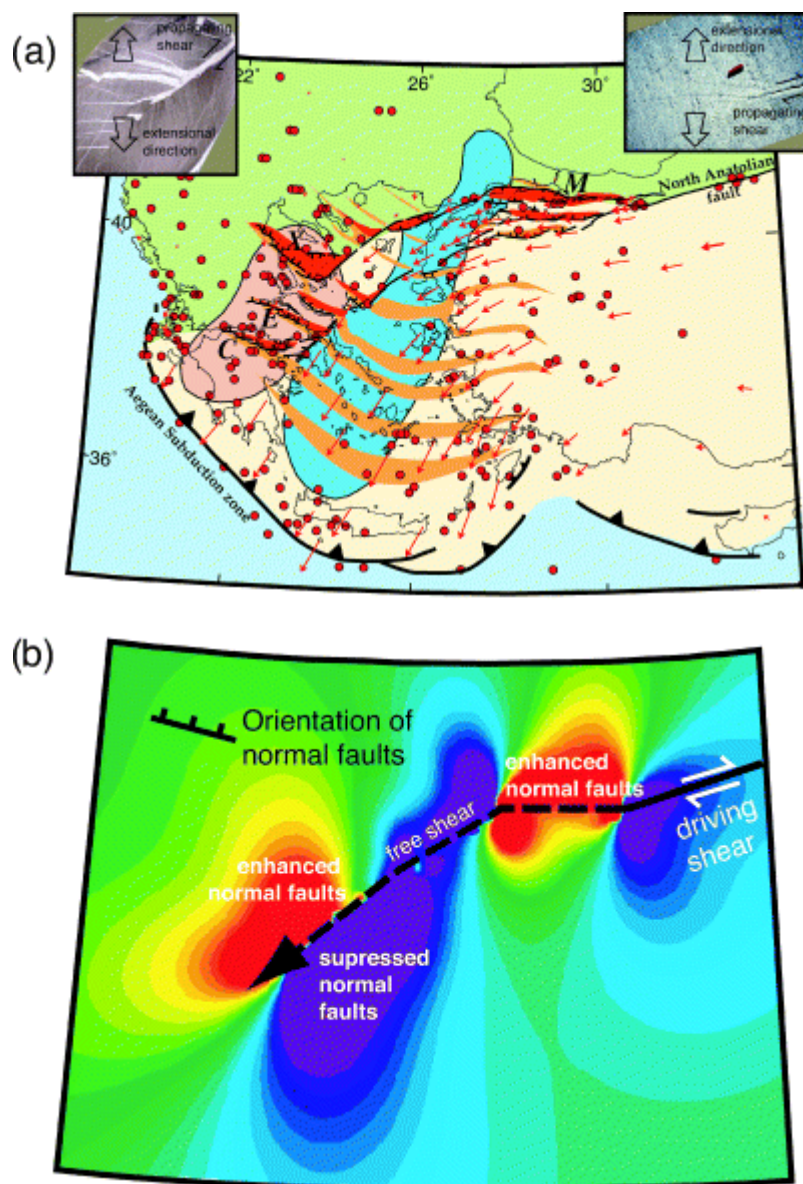


Figure 5-22 : Modélisation élastique de l'effet de la propagation de la NAF (Hubert-Ferrari et al., 2003).

L'évolution 3D du Nord Egée (Kreemer et al., 2004b) montre une incohérence de la déformation entre le taux de déformation actuel en surface et la déformation finie en profondeur. En contrepartie, les résultats montrent une forte cohérence entre les orientations des déformations finies, enregistrées dans la croûte moyenne et inférieure des dômes métamorphiques (linéation d'étirement), et les orientations d'anisotropie dans le manteau lithosphérique. De plus, Kreemer et al. (2004b) observent que les orientations principales de la déformation finie sont quasiment parallèles avec le gradient d'épaisseur de la croûte (perpendiculaire aux isopaques d'épaisseur de croûte présentées par Makris (1978)). Les auteurs sont amenés à corréliser ces résultats d'anisotropie du manteau avec une longue période d'extension au Miocène, à l'origine de la formation des dômes métamorphiques des Cyclades (Gautier & Brun 1994a ; Gautier et al., 1999) et du Rhodope (Sokoutis et al., 1993). Les orientations de la déformation actuelle, dominées par le décrochement dans le Nord Egée, ne sont pas en accord avec ces orientations calculées en profondeur. Kreemer et al. (2004b) suggèrent alors que les déformations actuelles sont dues au changement de régime de déformation induit depuis environ 4 Ma par la propagation de la faille Nord-Anatolienne dans le domaine égéen.

Ces modèles confirment l'histoire en deux étapes de l'extension égéenne : i) l'extension Miocène, due au retrait de la zone de subduction sud-hellénique et conduisant à la formation des dômes métamorphiques égéens et .ii) l'extension débutant fin Miocène - début Pliocène, due à l'effet conjoint du retrait de la zone de subduction, toujours actif, et de l'extrusion vers l'ouest de l'Anatolie. Le changement de régime de cette seconde étape modifie le style de déformation propre à la première étape. Différentes zones de déformation active sont clairement identifiées : le Nord Egée, les Cyclades, la Mer de Crête, le golfe de Corinthe. Cependant, la complexité de ce système suscite des questions: Pourquoi les Cyclades et la Mer de Crête ne semblent plus se déformer aujourd'hui ? Quel rôle joue vraiment la NAF sur le système égéen ? Le champ actuel de déformation est-il dominé par l'extrusion de l'Anatolie ou par le recul de la zone de subduction sud-hellénique ?

Chapitre 6

Épaisseur de la croûte égéenne par inversion gravimétrique. Implications géodynamiques

RÉSUMÉ.....	173
AEGEAN CRUSTAL THICKNESS INFERRED FROM GRAVITY INVERSION. GEODYNAMICAL IMPLICATIONS.	175
ABSTRACT	176
6.1. INTRODUCTION	177
6.2. GRAVITY INVERSION	182
6.2.1. <i>Data processing</i>	182
6.2.2. <i>Inversion procedure</i>	188
6.3. AEGEAN CRUSTAL THICKNESS	192
6.3.1. <i>Results</i>	192
6.3.2. <i>Comparison with previous geophysical studies</i>	193
6.3.3. <i>Role of sedimentary basins</i>	194
6.4. GEODYNAMICAL IMPLICATIONS.....	195
6.5. CONCLUSIONS.....	198

Résumé

L'histoire de la Mer Egée est un sujet très débattu mais contraint par de nombreuses études géologiques et géophysiques. Depuis l'Oligo-Miocène, le domaine égéen a subi une extension régionale due au recul de la zone de subduction sud-hellénique. Cet état de contrainte s'est récemment modifié (depuis 5 Ma) en raison de l'extrusion vers l'ouest de l'Anatolie.

Dans ce chapitre, une nouvelle carte de l'épaisseur crustale de ce domaine grâce à l'inversion de données gravimétriques en mer, est proposée pour contraindre les variations dans le temps et dans l'espace de l'amincissement crustal. En d'autres termes, nous proposons dans cette étude de lier la déformation finie, accumulée depuis l'Oligo-Miocène et représentée par les variations de l'épaisseur crustale en Egée, à son histoire extensive.

La topographie du Moho est obtenue par inversion gravimétrique de données satellitaires en mer. Les données sont dans un premier temps corrigées des anomalies dues au terrain lui-même et des effets des anomalies profondes dans le manteau (panneau subductant Africain). Le signal obtenu est alors filtré avec un filtre passe-bande de 50-300 km pour supprimer les effets des petites longueurs d'onde intra-crustales.

Les résultats sont compatibles avec les études géophysiques antérieures 2D (sismique réfraction, fonctions récepteur) et montrent une compensation isostatique régionale du domaine avec une épaisseur crustale moyenne de 25 km.

Trois provinces se distinguent : le Nord Egée, les Cyclades et la Mer de Crête. Une croûte amincie est observée dans le Nord Egée (zones d'amincissement NE-SW, avec une épaisseur crustale inférieure à 24 km) et dans la Mer de Crête (épaisseur de 22-23 km). Entre ces deux régions, les Cyclades se distinguent par un Moho plat, à une profondeur moyenne de 25 km.

Le modèle en deux étapes d'extension du domaine égéen paraît approprié pour expliquer les variations de l'épaisseur crustale. A partir de l'Oligocène jusqu'à la fin du Miocène, l'effondrement gravitaire des Hellénides dû au recul de la zone de subduction vers le sud, induit une diminution de l'épaisseur crustale de 50 km (en référence à la Grèce continentale et à la Turquie) à 25 km en moyenne sur tout le domaine égéen. Cette première phase est responsable de la formation des dômes métamorphiques des Cyclades et du Rhodope. Depuis la fin du Miocène, l'extrusion de l'Anatolie modifie le style d'extension, particulièrement dans le Nord Egée. Pendant cette seconde phase, l'amincissement crustal lié au recul de la zone de subduction tend à se localiser dans la Mer de Crête. Entre ces deux régions, les Cyclades semblent se comporter comme un plateau rigide se déplaçant vers le SW sans déformation significative, ce qui est en accord avec les données GPS et l'absence de séismes majeurs dans la région.

Aegean crustal thickness inferred from gravity inversion. Geodynamical implications.

Céline Tirel

Géosciences Rennes UMR 6118 CNRS, Université de Rennes 1, Rennes, France.

Frédéric Gueydan

Géosciences Rennes UMR 6118 CNRS, Université de Rennes 1, Rennes, France.

Christel Tiberi

Laboratoire de Tectonique UMR 7072 CNRS, Université Pierre et Marie Curie, Paris, France

Jean-Pierre Brun

Géosciences Rennes UMR 6118 CNRS, Université de Rennes 1, Rennes, France.

Article en cours de révision pour Earth and Planetary Science Letters

Paper in revision to Earth and Planetary Science Letters

Abstract

Since Oligo-Miocene times, the Aegean domain has undergone regional extension due to the southward retreat of the Hellenic subduction zone. This pattern of deformation has been more recently modified by the westward extrusion of Anatolia.

A new map of the Aegean crustal thickness inferred from gravity inversion is proposed here to better constrain the variations in space and time of crustal thinning, that has been accumulated since Oligo-Miocene times. Moho topography is obtained by inversion of satellite marine gravity data. Data are first corrected for terrain anomalies and deep mantle effects (African subducting slab). They are filtered between 50 and 300 km, to avoid short wavelength intracrustal effects.

Results are consistent with previous 2D geophysical studies (seismic refraction, receiver functions) and show that an overall regional isostatic compensation of the crust holds for the Aegean area, with a mean crustal thickness of 25 km. Three different provinces (North Aegean, Cyclades and Cretan Sea) can be identified. Thinner crust is observed both in the North Aegean region (NE-SW trending of thinning, with crustal thickness lower than 24 km) and in the Cretan Sea (crustal thickness of 22-23 km). Between these two regions, the Cyclades are marked by a rather flat Moho at 25 km.

A two-stage model of the Aegean extension could well explain the observed crustal thickness variation. From Oligocene to Middle Miocene, gravitational collapse of the Hellenides, due to the southward retreat of the African slab, reduced the Aegean continental crust from 50 km (by reference to continental Greece and Anatolia) to a mean value of 25 km at the scale of the whole Aegean. From Upper Miocene to present, the westward extrusion of Anatolia modified the extension and the associated crustal thinning in the North Aegean domain. During this second episode, crustal thinning related to the southward retreat of the African slab tends to localize in the Cretan Sea. The Cyclades likely behave as a rigid block translated toward the South-West without significant deformation, in agreement with the GPS velocity field and the lack of major earthquakes.

6.1. Introduction

Following continental collision and crustal thickening, the Aegean domain has undergone two successive stages of extension since Oligocene times. From Oligocene to middle Miocene, extension was first marked by the development of core complexes in the Cyclades, Menderes and Rhodope with a dominantly N-S direction of stretching (Lister et al., 1984; Jolivet et al., 1994; 1998; Gautier et al., 1999). During this period, extension likely corresponds to a gravity collapse of the previously thickened and thermally softened lithosphere, controlled by the southward retreat of the south Hellenic subduction zone (Berckhemer, 1977; Le Pichon and Angelier, 1979; Le Pichon and Angelier, 1981; Mercier et al., 1989; Jolivet and Faccenna, 2000).

Since the late Miocene, the effects of the westward displacement of Turkey were superimposed on the previous kinematic pattern (Dinter and Royden, 1993; Le Pichon et al. 1995; Armijo et al., 1996; 2003; Dinter, 1998; Gautier et al., 1999). Particularly, the Cyclades underwent considerable stretching during the first stage and became rather inactive during the second one (Davies et al., 1997; Engdahl et al., 1998; Jackson, 1994; Kahle et al., 1998; Le Pichon et al., 1995; McClusky et al., 2000; Taymaz et al., 1991). Deformation tends to localize within a restricted number of active faulting areas on the edges of the Aegean domain (continental Greece and Western Turkey, North Aegean Through, Cretan Sea) and the volcanic arc. Active normal faulting resulting from N-S stretching is especially well represented in the Gulf of Corinth and Evia rifts (Armijo et al., 1996; Cohen et al., 1995; Rigo et al., 1996; Seyitoglu and Scott, 1996; Taymaz et al., 1991). In the Peloponnese and Crete, the present active extension is parallel to the subduction arc (Armijo et al., 1992). This is in good agreement with major earthquakes and the present day displacement pattern demonstrated by GPS measurements (Kahle et al., 1998; Le Pichon et al., 1995; McClusky et al., 2000). The present day kinematics and strain patterns depict the superposition of a dominantly dextral shearing along the North Anatolian Fault and the North Aegean Through (Figure 6-1a), to the North, and a N-S stretching due to the subduction retreat, to the South.

In the North Aegean, the location of Plio Quaternary sedimentary basins (Figure 6-1d, Mascle and Martin, 1990) is relatively well correlated with regions that have undergone important thinning during the second stage of deformation. However, a complete map of these recent basins is not available in the whole Aegean domain.

In the present paper, we propose a new map of the Aegean crustal thickness, obtained from inversion of marine gravimetric data. To assess that the gravity signal only reflects the crustal thickness, a series of corrections were applied: water load and terrain corrections, effects of the subducting African slab and bandpass filtering of short wavelengths related to crustal heterogeneities smaller than 50 km. The results are then compared to available reflexion and refraction seismic profiles and receiver functions (Bohnhoff et al., 2001; Li et al., 2003; Makris, 1978; Makris and Veis, 1977; Vigner, 2002) that provide local estimates of crustal thickness. The variations of crustal thickness are finally discussed in terms of a two-stage deformation history of the Aegean since Oligo-Miocene times.

a- Bathymetry (m)

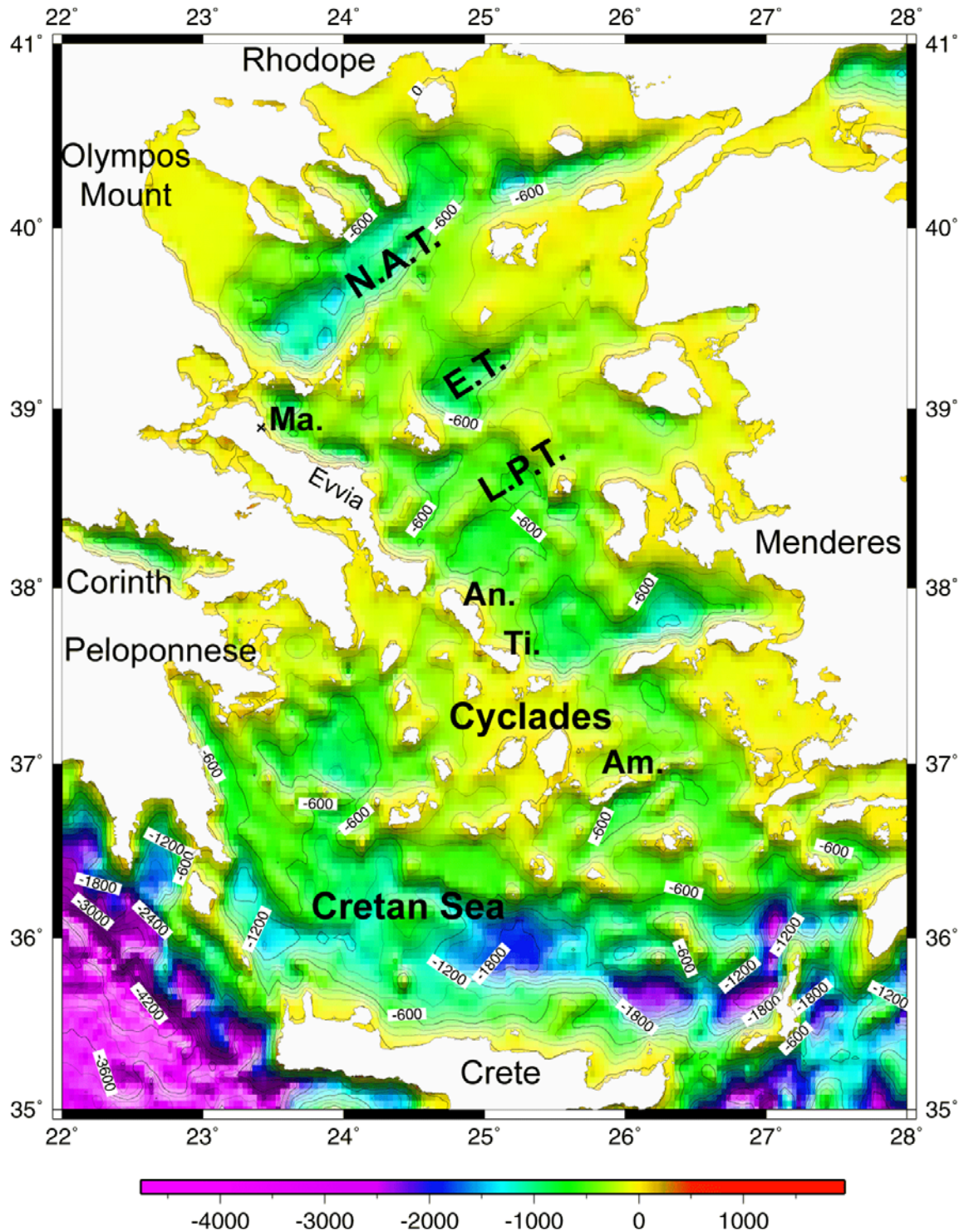


Figure 6-1a: Topographic and bathymetric map (isolines every 200 m) of the study area. The abbreviations N.A.T., E.T., L.P.T., Ma., An., Ti., Am. stand for North Aegean Trough, Edremit Trough, Lesbos-Psara Trough, Mandouthi, Andros, Tinos, Amorgos respectively.

b- Free Air Anomaly (mGal)

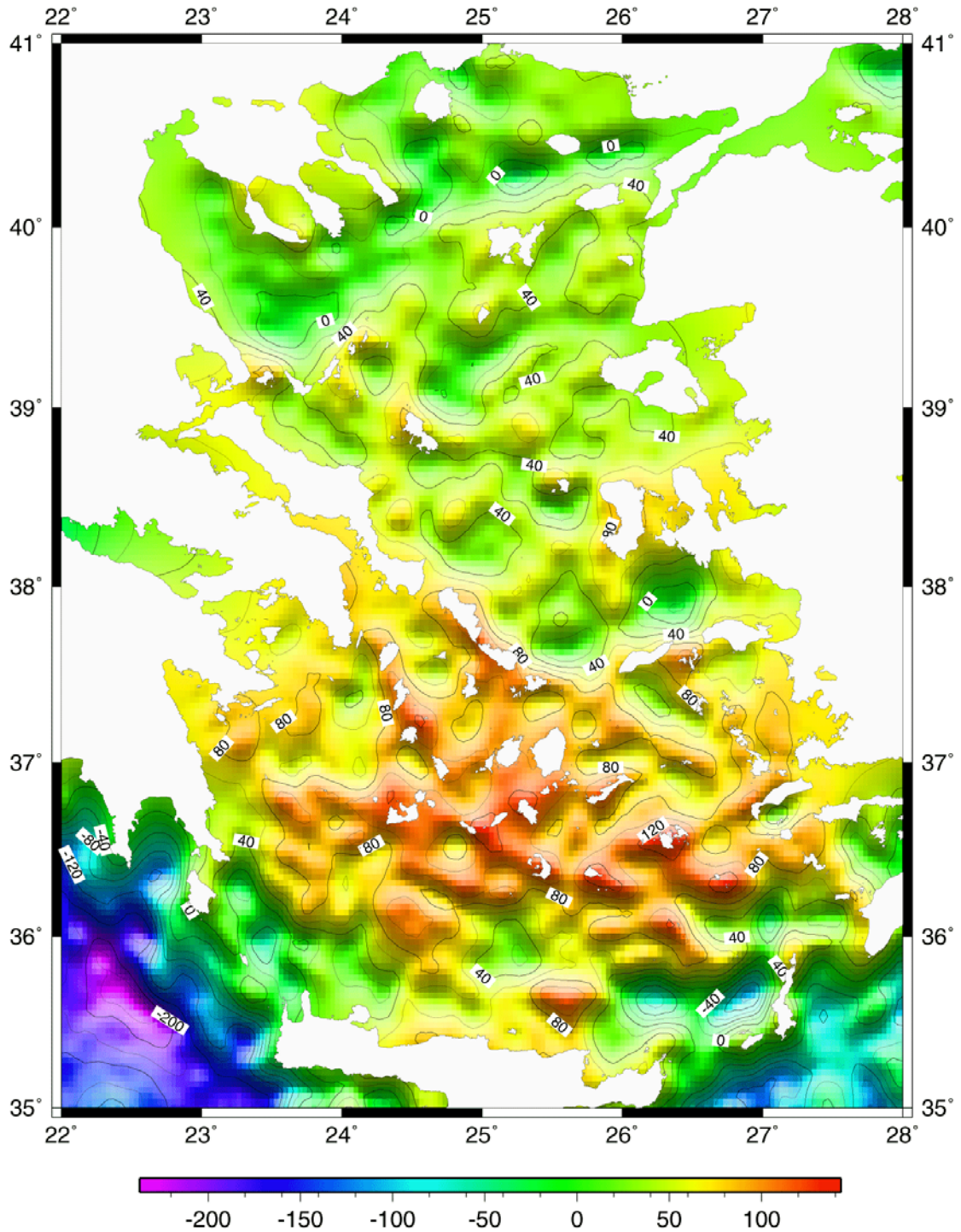


Figure 6-1b: Free air anomaly (isolines every 20 mGal) deduced from satellite altimetry.

c- Active faults, earthquakes and strain rate

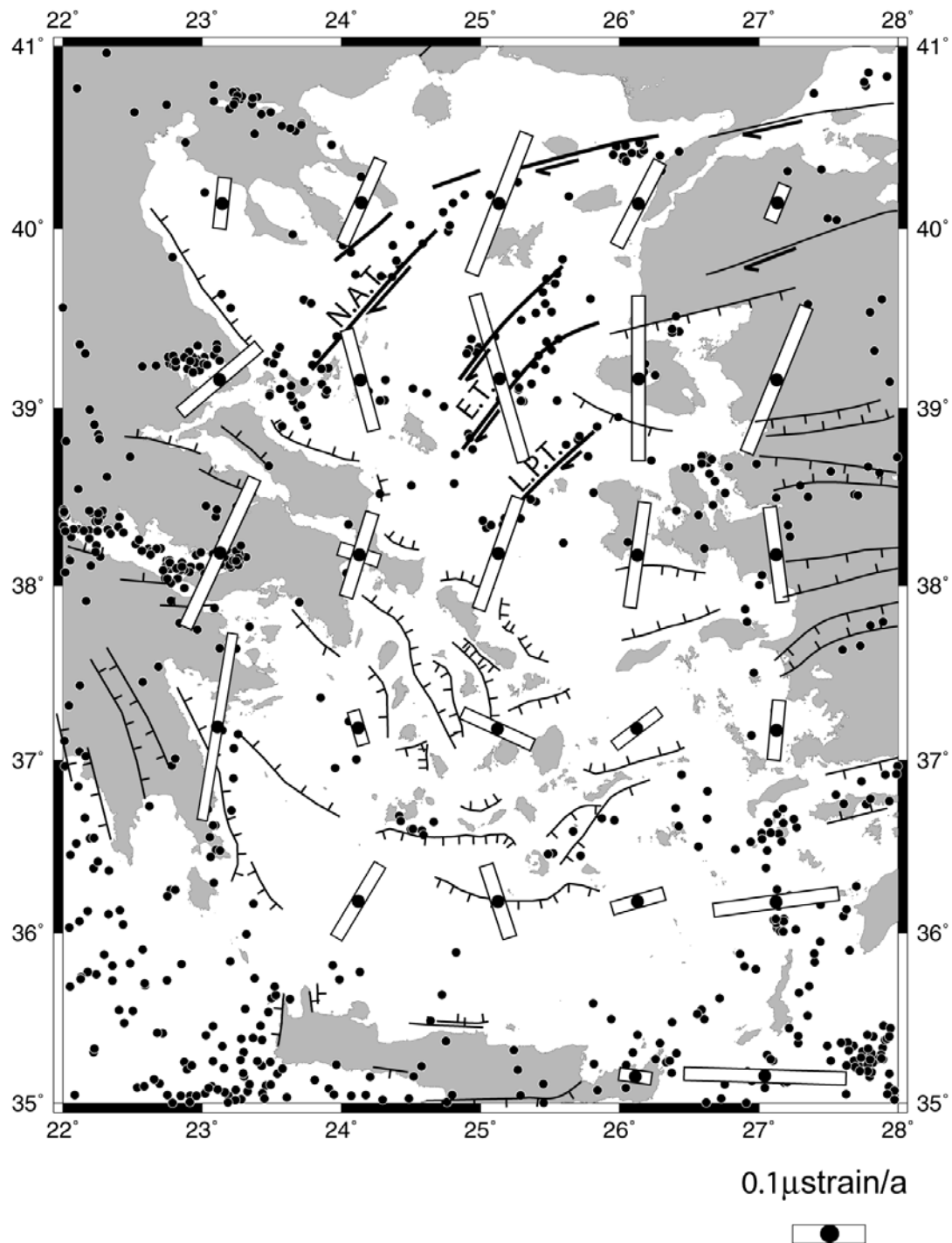


Figure 6-1c: Seismotectonic map modified after Le Pichon and Angelier (1979), Gautier and Brun (1994), Jolivet et al. (1994), Kahle et al. (extension strain rates) (1998), Engdahl et al. (1998) (0-70 km deep seismicity from (Engdahl et al., 1998) is marked by black circles.

d- Plio-quaternary sedimentary basins

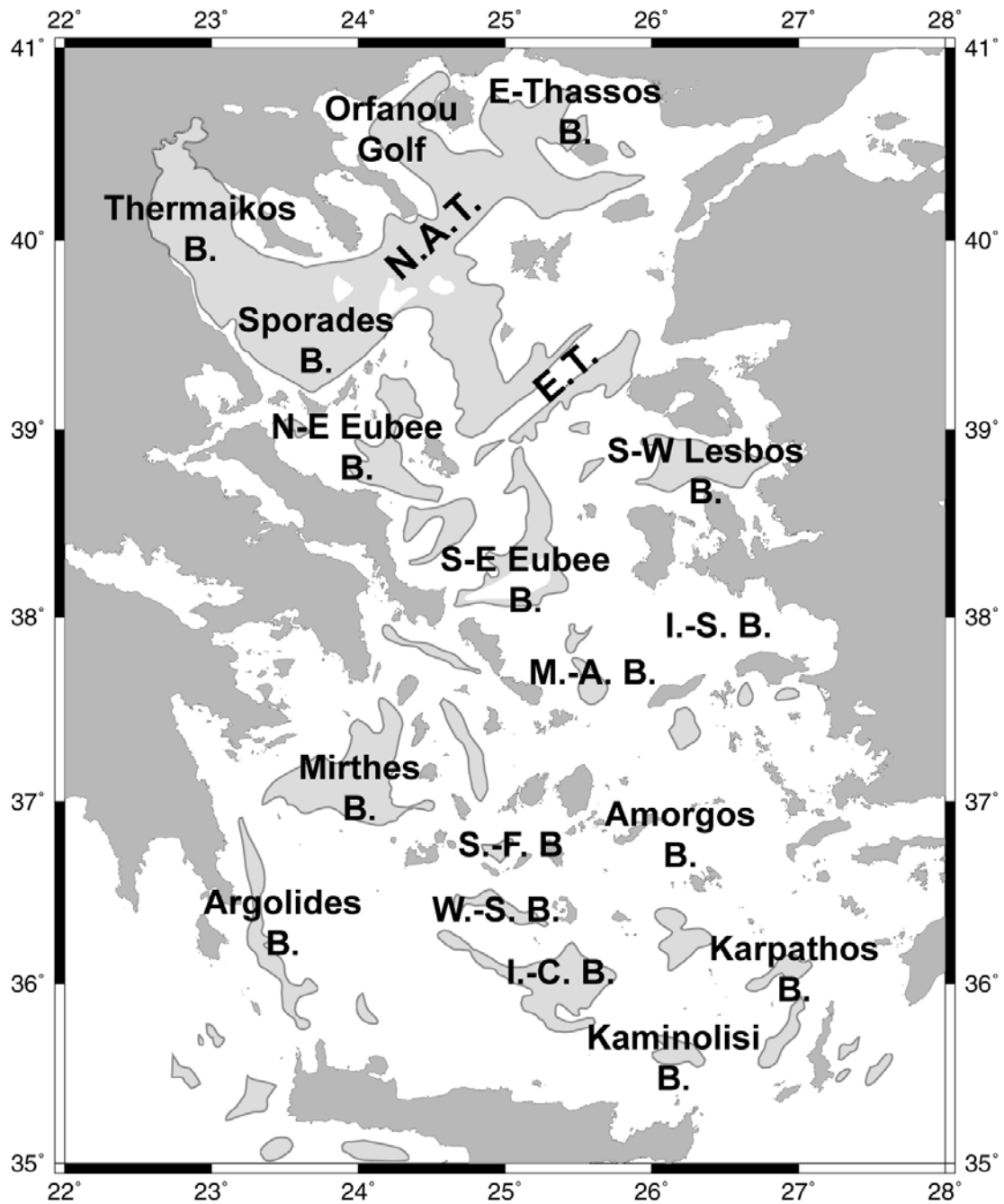


Figure 6-1d: Location of principal sites cited in the text together with the location of the main sedimentary basins modified after Mascle and Martin (1990). The abbreviations S. F., I. -C., I. -S., W. -S. stand for Sikinos-Folegandros, Iraklion-Central, Ikaria-Samos, West-Santorin respectively, and B. corresponds to basin.

6.2. Gravity inversion

6.2.1. Data processing

The complete Bouguer anomaly of the Aegean area is used in this study to image the Moho variations. A complete Bouguer anomaly (CBA) is first compiled from the satellite derived free air-anomaly (FAA) (Figure 6-1b, (Sandwell and Smith, 1997; Smith and Sandwell, 1997)). The anomaly is then corrected from possible deep and crustal sources, to only retain the crustal thickness information.

Sandwell and Smith (1997) and Smith and Sandwell (1997) high-density satellite 2 minutes grid gravimetry and topography dataset provide the free-air gravity anomaly (FAA) and bathymetry maps for the Aegean (Figure 6-1b, and 6-1a, respectively). The CBA (Figure 6-2a) is then computed by removing the effects of the water load and terrain correction. These two corrections are computed with a 3D grid structure composed of elementary prisms of 2 min x 2 min basal area and a thickness set to the bathymetry (Figure 6-1a). The gravity signal of this 3D structure is computed with water and crustal densities of 1000 and 2670 kg.m⁻³, respectively. It is removed from the FAA to obtain the CBA (Figure 6-2a). Note that a low value for crustal density is used to model the presence of sedimentary rocks near the water-crust interface.

The comparison between FAA and CBA (Figure 6-1b and 6-2a) shows that the large positive signal observed in the south Aegean is amplified and more localized to reach a value of 160 mGal in the Cretan Sea. The increase of CBA (up to 80 mGal) in the North Aegean Trough emphasizes the strong influence of the water load in zones of high bathymetry.

The effect of deep low frequency sources, particularly the African subducting slab in this region (King, 1998; Tiberi et al., 2001), must be taken into account. It is beyond the scope of this article to discuss in detail the shape of the subducting slab. We are particularly aware that this shape will control the gravity signature induced by the slab. However, the estimate of the slab gravity effect we made by Tiberi et al. (2001) presents the advantage of taking a non-ad-hoc shape for the subducting lithosphere (unlike Tsokas and Hansen's previous work Tsokas and Hansen, 1997). Tiberi et al. (2001) used tomographic data (Bijwaard et al., 1998) and a linear relationship between P-wave velocity and density (Birch, 1961) to compute the slab effect. The modelled slab anomaly (Figure 6-2b) is centred north of Crete with a maximum of 120 mGal, and decreases radially to vanish in the North Aegean domain. The SW-NE decrease of the gravity signal is observed both in the computed slab anomaly and in the complete Bouguer anomaly (Figure 6-2a, 6-2b). This good correlation first validates the proposed slab geometry used for the computation and also shows that the African slab is responsible for the major part of the CBA.

The complete Bouguer anomaly free from the African slab effect (CBAS) is shown in Figure 6-2c. Compared to the CBA, the CBAS shows lower variations of the gravity signal in the Aegean Sea area. More specifically, the gravity signal in the Cretan sea and the North Aegean Trough are now similar (+40 mgal, Figure 6-2c), while part of the Cyclades is marked by a lower gravity anomaly. However, short wavelength variations of the CBAS are still present within the whole Aegean domain. These short wavelength variations are

assumed here to be related with intra-crustal density variations, which have thus to be discarded to compute the Moho depth. To remove most of the intra-crustal high frequency signal prior to the inversion, we filter the CBAS between 50 and 300 km with a bandpass taper through the Fourier domain using the Generic Mapping Tools (GMT) software (Wessel and Smith, 1995). A lower minimum value of the bandpass filter (30 km instead of 50 km for example) does not remove all the short wavelengths variations. Setting the maximum of the bandpass filter to a larger value will decrease the amplitude of the CBAS signal. A test with a bandpass filter of 50-1000 km shows a signal amplitude decrease of about 10mGal and the same shape of anomaly signal than a 50-300 km filter. These two consequences of an increase of the bandpass filter thus tend to minimize Moho variations computed by the inversion procedure. The choice of a bandpass filter between 50 and 300 km was thus found sufficient to remove intra-crustal density variations and to preserve the amplitude of the CBAS signal.

The filtered complete Bouguer anomaly without slab effect (FCBAS, Figure 6-2d) only reflects the crustal thickness variations. The Cretan Sea and the North Aegean Trough correspond to two maxima (~40 mGal) in the FCBAS, suggesting a shallower Moho. Between these two regions, the FCBAS in the Cyclades reaches lower values. These observations are consistent with a thin crust in the Cretan Sea and the North Aegean Through and a thicker crust in the Cyclades, as previously mentioned (Bohnhoff et al., 2001; Le Pichon et al., 1984; Li et al., 2003; Makris, 1978; Makris and Veis, 1977; Vigner, 2002).

a- CBA: Complete Bouguer anomaly (mGal)

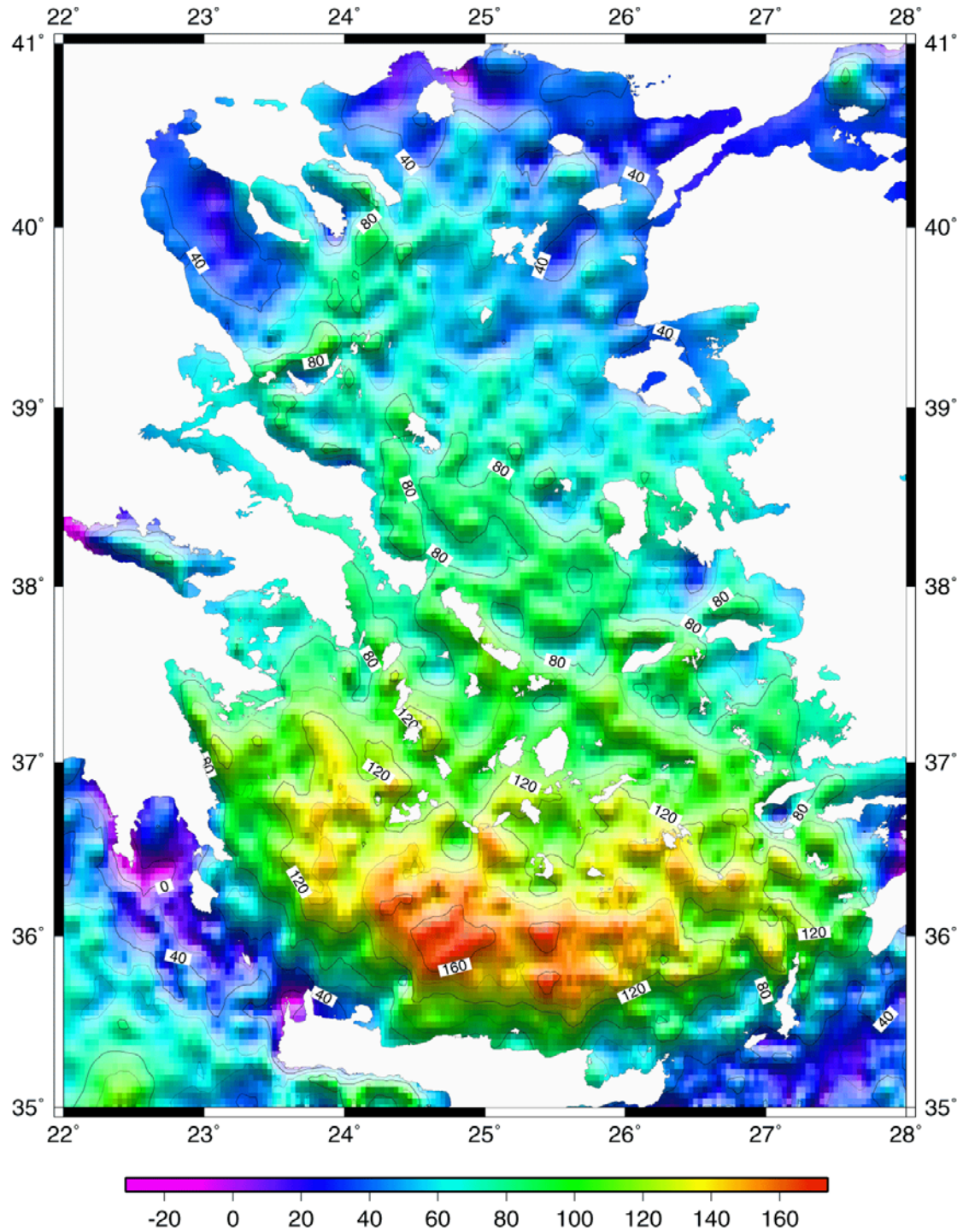


Figure 6-2a : Complete Bouguer anomaly (CBA) (isolines every 20 mGal).

b- Gravity anomaly due to the African slab (mGal)

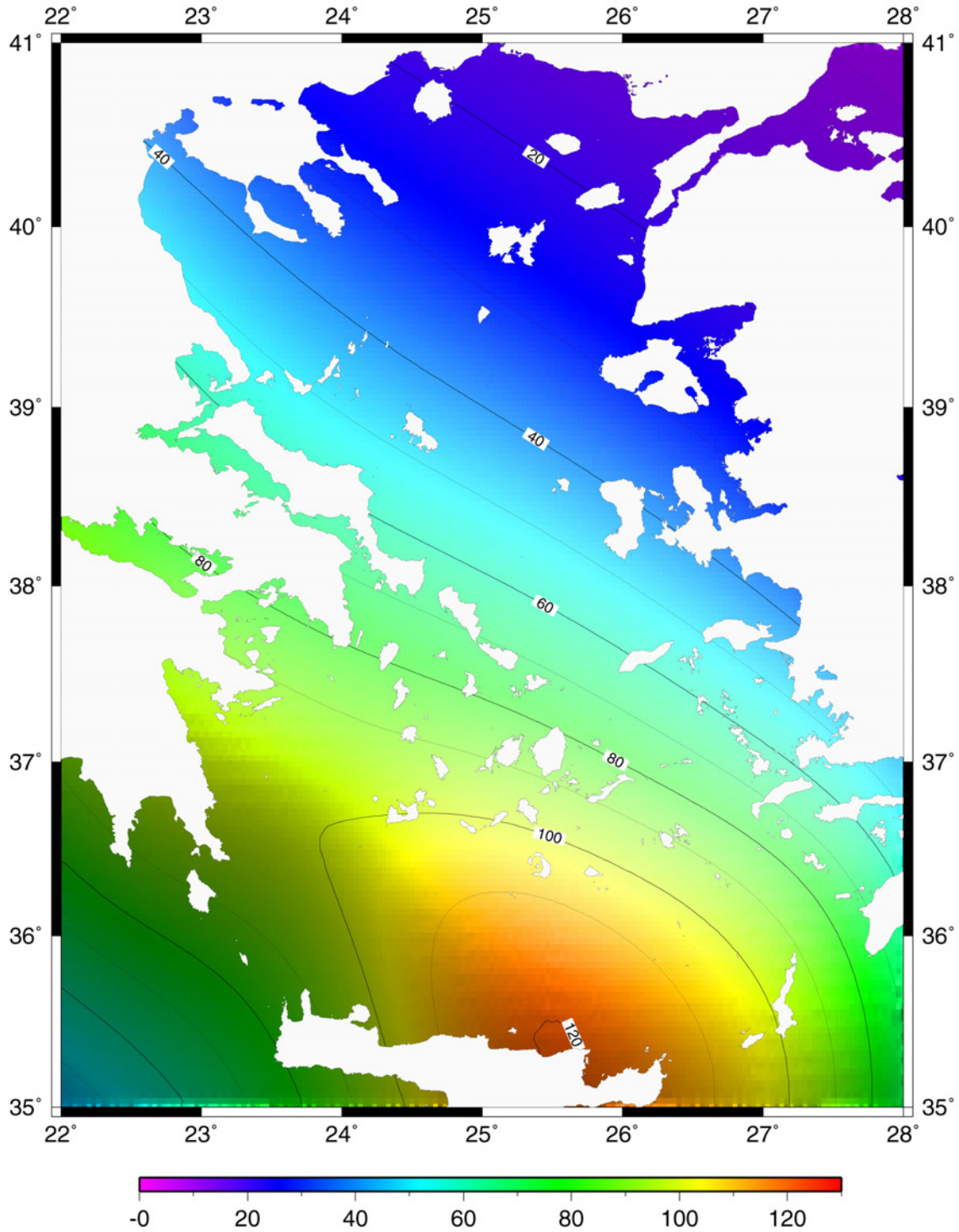


Figure 6-2b: Gravity anomaly due to the subducting African slab (isolines every 10mGal).

c- CBAS: Complete Bouguer anomaly without slab effects (mGal)

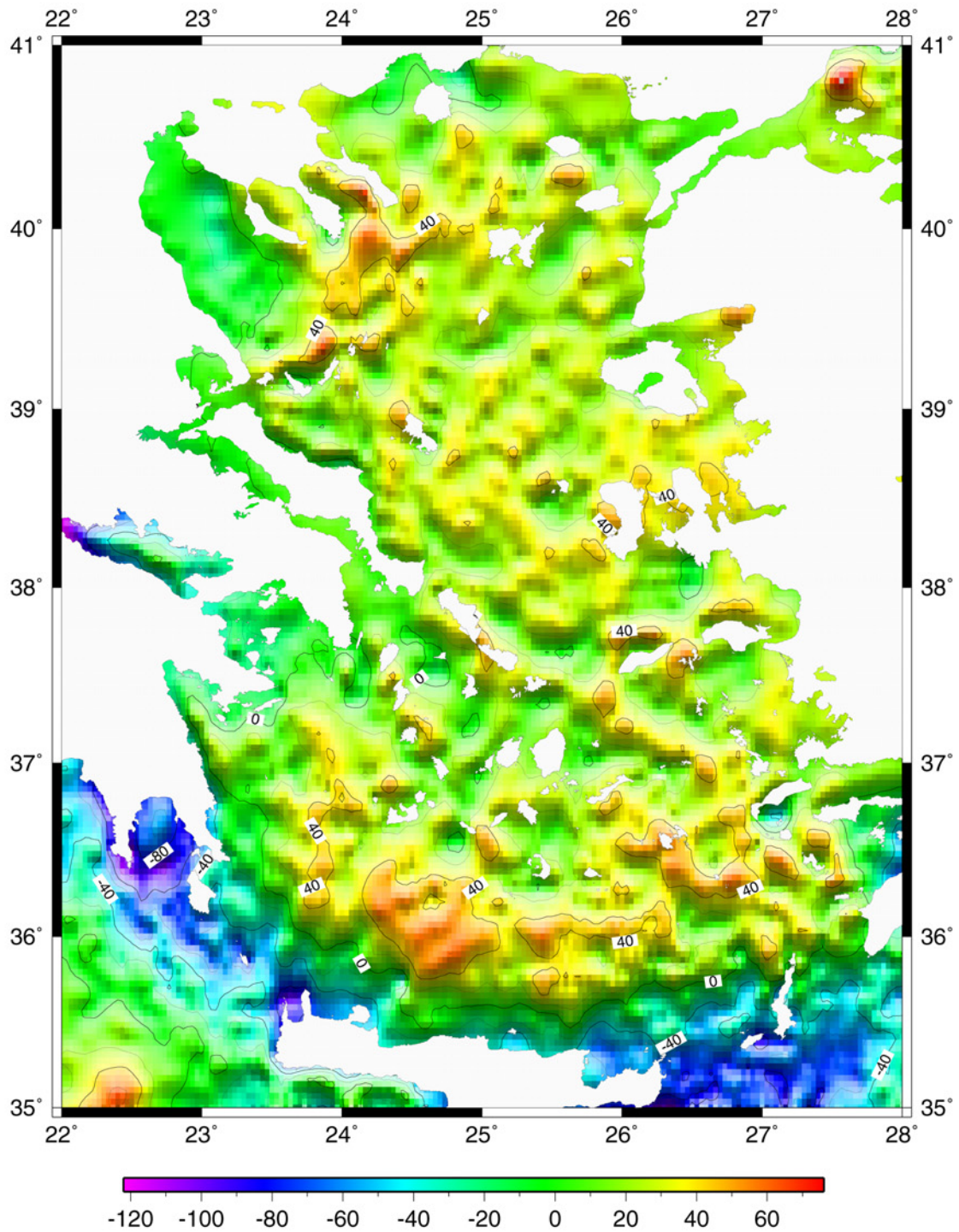


Figure 6-2c: Complete bouguer anomaly without the subducted African slab effect (CBAS) (isolines every 20 mGal).

d- FCBAS: Filtered (50-300 km) complete Bouguer anomaly (mGal)

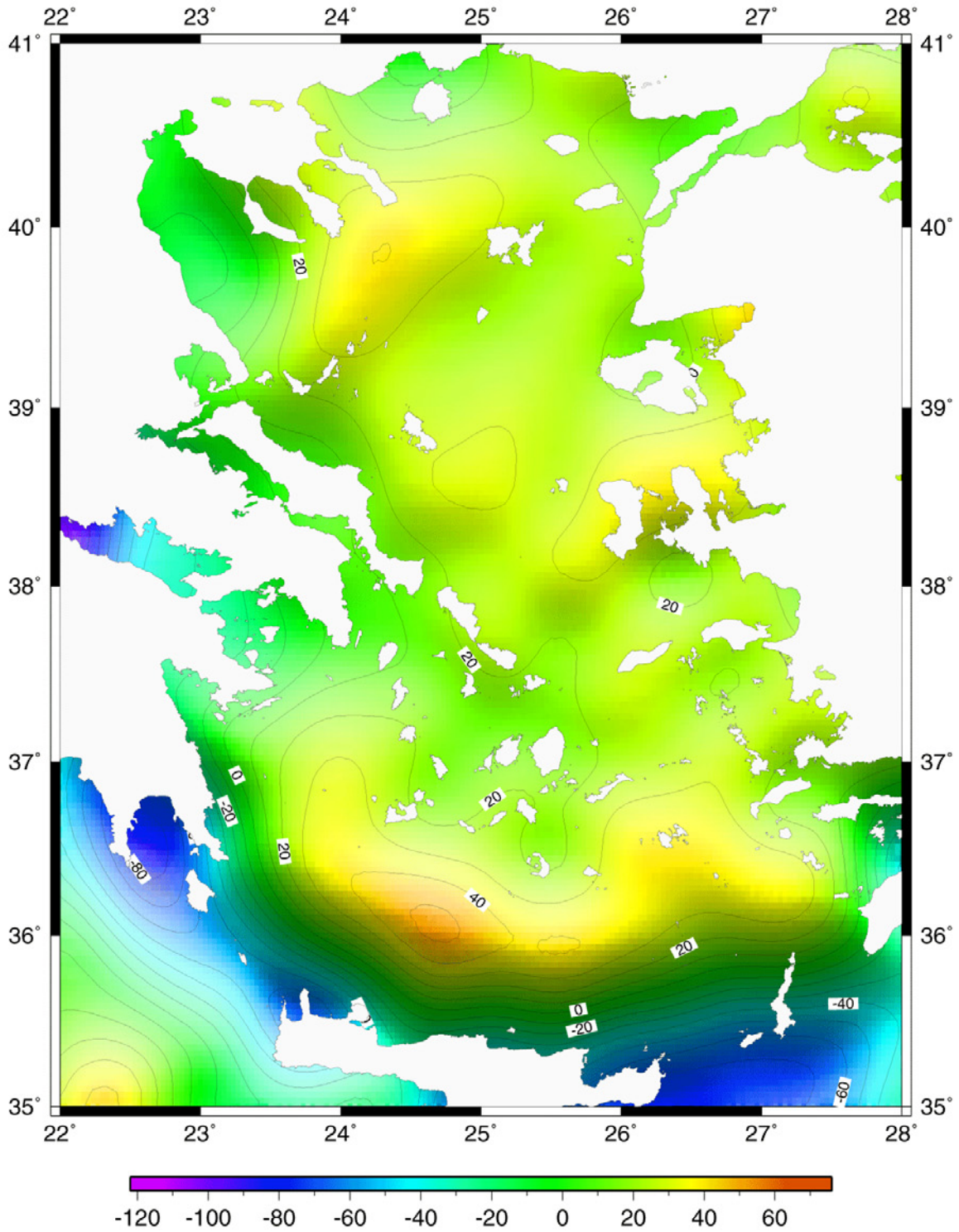


Figure 6-2d: CBAS filtered between 50-300 km (FCBAS) (bandpass filter, isolines every 10 mGal). This filtered map is used to compute the Moho depth variation, Figure 6-3a.

6.2.2. Inversion procedure

The inversion used here is based on the direct formula of Parker (Parker, 1972). It calculates the gravity signal $\Delta g(x, y)$ of a layer having a density contrast $\Delta\rho$ with its underlying semi-infinite space. The contact between the two domains is non-flat and topography $h(x, y)$ creates the gravity signal (Hébert et al., 2001). Oldenburg (1974) described and solved the inverse problem within the frequency domain using the Fourier Transform. The topography of the contact between the two layers is obtained by iteratively solving the direct problem, assuming a constant density contrast $\Delta\rho$. The following equation is then used:

$$F(h(x, y)) = \frac{F(\Delta g(x, y))e^{k|z_0}}{2\pi G\Delta\rho} = -\sum_{n=2}^{\infty} \frac{|k|^{n-1}}{n!} F(h^n(x, y)) \quad (1)$$

where F represents the Fourier Transform, G is the gravitational constant, k is the wave number, and z_0 is the reference depth from which the variations $h(x, y)$ are calculated. The absolute Moho depth is obtained using the following relation:

$$z(x, y) = z_0 + h(x, y) \quad (2)$$

A value of 400 kg.m^{-3} is used for $\Delta\rho$ which reflects the mean density contrast between the crust (2800 kg.m^{-3} , average density of the entire crust) and the mantle (3200 kg.m^{-3}). The reference depth z_0 is calibrated with recent seismic data (Bohnhoff et al., 2001; Li et al., 2003; Makris, 1978; Makris and Veis, 1977; Vigner, 2002) and set to 26 km. It is worth noting here that the amplitude of the variations strongly depends both on the reference depth and the density contrast. Increasing $\Delta\rho$ or decreasing z_0 (with constant z_0 or $\Delta\rho$, respectively) both lead to a decrease in the magnitude of the variations.

The stability of the inversion is tested with respect to the variation of the parameters. The tests made on z_0 show that the magnitude of crustal thinning and thickening is about the same. When increasing the density contrast from 400 to 500 kg.m^{-3} , the magnitude of the crustal thickness decreases of about 0.5-1 km while the wavelength content remains remarkably stable.

For stabilization in the Fourier domain, the data are mirrored prior to the inversion and a low-pass filter is used (a cosine taper) to withdraw high frequency anomalies arising from shallow crustal structures, if any. Five iterations were run, but in general, the convergence appeared after only 2 iterations, with a final root mean square (rms) of $2.2 \times 10^{-4} \text{ mGal}$. The results are remarkably stable even when changing the cosine taper, which reflects a good wavelength coherence for the sources. A residual map is deduced from the inversion (Figure 6-3b). It reflects the difference between the observed CBAS anomaly and the one computed with the predicted Moho topography. The residual signal generally ranges between $\pm 20 \text{ mGal}$, with maxima located around the coasts ($+30\text{-}35 \text{ mGal}$ near the Peloponnese or within the Corinth Gulf, for instance), where the data are the less constrained. Most of the residuals come from short wavelength components, and thus reflect intra-crustal sources that the inversion is unable to fit.

a- Moho depth (km)

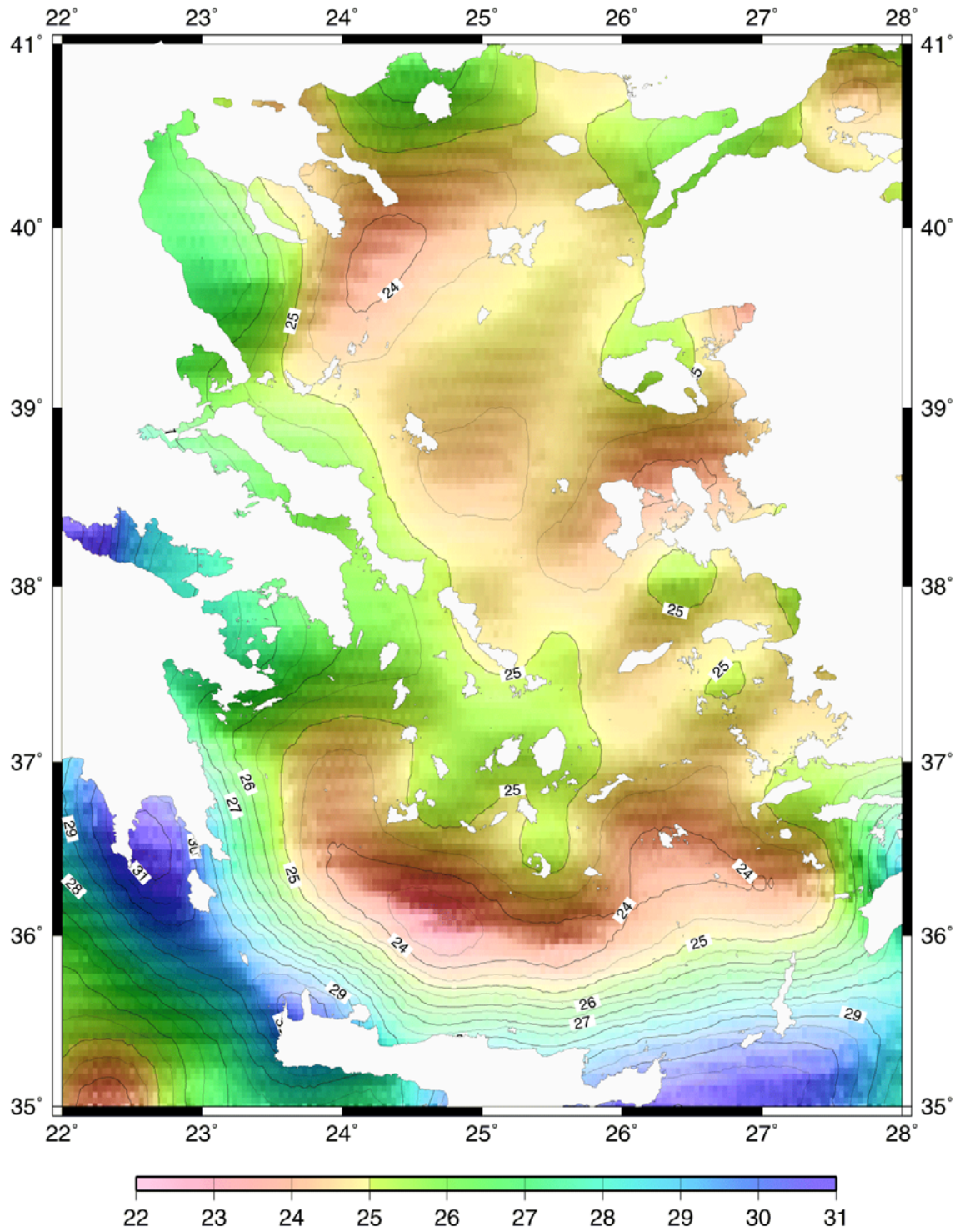


Figure 6-3a: Moho depth (isolines every 0.5 km) from inversion of FCBAS (5 iterations running, $z_0=26$ km, $\Delta\rho=0.4\text{ g.cm}^{-3}$).

b- Crustal thickness (km)

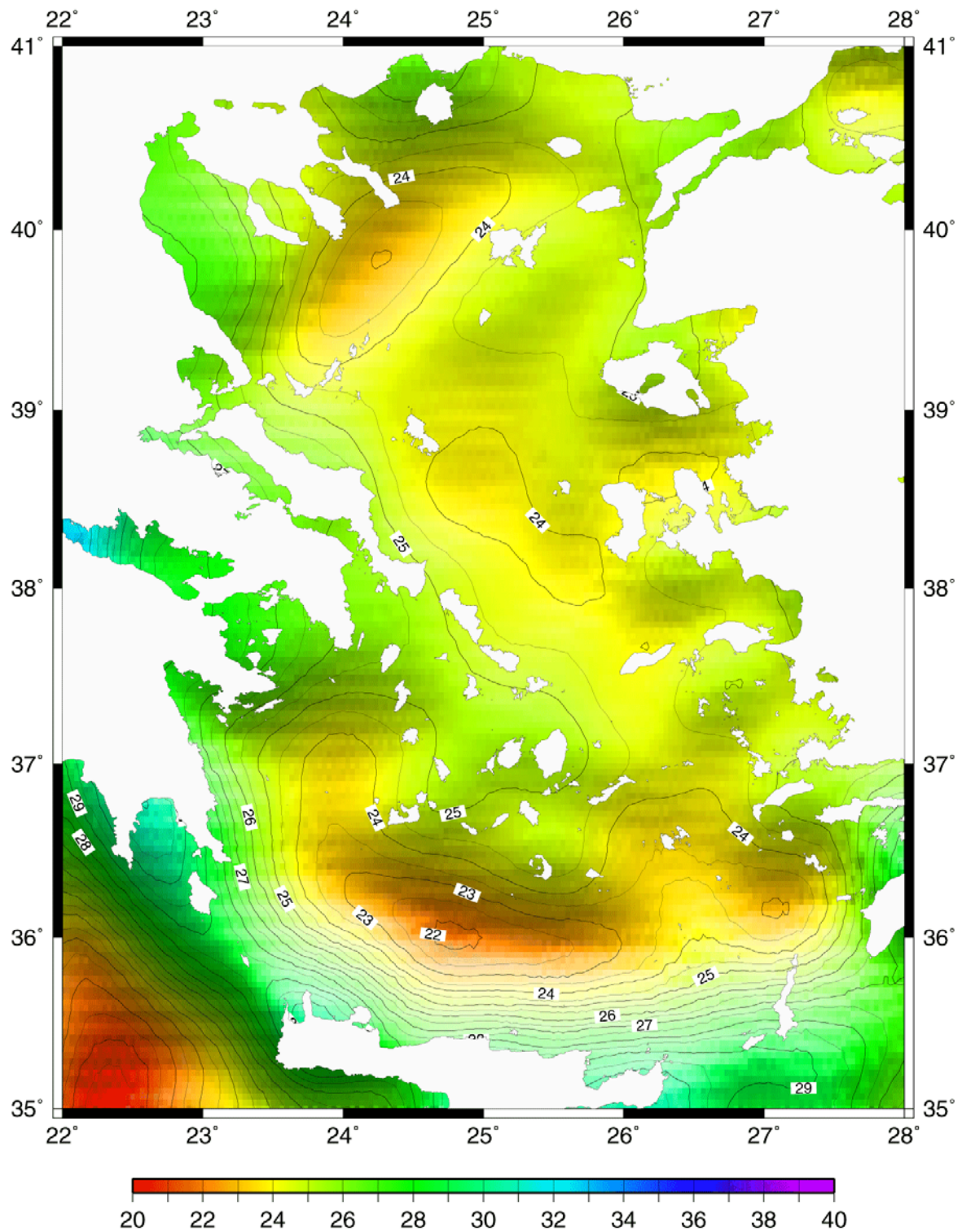


Figure 6-3b: Crustal thickness from Moho depth and filtered bathymetry (bandpass filter 50-300 km, isolines every 0.5 km) and (c) the residual (CBAS - computed) gravity signal (isolines every 10 mGal) after gravity inversion.

c- Residual gravity signal (mGal)

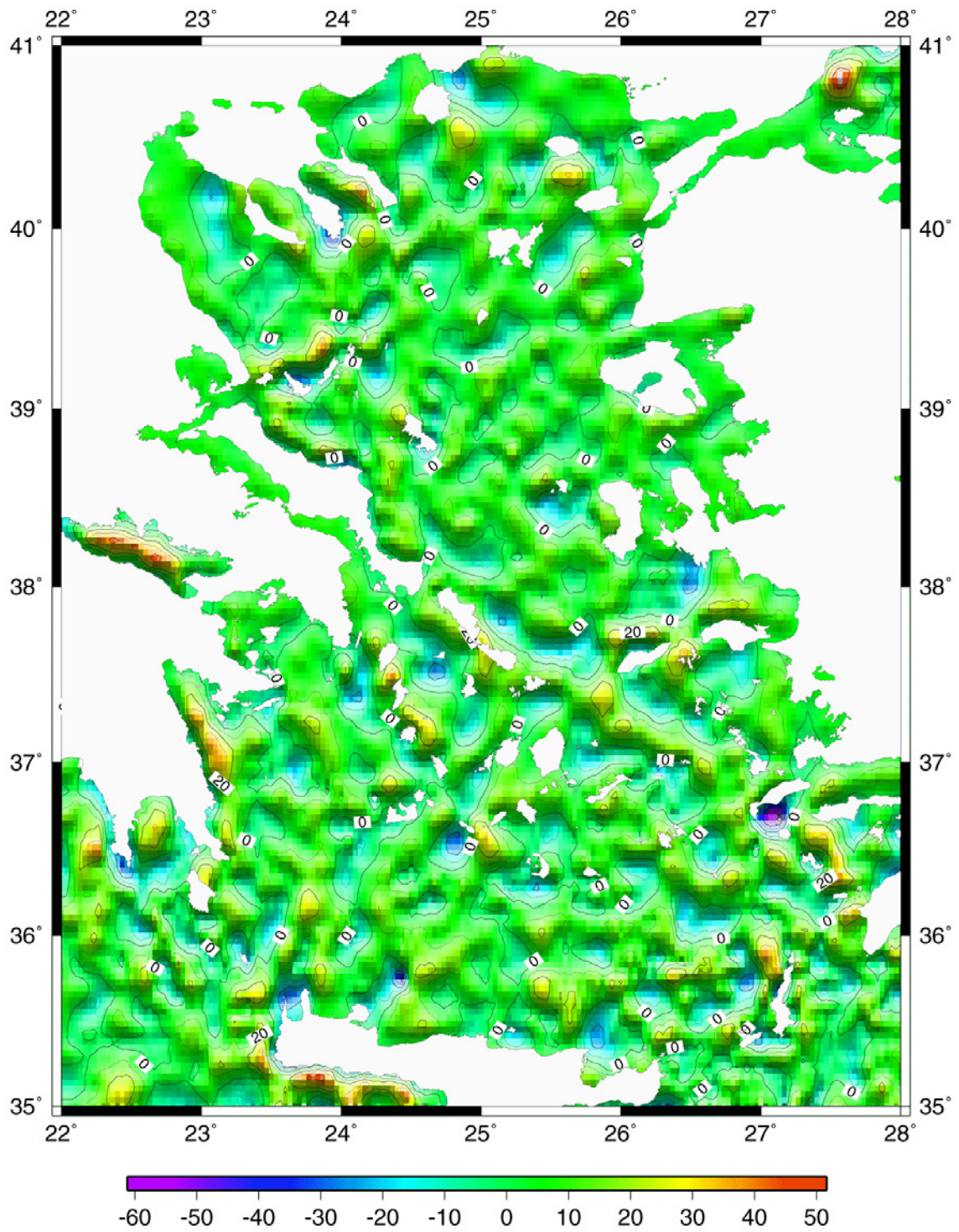


Figure 6-3c: the residual (CBAS - computed) gravity signal (isolines every 10 mGal) after gravity inversion.

6.3. Aegean crustal thickness

6.3.1. Results

The Moho topography obtained by the inversion of the complete Bouguer anomaly corrected from the African slab and crustal density effects (FCBAS) is presented in Figure 6-3a. The Aegean Moho appears quite flat for the whole region with variations of only +2 km (near Continental Greece and Anatolia) and -2 km (North Anatolian Trough and Cretan Sea) around an average depth of about 25-26 km.

The generally good anti-correlation between the bathymetry (Figure 6-1a) and the Moho shape strongly suggests an overall isostatic compensation of the Aegean topography. More specifically, regions of low bathymetry (less than 100 m), such as the Cyclades, are marked by a Moho depth of 25 km, whereas the Cretan sea (2000 m depth bathymetry) is marked by a shallower Moho (22 km). However, a very simple calculation shows that there is no local (Airy sense speaking) but regional isostasy in the present case.

The Aegean crustal thickness (Figure 6-3b) is computed by subtracting a 50-300 km filtered bathymetry (computed from Figure 6-1a) to the Moho depth (Figure 6-3a). Similarly to the CBAS, the bathymetry was filtered to remove short wavelengths. Crustal thickness (Figure 6-3b) seems to increase westwards from approximately 25 km (Turkish Coast) to about 27 km (Continental Greece), with a sharper gradient in the western edge of the Aegean Sea. Despite the poor constraint of marine gravity data near coastal areas, this smooth westward increase of the crustal thickness is in agreement with previous studies (Le Pichon and Angelier, 1981) and with the estimate of about 30 km for the continental crustal thickness near the Corinth Gulf obtained from onland gravity surveys (Tiberi et al., 2001). Unfortunately, the same type of comparison for Turkish side of the Aegean is not available.

As previously seen from the filtered complete Bouguer map (FCBAS, Figure 6-2d), the Cretan sea and the North Aegean domains are marked by a thinner crust (22 km and 23 km, respectively). In the North Aegean domain, the minimum crustal thickness defines an elongate zone trending in a NE-SW direction whose minimum is located beneath the North Aegean Trough (Figures 6-1c and 6-3a). Mascle and Martin (1990) already identified this orientation and extended it through the Cyclades region. More recently, Goldsworthy et al. (2002) proposed a similar trend from a study of fault systems, but that ends before the Cyclades, in Central Aegean along an Andros-Tinos line (see Figure 6-1a).

In the Cyclades, between the two above quoted regions of minimum crustal thickness (North Aegean and Cretan sea), the Moho has a rather uniform depth of c.a. 25-26 km. Note that the minimum SW-NE horizontal dimension of the Cyclades area is at least 100-150 km (Figure 6-1a), which is much larger than the lower value of the bandpass filter used prior to the inversion. This rules out a flat Moho coming from any artefact of filtering.

In terms of crustal thickness, the Aegean Sea can thus be divided into three main regions: (1) the Cyclades with a flat Moho at 25 km depth, (2) the Cretan Sea and (3) the North Aegean domains, both with a thinner crust.

It is worth noting here that the variations of the Moho depth remain very similar and stable through all the tests performed, for each modelling parameters (z_0 , $\Delta\rho$, cosine taper...). Thus, the relative variations of the crustal thickness described above cannot be numerical artefacts of the inversion. However, as previously mentioned, the absolute value

of the Moho depth is dependent on the choice of the inversion parameters, and this trade-off induces non-uniqueness. For example, setting z_0 to 30 km (instead of 26 km) yields to Moho depth variations from 27 to 33 km (instead of 23-28 km). At this stage, previous geophysical studies will help to solve this uncertainty.

6.3.2. Comparison with previous geophysical studies

The comparison of the above results with previous geophysical studies is summarized in Table 6-1. The overall relative variations of Moho depth are very similar. In the Cyclades region, Makris and Vees (1977), Vigner (2002) and Li et al. (2003) describe a regularly flat Moho at a depth of 25-26 km, in agreement with our calculations. However, some discrepancies of Moho depth estimates must be noted, particularly in the Cretan Sea, where our estimate of 22 km is larger than values of 15-20 km proposed by Makris and Vees (1977), Makris (1978) and Bohnhoff et al. (2001) (Table 6-1). This apparent inconsistency could be explained by the presence of sedimentary basins, which were not taken into account in our inversion.

Two main differences with the previous gravity study of Tsokas and Hansen (1997) must be pointed out. The first difference occurs along the Evvia profile (Figure 6-1a). Makris and Vees (1977) show an increasing Moho depth along this profile from 32 km depth at Mandouthi, in North Evvia, to 26 km at Amorgos (East Cyclades). This is confirmed by Vigner (2002) and our study. However, the same profile using Tsokas and Hansen's data (1997) shows a strong gradient of down-dipping Moho between Andros and Amorgos. The second discrepancy concerns the Cretan Sea, where an elongate zone of shallower Moho (15 to 20 km) runs parallel to the North of Crete. This tendency is exemplified in most studies, including ours. However, in Tsokas and Hansen (1997) the Moho depth variations display a rather different pattern, with no elongate minimum of crustal thickness. These differences should come either from their modelling method (multiple-source Werner deconvolution) or, more probably, from the fact that they do not consider the African slab gravity effect. Based on tomographic imaging of the African slab (Bijwaard et al., 1998), and following Tiberi et al. (2001), we have estimated more precisely and fairly the shape, and thus the gravity effect, of the subducting lithosphere. This has a strong effect on the complete Bouguer anomaly (CBAS, Figure 6-2c), as shown for example by the positive free-air gravity anomaly centred in South Aegean (Figure 6-1b) that disappears after removing the African slab effect (Figure 6-2a).

Authors	Method	Crete	Crete Sea minimum	Cyclades	North Aegean
Makris and Vees Makris [20,21]	Refraction	30-32	20	26	-
Tsokas and Hansen [41]	Gravity	28-30	26	19-32	26-28
Bohnhoff et al. [22]	Reflection Refraction	24- 32.5	15	-	-
Vigner [23]	Vertical Reflection	-	-	26-25	25
Li et al. [24]	Receiver function	31-39	-	25	-
This study	Gravity inversion	28-31	23	25	24-26

Table 6-1 : Comparison of our estimation of Moho depths beneath the Aegean region with previous 2D studies

6.3.3. Role of sedimentary basins

The gravity inversion tool used in this study to compute Moho depth and crustal thickness did not take into account sedimentary basins. The negative gravity signal due to sedimentary basins (negative intracrustal density variation) has thus been disregarded, leading to an overestimate of the Moho depth and crustal thickness in regions where basins are present. For a maximum estimation, we calculate that a sedimentary layer at the surface with a thickness of 3 km yields a negative anomaly of 40 mGal. This could be misinterpreted as a crustal thickening if one is not awarded of the presence of sediments in the area. As a consequence, where sedimentary basins are present but not accounted for, we expect crustal thickness to be thinner.

The presence of low density sediments in the Cretan Sea can in particular explain our overestimate of the Moho depth (22 km) compared to that proposed by Makris and Vees (1977), Makris (1978) and Bohnhoff et al. (2001) (15-20 km, Table 6-1). Sedimentary thickness in the Cretan Sea might reach values close to 3 km (Makris and Vees, 1977), leading to shallower Moho depths than those mapped in Figure 6-3a. Similarly, in the North Aegean, sediment thicknesses of about 5-6 km in the Orfanos Gulf and in the Sporades basin have been measured (Le Pichon et al., 1984; Vigner, 2002). We estimate the Moho depth to be 22 km after a basin correction, instead of the 24 km previously estimated. Consequently, we expect the North Aegean region to be marked by a more pronounced NE-SW-trending of crustal thinning, because of the numerous sedimentary basins reported in the region (Figure 6-1d). Because a complete map of the basement depth is not available for the whole Aegean Sea, we can only give some insights on the change of Moho depth induced by the presence of large basins in regions where the basement depths is well documented as in the North Aegean Trough.

6.4. Geodynamical implications

As extension must lead to significant crustal thinning, the above results bring information on the stretching accumulated since the beginning of extension and its regional variations. The Aegean domain has undergone two successive stages of extension since Oligocene times. The first stage of Oligo-miocene age is related to the southward migration of the African slab (Berckhemer, 1977; Jolivet and Faccenna, 2000; Le Pichon and Angelier, 1979; Le Pichon and Angelier, 1981; Mercier et al., 1989) and the second stage (Plio-Pleistocene) is related to the combined effects of the still active migration of the African slab and the westward extrusion of Anatolia (Armijo et al., 2003; Armijo et al., 1996; Dinter, 1998; Dinter and Royden, 1993; Gautier et al., 1999; Le Pichon et al., 1995). In this work, we identify in the Aegean Sea three regions that suffered either only the first stage of extension (the Cyclades) or the two successive stages (the North Aegean and the Cretan Sea). Because we cannot have access to the crustal thickness prior to extension, we assume, following Gautier et al. (1999) and McKenzie (1978), the amount of crustal thickness prior to the extension to be c.a. 50 km, by reference to continental Greece and Anatolia (Makris, 1975; Makris and Veis, 1977).

The Aegean Moho appears rather flat for the whole region, with variations of only +2 km (near Continental Greece and Anatolia) and -2 km (North Anatolian Trough and Cretan Sea), around an average depth of about 25-26 km (Figure 6-3a). Such a regional-scale flat Moho is commonly observed in domains of wide rifting like the Basin and Range, in particular beneath core complexes domains (Allmendinger et al., 1987; Block and Royden, 1990). This requires a lower crust viscosity low enough to flow rapidly, allowing the surface and the Moho to remain relatively flat during dome rise and continuing extension. Crustal thickening during Cretaceous and Eocene times created high thermal conditions (Moho temperature higher than 700 °C) suitable for such a mode of extension in the Aegean lithosphere (Gaudemer et al., 1988; Ranalli, 1997). Gravitational collapse has likely been triggered by the southward retreat of the Hellenic subduction zone (Gautier et al., 1999; Jolivet et al., 1994), as represented by F_{sr} in Figure 6-4. Following the above arguments, it is therefore likely that after the first stage of Aegean extension, characterized by the development of metamorphic core complexes, the Moho should have had a rather flat geometry at a mean depth of around 25-26 km at the scale of the whole Aegean, from the Rhodope to Crete. Crustal thinning during this first stage of extension is thus approximately 100 % (reduction of crustal thickness from ~50 km to 25 km), an estimate consistent with previous studies (Gautier et al., 1999; McKenzie, 1978).

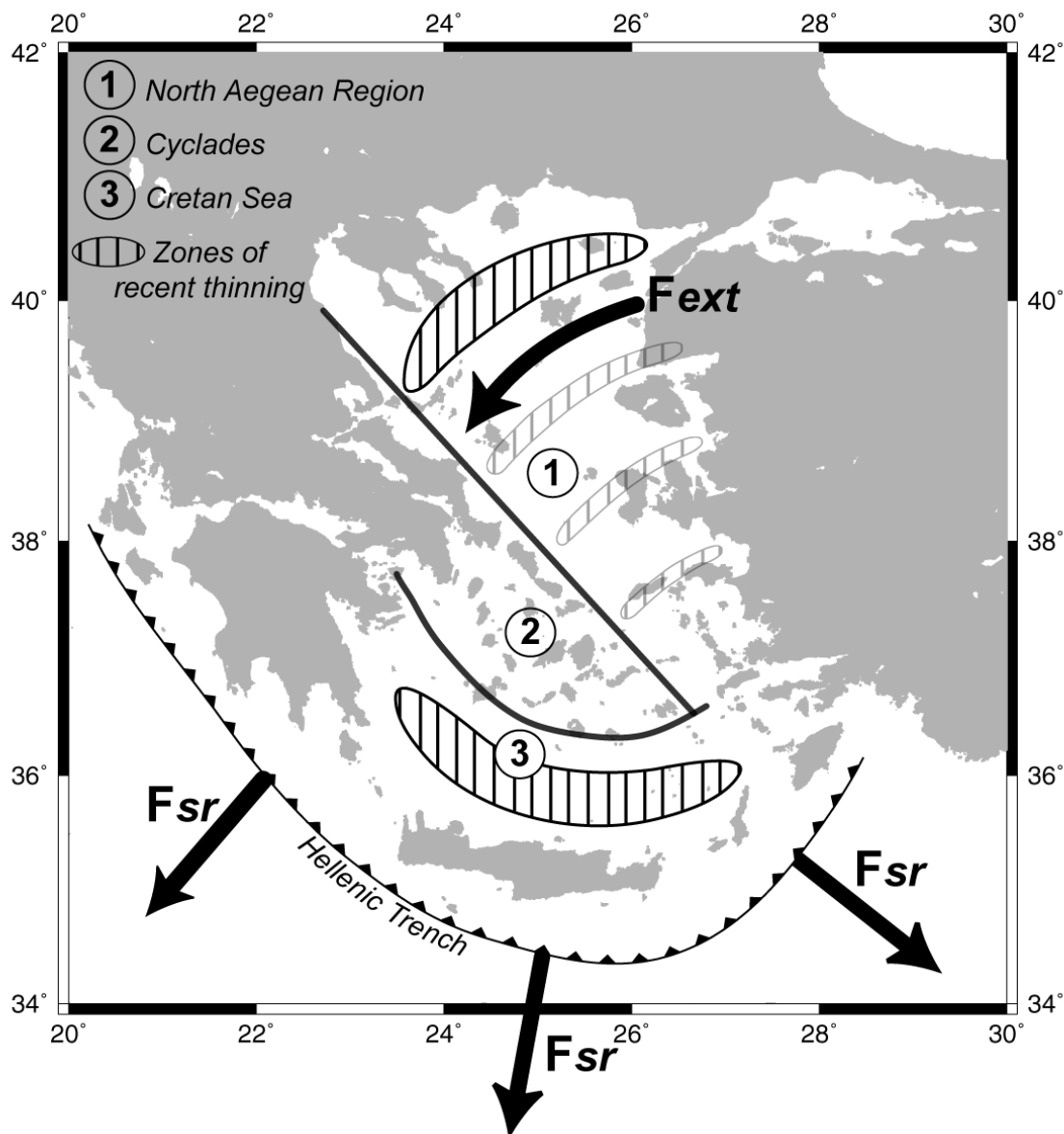


Figure 6-4: Schematic map showing the three main regions of the Aegean domain inferred by our gravity inversion, marked by different crustal thickness. (1) The Cyclades with a flat Moho at 25-26 km, (2) the Cretan Sea and (3) the North Aegean domain, both with shallower Moho. Since Oligo-miocene, the Hellenic slab retreat triggers a gravitational collapse, which led to a ~25 km thinned Aegean crust. More recently (5 Ma), the Anatolian extrusion (F_{ext}) changes the pattern of deformation in the North Aegean, with its NE-SW trending of thinning. The extremely thinned Cretan Sea crust is mostly controlled by the slab retreat (F_{sr}). Dark lines show the volcanic arc and the west limit of NE-SW trending of thinning.

Variations of Moho depths around the mean value of 25 km obtained from gravity modelling (Figure 3-a) should therefore represent variations in crustal thinning related to more recent extension. The westward extrusion of Anatolia, which started around 5 Ma ago (Armijo et al., 2003; 1996; Dinter, 1998; Dinter and Royden, 1993; Gautier et al., 1999; Le Pichon et al., 1995), modified the kinematics of extension in the North Aegean. The North Aegean domain (NW-SE trending zone of thinning) and the Cretan Sea show crustal thicknesses smaller than 25 km. These two regions are also marked by Plio-Quaternary

basins (Figure 6-1d), such as the North Aegean Trough, the Edremit Trough, the Lesbos-Psara Trough (Le Pichon et al., 1984; Mascle and Martin, 1990; Vigner, 2002) for the North Aegean domain and the Mirthes Basin and the Iraklion Central basin in the South Aegean (Mascle and Martin, 1990). Each of these basins shows evidences of post-Messinian deformation, whereas no major Plio-Quaternary basins are present in the Cyclades. This second stage of deformation induces an additional thinning of around 10 % (reduction of crustal thickness from 25-26 km to 22 km), in restricted regions (the North Aegean and the Cretan Sea).

Crustal thinning during this second stage of deformation is mostly governed by the extrusion of Anatolia in the North Aegean domain (Fext in Figure 6-4) and by the still active slab retreat in the Cretan Sea (Fsr in Figure 6-4) (Armijo et al., 1992; Armijo et al., 1999; Gautier et al., 1999; Jolivet and Faccenna, 2000; Kreemer et al., 2004; Le Pichon et al., 1995). This interpretation is confirmed by the following geophysical features in the three main regions. In the North Aegean domain, three major active strike-slip zones (North Aegean Trough, Edremit Trough and Lesbos-Psara Trough), have been recognized by a strongly localized seismicity (Engdahl et al., 1998; Taymaz et al., 1991) (Figure 6-1c). The observed NE-SW trend of thinning (Figure 6-3a) is also well marked by these active strike-slip zones, indicating a significant extensional component along these fault zones. The present day extensional strain axes calculated by Kalhe et al. (1998) are indeed oblique to the strike-slip fault trend, in agreement with the elongate zones of thinning observed below the strike slip fault systems (Figure 6-1c). Note that this obliquity of stretching axes indicates that the strain is not only controlled by the NE-SW strike slip faults but also by sub-meridian stretching related to the southward retreat of the subduction zone.

In the Cretan Sea, no significant seismicity is recorded, which apparently contradicts the observed strong and recent crustal thinning. However, strain rate deduced from GPS velocity (Kahle et al., 1998; McClusky et al., 2000) reveals a significant stretching rate of deformation within the Cretan Sea, and more specifically near the Peloponesus and Rhodes, which is consistent with the presence of normal faults in this region (Figure 6-1c). However, more recent strain estimate (Kreemer and Chamot-Rooke, 2004) do not indicate major deformation in the Cretan Sea. This discrepancy between strain rate estimates of these studies in the Cretan Sea has to be related with a poor constrain on GPS measurement (less than three points of measurement). The only evidence of post-Messinian deformation in the Cretan sea is therefore given by the presence of Plio-Quaternary basins and normal faults. Moreover, Plio-Quaternary normal faults in the Cretan Sea indicate a recent extensional deformation despite the lack of seismicity. In the Cyclades, strain rates and GPS velocities are low (Kahle et al., 1998; Kreemer and Chamot-Rooke, 2004; Le Pichon et al., 1995) and seismicity is scarce and scattered (Engdahl et al., 1998).

Located between the two recently thinned regions of North Aegean and Cretan Sea, the Cyclades domain is thus likely translated as a rigid block towards the South, as already suggested (Gautier et al., 1999; Jolivet, 2001; Le Pichon et al., 1995; Walcott and White, 1998). As quoted by Walcott and White (1998), the Cyclades block seems to be isolated from the rest of the Aegean domain when the Anatolian extrusion started (Late Miocene-early-Pliocene). The Cyclades do not undergo major extensional deformation since Oligo-Miocene times. The reasons of the absence of recent deformation in the Cyclades are however still a matter of debate (Hubert-Ferrari et al., 2003; Jolivet, 2001; Sonder and England, 1989) that is beyond the scope of the present paper.

In summary, a two-stages model for the Aegean extension could well explained the observed crustal thickness variation within the whole Aegean region. First, during Oligo-miocene, the southward migration of the South Hellenic subduction zone triggers the gravitational collapse of a previously thickened crust, leading to an overall crustal stretching of the whole Aegean domain by a factor of two (Gautier et al., 1999; McKenzie, 1978) and to a flat Moho geometry at regional scale. Second, in addition to the still active southward migration of the Hellenic subduction zone, the Anatolian westward extrusion has recently changed the pattern of extensional deformation in the North Aegean domain. This second phase of extension, which probably began about 5 Ma ago (Armijo et al., 2003; Armijo et al., 1996; Dinter, 1998; Dinter and Royden, 1993; Gautier et al., 1999; Le Pichon et al., 1995), is responsible for ~10% additional thinning mostly located in South and North Aegean. The Cretan Sea thinning is mainly controlled by the back-arc extension while the North Aegean extension is due to the combined effects of the extrusion of Anatolia and back-arc extension. Between these two regions, the Cyclades likely behave as a rigid plateau.

6.5. Conclusions

A simple gravity inversion was used in this paper to compute a new map of the Aegean crustal thickness. The Aegean crust thickness is homogeneous and relatively thin within the whole region, with variations of only +2 km (near Continental Greece and Anatolia) and -2 km (North Anatolian Trough and Cretan Sea) around an average depth of about 25-26 km. Our results are consistent with local 2-D geophysical studies, and show a regional isostatic compensation.

In this study, we emphasize the potential of gravity analysis in the understanding of the extensional processes in the Aegean region. An important result is the identification of three domains of different crustal thickness at regional scale (Cyclades, North Aegean Trough, Cretan Sea), each of them being related to the two-stages evolution of Aegean extension. The first stage took place in Oligo-miocene time, when gravitational collapse of a previously thickened Aegean crust led to a crustal stretch of about 100%. During the second stage, the westward extrusion of Anatolia modified the kinematics of extension, and led to more localized deformation within specific areas. The North Aegean Trough and the Cretan Sea show maximum thinning with a crustal thickness of 24 km and 22 km, respectively. In the North Aegean Trough, thinning likely results from the combined effect of the extrusion of Anatolia and back-arc extension, whereas the Cretan Sea is mainly controlled by the back-arc extension. The Cyclades domain has an average crustal thickness of 25 km and seems have not accommodated any additional extension since the late Miocene times.

Our study takes only into account the long wavelength part of the gravity signal. It is worth noting, that the residuals of the inversion show a NW-SE trend in the Cyclades. These short wavelength patterns could be due to remaining crustal density contrasts related to tectonic and/or geologic features. A 3-D inversion of this gravity component, together with a study of the sources depth could be thus further considered to investigate the reason for the rigid block-type behaviour of the Cyclades during post-Miocene times.

Acknowledgments

The figures are prepared using the GMT software developed by P. Wessel and W. Smith. We want to thank P. Gautier for extremely fruitful discussions during the work. This work was partly funded by an Institut Universitaire de France grant, to J-P. Brun. Special thanks to D. Gapais for critical reading of the manuscript. The constructive reviews of L. Husson, D. Hatzfeld and S. Cloething helped us in preparing the final version of this manuscript.

References

- Allmendinger, R.W. et al., 1987. Deep seismic reflection characteristics of the continental crust. *Geology*, 15: 304-310.
- Armijo, R., Flérit, F., King, G. and Meyer, B., 2003. Linear elastic fracture mechanics explains the past and present evolution of the Aegean. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 217(1-2): 1-11.
- Armijo, R., Lyon-Caen, H. and Papanastassiou, D., 1992. East-West extension and Holocene normal-fault scarps in the Hellenic arc. *Geology*, 20: 491-494.
- Armijo, R., Meyer, B., Hubert, A. and Barka, A., 1999. Westward propagation of the North Anatolian fault into the northern Aegean: Timing and kinematics. *Geology*, 27(3): 267-270.
- Armijo, R., Meyer, B., King, G.C.P., Rigo, A. and Papanastassiou, D., 1996. Quaternary evolution of the Corinth Rift and its implications for the Late Cenozoic evolution of the Aegea. *Geophys.J.Int*, 126: 11-53.
- Berckhemer, H., 1977. Some aspects of the evolution of marginal seas deduced from observations in the Aegean region. In: B. Biju-Duval and L. Montadert (Editors), international symposium on the structural history of the Mediterranean Basins. Technip, Paris, Split, Yugoslavia, pp. 303-313.
- Bijwaard, H., Spakman, W. and Engdahl, E.R., 1998. Closing the gap between regional and global travel time tomography. *J. Geophys. Res.*, 103(B12): 30055-30078.
- Birch, F., 1961. The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars, part 2. *J. Geophys. Res.*, 66: 2199-2224.
- Block, L. and Royden, L.H., 1990. Core complex geometries and regional scale flow in the lower crust. *Tectonics*, 9(4): 557-567.
- Bohnhoff, M., Makris, J., Papanikolaou, D. and Stavrakakis, G., 2001. Crustal investigation of the Hellenic subduction zone using wide aperture seismic data. *Tectonophysics*, 343: 239-262.
- Cohen, H.A., Dart, C.J., Akyüz, H.S. and Barka, A., 1995. Syn-rift sedimentation and structural development of the Gediz and Büyük Menderes graben, western Turkey. *J. Geol. Soc. London*, 152: 629-638.
- Davies, R. et al., 1997. Geodetic strain of Greece in the interval 1892-1992. *J. Geophys. Res.*, 102(B11): 24,471-24,588.
- Dinter, D., 1998. Late cenozoic extension of the Alpine collisional orogen, northeastern Greece: origin of the north Aegean basin. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 110: 1208-1230.
- Dinter, D.A. and Royden, L., 1993. Late Cenozoic extension in northeastern Greece: Strymon Valley detachment system and Rhodope metamorphic core complex. *Geology*, 21: 45-48.

- Engdahl, E., van der Hilst, R. and Buland, R., 1998. Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth determination. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 88: 722-743.
- Gaudemer, Y., Jaupart, C. and Tapponnier, P., 1988. Thermal control on post-orogenic extension in collision belts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 89: 48-62.
- Gautier, P. and Brun, J.-P., 1994. Crustal-scale geometry and kinematics of late-orogenic extension in the central Aegean (Cyclades and Evvia Island). *Tectonophysics*, 238(1-4): 399-424.
- Gautier, P. et al., 1999. Timing, kinematics and cause of Aegean extension: a scenario based on a comparison with simple analogue experiments. *Tectonophysics*, 315: 31-72.
- Goldsworthy, M., Jackson, J. and Haines, J., 2002. The continuity of active fault systems in Greece. *Geophys. J. Int.*, 148: 596-618.
- Hébert, H., Deplus, C., Huchon, P., Khanbari, K. and Audin, L., 2001. Lithospheric structure of a nascent spreading ridge inferred from gravity data: the western Gulf of Aden. *J. Geophys. Res.*, 106: 26345-26364.
- Hubert-Ferrari, A. et al., 2003. Long-term elasticity in the continental lithosphere; modelling the Aden Ridge propagation and the Anatolian extrusion process. *Geophys. J. Int.*, 153(1): 111-132.
- Jackson, J., 1994. Active tectonics of the Aegean region. *Annual Review of Earth Planetary Sciences*, 22: 239-271.
- Jolivet, L., 2001. A comparison of geodetic and finite strain in the Aegean, geodynamic implications. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 187: 95-104.
- Jolivet, L., Brun, J.P., Gautier, P., Lallemand, S. and Patriat, M., 1994. 3D-kinematics of extension in the Aegean region from the early Miocene to the present; insights from the ductile crust. *Bull. Soc. géol. France*, 165(3): 195-209.
- Jolivet, L. and Faccenna, C., 2000. Mediterranean extension and the Africa-Eurasia collision. *Tectonics*, 19(6): 1095-1106.
- Jolivet, L. et al., 1998. Midcrustal shear zones in postorogenic extension: Example from the northern Tyrrhenian Sea. *J. Geophys. Res.*, 103(B6): 12,123-12,160.
- Kahle, H.-G. et al., 1998. The strain rate field in the eastern Mediterranean region, estimated by repeated GPS measurements. *Tectonophysics*, 294(3-4): 237-252.
- Karagianni, E.E. et al., 2002. Rayleigh wave group velocity tomography in the Aegean Sea. *Tectonophysics*, 358: 187-209.
- King, T.A., 1998. Mechanisms of isostatic compensation in areas of lithospheric extension: examples from the Aegean, University of Leeds, Leeds, 332 pp.
- Kreemer, C. and Chamot-Rooke, N., 2004. Contemporary kinematics of the southern Aegean and the Mediterranean Ridge. *Geophys. J. Int.*, 157(3): 1377-1392.
- Kreemer, C., Chamot-Rooke, N. and Le Pichon, X., 2004. Constraints on the evolution and vertical coherency of deformation in the Northern Aegean from a comparison of geodetic, geologic and seismologic data. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 225(3-4): 329-346.
- Le Pichon, X. and Angelier, J., 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 Angelier, J., 1981. The Aegean Sea. *Phil. Trans. R. Soc. London*, A300: 357-372.
- Le Pichon, X., Chamot-Rooke, N., Lallemand, S., Noomen, R. and Veis, G., 1995. Geodetic determination of the kinematics of central Greece with respect to Europe: Implications for eastern Mediterranean tectonics. *J. Geophys. Res.*, 100(B7): 12,675- 12,690.
- Le Pichon, X., Lybérís, N. and Alvarez, F., 1984. Subsidence history of the North Aegean Trough. In: J.E. Dixon and A.H.F. Robertson (Editors), *The Geological Evolution of*

- the Eastern Mediterranean. Geological Society Special Publication, London, pp. 727-741.
- Li, X. et al., 2003. Receiver function study of the Hellenic subduction zone: imaging crustal thickness variations and the oceanic Moho of the descending African lithosphere. *Geophys. J. Int.*, 155: 733-748.
- Lister, G.S., Banga, G. and Feenstra, A., 1984. Metamorphic core complexes of Cordilleran type in the Cyclades, Aegean Sea, Greece. *Geology*, 12: 221-225.
- Makris, J., 1975. Crustal structure of the Aegean Sea and the Hellenides obtained from geophysical surveys. *J. Geophys.*, 41: 441-443.
- Makris, J., 1978. The crust and upper mantle of the Aegean region from deep seismic soundings. *Tectonophysics*, 46: 269-284.
- Makris, J. and Veis, R., 1977. Crustal structure of the Central Aegean Sea and the islands of Evia and Crete, Greece, obtained by refractonal seismic experiments. *J. Geophys.*, 42: 329-341.
- Masclé, J. and Martin, L., 1990. Shallow structure and recent evolution of the Aegean Sea: a synthesis based on continuous reflection profiles. *Marine Geol.*, 94: 271-299.
- McClusky, S. et al., 2000. Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus. *J. Geophys. Res.*, 105(B3): 5695-5719.
- McKenzie, D., 1978. Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt: the Aegean Sea and surroundings regions. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 55: 217-254.
- Mercier, J.L., Sorel, D., Vergely, P. and Simeakis, K., 1989. Extensional tectonic regimes in the Aegean basins during the Cenozoic. *Basin Res.*, 2: 49-71.
- Oldenburg, D., 1974. The inversion and interpretation of gravity anomalies. *Geophysics*, 39: 526-536.
- Papazachos, C.B. and Nolet, G., 1997. *P* and *S* deep velocity structure of the Hellenic area obtained by robust nonlinear inversion of travel times. *J. Geophys. Res.*, 102: 8349-8367.
- Parker, R., 1972. The rapid calculation of potential anomalies. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 31: 447-455.
- Ranalli, G., 1997. Rheology of the lithosphere in space and time. In: J.P. Burg and M. Ford (Editors), *Orogeny through Time*. Geological Society of London Special Publication, London, pp. 19-37.
- Rigo, A. et al., 1996. A microseismic study in the western part of the Gulf of Corinth (Greece): implications for large-scale normal faulting mechanisms. *Geophys. J. Int.*, 126: 663-688.
- Sandwell, D.T. and Smith, W.H.F., 1997. Marine gravity anomaly from Geosat and ERS 1 satellite altimetry. *J. Geophys. Res.*, 102(B5): 10,039-10,054.
- Seyitoglu, G. and Scott, B.C., 1996. The cause of extensional tectonics in western Turkey: tectonic escape vs back-arc spreading vs orogenic collapse. *J. Geodyn.*, 22(1): 145-153.
- Smith, W.H.F. and Sandwell, D.T., 1997. Global sea floor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. *Science*, 277: 1956-1962.
- Sonder, L.J. and England, P.C., 1989. Effects of a temperature-dependant rheology on large-scale continental extension. *J. Geophys. Res.*, 94(B6): 7603-7619.
- Taymaz, T., Jackson, J. and McKenzie, D., 1991. Active tectonics of the north and central Aegean Sea. *Geophys. J. Int.*, 106: 433-490.
- Tiberi, C., Diament, M., Lyon-Caen, H. and King, T., 2001. Moho topography beneath the Corinth Rift area (Greece) from inversion of gravity data. *Geophys. J. Int.*, 145(3): 797-808.

- Tsokas, G.N. and Hansen, R.O., 1997. Study of the crustal thickness and the subducting lithosphere in Greece from gravity data. *J. Geophys. Res.*, 102(B9): 20,585-20,597.
- Vigner, A., 2002. Images sismiques par réflexions verticales et grand-angle de la croûte en contexte extensif: les Cyclades et le fossé Nord-Egéen, Paris, 269 pp.
- Walcott, C.R. and White, S.H., 1998. Constraints on the kinematics of post-orogenic extension imposed by stretching lineations in the Aegean region. *Tectonophysics*, 298: 155-175.
- Wessel, P. and Smith, W.H.F., 1995. New version of the generic mapping tools. In: E.T.A.E. Suppl. (Editor).

Conclusions générales

1. LES DOMES METAMORPHIQUES EXTENSIFS.....	205
1.1. Une « fenêtre géologique » pour les dômes métamorphiques extensifs	205
1.2. Modèle de développement en deux étapes.....	207
1.3. Un modèle simple : Les dômes extensifs en tant que plis de cicatrice inter-boudin (méga-boudinage de la croûte supérieure)	210
1.4. Les détachements	211
1.5. Déformation interne du dôme et structure thermique.	212
2. ECOULEMENT DE LA CROUTE DUCTILE	214
2.1. Géométrie planaire du Moho	214
2.2. Modes d'écoulement de la croûte ductile	214
2.3. La croûte égéenne	215
2.4. Implication géodynamique pour l'Egée.....	216

1. Les dômes métamorphiques extensifs

Depuis que les dômes métamorphiques extensifs (metamorphic core complexes, MCC) ont été identifiés dans le Basin and Range (U.S.A.), à la fin des années 70 (Crittenden et al 1980), la problématique de leur origine et de leur développement a été un sujet majeur de discussion en géodynamique. Les premiers modèles ont été basés sur la signification des détachements, observés en surface en tant que zones de cisaillement ou failles à faible pendage (Wernicke 1981, 1985). Les nombreuses hypothèses émises et modèles élaborés ont en général considéré que ces structures étaient la cause de la formation et de l'exhumation des dômes métamorphiques extensifs. Cependant, une question majeure demeure depuis plus d'une vingtaine d'années: comment créer une faille normale à faible pendage, à l'échelle de la croûte ou même de la lithosphère? Cette interrogation n'est pas sans intérêt. Mais l'idée que le détachement représente la première structure apparaissant dès les premiers stades de l'extension implique qu'elle soit la cause de l'exhumation des dômes métamorphiques. Or il n'existe aucune preuve de la présence du détachement avant l'exhumation du dôme. C'est pourquoi dans ce travail, le problème a été posé différemment. Puisque les origines mêmes du détachement ne sont pas établies, nous ne pouvons pas l'imposer en tant que structure préliminaire. Les expériences de modélisation tant analogique que numérique ont été réalisées en partant d'une idée simple basée sur les conditions générales favorables à la formation des dômes, c'est-à-dire l'extension post-orogénique des domaines épaissis et thermiquement relaxés, en d'autres termes l'extension d'une lithosphère épaisse et peu résistante. Pour résoudre le problème de l'œuf et de la poule entre détachement et dôme, ce travail n'a pas posé de conditions *a priori* sur la structure du détachement, et donc n'a pas favorisé une hypothèse particulière quant à leur géométrie d'origine.

Les résultats de ces travaux ont permis de contraindre les conditions physiques favorables à la formation des dômes métamorphiques extensifs aux échelles crustale et lithosphérique et de définir l'évolution des différents stades de déformation accompagnant leur développement. L'utilisation de ces deux méthodes de modélisation a permis d'imager les structures dans les niveaux ductiles pour la modélisation numérique et dans la croûte fragile pour la modélisation analogique.

1.1. Une « fenêtre géologique » pour les dômes métamorphiques extensifs

Les dômes métamorphiques extensifs résultent de l'extension de domaines épaissis et thermiquement relaxés (Figure 1). Leur développement requiert une croûte moyenne et inférieure ductile, suffisamment peu résistante pour fluer latéralement et « nourrir » un dôme en formation. Cette condition est également nécessaire pour conserver une géométrie plate du Moho à l'aplomb du dôme. La température minimum au Moho, requise dans les expériences numériques, doit être supérieure à 800°C. En effet, la résistance de la croûte ductile et du manteau supérieur sont très faibles à ces températures (Figure 2a). De plus, les dômes se forment pour des épaisseurs de croûte supérieures à la normale (un minimum de 45 km pour nos expériences). En résumé, l'épaisseur de la croûte ductile doit au minimum représenter 2/3 de la croûte continentale totale pour permettre une exhumation (Figure 2b).

L'hypothèse d'un contexte post-orogénique en extension, représenté par une croûte épaissie (épaisseur supérieure à 45 km) et thermiquement relaxée (température du Moho supérieure à 800°C), est confirmée par ces résultats. Ces derniers contribuent à définir une

« fenêtre géologique » favorable au développement des dômes métamorphiques extensifs. Ceci rejoint les conclusions antérieures de Block et Royden (1991) et Buck (1991), obtenues par des méthodes différentes.

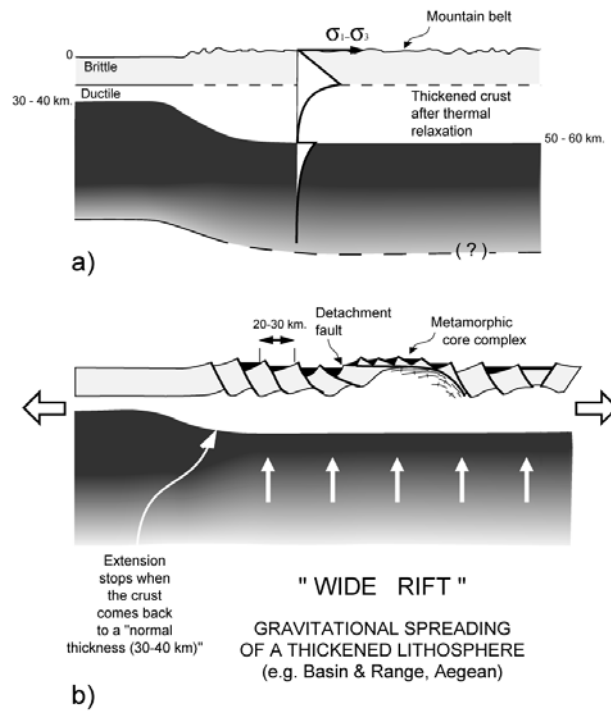


Figure 1: Modèle d'effondrement gravitaire d'une lithosphère épaissie et thermiquement relaxée (Modifié d'après Brun (1999)). a) Conditions initiales. b) Après extension.

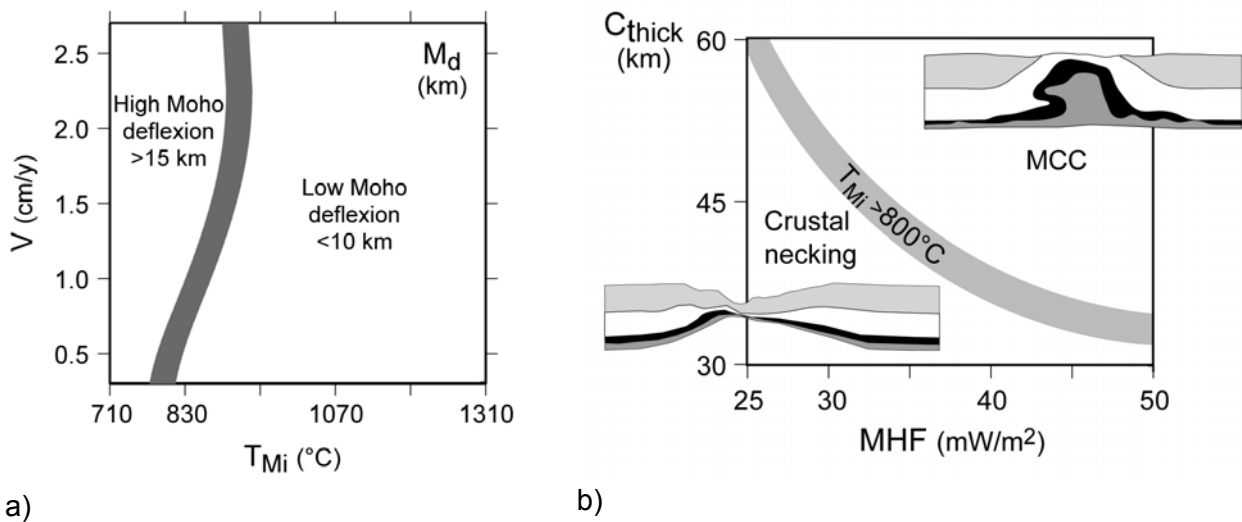


Figure 2: a) Déflexion du Moho (en km) en fonction de la vitesse appliqué (V) et de la température initiale du Moho (T_{Mi}) pour un dôme de 60km de large. Diagramme montrant les domaines de faibles et de fortes déflexions. Le domaine de faible déflexion est celui favorable au développement des MCC. b) Domaines de développement des MCC et de striction de la croûte en fonction de l'épaisseur crustale et du flux mantellique.

Les expériences analogiques et numériques sur lesquelles se fondent nos résultats ont été réalisées avec une anomalie placée à l'intérieur du modèle. La présence de ces zones de faiblesse favorise la localisation de la déformation et la formation des dômes métamorphiques. Dans la nature, ces anomalies correspondent à du matériel de faible résistance comme, par exemple, des plutons granitiques ou des domaines de roches partiellement fondues (migmatites). Sans anomalie, les structures révèlent un étirement homogène. Cependant, cet étirement homogène de la croûte se traduit par une localisation tardive dans le cas où la vitesse contrôlée est inférieure à la vitesse d'effondrement gravitaire naturel. La diminution de la vitesse permet de favoriser la localisation de la déformation et donc la possibilité de former des dômes métamorphiques tardifs.

1.2. Modèle de développement en deux étapes

Un important résultat de la modélisation analogique et numérique est le développement des MCC en deux étapes majeures : la striction de la croûte supérieure cassante et l'amplification du dôme.

La striction (necking) de la croûte supérieure fragile

Durant les premiers stades de l'extension, une instabilité en striction de la croûte fragile produit un graben symétrique délimité par des failles normales conjuguées (Figure 3). Une zone de déformation intense est localisée à la base du graben, autour de la transition fragile-ductile. De part et d'autre du graben, la croûte supérieure ne se déforme pas. L'amincissement de la croûte fragile, localisé dans le graben, est responsable de la diminution de la charge verticale, induisant en profondeur un gradient horizontal de pression lithostatique et, par voie de conséquence, un fluage latéral de matériel issu de la croûte inférieure ductile vers la zone de striction, initiant la formation d'un dôme. Le fluage latéral forme des zones de cisaillement symétriques conjuguées et sub-horizontales, dans la croûte ductile. Ces zones d'intense déformation affectent un domaine largement supérieur à la déformation fragile localisée uniquement dans le graben. Les premiers temps de la déformation extensive se caractérisent donc par du cisaillement pur à l'échelle crustale et/ou lithosphérique. L'amincissement extrême suivi de la rupture de la croûte supérieure fragile au niveau du graben permet à la croûte profonde ductile de remonter vers la surface amorçant le développement d'un dôme.

L'amplification du dôme

Lorsque l'étirement de la croûte fragile atteint la rupture, l'exhumation de la croûte profonde (dôme métamorphique) débute (Figure 4). A partir de ce moment, la structure du dôme devient asymétrique. Les deux zones de déformation cisailante intenses, situées à la base du graben et dans la croûte moyenne, se connectent progressivement, sur un côté ou l'autre du dôme, pour former une zone de détachement. Cette zone de déformation finie intense résulte du mouvement du matériel crustal profond vers la surface. Le dôme s'amplifie et s'élargit au cours de l'extension avec le développement d'un détachement de forme sigmoïde que l'on peut décomposer en un segment plat inactif au dessus du dôme, un segment fortement penté le long du dôme et un segment plat dans la croûte moyenne ductile. Seule la partie intra-crustale est active.

1) Formation d'un graben

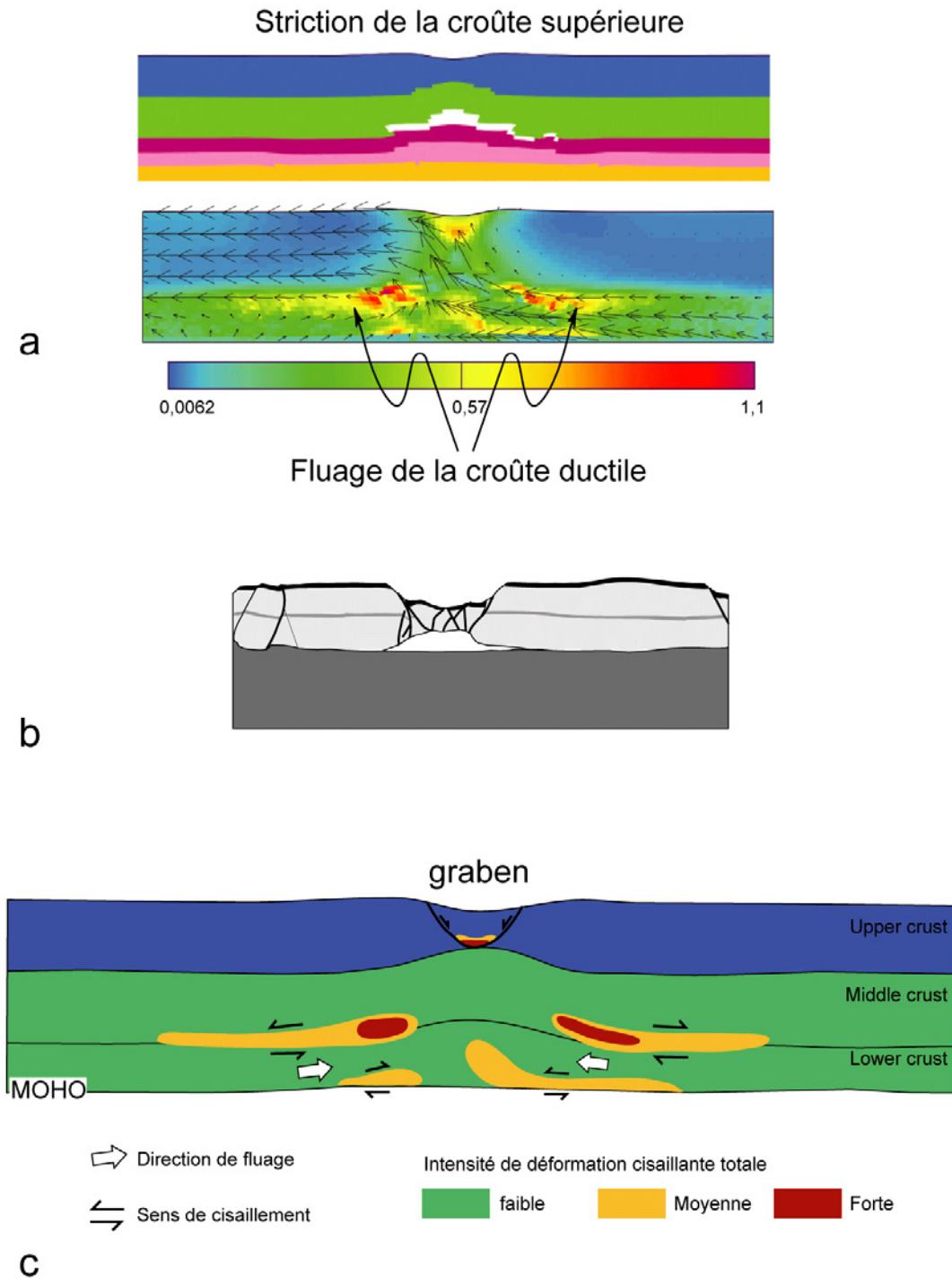


Figure 3 : Formation d'un graben. a) Structure et déformation cisailante en modélisation numérique. b) Structure crustale en modélisation analogique. c) Interprétation.

2) Amplification du dôme

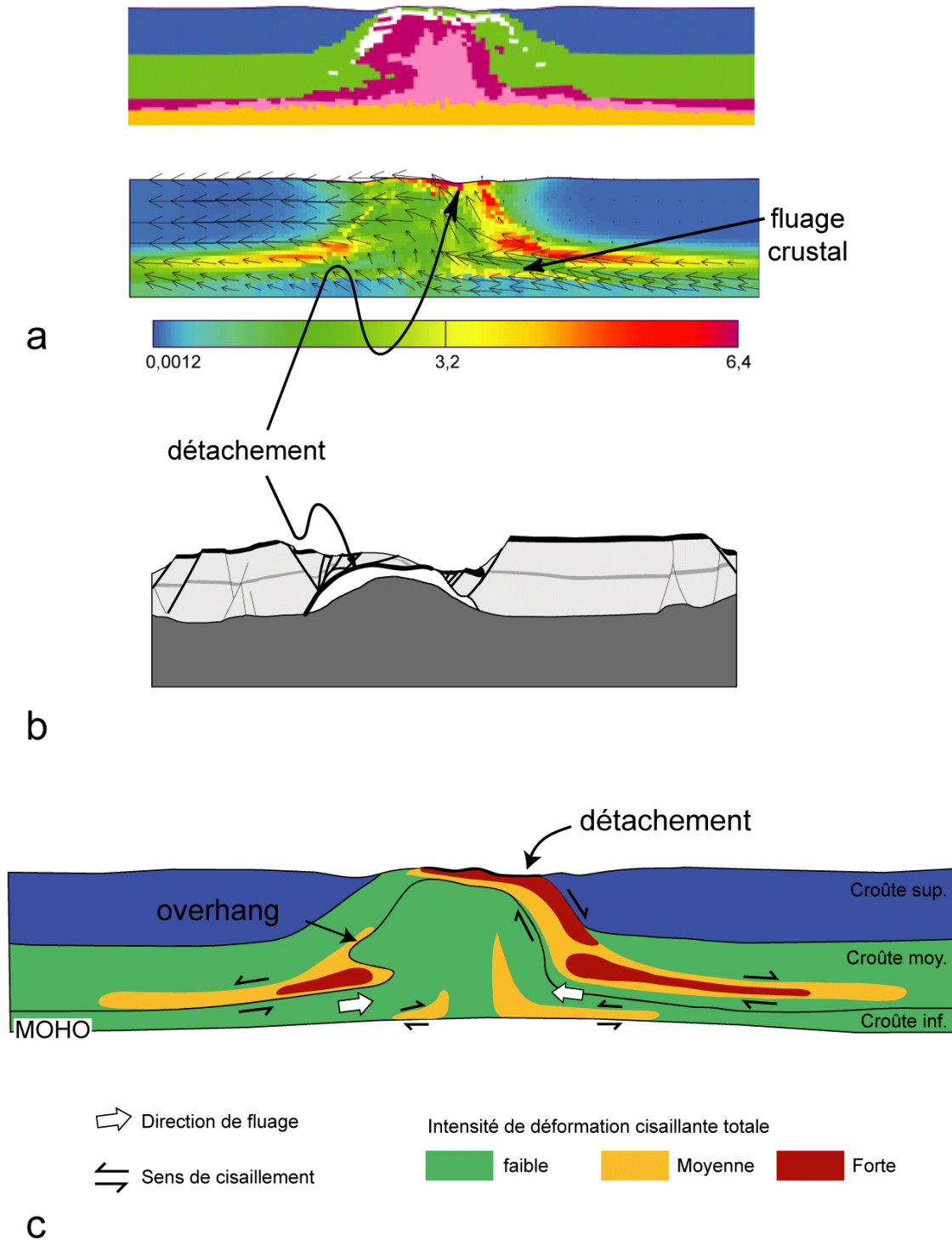


Figure 4 : Amplification du dôme. a) Structure et déformation cisailante en modélisation numérique. b) Structure en modélisation analogique. c) Interprétation.

1.3. Un modèle simple : Les dômes extensifs en tant que plis de cicatrice inter-boudin (méga-boudinage de la croûte supérieure)

Le développement des dômes extensifs, à l'échelle crustale, est directement comparable aux « plis de cicatrice » que l'on observe à l'échelle de l'affleurement dans les exemples de boudinage de couches à forte compétence dans une matrice ductile (Figure 5). Ces plis, dont la surface axiale est perpendiculaire à la direction d'étirement, résultent du fluage de la matrice dans l'espace ouvert par la séparation des boudins. La Figure 5 montre la similitude des deux processus. En d'autres termes, les dômes métamorphiques extensifs résultent simplement du boudinage de la croûte fragile pendant l'extension.

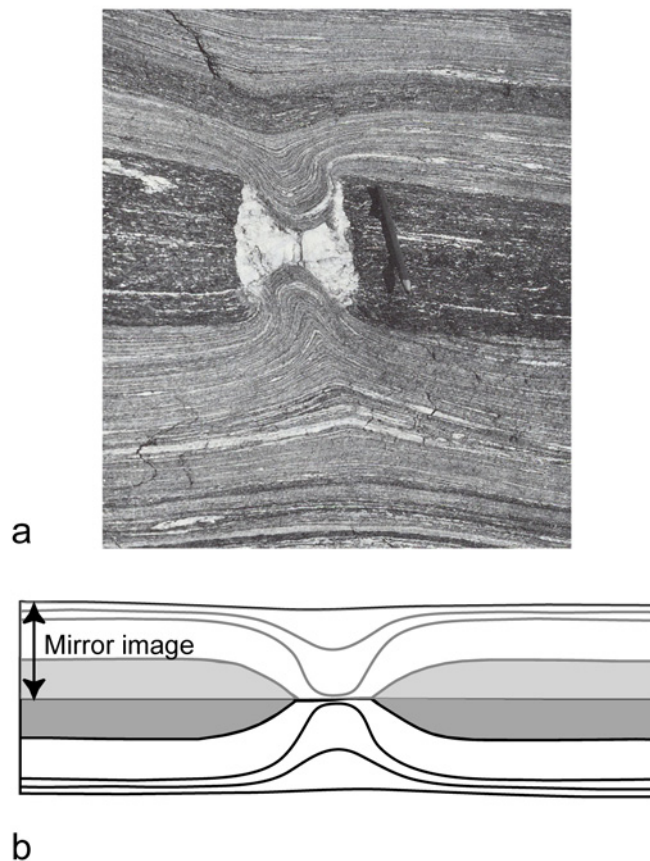


Figure 5 : Modèle de méga-boudinage ; a) photographie de boudinage montrant des plis de cicatrice entre les boudins (Passchier et al., 1990). b) Modèle numérique et son miroir.

1.4. Les détachements

Contrairement à ce qui est généralement admis, les détachements ne s'initient pas dès le début de l'extension, mais résultent d'une évolution progressive en deux étapes (Figure 3 et 4). Les détachements se créent lors de l'amplification du dôme, lorsque l'une des zones de cisaillement se propage vers la surface le long du dôme pour se connecter avec la zone de forte déformation située à la base du graben. Le système reste symétrique dans les premiers stades de la formation du dôme sans détachement évident. Puis, lorsque l'exhumation a commencé et que le dôme s'élargit, un détachement majeur se localise sur un côté du dôme. Le système devient alors fortement asymétrique. En modélisation analogique, la vergence des détachements se déduit de la géométrie des structures fragiles synchrones de la déformation tels que des blocs basculés. L'évolution générale du développement des détachements est observée dans toutes les expériences analogiques et numériques. Cependant, à des températures élevées ($>1000^{\circ}\text{C}$ au Moho), les détachements deviennent relativement versatiles en termes de vergence et de localisation et ne sont pas nécessairement stable au cours du temps. Pour des dômes très larges (>60 km), les détachements peuvent migrer ou « mourir » pour être remplacés par un nouveau détachement avec une vergence opposée (Figure 6 et 7).

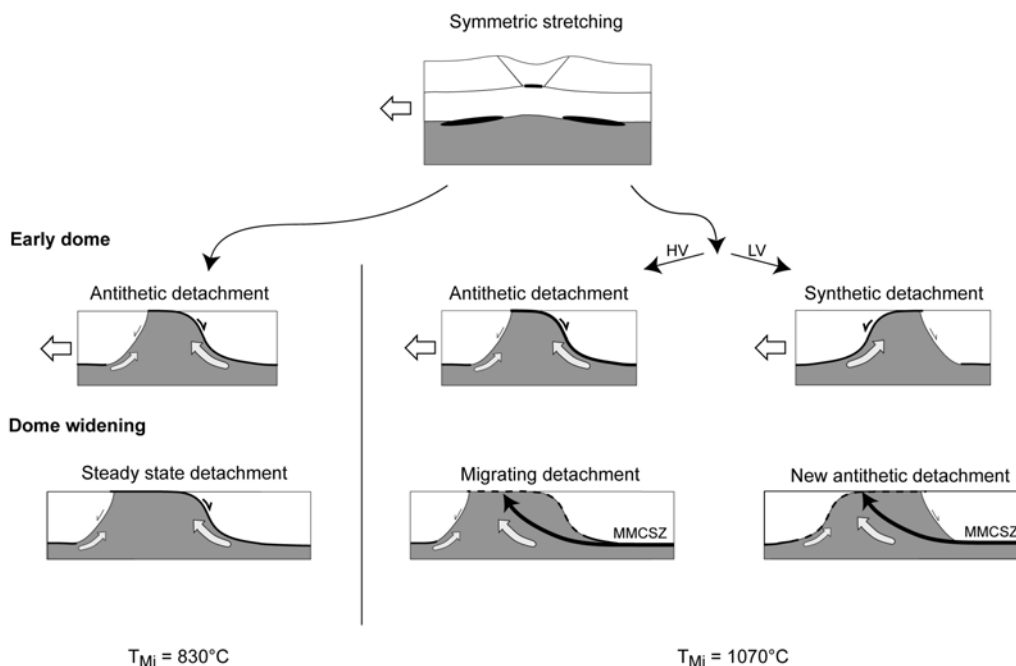


Figure 6 : Principaux modes d'évolution d'une zone de détachement

1.5. Déformation interne du dôme et structure thermique

Plissement de la croûte ductile

L'écoulement de la croûte ductile donne naissance à un plissement de son litage sous forme d'un couple anticlinal-synclinal d'échelle crustale, dans le flanc du dôme opposé au détachement (Figure 7). De tels plis, de très grande échelle, n'ont jusqu'à présent jamais été décrits sur le terrain ou en sismique, dans un contexte extensif tardi à post-orogénique. Les modèles présentés dans ce travail pourront, peut-être à l'avenir, permettre leur identification.

La structure thermique

La géométrie des isothermes suit celle des zones de déformation interne et en particulier des détachements (Figure 7). Les isothermes remontent pendant la phase d'amplification du dôme jusqu'à l'exhumation, accompagnant ainsi le matériel ductile. Cependant au cours de l'amplification du dôme, les unités en voie d'exhumation recoupent progressivement les isothermes. Le bombement des isothermes reste localisé au dôme lui-même avec une forme symétrique avant le début de l'élargissement du dôme. Lorsque le détachement se localise sur un flanc du dôme, les isothermes deviennent asymétriques et se resserrent pour former un très fort gradient de température au niveau même du détachement. Pour de forts taux d'élargissement du dôme, le détachement peut migrer vers l'intérieur du dôme ou un nouveau détachement peut se développer (Figure 6 et 7). Dans ces configurations les isothermes se réajustent et peuvent définir une structure thermique nouvelle dans le dôme (Figure 7).

En résumé... *Les détachements ne sont pas créés en tant que tels dès le début de l'extension. Ils résultent d'un processus de localisation de la déformation lors de l'amplification du dôme, plus précisément à partir du moment où la croûte ductile commence à être exhumée. Les détachements ne sont donc pas la cause mais la conséquence de l'exhumation des dômes métamorphiques. Une fois créés, ils accommodent l'élargissement des dômes mais ils peuvent migrer ou être remplacés par de nouveaux détachements, si l'extension atteint de grandes amplitudes.*

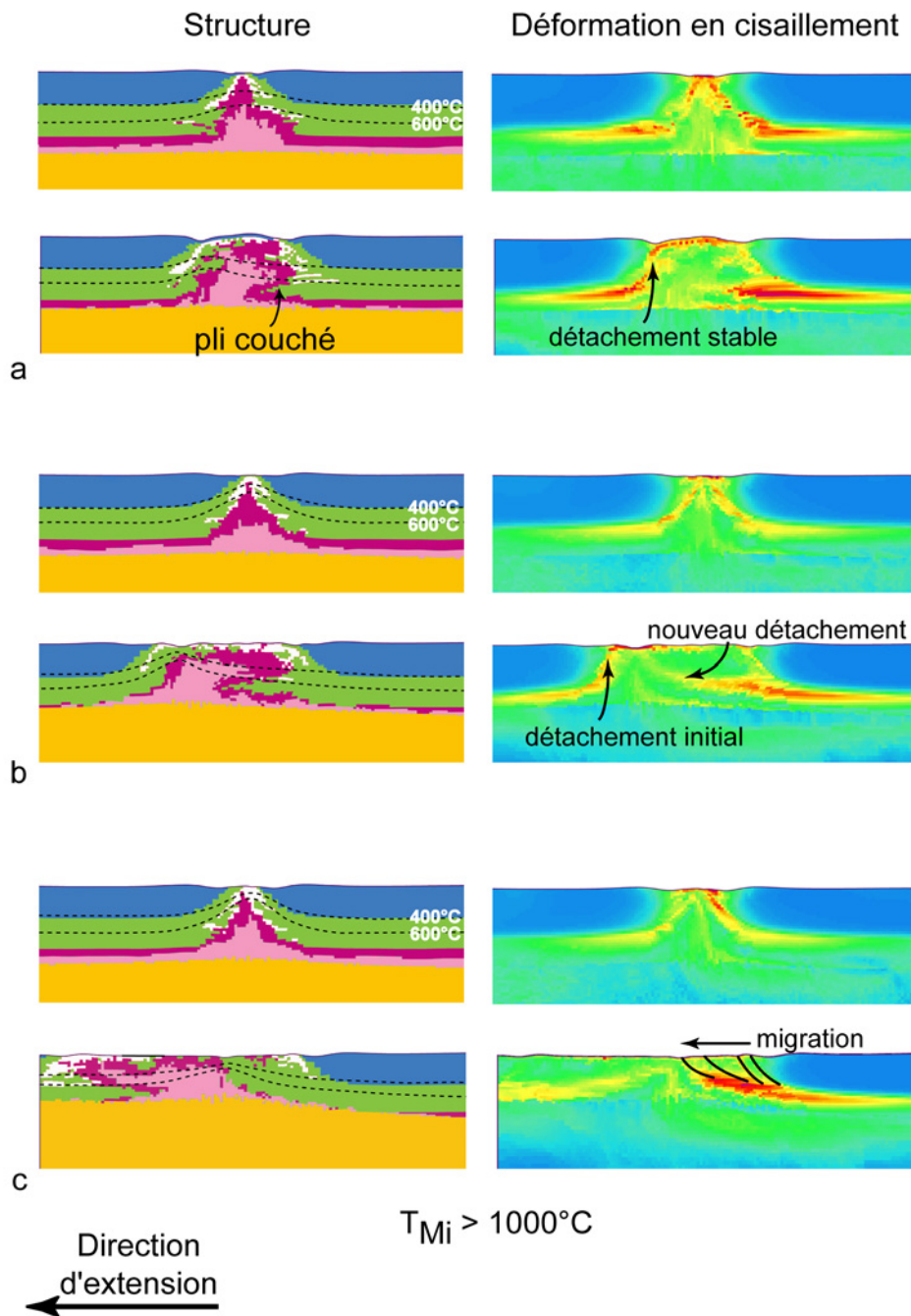


Figure 7 : Structure, isothermes et déformation cisailante : évolution de trois cas différents. a) Pli couché dans le sens inverse de la direction d'extension avec un détachement stable. b) Pli couché dans le sens inverse de la direction d'extension avec un changement de détachement. c) Pli couché dans le sens de la direction d'extension avec migration du détachement.

2. Ecoulement de la croûte ductile

La formation des dômes métamorphiques extensifs est indissociable de l'écoulement sub-horizontale de la croûte ductile et du manteau. Ce comportement dépend uniquement de la température du système et affecte un domaine largement supérieur aux structures observables en surface. La formation des dômes métamorphiques ne résulte pas d'une déformation localisée mais bien d'un phénomène pouvant affecter plusieurs dizaines voire centaines de kilomètres, de part et d'autre d'un dôme. Cette observation majeure permet de confirmer, grâce à l'étude de l'épaisseur de la croûte égéenne, un schéma géodynamique en deux étapes pour l'extension du domaine égéen en y apportant une relation entre espace-temps et déformation finie à l'échelle crustale.

2.1. Géométrie planaire du Moho

Dans le Basin & Range, les profils sismiques montrent que le Moho possède une géométrie planaire sous les dômes métamorphiques. Dans nos expériences numériques, pour permettre la formation des dômes en conservant un Moho quasiment plat, la température au Moho doit être supérieure à 800°C (Figure 2a). A ces températures, les résistances de la croûte inférieure et du manteau supérieur sont très proches et surtout très faibles. C'est cette faible résistance de part et d'autre du Moho, qui permet l'écoulement sub-horizontale de la croûte et du manteau à l'échelle régionale. En d'autres termes, l'exhumation d'un dôme est accommodée par un apport de matière profonde crustale, suffisamment peu résistante pour fluer sur des distances de plusieurs dizaines voire centaines de kilomètres. L'écoulement nécessaire de la croûte ductile, mais aussi du manteau, observé dans ces résultats, montre que les dômes métamorphiques extensifs résultent d'un processus régional à grande échelle. Pour « nourrir » le dôme tout en gardant un Moho plat, la croûte continentale doit être initialement épaisse à l'échelle régionale. Seuls les contextes orogéniques sont alors propices au développement de ces structures.

2.2. Modes d'écoulement de la croûte ductile

Le fluage horizontal dans la croûte ductile, accommodant le développement des dômes métamorphiques extensifs, sur des distances plusieurs fois supérieures au dôme lui-même, est responsable de la formation de zones de cisaillement horizontales dans la croûte moyenne et/ou inférieure. Cet écoulement est amorcé par la diminution de la charge due à l'amincissement de la croûte fragile et continue à fonctionner à la faveur de l'élargissement du dôme.

Deux modes d'écoulement différents sont observés en fonction de la température (Figure 8). Un écoulement canalisé (channel flow) est identifié pour des températures au Moho inférieures à 900°C, c'est-à-dire lorsque le manteau supérieur sous le Moho présente une résistance légèrement supérieure à celle de la croûte inférieure. Dans ce cas, deux zones de cisaillement, situées dans la croûte ductile et au niveau du Moho, se forment en réponse au déplacement du matériel ductile. En revanche, pour des températures plus élevées, le couplage entre la croûte ductile et le manteau également ductile permet un écoulement généralisé des deux couches. Il n'existe donc pas, dans ces cas, de canal à l'intérieur de la croûte, strictement parlant.

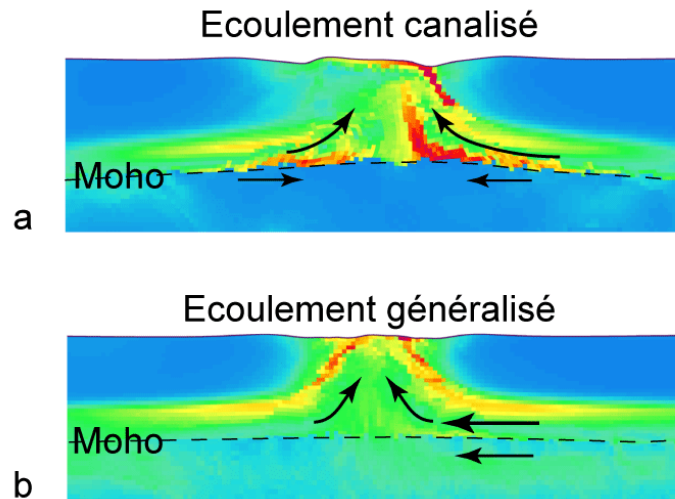


Figure 8 : Modalité d'écoulement de la croûte ductile. a) Ecoulement canalisé entre la croûte moyenne et le Moho donnant naissance à deux familles de zones de cisaillement conjuguées. b) Ecoulement généralisé de la croûte ductile et du manteau donnant naissance à une seule famille de zone de cisaillement horizontale dans la croûte moyenne.

2.3. La croûte égéenne

La carte d'épaisseur crustale, reflétant la déformation accumulée au cours de l'extension, a été calculée à partir des données gravimétriques en mer (Figure 9). La profondeur du Moho apparaît presque plate à l'échelle régionale, avec des variations de +2 km près des côtes continentales de la Grèce et de la Turquie et de -2 km pour la Mer de Crète et le fossé Nord Egéen, autour d'une valeur moyenne de 25-26 km. La croûte continentale égéenne a subi un étirement de 100% pour passer d'une épaisseur de 50 km environ à une épaisseur moyenne de 25-26 km. Ces résultats permettent de distinguer trois zones majeures dans le domaine égéen : Les Cyclades, la Mer de Crète et Le Nord Egée. Au sud et au nord du domaine, la Mer de Crète et le fossé nord égéen sont caractérisés par un fort amincissement (épaisseur : 22-23 km représentant 10% d'extension supplémentaire). Entre ces deux zones amincies, les Cyclades se distinguent par un Moho relativement plat et une épaisseur de 25 km.

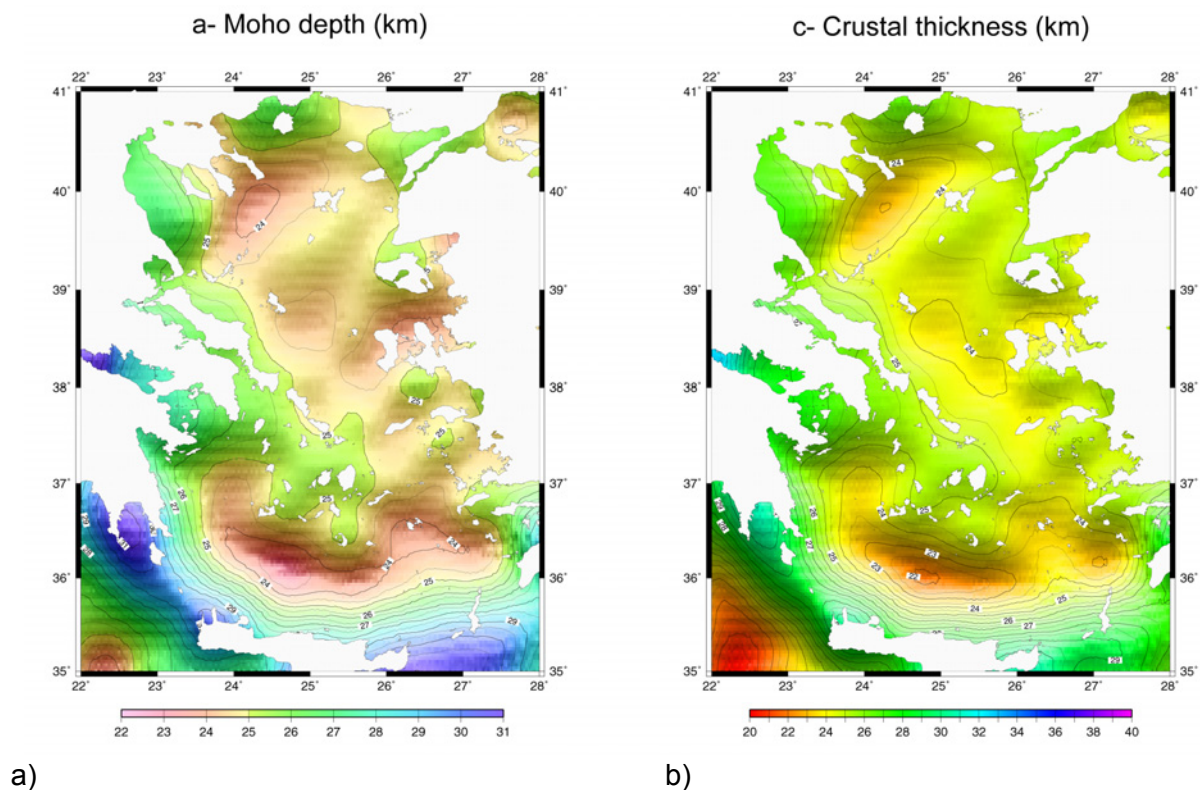


Figure 9 : a) Profondeur du Moho ; b) Epaisseur crustale.

2.4. Implication géodynamique pour l'Egée

Depuis l'Oligocène, après un épaississement crustal, la Mer Egée a subi deux étapes successives d'extension. Depuis l'Oligocène jusqu'au Miocène, l'extension due au retrait de la zone de subduction sud-hellénique est caractérisée par le développement des dômes métamorphiques dans les Cyclades et le Rhodope. Puis vers 5 Ma, l'extrusion de l'Anatolie change le style de la déformation dans le domaine égéen. A partir de nos résultats, et de ce que l'on connaît sur l'histoire extensive de la Mer Egée, un modèle d'extension en deux étapes paraît approprié pour expliquer les variations d'épaisseur crustale observées à travers le domaine (Figure 10). Tout d'abord, durant l'Oligo-Miocène, la migration vers le sud de la zone de subduction sud-hellénique permet un effondrement gravitaire de la croûte, préalablement épaissie pendant la collision, et la formation des dômes métamorphiques extensifs (Gautier et al., 1999). Cette étape induit une diminution de l'épaisseur crustale de moitié sur tout le domaine, soit une extension moyenne de 100% (MacKenzie, 1978; Gautier et al., 1999). Ensuite, vers 5 Ma, alors que la migration vers le sud de la zone de subduction se poursuit, l'extrusion de l'Anatolie change le régime de déformation en particulier dans le Nord de l'Egée. Cette seconde étape dans l'histoire extensive, est responsable de 10% d'amincissement supplémentaire dans le Nord Egée et dans la Mer de Crète. L'amincissement crustal de la Mer de Crète est alors principalement contrôlé par le retrait de la zone de subduction sud-hellénique tandis que, dans le Nord Egée, l'extension résulte

d'une combinaison du retrait de la zone de subduction et de l'extrusion de l'Anatolie. Entre ces deux régions, les Cyclades semblent se comporter comme un plateau rigide.

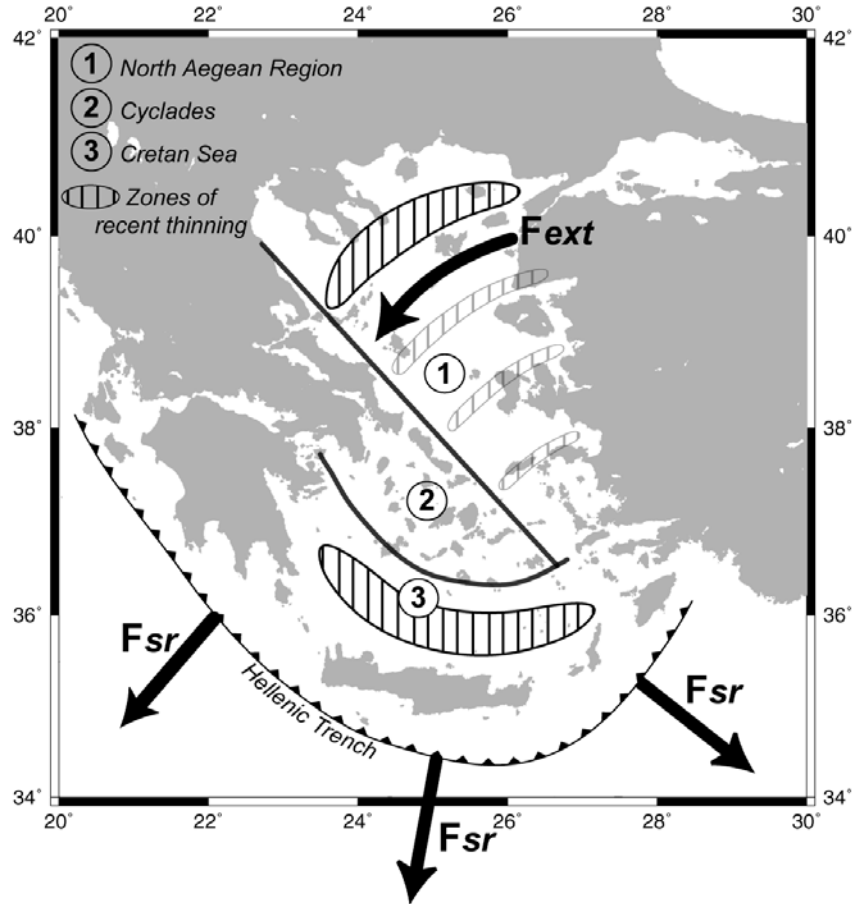


Figure 10 : Carte schématique des trois domaines majeurs de l'Égée.

En résumé... L'extension du domaine égéen résulte d'un effondrement gravitaire post-orogénique conduisant à la formation des dômes métamorphiques par écoulement de la croûte ductile à grande échelle. L'extrusion récente de l'Anatolie a modifié le style de déformation dans le Nord Egée, tandis que dans la Mer de Crète, l'extension est toujours principalement contrôlée par la migration de la zone de subduction. Les variations d'amincissement crustal de ces deux régions suggèrent que l'écoulement de la croûte inférieure n'est probablement plus suffisamment efficace pour compenser l'étirement subit par la croûte égéenne depuis 5 Ma.

Annexe

Validité et stabilité numérique des expériences réalisées avec le code PAROVOZ

But :

La partie la plus importante de la thèse est consacrée à la modélisation numérique. Des expériences tests ont été réalisées afin de faire la part des phénomènes physiques et des aspects numériques dans le calcul de la déformation finie. Les résultats des expériences dépendent, en effet, largement du pas de temps numérique utilisé et des forces d'inertie mise en jeu dans le système complexe, en grande déformation. Afin de valider les expériences numériques, il convient de faire des tests pour vérifier la stabilité des résultats en termes de pas de temps numérique et de temps de calcul.

Stabilité numérique d'un code dynamique :

La stabilité d'un code explicite nécessite que le pas de temps numérique dt soit négligeable par rapport au temps de propagation de la déformation élastique dte à travers les éléments ($dt/dte < 5-10$). Un niveau de tolérance V_{bc}/V_s , défini par l'utilisateur, contrôle ce pas de temps numérique et représente le rapport de la vitesse appliquée au système (V_{bc}) à la vitesse du son (V_s). Dans un système sans inertie (c'est-à-dire statique), la déformation élastique se propage instantanément. En effet, si les forces d'inertie sont inexistantes alors le comportement du système dépend seulement du temps de propagation de la déformation qui est dirigé par la vitesse des ondes élastiques, c'est-à-dire la vitesse du son (V_s) dans les codes dynamiques. Pour faire tourner un code dynamique comme PAROVOZ en régime dit statique, il faut que les vitesses (V_{bc}) appliquées au système soient négligeables par rapport à la vitesse du son (V_s). Cependant, un niveau de tolérance très bas ralentit les calculs et rend alors l'utilisation du code moins performante. Pour les accélérer, des masses/densités inertielles artificielles sont introduites afin de ralentir la vitesse du son (V_s). Néanmoins, la vitesse du son doit nécessairement rester supérieure à la vitesse appliquée aux limites dans le modèle ($V_{bc}/V_s \ll 1$ (e.g., 1.10^{-5})).

Les équations comportementales :

Equation du mouvement :

$$\rho \frac{\partial v_i}{\partial t} - \frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_j} - \rho g_i = 0 \quad (1)$$

Équation du transport de chaleur :

$$\text{div}(\mathbf{k}\nabla T) - \rho C_p \frac{\partial T}{\partial t} + H_r = \mathbf{v}\nabla T \quad (2)$$

$$\rho = \rho_0(1 - \alpha(T - T_0))$$

En absence d'inertie, si la vitesse appliquée sur les bords est constante (quelque soit le sens de la vitesse), la vitesse de déformation $\frac{\partial v_i}{\partial x}$ moyenne doit rester constante sur toute la longueur de la boîte. Le terme $\frac{\partial v_i}{\partial t}$ est le terme inertiel. Si ce dernier est négligeable, la solution de l'équation (1) ne dépend pas du « zéro » du système de coordonnées, e.g. il ne dépend pas du sens de la vitesse. Ce terme est petit car une densité artificielle est utilisée dans le code pour rendre le terme inertiel négligeable, puis la solution est corrigée avec les valeurs de densité réelles. Pour que le terme inertiel $\frac{\partial v_i}{\partial t}$ soit négligeable, il faut également diminuer le pas de temps numérique et donc augmenter le temps de calcul. Il faut nécessairement avoir recours à un compromis entre la suppression de l'inertie dans le système et un temps de calcul numérique réaliste à notre échelle.

Tests réalisés :

Des expériences ont été réalisées en faisant varier les paramètres suivants :

- Le pas de temps numérique : il est calculé automatiquement par le niveau de tolérance **Vbc/Vs** c'est-à-dire Vitesse appliquée aux limites/Vitesse du son.
- **La direction de la vitesse aux limites** : elle est appliquée de manière constante sur toute l'épaisseur du modèle et au cours du temps, sur l'un ou l'autre des bords de la boîte (gauche ou droite).
- **La valeur de la vitesse appliquée.**

Dans ces tableaux sont rangés les huit tests avec les différentes valeurs des paramètres (la condition d'orientation de la condition de la vitesse appliquée aux limites est en gras en haut à gauche du tableau).

A droite	V=0.66cm/an	V=2cm/an
Vbc/Vs=1.10 ⁻⁴	<i>Cher00</i>	<i>Cher01</i>
Vbc/Vs=1.10 ⁻⁵	<i>Cher08</i>	<i>Cher05</i>

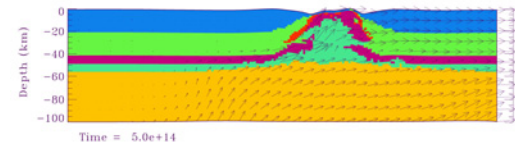
A gauche	V=0.66cm/an	V=2cm/an
Vbc/Vs=1.10 ⁻⁴	<i>Core00</i>	<i>Core27</i>
Vbc/Vs=1.10 ⁻⁵	<i>Cher07</i>	<i>Cher06</i>

Résultats en bref :

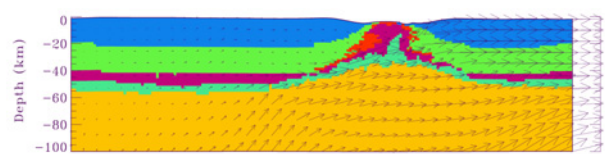
Images à un temps donné pour chaque vitesse en termes de phases et de déformation finie en cisaillement.

Vitesse appliquée à droite :

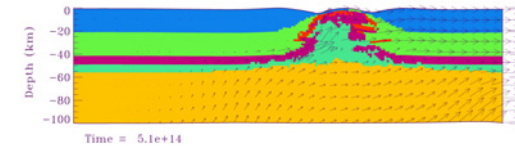
En termes de phases :



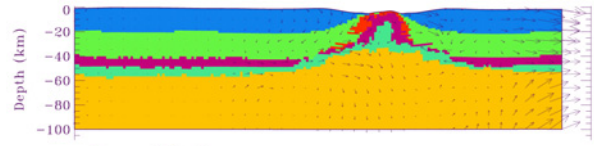
V=0.66cm/an, $V_{bc}/V_s=1.10^{-4}$



V=2cm/an, $V_{bc}/V_s=1.10^{-4}$

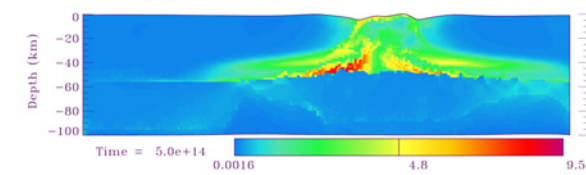


V=0.66cm/an, $V_{bc}/V_s=1.10^{-5}$

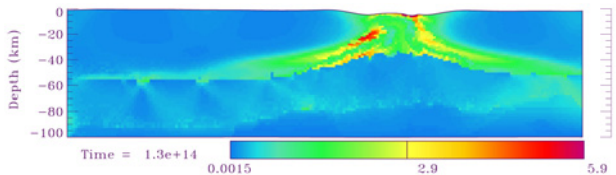


V=2cm/an, $V_{bc}/V_s=1.10^{-5}$

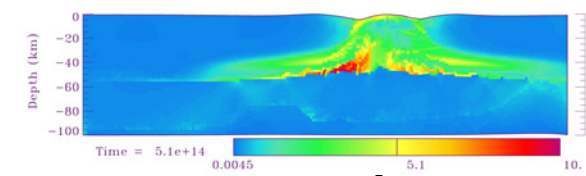
En terme de déformation finie en cisaillement:



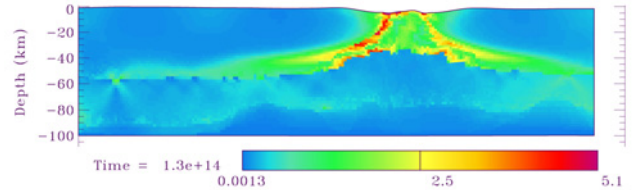
V=0.66cm/an, $V_{bc}/V_s=1.10^{-4}$



V=2cm/an, $V_{bc}/V_s=1.10^{-4}$



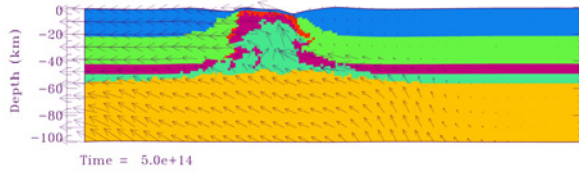
V=0.66cm/an, $V_{bc}/V_s=1.10^{-5}$



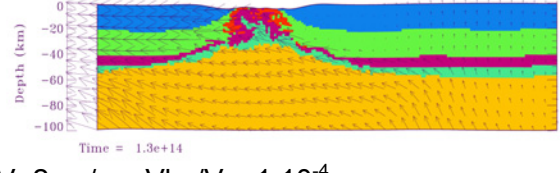
V=2cm/an, $V_{bc}/V_s=1.10^{-5}$

Vitesse appliquée à gauche :

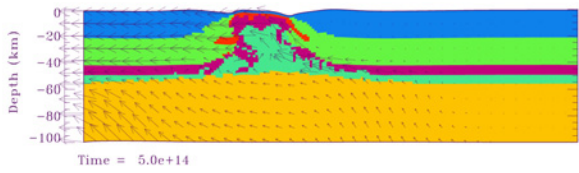
En termes de phases :



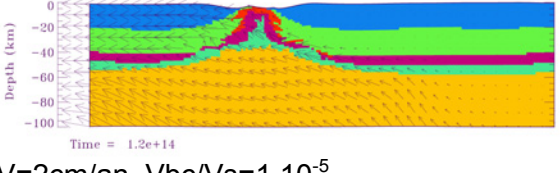
V=0.66cm/an, Vbc/Vs=1.10⁻⁴



V=2cm/an, Vbc/Vs=1.10⁻⁴

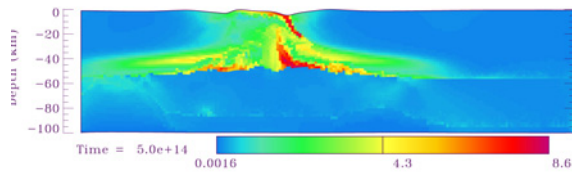


V=0.66cm/an, Vbc/Vs=1.10⁻⁵

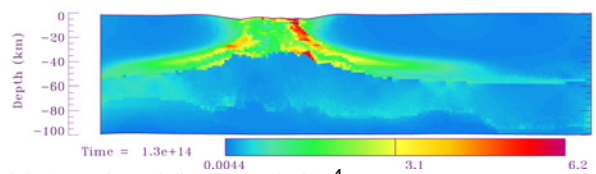


V=2cm/an, Vbc/Vs=1.10⁻⁵

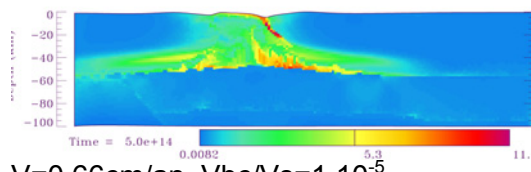
En termes de déformation finie en cisaillement :



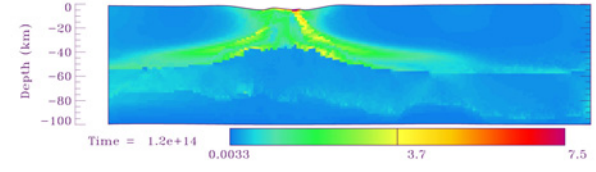
V=0.66cm/an, Vbc/Vs=1.10⁻⁴



V=2cm/an, Vbc/Vs=1.10⁻⁴



V=0.66cm/an, Vbc/Vs=1.10⁻⁵



V=2cm/an, Vbc/Vs=1.10⁻⁵

Il apparaît que :

- il n'y a pas de différence pour les résultats si le niveau de tolérance varie d'un ordre de grandeur 1.10^{-4} et 1.10^{-5}
- Par contre, les changements de conditions aux limites (vitesse appliquée à droite ou à gauche) montre des résultats similaires mais « en miroir ». En effet, lorsque la vitesse est appliquée à gauche, le détachement principal est situé sur le flanc droit du dôme tandis que lorsque la vitesse est appliquée à droite le détachement principal est situé sur le flanc gauche du dôme. Ceci est valable quelque soit la valeur de la vitesse (lente ou rapide).

Les résultats montrent une dépendance directe à la vitesse. Or, si le système ne comporte pas de forces inertielles (e.g. si le calcul est stable et valide), l'équation du mouvement (1) ne dépend pas de la vitesse. Cette apparente contradiction entre les résultats et la théorie est en réalité incorrecte car si l'équation (1) fait partie de la solution d'un système d'équations dont une ou plusieurs dépendent de la vitesse (comme l'équation 2), la solution de l'ensemble des équations sera bien dépendante du sens de la vitesse. En effet, dans l'équation (2) d'advection/transport de chaleur, l'advection de chaleur dépend directement du sens de la vitesse (tout d'abord vers le haut, puis latéralement). De plus, puisque la rhéologie ductile dépend également de la température, le comportement du système mécanique dépend également du sens de la vitesse.

Conclusions :

Les résultats des tests concernant la stabilité numérique des expériences sur les dômes métamorphiques extensifs montrent que le système dépend fortement de la vitesse imposée. Les variations du niveau de tolérance montrent par des résultats très similaires une stabilité numérique fiable. Les résultats sont validés par cette série de tests mettant en avant les effets quasi-inexistants des variations des paramètres numériques comparativement aux variations des paramètres physiques étudiés dans les chapitres 2 et 4.

Références bibliographiques

- Allemand, P. and Brun, J.-P., 1991. Width of continental rifts and rheological layering of the lithosphere. *Tectonophysics*, 188: 63-69.
- Allmendinger, R.W. et al., 1987. Deep seismic reflection characteristics of the continental crust. *Geology*, 15: 304-310.
- Andersen, T.B., Jamtveit, B., Dewey, J.F. and Swensson, E., 1991. Subduction and exhumation of continental crust; major mechanisms during continent-continent collision and orogenic extensional collapse, a model based on the South Norwegian Caledonides. *Terra Nova*, 3: 303-310.
- Anderson, E.M., 1951. *The dynamics of faulting*. Oliver & Boyd, Edinburgh.
- Angelier, J. and Colletta, B., 1983. Tension fractures and extensional tectonics. *Nature*, 301(49-51).
- Angelier, J., Lybérís, N., Le Pichon, X., Barrier, E. and Huchon, P., 1982. The tectonic development of the Hellenic arc and the sea of Crete: a synthesis. *Tectonophysics*, 86: 159-196.
- Armijo, R., Flérit, F., King, G. and Meyer, B., 2003. Linear elastic fracture mechanics explains the past and present evolution of the Aegean. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 217(1-2): 1-11.
- Armijo, R., Lyon-Caen, H. and Papanastassiou, D., 1992. East-West extension and Holocene normal-fault scarps in the Hellenic arc. *Geology*, 20: 491-494.
- Armijo, R., Meyer, B., Hubert, A. and Barka, A., 1999. Westward propagation of the North Anatolian fault into the northern Aegean: Timing and kinematics. *Geology*, 27(3): 267-270.
- Armijo, R., Meyer, B., King, G.C.P., Rigo, A. and Papanastassiou, D., 1996. Quaternary evolution of the Corinth Rift and its implications for the Late Cenozoic evolution of the Aegea. *Geophys. J. Int.*, 126: 11-53.
- Armijo, R., Tapponnier, P., Mercier, J.L. and Han, T.-L., 1986. Quaternary extension in southern Tibet: field observations and tectonic implications. *J. Geophys. Res.*, 91(B14): 13,803-13,872.
- Armstrong, R.L., 1972. Low-angle (denudation) faults, hinterlands of the Sevier orogenic belt, eastern Nevada and western Utah. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 83: 1729-1754.
- Axen, G.J., 1992. Pore pressure, Stress increase, and fault weakening in low-angle normal faulting. *J. Geophys. Res.*, 97(B6): 8979-8991.
- Axen, G.J. and Bartley, J.M., 1997. Field tests of rolling hinges: Existence, mechanical types, and implications for extensional tectonics. *J. Geophys. Res.*, 102(B9): 20,515-20,537.

- Berckhemer, H., 1977. Some aspects of the evolution of marginal seas deduced from observations in the Aegean region. In: B. Biju-Duval and L. Montadert (Editors), international symposium on the structural history of the Mediterranean Basins. Technip, Paris, Split, Yugoslavia, pp. 303-313.
- Bernard, P. et al., 1997. The Ms=6,2R June 15 1995 Aigion earthquake (Greece): evidence for low angle normal faulting in Corinth rift. *J. Seismol.*, 1: 131-150.
- Berner, H., Ramberg, H. and Stephansson, O., 1972. Diapirism in theory and experiment. *Tectonophysics*, 15: 197-218.
- Berthé, D., Choukroune, P. and Gapais, D., 1979a. Orientations préférentielles du quartz et orthogneissification progressive en régime cisailant: l'exemple du cisaillement sud armoricain. *Bull. Soc. Fr. Min. Crist.*, 102: 265-272.
- Berthé, D., Choukroune, P. and Jegouzo, P., 1979b. Orthogneiss, mylonites and non-coaxial deformation of granites: the example of the south Armorican Shear Zone. *J. Struct. Geol.*, 11: 31-42.
- Bijwaard, H., Spakman, W. and Engdahl, E.R., 1998. Closing the gap between regional and global travel time tomography. *J. Geophys. Res.*, 103(B12): 30055-30078.
- Birch, F., 1961. The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars, part 2. *J. Geophys. Res.*, 66: 2199-2224.
- Bird, P., 1979. Continental delamination and the Colorado Plateau. *J. Geophys. Res.*, 86: 4891-4903.
- Blackwell, D.D., 1978. Heat flow and energy loss in the Western United States. In: R.B. Smith and G.P. Eaton (Editors), *Cenozoic tectonics and regional geophysics of the Western Cordillera*. The Geological Society of America Memoir, Boulder, Colorado, pp. 175-208.
- Block, L. and Royden, L.H., 1990. Core complex geometries and regional scale flow in the lower crust. *Tectonics*, 9(4): 557-567.
- Bohnhoff, M., Makris, J., Papanikolaou, D. and Stavrakakis, G., 2001. Crustal investigation of the Hellenic subduction zone using wide aperture seismic data. *Tectonophysics*, 343: 239-262.
- Bonneau, M., 1982. Evolution géodynamique de l'arc égéen depuis le Jurassique supérieur jusqu'au Miocène. *Bull. Soc. géol. France*, 7: 229-242.
- Bousquet, R., Oberhänsli, R., Goffé, B., Jolivet, L. and Vidal, O., 1998. Distribution of HP/LT metamorphism and extensional deformation in the Bündnerschiefer of the Engadine window (eastern central Alps): implications for regional evolution. *J. Metamorph. Geol.*, 16: 653-670.
- Brace, W.F. and Kohlstedt, D.L., 1980. Limits on Lithospheric Stress Imposed by Laboratory Experiments. *J. Geophys. Res.*, 85(B11): 6248-6252.

- Braunmiller, J. and Nabelek, J., 1996. Geometry of continental normal faults: Seismological constraints. *J. Geophys. Res.*, 101(B2): 3045-3052.
- Briole, P. et al., 2000. Active deformation of the Corinth rift, Greece: Results from repeated Global Positioning System surveys between 1990 and 1995. *J. Geophys. Res.*, 105(B11): 25605-25625.
- Brun, J.-P., 1999. Narrow rifts versus wide rifts; inferences for the mechanics of rifting from laboratory experiments. *Phil. Trans. R. Soc. London*, 357: 695-712.
- Brun, J.-P., 2002. Deformation of the continental lithosphere: Insights from brittle-ductile models. In: S. De Meer, M.R. Drury, J.H.P. De Bresser and G.M. Pennock (Editors), *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics: Current status and future perspectives*. The Geological society of London, London, pp. 355-370.
- Brun, J.-P. and Choukroune, P., 1983. Normal Faulting, Block Tilting, and Decollement in a Stretched Crust. *Tectonics*, 2(4): 345-356.
- Brun, J.-P., Sokoutis, D. and Van Den Driessche, J., 1994. Analogue modeling of detachment fault systems and core complexes. *Geology*, 22(4): 319-322.
- Brun, J.-P., Sokoutis, D. and Van Den Driessche, J., 1995. Analogue modeling of detachment fault systems and core complexes: Reply. *Geology*, 23(3): 288.
- Brun, J.-P. and Van Den Driessche, J., 1994. Extensional gneiss domes and detachment fault systems; structure and kinematics. *Bull. Soc. géol. France*, 165(6): 519-530.
- Buck, W.R., 1988. Flexural rotation of normal faults. *Tectonics*, 7(5): 959-973.
- Buck, W.R., 1991. Modes of continental lithospheric extension. *J. Geophys. Res.*, 96(B12): 20,161-20,178.
- Burchfield, B.C., Cowan, D.S. and Davis, G.A., 1992. Tectonic overview of the Cordilleran orogen in the western United States. In: B.C. Burchfield, P.W. Lipman and M.L. Zoback (Editors), *The Cordilleran Orogen: Conterminous U.S.* The Geological Society of America, pp. 407-479.
- Burg, J.P., Brunel, M., Gapais, D., Chen, G.M. and Liu, G.H., 1984. Deformation of leucogranites of the crystalline main central thrust sheet in southern Tibet (China). *J. Struct. Geol.*, 6: 535-542.
- Burg, J.P., Davy, P. and Martinod, J., 1994a. Shortening of analogue models of the continental lithosphere; new hypothesis for the formation of the Tibetan Plateau. *Tectonics*, 13(2): 475-483.
- Burg, J.P., Van Den Driessche, J. and Brun, J.-P., 1994b. Syn to post-thickening extension in the Variscan Belt of Western Europe: Modes and structural consequences. *Géologie de la France*, 3: 33-51.

- Burov, E. and Cloetingh, S., 1997. Erosion and rift dynamics; new thermomechanical aspects of post-rift evolution of extensional basins. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 150(1-2): 7-26.
- Burov, E. and Poliakov, A., 2001. Erosion and rheology controls on synrift and postrift evolution; verifying old and new ideas using a fully coupled numerical model. *J. Geophys. Res.*, 106(B8): 16,461-16,481.
- Burov, E.B. and Diament, M., 1995. The effective elastic thickness (T_e) of continental lithosphere: What does it really means? *J. Geophys. Res.*, 100(B3): 3905-3927.
- Burov, E.B. and Guillou-Frottier, L., 1999. Thermomechanical behavior of large ash flow calderas. *J. Geophys. Res.*, 104(B10): 23,081-23,109.
- Burov, E.B., Jaupart, C. and Guillou-Frottier, L., 2003. Ascent and emplacement of buoyant magma bodies in brittle–ductile upper crust. *J. Geophys. Res.*, 108: 2177-2189.
- Byerlee, J.D., 1978. Friction of rocks. *Pure Appl. Geophys.*, 116(4-5): 615-626.
- Chéry, J., 2001. Core complex mechanics: From the Gulf of Corinth to the Snake Range. *Geology*, 29(5): 439-442.
- Christiansen, R.L. and Yeats, R.S., 1992. Post-Laramide geology of the U.S. Cordilleran region. In: B.C. Burchfiel, P.W. Lipman and M.L. Zoback (Editors), *The Cordilleran orogen: Geology of North America, Conterminous U.S.* Geological Society of America, Boulder, Colorado, pp. 261-406.
- Clarke, P.J. et al., 1998. Crustal strain in central Greece from repeated GPS measurements in the interval 1989-1997. *Geophys. J. Int.*, 135: 195-214.
- Cohen, H.A., Dart, C.J., Akyüz, H.S. and Barka, A., 1995. Syn-rift sedimentation and structural development of the Gediz and Büyük Menderes graben, western Turkey. *J. Geol. Soc. London*, 152: 629-638.
- Coney, P.J., 1980. Cordilleran metamorphic core complexes: an overview. In: M.C. Crittenden, P.J. Coney and G.H. Davis (Editors), *Cordilleran metamorphic core complexes*. Geological Society of America Memoir, Boulder, pp. 7-31.
- Coney, P.J., 1987. The regional tectonic setting and possible causes of Cenozoic extension in the North American Cordillera. In: M.P. Coward, J.F. Dewey and P.L. Hancock (Editors), *Continental Extensional Tectonics*. Geological Society Special Publication, London, pp. 177-186.
- Coney, P.J. and Harms, T.A., 1984. Cordilleran metamorphic core complexes: Cenozoic extensional relics of Mesozoic compression. *Geology*, 12: 550-554.
- Coward, M.P., Dewey, J.F. and Hancock, P.L. (Editors), 1987. *Continental extensional tectonics*, 28. The Geological Society Special Publication, 637 pp.

- Crittenden, M.D., Coney, P.J. and Davis, G.H. (Editors), 1980. Cordilleran metamorphic core complexes. Geological Society of America, Memoir, 153. The Geological Society of America, Boulder, C.O., 1-490 pp.
- Cundall, P.A., 1989. Numerical experiments on localization in frictional materials. *Ingenieur-Archiv.*, 59: 148-159.
- Cundall, P.A., 1990. Numerical modelling of jointed and faulted rock. In: A. Rossmannith (Editor), *Mechanics of jointed and faulted rock*. Balkema, Rotterdam, pp. 11-18.
- Davies, R. et al., 1997. Geodetic strain of Greece in the interval 1892-1992. *J. Geophys. Res.*, 102(B11): 24,471-24,588.
- Davis, G.A. and Coney, P.J., 1979. Geological development of metamorphic core complexes. *Geology*, 7(3): 120-124.
- Davis, G.A. and Lister, G.A., 1988. Detachment faulting in continental extension: Perspective from the southwestern U.S. Cordillera. In: S.P. Clark, B.C. Burchfield and J. Suppe (Editors), *Processes in continental lithospheric deformation*. Geological Society of America Special Paper, pp. 133-159.
- Davis, G.H., 1980. Structural characteristics of metamorphic core complexes, southern Arizona. In: M.C. Crittenden, P.J. Coney and G.H. Davis (Editors), *Cordilleran metamorphic core complexes*. Geological Society of America Memoir, Boulder, pp. 35-77.
- Dewey, J.F., 1988. Extensional collapse of orogens. *Tectonics*, 7: 1123-1139.
- Dewey, J.F. and Sengör, A.M.C., 1979. Aegean and surrounding regions: Complex multiplate and continuum tectonics in a convergent zone. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 90: 84-92.
- Dinter, D., 1998. Late cenozoic extension of the Alpine collisional orogen, northeastern Greece: origin of the north Aegean basin. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 110: 1208-1230.
- Doin, M.P. and Fleitout, L., 1996. Thermal evolution of the oceanic lithosphere: an alternative view. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 142: 121-136.
- Echtler, H. and Malavieille, J., 1990. Extensional tectonics, basement uplift and Stephano-Permian collapse basin in a late Variscan metamorphic core complex (Montagne Noire, southern Massif Central). *Tectonophysics*, 177: 125-138.
- Engdahl, E., van der Hilst, R. and Buland, R., 1998. Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth determination. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88: 722-743.
- England, P., 1983. Constraints on extension of continental lithosphere. *J. Geophys. Res.*, 88(B2): 1145-1152.

- England, P. and Thompson, A.B., 1984. Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism I. Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust. *J. Petrol.*, 25(4): 894-928.
- England, P.C. and Bickle, M., 1984. Continental thermal and tectonic regimes during the Archaean. *J. Geol.*, 92: 353-367.
- England, P.C. and Richardson, S.W., 1977. The influence of erosion upon the mineral facies of rocks from different metamorphic environments. *J. Geol. Soc. London*, 22: 201-213.
- England, P.C. and Thompson, A., 1986. Some thermal and tectonic model for crustal melting in continental collision zones. In: M.P. Cowards and A.C. Ries (Editors), *Collision Tectonics*. Geological Society Special Publication, London, pp. 83-94.
- Faccenna, C., Becker, T.W., Pio Lucente, F. and Jolivet, L., 2001. History of subduction and back-arc extension in the Central Mediterranean. *Geophys. J. Int.*, 145: 809-820.
- Faugère, E. and Brun, J.-P., 1984. Modélisation expérimentale de la distension continentale. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 299(7): 365-370.
- Forsyth, D. and Uyeda, S., 1975. On the relative importance of the driving forces of plate motion. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 43: 163-200.
- Foster, D.A., Schafer, C., Fanning, C.M. and Hyndman, D.W., 2001. Relationships between crustal partial melting, plutonism, orogeny, and exhumation: Idaho-Bitterroot batholith. *Tectonophysics*, 342: 313-350.
- Gans, P.B., 1987. An open-system, two-layer crustal stretching model for the Eastern Great Basin. *Tectonics*, 6(1): 1-12.
- Gans, P.B. and Bohrsen, W.A., 1998. Suppression of Volcanism During Rapid Extension in the Basin and Range Province, United States. *Science*, 279: 66-68.
- Gans, P.B., Miller, E.L., McCarthy, J. and Ouldcott, M.L., 1985. Tertiary extensional faulting evolving ductile-brittle transition zones in the northern Snake Range and vicinity: New insights from seismic data. *Geology*, 13: 189-193.
- Gapais, D., 1989. Shear structures within deformed granites; mechanical and thermal indicators. *Geology*, 17(12): 1144-1147.
- Gaudemer, Y., Jaupart, C. and Tapponnier, P., 1988. Thermal control on post-orogenic extension in collision belts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 89: 48-62.
- Gautier, P., 1995. Géométrie crustale et cinématique de l'extension tardi-orogénique dans le domaine centre égéen (îles des Cyclades et d'Eubée, Grèce). PhD Thesis, Université de Rennes 1, Rennes, 417 pp.

- Gautier, P., Ballèvre, M., Brun, J.-P. and Jolivet, L., 1990. Extension ductile et bassins sédimentaires mio-pliocènes dans les Cyclades (îles de Naxos et Paros). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 310: 147-153.
- Gautier, P. and Brun, J.-P., 1994a. Crustal-scale geometry and kinematics of late-orogenic extension in the central Aegean (Cyclades and Evvia Island). *Tectonophysics*, 238(1-4): 399-424.
- Gautier, P. and Brun, J.-P., 1994b. Ductile crust exhumation and extensional detachments in the central Aegean (Cyclades and Evvia islands). *Geodinamica Acta*, 7(2): 57-85.
- Gautier, P., Brun, J.-P. and Jolivet, L., 1993. Structure and kinematics of Upper Cenozoic extensional detachment on Naxos and Paros (Cyclades Islands, Greece). *Tectonics*, 12: 1180-1194.
- Gautier, P. et al., 1999. Timing, kinematics and cause of Aegean extension: a scenario based on a comparison with simple analogue experiments. *Tectonophysics*, 315: 31-72.
- Gerbault, M., Burov, E.B., Poliakov, A.N.B. and Dagnières, M., 1999. Do faults trigger folding in the lithosphere? *Geophys. Res. Lett.*, 26(2): 271-274.
- Gerya, T.V., Maresch, W.V., Willner, A.P., Van Reenen, D.D. and Smit, C.A., 2001. Inherent gravitational instability of thickened continental crust regionally developed low- to medium-pressure granulite facies metamorphism. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 190: 221-235.
- Goldsworthy, M. and Jackson, J., 2001. Migration of activity within normal fault systems: examples from the Quaternary of mainland Greece. *J. Struct. Geol.*, 23: 489-506.
- Goldsworthy, M., Jackson, J. and Haines, J., 2002. The continuity of active fault systems in Greece. *Geophys. J. Int.*, 148: 596-618.
- Gueydan, F., Leroy, Y.M. and Jolivet, L., sous presse. Mechanics of low-angle extensional shear zones at the brittle-ductile transition. *J. Geophys. Res.*
- Gueydan, F., Leroy, Y.M., Jolivet, L. and Agard, P., 2003. Analysis of continental midcrustal strain localization induced by reaction-softening and microfracturing. *J. Geophys. Res.*, 108(B2): 2064, doi:10.1029/2001JB000611.
- Guillou-Frottier, L., Burov, E.B. and Milési, J.P., 2000. On the genetic links between epithermal ore deposits and ash flow calderas. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 102(3-4): 339-361.
- Hamilton, W., 1988. Extensional faulting in the Death Valley region. *The Geological Society of America Abstracts with Programs*, 20: 165-166.
- Harms, T.A. and Price, R.A., 1983. The Newport fault, Eocene crustal stretching, necking and listric normal faulting in northeast Washington and northwest Idaho. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 15: 309.

- Harris, L.B. and Koyi, H.A., 2003. Centrifuge modelling of folding in high-grade rocks during rifting. *J. Struct. Geol.*, 25: 291-305.
- Hatzfeld, D. et al., 2000. Microseismicity and faulting geometry in the Gulf of Corinth (Greece). *Geophys. J. Int.*, 141(2): 438-456.
- Hatzfeld, D., Martinod, J., Bastet, G. and Gautier, P., 1997. An analog experiment for the Aegean to describe the contribution of gravitational potential energy. *J. Geophys. Res.*, 102(B1): 649-659.
- Hatzfeld, D. et al., 1999. Microseismicity and focal mechanisms at the western termination of the North Anatolian Fault and implications for continental tectonics. *Geophys. J. Int.*, 137: 891-908.
- Hauser, E. et al., 1987. Crustal structure of eastern Nevada from COCORP deep seismic reflection data. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 99: 833-844.
- Hébert, H., Deplus, C., Huchon, P., Khanbari, K. and Audin, L., 2001. Lithospheric structure of a nascent spreading ridge inferred from gravity data: the western Gulf of Aden. *J. Geophys. Res.*, 106: 26345-26364.
- Herren, E., 1987. Zaskar shear zone: Northeast-southwest extension within the higher Himalayas (Ladakh, India). *Geology*, 15: 409-413.
- Hubbert, K., 1937. Theory of scale models as applied to the study of geological structures. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 48: 1459-1520.
- Hubert-Ferrari, A. et al., 2003. Long-term elasticity in the continental lithosphere; modelling the Aden Ridge propagation and the Anatolian extrusion process. *Geophys. J. Int.*, 153(1): 111-132.
- Jackson, J., 1987. Active normal faulting and crustal extension. In: M.P. Coward, J.F. Dewey and P.L. Hancock (Editors), *Continental extensional tectonics*. The Geological Society Special Publication, Boulder, Colorado, pp. 3-17.
- Jackson, J., 1994. Active tectonics of the Aegean region. *Annual Review of Earth Planetary Sciences*, 22: 239-271.
- Jackson, J.A. et al., 1982. Seismicity, normal faulting, and geomorphological development of the Gulf of Corinth (Greece): the Corinth earthquakes of February and March 1981. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 57: 377-397.
- Jolivet, L., 1995. *La déformation des continents: exemples régionaux*. Collection enseignement des Sciences. Hermann, éditeur des Sciences et des Arts, Paris, 413 pp.
- Jolivet, L., 2001. A comparison of geodetic and finite strain in the Aegean, geodynamic implications. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 187: 95-104.

- Jolivet, L., Brun, J.P., Gautier, P., Lallemand, S. and Patriat, M., 1994a. 3D-kinematics of extension in the Aegean region from the early Miocene to the present; insights from the ductile crust. *Bull. Soc. géol. France*, 165(3): 195-209.
- Jolivet, L., Daniel, J.-M. and Fournier, M., 1991. Geometry and kinematics of ductile extension in Alpine Corsica. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 104: 278-291.
- Jolivet, L., Daniel, J.M., Truffert, C. and Goffé, B., 1994b. Exhumation of deep crustal metamorphic rocks and crustal extension in arc and back-arc regions. *Lithos*, 33(1): 3-30.
- Jolivet, L. and Faccenna, C., 2000. Mediterranean extension and the Africa-Eurasia collision. *Tectonics*, 19(6): 1095-1106.
- Jolivet, L. et al., 1998. Midcrustal shear zones in postorogenic extension: Example from the northern Tyrrhenian Sea. *J. Geophys. Res.*, 103(B6): 12,123-12,160.
- Jolivet, L. and Goffé, B., 2000. Extensional metamorphic domes in mountains belts, syn-orogenic and post-orogenic extension. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 330: 739-751.
- Jolivet, L. and Patriat, M., 1999. Ductile extension and the formation of the Aegean Sea. In: B. Durand, L. Jolivet, F. Horvath and M. Seranne (Editors), *The Mediterranean Basins: Tertiary extension within the alpine orogen*. Geological Society Special Publication, London, pp. 427-456.
- Jones, C.E., Tarney, J., Baker, J.H. and Gerouki, F., 1992. Tertiary granitoids of Rhodope, northern Greece: magmatism related to extensional collapse of the Hellenic Orogen? *Tectonophysics*, 210(3/4): 295-314.
- Jones, K.A. and Brown, M., 1990. High-temperature 'clockwise' P-T paths and melting in the development of regional migmatites: an example from southern Brittany, France. *J. Metamorph. Geol.*, 8: 551-578.
- Kahle, H.G. et al., 2000. GPS-derived strain rate field within the boundary zones of the Eurasian, African, and Arabian Plates. *J. Geophys. Res.*, 105(B10): 23,353-23,370.
- Kahle, H.-G. et al., 1998. The strain rate field in the eastern Mediterranean region, estimated by repeated GPS measurements. *Tectonophysics*, 294(3-4): 237-252.
- Karagianni, E.E. et al., 2002. Rayleigh wave group velocity tomography in the Aegean Sea. *Tectonophysics*, 358: 187-209.
- King, G.C.P. et al., 1985. The evolution of the Gulf of Corinth (Greece): an aftershock study of the 1981 earthquakes. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 80(3): 677-693.
- King, T.A., 1998. Mechanisms of isostatic compensation in areas of lithospheric extension: examples from the Aegean, University of Leeds, Leeds, 332 pp.
- Kirby, S.H. and Kronenberg, A.K., 1987. Rheology of the Lithosphere: Selected Topics. *Reviews of Geophysics*, 25(6): 1219-1244.

- Koyi, H.A. and Skelton, A., 2001. Centrifuge modelling of the evolution of low-angle detachment faults from high-angle normal faults. *J. Struct. Geol.*, 23(8): 1179-1185.
- Kreemer, C. and Chamot-Rooke, N., 2004a. Contemporary kinematics of the southern Aegean and the Mediterranean Ridge. *Geophys. J. Int.*, 157(3): 1377-1392.
- Kreemer, C., Chamot-Rooke, N. and Le Pichon, X., 2004b. Constraints on the evolution and vertical coherency of deformation in the Northern Aegean from a comparison of geodetic, geologic and seismologic data. *Earth Planet. Sci. Lett.*, in press.
- Kusznir, N.J. and Park, R.G., 1987. The extensional strength of the continental lithosphere: its dependence on geothermal gradient, and crustal composition and thickness. In: M.P. Coward, J.F. Dewey and P.L. Hancock (Editors), *Continental Extensional Tectonics*. Geological Society Special Publication, pp. 35-52.
- Lachenbruch, A.H. and Sass, J.H., 1978. Models of an extending lithosphere and heat flow in the Basin and Range province. In: R.B. Smith and G.P. Eaton (Editors), *Cenozoic tectonics and regional geophysics of the Western Cordillera*. The Geological Society of America Memoir, Boulder, Colorado, pp. 209-250.
- Laigle, M., Hirn, A., Sachpazi, M. and Roussos, N., 2000. North Aegean crustal deformation: An active fault imaged to 10km depth by reflection seismic data. *Geology*, 28(1): 71-74.
- Lavier, L.L., Buck, W.R. and Poliakov, A.N.B., 1999. Self-consistent rolling-hinge model for the evolution of large-offset low-angle normal faults. *Geology*, 27(12): 1127-1130.
- Lavier, L.L., Buck, W.R. and Poliakov, A.N.B., 2000. Factors controlling normal fault offset in an ideal brittle layer. *J. Geophys. Res.*, 105(B10): 23,431-23,442.
- Le Pichon, X., 1982. Land-locked oceanic basins and continental collision: the Eastern Mediterranean as a case example. In: K.J. Hsü (Editor), *Mountain Building Processes*. Academic Press, London, pp. 201-211.
- Le Pichon, X. and Angelier, J., 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 Angelier, J., 1981. The Aegean Sea. *Phil. Trans. R. Soc. London*, A300: 357-372.
- Le Pichon, X., Chamot-Rooke, N., Lallemand, S., Noomen, R. and Veis, G., 1995. Geodetic determination of the kinematics of central Greece with respect to Europe: Implications for eastern Mediterranean tectonics. *J. Geophys. Res.*, 100(B7): 12,675- 12,690.
- Le Pichon, X., Lybérís, N. and Alvarez, F., 1984. Subsidence history of the North Aegean Trough. In: J.E. Dixon and A.H.F. Robertson (Editors), *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*. Geological Society Special Publication, London, pp. 727-741.

- Le Pourhiet, L., Burov, E. and Moretti, I., 2004. Rifting through a stack of inhomogeneous thrusts (the dipping pie concept). *Tectonics*, 23.
- Lee, J. and Lister, G.S., 1992. Late Miocene ductile extension and detachment faulting, Mykonos, Greece. *Geology*, 20(2): 121-124.
- Lefort, J.-P. et al., 1987. Crustal generation of the Himalayan leucogranites. *Tectonophysics*, 134: 39-57.
- Li, X. et al., 2003. Receiver function study of the Hellenic subduction zone: imaging crustal thickness variations and the oceanic Moho of the descending African lithosphere. *Geophys. J. Int.*, 155: 733-748.
- Lister, G.S. and Baldwin, S.L., 1993. Plutonism and the origin of metamorphic core complexes. *Geology*, 21: 607-610.
- Lister, G.S., Banga, G. and Feenstra, A., 1984. Metamorphic core complexes of Cordilleran type in the Cyclades, Aegean Sea, Greece. *Geology*, 12: 221-225.
- Lister, G.S. and Davis, G.A., 1989. The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during Tertiary continental extension in the northern Colorado River region, U.S.A. *J. Struct. Geol.*, 11: 65-94.
- Livaccari, R.F., Geissman, J.W. and Reynolds, S.J., 1995. Large-magnitude extensional deformation in the South Mountains metamorphic core complex, Arizona: evaluation with paleomagnetism. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 107(8): 877-894.
- Makris, J., 1975. Crustal structure of the Aegean Sea and the Hellenides obtained from geophysical surveys. *J. Geophys.*, 41: 441-443.
- Makris, J., 1978. The crust and upper mantle of the Aegean region from deep seismic soundings. *Tectonophysics*, 46: 269-284.
- Makris, J. and Stobbe, C., 1984. Physical properties and state of the crust and upper mantle of the eastern Mediterranean Sea deduced from geophysical data. *Marine Geol.*, 55(3-4): 347-363.
- Makris, J. and Veis, R., 1977. Crustal structure of the Central Aegean Sea and the islands of Evia and Crete, Greece, obtained by refractonal seismic experiments. *J. Geophys.*, 42: 329-341.
- Malavieille, J., 1987. Kinematics of compressional and extensional ductile shearing deformation in a metamorphic core complex of the northeastern Basin and Range. *J. Struct. Geol.*, 9(5/6): 541-554.
- Malavieille, J., 1993. Late orogenic extension in the mountain belts: Insights from the Basin and Range and the late Paleozoic Variscan Belt. *Tectonics*, 12(5): 1115-1130.

- Malavieille, J., Guillot, P., Costa, S., Lardeaux, J.M. and Gardien, V., 1990. Collapse of the thickened Variscan crust in the French Massif Central: Mount Pilat extensional shear zone and St-Etienne late Carboniferous basin. *Tectonophysics*, 177: 139-149.
- Malavieille, J. and Taboada, A., 1991. Kinematic model for postorogenic Basin and Range extension. *Geology*, 19: 555-558.
- Mareschal, J.C., 1994. Thermal regime and post-orogenic extension in collision belts. *Tectonophysics*, 238: 471-484.
- Masche, J. and Martin, L., 1990. Shallow structure and recent evolution of the Aegean Sea: a synthesis based on continuous reflection profiles. *Marine Geol.*, 94: 271-299.
- McCarthy, J., Larkin, S.P., Fuis, G.S., Simpson, R.W. and Howard, K.A., 1991. Anatomy of a metamorphic core complex: seismic refraction/wide-angle reflection profiling in southeastern California and western Arizona. *J. Geophys. Res.*, B96: 12,259-12,291.
- McCarthy, J. and Thompson, G.A., 1988. Seismic imaging of extending crust with emphasis on the western United States. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 100: 1361-1374.
- McClusky, S. et al., 2000. Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus. *J. Geophys. Res.*, 105(B3): 5695-5719.
- McKenzie, D., 1972. Active tectonics of the Mediterranean region. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 30: 109-185.
- McKenzie, D., 1978. Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt: the Aegean Sea and surroundings regions. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 55: 217-254.
- McKenzie, D. and Jackson, J., 2002. Conditions for flow in the continental crust. *Tectonics*, 21(6).
- McKenzie, D., Nimmo, F., Jackson, J.A., Gans, P.B. and Miller, E.L., 2000. Characteristics and consequences of flow in the lower crust. *J. Geophys. Res.*, 105(B5): 11,029-11,046.
- McKenzie, D.P. and Bickle, M.J., 1988. Volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere. *J. Petrol.*, 29: 625-679.
- McNeill, L.C. et al., 2004. Extension of the north Anatolian fault into the north Aegean trough: evidence for transtension, strain partitioning and analogues for Sea of Marmara basin models. *Tectonics*, 23.
- Meijer, P.T. and Wortel, M.J.R., 1996. Temporal variation in the stress field of the Aegean region. *Geophys. Res. Lett.*, 23(5): 439-442.
- Melosh, H.J., 1990. Mechanical basis for low-angle normal faulting in the Basin and Range province. *Nature*, 343: 331-335.

- Mercier, J.L., 1981. Extensional-compressional tectonics associated with the Aegean Arc: comparison with the Andean Cordillera of south Peru-north Bolivia. *Phil. Trans. R. Soc. London*, A300: 337-355.
- Mercier, J.L. et al., 1979. La néotectonique de l'arc égéen. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, 21: 67-92.
- Mercier, J.L., Sorel, D., Vergely, P. and Simeakis, K., 1989. Extensional tectonic regimes in the Aegean basins during the Cenozoic. *Basin Res.*, 2: 49-71.
- Miller, E.L., Gans, P.B. and Garing, J., 1983. The Snake Range décollement: an exhumed mid-tertiary ductile-brittle transition. *Tectonics*, 2(3): 239-263.
- Miller, F.K., 1971. The Newport fault and associated mylonites, northeastern Washington. U.S. Geological Survey Professional Paper, 750D: D77-D79.
- Misch, P., 1960. Regional structural reconnaissance in central-northeast Nevada and some adjacent areas: Observations and interpretations, Intermountain Association of Petroleum Geologists Guidebook for 11th Annual Field Conference, pp. 17-42.
- Molnar, P. and Chen, W.P., 1983. Focal depths and fault plane solutions of earthquakes under the Tibetan plateau. *J. Geophys. Res.*, 88(B2): 1180-1196.
- Molnar, P. and Lyon-Caen, H., 1988. Some simple physical aspects of the support, structure, and evolution of mountain belts. *Geol. Soc. Amer. Spe. Publ.*, 218: 179-207.
- Molnar, P. and Tapponnier, P., 1978. Active tectonics of Tibet. *J. Geophys. Res.*, 83(B11): 5,361-5,375.
- Norlander, B.H., Whitney, D.L., Teyssier, C. and Vanderhaeghe, O., 2002. Partial melting and decompression of the Thor-Odin dome, Shuswap metamorphic core complex, Canadian Cordillera. *Lithos*, 61: 103-125.
- Norton, M.G., 1986. Late Caledonides extension in western Norway: a response to extreme crustal thickening. *Tectonics*, 5: 195-204.
- Oldenburg, D., 1974. The inversion and interpretation of gravity anomalies. *Geophysics*, 39: 526-536.
- Oldow, J.S., Bally, A.W., Avé Lallemant, H.G. and Leeman, W.P., 1989. Phanerozoic evolution of the North American Cordillera; United States and Canada. In: A.W. Bally and A.R. Palmer (Editors), *The Geology of North America--An overview*. Geological Society of America, The Geology of North America, Boulder, Colorado, pp. 139-232.
- Ori, G.G., 1989. Geologic history of the extensional basin of the Gulf of Corinth (? Miocene-Pleistocene), Greece. *Geology*, 17: 918-921.
- Oxburg, E.R. and Turcotte, D., 1974. Thermal gradients and regional metamorphism in overthrust terrains with special reference to eastern Alps. *Schweizerische Mineralogische Petrographische Mitteilungen*, 54: 641-662.

- Papazachos, B.C., Karakostas, V.G., Papazachos, C.B. and Scordilis, E.M., 2000. The geometry of the Wadati-Benioff zone and lithospheric kinematics in the Hellenic arc. *Tectonophysics*, 319: 275-300.
- Papazachos, C.B., Hatzidimitriou, P.M., Panagiotopoulos, D.G. and Tsokas, G.N., 1995. Tomography of the crust and upper mantle in southeast Europe. *J. Geophys. Res.*, 100(B7): 12,405-12,422.
- Papazachos, C.B. and Kiratzi, A.A., 1996. A detailed study of the active crustal deformation in the Aegean and surrounding area. *Tectonophysics*, 253: 129-153.
- Papazachos, C.B. and Nolet, G., 1997. *P* and *S* deep velocity structure of the Hellenic area obtained by robust nonlinear inversion of travel times. *J. Geophys. Res.*, 102: 8349-8367.
- Parker, R., 1972. The rapid calculation of potential anomalies. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 31: 447-455.
- Parsons, T. and Thompson, G.A., 1993. Does magmatism influence low-angle normal faulting? *Geology*, 21: 247-250.
- Passchier, C.W., Myers, J.S. and Kröner, A., 1990. Field geology of high-grade gneiss terrains. Springer-Verlag, Berlin.
- Patriat, M. and Jolivet, L., 1998. Post-orogenic and shallow-dipping shear zones, study of a brecciated decollement horizon in Tinos (Cyclades, Greece). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 326: 355-362.
- Poliakov, A.N.B., Cundall, P., Podlachikov, Y. and Laykhovsky, V., 1993. An explicit inertial method for the simulation of visco-elastic flow: an evaluation of elastic effects on diapiric flow in two and three-layers models. In: D.B. Stone and S.K. Runcorn (Editors), *Flow and Creep in the Solar System: Observations, Modelling and Theory, Dynamic Modelling and Flow in the Earth and Planets Series*. Kluwer, Holland, pp. 175-195.
- Price, N.J. and Cosgrove, J.W., 1990. *Analysis of geological structures*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Ramberg, H., 1981. *Gravity, Deformation and Earth's crust*, second edition. Academic Press, London, 452 pp.
- Ramsay, J.G., 1967. *Folding and fracturing of Rocks*, New York, 568 pp.
- Ranalli, G., 1993. Heat flow, rock mechanics, and seismicity. *Tectonophysics*, 217: 1-115.
- Ranalli, G., 1997. Rheology of the lithosphere in space and time. In: J.P. Burg and M. Ford (Editors), *Orogeny through Time*. Geological Society of London Special Publication, London, pp. 19-37.

- Ranalli, G., 2000. Rheology of the crust and its role in tectonic reactivation. *J. Geodyn.*, 30(1-2): 3-15.
- Ranalli, G. and Murphy, D.C., 1987. Rheological stratification of the lithosphere. *Tectonophysics*, 132(4): 281-295.
- Ratschbacher, L., Frisch, W., Neubauer, F., Schmid, S.M. and Neugebauer, F., 1989. Extension in compressional orogenic belts: the Eastern Alps. *Geology*, 17: 404-407.
- Rehrig, W.A., 1986. Processes of regional Tertiary extension in the western Cordillera: Insights from the metamorphic core complexes. *Geol. Soc. Amer. Spe. Publ.*, 208: 97-122.
- Rehrig, W.A. and Reynolds, S.J., 1980. Geologic and geochronologic reconnaissance of a northwest-trending zone of metamorphic core complexes in southern and western Arizona. In: M.C. Crittenden, P.J. Coney and G.H. Davis (Editors), *Cordilleran metamorphic core complexes*. Geological Society of America Memoir, Boulder.
- Reilinger, R.E., McClusky, S.C., Oral, M.B., King, R.W. and Toksoz, M.N., 1997. Global Positioning System measurements of present-day crustal movements in the Arabia-Africa-Eurasia plate collision zone. *J. Geophys. Res.*, 102(B5): 9983-9999.
- Reinhardt, J. and Kleemann, U., 1994. Extensional unroofing of granulitic lower crust and related low-pressure, high-temperature metamorphism in the Saxonian Granulite Massif, Germany. *Tectonophysics*, 238: 71-94.
- Reuther, C.D., Ben-Avraham, Z. and Grasso, M., 1993. Origin and role of major strike-slip transfers during plate collision in the Central Mediterranean. *Terra Nova*, 5: 249-257.
- Rey, P., 1993. Seismic and tectono-metamorphic characters of the lower continental crust in Phanerozoic areas: a consequence of post-thickening extension. *Tectonics*, 12: 580-590.
- Rey, P., Vanderhaeghe, O. and Teyssier, C., 2001. Gravitational collapse of the continental crust: definition, regimes and modes. *Tectonophysics*, 342(435-449).
- Reynolds, S.J. and Rehrig, W.A., 1980. Mid-Tertiary plutonism and mylonitization, South Mountains, central Arizona. In: M.C. Crittenden, P.J. Coney and G.H. Davis (Editors), *Cordilleran metamorphic core complexes*. Geological Society of America Memoir, Boulder, pp. 159-175.
- Rietbrock, A., Tiberi, C., Scerbaum, F. and Lyon-Caen, H., 1996. Seismic slip on a low angle normal fault in the Gulf of Corinth: evidence from high-resolution cluster analysis of microearthquakes. *Geophys. Res. Lett.*, 23: 1817-1820.
- Rigo, A. et al., 1996. A microseismic study in the western part of the Gulf of Corinth (Greece): implications for large-scale normal faulting mechanisms. *Geophys. J. Int.*, 126: 663-688.

- Roman-Berdiel, T., Gapais, D. and Brun, J.-P., 1995. Analogue models of laccolith formation. *J. Struct. Geol.*, 17(9): 1337-1346.
- Royden, L., 1996. Coupling and decoupling of crust and mantle in convergent orogens: Implications for strain partitioning in the crust. *J. Geophys. Res.*, 101(B8): 17,679-17,705.
- Royden, L.H. and Burchfield, B.C., 1987. Thin-skinned N-S extension within the convergent Himalayan region: gravitational collapse of a Miocene topographic front. In: M.P. Coward, J.F. Dewey and P.L. Hancock (Editors), *Continental Extensional Tectonics*. Geological Society of London Special Publication, London, pp. 611-619.
- Sachpazi, M. et al., 1997. A first coincident normal-incidence and wide-angle approach to studying the extending Aegean crust. *Tectonophysics*, 270: 301-312.
- Sandwell, D.T. and Smith, W.H.F., 1997. Marine gravity anomaly from Geosat and ERS 1 satellite altimetry. *J. Geophys. Res.*, 102(B5): 10,039-10,054.
- Scaillet, B., Pêcher, A., Rochette, P. and Champenois, M., 1995. The Gangotri granite (Garhwal Himalaya): laccolithic emplacement in an extending collisional belt. *J. Geophys. Res.*, 100(B1): 585-607.
- Schuilling, R., 1960. Le dome gneissique de l'Agout (Tarn et Hérault). *Mémoires de la Société Géologique*: 91.
- Scott, R.J. and Lister, G.S., 1995. Analogue modeling of detachment fault systems and core complexes: Comment. *Geology*, 23(3): 287-288.
- Seranne, M. and Seguret, M., 1987. The Devonian basins of western Norway: tectonics and kinematics of an extending crust. In: M.P. Coward, J.F. Dewey and P.L. Hancock (Editors), *Continental Extensional Tectonics*. Geological Society of London Special Publication, Londres, pp. 537-548.
- Seyitoglu, G. and Scott, B.C., 1996. The cause of extensional tectonics in western Turkey: tectonic escape vs back-arc spreading vs orogenic collapse. *J. Geodyn.*, 22(1): 145-153.
- Smith, R.B. and Eaton, G.P., 1978. Cenozoic tectonics and regional geophysics of the Western Cordillera, 152. Geological Society of America Memoir, Boulder, 388 pp.
- Smith, W.H.F. and Sandwell, D.T., 1997. Global sea floor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. *Science*, 277: 1956-1962.
- Sokoutis, D., Brun, J.P., Van Den Driessche, J. and Pavlides, S., 1993. A major Oligo-Miocene detachment in southern Rhodope controlling north Aegean extension. *J. Geol. Soc. London*, 150: 243-246.
- Sonder, L.J. and England, P., 1986. Vertical averages of rheology of the continental lithosphere: relation to thin sheet parameters. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 77: 81-90.

- Sonder, L.J. and England, P.C., 1989. Effects of a temperature-dependant rheology on large-scale continental extension. *J. Geophys. Res.*, 94(B6): 7603-7619.
- Sonder, L.J., England, P.C., Wernicke, B.P. and Christiansen, R.L., 1987. A physical model for Cenozoic extension of western North America. In: M.P. Coward, J.F. Dewey and P.L. Hancock (Editors), *Continental extensional*, pp. 187-201.
- Sorel, D., 2000. A Pleistocene and still-active detachment fault and the origin of the Corinth-Patras rift, Greece. *Geology*, 28(1): 83-86.
- Spakman, W., Van der Lee, S. and Van der Hilst, R., 1993. Travel-time tomography of the european Mediterranean mantle down to 1400 km. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 79: 3-74.
- Spakman, W., Wortel, M.J.R. and Vlaar, N.J., 1988. The Hellenic subduction zone: a tomographic image and its geodynamic implications. *Geophys. Res. Lett.*, 15: 60-63.
- Spencer, J.E., 1984. Role of tectonic denudation in the warping and uplift of low-angle normal faults. *Geology*, 12: 95-98.
- Starkey, J., 1979. Petrofabric analysis of Saxony Granulites by optical and X-Ray diffraction methods. *Tectonophysics*, 58: 201-219.
- Stewart, J.H., 1978. Basin-range structure in western North America: a review. In: R.B. Smith and G.P. Eaton (Editors), *Cenozoic tectonics and regional geophysics of the Western Cordillera*. The Geological Society of America, Boulder, pp. 1-31.
- Tapponnier, P., 1977. Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée: poinçonnement et écrasement rigide-plastique. *Bull. Soc. géol. France*, XIX(3): 437-460.
- Taymaz, T., Jackson, J. and McKenzie, D., 1991. Active tectonics of the north and central Aegean Sea. *Geophys. J. Int.*, 106: 433-490.
- Thompson, P.H. and Bard, J.P., 1982. Isograds and mineral assemblages in the eastern axial zone, Montagne Noire (France): implications for temperature gradients and P-T history. *Can. J. Earth Sci.*, 19: 129-143.
- Tiberi, C., Diament, M., Lyon-Caen, H. and King, T., 2001. Moho topography beneath the Corinth Rift area (Greece) from inversion of gravity data. *Geophys. J. Int.*, 145(3): 797-808.
- Tirel, C., Brun, J.-P. and Burov, E., 2004. Thermomechanical modeling of extensional gneiss domes. In: D.L. Whitney, C. Teyssier and C.S. Siddoway (Editors), *Gneiss domes in orogeny*. Geological Society of America Special Paper, Boulder, Colorado.
- Tsokas, G.N. and Hansen, R.O., 1997. Study of the crustal thickness and the subducting lithosphere in Greece from gravity data. *J. Geophys. Res.*, 102(B9): 20,585-20,597.

- Turcotte, D.L. and Schubert, G., 1982. *Geodynamics. Applications of Continuum Physics to Geological Problems*, New York, 450 pp.
- Turcotte, D.L. and Schubert, G., 2002. *Geodynamics*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Van Den Driessche, J. and Brun, J.-P., 1989. Un modèle cinématique de l'extension paléozoïque supérieure dans le sud du Massif Central. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 309(2): 1607-1613.
- Van Den Driessche, J. and Brun, J.-P., 1991. Tectonic evolution of the Montagne Noire (French Massif Central): a model of extensional gneiss dome. *Geodinamica Acta*, 5(1-2): 85-99.
- Vanderhaeghe, O., Burg, J.P. and Teyssier, C., 1999. Exhumation of migmatites in two collapsed orogens: Canadian Cordillera and French Variscides. In: U. Ring, M.T. Brandon, G.S. Lister and S.D. Willett (Editors), *Exhumation Processes: Normal Faulting, Ductile Flow and Erosion*. Geological Society of London Special Publication, London, pp. 181-204.
- Vigner, A., 2002. *Images sismiques par réflexions verticales et grand-angle de la croûte en contexte extensif: les Cyclades et le fossé Nord-Egéen*, Paris, 269 pp.
- Walcott, C.R. and White, S.H., 1998. Constraints on the kinematics of post-orogenic extension imposed by stretching lineations in the Aegean region. *Tectonophysics*, 298: 155-175.
- Wdowinski, S. and Axen, G.J., 1992. Isostatic rebound due to tectonic denudation: a viscous flow model of a layered lithosphere. *Tectonics*, 11(2): 303-315.
- 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., 1985. Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. *Can. J. Earth Sci.*, 22: 108-125.
- Wernicke, B., 1990. The fluid crustal layer and its implications for continental dynamics. In: M.H. Salisbury and D.M. Fountain (Editors), *Exposed Cross-Sections of the Continental Crust*. Kluwer Academic Publishers.
- Wernicke, B., 1992. Cenozoic extensional tectonics of the U.S. Cordillera. In: B.C. Burchfield, P.W. Lipman and M.L. Zoback (Editors), *The Cordilleran Orogen: Conterminous U.S.* The Geological Society of America, pp. 553-581.
- Wernicke, B., 1995. Low-angle normal faults and seismicity: a review. *J. Geophys. Res.*, 100(B10): 20,159-20,174.
- Wernicke, B. and Axen, G.J., 1988. On the role of isostasy in the evolution of normal fault systems. *Geology*, 16(9): 848-851.

- Wernicke, B. and Burchfiel, B.C., 1982. Modes of extensional tectonics. *J. Struct. Geol.*, 4: 105-115.
- Wernicke, B.P., Christiansen, R.L., England, P.C. and Sonder, L.J., 1987. Tectonomagmatic evolution of Cenozoic extension in the North American Cordillera. *Tectonics*, 28: 203-221.
- Wessel, P. and Smith, W.H.F., 1995. New version of the generic mapping tools. In: E.T.A.E. Suppl. (Editor).
- Westaway, R., 1999. The mechanical feasibility of low-angle normal faulting. *Tectonophysics*, 308: 407-443.
- Wills, S. and Buck, W.R., 1997. Stress-field rotation and rooted detachment faults: a Coulomb failure analysis. *J. Geophys. Res.*, 102(B9): 20,503-20,514.
- Wortel, M.J.R. and Spakman, W., 2000. Subduction and slab detachment in the Mediterranean-Carpathian region. *Science*, 290: 1910-1917.
- Yaltirak, C., Sakinç, M. and Oktay, F.Y., 2000. Westward propagation of the North Anatolian fault into the northern Aegean: Timing and kinematics: Comment and Reply. *Geology*: 187-189.

