



La localisation de la déformation dans le manteau sous-continental:origine à travers l'étude du massif de Ronda (Espagne) et implications sur la résistance de la lithosphère.

Jacques Précigout

► To cite this version:

Jacques Précigout. La localisation de la déformation dans le manteau sous-continental:origine à travers l'étude du massif de Ronda (Espagne) et implications sur la résistance de la lithosphère.. Tectonique. Université Rennes 1, 2008. Français. NNT: . tel-00365303

HAL Id: tel-00365303

<https://theses.hal.science/tel-00365303>

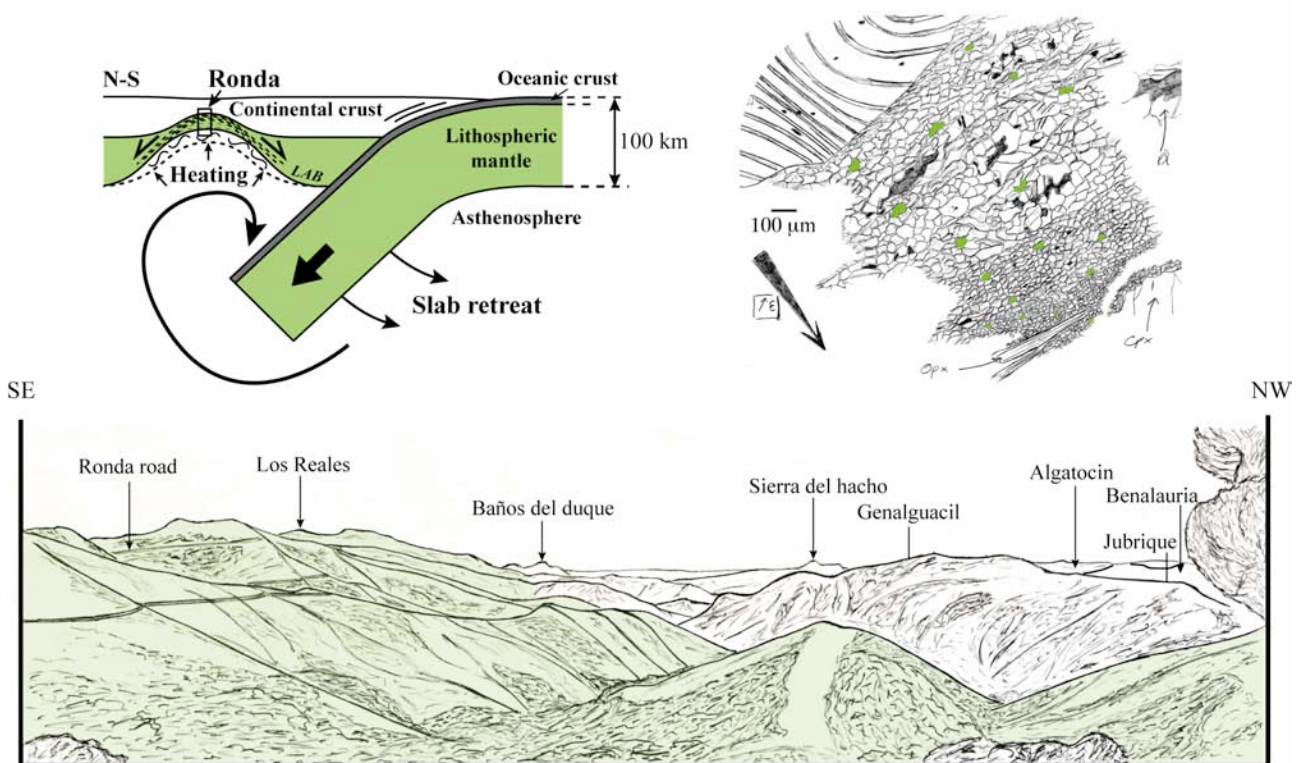
Submitted on 2 Mar 2009

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.

La localisation de la déformation dans le manteau sous-continentale

Origine à travers l'étude du massif de Ronda (Espagne)
et implications sur la résistance de la lithosphère



Massif de Ronda (Andalousie, Espagne)

THÈSE

présentée

DEVANT L'UNIVERSITÉ DE RENNES 1

Pour obtenir

Le grade de : DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE RENNES 1

Mention : SCIENCES DE LA TERRE

par

Jacques PRECIGOUT

Laboratoire : **Géosciences Rennes UMR 6118 CNRS**

École doctorale : **Sciences de la Matière**

Composante universitaire : **Structures et propriétés de la Matière**

**La localisation de la déformation dans le manteau
sous-continental**

**Origine à travers l'étude du massif de Ronda (Espagne)
et implications sur la résistance de la lithosphère.**

Soutenue le 8 décembre 2008 devant la commission d'Examen

COMPOSITION DU JURY :

Laurent JOLIVET : Professeur à l'université Pierre et Marie Curie (Paris VI) – Rapporteur

Alain VAUCHEZ : Maître de conférences à l'université de Montpellier 2 – Rapporteur

Jean CHERY : Chercheur CNRS à l'université de Montpellier 2 – Examineur

Jean VAN DEN DRIESSCHE : Professeur à l'université de Rennes 1 – Examineur

Guillermo BOOTH-REA : Maître de conférence à l'université de Grenade – Examineur

Denis GAPAIS : Chercheur CNRS à l'université de Rennes 1 – Directeur

Frédéric GUEYDAN : Maître de conférence à l'université de Rennes 1 – Directeur

Carlos J. GARRIDO : Chercheur CSIC à l'université de Grenade - Invité

Strain localization in the sub-continental mantle

Origin through the study of the Ronda massif (Spain)
and implications for the strength of the lithosphere

Remerciements

L'origine de cette thèse revient à M. Frédéric Gueydan, sans qui celle-ci n'aurait vraisemblablement jamais abouti. Je le remercie donc vivement pour son investissement, sa patience, sa disponibilité et son écoute. Je remercie, tout aussi vivement, M. Carlos J. Garrido, qui, grâce à sa connaissance de la géologie du massif de Ronda et sa vive participation aux discussions, a fortement contribué à la réalisation de la partie « études de terrain » de ce manuscrit. Je remercie enfin les rapporteurs M. Laurent Jolivet et M. Alain Vauchez, ainsi que les examinateurs M. Jean Chery, M. Jean Van Den Driessche et M. Guillermo Booth-Rea, pour avoir accepté de participer au jury de cette thèse, sans oublier mon second directeur M. Denis Gapais.

Les diverses idées et investigations qui caractérisent cette thèse sont aussi le fruit de multiples discussions et soirées avec mes collègues et amis. Je remercie donc Christelle, Mélody, François, Vincent, Yannick, Céline, Nolwenn, Nuno, Sébastien, Dédé, Nathan, Antoine, Cédric, Mélanie, Edward, Abdou, Philippe et les autres, qui m'ont accueilli chaleureusement au sein du laboratoire Géosciences Rennes. Je remercie aussi Claudio, pour m'avoir gracieusement prêté son bureau à la Facultad de Ciencias de Granada, ainsi que Guillermo et Victoria pour leur accueil chaleureux dans cette magnifique ville de Grenade. De la même manière, je remercie Andrea et Alain pour leur grande aide dans l'acquisition des données EBSD et leurs discussions, ainsi que Véro et Mary-Alix pour leur accueil et leur jovialité pendant les différents congrès et au sein du laboratoire Géosciences Montpellier.

L'aboutissement de ce travail est aussi dû, en grande partie, au soutien de mes proches. Je remercie donc amoureusement Jennifer, qui a toujours été à mes côtés, mais aussi mon grand ami Mathieu et sa femme Pauline (« Rendez-vous en Australie »), ainsi qu'Adrien, Gatien, Julien, Guillaume, Adeline, Cécile, Caroline, Coralie, Lucie, et bien sûr mes parents, sans oublier les membres du club de canoë-kayak de Jarnac et des Poissons volants de Cesson-Sévigné.

« La Terre nous en apprend plus long [...] que tous les livres. Parce qu'elle nous résiste. »
Antoine de Saint-Exupéry, extrait de *Terre des hommes*.

Sommaire

Résumé.....	1
Abstract.....	3
Introduction générale.....	5
 <i>Première partie : Rhéologie, résistance et déformation du manteau</i>	
 sous-continental.....	7
 Préambule.....	9
<i>Chapitre I : Résistance du manteau et déformation de la lithosphère</i>.....	11
1. La résistance de la lithosphère continentale.....	11
2. Rôle du manteau dans la dynamique de la lithosphère continentale.....	13
2.1. Résistance de la lithosphère et déformation de l'écorce terrestre.....	13
2.2. Un aperçu des modèles.....	14
2.2.1. En extension.....	14
2.2.2. En compression.....	16
2.3. Un manteau résistant..., mais aussi « localisant » !	17
3. Réalité du profil rhéologique.....	18
3.1. Observations géophysiques et résistance du manteau sous-continental.....	19
3.1.1. Epaisseurs élastiques de la lithosphère continentale.....	19
3.1.2. Séismicité du manteau sous-continental.....	21
3.2. Vers un nouveau profil rhéologique.....	23
 Transition.....	25
<i>Chapitre II : La localisation de la déformation ductile dans les massifs de</i>	
 péridotites continentales.....	27
1. Les processus majeurs d'adoucissement ductile dans les péridotites.....	28
1.1. Les réactions métamorphiques.....	28
1.2. La fracturation (ou cataclasis).....	29
1.3. L'augmentation locale de la température ou la fusion partielle.....	30
1.4. La réduction de taille de grains.....	30
2. Recristallisation dynamique et adoucissement rhéologique.....	31
2.1. Adoucissement rhéologique par fluage diffusion.....	31
2.2. Recristallisation dynamique versus fluage diffusion.....	33

2.3. Adoucissement rhéologique par fluage dryGBS.....	34
3. Objet d'étude : les péridotites de Ronda (Espagne).....	37
3.1. Contexte tectonique.....	37
3.2. La mylonite de Ronda : structure majeure de localisation de la déformation.....	38

Deuxième partie : La déformation des péridotites de Ronda : origine rhéologique, tectonique et géodynamique.....

41

Préambule.....

43

Chapitre III : La localisation de la déformation dans les péridotites continentales de Ronda (Espagne).....

45

Article : “Strain localisation in the subcontinental mantle – a ductile alternative to the brittle mantle”.....

45

1. Introduction.....	46
2. Weakening and grain size reduction.....	47
2.2. GBS-related rheology.....	49
3. Case study : the Ronda peridotites.....	50
3.1. Geological setting.....	50
3.2. Kilometre-scale ductile strain gradient.....	51
3.2.1. Controversy about the origin of the Grt/Spl mylonite.....	51
3.2.2. The Ronda strain gradient.....	52
3.3. Microstructural study.....	53
3.3.1. Microstructures.....	53
3.3.2. Lattice preferred orientation (LPO).....	54
4. Discussion.....	55
4.1. Inferred mechanisms of strain localisation in the Ronda peridotites.....	55
4.2. New rheological model: weakening and grain boundary sliding.....	55
4.3. Application to the Ronda peridotites.....	57
4.4. Ductile alternative to the brittle mantle.....	59
5. Conclusion.....	60

Transition.....

65

Chapitre IV : Déformations et exhumation des péridotites de Ronda (Espagne).....

67

Article : “The Oligocene-early Miocene history of the Ronda peridotites (Spain): mantle deformations during back-arc continental extension”.....

67

1. Introduction.....	68
2. Geological setting.....	69
3. The Ronda peridotites.....	72
3.1. Main structural and petrological domains.....	72
3.2. New deformations chronology.....	76

4. New constraints for the deformations of the Ronda peridotites.....	78
4.1. Macrostructures.....	78
4.1.1. Large-scale strain gradient through the whole Ronda peridotites (D ₁).....	78
4.1.2. Partial melting coeval with the first deformation D ₁	80
4.1.3. Pure shear flow during the second deformation D ₂	81
4.1.4. Change of strength ratio between pyroxenites and peridotites.....	82
4.2. Microstructures.....	82
4.2.1. Occurrence of a temperature gradient through the Ronda strain gradient (D ₁).....	82
4.2.2. Evidence of decompression during the second deformation D ₂	84
5. Discussion.....	85
5.1. Tectonic context of the Ronda peridotites.....	85
5.1.1. Mantle thinning and partial melting (D ₁).....	85
5.1.2. Mantle thinning and differential cooling (D ₂).....	87
5.1.3. Thrusting and very strong cooling (D ₃).....	87
5.2. Geodynamical model.....	88
5.2.1. Back-arc extension: lithosphere thinning and upwelling of hot asthenosphere (D ₁).	88
5.2.2. Back-arc extension: ongoing thinning and thermal relaxation (D ₂).....	90
5.2.3. Accretion of the Alboran domain onto the Iberian passive margin: thrusting (D ₃), and subsequent extension.....	91
6. Conclusion.....	91

***Troisième partie : La localisation de la déformation dans le manteau
sous-continentale : implications sur la résistance et
la déformation de la lithosphère.....*** 97

Préambule..... 99

***Chapitre V : La localisation de la déformation dans les péridotites continentales :
quantification numérique 1-D sur la résistance de la lithosphère.....*** 101

**Article : “Mantle weakening and strain localization : implications for the
long-term strength of the continental lithosphere”.....** 101

INTRODUCTION..... 102

MANTLE RHEOLOGY: DUCTILE WEAKENING DURING GRAIN SIZE REDUCTION..... 102

1-D MODEL: STRAIN LOCALIZATION DURING GRAIN SIZE REDUCTION..... 104

DUCTILE LOCALIZING MANTLE AND MODES OF CONTINENTAL RIFTING..... 105

IMPLICATIONS OF THE DUCTILE LOCALIZING MANTLE FOR LONG-TERM
LITHOSPHERE DEFORMATION..... 106

SUPPLEMENTARY MATERIALS..... 106

Transition..... 113

Chapitre VI : La localisation de la déformation dans le manteau sous-continentale :	
quantification numérique 2-D et implications sur la déformation de la lithosphère.....	115
Article : “Narrow continental rifting triggered by ductile strain localization in the lithosphere mantle”	115
1. Introduction.....	115
2. Numerical model.....	116
2.1. Lithosphere strength profile.....	119
2.2. Model set-up and boundary conditions.....	120
3. Results.....	120
3.1. Strain, grain size and deformation mechanisms during rifting.....	121
3.2. Mode of upper crustal fracturing during rifting.....	123
3.3. Role of grain size reduction kinetics.....	124
4. Comparison with the Ronda peridotites.....	125
5. Concluding discussion.....	127
 Synthèse : nouveau profil rhéologique.....	 131
1. Conséquences du fluage dryGBS dans les péridotites continentales de Ronda (Précigout et al., 2007).....	134
2. Déformation et exhumation des péridotites de Ronda : origines tectonique et géodynamique (Précigout et al., in prep.).....	134
3. Localisation de la déformation provoquée par le fluage dryGBS (Précigout and Gueydan, 2009.).....	136
4. Conséquences du fluage dryGBS dans la déformation de la lithosphère continentale (Gueydan and Précigout, in prep.).....	136
5. Nouveau profil rhéologique de la lithosphère continentale.....	137
 Conclusion générale.....	 139
 Bibliographie.....	 141
 Annexes.....	 149
Annexe I : Vue en perspective et coupe géologique du massif de Ronda.....	149
Annexe II : Figure 4 du chapitre III (couleur).....	150
Annexe III : Figure 5 du chapitre III (couleur).....	150
Annexe IV : Figure 4 du chapitre IV (couleur).....	151
Annexe V : Figure 5 du chapitre IV (couleur).....	152
Annexe VI : Figure 6 du chapitre IV (couleur).....	153
Annexe VII : Figure 8 du chapitre IV (couleur).....	153
Annexe VIII : Figure 9 du chapitre IV (couleur).....	154
Annexe IX : Figure 10 du chapitre IV (couleur).....	154

Résumé

La mécanique de la lithosphère continentale requiert un manteau sous-crustal résistant et capable de localiser la déformation. De plus, l'extrapolation des lois rhéologiques, qui définit le profil de résistance de la lithosphère, prédit un manteau sous-continental fragile. Cependant, les observations géophysiques ne sont pas en accord avec la présence d'un tel manteau résistant et fragile sous les régions déformées. Dans cette thèse, nous nous sommes donc concentrés sur les mylonites kilométriques des massifs de péridotites continentales, de manière à mieux contraindre la rhéologie du manteau. Dans ce contexte, une nouvelle rhéologie ductile de l'olivine, récemment proposée, décrit un mécanisme de déformation qui pourrait impliquer une forte chute de résistance des péridotites déformées pendant la réduction dynamique de la taille de grains et l'action dominante du glissement aux joints de grains (le fluage dryGBS). Par conséquent, à travers l'étude des péridotites de Ronda (sud de l'Espagne), nous avons utilisé la géologie structurale, la tectonique et la modélisation numérique pour contraindre, d'une part, le rôle de cette rhéologie dans la déformation des péridotites continentales, et d'autre part, les implications de cette même rhéologie sur la résistance de la lithosphère.

Premièrement, nous avons étudié les microstructures et fabriques minérales de la mylonite de Ronda et de sa tectonite adjacente, qui furent toutes les deux formées dans les conditions du manteau sous-continental. Cette étude montre, d'une part, que la réduction dynamique de taille de grains est a priori le seul processus de localisation de la déformation opérant, et d'autre part, qu'avec l'augmentation de la déformation, les néoblastes d'orthopyroxène se disperse dans la matrice d'olivine et la force de fabrique de l'olivine décroît progressivement. Ces caractères nous permettent ainsi de proposer que le glissement aux joints de grains et la recristallisation dynamique accommodent la déformation des péridotites les plus déformées (mylonite). L'origine de la localisation de la déformation dans le manteau sous-continental pourrait donc être une conséquence de l'action du fluage dryGBS.

Deuxièmement, nous avons réalisé une étude structurale des péridotites de Ronda, de manière à mieux contraindre l'origine tectonique de la mylonite kilométrique qui les caractérise. Cette étude nous permet ainsi de proposer l'histoire suivante des péridotites de Ronda, celle-ci étant déduite de la géodynamique de l'arc Bétiques-Rif à l'Oligocène-Miocène inférieur. Vers 30 Ma, une extension continentale arrière-arc, provoquée par le retrait de la zone de subduction Ouest-méditerranéenne, produit une localisation de la déformation dans le manteau sous-continental et forme un gradient de déformation (stade de déformation D_1). Dans la même période, une remontée d'asthénosphère chaude, liée au retrait du slab, fonde la base de la lithosphère en extension. Ensuite, vers 25 Ma et toujours pendant l'extension, un rééquilibrage thermique de la lithosphère déclenche une nouvelle déformation ductile des péridotites encore chaudes pendant l'apparition du plagioclase (stade de déformation D_2), alors que des péridotites granulaires sont préservées

dans la partie sus-jacente et froide du manteau lithosphérique. Enfin, lors du retrait continu de la zone de subduction à travers la région d'Alboran vers 20 Ma, la croûte continentale fortement amincie et des écaïles tectoniques du manteau sous-crustal (péridotites de Ronda) sont accrétées sur la marge passive ibérique (stade de déformation D₃).

Troisièmement, nous avons réalisé un modèle numérique 1-D, dont l'objectif était de quantifier la localisation de la déformation provoquée par le fluage dryGBS dans les péridotites continentales. Au cours de la recrystallisation dynamique, la localisation de la déformation intervient pour des températures inférieures à 800 °C, celle-ci définissant plusieurs degrés d'intensité. Le degré maximal de localisation de la déformation est en effet obtenu pour des températures entre 550 et 650 °C, celui-ci se caractérisant par une augmentation locale de la vitesse de déformation de 10^{-15} à $>10^{-13}$ s⁻¹. À l'échelle de la lithosphère, ces résultats impliquent un manteau ductile sous-crustal fortement « localisant », qui pourrait donc, au même titre que le manteau fragile, promouvoir une intense localisation de la déformation. De plus, ce mécanisme d'adoucissement, provoqué par la déformation et amplifié par la localisation de cette même déformation, pourrait fortement réduire la résistance à long terme du manteau sous-continental dans les régions déformées.

Quatrièmement, de manière à estimer les conséquences de cette nouvelle rhéologie sur la déformation de la lithosphère, nous avons utilisé un modèle numérique 2-D, qui contraint les propriétés thermo-mécaniques d'une lithosphère en extension. Dans les conditions impliquant un manteau sous-crustal ductile, résistant et fortement « localisant », c'est-à-dire pour une température au Moho inférieure à 650 °C, la recrystallisation dynamique et l'action du fluage dryGBS déclenche une intense localisation de la déformation dans le manteau sous-continental. Cette localisation promeut ensuite un amincissement local de la lithosphère (rift étroit). Ces résultats confirment donc le rôle majeur de cette rhéologie dans la localisation de la déformation à l'échelle de la lithosphère. De plus, cette rhéologie permet d'obtenir naturellement une déformation distribuée de la lithosphère avant de la localiser, ce qui pourrait expliquer la présence de « horsts et grabens » distribués en marge des rifts continentaux étroits.

Tous ces résultats nous permettent de proposer un nouveau profil rhéologique de la lithosphère continentale, qui se caractérise par un manteau sous-crustal entièrement ductile et contrôlé par la rhéologie « localisante » de l'olivine. Cette nouvelle définition de la résistance du manteau pourrait ainsi expliquer, à la fois, l'existence d'un manteau résistant sous les régions non déformées, comme requis par la mécanique de la lithosphère, mais aussi l'absence d'un manteau résistant et fragile sous les régions déformées, comme indiqué par les observations géophysiques.

Abstract

Mechanics of the continental lithosphere require a high strength sub-Moho mantle that can localize strain. The extrapolation of laboratory laws predicts also a brittle sub-Moho mantle, which defines the classical lithosphere strength profile with an alternation of brittle and ductile layers. However, geophysical observations contradict the presence of a stiff and brittle mantle beneath deforming regions. In this PhD-thesis, we aim thus to better constrain the lithosphere mantle rheology, by focusing us on ductile mylonites from continental peridotites massifs. In relation to that, an olivine ductile rheology, which was recently proposed, describes a new deformation mechanism that predicts a strong weakening in response to dynamic grain size reduction enhancing Grain Boundary Sliding (dryGBS creep). Therefore, through the study of the Ronda peridotites (southern Spain), we use structural geology, tectonics and numerical modeling to constrain the role of this rheology in mantle strain localization and its implications at lithosphere-scale.

First, we investigated the microstructures and lattice preferred orientations of mantle rocks in both the kilometer-scale tectonite and mylonite of the northwestern Ronda peridotites. Two main features were shown: 1/ grain size reduction by dynamic recrystallization is found to be the only relevant weakening mechanism responsible for strain localization; and 2/, with increasing strain, orthopyroxene neoblasts scatter within the olivine matrix and the olivine fabric strength decreases progressively. These features allowed us to propose that grain boundary sliding (GBS) partly accommodates dynamic recrystallization and subsequent grain size reduction in the highly deformed rocks (mylonite). On these bases, we propose that large-scale strain localization in the sub-continental mantle could originate from the dryGBS-related ductile rheology.

Second, a new structural study of the western Ronda massif has been performed in order to better constrain the tectonic origin of the Ronda mylonite. We propose thus the following Oligocene-early Miocene history for the Ronda massif. At ca.30 Ma, a back-arc continental extension related to the slab retreat of the Mediterranean subduction zone promotes mantle strain localization and forms a large-scale strain gradient in the spinel stability field of the sub-continental mantle (D_1 deformation stage). At the same time, a syn-thinning upwelling of hot asthenosphere, which is likely related to the slab retreat, melts the base of the necking lithosphere. Then, at ca.25 Ma, a syn-thinning thermal relaxation triggers a new ductile deformation in the still hot lithosphere, forming plagioclase-bearing foliated peridotites (D_2 deformation stage), while melting-related structures are preserved in the coldest overlying mantle. Finally, the continuous slab rollback across the Iberian passive margin accretes the thinned lithosphere and emplaces the Ronda peridotites into the crust around 20 Ma (D_3 deformation stage).

Third, a one-dimensional numerical model was carried out to quantify the strain localization induced by dryGBS creep during grain size reduction. By constraining deformation conditions of a mantle rock that suffers dynamic recrystallization, this model shows that dryGBS-related strain localization occurs at temperature lower than 800 °C with several degrees of intensity. The highest degree occurs indeed between 550 °C and 650 °C by implying a strain rate increase from 10^{-15} to $>10^{-13}$ s⁻¹. At lithosphere-scale, these results imply a sub-Moho and highly

localizing ductile mantle that could promotes lithosphere-scale strain localization, supplying a ductile alternative to the brittle mantle. Furthermore, in deforming regions, this strain-induced weakening mechanism could reduce the long-term strength of the continental lithosphere from the “jelly sandwich” model (strong uppermost mantle) to the “crème brûlée” model (weak uppermost mantle).

Fourth, the integration of this new transient ductile rheology for the lithosphere mantle in a 2-D lithosphere-scale thermo-mechanical model was used to quantify the consequences of the dryGBS creep during lithosphere extension. In the conditions that imply an uppermost and highly localizing ductile mantle, i.e. for a Moho temperature lower than 650 °C, dynamic recrystallization triggers large strain localization in the sub-continental mantle, which promotes subsequent continental necking. Such results confirm thus the capability of the GBS-related ductile rheology to localize strain at lithosphere-scale. Furthermore, this ductile rheology implies a distributed deformation of the lithosphere prior to the occurrence of large-scale strain localization, which could explain the formation of the distributed “horst and graben” systems that occur before the continental necking of an extending lithosphere.

Finally, all these results allow us to propose a new profile strength for the continental lithosphere that accounts for a sub-Moho mantle entirely ductile and featured by the dryGBS-related rheology. Such a definition of the mantle strength could explain the occurrence of a stiff uppermost mantle beneath undeformed regions, as required by mechanics of the lithosphere, and the absence of a stiff and brittle mantle beneath deforming regions, as shown by the geophysical observations.

Introduction générale

La caractérisation du manteau sous-continental est un objectif des sciences de la Terre depuis maintenant plusieurs décennies. L'étude des massifs de péridotites continentales et des xénolites remontés par les volcans, ainsi que le développement des méthodes géophysiques, ont relativement bien permis de contraindre les propriétés pétrologiques, chimiques et physiques du manteau. Par contre, la caractérisation des propriétés structurales et rhéologiques de ce même manteau, qui nécessitent un champ d'investigation plus large, reste encore très limitée et ne corrobore pas l'ensemble des observations géologiques et géophysiques. En effet, tel que prédit par les données rhéologiques, la résistance de la lithosphère continentale implique l'existence d'un manteau sous-crustal résistant, dont une majeure partie serait fragile en contexte extensif. Bien que ce manteau résistant soit observé indirectement dans les régions peu déformées, comme les cratons, et que les résultats des modèles aient montré qu'il était nécessaire pour localiser la déformation à l'échelle de la lithosphère, les observations géophysiques ne mettent pas en évidence une telle résistance du manteau sous les régions déformées. Au contraire, les faibles épaisseurs élastiques de la lithosphère qui ont été mesurées à travers ces régions déformées, comme les rifts étroits et les chaînes de montagnes, impliqueraient plutôt un manteau sous-continental très peu résistant. De plus, dans les contextes extensifs, la rareté des séismes mantelliques ne corrobore pas l'existence d'un manteau sous-crustal fragile, pourtant prédite par la rhéologie. L'actuelle définition de la résistance de la lithosphère ne semble donc pas refléter la résistance réelle du manteau sous-continental dans les régions déformées (fig. i.1).

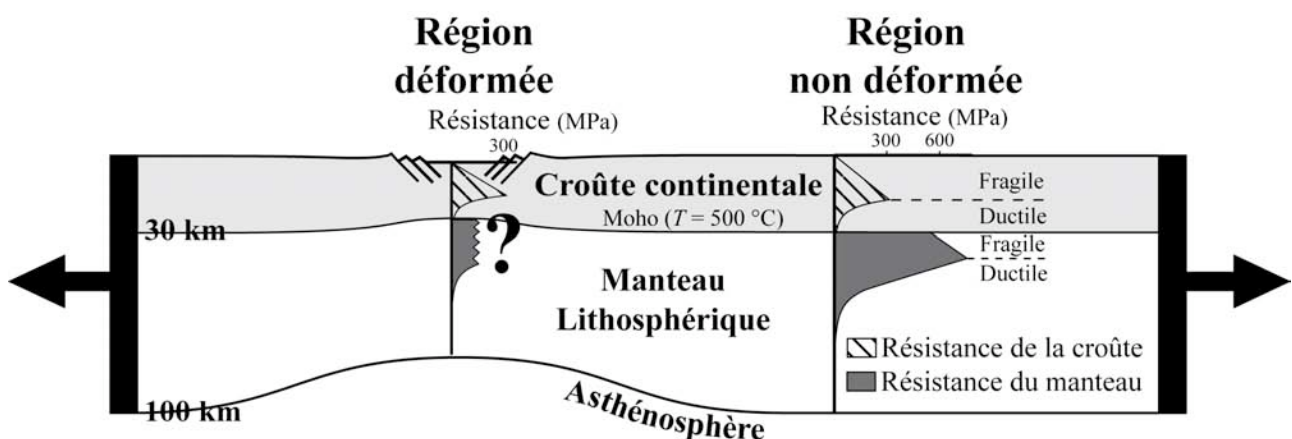


Figure i.1. Schéma d'un rift continental étroit à l'échelle de la lithosphère, qui illustre les résistances du manteau sous-continental observées sous les régions déformées (rift ou chaîne de montagne) et les régions non déformées à partir des données géophysiques. La faible résistance du manteau sous les régions déformées n'est pas prédite par les données rhéologiques, ce qui a fait l'objet de cette thèse.

Récemment, plusieurs études expérimentales ont proposé une nouvelle rhéologie ductile de l'olivine, qui permettrait de réduire localement la résistance des péridotites au gré de leur déformation, et ce dans les conditions de température du manteau sous-continentale. Cette chute de résistance pourrait ensuite localiser la déformation et produire des péridotites à grains très fins, dont la résistance serait considérablement faible. Ce processus rhéologique de l'olivine pourrait donc permettre d'expliquer les faibles résistances du manteau qui sont observées sous les régions déformées. Néanmoins, ce mécanisme n'a encore jamais été mis en évidence dans les péridotites continentales, et aucune étude n'a encore quantifié, à l'échelle de l'agrégat comme à l'échelle de la lithosphère, la localisation de la déformation inhérente à ce processus d'adoucissement. Dans cette thèse, nous avons donc utilisé la géologie structurale, la tectonique et la modélisation numérique pour tenter de contraindre, à travers l'étude du massif de Ronda (Espagne), le rôle et les conséquences d'un tel mécanisme dans la déformation des péridotites continentales, et plus largement dans la déformation de la lithosphère.

Ce mémoire s'articule en trois principales parties qui se présentent comme suit, chacune étant composée de deux chapitres:

- I/ Une partie bibliographique explicitera les problèmes inhérents à la rhéologie du manteau sous-continentale, puis elle fera l'état des processus majeurs de localisation de la déformation ductile dans les péridotites continentales. Elle mettra ainsi en évidence un mécanisme potentiellement capable de localiser la déformation à grande échelle : le fluage dryGBS. La fin de cette partie présentera le contexte tectonique de l'objet naturel étudié dans cette thèse : les péridotites de Ronda (Espagne).
- II/ Une partie « études de terrain » présentera les résultats des études microstructurale et structurale des péridotites de Ronda. Elle tentera ainsi de mettre en évidence et de contraindre le contexte tectonique de l'action du fluage dryGBS dans les péridotites continentales. Le premier chapitre de cette partie a fait l'objet d'une publication dans la revue *Tectonophysics* (Précigout et al., 2007), alors que le deuxième chapitre est actuellement en préparation (Précigout et al., in prep.).
- III/ Une partie « modélisations numériques » quantifiera la localisation de la déformation provoquée par l'action dominante du fluage dryGBS dans la déformation ductile des péridotites, et ce à l'échelle de l'agrégat et l'échelle de la lithosphère. Le premier chapitre de cette partie a lui aussi fait l'objet d'une publication dans la revue *Geology* (Précigout and Gueydan, 2009), l'article du dernier chapitre étant, quant à lui, en préparation (Gueydan and Précigout, in prep.).

Nous synthétiserons ensuite les différents apports de ces études tectoniques (partie II) et numériques (partie III), qui se caractérisent par l'identification et la quantification d'une nouvelle rhéologie ductile du manteau sous-continentale. Enfin, à partir de ces résultats, nous proposerons un nouveau profil rhéologique de la lithosphère en cohérence avec les observations géologiques et géophysiques.

Première partie

Rhéologie, résistance et déformation du manteau sous-continentale

Le premier chapitre bibliographique de cette thèse présentera tout d'abord la définition rhéologique de la lithosphère continentale, puis il exposera les résultats de plusieurs modèles analogiques et numériques à l'échelle de la lithosphère. À partir de ces résultats, nous verrons que la résistance du manteau ne peut expliquer l'ensemble des prérequis de la mécanique lithosphérique. Ensuite, ce chapitre exposera les incohérences majeures entre les données rhéologiques et les observations géophysiques, concernant la résistance du manteau sous-continentale. Enfin, il définira le postulat principal de cette thèse et sa problématique générale, c'est-à-dire, la considération d'un manteau sous-continentale entièrement ductile, qui implique l'existence d'un processus capable de localiser la déformation à partir de cette rhéologie, et ce à l'échelle de la lithosphère.

Le deuxième chapitre bibliographique s'intéressera, quant à lui, aux processus de localisation de la déformation ductile qui furent mis en évidence dans les massifs de péridotites continentales. Il identifiera ainsi le seul processus potentiellement capable d'initier une intense localisation de la déformation dans les conditions du manteau sous-continentale : la réduction de taille de grains par recristallisation dynamique. Ensuite, après avoir fait l'état des processus rhéologiques permettant d'adoucir un matériau ductile par réduction de taille de grains, nous verrons qu'il existe actuellement un processus majeur d'adoucissement rhéologique pour l'olivine ductile, qui a été quantifié expérimentalement et validé d'un point de vue rhéologique. Cependant, son action dans les péridotites continentales n'a pas été identifiée, et son potentiel en termes de localisation de la déformation n'a jamais été estimé. Ces deux problèmes majeurs ont ici fait l'objet de cette thèse.

Chapitre I

Résistance du manteau et déformation de la lithosphère

Le concept de lithosphère, qui définit la couche superficielle et résistante de la Terre solide, a révélé toute son importance lors de l'avènement du modèle de la tectonique des plaques (Le Pichon et al., 1973). Cette couche constitue en effet les plaques tectoniques, qui intègrent verticalement l'ensemble de la croûte et la partie sous-crustale du manteau supérieur, celles-ci se déformant au gré de la dynamique terrestre. La résistance de la lithosphère et les déformations qui en dépendent conditionnent donc la formation des structures qui modèlent la surface de la Terre.

1. La résistance de la lithosphère continentale

Nombre d'études géologiques, au sens large du terme, ont été réalisées au cours du dernier siècle sur de multiples affleurements et xénolites. Elles ont ainsi permis de caractériser les propriétés de la lithosphère et d'en comprendre, en partie, leurs implications. Entre autres, ces investigations ont permis d'estimer les compositions moyennes de la croûte continentale et du manteau supérieur, comme étant respectivement proches de celles du granite et de la péridotite (Ronov and Yaroshevsky, 1956 ; Ringwood and Hart, 1969). Puis, à partir des années 1970, de multiples expériences de déformation en laboratoire tentèrent de quantifier la résistance de ces matériaux naturels. Elles montrèrent que les rhéologies du granite et de la péridotite étaient contrôlées par leurs minéraux majoritaires, respectivement, le quartz et l'olivine. De plus, après avoir défini l'étroite relation entre la déformation d'un matériau et sa résistance, elles aboutirent à l'établissement des lois rhéologiques de friction

(Byerlee, 1978) et de fluages (e.g. Goetze and Evans, 1979), qui définissent les résistances maximales, respectivement, d'un matériau fragile et fracturé, et d'un matériau ductile. Ensuite, une meilleure compréhension du comportement des roches naturelles a permis d'améliorer la définition de ces lois (Chopra and Paterson, 1984 ; Kirby and Kronenberg, 1987 ; Gleason and Tullis, 1995 ; Ranalli, 2000), dont en voici les expressions :

Loi de friction en extension

$$\tau_{fragile} = \frac{(2 \mu \rho g z) (1 - \lambda)}{(\mu^2 + 1)^{1/2} + \mu} 10^{-6} ;$$

Loi de friction en compression

$$\tau_{fragile} = \frac{(2 \mu \rho g z) (1 - \lambda)}{(\mu^2 + 1)^{1/2} - \mu} 10^{-6} ;$$

avec τ , la résistance au frottement en MPa, μ , le coefficient de friction interne (0.6), ρ , la densité du matériau fracturé (2.8 pour la croûte et 3.3 pour le manteau), g , la valeur de l'accélération gravitationnelle (9.81 m.s⁻²), z , la profondeur en mètre et λ , la pression de fluide (entre 0 et 1). A noter que la résistance au frottement varie aussi en fonction du contexte tectonique ;

Loi de fluage dislocation pour $\tau < 200$ MPa

$$\tau_{ductile} = \dot{\epsilon}^{(1/n)} A^{(-1/n)} \exp(Q/nRT) ;$$

Loi de fluage exponentiel pour $\tau > 200$ MPa

$$\tau_{ductile} = \left[1 - \left(\frac{\ln(A/\dot{\epsilon})RT}{Q} \right)^{1/n} \right] \times 8500 ;$$

avec $\tau_{ductile}$, la résistance au fluage en MPa, $\dot{\epsilon}$ la vitesse de déformation en s^{-1} , T la température en Kelvin (K), R la constante des gaz parfaits ($8.31 J.mol^{-1}.K^{-1}$), Q l'énergie d'activation en $KJ.mol^{-1}$, A la constante d'Arrhénius et n l'exposant à la contrainte. Q , A et n sont des constantes propres au quartz et à l'olivine (voir table **b.I.1**). Ces deux lois de fluage contraignent les résistances d'un agrégat d'olivine ductile, dont les grains se déforment principalement par migration de leurs dislocations internes, ou imperfections intra- cristallines. Les processus rhéologiques quantifiés par ces lois seront présentés plus en détail dans le second chapitre de cette première partie.

À la fin des années 1970, la combinaison de ces différentes études ont ensuite fait apparaître le concept d'enveloppe rhéologique, ou profil de résistance maximale de la lithosphère (Sibson, 1977 ; Bird, 1978 ; Goetze and Evans, 1979 ; Kirby, 1980 ; Sawyer, 1985). Cette enveloppe s'obtient par extrapolation des lois rhéologiques dans les conditions de la lithosphère, en considérant le principe mécanique d'énergie minimum suivant : la déformation d'une roche donnée, pour des conditions définies, est déterminée par la loi rhéologique qui décrit sa plus faible résistance maximale. Par exemple, pour la plupart des roches à basse température, basse pression ou forte vitesse de déformation, leur résistance au frottement est plus faible que leur résistance au fluage : elles se déformeront donc de manière fragile. Par contre, ces mêmes roches à haute température, forte pression ou faible vitesse de déformation impliquent une résistance au fluage plus faible que leur résistance au frottement : leur comportement sera par conséquent ductile. À travers la lithosphère, les variations des conditions

Paramètres	A (MPa ⁻ⁿ .s ⁻¹)	Q (J.mol ⁻¹)	n	m
Lois de fluage				
(1)Fluage dislocation Quartz	1,1.10 ⁴	223.10 ³	4	-
(2)Fluage dislocation Olivine	10 ^{4,46}	535.10 ³	3,6	-
(3)Fluage Exponentiel Olivine	5,7.10 ¹¹ (s ⁻¹)	535.10 ³	2	-

(1)Gleason and Tullis (1995) (2)Chopra and Paterson (1984) (3)Goetze (1978)

Table **b.I.1**. Valeurs des constantes utilisées dans les lois de fluage du quartz et de l'olivine.

de déformation avec la profondeur impliquent donc des changements de comportement rhéologique pour les roches qui composent la croûte et le manteau, ce que caractérise le profil de résistance (fig. **b.I.1**). C'est sur ce principe que Brace et Kohlstedt (1980) définirent le profil rhéologique de la lithosphère continentale, en extrapolant la loi de friction sur l'ensemble de la lithosphère, et les lois de fluage du quartz et de l'olivine, respectivement à travers la croûte et le manteau. Pour une lithosphère en extension, ils définirent ainsi depuis la surface : une croûte supérieure fragile, dont sa résistance est définie par la loi de friction ; une croûte inférieure ductile contrôlée par la loi de fluage du quartz ; un manteau sous-continentale fragile, lui aussi contrôlé par la loi de friction ; et un manteau ductile, dont la résistance est dominée par le fluage de l'olivine (fig. **b.I.1B**). En compression, ce profil de résistance est similaire, mais le manteau lithosphérique fragile ne s'exprime que pour des conditions de température très froides et rencontrées uniquement au niveau des cratons. Dans la plupart des contextes géologiques compressifs, le manteau sous-continentale est donc entièrement dominé par la rhéologie ductile (fig. **b.I.1C**). À ce jour, ces enveloppes de résistance, ou stratifications rhéologiques (Ranalli and Murphy, 1987 ; Kohlstedt, 1995), représentent la résistance de la lithosphère continentale la plus considérée et utilisée.

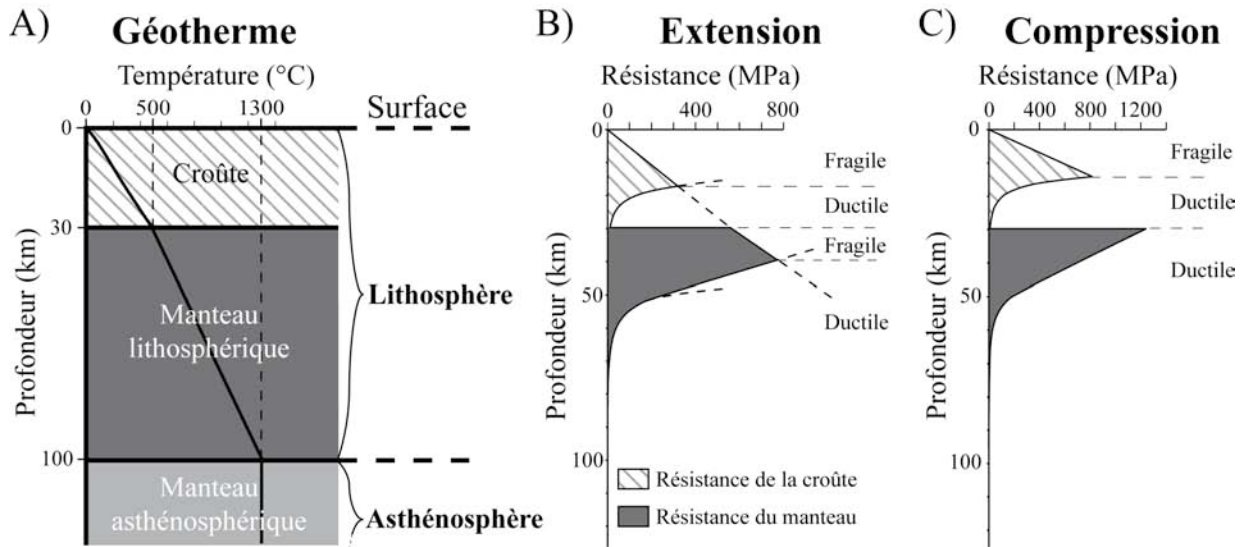


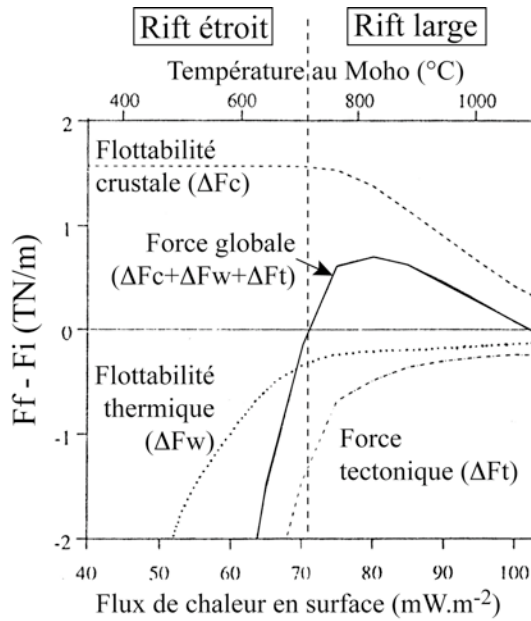
Figure b.1.1. Profils rhéologiques de la lithosphère pour une croûte continentale de 30 km d'épaisseur, une vitesse de déformation de 10^{-15} s^{-1} et un flux de chaleur en surface de 60 mW.m^{-2} , impliquant une température au Moho de 500°C . A) Description et géotherme de la lithosphère continentale. B) Profil rhéologique de la lithosphère continentale en extension. C) Profil rhéologique de la lithosphère continentale en compression. Les résistances fragiles sont définies par la loi de friction (Ranalli, 2000) et les résistances ductiles de la croûte et du manteau sont respectivement définies par les lois de fluage du quartz (Gleason and Tullis, 1995) et de l'olivine (Goetze, 1978 ; Chopra and Paterson, 1984).

2. Rôle du manteau dans la dynamique de la lithosphère continentale

2.1. Résistance de la lithosphère et déformation de l'écorce terrestre

En 1983, England s'aperçut que la déformation de l'écorce terrestre, et par conséquent celle de la lithosphère, différait malgré des contextes tectoniques similaires. En effet, il observa que l'extension dans le « Basin and Range » Américain se caractérisait par une succession de rifts en « horst et graben » sur une distance de plus de 800 km, alors que les extensions du rift Est-Africain ou du graben du Rhin ne s'étendaient en largeur que sur une centaine de kilomètres. Ces deux modes d'extension impliqueraient donc deux différents comportements de la lithosphère, dont l'origine résiderait, selon England (1983), dans la résistance du manteau sous-continentale. Plus tard, Buck (1991) tenta de comprendre l'origine mécanique de ces différents modes d'extension en quantifiant l'action des forces principales qui agissent

directement sur la déformation de la lithosphère. Dans cette étude, il considéra deux principales forces : les contraintes lithosphériques, qui dépendent directement de l'état de résistance de la lithosphère (profil rhéologique), et les forces de flottabilité, qui rendent compte des contraintes liées à l'action de la gravité. Ces deux forces s'opposant, il montra que celle qui appliquait la plus grande force sur la lithosphère contrôlait sa déformation. Pour une température en base de croûte (Moho) inférieure à 700°C , la domination des contraintes lithosphériques mènerait en effet à concentrer la déformation et, par conséquent, à former un rift étroit. À l'inverse, si les forces de flottabilité sont majeures, comme mesuré pour une plus haute température du Moho, elles contribueraient à distribuer la déformation qui cette fois tendrait à produire un rift large (fig. b.1.2). L'état de résistance initial de la lithosphère jouerait donc un rôle clé dans son comportement en déformation. De plus, cette étude suggéra que la résistance du manteau pourrait fortement influencer le comportement de la lithosphère. En effet, une forte



F_f = Force de la lithosphère amincie (coeur du rift)
 F_i = Force initiale de la lithosphère (non amincie)

Figure b.I.2. Variations des forces de flottabilité et des forces tectoniques lors de la formation d'un rift continental en fonction du flux de chaleur en surface et de la température au Moho (T_{Moho}). La croûte continentale initiale fait une épaisseur de 40 km et la vitesse de déformation est de $8 \cdot 10^{-15} \text{ s}^{-1}$. Pour $T_{\text{Moho}} < 700^\circ\text{C}$, les forces tectoniques contrôlent le système et permettent la formation d'un rift étroit. Pour $T_{\text{Moho}} > 700^\circ\text{C}$, les forces tectoniques sont compensées par les forces de flottabilité qui mènent à former un rift large (Modifié d'après Buck, 1991).

résistance de la lithosphère, a priori nécessaire pour former un rift étroit, implique l'existence d'un manteau sous-continentale résistant. De même, une lithosphère globalement peu résistante, qui mènerait à former un rift large, se caractérise par un manteau faiblement résistant. Quant aux

résistances crustales, elles restent assez similaires dans les deux cas, et n'influeraient donc pas le comportement de la lithosphère (fig. b.I.3). Par conséquent, cette étude supporta l'hypothèse d'England et montra implicitement que la résistance du manteau sous-continentale contrôle la dynamique de la lithosphère.

2.2. Un aperçu des modèles

Tel que définie par la rhéologie, la résistance de la lithosphère se concentre essentiellement dans la croûte supérieure et le manteau sous-continentale, ces deux niveaux étant encadrés par des couches de faible résistance. Si l'étude mécanique de Buck (1991) avait montré le rôle de la résistance globale de la lithosphère sur son comportement, elle ne montrait pas explicitement quel niveau résistant, de la croûte et du manteau, contrôlait sa déformation. Plusieurs études tentèrent donc de comprendre les conséquences de cette stratification rhéologique en utilisant les modélisations analogique et numérique.

2.2.1. En extension

Historiquement, les premiers modèles réalisés furent les modèles analogiques. Ce type de modèle permet de contraindre les relations entre la résistance de la lithosphère et sa déformation, en déformant des matériaux analogues à la croûte et au manteau d'un point de vue rhéologique. Pour

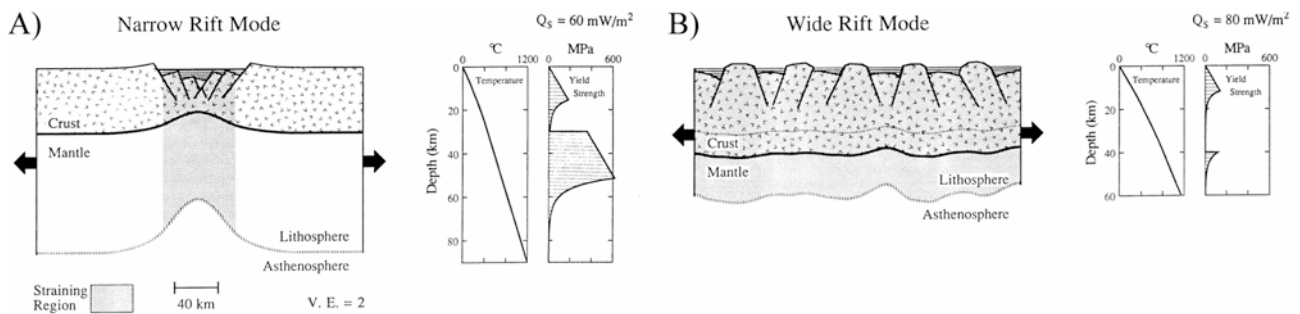


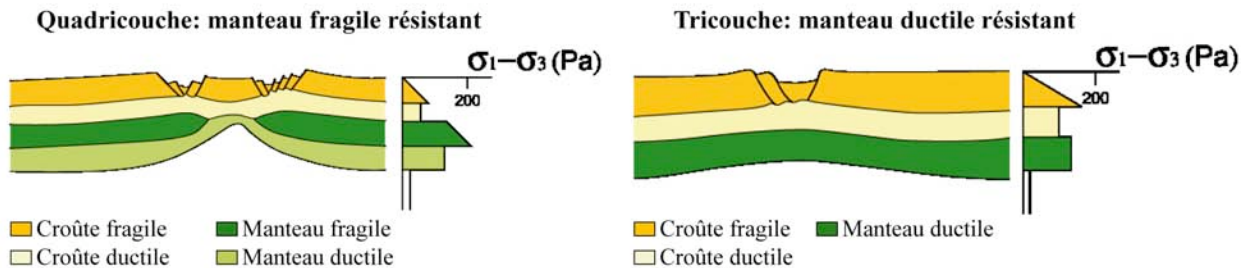
Figure b.I.3. Illustration des différences de résistance de la lithosphère continentale en extension à partir des profils rhéologiques (Buck, 1991). Q_s = flux de chaleur en surface. A) Rift étroit avec une lithosphère résistante. B) Rift large avec une lithosphère peu résistante. À noter la forte diminution de résistance du manteau entre le rift étroit et le rift large.

caractériser la lithosphère en extension, ces études utilisèrent donc du sable pour représenter la croûte et le manteau fragiles, et de la silicone pour caractériser la croûte et le manteau ductiles. L'asthénosphère, quant à elle, est représentée par une solution de glucose très peu visqueuse (Allemand et al., 1989 ; Brun and Beslier, 1996 ; Brun, 1999). Ils définirent aussi deux types de modèle : un premier dit quadricouche, qui implique un manteau sous-continental représenté par du sable, c'est-à-dire résistant et capable de localiser intrinsèquement la déformation ; et un deuxième dit trichouche, dont le manteau est entièrement ductile et représenté par de la silicone, celui-ci n'étant pas capable de localiser intrinsèquement la déformation (fig. b.I.4A). L'extension du premier modèle, avec un manteau fragile résistant et « localisant », avait permis de faire remonter localement la limite silicone/sable qui correspondait au « Moho » du modèle, simulant ainsi la formation d'un rift étroit. Par

contre, l'extension du deuxième modèle, qui implique un manteau entièrement ductile, résistant et non « localisant », n'avait permis d'obtenir que des grabens crustaux sans remontée du « Moho », rendant impossible l'obtention d'une structure similaire à un rift étroit. Les résultats de ces expériences analogiques impliqueraient donc la nécessité d'un manteau « localisant » et résistant pour localiser la déformation à l'échelle de la lithosphère.

Plus tard, avec le développement des techniques numériques, ce type de modèle put ensuite être reproduit par ordinateur, permettant d'appréhender l'effet de la température sur la résistance de la lithosphère et de prendre en compte directement les lois rhéologiques qui contrôlent sa déformation. Basé sur la rhéologie de Brace et Kohlstedt (1980), plusieurs modèles numériques quantifièrent donc plus précisément les déformations de la lithosphère en fonction de sa stratification rhéologique (Govers and Wortel, 1993 ; 1995 ; Huismans and

A) Modèles analogiques



B) Modèles numériques

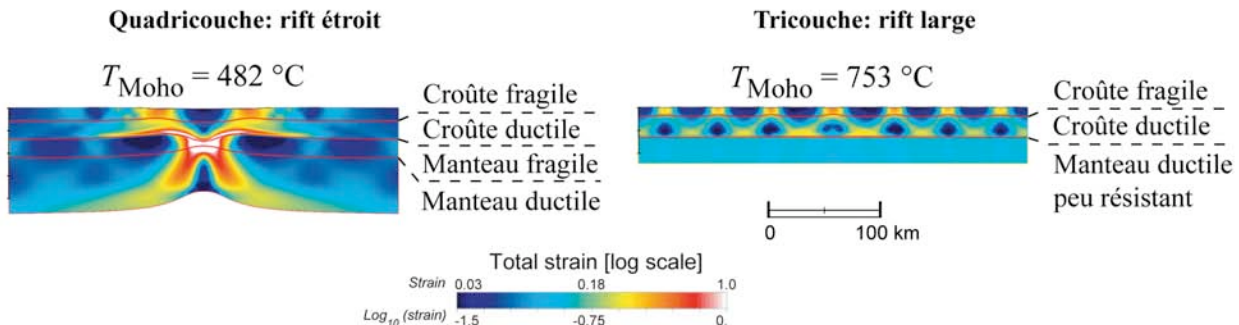


Figure b.I.4. Exemples de modèles analogiques (Allemand et al., 1989) et numériques (Gueydan et al., 2008) d'une lithosphère continentale en extension ($\sigma_1 - \sigma_3$ = contraintes déviatoriques ou résistance de la lithosphère). A) Modèles analogiques quadricouche et trichouche, qui testent les conséquences de la stratification rhéologique de la lithosphère sur sa déformation. B) Modèles numériques des déformations extensives de deux lithosphères : avec une température au Moho (T_{Moho}) de 482°C (manteau résistant) et avec une T_{Moho} de 753°C (manteau peu résistant). Un manteau résistant est nécessaire pour former un rift étroit.

Beaumont, 2002, Gueydan et al., 2008). Leurs résultats corroborent encore une fois l'importance de la résistance du manteau dans les processus de localisation de la déformation à l'échelle de la lithosphère. En effet, pour une température au Moho proche de 500 °C, ce qui implique un manteau fragile, résistant et « localisant », les structures extensives s'apparentent aisément à celles qui sont décrites au niveau des rifts étroits (e.g. Gueydan et al., 2008 et références cités). Par contre, pour une température au Moho autour de 800 °C, et donc un manteau peu résistant, l'extension de la lithosphère modélisée produit des structures similaires aux rifts larges (fig. b.I.4B). Ces modèles numériques en extension, comme les modèles analogiques, suggèrent donc que la résistance du manteau sous-continental contrôle bien la dynamique de la lithosphère en extension. De plus, ces modèles avaient montré la nécessité d'un décollement majeur en base de croûte pour obtenir un rift continental étroit. Cette zone d'intense déformation permet en effet d'accommoder l'amincissement local du manteau, et donc l'amincissement local de la lithosphère, typique d'un rift étroit (fig. b.I.4B). Ces résultats

numériques impliquent, par conséquent, que la dynamique de la lithosphère est contrôlée par le manteau à condition que la croûte inférieure soit très peu résistante, ce que définit le profil rhéologique.

2.2.2. En compression

De la même manière, plusieurs études tentèrent de contraindre les conséquences des différents états de résistance de la lithosphère sur ses déformations en compression. En effet, Davy et Cobbold (1991) modélisèrent analogiquement la compression d'une lithosphère continentale. Ils utilisèrent donc aussi le sable et la silicone pour représenter les niveaux résistants et non résistants de la croûte et du manteau, tout d'abord avec un modèle quadricouche, puis avec un modèle tricouche (fig. b.I.5A). Dans le cas du modèle quadricouche, avec un manteau résistant, la déformation se localise à l'échelle de la lithosphère, reproduisant ainsi des structures similaires à une chaîne de montagne au niveau d'une zone de subduction continentale néoformée. Par contre, dans le cas du modèle tricouche, la déformation compressive se distribue sur

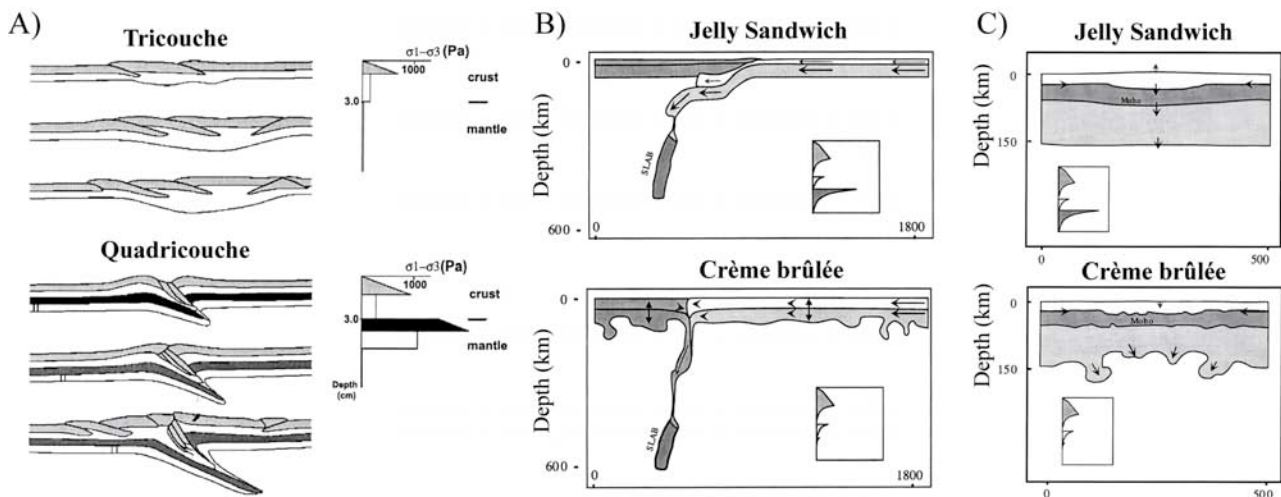


Figure b.I.5. Exemples de modèles analogiques (Davy and Cobbold, 1991) et numériques (Burov and Watts, 2006) d'une lithosphère continentale en compression. A) Modèles analogiques quadricouche et tricouche d'une collision. La présence d'un manteau résistant est nécessaire pour former une chaîne de montagne. B) Modèles numériques avec une lithosphère en « jelly sandwich » (quadricouche) et en « crème brûlée » (tricouche), qui testent la stabilisation d'une zone de subduction. La présence d'un manteau résistant est là aussi nécessaire pour stabiliser le système tectonique. C) Modèles numériques en « jelly sandwich » et « crème brûlée », qui illustre la nécessité d'un manteau résistant et localisant pour former une chaîne de montagne.

l'ensemble du modèle et, par conséquent, seule une faible élévation de la surface est obtenue. À noter tout de même que ce type de modèle rend compte de la résistance du manteau sous-continentale par une rhéologie fragile, ce qui n'est pas prédit par les données rhéologiques (fig. b.I.1). Les résultats de ces modèles pourraient donc ne pas être représentatifs des observations naturelles.

Plus tard, plusieurs modèles numériques en compression furent réalisés par Burov et Watts (2006) pour discuter des conséquences de la résistance du manteau sur la stabilité mécanique d'une zone de subduction. Ils réalisèrent en effet deux modèles principaux, un premier avec une stratification quadricouche de la lithosphère, nommée le modèle du « jelly sandwich », et un deuxième avec une stratification tricouche, représentée par le modèle de la « crème brûlée » (fig. b.I.5B). Dans le premier cas, la présence d'un manteau résistant permet de stabiliser la zone de subduction, qui entretient l'enfouissement d'un des compartiments sous le deuxième ; dans le deuxième cas, l'absence d'un manteau résistant déstabilise la zone de subduction, ne permettant pas d'obtenir un système tectonique cohérent. Les résultats de ces modèles indiquent donc que la résistance du manteau sous-continentale permet de stabiliser les systèmes de subduction, qui mènent à la formation des chaînes de montagnes. Ils confirmaient par conséquent les résultats obtenus par les modèles analogiques de Davy et Cobbold (1991) et montraient, là aussi, le rôle fondamental du manteau résistant pour produire et entretenir une localisation de la déformation à l'échelle de la lithosphère. Néanmoins, Burov et Watts (2006) réalisèrent d'autres modèles numériques compressifs, dans lesquelles la localisation de la déformation n'était pas imposée par la simulation d'une zone de subduction. Dans ce cas, l'épaississement de la lithosphère ne se localise pas au cœur du modèle, mais se distribue sur l'ensemble de ce dernier. Par conséquent, les structures du modèle déformé ne s'apparentaient

plus à une chaîne de montagne, mais à un plateau continentale (fig. b.I.5C). Le fait de localiser la déformation dans le manteau sous-continentale semblerait donc aussi nécessaire, au même titre qu'un manteau résistant, pour obtenir la formation d'une chaîne de montagnes.

2.3. Un manteau résistant..., mais aussi « localisant » !

Au cours de cette dernière décennie, de nombreuses études réalisèrent plusieurs modèles numériques, dont l'objectif était de discuter les structures lithosphériques formées au cours de la localisation de la déformation. Il leur fallait donc, pour cela, obtenir une localisation de la déformation à l'échelle de la lithosphère. Cependant, comme dans les modèles de Burov et Watts (2006), la seule présence d'un manteau résistant ne suffisait pas pour obtenir une telle localisation, et il leur fallait imposer un adoucissement local dans le manteau sous-continentale. En effet, Huismans et Beaumont (2003), qui considérèrent un manteau résistant et fragile dans des modèles extensifs, devaient imposer pendant la déformation une chute locale du coefficient de friction interne, qui définit la résistance du manteau fragile (fig. b.I.6A). Cet adoucissement permettait ensuite de localiser la déformation dans le manteau, puis de la propager à travers la lithosphère et enfin de former un rift étroit. Ce type d'adoucissement était aussi imposé dans les modèles de Gueydan et al. (2008), présentés précédemment. De même, Frederiksen et Braun (2001), qui considéraient un manteau ductile et résistant, devaient imposer une chute locale de viscosité dans le manteau sous-continentale de leurs modèles pour obtenir un rift étroit (fig. b.I.6B). Actuellement, aucun modèle extensif n'obtient cette localisation sans imposer un adoucissement rhéologique local du manteau résistant. Comme indiqué par les modèles analogiques extensifs, la chute locale de résistance du manteau sous-crustal

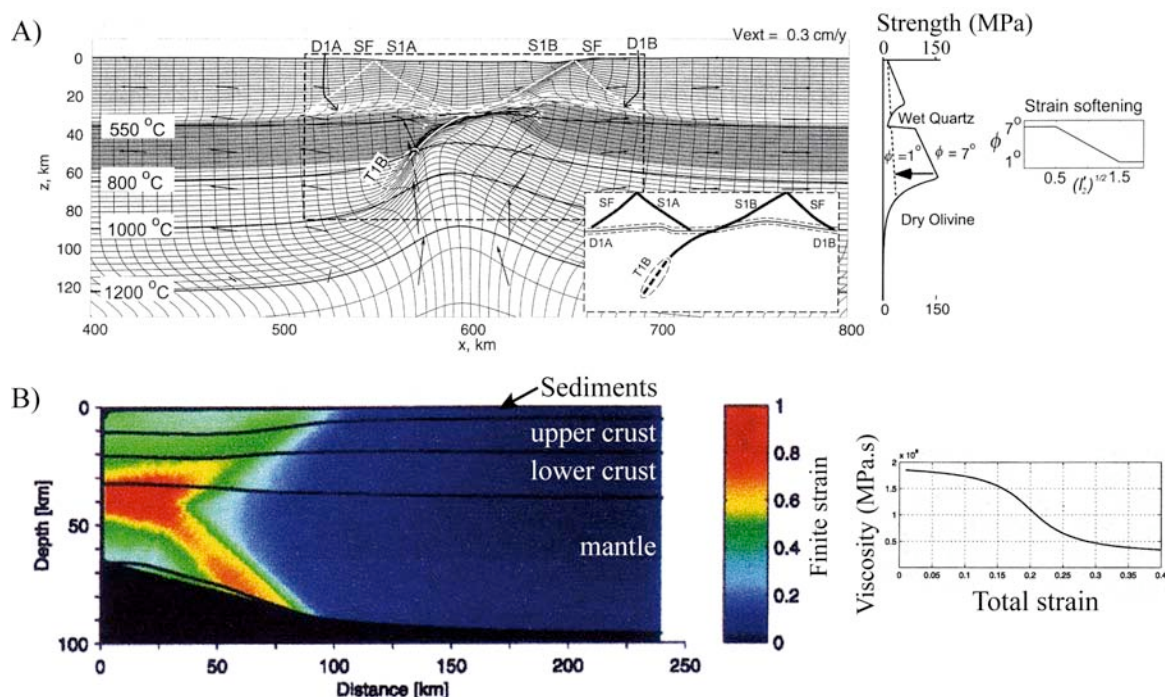


Figure b.I.6. Exemples de modèles numériques en extension, qui imposent un adoucissement du manteau sous-continentale pour localiser la déformation à l'échelle de la lithosphère. A) Modèles de Huismans et Beaumont (2003), qui imposent un adoucissement local du manteau par une chute du coefficient de friction interne ϕ . B) Modèles extensifs de Frederiksen et Braun (2001), qui imposent un adoucissement ad hoc en réduisant localement la viscosité du manteau.

pendant la déformation serait donc une condition sine qua non pour promouvoir un rift continental étroit. Néanmoins, ni le profil rhéologique, ni les observations des systèmes naturels, ne rendent actuellement compte d'un processus d'adoucissement rhéologique dans les conditions du manteau sous-continentale. *L'identification sur le terrain d'un tel processus d'adoucissement est un des objectifs de cette thèse.*

3. Réalité du profil rhéologique

La stratification rhéologique de la lithosphère, telle qu'elle est définie par les lois expérimentales, avait donc fourni quelques éléments de réponse concernant la mécanique lithosphérique. Cependant, la définition de cette stratification est une extrapolation directe des lois rhéologiques, qui furent contraintes en laboratoire et, par conséquent, dans des conditions de déformation souvent très éloignées des conditions géologiques. C'est le cas, par exemple, des vitesses de déformation, qui sont

autour de $10^{-4} - 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ en laboratoire, alors que les vitesses de déformation avoisinent $10^{-14} - 10^{-15} \text{ s}^{-1}$ dans les conditions géologiques. La définition de la résistance du manteau, à partir des simples données rhéologiques, pourrait donc ne pas refléter exactement la réalité. Ainsi, de manière à mieux contraindre la résistance du manteau sous-continentale, il est nécessaire de combiner les données rhéologiques et les résultats des modèles avec des données d'observation directe (xénolites et massifs de péridotites) ou indirecte (données géophysiques) du manteau sous-continentale. À l'échelle des régions déformées, seules les observations géophysiques peuvent rendre compte, en partie, des propriétés mécaniques de la lithosphère.

3.1. Observations géophysiques et résistance du manteau sous-continentale

3.1.1. Epaisseurs élastiques de la lithosphère continentale

Comme dit précédemment, tout matériau se déforme de manière plastique pour des valeurs de contrainte qui excèdent sa résistance, celle-ci se traduisant par sa fracturation dans les conditions fragiles ou son fluage dans les conditions ductiles. Par contre, si les contraintes appliquées n'excèdent pas la valeur maximale de résistance d'un matériau, celui-ci subit une déformation dite élastique. Dans ce cas, lors du relâchement des contraintes, le matériau déformé retrouve sa forme initiale et, par conséquent, n'enregistre aucune déformation finie (déformation irréversible). Toutes les couches résistantes de la lithosphère se comportent donc de manière élastique, si la charge appliquée à la lithosphère n'excède pas leur résistance maximale, telle qu'elle est définie par le profil rhéologique. Par exemple, les volcans ou les calottes glaciaires appliquent une contrainte relativement faible sur la lithosphère, ce qui se traduit par une flexure élastique des couches résistantes qui la composent (Vening Meinesz, 1941). L'intensité de cette flexure dépendant directement de la résistance intrinsèque des couches déformées, sa mesure permet d'estimer la résistance globale de la lithosphère. Ainsi, en mesurant l'épaisseur élastique (T_e) de la lithosphère, il est possible de savoir si le manteau participe ($T_e > \text{épaisseur crustale}$), ou ne participe pas ($T_e < \text{épaisseur crustale}$), à la résistance de la



Figure b.I.7. Schéma illustrant la flexure de la lithosphère en fonction de son épaisseur élastique (T_e).

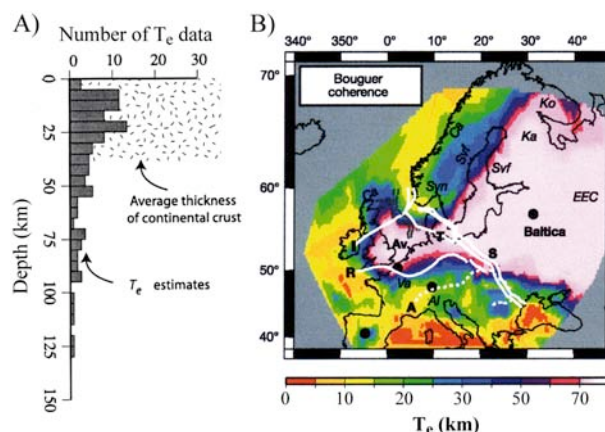


Figure b.I.8. A) Compilation des données d'épaisseur élastique de la lithosphère continentale à travers les cratons et les régions déformées (Burov and Watts, 2006 and references therein). B) Epaisseurs élastique de la lithosphère européenne (Pérez-Gussinyé and Watts, 2005). Globalement, les fortes valeurs d'épaisseur élastique ($T_e > 40$ km) correspondent au craton est-européen, les faibles valeurs ($T_e < 15$ km) aux rifts et marges passives et les valeurs intermédiaires ($15 \text{ km} < T_e < 40$ km) aux ceintures orogéniques. Les abréviations en italique représentent les provinces tectoniques approximatives : Al = Alpine ; Va = Variscan ; EEC = East European Platform ; SvF = Svecofennian ; Svn = Sveconorwegian ; Ca = Caledonien. Av = Avalonia. Les lignes blanches représentent les sutures orogéniques : I = Iapetus ; T = Thor ; R ; Rhéic ; S = Sorgenfrei-Tornquist.

lithosphère (fig. b.I.7). Récemment, Burov et Watts (2006) compilèrent les données d'épaisseur élastique de la lithosphère continentale à travers les cratons, les ceintures orogéniques et les rifts étroits (fig. b.I.8A). Cette compilation montre clairement, d'une manière générale, que l'épaisseur élastique dépasse largement l'épaisseur moyenne de la croûte continentale. Elle implique, par conséquent, que le manteau sous-continentale participe à la résistance élastique de la lithosphère, et serait donc globalement résistant, comme prédit par la rhéologie. Cependant, ces mêmes auteurs indiquent aussi que l'essentiel des fortes épaisseurs élastiques mesurées est représenté par les cratons, alors que les régions déformées présentent des épaisseurs élastiques beaucoup plus faibles. En effet, sous la plupart des cratons, l'épaisseur élastique dépasse souvent 50 km, alors qu'elle n'atteint que 15 km au niveau des rifts

continentaux étroits et des marges passives, et excède rarement plus de 40 km au niveau des ceintures orogéniques. L'épaisseur élastique (T_e) de la lithosphère continentale serait donc assez variable, mais elle montrerait, à l'image des T_e mesurées en Europe (Pérez-Gussinyé and Watts, 2005), que le manteau sous-crustal est résistant dans les régions non déformées comme les cratons (craton est-européen), alors qu'il se caractérise par une faible résistance à travers les régions déformées (Alpes, Pyrénées, Golfe de Gascogne, etc. ; fig. b.1.8B).

Néanmoins, Burov et Diament (1996) discutèrent la représentativité de l'épaisseur élastique en termes de résistance de la lithosphère. Ils conclurent que l'épaisseur élastique de la lithosphère continentale dépend, d'une part, de la résistance intrinsèque des couches qui la composent, mais aussi de la résistance de la croûte inférieure. En effet, si celle-ci est résistante, la croûte supérieure et le manteau sous-continentale se

trouvent couplés et ils contribuent tous les deux à caractériser l'épaisseur élastique de la lithosphère. Dans le cas contraire, la faible viscosité de la croûte inférieure permet d'accommoder entièrement la flexure de la croûte supérieure, qui se trouve donc découplée du manteau. Dans ce cas, seule la résistance de la croûte supérieure participe à l'épaisseur élastique (fig. b.1.9). Ces résultats impliquent que T_e est représentative de la résistance lithosphérique, à condition que la croûte inférieure soit suffisamment résistante. Au niveau des régions déformées, les faibles T_e pourraient donc rendre compte, non pas d'un manteau peu résistant, mais d'une croûte inférieure très peu résistante. La caractérisation de la résistance réelle du manteau nécessite, par conséquent, l'utilisation de méthodes géophysiques supplémentaires.

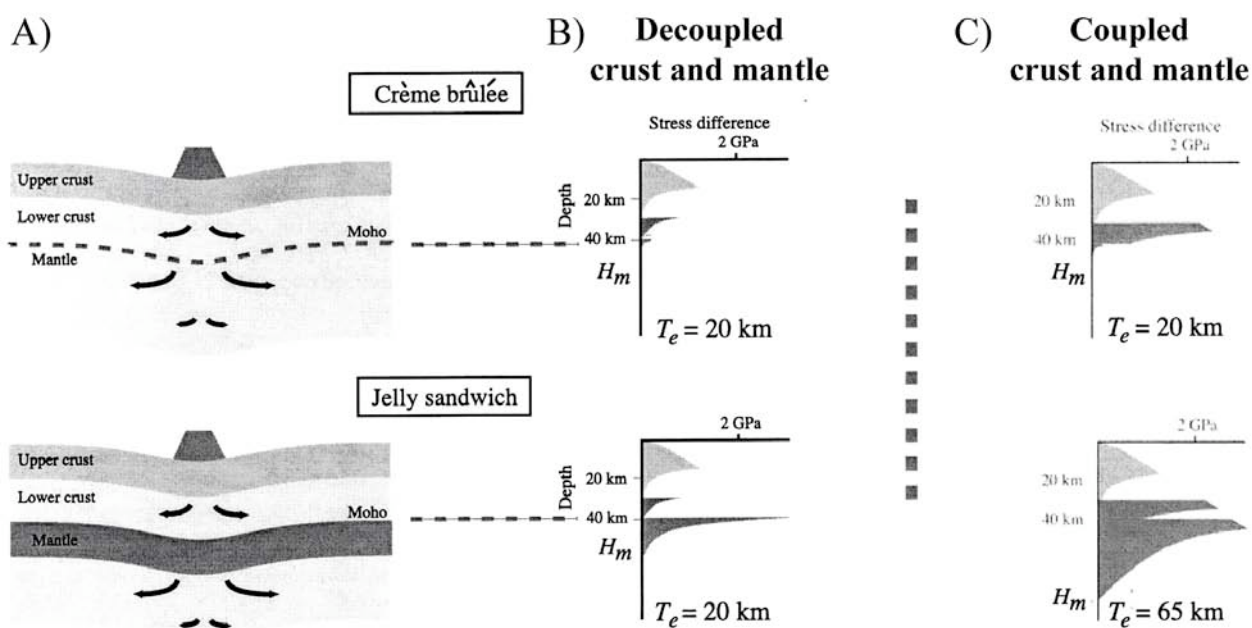


Figure b.1.9. Illustration des variations de l'épaisseur élastique (T_e) de la lithosphère continentale en fonction de la stratification rhéologique de la lithosphère (Burov and Watts, 2006 d'après Burov and Diament, 1996). A) Schémas de la lithosphère sans (crème brûlée) et avec (jelly sandwich) un manteau résistant. Les flèches représentent le fluage des niveaux ductiles et peu résistants, au gré de la charge imposée en surface par le volcan. B) Profils rhéologiques des lithosphères en « crème brûlée » et en « jelly sandwich » avec leur épaisseur élastique respective. Dans les deux cas, la faible résistance de la croûte inférieure ne permet pas au manteau sous-continentale de participer à l'épaisseur élastique de la lithosphère. C) Profils rhéologiques en « crème brûlée » et en « jelly sandwich » avec une plus forte résistance de croûte inférieure (lithosphère plus froide). Dans ce cas, s'il est résistant, le manteau sous-continentale participe à l'épaisseur élastique de la lithosphère, qui dépasse largement l'épaisseur de la croûte.

3.1.2. Séismicité du manteau sous-continentale

Pendant ce dernier siècle, la multiplication des stations d'analyse sismique à travers le monde a permis de collecter un grand nombre de données provenant des séismes dans les régions déformées. Elles ont ainsi contribué à caractériser la distribution de ces séismes à travers la lithosphère, définissant l'épaisseur au sein de laquelle ont eu lieu la majeure partie d'entre eux : l'épaisseur sismogénique (T_s). Au niveau des régions déformées, la fréquence des séismes est essentiellement concentrée dans les 20 premiers kilomètres de la lithosphère, ce qui correspond plus ou moins à l'épaisseur de croûte fragile prédite par la rhéologie (fig. b.I.1). Cette fréquence sismique diminue ensuite très rapidement à partir de cette profondeur, jusqu'à devenir très faible, voire nulle, dans le manteau sous-continentale. En effet, que ce soit en régime compressif, comme au Tibet, au Zagros ou au nord de l'Inde, ou en régime extensif, comme en mer Egée ou en Afrique, seuls quelques séismes ont été répertoriés dans le manteau sous-continentale (fig. b.I.10 ; Maggi et al., 2000).

La rhéologie ne prédit pas de manteau sous-continentale fragile en contexte compressif, ce qui pourrait expliquer l'absence de séismes sous les régions déformées dans ce contexte. Certains auteurs ont aussi proposé l'idée que les contraintes tectoniques n'étaient pas suffisantes pour déformer le manteau sous-continentale et produire des séismes (Deverchère et al., 2001 ; Burov and Watts, 2006). Par contre, en régime extensif, la rhéologie prédit bien un manteau fragile, dont la résistance est nettement plus faible que le manteau sous-continentale en compression. La fréquence des séismes mantelliques dans les régions en extension devrait donc être au moins aussi importante que celle dans la croûte continentale, et ainsi augmenter l'épaisseur sismogénique (T_s).

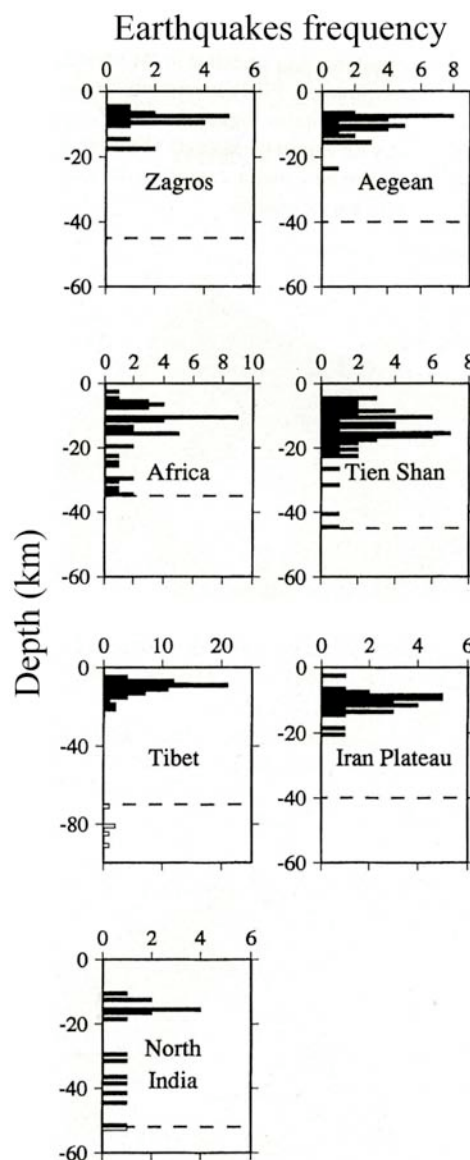
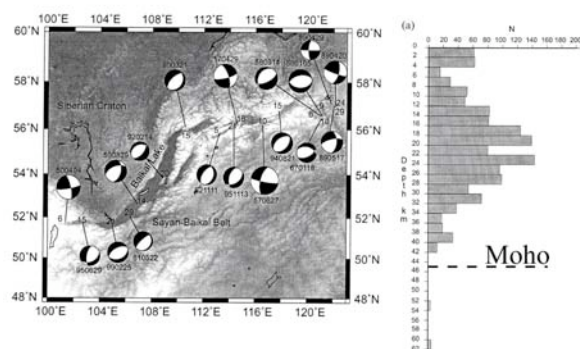


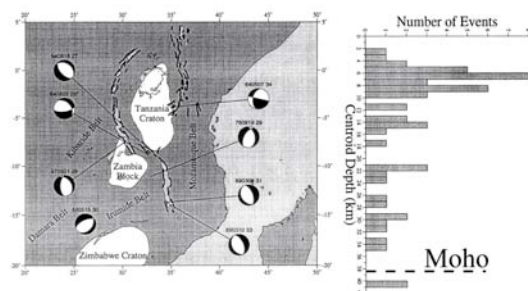
Figure b.I.10. Distribution des séismes à travers les lithosphères continentales des régions déformées (Maggi et al., 2000 et références citées).

Cependant, la T_s mesurée au niveau des rifts étroits reste très faible. Par exemple, le Graben du Rhin en Europe, le rift Baïkal en Sibérie et le rift Est-Africain, qui représentent des rifts continentaux formés aux marges de plusieurs cratons, n'impliquent que 20 km de T_s depuis la surface. (fig. b.I.11 ; Plenefisch and Bonjer, 1997 ; Foster and Jackson, 1998 ; Deverchère et al., 2001). De plus, les profils sismiques réalisés à travers ces mêmes rifts, à l'image du Graben du Rhin (fig. b.I.12), montrent que le manteau sous-continentale est, d'une part, bien déformé, mais aussi que les structures qui l'affectent s'apparentent aisément à

A) Rift Baïkal



B) Rift Est-Africain



C) Graben du Rhin

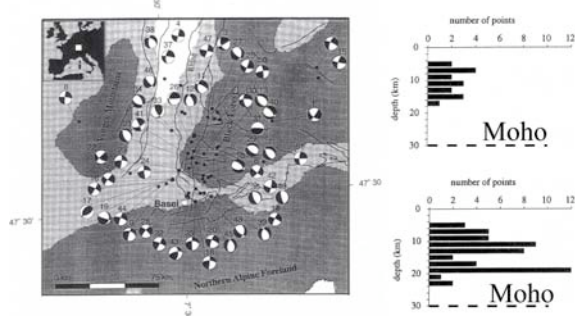


Figure b.I.11 : Mécanismes au foyer et distribution des séismes dans la lithosphère à travers trois principaux rifts continentaux étroits. A) Rift Baïkal (Deverchère et al., 2001). B) Rift Est-Africain (Foster and Jackson, 1998). C) Graben du Rhin (Plenefisch and Bonjer, 1997). À noter la très faible présence de séismes extensifs dans le manteau sous-continentale.

des bandes de cisaillement ductiles, et non pas à des failles (Brun et al., 1992). Ces données géophysiques remettent donc en question l'existence d'un manteau fragile sous les continents.

Une étude récente a aussi tenté de contraindre la résistance moyenne de la croûte inférieure et du manteau lithosphérique à partir de leurs comportements post-sismiques dans les régions déformées (Thatcher and Pollitz, 2008). Lors d'un séisme, un déplacement instantané intervient entre

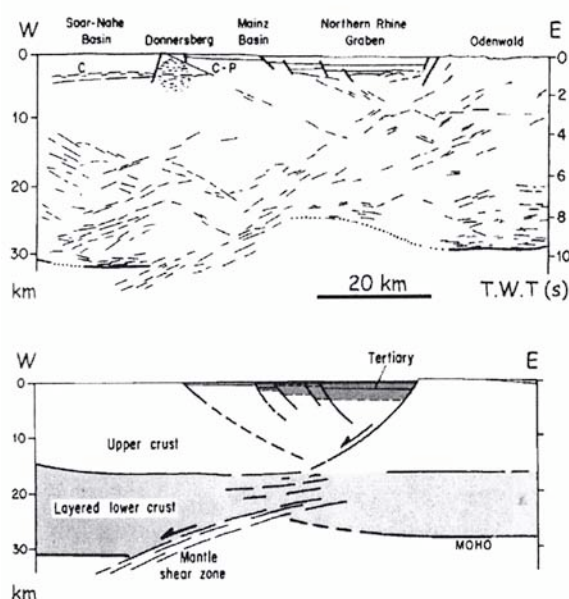


Figure b.I.12. Profil sismique (Wenzel et al., 1991) à travers le graben du Rhin et interprétation (Brun et al., 1992). Les réflecteurs sous-crustaux imagent une bande de cisaillement ductile plutôt qu'une faille.

deux compartiments fragiles le long d'une faille majeure, celui-ci se propageant dans le milieu ductile sous-jacent. Contrairement au domaine fragile, le déplacement local au sein d'un domaine ductile n'est pas instantané et s'étale sur une période de temps définie. Cette période d'accommodation du déplacement, dite post-sismique, est une fonction directe de la viscosité du milieu ductile. Par conséquent, en mesurant le temps nécessaire à la croûte inférieure et au manteau lithosphérique pour accommoder le déplacement provoqué par un séisme crustal, il est possible d'estimer leur viscosité propre. Thatcher et Pollitz (2008) utilisèrent donc cette méthode pour contraindre les viscosités moyennes de la croûte et du manteau lithosphérique dans l'ouest des Etats-Unis. Ils montrèrent que la croûte inférieure était toujours plus résistante que le manteau lithosphérique, tel qu'indiqué par les faibles épaisseurs élastiques (T_e) dans cette région (fig. b.I.13 ; Lowry et al., 2000). Ils proposèrent, par conséquent, que les faibles T_e mesurées dans les régions déformées (Burov and Watts, 2006) seraient bien liées à l'existence d'un manteau sous-continentale peu résistant.

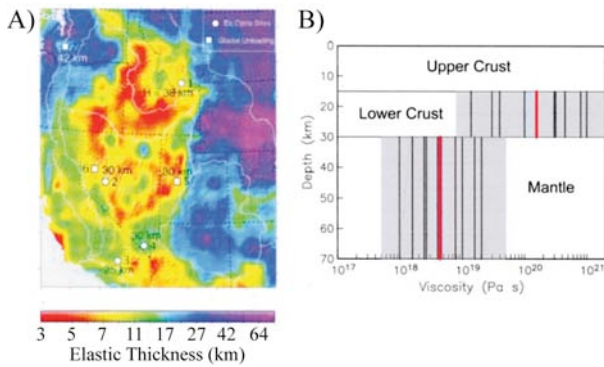


Figure b.I.13. A) Epaisseurs élastiques de la lithosphère dans l'Ouest des Etats-Unis (Lowry et al., 2000). B) Viscosités moyennes de la croûte inférieure et du manteau sous-continentale dans la même région à partir des données post-sismiques (Thatcher and Pollitz, 2008).

3.2. Vers un nouveau profil rhéologique

En résumé, les données rhéologiques prédisent, pour une lithosphère continentale dont la température au Moho est inférieure à 700 °C, un manteau sous-continentale résistant qui contrôle la dynamique de la lithosphère, celui-ci étant fragile en contexte extensif et ductile en contexte compressif. Malgré les fortes épaisseurs élastiques (T_e) des lithosphères non déformées, qui suggèrent l'existence d'un manteau résistant, les faibles T_e et les déplacements post-sismiques dans les régions déformées ne prédisent pas une telle résistance du manteau. De plus, dans les contextes extensifs, l'existence d'un manteau fragile sous les continents est fortement remise en question par l'absence de séismes mantelliques et par l'allure des profils sismiques. L'actuelle définition rhéologique de la lithosphère ne rend donc pas correctement compte de la réelle résistance du manteau sous-continentale.

Récemment, Jackson (2002) proposa une nouvelle hypothèse pour le profil rhéologique de la lithosphère, qui rend compte d'un manteau sous-continentale très hydraté et d'une croûte inférieure composée principalement de roches basiques anhydres (fig. b.I.14). Avec ce profil, qui implique une croûte inférieure plus résistante que le manteau, il proposa que la résistance de la lithosphère pût être supportée par la croûte

inférieure et non par le manteau sous-continentale, comme communément admis. Cette hypothèse pouvait ainsi expliquer, d'une part, l'observation d'un manteau lithosphérique très peu résistant dans les régions déformées, et d'autre part, le fait que les séismes soient localisés dans la croûte continentale pour leur grande majorité (Maggi et al., 2000 ; fig. b.I.10). Cependant, cette hypothèse implique aussi que le manteau sous-continentale n'aurait jamais été résistant avant la déformation de la lithosphère. Une telle hypothèse contredit donc directement les épaisseurs élastiques mesurées au niveau des cratons ; mais elle contredit aussi les résultats des modèles, qui impliquent les présences d'un manteau résistant et d'une croûte inférieure très peu résistante pour localiser la déformation à l'échelle de la lithosphère. De plus, les données géophysiques ne prédisent que très rarement une forte résistance de la croûte inférieure (e.g. Burov and Diamant, 1995). Pour ces différentes raisons, ce modèle de profil rhéologique est actuellement très discuté et

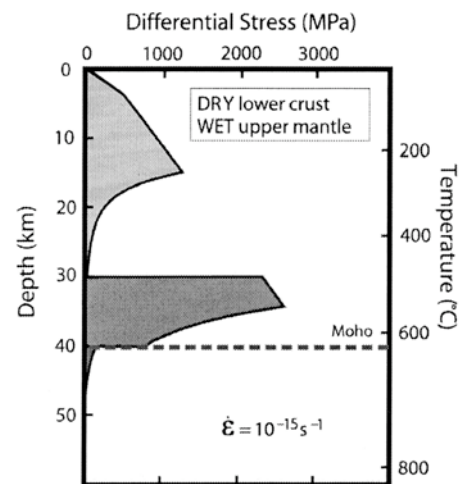


Figure b.I.14. Profil rhéologique de la lithosphère continentale en compression avec une croûte de 40 km d'épaisseur et un flux de chaleur en surface de 60 mW.m⁻² (Jackson, 2002). Celui-ci rend compte d'une croûte inférieure très résistante (diabase anhydre) et d'un manteau sous-continentale peu résistante (olivine hydratée). Ce profil pourrait expliquer l'absence de séisme et les faibles résistances du manteau sous-continentale dans les régions déformées, mais il contredit les résultats des modèles et les valeurs de T_e au niveau des cratons.

semblerait donc peu probable (e.g. Burov and Watts, 2006).

Une autre manière de modifier le profil rhéologique, de manière à ce que celui-ci soit cohérent avec les observations géophysiques et les prérequis de la mécanique de la lithosphère, serait de considérer un manteau sous-continental ductile et résistant, mais aussi capable, d'une part, de localiser la déformation à l'échelle de la lithosphère, et d'autre part, de réduire considérablement sa résistance au cours de la déformation. Dans cette hypothèse, le fait d'envisager un manteau ductile et résistant ne semble pas incompatible avec les données rhéologiques. En effet, certaines expériences en laboratoire ont montré que l'olivine modifiait son comportement ductile à forte contrainte, celui-ci devenant indépendant de la température et de la vitesse de déformation (Tsenn and Carter, 1987). Ce comportement rhéologique impliquerait donc que l'olivine possède une limite maximale de résistance au fluage, qui fut estimée autour de 600 MPa par Tsenn et Carter (1987). Dans la construction des profils rhéologiques, Bassi (1995) considéra ensuite cette limite de résistance et proposa un nouveau profil avec un manteau presque entièrement ductile et résistant dans sa

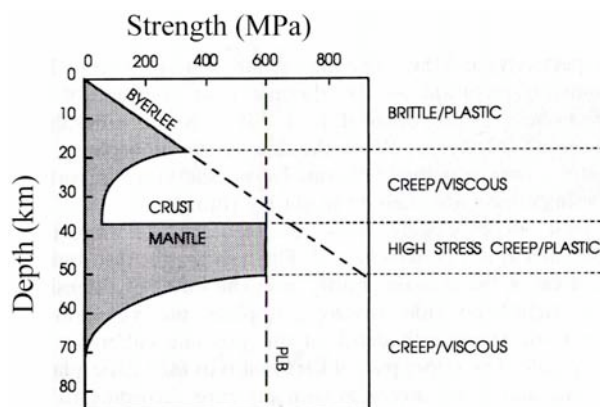


Figure b.I.15. Profil rhéologique de la lithosphère continentale en extension avec une croûte de 30 km d'épaisseur et un flux de chaleur en surface de 60 mW.m^{-2} (Bassi, 1995). Celui-ci rend compte de la limite de résistance au fluage de l'olivine autour de 600 MPa (PLB ; Tsenn and Carter, 1987). Il définit ainsi un manteau sous-continental résistant et entièrement ductile, postulat initial de notre étude.

partie sous-crustale (fig. b.I.15). Cette nouvelle définition de la résistance du manteau, qui implique donc un manteau résistant et asismique, serait cohérente avec les modèles et permettrait d'expliquer la faible proportion de séismes mantelliques. Cependant, cette rhéologie ne peut rendre compte d'un adoucissement du manteau sous-continental pendant sa déformation. La question qui se pose alors, et qui a fait l'objet de cette thèse, est la suivante :

Existe-t-il un, ou plusieurs, processus d'adoucissement ductile, à la fois capable(s) de localiser la déformation dans les conditions du manteau sous-continental et de diminuer fortement la résistance de ce même manteau pendant sa déformation ?

Ainsi, dans l'objectif de mieux caractériser la rhéologie ductile des péridotites continentales, nous nous sommes intéressés aux informations fournies, premièrement, par les observations directes du manteau, et deuxièmement, par les résultats récents des expériences rhéologiques. Concernant les observations directes, deux types d'échantillons étaient donc disponibles : les xénolites de manteau remontés par les volcans ; ou les massifs de péridotites continentales. L'extension structurale des xénolites étant très limitée, nous nous sommes concentrés sur les déformations ductiles des massifs de péridotites, et principalement sur leurs structures majeures qui impliquent une localisation de la déformation à grande échelle : les mylonites kilométriques.

Chapitre II

La localisation de la déformation ductile dans les massifs de péridotites continentales

Pour mieux comprendre les déformations du manteau, plusieurs auteurs étudièrent les différentes structures rencontrées dans les massifs de péridotites (Boudier, 1978 ; Tubía and Cuevas, 1987 ; Boudier et al., 1988 ; Van der Wal and Vissers, 1993 ; Hoogerduijn Strating et al., 1993 ; Vissers et al., 1997 ; Dijkstra et al., 2002 ; Kaczmarek et al., 2008). Ils décrivent ainsi trois principaux types de structures ductiles dans les péridotites continentales : les péridotites granulaires, sans déformation ductile apparente ; les tectonites ou protomylonites, avec une foliation peu pénétrative ; et les mylonites, très déformées et

caractérisées par une réduction intense de la taille de grains (fig. b.II.1). À partir de ces diverses observations, Drury et al. (1991) et Dijkstra et al. (2004) ont ensuite tenté de définir quels processus rhéologiques pouvaient être à l'origine de ces structures ; et tout particulièrement pour les mylonites, qui représentent les conséquences d'une localisation de la déformation intense. Ces deux études aboutirent à la même conclusion pour la formation des mylonites, qui implique l'intervention d'un mécanisme lié à la réduction de taille de grains par recristallisation dynamique. Aucun mécanisme ne peut actuellement expliquer

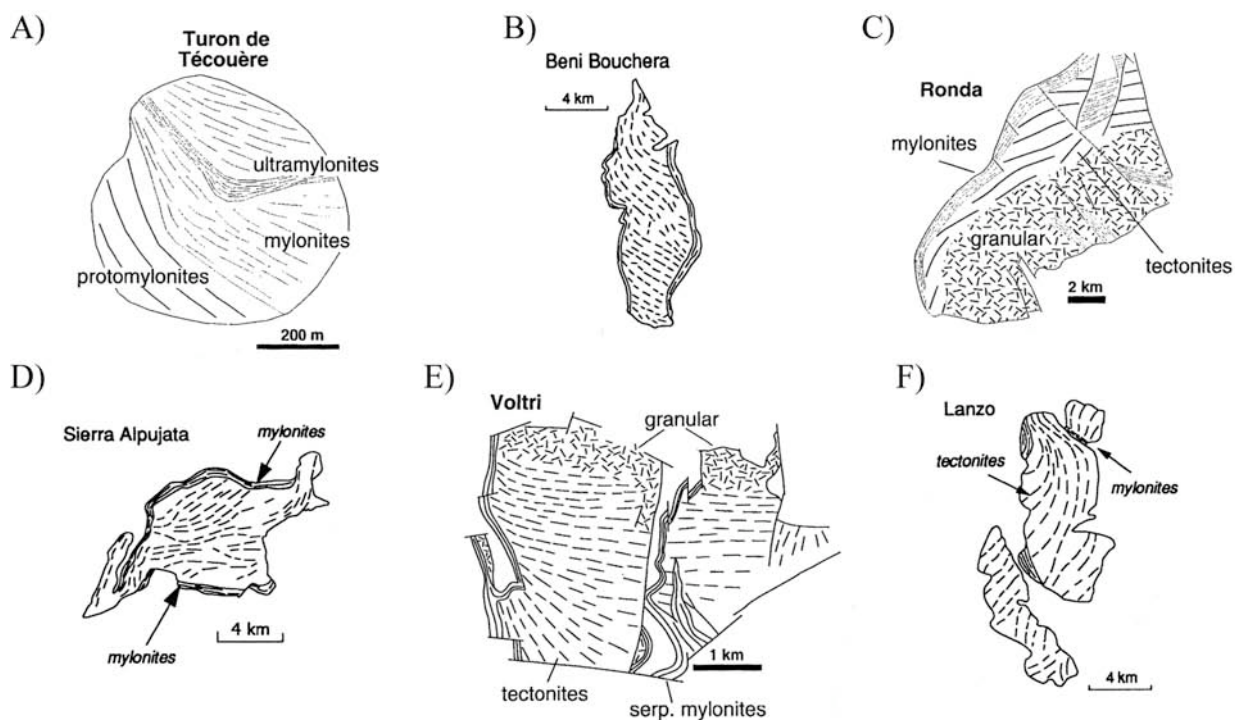


Figure b.II.1. Revue des principaux massifs de péridotites continentales d'Europe et d'Afrique du nord. A) Turon de Técoûère (Pyénées ; Vissers et al., 1997). B) Beni Bousera (Rif ; Reuber et al., 1982). C) Ronda (Cordillère des Bétiques ; Van der Wal and Vissers, 1993). D) Sierra Alpujata (Cordillère des Bétiques ; Tubía and Cuevas, 1987). E) Voltri (Hoogerduijn Strating et al., 1993). F) Lanzo (Alpes occidentales ; Boudier, 1978).

une localisation de la déformation intense par simple réduction de taille de grains. Cependant, un processus d'adoucissement rhéologique par le même phénomène a dernièrement été observé et quantifié expérimentalement, mais celui-ci n'a jamais été identifié dans les péridotites continentales naturellement déformées. Dans cette partie, nous discuterons tout d'abord des probabilités d'action des différents processus d'adoucissement rhéologique dans les conditions du manteau sous-continentale, cet adoucissement étant le premier pas vers la localisation de la déformation ductile. Puis, nous exposerons la problématique qui concerne l'adoucissement rhéologique par recristallisation dynamique. Enfin, nous présenterons brièvement le contexte tectonique des péridotites de Ronda, qui représentent l'objet d'étude de cette thèse. Une étude de terrain est en effet indispensable pour caractériser les mécanismes rhéologiques actifs dans la déformation des péridotites continentales.

1. Les processus majeurs d'adoucissement ductile dans les péridotites

1.1. Les réactions métamorphiques

Plusieurs réactions métamorphiques produisent certaines phases minérales, dont leurs résistances intrinsèques sont plus faibles que celles des phases réactantes. Dans les péridotites, ces phases peu

compétentes sont souvent représentées par des phases très hydratées, comme l'antigorite, l'amphibole ou la chlorite, mais aussi par le plagioclase, qui se forme aux dépens du spinelle. Si leurs proportions sont suffisantes, elles produisent un adoucissement local qui permet de concentrer la déformation et de produire des mylonites (fig. b.II.2 ; Handy and Stunitz, 2002 ; Dijkstra et al., 2004). Cependant, la production de ces phases peu résistantes implique aussi des conditions de pression (P) et de température (T) particulières, qui ne reflètent pas toujours les conditions du manteau sous-continentale. En effet, si l'on compare les conditions P-T de stabilité de ces phases minérales avec plusieurs géothermes d'une lithosphère continentale pour une croûte de 30 km d'épaisseur, le manteau sous-crustal (entre 30 et 50 km de profondeur) est essentiellement caractérisé par les conditions de stabilité du spinelle (fig. b.II.3). La formation de plagioclase pourrait donc difficilement initier la localisation de la déformation dans ces conditions. Quant aux phases hydratées, leur production dans le manteau sous-crustal reste tout de même possible. Or, la plupart des mylonites dans les massifs de péridotites continentales ont été formées dans des conditions qui n'impliquent pas une présence d'eau en quantité importante (table b.II.1 ; Dijkstra et al., 2004). De plus, la formation des mylonites hydratées coïncide le plus souvent avec l'arrivée d'eaux météoriques lors de la remontée des

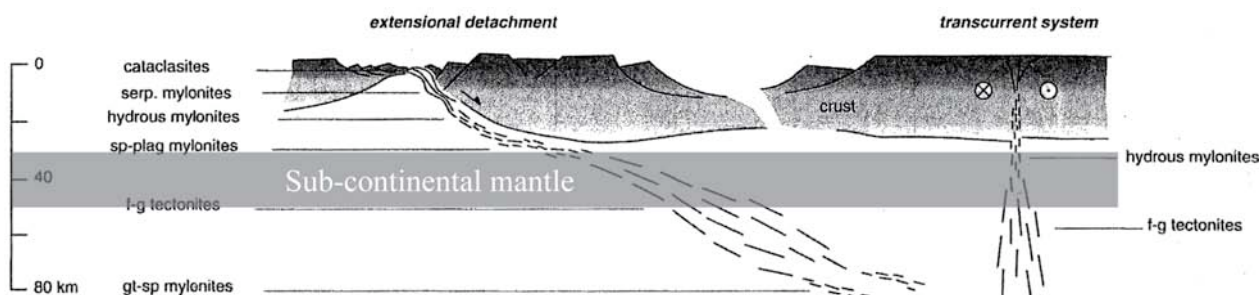


Figure b.II.2. Schéma à l'échelle de la lithosphère, illustrant la formation des mylonites de péridotites continentales par l'action des réactions métamorphiques (Dijkstra et al., 2004). Le rectangle vert représente le manteau sous-continentale. sp = Spinelle ; plag = Plagioclase ; serp = serpentine (antigorite) ; f-g tectonites = tectonites à grains fins et à grains grossiers ; gt = grenat.

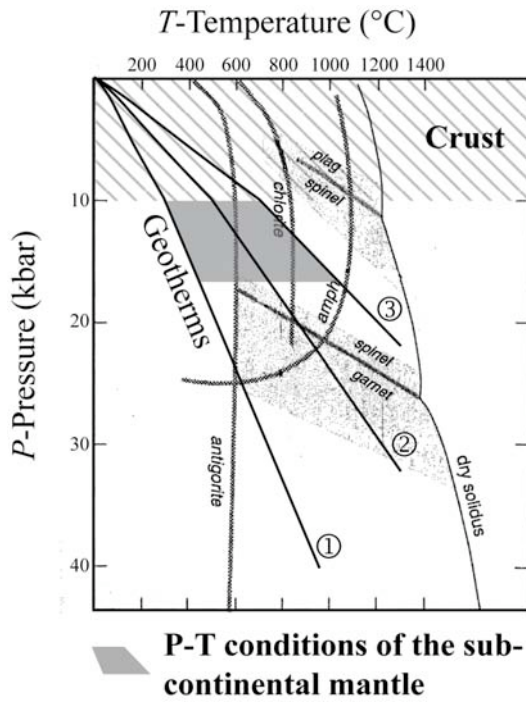


Figure b.II.3. Diagramme Pression (P)-Température (T), représentant les domaines de stabilité des principales phases minérales qui interviennent dans les processus de localisation de la déformation dans les péridotites (modifié d'après Dijkstra et al., 2004). Sur ce diagramme, les géothermes d'une lithosphère continentale sont ici représentés pour une croûte de 30 km d'épaisseur et des flux de chaleur, respectivement, de 45 mW.m⁻² (①), 60 mW.m⁻² (②) et 80 mW.m⁻² (③). Les conditions P-T du manteau sous-continentale sont uniquement concernées par la stabilité du spinelle. plag = Plagioclase ; amph = Amphibole.

péridotites vers la surface (e.g. Dijkstra et al., 2004). Ce processus serait donc plutôt un phénomène accompagnant l'exhumation des péridotites, et non pas un processus d'initiation de la localisation de la déformation aux profondeurs mantelliques. Par conséquent, la production de mylonites par les réactions métamorphiques semble peu probable dans les conditions du manteau sous-continentale.

1.2. La fracturation (ou cataclasis)

La fracturation permet de localiser la déformation à la transition fragile-ductile en concentrant les fluides et la production de nouvelles phases peu résistantes au sein d'une fracture donnée. Celle-ci initie donc la localisation de la déformation, puis la propage dans le milieu ductile adjacent. Cependant, ce type de localisation de la déformation n'a jamais été invoqué comme processus d'initiation à grande échelle, mais plutôt comme processus accompagnant et amplifiant la déformation, ce qui favoriserait l'exhumation des péridotites continentales (Handy and Stuntz, 2002). De plus, la remise en question d'un manteau fragile sous les continents, comme

Massif	Type	Type of shear zone	References
• Anita Bay (New Zealand)	a*	• Hydrous peridotite mylonites (e ¹)	Wood (1972); Hill (1995)
• Balmuccia (Italy)	a	• Fine grained tectonites (e)	Boudier et al. (1984); Brodie & Rutter (1987); Skrotzki et al. (1990)
		• Pseudotachylites (e?)	Jin et al. (1998)
• Beni Bousera (Morocco)	a	• Mylonites (e)	Reuber et al. (1982)
• Hidaka (Japan)	t	• Peridotite mylonites (c)	Furusho & Kanagawa (1999)
• Horoman (Japan)	t	• Peridotite mylonites (c)	Sawaguchi (2002)
• Lanzo (Italy)	t	• Peridotite mylonites (e)	Boudier (1978)
• Lizard (England)	t	• Hydrous peridotite mylonites (e)	Cook et al. (2000)
• Oman	o	• Coarse grained tectonites (c?)	Ceuleneer et al. (1988); Ceuleneer & Rabinowicz (1992); Dijkstra et al. (2002b)
		• Peridotite mylonites (c)	Boudier et al. (1988)
• Othris (Greece)	o	• Peridotite mylonites (tp)	Rassios & Konstantopoulou (1993); Dijkstra et al. (2002a)
• Ronda (Spain)	a	• Peridotite mylonites (e)	Van der Wal & Vissers (1993, 1996)
• Table Mountain (Canada)	o	• Hydrous peridotite mylonites (c)	Suhr (1993)
• Turon de Técoière (France)	a	• Peridotite mylonites (e)	Vissers et al. (1997); Fabriès et al. (1998); Newman et al. (1999)
• Voltri (Italy)	t	• Fine grained tectonites (e)	Drury et al. (1990); Vissers et al. (1991); Hoogerduijn Strating et al. (1993); Vissers et al. (1995, 1998)
		• Hydrous peridotite mylonites grading into serpentinite mylonites (e)	
• Vourinos (Greece)	o	• Peridotite gauge zones	Rassios et al. (1994); Rassios & Smith (2002); Personal observation (A.H.D.)
		• Hydrous peridotite mylonites grading into serpentinite mylonites (c)	
• Raudhaugene (Norway)	a	• Peridotite mylonites (?)	Van Roermund & Drury (1998); Unpublished results (H.v. R.)
• Zabargad (Red Sea)	t	• Hydrous peridotite mylonites (t)	Nicolas et al. (1987); Piccardo et al. (1993)

*a = alpine-type (subcontinental mantle); o = ophiolitic (oceanic mantle); t = transitional (generally rifted margin)

¹e = extensional (including diapiric); c = contractional; tp = transpressional; t = transcurrent

Table b.II.1. Tableau récapitulatif des massifs de péridotites et de leurs déformations ductiles (Dijkstra et al., 2004). Les conditions de formation des mylonites de péridotites continentales sont rarement hydratées.

expliquée en première partie de cette thèse, rend difficile le fait d'expliquer la localisation de la déformation ductile par l'intervention de la déformation fragile. L'action de ce processus pour localiser la déformation dans le manteau sous-continentale semble donc peu probable, au même titre que les réactions métamorphiques.

1.3. L'augmentation locale de la température ou la fusion partielle

Pendant la déformation, une augmentation locale de la température peut considérablement réduire la viscosité d'un matériau et concentrer sa déformation ductile, ce phénomène étant grandement amplifié si l'augmentation des températures permet d'atteindre la fusion partielle. Cependant, d'une part, les conséquences de ce processus ont surtout été mises en évidence dans les massifs de péridotites océaniques, et d'autre

part, les structures associées à la fusion partielle ne correspondent pas aux mylonites de péridotites, mais aux tectonites à gros grains qui ne marquent pas une intense localisation de la déformation (Dijkstra et al., 2004). De plus, les températures enregistrées par les mylonites de péridotites (entre 700 et 900 °C) sont toujours plus faibles que celles qui sont mesurées dans les tectonites ou les péridotites granulaires (> 900 °C), à l'image des températures mesurées dans les principaux massifs européens de péridotites continentales (fig. b.II.4). Ce processus semble donc peu adéquat pour expliquer la localisation de la déformation dans les péridotites sous-continentales.

1.4. La réduction de taille de grains

La réduction de taille de grains diminue la résistance d'un agrégat en modifiant le mécanisme principal qui contrôle sa déformation. En effet, la

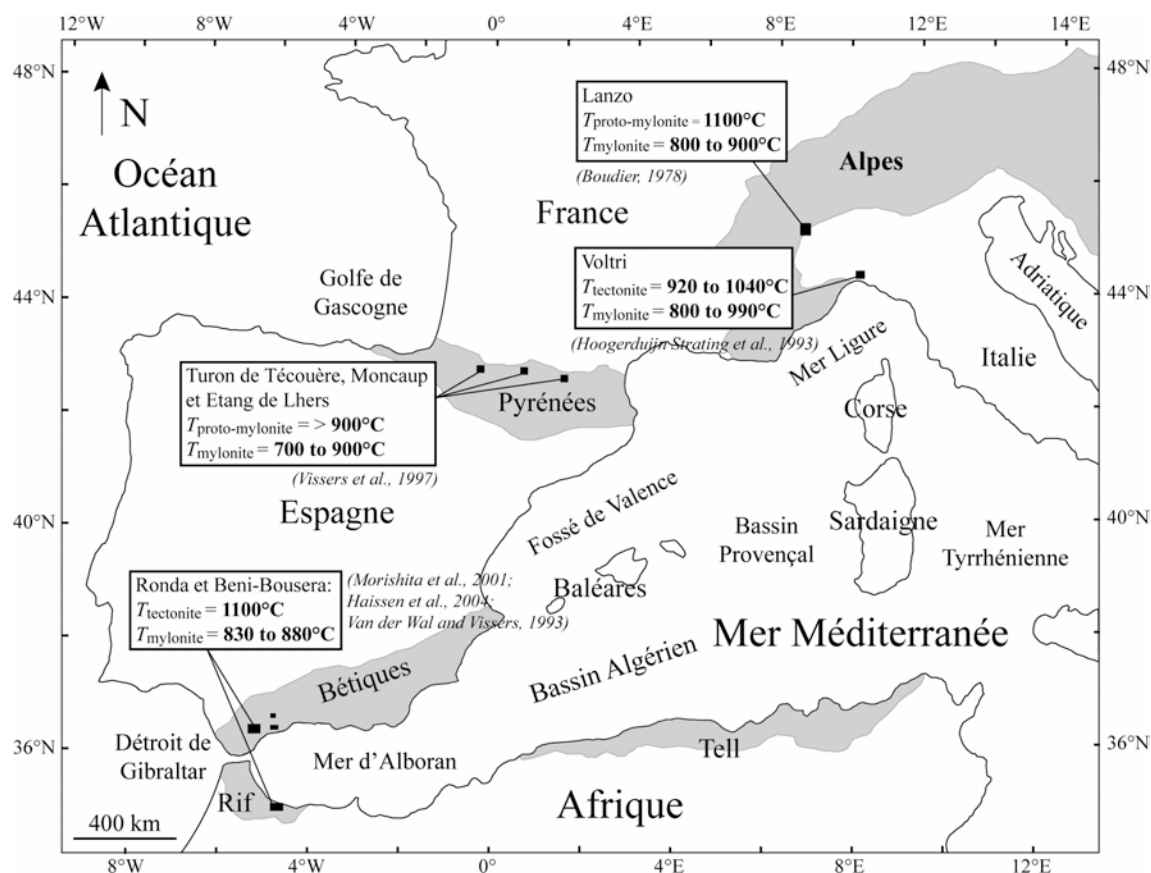


Figure b.II.4. Conditions de température enregistrées dans les tectonites et mylonites des principaux massifs de péridotites continentales en Méditerranée occidentale. Données compilées de Boudier (1978), Hoogerduijn Strating et al. (1993), Visser et al. (1997), Morishita et al. (2001), Haissen et al. (2004) et Van der Wal and Visser (1993).

réduction de taille de grains moyenne de l'olivine peut réduire la résistance d'une péridotite si elle contribue à rendre son mécanisme de déformation principal dépendant de la taille de grains. Dans ce cas, plus sa taille de grains est minime, plus sa résistance est faible. Si cette chute de résistance est locale, elle peut ainsi concentrer la déformation et former une mylonite. Deux processus peuvent aboutir à réduire la taille de grains pendant la déformation ductile des péridotites: la recrystallisation dynamique (Rutter and Brodie, 1988 ; Handy, 1989) et/ou la nucléation métamorphique du plagioclase (Newman et al., 1999), chacun de ces mécanismes étant clairement identifié dans les mylonites naturelles. Cependant, comme dit précédemment, les conditions du manteau sous-continentale ne favorisent pas les réactions métamorphiques pendant sa déformation initiale (fig. b.II.3), ce qui limite l'action de la nucléation du plagioclase dans ces conditions. Par contre, la recrystallisation dynamique ne nécessite pas de conditions P-T particulières et elle est systématiquement décrite dans les mylonites de péridotites continentales. De plus, les expériences de déformations en laboratoire, qui n'impliquent ni réactions métamorphiques, ni fracturation, ni fusion partielle, obtiennent une localisation de la déformation intense par simple recrystallisation dynamique (Post, 1977 ; Poirier, 1980). Ce processus semble donc le plus probable pour expliquer la localisation de la déformation dans le manteau sous-continentale. De plus, ces résultats expérimentaux indiquent que la localisation n'est obtenue qu'en dessous d'une température critique. Même si sa valeur exacte est encore peu contrainte, ce caractère corrobore les conditions de température mesurées dans les mylonites naturelles, qui sont systématiquement plus basses que celles des tectonites adjacentes (fig. b.II.4).

2. Recrystallisation dynamique et adoucissement rhéologique

Actuellement, seuls deux processus rhéologiques peuvent rendre compte d'une chute de résistance d'un agrégat d'olivine au cours de sa déformation et de sa recrystallisation dynamique. Le premier, qui implique une réduction de taille de grains alors que le fluage diffusion domine la déformation de l'agrégat, fut proposé par Rutter et Brodie (1988), puis quantifié par Braun et al. (1999). Même si les conditions et le potentiel de localisation de la déformation inhérente à ce mécanisme sont assez restreints, celui-ci pouvait expliquer son origine dans les péridotites sous-continentales. Cependant, plusieurs études récentes montrèrent que ce mécanisme n'était pas valide d'un point de vue rhéologique (De Bresser et al., 1998 ; 2001), ce qui amena certains auteurs à proposer un mécanisme d'adoucissement alternatif, qui rend compte de la combinaison du fluage dislocation et du glissement aux joints de grains (Hirth, 2002 ; Hirth and Kohlstedt, 2003 ; Drury, 2005). Ce deuxième mécanisme serait quant à lui rhéologiquement valide, mais son potentiel en termes de localisation de la déformation n'a jamais été estimé. Voici donc la description, la validité et la mise en perspective de ces deux processus d'adoucissement rhéologique.

2.1. Adoucissement rhéologique par fluage diffusion

Le fluage plastique implique l'action de plusieurs mécanismes lors de la déformation d'un agrégat, qui peuvent intervenir soit à l'échelle du grain, soit à l'échelle de l'agrégat. Initialement, deux principaux mécanismes de fluage ont été décrits comme contrôlant la déformation ductile de l'olivine dans les conditions géologiques ; le fluage dislocation non newtonien ($n > 1$) et indépendant de la taille de grains ; et le fluage diffusion

newtonien et dépendant de la taille de grains. Leurs expressions rhéologiques sont les suivantes (Karato et al., 1986) :

Fluage dislocation

$$\dot{\epsilon}_{dislocation} = A \exp(-Q/RT) \tau^n \quad (1);$$

Fluage diffusion

$$\dot{\epsilon}_{diffusion} = A \exp(-Q/RT) \tau^n d^{-m} \quad (2);$$

avec $\dot{\epsilon}$, la vitesse de déformation en s^{-1} , τ , la contrainte cisailante en MPa, R , la constante des gaz parfaits, T , la température en Kelvin, d , la taille de grains moyenne de l'agrégat déformé en μm , A , la constante d'Arrhénius, Q , l'énergie d'activation, n , l'exposant à la contrainte et m , l'exposant à la taille de grains. A , Q , n et m sont des constantes propres à chaque mécanisme (voir table b.II.2). Ces deux mécanismes agissent simultanément sur l'agrégat d'olivine en déformation, définissant ainsi sa vitesse de déformation globale ($\dot{\epsilon}$) comme suit :

$$\dot{\epsilon} = \dot{\epsilon}_{dislocation} + \dot{\epsilon}_{diffusion} \quad (3).$$

En fonction des conditions de contrainte, taille de grains, température et vitesse de déformation globale, les proportions d'action de ces deux

mécanismes, caractérisées par leur vitesse de déformation propre, varient considérablement et sont représentées graphiquement sur une carte de déformation (Langdon and Mohamed, 1977 ; Frost and Ashby, 1982). Celle-ci représente, pour une température constante, l'évolution de la contrainte et de la taille de grains moyenne d'un agrégat pour une vitesse de déformation donnée (fig. b.II.5 ;

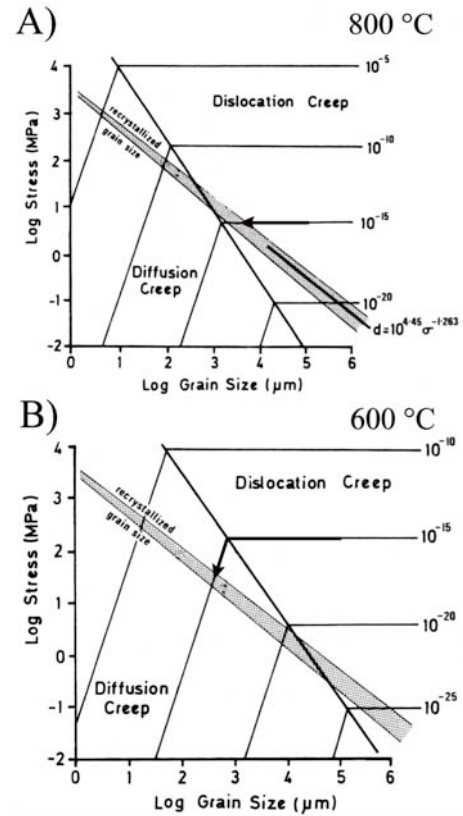


Figure b.II.5. Carte de déformation à température constante, qui définit la contrainte (résistance) et la taille de grain moyenne d'un agrégat d'olivine pour une vitesse de déformation ($\dot{\epsilon}$) donnée (Rutter and Brodie, 1988). A) carte de déformation à 800 °C. B) Carte de déformation à 600 °C. Les champs du fluage dislocation et du fluage diffusion définissent les conditions pour lesquelles chaque mécanisme de fluage domine la déformation et la résistance de l'agrégat déformé. Les contraintes et tailles de grain des grains recrystallisés sont représentées sur la carte de déformation par un paléo-piezomètre expérimental (bande grise ; Karato et al., 1986). Au cours de la recrystallisation dynamique, la réduction de taille de grain moyenne d'un agrégat déformé dans le champ du fluage diffusion pourrait permettre de l'adoucir localement et de localiser la déformation. Dans les conditions de déformation géologiques ($\dot{\epsilon} = 10^{-15} s^{-1}$), cette localisation ne pourrait pas intervenir à 800 °C, mais elle pourrait être considérable à 600 °C, c'est-à-dire, dans les conditions du manteau sous-continentale (Flèches).

Paramètres	A (MPa ⁻ⁿ .s ⁻¹)	Q (J.mol ⁻¹)	n	m
Lois de fluage				
(1)Fluage dislocation Olivine	10 ^{3,28}	420.10 ³	3	-
(1)Fluage diffusion Olivine	10 ^{5,62}	240.10 ³	1	3
(2)Fluage dislocation Olivine	1,1.10 ⁵	530.10 ³	3,5	-
(2)Fluage diffusion Olivine	1,5.10 ⁹	375.10 ³	1	3
(2)Fluage dryGBS Olivine	6,5.10 ³	400.10 ³	3,5	2
(3)Fluage Exponentiel Olivine	5,7.10 ¹¹ (s ⁻¹)	535.10 ³	2	-

(1)Karato et al. (1986) (2)Hirth and Kohlstedt (2003) (3)Goetze (1978)

Table b.II.2. Valeurs des constantes utilisées dans les lois de fluage de l'olivine.

Rutter and Brodie, 1988). Par principe, à grande taille de grains et forte contrainte, la vitesse de déformation du fluage dislocation excède celle du fluage diffusion ; elle domine par conséquent la déformation de l'agrégat d'olivine. Par contre, à faible taille de grains et faible contrainte, le fluage diffusion agit principalement sur l'agrégat et domine donc sa déformation. Ces deux domaines $\tau - d$ définissent ainsi, respectivement, les champs du fluage dislocation et du fluage diffusion dans la carte de déformation (fig. b.II.5). Parallèlement à la quantification des lois de fluage, Karato et al. (1986) décrivent une relation directe et linéaire entre la contrainte de l'agrégat déformé et la taille des grains recristallisés dynamiquement, définissant l'un des premiers paléo-piezomètres rhéologiques de l'olivine :

$$d_{\text{grains recristallisés}} = 10^{4,45} \tau^{-1,263} \quad (4).$$

Dans la carte de déformation, ce paléo-piezomètre, plus tard re-calibré par Van der Wal et al. (1993), donne la position des grains recristallisés au sein d'un agrégat déformé pour une température et une vitesse de déformation donnée.

Sur ces bases, Rutter et Brodie (1988) proposèrent l'hypothèse suivante d'un mécanisme d'adoucissement rhéologique. Au début de la déformation d'une péridotite initialement non-déformée, sa taille de grains moyenne excède largement 4 mm. Ceci implique que la résistance (contrainte cisailante) des agrégats d'olivine qui la constituent est presque entièrement contrôlée par le fluage dislocation. Cependant, au cours de sa déformation, le nombre croissant de grains recristallisés vient à réduire progressivement sa taille de grains moyenne, augmentant ainsi l'importance du fluage diffusion dans la définition de sa résistance. Tant que le fluage dislocation est dominant, c'est-à-dire, que sa vitesse de déformation propre est la plus grande, la résistance des agrégats d'olivine est indépendante de la taille

de grains (équation 1), et reste par conséquent constante. Par contre, lorsque la taille de grains moyenne des agrégats s'approche du piezomètre, le fluage diffusion devient de plus en plus important pour définir leur résistance, et il peut même devenir dominant dans certaines conditions. Dans ce cas, la contrainte des agrégats devient alors dépendante de leur taille de grains moyenne (équation 2) et, par conséquent, la réduction continue de la taille de grains peut provoquer une chute de résistance. Dans les conditions géologiques, qui impliquent une vitesse de déformation autour de 10^{-15} s^{-1} , ce mécanisme peut entraîner un adoucissement considérable des agrégats déformés pour une température d'environ 600 °C (fig. b.II.5 ; flèche). Par contre, à plus haute température ($T > 800 \text{ °C}$), il serait impossible pour la recristallisation dynamique de provoquer un adoucissement majeur des agrégats déformés, car les grains recristallisés se stabilisent dans le domaine du fluage dislocation (fig. b.II.5). D'après Rutter et Brodie (1988), ce mécanisme, qui actuellement est le plus utilisé, pourrait permettre de localiser la déformation ductile dans le manteau sous-continentale. Cependant, la quantification de ce mécanisme montra aussi que la localisation de la déformation qu'il provoque n'intervient pas systématiquement dans les conditions du manteau sous-continentale. Il est en effet nécessaire d'imposer un fort refroidissement pendant la réduction de taille de grains pour obtenir un adoucissement conséquent et ainsi localiser la déformation (Braun et al., 1999). De plus, ce mécanisme a récemment été remis en question d'un point de vue rhéologique.

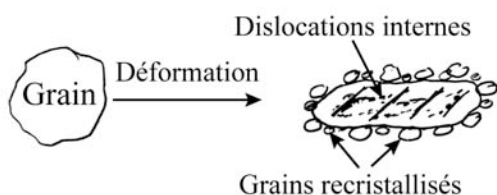
2.2. Recristallisation dynamique versus fluage diffusion

Récemment, le processus de Rutter et Brodie (1988) a été remis en question d'un point de vue rhéologique. Tel que communément admis, le

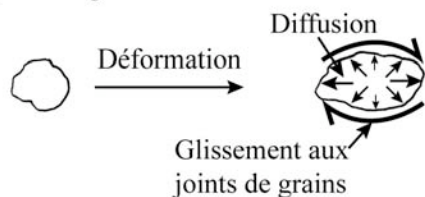
fluage dislocation définit la résistance d'un agrégat dont les grains se déforment par migration de leurs dislocations internes, la recristallisation dynamique étant une conséquence directe de cette migration de dislocation (e.g. Passchier and Trouw, 2005). Quant aux agrégats dominés par le fluage diffusion, deux processus accommodent leur déformation et contrôlent donc leur résistance : la déformation propre des grains par diffusion et les mouvements relatifs de ces mêmes grains entre eux, dit glissement aux joints de grains (fig. b.II.6A et 6B ; Raj and Ashby, 1971). Cette résistance est directement dépendante de la taille de grains, car l'activité du glissement est grandement facilitée par la petitesse des grains. Ainsi, comme dit précédemment, la réduction de taille de grains dans le champ du fluage diffusion peut provoquer une chute de résistance, qui pourrait localiser la déformation (Rutter and

Brodie, 1988 ; fig. b.II.5). Cependant, l'action dominante du fluage diffusion sur la déformation des grains ne peut pas promouvoir leur recristallisation dynamique, mais seulement leur croissance (Derby and Ashby, 1987 ; De Bresser et al., 1998). Un agrégat dominé par le fluage diffusion ne pourrait donc pas réduire dynamiquement sa taille de grains. En effet, en comparant l'ensemble des paléo-piezomètres existants avec les données expérimentales, De Bresser et al. (2001) démontrèrent que la réduction dynamique de taille de grains est uniquement possible dans le champ du fluage dislocation (fig. b.II.7, champ grisé). De plus, à partir de plusieurs expériences piezométriques, De Bresser et al. (1998) suggérèrent fortement que la relation $\tau - d$ est directement dépendante de la température, contrairement à ce que supposait les paléo-piezomètres expérimentaux de Karato et al. (1986 ; équation 4) et Van der Wal et al., (1993). L'équilibre des grains recristallisés se ferait donc au voisinage de la frontière entre le fluage diffusion et le fluage dislocation, et non au sein de ces deux domaines tel que suggéré par les paléo-piezomètres. Par conséquent, l'adoucissement rhéologique provoqué par la réduction de taille de grains dans le champ du fluage diffusion (Rutter and Brodie, 1988), et la localisation de la déformation qui en découle, semblent incorrects d'un point de vue rhéologique.

A) Fluage dislocation



B) Fluage diffusion



C) Fluage dryGBS

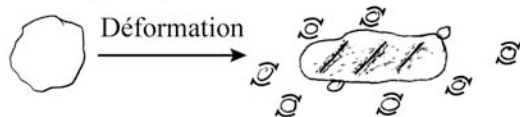


Figure b.II.6. Sketches illustrant les processus granulaires des mécanismes de déformation qui contrôlent le fluage de l'olivine. A) Fluage dislocation : déformation par migration des dislocations internes avec recristallisation dynamique. B) Fluage diffusion : déformation par diffusion et glissement aux joints de grains sans recristallisation dynamique. C) Fluage dryGBS : déformation par fluage dislocation et glissement aux joints de grains pour les grains recristallisés.

2.3. Adoucissement rhéologique par fluage dryGBS

Récemment, Hirth (2002) et Hirth et Kohlstedt (2003) quantifièrent le rôle du glissement aux joints de grains sur la résistance d'un agrégat d'olivine anhydre. Ils mirent ainsi en évidence un nouveau mécanisme de déformation, le fluage dryGBS, qui rend compte de l'action du glissement aux joints de grains aux abords du domaine du fluage diffusion. Ce mécanisme contraint donc la résistance d'un agrégat déformé principalement par

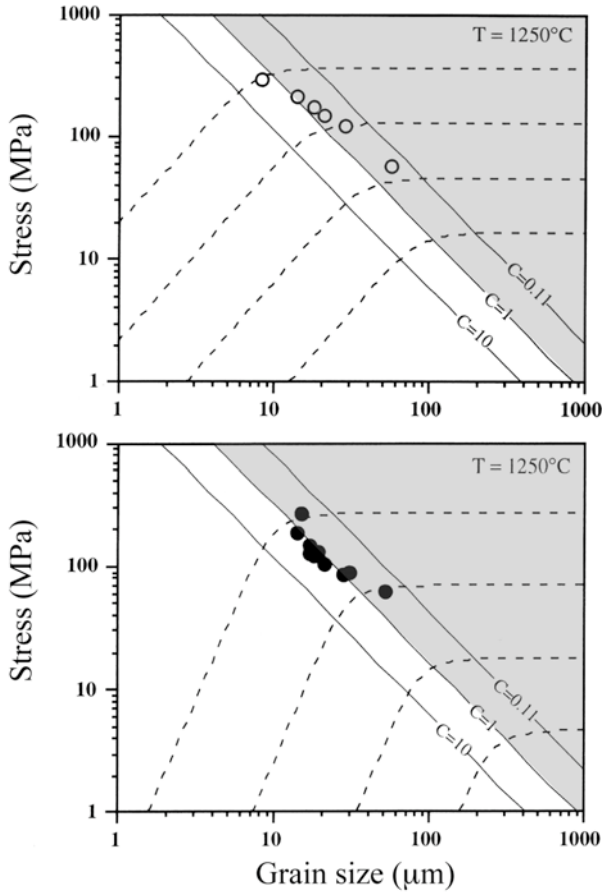


Figure b.II.7. Valeurs de contrainte et de taille de grains pour les grains recristallisés mesurées dans les péridotites naturelles d'Aheim (cercles vides) et d'Anita Bay (cercles pleins ; Van der Wal et al. 1993). Ces valeurs sont comparées à la limite des champs de fluage diffusion et dislocation dans une carte de déformation à 1250 °C (De Bresser et al., 2001). Les lois de fluage dislocation qui ont été utilisées pour construire ces diagrammes sont celles mesurées pour les péridotites naturelles, respectivement, alors que les lois de fluage diffusion ont été contraintes à partir d'olivine synthétique (e.g. De Bresser et al., 2001). Les lignes pointillées représentent les évolutions de la contrainte et la taille de grains pour les vitesses de déformation suivantes, de haut en bas : 10^{-3} ; 10^{-5} ; 10^{-7} ; et 10^{-9} s $^{-1}$. « C » donne la contribution des deux mécanismes dans la déformation de l'agrégat. Les grains recristallisés se stabilisent toujours à la limite entre les deux champs de fluage, où chaque mécanisme de déformation contribue pour moitié à la déformation de l'agrégat (C=1). Ces résultats impliquent que seul le fluage dislocation peut promouvoir la recristallisation dynamique (champs grisés).

fluage dislocation et glissement aux joints de grains dans les conditions anhydres (fig. b.II.6C). Actuellement, aucune contrainte n'existe pour l'action de ce mécanisme dans les conditions hydratées. Ils réalisèrent ainsi une nouvelle carte de déformation (fig. b.II.8), qui intègre les fluages dislocation et diffusion re-calibrés, le fluage dryGBS (GBS ; fig. b.II.8) et le fluage exponentiel (Low-temperature plasticity ; fig. b.II.8), qui définit un fluage à basse température proche du fluage dislocation (Goetze, 1978). Les lois rhéologiques de ces deux derniers mécanismes s'expriment comme suit :

Fluage dryGBS

$$\dot{\epsilon}_{dryGBS} = A \exp(-Q/RT) \tau^n d^{-m} \quad (5) ;$$

Fluage exponentiel

$$\dot{\epsilon}_{exponentiel} = A \exp[(-Q/RT)(1 - \tau/8500)^n] \quad (6) ;$$

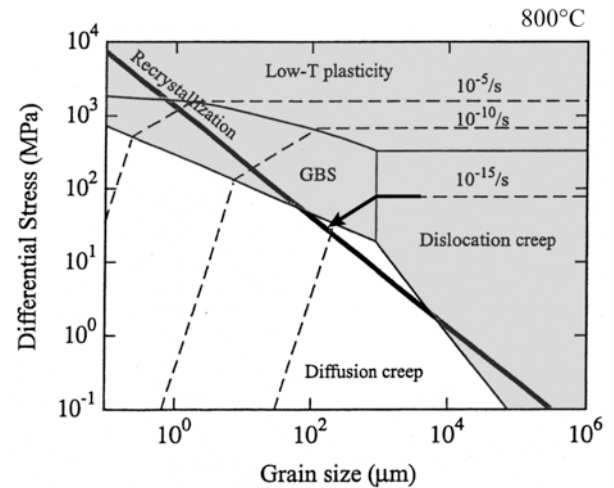


Figure b.II.8. Carte de déformation à 800 °C, qui rend compte de l'action de quatre mécanismes de fluage sur la déformation d'un agrégat d'olivine : le fluage dislocation, le fluage diffusion, le fluage dryGBS (GBS) et le fluage exponentiel (Low-T plasticity ; Hirth, 2002 ; Hirth and Kohlstedt, 2003). Le fluage dryGBS rend compte de la résistance d'un agrégat dominé à la fois par le fluage dislocation et le glissement aux joints de grains. Sur ce type de carte, l'équilibre paléopiezométrique des grains recristallisés (ligne noire) ne traverse pas le champ du fluage diffusion, mais reste globalement dans les autres champs, qui permettent la recristallisation dynamique (champs grisés ; Hirth, 2002).

avec $\dot{\epsilon}$, la vitesse de déformation en s^{-1} , τ , la contrainte cisailante en MPa, R , la constante des gaz parfaits, T , la température en Kelvin, d , la taille de grains moyenne de l'agrégat déformé en μm , A , la constante d'Arrhénius, Q , l'énergie d'activation, n , l'exposant à la contrainte et m , l'exposant à la taille de grains. A , Q , n et m sont des constantes propres à chaque mécanisme (table b.II.2). Le fluage dryGBS est donc un mécanisme non newtonien ($n > 1$) et dépendant de la taille de grains. La combinaison de ces quatre lois définit ensuite la vitesse de déformation globale d'un agrégat par les équations suivantes :

pour $\tau < 200$ MPa

$$\dot{\epsilon} = \dot{\epsilon}_{dislocation} + \dot{\epsilon}_{diffusion} + \dot{\epsilon}_{dryGBS} \quad (7) ;$$

pour $\tau > 200$ MPa

$$\dot{\epsilon} = \dot{\epsilon}_{dislocation} + \dot{\epsilon}_{diffusion} + \dot{\epsilon}_{dryGBS} + \dot{\epsilon}_{exponentiel} \quad (8).$$

Cette nouvelle carte de déformation, qui rend compte de l'action dominante de ces quatre mécanismes, implique donc quatre domaines rhéologiques, dont celui du fluage dryGBS à faible taille de grains et moyenne contrainte (fig. b.II.8). Dans ce domaine, la résistance d'un agrégat est donc dépendante de sa taille de grains (équation 5), mais l'action dominante du fluage dislocation sur le fluage diffusion permet aussi de réduire dynamiquement la taille de grains (fig. b.II.8, champ grisé ; Hirth, 2002). Le fluage dryGBS pourrait donc, dans certaines conditions, promouvoir un adoucissement rhéologique d'un agrégat qui subit la recristallisation dynamique (fig. b.II.8, flèche). De plus, avec cette nouvelle carte de déformation, Hirth (2002) montra que les grains recristallisés ne se stabilisaient pas dans le champ du fluage diffusion mais uniquement à sa frontière. Cette nouvelle rhéologie de l'olivine serait donc accord avec les principes rhéologiques,

qui impliquent l'impossibilité de réduire dynamiquement la taille de grains dans le champ du fluage diffusion (Derby and Ashby, 1987 ; De Bresser et al., 1998 ; 2001). Plus tard, Drury (2005) compara lui aussi la position des domaines propres à chaque mécanisme de déformation avec les données expérimentales de Karato et al. (1986) et Van der Wal et al. (1993). Il confirma ainsi que l'équilibre des grains recristallisés s'effectue à la frontière du fluage diffusion (fig. b.II.9), et il montra, pour les conditions géologiques ($\dot{\epsilon} \approx 10^{-15} s^{-1}$), que l'action du fluage dryGBS (PL-GSS creep) était seulement dominante pour une température inférieure à 800 °C (fig. b.II.9, flèches). Par conséquent, il proposa ce mécanisme d'adoucissement rhéologique comme potentiellement capable de localiser la déformation dans les conditions du manteau sous-continentale.

Récemment, les conséquences du fluage dryGBS furent mises en évidence dans des mylonites de péridotites océaniques formées à basse température (Warren and Hirth, 2006). Ce mécanisme pourrait donc fournir une explication rhéologique viable pour l'origine de la localisation de la déformation dans les péridotites naturellement déformées. Cependant, aucune étude n'a encore mis en évidence l'action de ce fluage dans les péridotites continentales et, de surcroît, jamais la localisation de la déformation provoquée par ce mécanisme n'a été quantifiée à l'échelle de l'agrégat, comme à l'échelle de la lithosphère. Ces différentes observations ont ici fait l'objet de cette thèse à travers la modélisation numérique et l'étude structurale des péridotites continentales de Ronda en Andalousie.

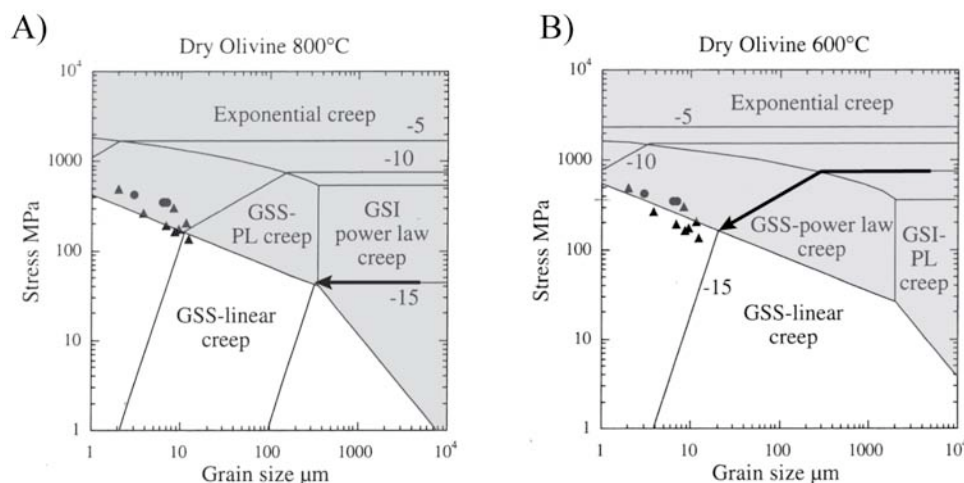


Figure b.II.9. Comparaison des données expérimentales de grains recristallisés avec la carte de déformation qui intègre les quatre mécanismes de fluage. A) carte de déformation à 800 °C. B) carte de déformation à 600 °C. Les valeurs de contrainte et de taille de grain de Karato et al. (1986) et Van der Wal et al. (1993) ont été placées sur les deux cartes. Les grains recristallisés se stabilisent à la transition des champs du fluage diffusion (GSS-linear creep) et du fluage dryGBS (GSS-PL creep). Dans les conditions du manteau sous-continentale ($T < 800$ °C et $\dot{\epsilon} = 10^{-15}$ s $^{-1}$), la réduction dynamique de taille de grain (champ grisé) dans le champ du fluage dryGBS pourrait promouvoir un large adoucissement de l'agrégat déformé (flèche), et ainsi localiser la déformation.

3. Objet d'étude : les péridotites continentales de Ronda (Espagne)

3.1. Contexte tectonique

Le massif de Ronda, situé près du détroit de Gibraltar dans le sud de l'Espagne, intègre l'un des plus grands domaines de péridotites continentales du monde (entre 300 et 400 km 2 ; fig. b.II.1). Il fait partie intégrante de l'arc orogénique de Gibraltar, qui entoure la mer d'Alboran et intègre les chaînes des Bétiques et du Rif, respectivement en Espagne et au Maroc (fig. b.II.10). Résultat de la convergence entre les plaques Eurasiennes et Africaines au cours du Cénozoïque, la chaîne des Bétiques comprend un domaine externe non-métamorphique; les Pré- et Sub-bétiques, et un domaine interne métamorphique; le domaine d'Alboran. Ce dernier se sépare structuralement en trois complexes de nappes métamorphiques, de la base au sommet: le Nevado-Filabride, qui a enregistré un métamorphisme haute pression/basse température au Miocène (Puga et al., 1999; Augier et al., 2005); l'Alpujarride, avec des degrés de métamorphisme variables et enregistrés au

Paléogène et Miocène inférieur (Balanyá et al., 1997; Azañón and Goffé, 1997; Azañón and Crespo-Blanc, 2000; Platt et al., 2003; Rossetti et al., 2005); et le Malaguide, qui n'a enregistré qu'un faible degré métamorphique (Lonergan, 1993). Ces différentes nappes encadrent le bassin d'Alboran au cœur de l'arc de Gibraltar, dont le plancher est représenté par une croûte continentale amincie (Soto and Platt, 1999).

L'empilement de ces complexes de nappe et l'amincissement de la croûte continentale d'Alboran résultent respectivement d'une phase de compression et d'extension, a priori contemporaines (Platt et al., 2003). L'origine géodynamique de ces deux phases tectoniques simultanées restent encore très discutée, à en juger par le nombre de modèles proposés (e.g. Doblas et al., 2007). Cependant, deux principaux modèles s'en détachent: un premier basé sur l'étalement gravitaire d'une ceinture orogénique entre l'Afrique et l'Ibérie (Platt and Vissers, 1989; Zeck, 1997); et un deuxième, plus récent, basé sur le retrait de la zone de subduction dans la région d'Alboran (Royden, 1993; Lonergan and White, 1997). Le premier modèle implique le détachement de la racine lithosphérique d'un prisme

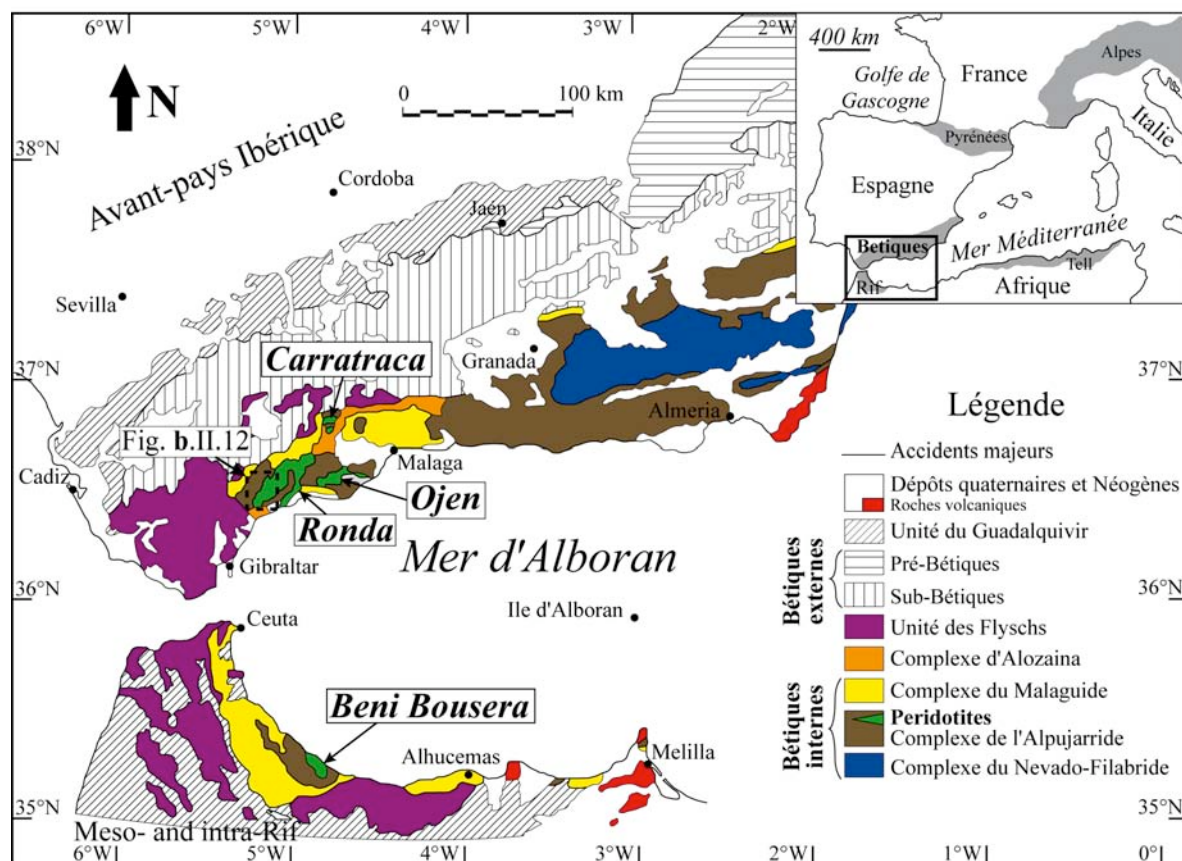


Figure b.II.10. Carte structurale de l'arc Bétiques-Rif (Modifié d'après Sanchez-Gomez et al., 2002).

orogénique, qui provoquerait une surrection rapide de la chaîne de montagne sus-jacente, celle-ci s'étalant ensuite sous son propre poids. Pendant que le cœur de la chaîne s'amincirait et formerait le bassin d'Alboran, le pourtour du bassin en compression produirait l'arc Bétiques-Rif (fig. b.II.11A). Quant au second modèle, extrapolé de la géodynamique décrite pour la Méditerranée occidentale (Gueguen, 1998 ; Jolivet and Faccenna, 2000 ; Rosenbaum, 2002 ; Faccenna et al., 2004), il implique le « roll back » vers l'ouest de la zone de subduction Ouest Méditerranée, qui provoquerait, simultanément, l'accrétion d'un micro-continent sur les marges passives ibériques et Africaines et l'extension de la lithosphère au toit de la zone de subduction. L'accrétion formerait l'arc Bétiques-Rif et l'extension produirait le bassin d'Alboran (fig. b.II.11B). Actuellement, il n'existe encore aucun consensus sur l'un ou l'autre de ces deux modèles, mais de plus en plus d'études interprètent l'arc Bétiques-Rif comme étant la

conséquence du retrait (« roll-back ») de la zone de subduction en Méditerranée occidentale (Garcia-Casco and Torres-Roldán, 1996 ; Azañon and Crespo-blanc, 2000 ; Luján et al., 2000 ; 2006 ; Crespo-Blanc and Campos, 2001 ; Guther et al., 2002 ; Duggen et al., 2004 ; Booth-Rea et al., 2005 ; Augier et al., 2005).

3.2. La mylonite de Ronda : structure majeure de localisation de la déformation

Dans ce contexte, les péridotites de Ronda s.l., qui affleurent dans l'Alpujarride occidental, intègrent plusieurs lentilles de péridotites d'affinité continentale (Lundeen, 1978), comme défini par leur nature pétrologique et leur encaissant métapélitique de haut grade (annexe I ; Nicolas and Jackson, 1972 ; Obata, 1980 ; Balanyá et al., 1997 ; Tubía et al., 1997 ; 2004 ; Esteban et al., 2008). Les trois principales sont : les péridotites de

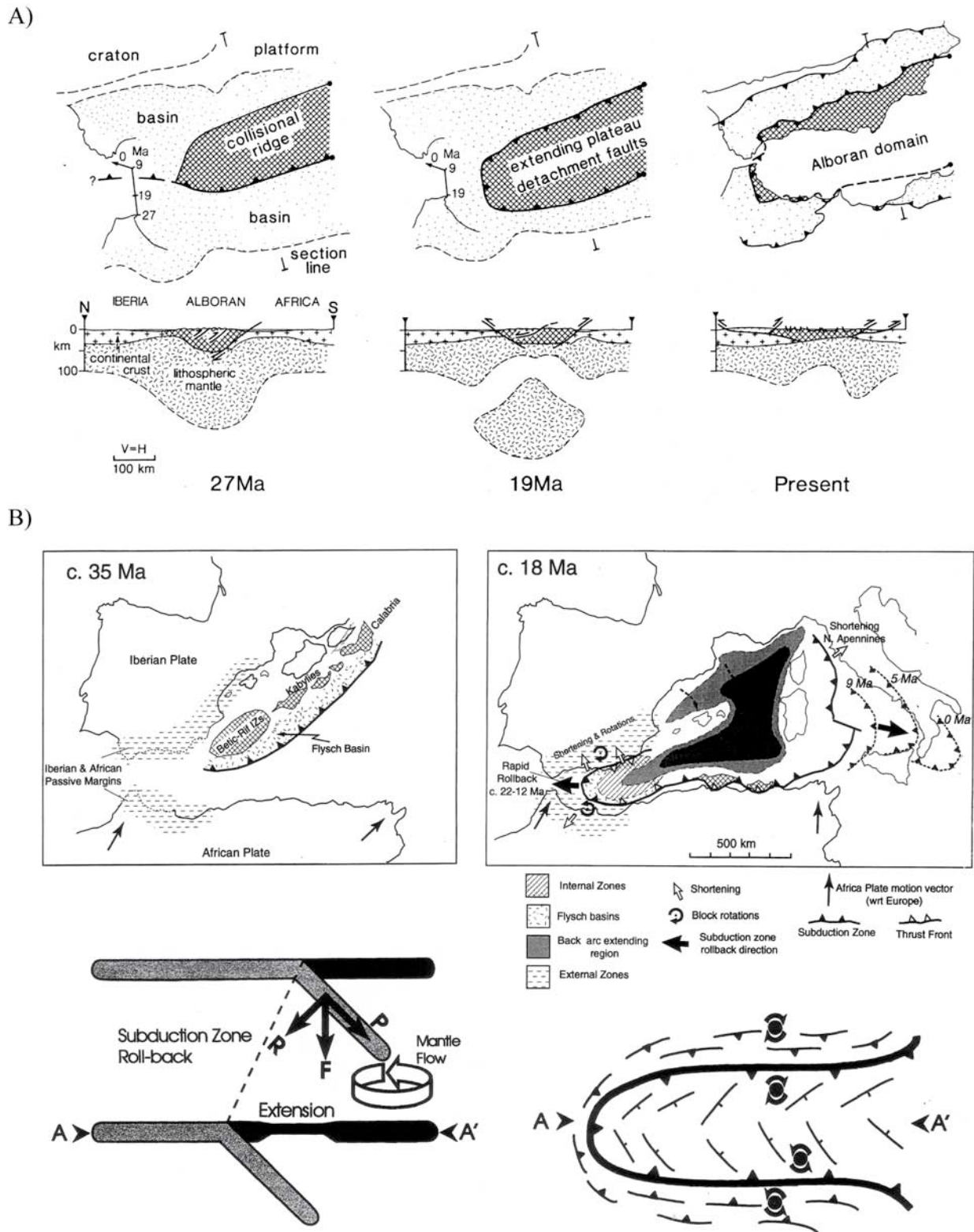


Figure b.II.11. Évolutions de la charnière de subduction (lignes surimposées de triangles) en Méditerranée occidentale pendant l'Oligocène-Miocène (Cartes) et sketches à l'échelle de la lithosphère (coupes), qui illustrent la formation contemporaine de l'arc Bétiques-Rif et du bassin d'Alboran : A) selon le modèle de l'étalement gravitaire (Platt and Vissers, 1989) ; B) selon le modèle du retrait (« roll-back ») de la zone de subduction en Méditerranée occidentale (Lonergan and White, 1997).

Ronda s.s. proches de Gibraltar, les péridotites d'Ojen à l'Est de celles-ci, et les péridotites de Carratraca, au nord de ces deux dernières. D'autres péridotites continentales ont aussi été référencées au sein de l'arc Bétiques-Rif : les péridotites de Beni-Boussera dans le domaine interne du Rif et les péridotites de Ceuta au niveau du détroit de Gibraltar (fig. b.II.10). Toutes ces lentilles appartiennent à l'Alpujarride supérieur ou son équivalent Rifain : les Sebtides supérieurs. De plus, elles présentent toutes les mêmes caractéristiques, c'est-à-dire, des domaines de déformation ductile à intensité et conditions métamorphiques variables (Kornprobst, 1973 ; Obata, 1980 ; Saddiqi et al., 1988 ; Tubía et al., 1992 ; Van der Wal et al., 1993 ; 1996).

Parmi ces déformations ductiles, une mylonite à grenat et spinelle d'échelle kilométrique affecte les péridotites sommitales de l'ensemble des lentilles

tectoniques (Balanyá et al. 1997 ; Tabit et al., 1997 ; Argles et al., 1999 ; Tubía et al., 2004 ; fig. b.II.1). Cette mylonite, qui est très bien décrite dans la partie ouest du massif de Ronda s.s. (fig. b.II.12 ; Van der Wal and Vissers, 1996), fut a priori formée dans les conditions du manteau sous-continentale (Morishita et al., 2001 ; Garrido et al., 2006). De plus, elle ne présente aucune évidence de réaction métamorphique, de cataclasis ou de fusion partielle, mais seulement des évidences de recrystallisation dynamique (Van der Wal, 1993). Cette structure semble donc adéquate pour tenter de comprendre l'origine rhéologique de la localisation de la déformation dans les péridotites sous-continentales à l'échelle kilométrique. Cette échelle d'étude est ici indispensable pour pouvoir ensuite extrapoler les observations à l'échelle de la lithosphère.

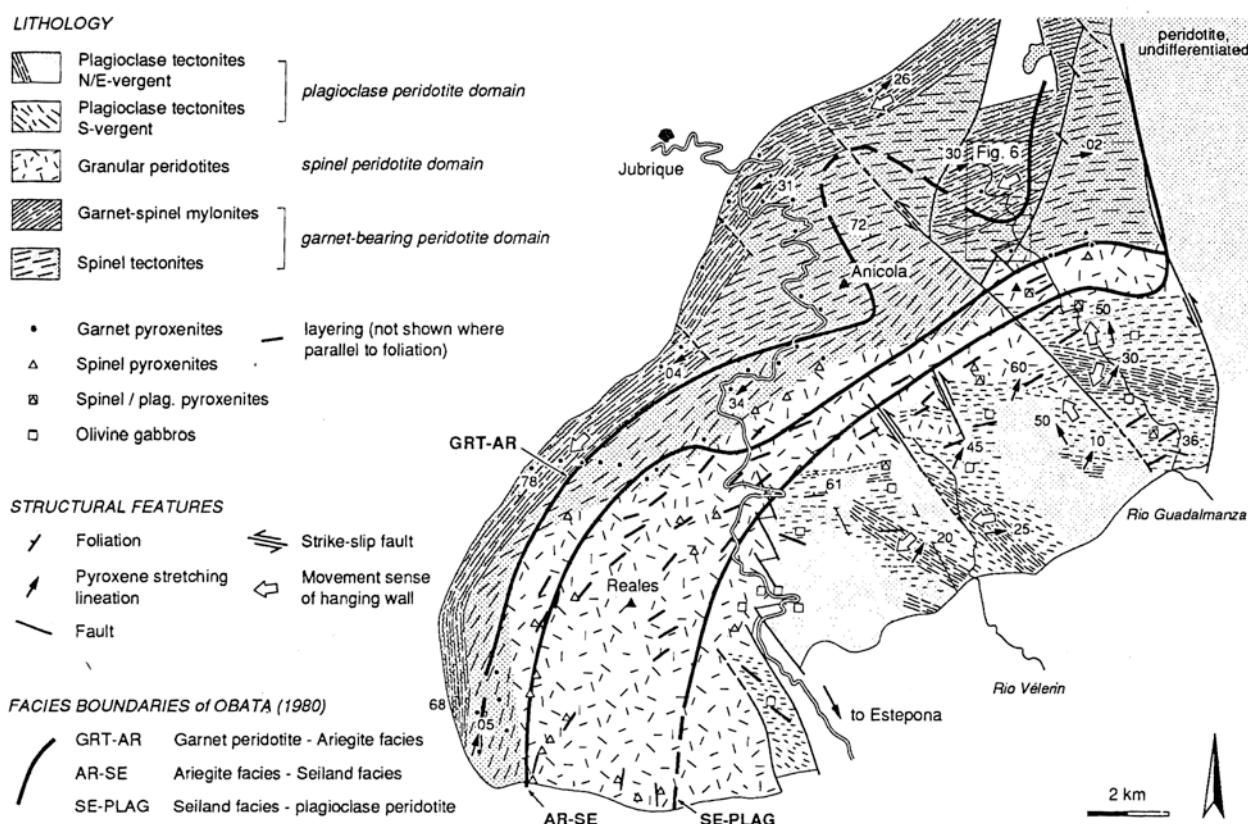


Figure b.II.12. Carte structurale de la partie occidentale des péridotites continentales de Ronda (Sierra Bermeja, Andalousie, Espagne ; modifié d'après Van der Wal and Vissers, 1996). Localisation de la carte par un cadre en pointillés sur la figure b.II.10.

Deuxième partie

Les déformations des péridotites de Ronda : origines rhéologique, tectonique et géodynamique

Le troisième chapitre de cette thèse, qui a fait l'objet d'un article publié dans la revue *Tectonophysics*, expose les résultats et interprétations de l'étude microstructurale effectuée à travers la mylonite des péridotites de Ronda et de sa tectonite adjacente. Tout d'abord, il explicitera plus en détail la problématique inhérente aux processus d'adoucissement rhéologique par réduction dynamique de taille de grains. Puis, après avoir présenté brièvement le contexte géologique des péridotites de Ronda, ce chapitre présentera les données microstructurales qui mettent en évidence la corrélation entre l'intensification de la déformation (localisation) et l'action dominante du fluage dryGBS. Enfin, à partir de cette rhéologie, il proposera un nouveau modèle de localisation de la déformation ductile pour les péridotites continentales, qui sera ensuite extrapolé dans les conditions du manteau sous-continentale.

Quant au quatrième chapitre, dont l'article est encore en préparation pour une soumission à publication dans la revue *Tectonics*, il se concentre sur l'origine tectonique et géodynamique des péridotites de Ronda. Il présentera ainsi, en détail, le contexte géologique, tectonique et géodynamique du massif, puis il mettra en évidence les principales incohérences entre les données récentes et les modèles proposés pour les déformations et l'exhumation des péridotites. Il exposera ensuite les nouvelles données structurales de cette étude, qui, combinées aux données pétrologiques et structurales récentes, ont permis de mieux contraindre l'environnement tectonique de la déformation de ces péridotites. Enfin, ce chapitre replacera cette histoire tectonique dans le contexte de la géodynamique de l'arc Bétiques-Rif, puis il proposera un modèle de déformation et d'exhumation des péridotites de Ronda en cohérence avec la géodynamique Oligo-Miocène de la Méditerranée occidentale.

N.B. : L'écriture de ces deux chapitres au format « article » implique que l'ensemble des photos est en noir et blanc, pouvant ainsi limiter leur lisibilité. Dans un souci de clarification, nous avons donc placé, en annexe de ce manuscrit, les versions « couleur » de ces mêmes photos, dont certaines ont été agrandies.

Chapitre III

La localisation de la déformation dans les péridotites continentales de Ronda (Espagne)



Available online at www.sciencedirect.com



ScienceDirect

Tectonophysics 445 (2007) 318–336

TECTONOPHYSICS

www.elsevier.com/locate/tecto

Strain localisation in the subcontinental mantle — a ductile alternative to the brittle mantle

J. Precigout^{a,*}, F. Gueydan^a, D. Gapais^a, C.J. Garrido^b, A. Essaifi^c

^a Géosciences Rennes (UMR CNRS 6118), Université de Rennes1, Bâtiment 15, Campus de, Beaulieu, CS 74205, F-35042 Rennes Cedex, France

^b DP. Mineralogía y Petrología, Universidad de Granada, 18002, Granada, Spain

^c Département de Géologie, BP 2390, Faculté des Sciences Semlalia, 40000 Marrakech, Morocco

Received 14 February 2007; received in revised form 3 September 2007; accepted 13 September 2007

Available online 20 September 2007

Abstract

It is now admitted that the high strength of the subcontinental uppermost mantle controls the first order strength of the lithosphere. An incipient narrow continental rift therefore requires an important weakening in the subcontinental mantle to promote lithosphere-scale strain localisation and subsequent continental break-up. Based on the classical rheological layering of the continental lithosphere, the origin of a lithospheric mantle shear/fault zone has been attributed to the existence of a brittle uppermost mantle. However, the lack of mantle earthquakes and the absence of field occurrences in the mantle fault zone led to the idea of a ductile-related weakening mechanism, instead of brittle-related, for the incipient mantle strain localisation. In order to provide evidence for this mechanism, we investigated the microstructures and lattice preferred orientations of mantle rocks in a kilometre-scale ductile strain gradient in the Ronda Peridotites (Betics cordillera, Spain). Two main features were shown: 1) grain size reduction by dynamic recrystallisation is found to be the only relevant weakening mechanism responsible for strain localisation and 2), with increasing strain, grain size reduction is coeval with both the scattering of orthopyroxene neoblasts and the decrease of the olivine fabric strength (LPO). These features allow us to propose that grain boundary sliding (GBS) partly accommodates dynamic recrystallisation and subsequent grain size reduction.

A new GBS-related experimental deformation mechanism, called dry-GBS creep, has been shown to accommodate grain size reduction during dynamic recrystallisation and to induce significant weakening at low temperatures ($T < 800$ °C). The present microstructural study demonstrates the occurrence of the grain size sensitive dry-GBS creep in natural continental peridotites and allows us to propose a new rheological model for the subcontinental mantle. During dynamic recrystallisation, the accommodation of grain size reduction by three competing deformation mechanisms, i.e., dislocation, diffusion and dry-GBS creeps, involves a grain size reduction controlled by the sole dislocation creep at high temperatures (> 800 °C), whereas dislocation creep and dry-GBS creep, are the accommodating mechanisms at low temperatures (< 800 °C). Consequently, weakening is very limited if the grain size reduction occurs at temperatures higher than 800 °C, whereas a large weakening is expected in lower temperatures. This large weakening related to GBS creep would occur at depths lower than 60 km and therefore provides an explanation for ductile strain localisation in the uppermost continental mantle, thus providing an alternative to the brittle mantle.

© 2007 Elsevier B.V. All rights reserved.

Keywords: Grain size; Dynamic recrystallisation; Grain boundary sliding; Ronda peridotites

1. Introduction

For a few decades now, several examples of geological phenomenon show that the lithosphere deformation is, at first order, controlled by the uppermost mantle strength with the best example certainly being the differences between wide and narrow continental rifts (Buck, 1991). The degree of the strain localisation at lithosphere-scale in a wide/narrow rift can be explained by the absence/presence of a high strength uppermost mantle, respectively (Hopper and Buck, 1993; Brun, 2001). Such narrow rifts that lead to lithosphere necking are accommodated by the development of kilometre-scale mantle shear zones/fault zones, as imaged in exhumed passive margins (Smythe et al., 1982; Brewer et al., 1983; Beach, 1986; Gibbs, 1987; Manatschal et al., 2001). The presence of a high strength uppermost mantle thus exerts a direct control on the development of mantle shear zones and subsequent lithosphere necking (Allemand and Brun, 1991; Brun and Beslier, 1996; Frederiksen and Braun 2001). However, the mechanisms responsible for strain localisation at mantle depth still remain a matter of debate.

The classical rheological layering of the continental lithosphere (Brace and Kohlstedt, 1980) predicts the existence of a brittle uppermost mantle, in agreement with the mantle earthquakes seen beneath Tibet in the early eighties (Molnar and Chen, 1983). The presence of a high strength brittle uppermost mantle provided an explanation for strain localisation on the scale of the lithosphere (Brun, 2001). However, several aspects are inconsistent with a brittle continental mantle: 1) a recent relocation in depth of deep earthquakes beneath Tibet has shown that they nucleated in the deep crust and not in the mantle (Maggi et al., 2000), which led Jackson (2002) to argue for a ductile lithospheric mantle; 2) brittle deformation has never been observed in exhumed spinel lherzolite (e.g. deformed at depths of more than 30–40 km; Dijkstra et al., 2004); and 3) ductile shear zones (mylonites) are the only observed features indicating strain localisation, in both peridotite massifs (Drury et al., 1991) and xenolites (Pike and Schwartzmann, 1977; Cabanes and Mercier, 1988; Downes, 2001; Tommasi et al., 2000). Kilometre-scale mantle structures imaged on seismic profiles across narrow continental rifts (Meier and Eisbacher, 1991) have been consistently interpreted as ductile shear zones rather than brittle fault zones (Brun et al., 1992; Goleby et al., 1988; Flack et al., 1990; Reston, 1990; Keen et al., 1991). Thus, there is a discrepancy between the mechanics of lithosphere extension, which require a high strength and localising uppermost mantle, and the geological and geophysical observations that contradict the existence of a brittle

mantle. Nevertheless, a ductile-related mechanism of strain localisation might reconcile models with natural observations.

Ductile strain localisation requires a local weakening mechanism in order to reduce the material strength during deformation. Drury et al. (1991) and Dijkstra et al. (2004) have reviewed the possible weakening mechanisms acting in the lithosphere mantle: structural softening, thermal softening, melt-induced softening, geometric softening, fluids, syn-tectonic reactions softening and grain size-related softening. Among these various weakening mechanisms, syn-tectonic reaction Spinel/Plagioclase was evoked as the main weakening mechanism responsible for mantle strain localisation during lithosphere necking (Newman et al., 1999; Handy and Stünitz, 2002; Dijkstra et al., 2004). This weakening well explains the peridotite mylonitisation during mantle unroofing from Spinel towards Plagioclase peridotite facies conditions. This Spinel/Plagioclase transition occurs at a depth of the order of 30 km for a classical lithosphere geotherm (MacDonough and Rudnick, 1998). This syn-tectonic reaction-weakening thus explains mantle exhumation during passive margin formation (Handy and Stünitz, 2002) and hence supplies an explanation for strain localisation-type structures throughout the major part of European Plagioclase-bearing peridotite massifs as Lanzo (Boudier, 1978) or Voltri (Visser et al., 1995), for example (Fig. 1). However, strain localisation acting at depths typical of the uppermost subcontinental mantle (30–60 kms; e.g. Peridotite spinel facies without metamorphic reaction) involves another weakening mechanism. In this case, grain size reduction by dynamic recrystallisation seems to be the best candidate as it could provide the largest amount of weakening with respect to the other weakening mechanisms (Drury et al., 1991). Furthermore, grain size reduction is the only feature that is systematically observed in exhumed mantle mylonites (Handy, 1989; Karato and Wu, 1993; Drury, 2005).

In this paper, we performed a microstructural study on the Ronda peridotite in order to infer the acting weakening mechanism at subcontinental mantle depth. The Ronda massif belongs to the internal zone of the Betics Cordillera (southern Spain) and shows a kilometre-scale strain gradient interpreted as a result of strain localisation (Balanya et al., 1993; 1997; Platt et al., 2003). The temperature conditions for the Ronda mylonite are similar to the other European peridotite massifs. Indeed, all strain localisation-type structures recorded “low” temperature conditions (around 850 °C, Fig. 1) with respect to their surrounding peridotites (around 1100 °C, Fig. 1). However, unlike the other massifs, the sheared

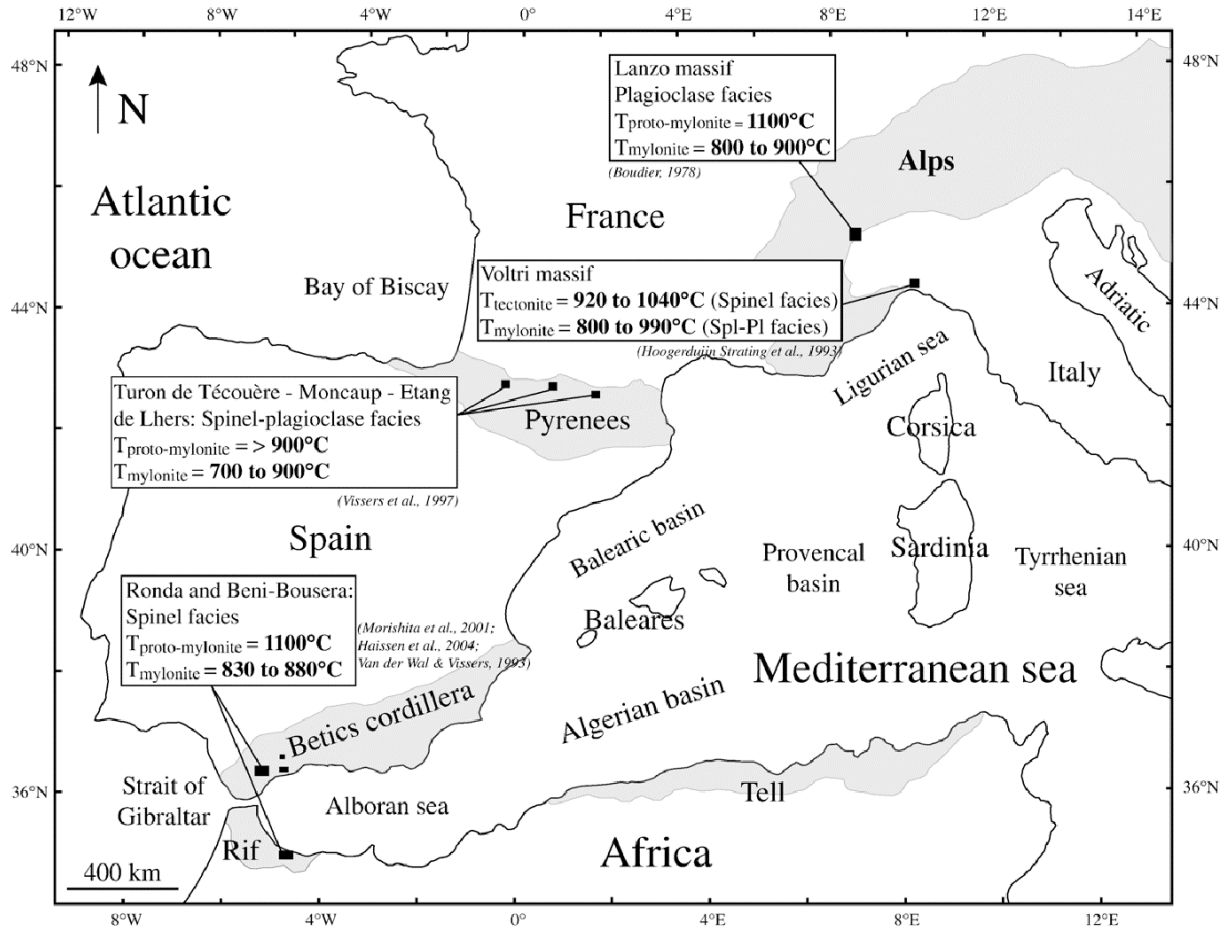


Fig. 1. Compilation of the temperature conditions of kilometre-scale ductile shear zones within different European peridotite massifs. Each frame displays the strain temperature ranges for the proto-mylonite and the mylonite. The aluminous phase of the peridotite is used as a pressure marker (Plagioclase, Spinel or Garnet). At 900 °C, the Plagioclase/Spinel transition occurs at 10 kbar (~30 km depth) and the Spinel/Garnet transition occurs at 20 kbar (~60 km depth, McDonough and Rudnick, 1998). Temperature conditions for mylonitisation in the European peridotite massifs are from: Boudier (1978) for Lanzo, Hoogerduijn strating et al. (1993) for Voltri, Vissers et al. (1997) for Pyrenean peridotites, and Morishita et al. (2001), Haissen et al. (2004) and Van der Wal and Vissers (1993) for Ronda peridotites.

Ronda peridotites are characterised by grain size reduction within the spinel facies without major mineralogical changes, which are neither melting nor are a major occurrence of hydrated minerals (Obata, 1980; Van der Wal and Vissers, 1993). The Ronda example therefore provides an opportunity to study the grain size-related weakening (Drury et al., 1991) in order to understand the strain localisation process in the subcontinental mantle.

This paper will first discuss the debated relationship between weakening and grain size reduction by dynamic recrystallisation in the subcontinental mantle. We will then present a microstructural study of the Ronda strain gradient that documents relevant mechanisms associated to strain localisation. Finally, a new rheological model for the continental mantle is proposed and supplies a ductile-related explanation for lithosphere-scale strain localisation.

2. Weakening and grain size reduction

2.1. Common dislocation/diffusion-related rheology

Grain size reduction by dynamic recrystallisation is classically attributed to two competing deformation mechanisms, dislocation creep ($\dot{\epsilon}_{\text{disl}}$) and diffusion creep ($\dot{\epsilon}_{\text{diff}}$) in the form of

$$\dot{\epsilon}_{\text{disl}} = A_{\text{disl}} \cdot \exp\left(\frac{-Q_{\text{disl}}}{R.T}\right) \cdot \tau^{n_{\text{disl}}} \quad (1)$$

$$\dot{\epsilon}_{\text{diff}} = A_{\text{diff}} \cdot \exp\left(\frac{-Q_{\text{diff}}}{R.T}\right) \cdot \tau^{n_{\text{diff}}} \cdot d^{-m_{\text{diff}}} \quad (2)$$

where, $\dot{\epsilon}_{\text{disl}}$, $\dot{\epsilon}_{\text{diff}}$, τ , d , m_{diff} , T , R , A_{disl} , A_{diff} , Q_{disl} , Q_{diff} , n_{disl} and n_{diff} respectively are: the strain rates for

dislocation creep and diffusion creep in s^{-1} , the stress in MPa, the grain size in μm , the grain size exponent for diffusion creep, the temperature in K, the gas constant and, also according to each deformation mechanism, the pre-exponential constant, the activation energy and the stress exponent. All values for these two flow laws are given in Table 1. The consideration of these two deformation mechanisms in the same rheological model leads to the definition of the overall strain rate $\dot{\epsilon}$ as the sum of the partial strain rates for each of the creeping mechanisms:

$$\dot{\epsilon} = \dot{\epsilon}_{\text{disl}} + \dot{\epsilon}_{\text{diff}}. \quad (3)$$

This relationship is used to construct an olivine deformation map that shows the shear stress as a function of grain size for different strain rates at constant temperatures (850 °C, Fig. 2a). In the deformation map, the dislocation creep field (GSI) represents stresses/grain sizes for which $\dot{\epsilon}_{\text{disl}} > \dot{\epsilon}_{\text{diff}}$. Therefore, the overall strain rate is the dislocation creep strain rate in the GSI field ($\dot{\epsilon} = \dot{\epsilon}_{\text{disl}}$). Similarly, $\dot{\epsilon}_{\text{disl}} < \dot{\epsilon}_{\text{diff}}$ prevailed in the GSS field and therefore $\dot{\epsilon} = \dot{\epsilon}_{\text{diff}}$. The transition line between these two fields is defined by an equal contribution of the two competing creeps to the overall strain rate $\dot{\epsilon}_{\text{disl}} = \dot{\epsilon}_{\text{diff}}$. Because dislocation creep is insensitive to grain size

(Eq. (1)), strain rate isolines are horizontal in the GSI field and the slopes of the strain rate isolines in the GSS field are defined by the grain size exponent of the diffusion creep (Eq. (2)).

The dynamic recrystallisation at a constant strain rate is represented in the deformation map as a black arrow (Fig. 2a). Starting from an initial large grain size that induces dislocation creep as the dominant deformation mechanism (Fig. 2a, Kirby, 1983; Carter and Tsenn, 1987), dynamic recrystallisation induces grain size reduction. Grain sizes tend towards the recrystallised grain size balance that can be defined in two different ways. First, experimental works on metals, ceramics and rocks have shown that the recrystallised grain size is related to the steady state shear stress by a power-low relation termed the piezometric relation,

$$\tau = B.D^{-p}, \quad (4)$$

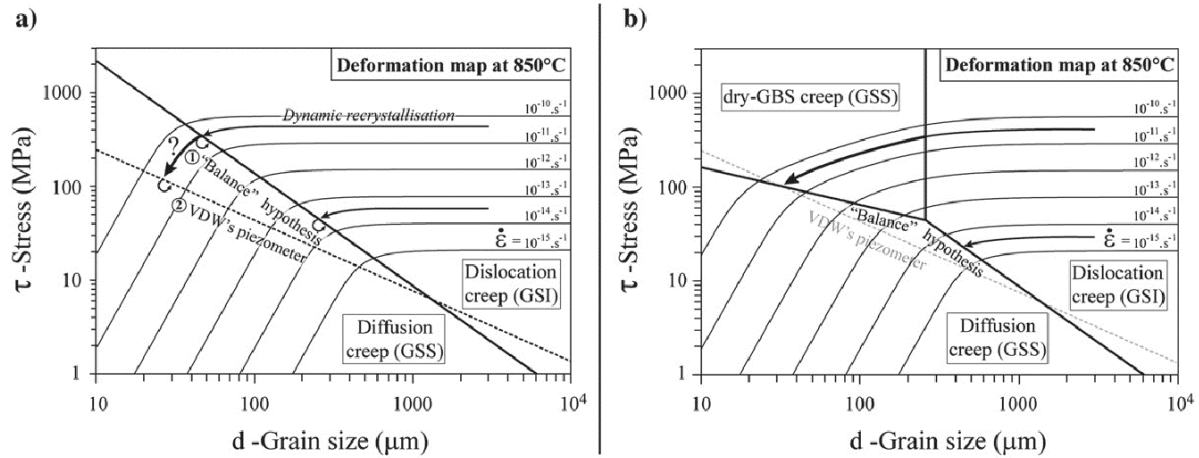
where, D, τ , p and B are the recrystallised grain size, the shear stress, the stress exponent and a material constant, respectively (values in Table 1). This relationship reflects the balance between the elastic energy stored in a grain and the surface energy (Twiss, 1977) and has been experimentally calibrated by Van der Wal et al. (1993) on natural olivines (VDW's piezometer, curve ②, Fig. 2a.). Second, Derby and Ashby (1987) have alternatively suggested that dynamic recrystallisation reflects a balance between grain-size reduction and grain growth (De Bresser et al., 1998, 2001). Because dislocation creep promotes grain size reduction by dynamic recrystallisation and diffusion creep can only enhance grain growth (Frost and Ashby, 1982; Handy, 1989; De Bresser et al., 1998; 2001), the recrystallised grain size should be in the neighbourhood of the boundary between dislocation creep and diffusion creep (De Bresser et al., 1998; 2001). As a result, by assuming that $\dot{\epsilon}_{\text{disl}} = \dot{\epsilon}_{\text{diff}}$ at the boundary (see above), the D-relationship for the balance hypothesis is therefore not only stress sensitive but also temperature sensitive (balance hypothesis line, curve ①, Fig. 2a) and induces significant differences in stress estimates with respect to the Van der Wal's piezometer (curve ②, Fig. 2a). As a consequence, the amount of expected weakening during dynamic recrystallisation is drastically different depending on whether Van der Wal's piezometer or the balance hypothesis is used to define the recrystallised grain size (Yamasaki, 2004). Following the balance hypothesis, grain size reduction is not related to a strong strength decrease (De Bresser et al., 2001; Gueydan et al., 2001) and hence cannot involve strain localisation (De Bresser et al., 2001; Ter Heege et al., 2004; Yamasaki, 2004). In contrast, if the recrystallised

Table 1

Creeping parameters for dislocation creep, diffusion creep and dry-GBS creep (Hirth and Kohlstedt, 2003) and parameters for the VDW's piezometer (Van der Wal et al., 1993)

Parameter	Meaning	Value
$*A_{\text{disl}}$	Dislocation creep pre-exponential constant	$1,1.10^5 \text{ MPa}^{-n} \cdot s^{-1}$
$*A_{\text{diff}}$	Diffusion creep pre-exponential constant	$1,5.10^9 \text{ MPa}^{-n} \cdot s^{-1}$
$*A_{\text{GBS}}$	Dry-GBS creep pre-exponential constant	$6,5.10^3 \text{ MPa}^{-n} \cdot s^{-1}$
$*Q_{\text{disl}}$	Activation energy for the dislocation creep	$530 \pm 4 \text{ kJ} \cdot \text{mol}^{-1}$
$*Q_{\text{diff}}$	Activation energy for the diffusion creep	$375 \pm 50 \text{ kJ} \cdot \text{mol}^{-1}$
$*Q_{\text{GBS}}$	Activation energy for the dry-GBS creep	$400 \text{ kJ} \cdot \text{mol}^{-1}$
$*n_{\text{disl}}$	Stress exponent for the dislocation creep	3.5
$*n_{\text{diff}}$	Stress exponent for the diffusion creep	1
$*n_{\text{GBS}}$	Stress exponent for the dry-GBS creep	3.5
$*m_{\text{diff}}$	Grain size exponent for the diffusion creep	3
$*m_{\text{GBS}}$	Grain size exponent for the dry-GBS creep	2
$**p$	Stress exponent of D	1.33
$**B$	Constant of D	$1,5.10^4 \mu m \cdot \text{MPa}^p$
R	Universal gas constant	$8,314 \text{ J} \cdot \text{mol}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$

*Hirth and Kohlstedt, 2003 ** Van der Wal et al., 1993.



VDW = Van Der Wal (Van der Wal et al., 1993); GBS = Grain Boundary Sliding; GSS = Grain Size Sensitive; GSI = Grain Size Insensitive

Fig. 2. Olivine deformation maps (shear stress in MPa as a function of the grain size in μm) with strain rate isolines at a constant temperature ($T=850^\circ\text{C}$). a) Dislocation/Diffusion-related rheology: Olivine deformation map with two deformation mechanisms, namely dislocation creep (Eq. (1)) and diffusion creep (Eq. (2)). Creeping parameters are given in Table 1. The black arrow represents the grain size reduction by dynamic recrystallisation at a constant strain rate. The recrystallised grain size could be defined as the boundary between the two deformation mechanisms (Balance hypothesis, curve ① De Bresser et al., 1998; 2001) or as the experimentally calibrated VDW's piezometer (curve ② Van der Wal et al., 1993). b) GBS-related rheology: Olivine deformation map with three deformation mechanisms: dislocation creep, diffusion creep and dry-GBS creep (Eq. (4)). Creeping parameters are given in Table 1. During dynamic recrystallisation, grain sizes reduce and tend towards the recrystallised grains balance that is here defined as the boundary between dry-GBS creep and diffusion creep at high stress and between dislocation creep and diffusion creep at low stress (modified balance hypothesis).

grain size is defined by the Van der Wal's piezometer, an important stress decrease is predicted during grain size reduction that has to be achieved in the diffusion creep domain. Braun et al. (1999) consistently modelled the dynamic recrystallisation related to this rheology, i.e., based on the piezometric relationship, and they obtained strain localisation. However, the assumption of grain size reduction within the GSS diffusion creep is not supported by any published experimental results (Derby and Ashby, 1987; Drury et al., 1991).

2.2. GBS-related rheology

Recently, a new deformation mechanism was proposed to account for grain size reduction in a grain size sensitive creep (Hirth and Kohlstedt, 1995; 2003). This mechanism has been called dry-GBS creep by Hirth and Kohlstedt (2003), or GSS-power law creep by Drury (2005), and consists of grain boundary sliding (GBS) creep accommodated by dislocation and diffusion creeps (Hirth and Kohlstedt, 2003; Drury, 2005):

$$\dot{\epsilon}_{\text{GBS}} = A_{\text{GBS}} \cdot \exp\left(\frac{-Q_{\text{GBS}}}{R.T}\right) \cdot \tau^{n_{\text{GBS}}} \cdot d^{-m_{\text{GBS}}}, \quad (5)$$

where $\dot{\epsilon}_{\text{GBS}}$, A_{GBS} , Q_{GBS} , n_{GBS} and m_{GBS} are the strain rate, the pre-exponential constant, the activation energy, the stress exponent and the grain size exponent of the so-

called dry-GBS creep mechanism, respectively. The strain rate is thus a low-power function of stress (non-Newtonian viscosity) and of grain size (GSS). The difference in the grain size exponent between this law ($m_{\text{GBS}}=2$) and the diffusion creep law ($m_{\text{diff}}=3$; Eq. (2)) marks different types of diffusion creep; namely coble creep (e.g. surface diffusion) and Nabarro–Herring creep (e.g. volume diffusion; Knappe, 1989; Wheeler, 1992), respectively. As a result, the combination of the three deformation mechanisms, i.e., dislocation creep, diffusion creep and dry-GBS creep yields the following definition of the overall strain rate:

$$\dot{\epsilon} = \dot{\epsilon}_{\text{disl}} + \dot{\epsilon}_{\text{diff}} + \dot{\epsilon}_{\text{GBS}} \quad (6)$$

The deformation map of Fig. 2b shows different slopes of the strain rate isolines in the dry-GBS creep and diffusion creep fields due to their different grain size exponents, and thus displays three deformation mechanism domains. Similar to the deformation map provided in Fig. 2a, far away from the transition line between each mechanism domain, the partial strain rate for the considered mechanism ($\dot{\epsilon}_{\text{disl}}$, $\dot{\epsilon}_{\text{diff}}$ or $\dot{\epsilon}_{\text{GBS}}$) contributes as a whole to the overall strain rate $\dot{\epsilon}$. In contrast, in the neighbourhood of the transition line, all partial strain rates contribute to the overall strain rate (Eq. (6)). At the exact transition line between dislocation creep and dry-GBS creep (GSI/GBS transition), dislocation and GBS strain

rates are consistently equal and much larger than the diffusion creep strain rate $\dot{\epsilon}_{\text{disl}} = \dot{\epsilon}_{\text{GBS}} > \dot{\epsilon}_{\text{diff}}$. The same reasoning for the two other transition lines yields the following relationships: $\dot{\epsilon}_{\text{disl}} = \dot{\epsilon}_{\text{diff}} > \dot{\epsilon}_{\text{GBS}}$ at the GSI/GSS transition line and $\dot{\epsilon}_{\text{diff}} = \dot{\epsilon}_{\text{GBS}} > \dot{\epsilon}_{\text{disl}}$ at the GBS/GSS transition line. At the junction of the three transition lines, each mechanism contributes to the overall strain rate in the same amount: $\dot{\epsilon}_{\text{disl}} = \dot{\epsilon}_{\text{diff}} = \dot{\epsilon}_{\text{GBS}} = 1/3 \dot{\epsilon}$.

Like the dislocation creep, the dry-GBS creep favours grain size reduction by intra-crystalline deformation and thus involves a change in the definition of the recrystallised grain size, according to the balance hypothesis of De Bresser et al. (1998; 2001). Indeed, if the recrystallised grain size well reflects the balance between grain-size reduction and grain growth (Derby and Ashby, 1987), the recrystallised grain size may be defined by the field boundary between dry-GBS and diffusion creeps at low grain sizes ($\dot{\epsilon}_{\text{diff}} = \dot{\epsilon}_{\text{GBS}}$) and by the field boundary between dislocation and diffusion creeps at large grain sizes ($\dot{\epsilon}_{\text{disl}} = \dot{\epsilon}_{\text{diff}}$). As recently discussed in Warren and Hirth (2006), a significant stress decrease during dynamic recrystallisation is predicted for low grain size while no weakenings are expected at large grain sizes, providing an explanation for weakening related to grain size reduction (Fig. 2b). Moreover, the dry-GBS creep provides an explanation for the grain size reduction accommodated by a GSS mechanism (Fig. 2a, curve ②), which plays an important role in the strain localisation process (Rutter and Brodie, 1988). Such an explanation is still lacking for the relationship based on the VDW's piezometer that requires grain size reduction in the diffusion creep which is not supported by any experimental work.

In a recent study based mainly on olivine and orthopyroxene lattice preferred orientation (LPO) analyses from oceanic peridotites (Warren and Hirth, 2006), a similar weakening mechanism related to grain size reduction, grain boundary sliding and second phase pinning has already been proposed to explain the incipient strain localisation through oceanic peridotites. However, despite a strong prediction from its existence by Jin et al. (1998), dry-GBS creep has never been identified in continental peridotites.

3. Case study: the Ronda peridotites

3.1. Geological setting

The Ronda peridotites belong to the internal zone of the Betics Cordillera in southern Spain (Fig. 3). The cordillera is composed mainly of three stacked metamorphic nappe complexes (Tubía et al., 1992), which are (from bottom to top): the Nevado–Filabride, the

Alpujárride and the Maláguide. The Ronda peridotites and its thin overlying crustal sequence (Jubrique unit; Balanya et al., 1997) belong to the upper part of the Alpujárride complex ("Los Reales" nappe, Tubía et al., 1992), which integrates three peridotite massifs: the Carratraca massif, the Ojen massif and the Ronda massif, which is the largest one. A very similar peridotite massif is also found in the Moroccan side of the Alboran Sea in the Rif, i.e. the Beni–Bousera peridotite (Kornprobst, 1973, Fig. 1). Our study focused on the western part of the Ronda massif, which is composed of four tectonic domains (Obata, 1980; Van der Wal and Vissers, 1993) from south to north: Plagioclase (Pl)-bearing peridotite, granular peridotite, Spinel (Spl)-bearing tectonite and Garnet (Grt)/Spinel-bearing mylonite (Fig. 3; Fig. 4a).

The geodynamic history of the Ronda massif can be summarised as follows. The Ronda massif has suffered a first deformation stage marked by an almost adiabatic decompression (Frey et al., 1985) during the Jurassic Thetian opening (Pearson et al., 1993; Van der Wal and Vissers, 1993), which unroofed the massif from high depths to a depth of approximately 70 km and produced graphitised diamonds (Davies et al., 1993). Then, during the cenozoic period, the Ronda massif underwent at least three tectonic events, as suggested by the P–T path of Obata (1980) and a consistent recent P–T path from Garrido et al. (2006; Fig. 4b): 1) a decompression event due to an extensive stage (Fig. 4b; point 1; Obata, 1980; Balanya et al., 1993; 1997) that induces the formation of the Spl-bearing tectonite and the Grt/Spl-bearing mylonite; 2) a rapid uplift of asthenosphere (Fig. 4b; point 2), which induces partial melting of the lithospheric mantle and produces the granular peridotite bounded by a recrystallisation front (Van der Wal and Bodinier, 1996; Lenoir et al., 2001); and finally 3) a compressive stage (Fig. 4b; point 3; Tubía et al., 2004) that leads to the emplacement of the peridotite domain into the crust and probably to the formation of the Pl-bearing peridotite (Van der Wal and Vissers, 1993; 1996). The peridotite massif and its country rocks are cross-cut by undeformed intrusions of acid dykes related to this compressive stage and dated at ca. 20 Myr (Priem et al., 1979). These acid dykes thus permit the dating of the end of the ductile deformation of the Ronda massif to approximately 20 Myr. The last exhumation of the peridotite lenses is attributed to a Miocene extensive stage responsible for the Alboran Sea opening (Balanya et al., 1997; Azañón and Crespo-Blanc, 2000; Booth-Rea et al., 2005). Presently, regional stresses involve a compression due to the convergence between European and African tectonic plates (Azañón and Crespo-Blanc, 2000).

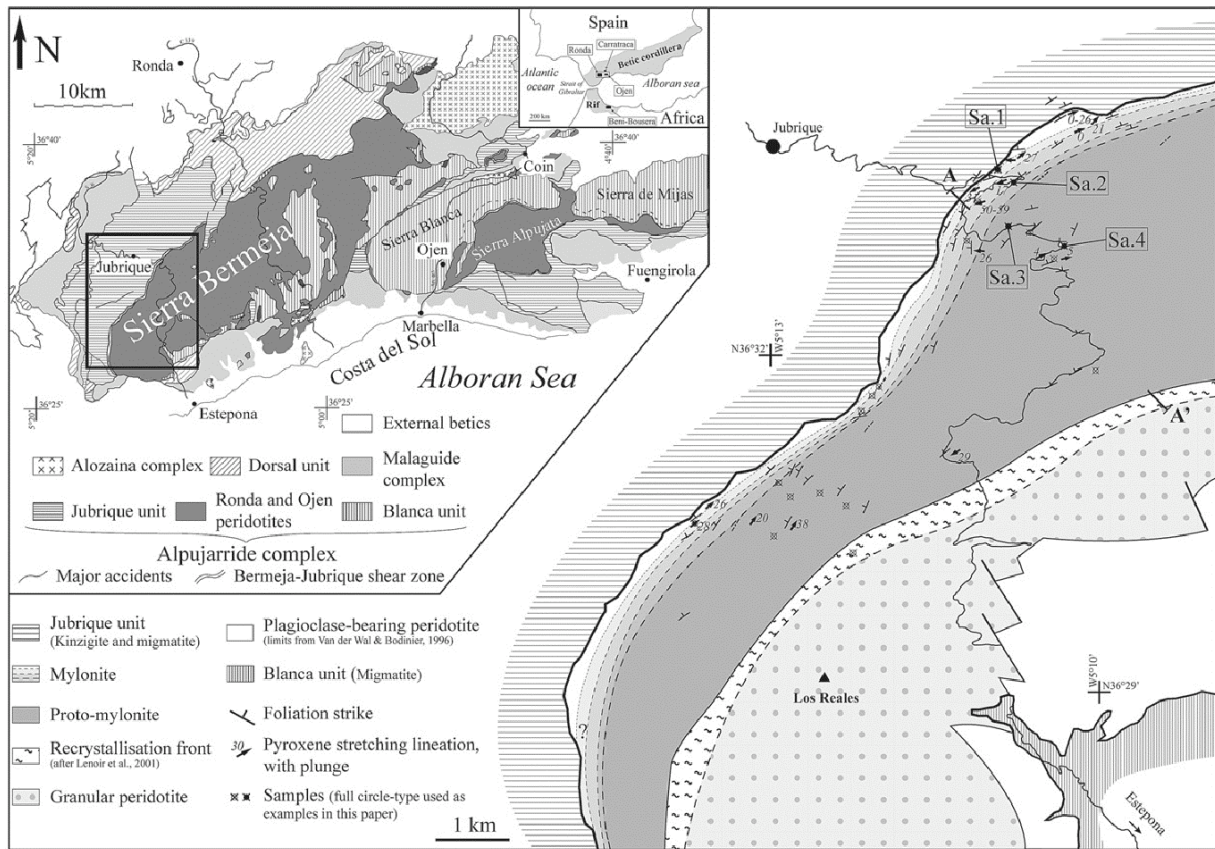


Fig. 3. Geological map of the western Betics cordillera after Sanchez-Gomez et al. (2002) and structural map of the western Ronda peridotite with the sample locations and the position of the cross-section (AA') presented in Fig. 4. The four main samples (Sa.1 to Sa.4) used for the microstructural study are identified in full circles. The boundaries between the different peridotite facies (garnet, spinel and plagioclase) are from Obata (1980) and Van der Wal and Vissers (1996).

3.2. Kilometre-scale ductile strain gradient

3.2.1. Controversy about the origin of the Grt/Spl mylonite

The first Cenozoic deformation stage is represented by a single extensive event, which develops the Spl-bearing tectonite and the Grt/Spl-bearing mylonite. From that view, both structures belong to a kilometre-scale strain gradient. However, Van der Wal and Vissers (1996) assumed a non-contemporaneous origin of the Spl-bearing tectonites and the Grt/Spl-bearing mylonites, as some garnets are observed around spinels in the mylonite. Indeed, this texture should indicate higher pressure for the mylonite than for the formation of the Spl-bearing tectonite (Obata, 1980) and should therefore involve a pressure increase during deformation. Nevertheless, the peculiar Grt/Spl texture in the mylonite could be explained by a variable chemical composition of the peridotite (Garrido et al., 2006). This chemical difference is assimilated in the strain-enhanced diffusion around the

Al-pyroxenites (Al-pyroxenites group according to Garrido and Bodinier, 1999), which would modify the composition of the surrounding peridotite and would therefore change the position of the Grt/Spl transition to lower pressure into the P-T diagram. Furthermore, the occurrence of spinel in an eye-like garnet habitus within the mylonite and the stability of the tiny spinels confirms the strain-coeval transition from garnet to spinel stability fields. Therefore, a pressure increase is not necessary to explain the garnet occurrence in the mylonite, as shown by the P-T estimates for the pre- and syn-shearing conditions (Obata, 1980, Garrido et al., 2006). The PT path of mafic granulite lenses in the mylonite also consistently yields quasi adiabatic pressure decreases during deformation (Fig. 4, Morishita et al., 2001; Haissen et al., 2004). Consequently, we assume in this study that the Spl-bearing tectonite and the Grt/Spl-bearing mylonite were formed during a single progressive deformation. This assumption is moreover confirmed by the structural study presented below. Therefore, we will

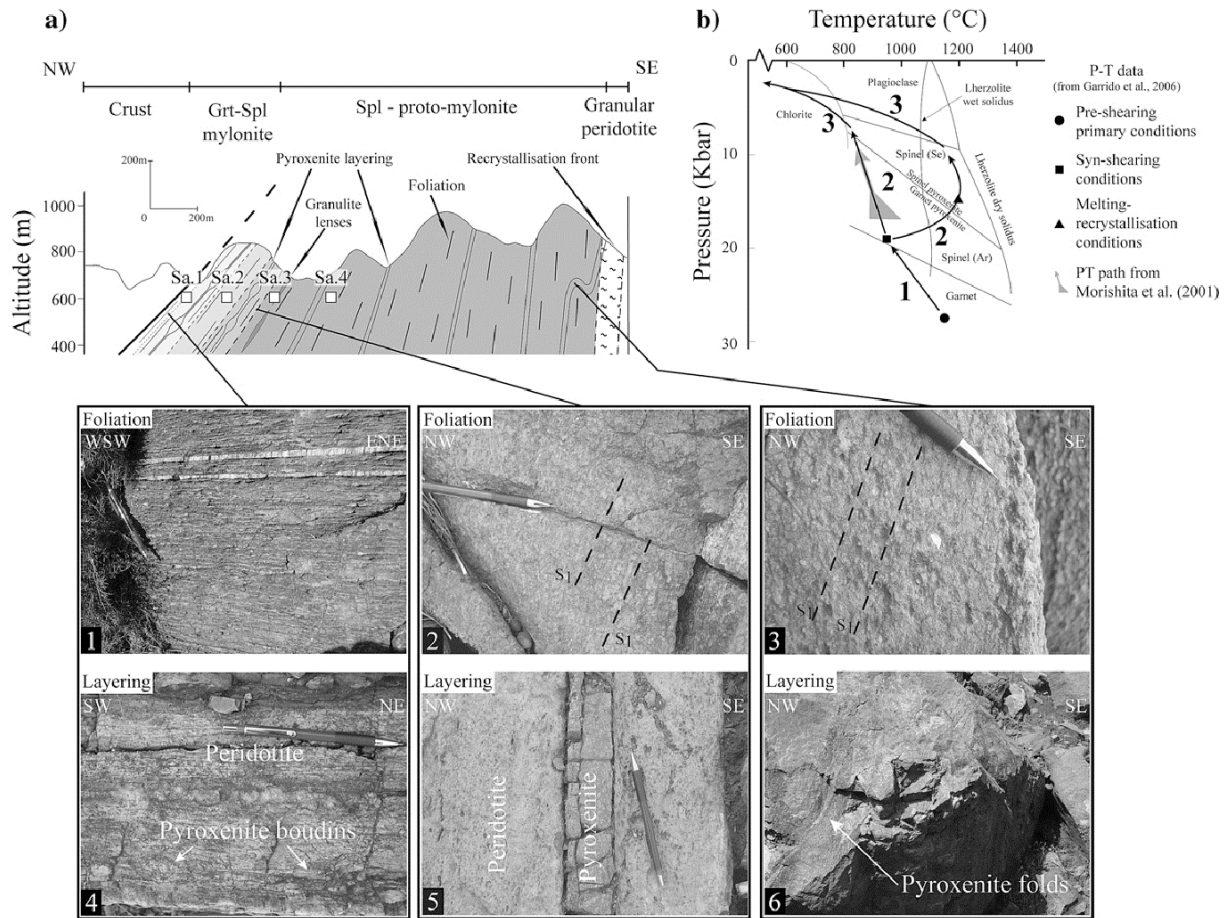


Fig. 4. a) Cross-section of the strain gradient with the four main sample locations (full circles on the structural map in Fig. 3) and macroscopic features illustrating the strain increase toward the contact with the country rocks. Samples Sa.4 and Sa.3 belong to the proto-mylonite while Sa.2 and Sa.1 are located in the mylonite, with strain increasing from sample Sa.4 to sample Sa.1. From picture 3 to picture 1, the foliation becomes more marked and penetrative and from picture 6 to 4, the pyroxenite layering evolves from metric folds to boudinage. b) P–T paths of the Grt/Spl-bearing mylonite, Spl-bearing proto-mylonite and granular peridotite (after Obata, 1980 and Garrido et al., 2006). The P–T path of mafic granulitic lenses located in the rim of the peridotites mylonite (Morishita et al., 2001) has been used to constrain the P–T path of the Grt/Spl peridotites. Each number corresponds to the main tectonic stages: 1) the first extensive stage; 2) the subsequent heating due to the asthenosphere uplift and 3) the end of the extension and the subsequent crustal emplacement of the peridotites followed by a last extensive stage.

use proto-mylonite instead of tectonite for the rest of this paper to describe the less deformed Spl-peridotites (Fig. 4a). Note that this term is only defined macroscopically and not according to the Sibson's classification (Sibson, 1977).

3.2.2. The Ronda strain gradient

The north-western part of the massif shows a progressive strain increase from the Spl-bearing proto-mylonite towards the Grt/Spl-bearing mylonite. These two tectonic domains (Fig. 4a; Pictures 1–3) have approximately the same lherzolitic and harzburgitic composition with few dunites, Cr-pyroxenites and Al-pyroxenites, which mark the pyroxenite “layering” (Fig. 4a; Pictures 4–6; Van der Wal and Bodinier, 1996).

The foliation strikes of the proto-mylonite and the mylonite (about N50°) are roughly parallel to the contact with the country rocks, with a mean dip angle increasing from 50° near the northern edge of the massif to almost 90° near the recrystallisation front (Fig. 4a; Van der Wal and Bodinier, 1996). Through this domain, the lineation is constant and the orientation of the pyroxenite layering, with respect to the foliation, is a good indicator of the strain intensity. Indeed, in the proto-mylonite, pyroxenite layers often form metric folds with axial planes parallel to the peridotite foliation (Fig. 4a; Picture 6), whereas boudinage is common in the mylonite. The rotation of the pyroxenites during strain involves the continuous evolution from a compressive state (folding) to an extensive state (boudinage), as suggested by the boudined limbs of

the metric folds. This evolution, from folding to stretching of the pyroxenite layers, is consistent with a northward progressive increase of the finite strain intensity and hence, the existence of a ductile strain gradient. In the interest of being concise, a detailed study of the Ronda peridotite will be presented in a separate paper as the main objective here is to discuss the rheology of the mantle.

Temperature conditions through this strain gradient can be roughly estimated from the neoblasts which yielded a temperature close to 830–880 °C (Van der Wal and Vissers, 1993). Thus, the strain gradient developed at low temperatures, around 850 °C, as observed through other strain gradients in European continental mantle peridotites (Fig. 1). Moreover, the existence of a spatial temperature gradient during strain localisation is also inferred from the temperature conditions in the top of the peridotites, calculated in the Kinzigites (730 ± 50 °C; Platt et al., 2003, Figs. 3–4) and in the core of the peridotites at the recrystallisation front (≥ 1200 °C; Lenoir et al., 2001). However, the real spatial evolution of the temperature from the mylonite (“cold” member) to the proto-mylonite close to the recrystallisation front (“hot” member), is very

difficult to constrain. P–T paths computed in mafic granulite lenses in mylonite (Fig. 4, Morishita et al., 2001; Haissen et al., 2004) and the Grt/Spl mylonite (Obata, 1980; Garrido et al., 2006) yield a continuous cooling history during strain. This ductile strain gradient has therefore been formed according to a spatial temperature gradient between ~ 750 °C at the top and ~ 1200 °C in the core of the massif and strain localisation occurs in the coldest part of the massif, where the temperature is less than ~ 850 °C during deformation.

3.3. Microstructural study

3.3.1. Microstructures

A microstructural study was performed on 40 thin sections from samples taken across the strain gradient. The mineral composition is roughly constant: 65 to 75% olivine (forsterite), 15 to 23% orthopyroxene (enstatite), 2 to 7% clinopyroxene (diopside) and 3 to 6% spinel (Fig. 5). Some other phases, like amphibole and calcite, can also be observed in very small amounts. The proto-mylonite consists of centimetre-scale grains with lense-

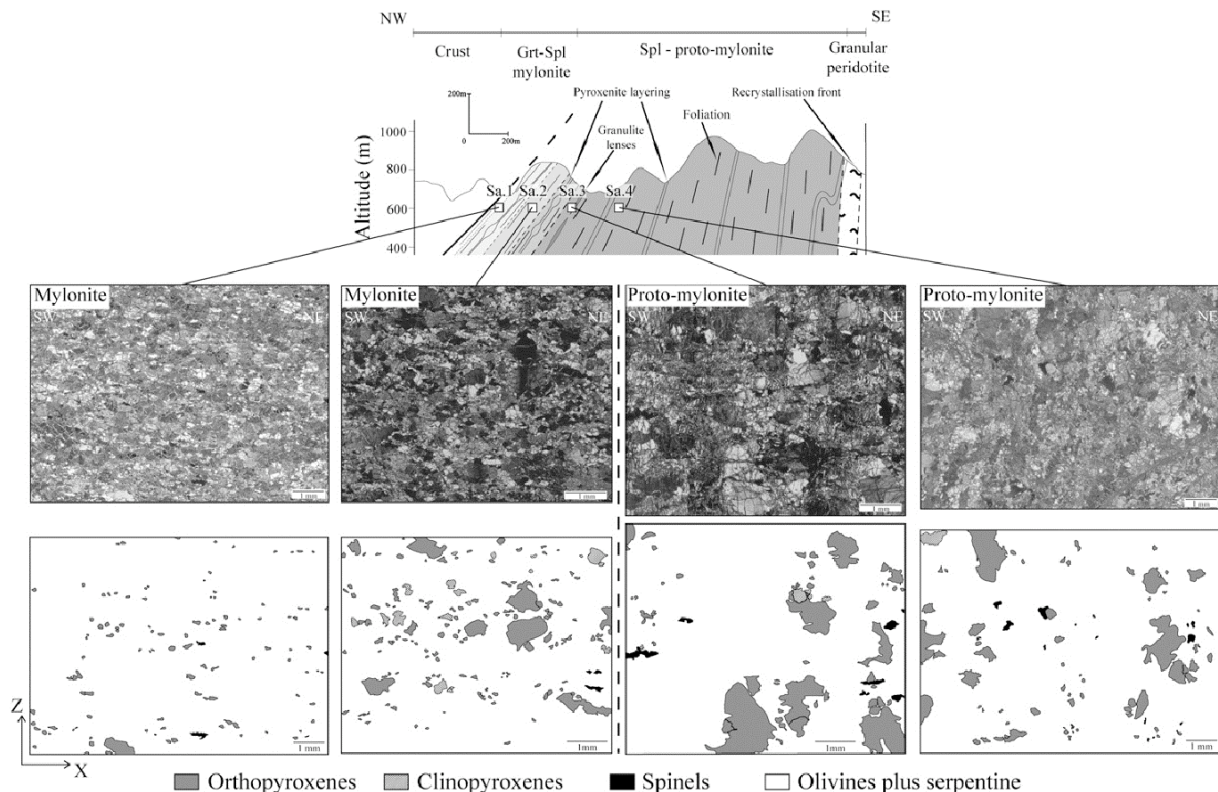


Fig. 5. Texture evolution at microscopic scale through the proto-mylonite and the mylonite displayed by the four main samples (located in the map of Fig. 3 and cross-section of Fig. 4). Only the main phases are represented and captioned: Orthopyroxenes, Clinopyroxenes, Spinel and Olivines plus Serpentine. The increase in strain from Sample 4 (Sa.4) to Sample 1 (Sa.1) is coeval with 1) grain size reduction and 2) the progressive scattering of the recrystallised grains of pyroxenes within the fine-grained olivine matrix, indicating the neighbour-switching of these recrystallised grains.

shaped olivine clasts showing strong internal strain (undulose extinction and subgrains). In contrast, the mylonite displays grain sizes close to 140 μm near the contact with the country rocks and contains fewer porphyroclasts (Fig. 5). Thus, grain size reduction is the main microstructural feature observed with increasing strain. The mean value of the recrystallised grain size is between 250 μm and 450 μm in the proto-mylonite (grey box, Fig. 6) and is reduced to 150–220 μm in the mylonite. A scattering in the recrystallised grain size values is also observed. The recrystallised grain size values range between 800 and 100 μm in the proto-mylonite (dashed lines, Fig. 6); while in the mylonite, recrystallised grain sizes vary between 50 μm and 600 μm . Therefore, both recrystallised grain size averages and the scattering in grain sizes decrease drastically with increasing strain. Following Gueydan et al. (2005), these two combined features likely reflect an increase in shear stress and hence an increase in strain rate, marking strain localisation.

There is also another textural feature discriminating between the mylonite and the proto-mylonite. Pyroxene porphyroclasts and neoblasts of the proto-mylonite are clustered, forming centimetre-scale aggregates surrounded by olivine aggregates. In contrast, the pyroxene neoblasts in the mylonite (mainly the orthopyroxenes) are much more abundant and scattered into the olivine matrix (Fig. 5), suggesting a neighbour-switching of pyroxene-

recrystallised grains with increasing strain. This feature might possibly be accompanied by a change in the intra-crystalline deformation mode, which could be detected by a change in the lattice preferred orientation (Boullier and Gueguen, 1975; Jaroslow et al., 1996; Lee et al., 2002).

3.3.2. Lattice preferred orientation (LPO)

EBSD (Electron BackScattered Diffraction) was used to measure olivine LPO (Fig. 7a). We measured the orientation of the three main olivine crystallographic axes ([100], [010] and [001]) with respect to the main strain axes. Post-experiment numerical handling was then performed in order to illustrate the fabric strength by using iso-density curves.

Fabrics are displayed in Fig. 7a. They are similar to the type A from Jung and Karato (2001) as well as to the LPO reported by Vauchez and Garrido (2001) and Tubía (1994). An easy [a]-slip system can be observed with a weak [c]-slip system, involving moderate to high strain temperatures (around 1000 °C; Tommasi et al., 2000). Of more interest, is the change in the LPO intensity along the strain gradient (Fig. 7b). Indeed, the fabric strength first increases in the proto-mylonite and then decreases in the mylonite until it reaches the edge of the massif. This specific feature is well marked on the [010]-axis. Total randomisation in the mylonite fabric strength is not observed, not even in the highest strained peridotite near the contact with the country rocks. This feature is also

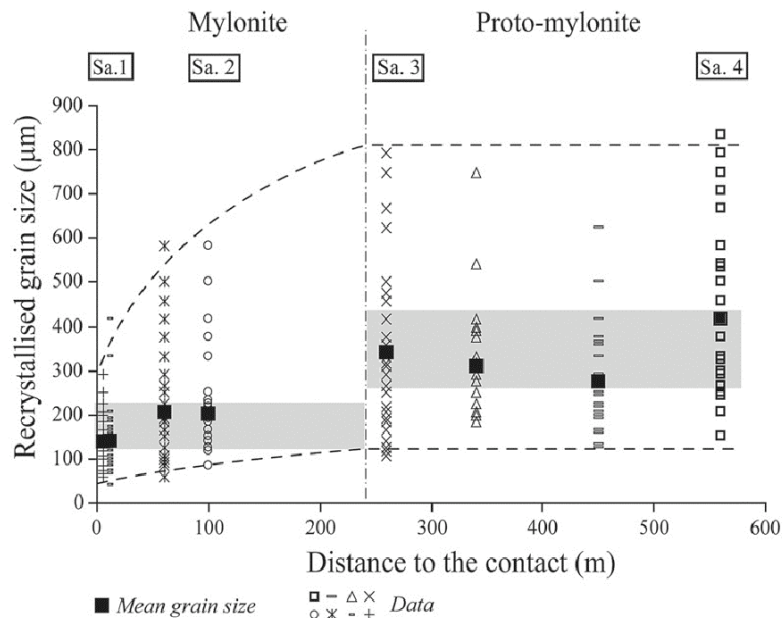


Fig. 6. Olivine recrystallised grain size as a function of the distance to the contact of peridotites with the crustal rocks. Around 25 measurements per thin section are reported as well as the mean recrystallised grain size marked by the black squares. The mean recrystallised grain size decreases from 450–250 μm in the proto-mylonite to 220–150 μm in the mylonite (grey boxes).

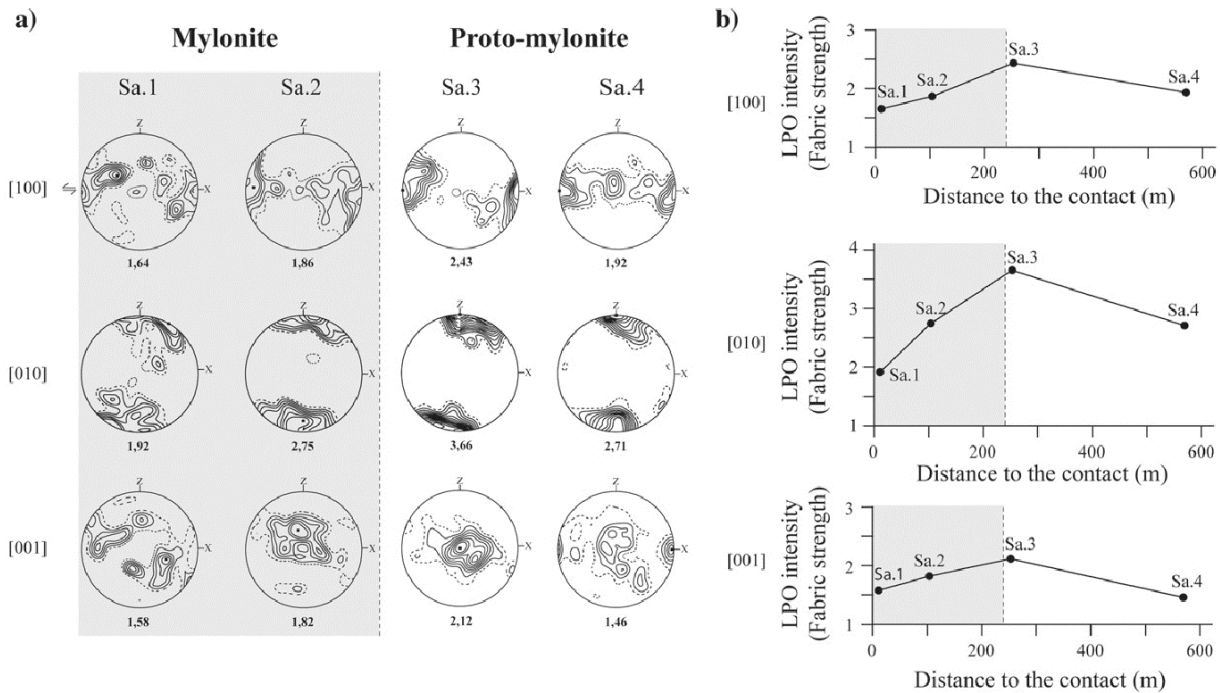


Fig. 7. Olivine lattice preferred orientation (LPO) through the strain gradient. a) Stereograms for [100], [010] and [001] olivine axes for the four samples shown in Fig. 5. Projections are represented within a plane perpendicular to foliation and parallel to mineral lineation. Density contours are the multiples of the mean density and numbers are the maximum pole density. b) Evolutions of the LPO-intensity (strength fabric) along the strain gradient for each main olivine axis. With increasing strain, the fabric strength increases in the proto-mylonite (Sa.4 and Sa.3) and decreases in the mylonite (Sa.2 and Sa.1).

observed in the Shaka oceanic peridotites (Warren and Hirth, 2006).

4. Discussion

4.1. Inferred mechanisms of strain localisation in the Ronda peridotites

Based on the above observations, the relevant weakening mechanism in the Ronda strain gradient is the dynamic reduction of grain size that is coeval with a decrease in LPO intensity and a neighbour-switching of pyroxene neoblasts, leading to their scattering within the fine-grained olivine matrix. The increase in LPO intensity in the proto-mylonite is well explained by the increase in the intra-crystalline plastic deformation. In contrast, the decrease of the LPO intensity in the mylonite might result from at least three mechanisms: 1) the increase in the amount of dynamic recrystallisation with an associated increase in disorientation; 2) the activation of different slip systems with increasing strain; or 3) the activation of grain size-sensitive deformation mechanisms that would compete with intracrystalline slips (Warren and Hirth, 2006). However, the neighbour-switching of the recryst-

tallised grains through the mylonite tectonic domain strongly suggests that grain boundary sliding plays an important role during mylonitisation (Vissers et al., 1995; Paterson, 2001; Lee et al., 2002; Warren and Hirth, 2006) and hence, the LPO decrease is related to a grain-size-sensitive mechanism. As a result, we infer from these microstructural observations that the weakening mechanism responsible for strain localisation in the Ronda peridotites is grain size reduction accommodated by both dislocation creep and grain boundary sliding, as described in the dry-GBS creep (Hirth and Kohlstedt, 1995; 2003).

4.2. New rheological model: weakening and grain boundary sliding

To account for the main features reported in the Ronda peridotites, it is necessary to combine three deformation mechanisms for olivine, i.e., dislocation creep, diffusion creep and dry-GBS creep, in the same rheological model, as seen in the deformation map provided in Fig. 2b. Since most of the subcontinental mantle peridotites show “low temperature” conditions associated with strain localisation-type structures (Fig. 1), it is more convenient here to fix the strain rate and to discuss the temperature

conditions necessary for weakening during grain size reduction. As a result, Fig. 8 shows three olivine deformation maps using a constant strain rate (10^{-15} s^{-1} , 10^{-14} s^{-1} and 10^{-13} s^{-1} , respectively in Fig. 8a,b and c). Temperature isolines are displayed from 650 °C to 950 °C in increments of 50 °C.

Following Derby and Ashby (1987) and De Bresser et al. (1998; 2001), dynamic recrystallisation reduces the grain size that tends towards the balance between the domains of grain size reduction (dry-GBS and dislocation creeps) and grain growth (diffusion creep). The recryst-

tallised grain sizes are thus defined by the dislocation/diffusion boundary at high temperatures while they are defined by the dry-GBS/diffusion boundary at low temperatures (see the detailed discussion in the previous section). This modified balance hypothesis is moreover confirmed by the extrapolation of the experimentally-obtained recrystallised grain size at geological conditions ($\dot{\epsilon} \approx 1.10^{-14} \text{ s}^{-1}$; Drury, 2005). Starting from a large grain size close to 4 mm, dynamic grain size reduction at $1.10^{-15} \text{ s}^{-1}$ will be successively accommodated by dislocation creep and dry-GBS creep at low temperature

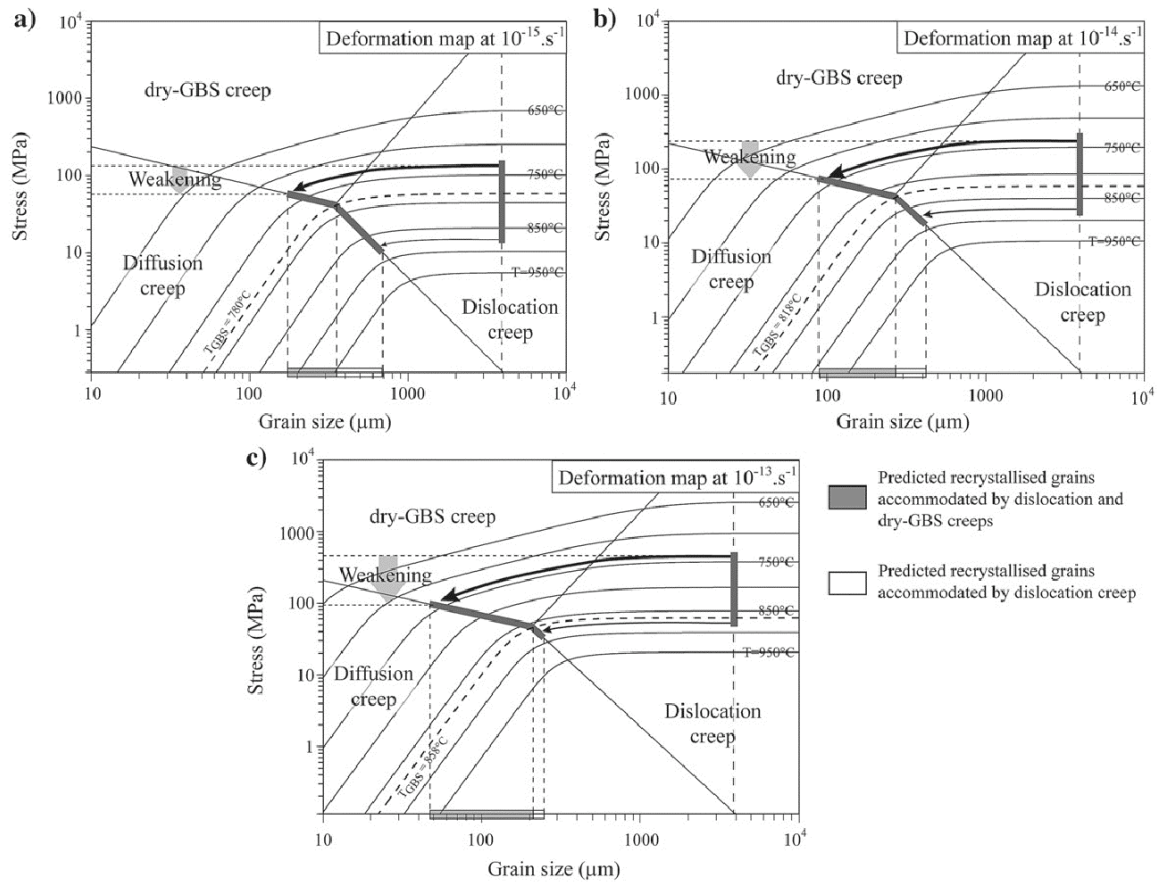


Fig. 8. Olivine deformation maps (shear stress versus grain size) at a constant strain rate, i.e. 10^{-15} s^{-1} (a), 10^{-14} s^{-1} (b) and 10^{-13} s^{-1} (c), with temperature isolines from 950 °C to 650 °C in increments of 50 °C. The new rheological model proposed in this paper consists of defining the overall strain rate as the sum of the partial strain rates for dislocation creep (Eq. (1)), diffusion creep (Eq. (2)) and dry-GBS creep (Eq. (4)). Due to its grain size insensitivity (GSI), the dislocation creep field displays horizontal temperature isolines. In contrast, the grain size sensitivity (GSS) of the diffusion and the dry-GBS creeps show positive slopes for temperature isolines in their respective domains and the difference in slope between the two deformation mechanisms reflects the different grain size exponents (Table 1). An initial grain size of 4 mm and temperatures between 730 and 880 °C for the Ronda strain gradient (Platt et al., 2003; Van der Wal and Vissers, 1993) were chosen to discuss dynamic recrystallisation (black arrows). The dynamic recrystallised grain size is defined by the modified “balance” hypothesis according to De Bresser et al. (1998; 2001). Each graph shows an example of grain size reduction at a low temperature ($\approx 750 \text{ °C}$) and high temperature ($\approx 870 \text{ °C}$) in order to represent the GBS-related weakening undergone by the recrystallised grains. As a result, even for a relatively low overall strain rate (10^{-15} s^{-1}), the low temperature involves a strong weakening with respect to the weakening produced at high temperatures and hence defines a range of temperature conditions, according to the overall strain rate, in which strong weakening can occur. Furthermore, this rheological model can be validated in part by comparing the predicted recrystallised grain sizes by the model with the natural recrystallised grain sizes of the Ronda strain gradient (grey rectangle on the abscise axis, cf. Fig. 6). See the text for explanation.

(Fig. 8a; thick arrow) and only by dislocation creep at high temperatures (Fig. 8a; thin arrow). A critical temperature T_{GBS} can therefore be defined; below which dry-GBS occurs as a dominant mechanism and allows the promotion of large weakenings according to the temperature. For temperatures lower than T_{GBS} , the amount of weakening, e.g. stress decrease, during dynamic grain size reduction increases with decreasing temperature (Fig. 8a). This critical temperature T_{GBS} increases with an increasing strain rate (Fig. 8). T_{GBS} is 780 °C, 818 °C and 858 °C at 10^{-15} s^{-1} , 10^{-14} s^{-1} and 10^{-13} s^{-1} , respectively (Fig. 8a,b and c). As a consequence, the amount of weakening at a given temperature (750 °C, thick arrow) increases with an increasing strain rate (Fig. 8b and c). The weakening during the dynamic recrystallisation defined as one minus the ratio of stress after dynamic recrystallisation over initial stress at 750 °C, is around 50% at 10^{-15} s^{-1} (Fig. 8a), 65% at 10^{-14} s^{-1} (Fig. 8b) and 80% at 10^{-13} s^{-1} (Fig. 8c). This positive feed back between weakening and the local increase in strain rate is furthermore a prerequisite to accurately model strain localisation in the subcontinental mantle.

4.3. Application to the Ronda peridotites

In order to validate the new rheological model for the subcontinental mantle, we compared the estimates of the recrystallised grain size from the deformation maps (Fig. 8) with the average of the measured recrystallised

grain size in the Ronda ductile strain gradient (the grey boxes in Fig. 6). The Ronda ductile strain gradient is formed within a spatial thermal gradient with a temperature of approximately 730 °C near the contact with the crustal rocks and around 850–900 °C in the mylonite/proto-mylonite contact (see the discussion in the previous section). Predicted recrystallised grain size D for temperatures ranging from 730 °C and 880 °C are reported in Fig. 9 as a function of the overall strain rate. Recrystallised grain sizes at the dislocation/diffusion boundary are plotted as white boxes, while recrystallised grain sizes at the dry-GBS/diffusion boundary are plotted as grey boxes. As explained earlier, dynamic recrystallisation accommodated by dislocation creep and dry-GBS creep will induce significant weakening. As a consequence, the D values in the grey boxes are most likely related to significant weakening during grain size reduction, while the D values in the white boxes are not related to weakening. The measured values of recrystallised grain sizes in Ronda are shown as dashed black boxes and black boxes for the proto-mylonite and mylonite, respectively. Based on the structural evidence for the existence of a ductile strain gradient, the proto-mylonite D -values are plotted with respect to the lower strain rate values, while the mylonite D -values are plotted with respect to the higher strain rate values. The D -values for the proto-mylonite are mostly consistent with predicted recrystallised grain sizes at the dislocation/diffusion boundary, which likely indicate high temperatures during deformation. In contrast, mylonitic D -values

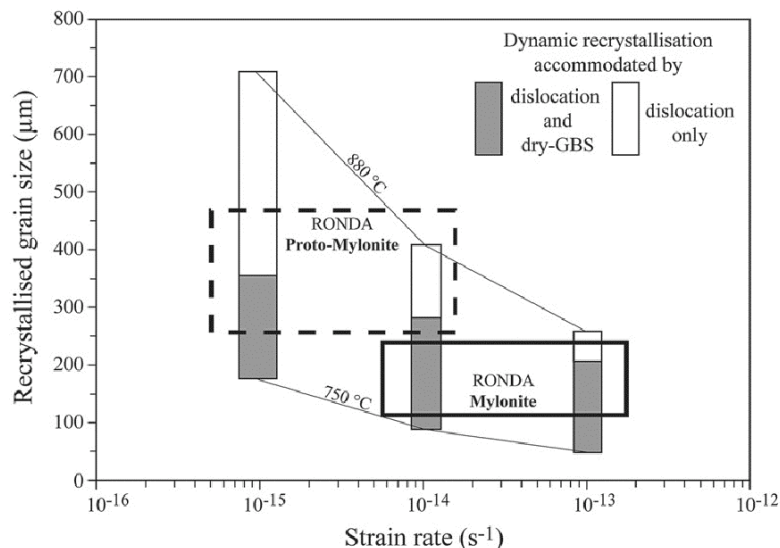
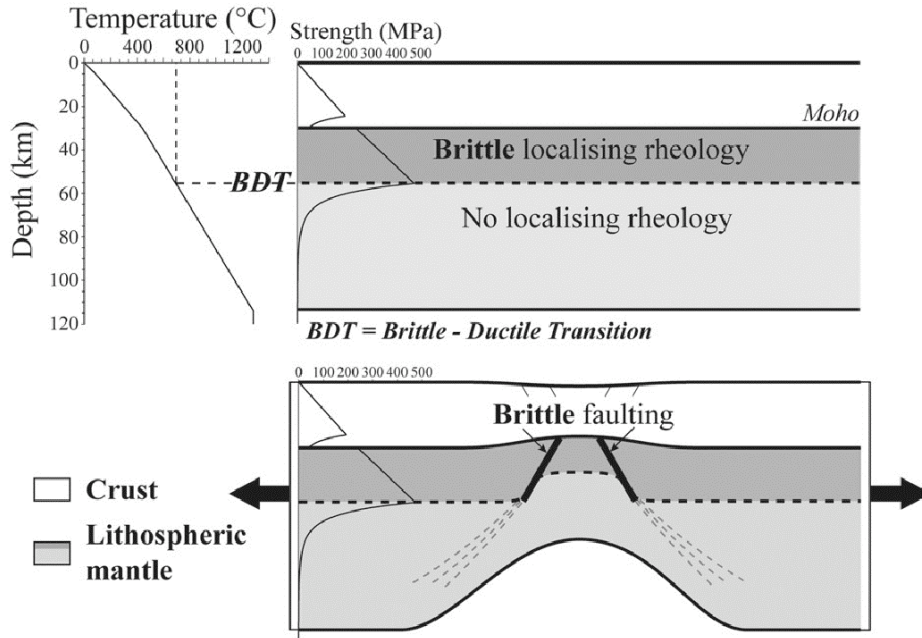


Fig. 9. Predicted recrystallised grain sizes, D , as a function of the strain rate. The predicted D -values at the GSI/GSS and GBS/GSS boundaries are reported in the white and grey boxes, respectively (Fig. 8). Measured D -values in the Ronda strain gradient are reported as dashed and solid boxes for Ronda proto-mylonite and mylonite, respectively. See the text for discussion.

are almost entirely consistent with predicted recrystallised grain sizes at the dry-GBS/diffusion boundary, and thus, low temperatures during deformation. This comparison is

fully consistent with 1) the presence of a spatial thermal gradient during deformation with mylonite being colder than proto-mylonite and 2) microstructural evidence that

a) Classical rheological layering: Brittle faulting



b) Proposed model: Ductile faulting

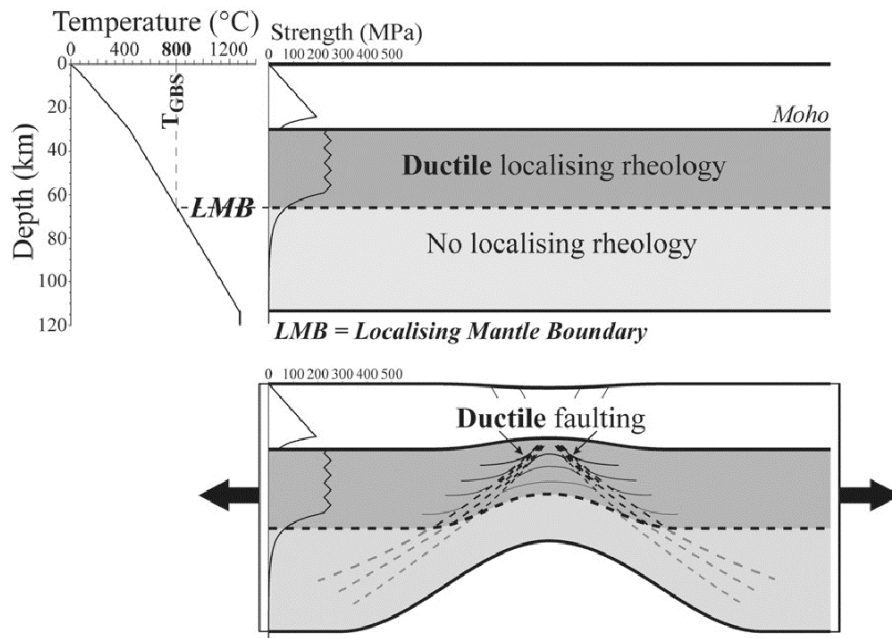


Fig. 10. Schematic drawing of lithosphere necking illustrating the ductile alternative to the mantle as the origin of a lithosphere-scale strain localisation. a) Mantle localising rheology defined after the brittle mantle inherent to the classical rheological layering (Brace and Kohlstedt, 1980). The Brittle–ductile transition (BDT) is defined according to a steady-state lithosphere geotherm and standard rheological values presented in Tables 1 and 2. b) Mantle localising rheology defined after the GBS-related rheology proposed in this paper. The depth of the boundary between the no GBS- (e.g. no localising) and the GBS-related rheology (e.g. localising) is defined by temperatures close to 800 °C (T_{GBS}) and is denoted LMB (Localising Mantle Boundary).

show that dislocation creep is the main deformation mechanism in the proto-mylonite while the dry-GBS creep was active in the mylonite. Moreover, this comparison gives a rheological explanation for the Ronda ductile strain gradient. Due to the spatial thermal gradient that characterised the Ronda peridotites, deformation at mantle conditions leads to grain size reduction with no weakening for peridotites at temperatures higher than 800 °C and leads to grain size reduction and weakening for peridotites at lower temperatures. This difference in weakening could likely explain the structural differences between the Grt/Spl-bearing mylonites that are GBS-related structures and the Spl-bearing proto-mylonite that are dislocation-related structures. This new rheological model also predicts a decrease in the scattering of the D-value with an increasing strain rate (Fig. 9), and thus with increasing strain, as observed in the field (Fig. 6).

This good level of consistency between the rheological model prediction and the natural data exemplifies the key role played by the dry-GBS creep in the mantle rheology as well as in explaining the ductile strain localisation in the uppermost continental mantle.

4.4. Ductile alternative to the brittle mantle

The GBS-related rheology presented in this paper could possibly explain the formation of ductile shear zones in the subcontinental mantle as follows. Dry-GBS creep is activated during dynamic recrystallisation only in temperatures lower than T_{GBS} which varies between 780 °C at 10^{-15} s^{-1} and 858 °C at 10^{-13} s^{-1} (Fig. 8). On the scale of the lithosphere, the temperature gradient required to define a temperature-dependent weakening domain by GBS-related grain size reduction is simply the lithosphere geotherm (Fig. 10, and thermal parameters in Table 2). Based on a mantle heat flux of 30 mW.m^{-2} , a 30 km thick crust and an overall strain rate of $5.10^{-15} \text{ s}^{-1}$, the first 35 km of the mantle are at a temperature lower than T_{GBS} . This critical T_{GBS} temperature is approximately 800 °C for a strain rate of $5.10^{-15} \text{ s}^{-1}$. The GBS-related rheology therefore defines a ductile localising rheology in the uppermost high strength lithosphere mantle. This new rheological model moreover proposes a strain weakening mechanism often attributed as being at the origin of the continental necking (Govers and Wortel, 1993; 1995). During the unroofing of the continental mantle, as soon as the mantle rocks reach temperatures lower than $\approx 800 \text{ °C}$, weakening occurs during grain size reduction accommodated by dry-GBS creep and could lead to the onset of strain localisation. The subsequent increase in strain rate leads to an increase in weakening that again enhances the strain rate increase. This positive feed back between

Table 2

Parameter used to compute the lithosphere geotherm and to define the Brittle–Ductile Transition (BDT) on the Fig. 10

Parameter	Meaning	Value
ρ_{crust}	Density of the crust	2800 kg. m ³
ρ_{mantle}	Density of the mantle	3300 kg. m ³
kc	Thermal conductivity of the crust	2.1 W. m ⁻¹ .K ⁻¹
km	Thermal conductivity of the mantle	3.0 W. m ⁻¹ .K ⁻¹
qm	Basal heat flux	0.03 W. m ⁻²
C	Thermal capacity	1000 J
r	Radioactive heat production	30 km
Hc	Thickness of the crust	$1.10^{-6} \text{ W. m}^{-3}$
Hr	Thickness of the radioactive crust	8 km
* μ	Sliding coefficient (to define the BDT)	0.6
g	Gravitational acceleration	9.81 m. s^{-2}
$\dot{\epsilon}_0$	Overall strain rate	$5.10^{-15} \text{ s}^{-1}$

*Byerlee, 1978.

ductile weakening and the strain rate increase will favour strain localisation in the uppermost mantle. Mantle shear zones can therefore develop in a purely ductile uppermost mantle. Nevertheless, this process of strain localisation on the scale of the lithosphere is clearly transient and requires numerical modelling to better document interactions between cooling, grain size reduction, weakening and strain localisation.

This rheological model combining dislocation creep, diffusion creep and dry-GBS creep, thus defines a new rheological layering of the continental lithosphere: classical brittle/ductile crust overlying a purely ductile mantle with an uppermost ductile localising mantle (GSI and GBS creeping mechanisms) above a lower ductile lithosphere mantle (GSI and GSS creeping mechanisms). Thus, this new rheological layering of the lithosphere is different from the common idea of a brittle/ductile lithosphere mantle (Fig. 10a). Brittle–ductile transition in the mantle depends on the material used to model the mantle rheology (i.e. dry versus wet olivine, Karato and Wu, 1993). Based on dry Olivine dislocation creep parameters (Hirth and Kohlstedt, 2003), brittle–ductile transition in the mantle occurs at 700 °C and at a depth of 55 km, yielding a 25 km thick brittle mantle (Fig. 10a). The temperature of the brittle–ductile transition T_{BDT} is therefore much lower than the critical temperature of our model T_{GBS} , below which ductile weakening occurs. As a consequence, the thickness of the ductile localising mantle is clearly larger than the thickness of the brittle mantle. The impact of such differences in thickness of ductile/brittle localising mantle could not be inferred through simple strength profiles and instead requires numerical simulations. Despite these differences between a classical brittle/ductile mantle and our new ductile

localising mantle, most of the mechanical properties of the uppermost mantle are similar. Indeed, the new rheological layering of the lithosphere mantle predicts a high strength uppermost mantle that can localise strain. These two features are moreover required to accurately model the mechanics of the lithosphere extension from narrow rifting and subsequent lithosphere necking to wide rifting (see the Introduction for this discussion). Finally, this new ductile rheology of the mantle is in agreement with most geological and geophysical observations that contradict the existence of a brittle mantle.

In summary, taking into account the dry-GBS creep to model mantle rheology is crucial and permits the definition of a ductile high strength localising uppermost mantle instead of a brittle mantle. This new rheological model also permits the reconciliation between the geological/geophysical observation and the mechanics of lithosphere deformation.

5. Conclusion

In order to propose a ductile weakening mechanism for the incipient strain localisation through the uppermost continental mantle, a microstructural study was performed in a kilometre-scale ductile strain gradient in the Ronda peridotites (Betics cordillera, Spain) and shows that ductile strain localisation is coeval with:

- 1) grain size reduction by dynamic recrystallisation.
- 2) the neighbour-switching of recrystallised orthopyroxenes within fine-grained olivine matrix.
- 3) a decrease of the olivine fabric strength (LPO) in the more strained samples.

These results demonstrate the impact of the grain boundary sliding (GBS) during dynamic recrystallisation. Following Hirth and Kohlstedt (2003) and Drury (2005), we propose a new rheological model for the continental mantle that combines dislocation creep, diffusion creep and dry-GBS creep, a deformation mechanism that assimilates the impact of the grain boundary sliding accommodated by dislocation and diffusion creeps. Therefore, this new rheological model for the continental lithosphere mantle predicts:

- 1) a significant weakening during dynamic recrystallisation at low mantle temperature ($T < 800$ °C)
- 2) an increase of the weakening with decreasing temperature and increasing strain rate.

Thus, this new rheological model provides an explanation for ductile strain localisation in the uppermost

subcontinental mantle and hence defines a ductile alternative to the brittle mantle as the origin of the strain localisation process. Nevertheless, this rheology cannot explain large weakening at very low temperatures (500 °C) due to the infinite diffusion, thus suggesting another peculiar rheology for the low temperature uppermost mantle, perhaps strongly related to metamorphic reactions (Newman et al., 1999; Dijkstra et al., 2004).

Acknowledgements

We wish to thank Alain Vauchez and Andrea Tommasi for fruitful discussions in the field and their help during EBSD data acquisition in Geosciences Montpellier laboratory. This project was funded by DyETI program of INSU-CNRS. Two anonymous reviewers and J.P. Burg as associated editor are thanked for their constructive suggestions that significantly improved the manuscript.

References

- Allemand, P., Brun, J.-P., 1991. Width of continental rifts and rheological layering of the lithosphere. *Tectonophysics* 188, 63–69.
- Azañón, J.M., Crespo-Blanc, A., 2000. Exhumation during a continental collision inferred from the tectonometamorphic evolution of the Alpujarride Complex in the central Betics (Alboran Domain, SE Spain). *Tectonics* 19, 549–565.
- Balanyá, J.C., Azañón, J.M., Sanchez-Gomez, M., Garcia-Dueñas, V., 1993. Pervasive ductile extension, isothermal decompression and thinning of the Jubrique unit in the Paleogene (Alpujarride complex, western Betics Spain). *Comptes rendus de l'Académie des sciences Serie 2 Mécanique Physique Chimie Sciences de l'univers Sciences de la Terre* 316 (11), 1595–1601.
- Balanyá, J.C., Garcia-Dueñas, V., Azañón, J.M., Sanchez-Gomez, M., 1997. Alternating contractional and extensional events in the Alpujarride nappes of the Alboran Domain. *Tectonics* 16, 226–238.
- Beach, A., 1986. A deep seismic reflection profile across the northern North Sea. *Nature* 323, 53–55.
- Booth-Rea, G., Azañón, J.M., Martinez-Martinez, J.M., Vidal, O., Garcia-Dueñas, V., 2005. Contrasting structural and P–T evolution of tectonic units in the southeastern Betics: Key for understanding the exhumation of the Alboran Domain HP/LT crustal rocks (western Mediterranean). *Tectonics* 24, TC2009.
- Boudier, F., 1978. Structure and petrology of the Lanzo peridotite massif (Piedmont Alps). *Geological Society of America bulletin* 89, 1574–1591.
- Boullier, A.M., Gueguen, Y., 1975. SP-Mylonites: Origin of Some Mylonites by Superplastic Flow. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 50, 93–104.
- Brace, W.F., Kohlstedt, D.L., 1980. Limits on lithospheric stress imposed by laboratory experiments. *Journal of Geophysical Research* 85, 6248–6252.
- Braun, J., Chéry, J., Poliakov, A., Mainprice, D., Vauchez, A., Tomassi, A., et al., 1999. A simple parameterization of strain localization in the ductile regime due to grain size reduction: a case study for olivine. *Journal of Geophysical Research* 104N°B11, 25,167–25,181.

- Brewer, J.A., Matthews, D.H., Warner, M.R., Hall, J., Smythe, D.K., Whittington, R.J., 1983. BIRPS deep seismic reflection studies of the British Caledonides. *Nature* 305, 206–210.
- Brun, J.P., 2001. Deformation of the continental lithosphere: Insights from brittle–ductile models. In: deMeer, S., deBresser, J.H.P., Pennock, G.M. (Eds.), *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics: Current Status and Future Perspectives*. Geological Society. Special Publications, London, pp. 335–370.
- Brun, J.P., Gutscher, M.-A., teams, D.-E., 1992. Deep crustal structure of the Rhine Graben from DEKORP-ECORS seismic reflection data: a summary. *Tectonophysics* 208, 139–147.
- Brun, J.-P., Beslier, M.O., 1996. Mantle exhumation at passive margins. *Earth and Planetary Science Letters* 142, 161–174.
- Buck, W.R., 1991. Modes of continental Lithospheric Extension. *Journal of Geophysical Research* 96, 20,161–20,178.
- Byerlee, J.D., 1978. Friction of rocks. *Pure and Applied Geophysics* 116, 615–626.
- Cabanes, N., Mercier, J.-C.C., 1988. Insight into the upper mantle beneath an active extensional zone: the spinel–peridotite xenoliths from San Quintin (Baja California, Mexico). *Contributions to Mineralogy and Petrology* 100, 374–382.
- Carter, N.L., Tsenn, M.C., 1987. Flow properties of continental lithosphere. *Tectonophysics* 136, 27–63.
- Davies, G.R., Nixon, P.H., Pearson, D.G., Obata, M., 1993. Tectonic implications of graphitized diamonds from the Ronda peridotite massif, southern Spain. *Geology* 21, 471–474.
- De Bresser, J.H.P., Peach, C.J., Reijs, J.P.J., Spiers, C.J., 1998. On dynamic recrystallization during solid state flow: effects of stress and temperature. *Geophysics Research Letter* 25, 3457–3460.
- De Bresser, J.H.P., Ter Heege, J.H., Spiers, C.J., 2001. Grain size reduction by dynamic recrystallization: can it result in major rheological weakening? *Interior Journal Earth Sciences* 90, 28–45.
- Derby, B., Ashby, M.F., 1987. On dynamic recrystallization. *Scripta Metallica* 21, 879–884.
- Dijkstra, A.H., Drury, M.R., Vissers, R.L.M., Newman, J., Van Roermund, H.L.M., 2004. Shear zones in the upper mantle: evidence from alpine- and ophiolite-type peridotite massifs. *The Geological Society of London* 224, 11–24.
- Downes, A., 2001. Formation and modification of the shallow subcontinental lithospheric mantle: a review of geochemical evidence from ultramafic xenolith suites and tectonically emplaced ultramafic massifs of Western and Central Europe. *Journal of Petrology* 42, 233–250.
- Drury, M.R., 2005. Dynamic recrystallization and strain softening of olivine aggregates in the laboratory and the lithosphere. *Geological Society*, vol. 243. Special Publications, London, pp. 127–142.
- Drury, M.R., Vissers, R.L.M., Van Der Wal, D., Hoogerduijn strating, E.H., 1991. Shear localisation in upper mantle peridotites. *Pageoph.* 137, 439–460.
- Flack, C.A., Klemperer, S.L., McGeary, S.E., Snyder, D.B., Warner, M.R., 1990. Reflections from mantle fault zones around the British isles. *Geology* 18, 528–532.
- Frederiksen, S., Braun, J., 2001. Numerical modelling of strain localisation during extension of the continental lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters* 188, 241–251.
- Frey, F.A., Suen, C.J., Stockman, H.W., 1985. The Ronda high temperature peridotite: geochemistry and petrogenesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 49, 2469–2491.
- Frost, H.J., Ashby, M.F., 1982. *Deformation Mechanism Maps: the Plasticity and Creep of Metals and Ceramics*. (Pergamon Press).
- Garrido, C.J., Bodinier, J.L., 1999. Diversity of mafic rocks in the Ronda Peridotite: evidence for pervasive melt–rock reaction during heating of subcontinental lithosphere by upwelling asthenosphere. *Journal of Petrology* 40, 729–754.
- Garrido, C.J., Sautter, V., Gueydan, F., Booth-Rea, G., Gervilla, F., 2006. Unequivocal garnet and garnet–spinel lherzolite assemblages in the Ronda Peridotite (S. Spain): implications for exhumation of subcontinental mantle in the Alborán basin. *Geophysical Research Abstracts* 8, 10263 (European Geological Union).
- Gibbs, A., 1987. Development of extension and mixed-mode sedimentary basins. Special Publications, 28. Geological Society, London, pp. 19–33.
- Goleby, B.R., Shaw, R.D., Wright, C., Kennett, B.L.N., Lambeck, K., 1988. Geophysical evidence for ‘thick-skinned’ crustal deformation in central Australia. *Nature* 337, 325–337.
- Govers, R., Wortel, M.J.R., 1993. Initiation of asymmetric extension in continental lithosphere. *Tectonophysics* 223, 75–96.
- Govers, R., Wortel, M.J.R., 1995. Extension of stable lithosphere and the initiation of lithospheric scale faults. *Tectonics* 14, 1041–1055.
- Gueydan, F., Leroy, Y.M., Jolivet, L., 2001. Grain-size-sensitive flow and shear-stress enhancement at the brittle–ductile transition of the continental crust. *Interior Journal Earth Sciences* 90, 181–196.
- Gueydan, F., Mehl, C., Parra, T., 2005. Stress–strain history of a mid-crustal shear zone and the onset of brittle deformation inferred from quartz recrystallized grain size. In: Gapais, D., Brun, J.P., Cobbold, P.R. (Eds.), *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics: from Minerals to the Lithosphere*. Special Publications, 243. Geological Society, London, pp. 127–142.
- Haissen, F., Garcia-Casco, A., Torres-Roldan, R., Aghzer, A., 2004. Decompression reactions and P–T conditions in high-pressure granulites from Casares–Los Reales units of the Betic–Rif belt (S Spain and N Morocco). *Journal of African Earth Sciences* 39, 375–383.
- Handy, M.R., 1989. Deformation regimes and the rheological evolution of fault zones in the lithosphere: the effects of pressure, temperature, grain size and time. *Tectonophysics* 163, 119–152.
- Handy, M.R., Stunitz, H., 2002. Strain localization by fracturing and reaction weakening — a mechanism for initiating exhumation of subcontinental mantle beneath rifted margins. In: de Meer, S., Drury, M.R., de Bresser, J.H.P., Pennock, G.M. (Eds.), *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics: Current Status and Future Perspectives*. Special Publications. Geological Society of London, pp. 387–407.
- Hirth, G., Kohlstedt, D.L., 1995. Experimental constraints on the dynamics of the partially molten upper mantle. *Journal of Geophysical Research* 100, 15,441–15,449.
- Hirth, G., Kohlstedt, D., 2003. Rheology of the Upper Mantle and the Mantle Wedge: A view from the Experimentalists. *Geophysical Monographs* 138, 83–105.
- Hoogerduijn strating, E.H., Rampone, E., Piccardo, G.B., Drury, M.R., Vissers, R.L.M., 1993. Subsolidus emplacement of mantle peridotites during incipient oceanic rifting and opening of the Mesozoic Tethys (Voltri Massif, NW Italy). *Journal of Petrology* 34, 901–927.
- Hopper, J.R., Buck, W.R., 1993. The initiation of rifting at constant tectonic force: role of diffusion creep. *Journal of Geophysical Research* 98, 16,213–16,221.
- Jackson, J., 2002. Strength of the continental lithosphere: time to abandon the jelly sandwich? *Geological Society of America* 12, N°19, 4–10.
- Jaroslów, G.E., Hirth, G., Dick, H.J.B., 1996. Abyssal peridotite mylonites: implications for grain-size sensitive flow and strain localization in the oceanic lithosphere. *Tectonophysics* 256, 17–37.
- Jin, D., Karato, S.-I., Obata, M., 1998. Mechanisms of shear localization in the continental lithosphere: inference from the deformation

- microstructures of peridotites from the Ivrea zone, northwestern Italy. *Journal of Structural Geology* 20, 195–209.
- Jung, H., Karato, S.-I., 2001. Water-induced Fabric Transitions in Olivine. *Science* 293, 1460–1463.
- Karato, S.-I., Wu, P., 1993. Rheology of the upper mantle: a synthesis. *Science* 260, 771–778.
- Keen, C.E., McLean, B.C., Kay, W.A., 1991. A deep seismic reflection profile across the Nova Scotia continental margin offshore eastern Canada. *Can. J. Earth Sciences* 28, 1112–1120.
- Kirby, S.H., 1983. Rheology of the lithosphere. *Review of Geophysics and Space Physics* 21, 1458–1487.
- Knipe, R.J., 1989. Deformation mechanisms — recognition from natural tectonites. *Journal of Structural Geology* 11, 127–146.
- Komprobst, J., 1973. Signification structurale des péridotites dans l'orogène bético-rifain: arguments tirés de l'étude des détritiques observés dans les sédiments paléozoïques. *Bulletin de la Société Géologique de France* 2, 607–618.
- Lee, K.-H., Jiang, Z., Karato, S.-I., 2002. A scanning electron microscope study of the effects of dynamic recrystallization on lattice preferred orientation in olivine. *Tectonophysics* 351, 331–341.
- Lenoir, X., Garrido, C.J., Bodinier, J.L., Dautria, J.M., Gervilla, F., 2001. The recrystallization front of the Ronda peridotite: evidence for melting and thermal erosion of subcontinental lithospheric mantle beneath the Alboran Basin. *Journal of Petrology* 42, 141–158.
- McDonough, W.F., Rudnick, R.L., 1998. Mineralogy and composition of the upper mantle. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 37, 139–164.
- Maggi, A., Jackson, J.A., Priestley, K., Baker, C., 2000. A reassessment of focal depth distributions in southern Iran, the Tien Shan and northern India: Do earthquakes really occur in the continental mantle? *Geophysical Journal International* 143, 629–661.
- Manatschal, G., Froitzheim, N., Rubenach, M., Turin, B., 2001. The role of detachment faulting in the formation of an ocean–continent transition: insights from the Iberia Abyssal Plain. *Geological Society of London* 187, 405–428.
- Meier, L., Eisbacher, G.H., 1991. Crustal Kinematics and deep structure of the northern Rhine graben, Germany. *Tectonics* 10, N°3, 621–630.
- Molnar, P., Chen, W.-P., 1983. Focal depths and fault plane solutions of earthquakes under the Tibetan plateau. *Journal of Geophysical Research* 88, 1180–1196.
- Morishita, T., Arai, S., Gervilla, F., 2001. High-pressure aluminous mafic rocks from the Ronda peridotite massif, southern Spain: significance of sapphirine — an corundum-bearing mineral assemblages. *Lithos* 57, 143–161.
- Newman, J., Lamb, W.M., Drury, M.R., Vissers, R.L.M., 1999. Deformation processes in a peridotite shear zone: reaction-softening by an H₂O-deficient, continuous net transfer reaction. *Tectonophysics* 303, 193–222.
- Obata, M., 1980. The Ronda peridotite: garnet-, spinel-, and plagioclase-lherzolite facies and the P–T trajectories of a high-temperature mantle intrusion. *Journal of Petrology* 21, 533–572.
- Paterson, M.S., 2001. A granular flow theory for the deformation of partially molten rock. *Tectonophysics* 335, 51–61.
- Pearson, D.G., Davies, G.R., Nixon, P.H., 1993. Geochemical constraints on the petrogenesis of diamond facies pyroxenites from the Beni Bousera peridotite massif, N Morocco. *Journal of Petrology* 34, 125–172.
- Pike, J.E.N., Schwartzmann, E.C., 1977. Classification of textures in ultramafic xenoliths. *Journal of Geology* 85, 49–61.
- Platt, J.P., Argles, T.W., Carter, A., Kelley, S.P., Whitehouse, M.J., Lonergan, L., 2003. Exhumation of the Ronda peridotite and its crustal envelope: constraints from thermal modelling of a P–T-time array. *Journal of the Geological Society London* 160, 655–676.
- Priem, J.P., Boelrijk, N.A.I.M., Hebeda, E.H., Oen, I.S., Verdurmen, E.A.Th., Verschure, R.H., 1979. Isotopic dating of the emplacement of the ultramafic masses in the Serrania de Ronda, Southern Spain. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 70, 103–109.
- Reston, T.J., 1990. Mantle shear zones and the evolution of the northern North Sea basin. *Geology* 18, 272–275.
- Rutter, E.H., Brodie, K.H., 1988. The role of tectonic grain size reduction in the rheological stratification of the lithosphere. *International Journal of Earth Sciences* 77, 295–307.
- Sanchez-Gomez, M., Balanya, J.C., Garcia-Dueñas, V., Azañón, J.M., 2002. Intracrustal tectonic evolution of large lithosphere mantle slabs in the western end of the Mediterranean orogen (Gibraltar arc). *Journal of the Virtual Explorer* 8, 23–34.
- Sibson, R.H., 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *Geological Society of London* 133, 191–213.
- Smythe, D.K., et al., 1982. Deep structure of the Scottish Caledonides revealed by the MOIST reflection profile. *Nature* 299, 338–340.
- Ter Heege, J.H., De Bresser, J.H.P., Spiers, C.J., 2004. Composite flow laws for crystalline materials with log-normally distributed grain size: theory and application to olivine. *Journal of Structural Geology* 26, 1693–1705.
- Tommasi, A., Mainprice, D., Canova, G., Chastel, Y., 2000. Viscoplastic self-consistent and equilibrium-based modeling of olivine lattice preferred orientations: Implications for the upper mantle seismic anisotropy. *Journal of Geophysical Research* 105, 7893–7908.
- Tubía, J.M., 1994. The Ronda peridotites (Los Reales nappes): an example of the relationship between lithospheric thickening by oblique tectonics and late extensional deformation within the Betic Cordillera (Spain). *Tectonophysics* 238, 381–398.
- Tubía, J.M., Cuevas, J., Esteban, J.J., 2004. Tectonic evidence in the Ronda peridotites, Spain, for mantle diapirism related to delamination. *Geology* 32, 941–944.
- Tubía, J.M., Cuevas, J., Navarro Vila, F., Alvarez, F., Aldaya, F., 1992. Tectonic evolution of the Alpujarride Complex (Betic Cordillera, southern Spain). *Journal of structural geology* 14 (2), 193–203.
- Twiss, R.J., 1977. Theory and Applicability of a Recrystallized Grain Size Paleopiezometer. *Pageoph.* 115, 227–244.
- Van der Wal, D., Chopra, P., Drury, M.R., Fitzgerald, J.D., 1993. Relationships between dynamically recrystallized grain size and deformation conditions in experimentally deformed olivine rocks. *Geophysical Research Letters* 20 N°14, 1479–1482.
- Van der Wal, D., Vissers, R.L.M., 1993. Uplift and emplacement of upper mantle rocks in the western Mediterranean. *Geol. Boulder* 21, 1119–1122.
- Van der Wal, D., Bodinier, J.L., 1996. Origin of the recrystallisation front in the Ronda peridotite by km-pervasive porous melt-flow. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 122, 387–405.
- Van der Wal, D., Vissers, R.L.M., 1996. Structural Petrology of the Ronda Peridotite, SW Spain: Deformation History. *Journal of Petrology* 37, 23–43.
- Vauchez, A., Garrido, C.J., 2001. Seismic properties of an asthenospherized lithospheric mantle: constraints from lattice preferred orientations in peridotite from the Ronda massif. *Earth and Planetary Science Letters* 192, 235–249.
- Vissers, R.L.M., Platt, J.P., Van der Wal, D., 1995. Late orogenic extension of the Betic Cordillera and the Alboran domain: a lithospheric view. *Tectonics* 14, 786–803.
- Vissers, R.L.M., Drury, M.R., Newman, J., Fliervoet, T.F., 1997. Mylonitic deformation in upper mantle peridotites of the North

J. Precigout et al. / Tectonophysics 445 (2007) 318–336

- Pyrenean Zone (France): implications for strength and strain localization in the lithosphere. *Tectonophysics* 279, 303–325.
- Warren, J.M., Hirth, G., 2006. Grain size sensitive deformation mechanisms in naturally deformed peridotites. *Earth and Planetary Science Letters* 248 (1–2), 423–435.
- Wheeler, J., 1992. Importance of pressure solution and Coble creep in the deformation of polymineralic rocks. *Journal of Geophysical Research* 97, 4579–4586.
- Yamasaki, T., 2004. Localized rheological weakening by grain-size reduction during lithospheric extension. *Tectonophysics* 386, 117–145.

Au cours de cette étude microstructurale, plusieurs incohérences majeures nous sont apparues entre les données récentes et les modèles de déformation et d'exhumation proposés pour les péridotites de Ronda. Initialement, l'exhumation de ces péridotites était interprétée par un processus gravitaire de diapir (Loomis, 1975 ; Obata, 1980), mais l'étude structurale de Lundeen (1978), qui décrit ces péridotites comme des lentilles tectoniques insérées au gré de chevauchements, avait clairement remis en question cette hypothèse. Plus tard, d'autres modèles tectoniques et géodynamiques ont été proposés (Doblas and Oyarzun, 1989 ; Tubía et al., 1992 ; 1997 ; fig. t.1A et t.1B), le plus cohérent d'entre eux étant celui de Van der Wal et Vissers (1993 ; 1996), qui se basa sur le modèle d'étalement gravitaire de Platt and Vissers (1989) pour expliquer l'ensemble des déformations de Ronda (fig. t.1C). Dans ce modèle, la mylonite de Ronda serait la conséquence de la mise en place d'une subduction sous la région d'Alboran, provoquant la déformation intense, le fort refroidissement et la compression des péridotites qui composent cette mylonite (fig. t.1D). Cependant, Morishita et al. (2001) et Haissen et al. (2004) ont récemment contraint l'évolution P-T syn-tectonique de la mylonite en question et ils n'identifièrent qu'une évolution en grande

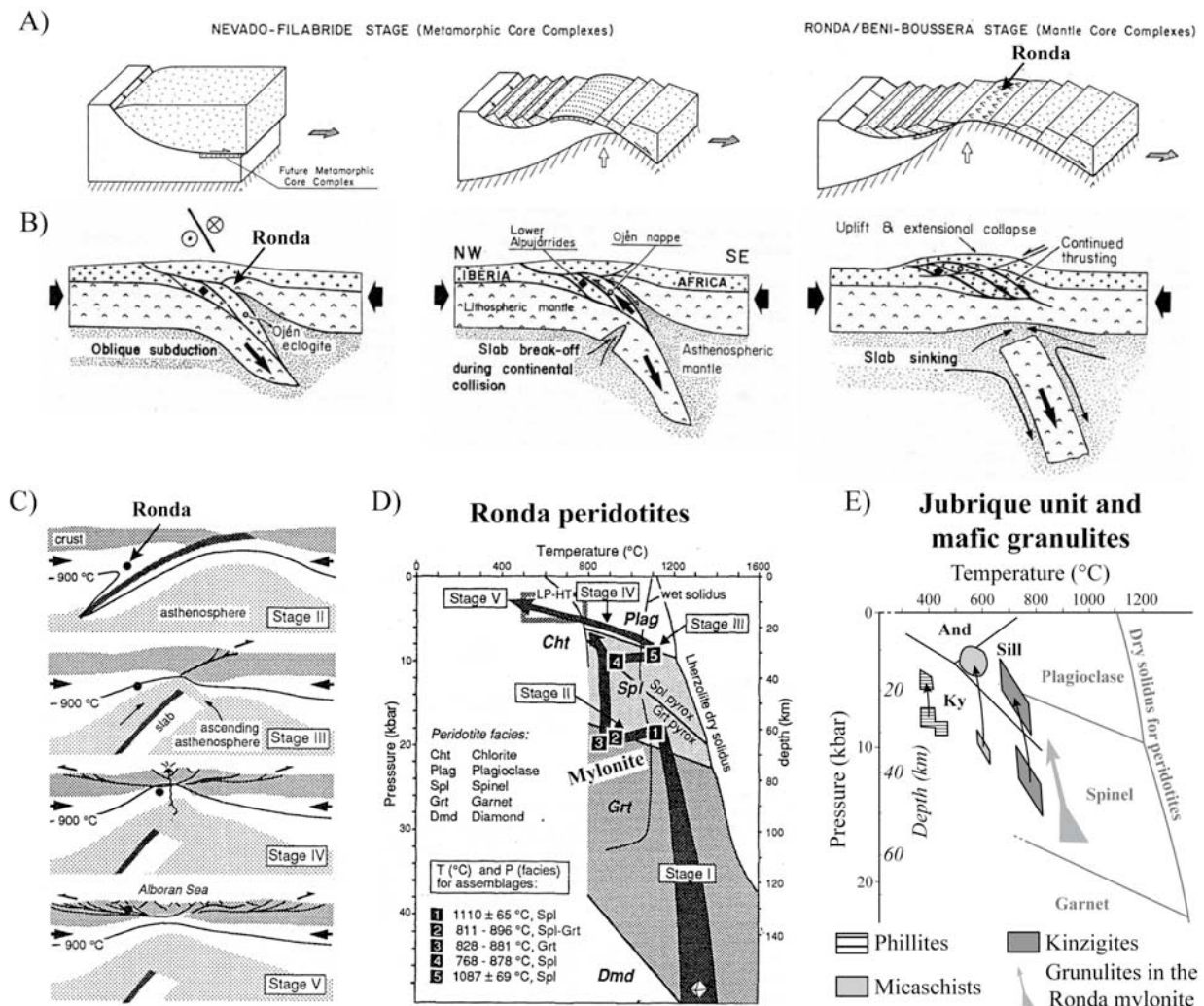


Figure t.1. A, B et C) Modèles d'exhumation et de déformation des péridotites de Ronda : A) Doblas et Oyarzun (1989). B) Tubía et al. (1992 ; 1997). C) Van der Wal et Vissers (1993 ; 1996). D) Evolution P-T des péridotites de Ronda (Van der Wal and Vissers, 1993). E) Evolution P-T de l'unité crustale sus-jacente de Jubrique (Balanyá et al., 1997) et des lentilles de granulite mafique dans la mylonite de Ronda (Morishita et al., 2001). And = Andalousite ; Sill = Sillimanite ; Ky = Kyanite.

décompression presque adiabatique, comme discuté dans le précédent chapitre (fig. t.1E). De plus, le diagramme P-T des unités crustales sus-jacente aux péridotites de Ronda, qui sont structuralement cohérentes avec la mylonite kilométrique, n'implique que de la décompression adiabatique (Monié et al., 1994 ; Balanyá et al., 1997 ; fig. t.1E).

À partir de ces nouvelles données, d'autres modèles furent ensuite établis (Argles et al., 1999 ; Montel et al., 2000 ; Platt et al., 2003 ; Tubía et al., 2004 ; Chalouan and Michard, 2004), mais aucun ne proposa un modèle commun pour l'ensemble des caractères structuraux du massif et son exhumation, et ce en cohérence avec les données métamorphiques et géodynamiques récentes. Dernièrement, Booth-Rea et al. (2005) a néanmoins intégré l'exhumation des péridotites de Ronda dans un modèle cohérent d'extension arrière-arc, mais sans pour autant définir clairement les relations entre cette géodynamique et les déformations internes du massif (fig. t.2). Dans ce contexte, nous avons donc réalisé une nouvelle étude structurale de la Sierra Bermeja occidentale, dont l'objectif était de mieux contraindre l'origine tectonique et géodynamique des péridotites de Ronda.

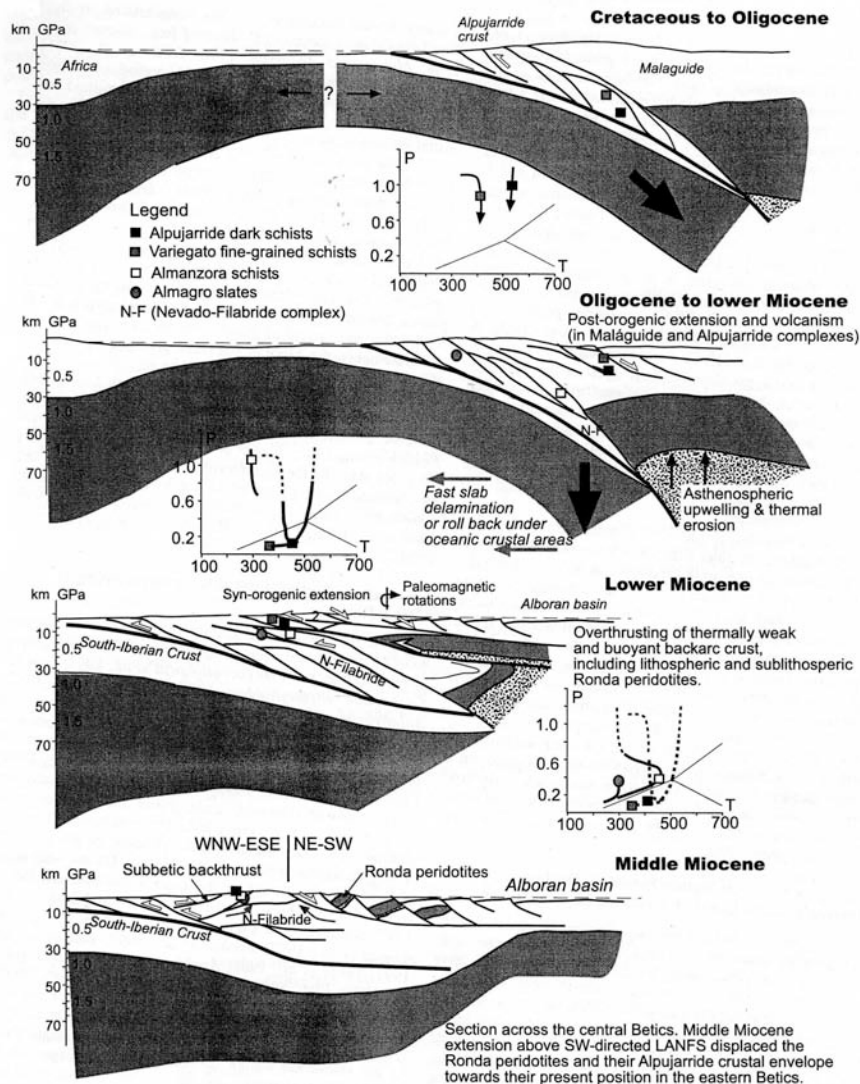


Figure t.2. Modèle géodynamique expliquant la formation des Bétiques à l'Oligocène-Miocène (Booth-Rea et al., 2005). Basée sur le modèle d'extension arrière-arc, cette géodynamique intègre l'exhumation des péridotites continentales de Ronda dans la formation des Bétiques.

Chapitre IV

Déformations et exhumation des péridotites de Ronda (Espagne)

**Manuscript in preparation,
To be submitted to Tectonics**

The Oligocene-early Miocene history of the Ronda peridotites (Spain): mantle deformations during back-arc continental extension

Jacques Précigout, Frédéric Gueydan and Carlos J. Garrido

Géosciences Rennes, Université Rennes 1, UMR CNRS 6118, Campus de Beaulieu, France

Abstract

[1] Numerous bodies of continental peridotites that occur around the western Mediterranean Sea show internal structures of which their tectonic and geodynamical origins remain a matter of debate. We present here the results of a new structural study of the Ronda continental peridotites (southern Spain), which supplies further constraints for their tectonic context through structural, microprobe and EBSD data. This study showed that all the Ronda peridotites suffered a first event of mantle ductile thinning (D_1), forming a kilometer-scale strain gradient during which a transient syn-tectonic partial melting occurred. Then, during the cooling of the melted peridotites, a second event of mantle thinning (D_2) promoted a new ductile deformation and the production of plagioclase in the hottest peridotites. At the same time, the coldest peridotites of the melted domain preserved a spinel-bearing granular peridotite. At ca. 20 Ma, a thrusting event emplaced the Ronda peridotites into the middle crust, whereas they were still in cooling and decompression. In the framework of the Betic-Rif geodynamic, we proposed therefore that the Ronda peridotites were unroofed and deformed during a back-arc continental extension in response to the Oligocene-Early Miocene slab rollback in the W-Mediterranean. In this hypothesis, the back-arc thinning should promote a strong decompression of a sub-continental strain gradient at ca.30 Ma (D_1). At the same time, the slab retreat should provoke an upwelling of hot asthenosphere and a thermal erosion of the thinning lithosphere. Still during the back-arc thinning, the end of this upwelling should trigger a thermal relaxation at ca.25 Ma. As a consequence, the shallower peridotites of the melted lithosphere should preserve some granular peridotites, whereas the deeper peridotites should suffer a new extension-related deformation while plagioclase appears (D_2). Then, the ongoing slab rollback should lead to accrete the thinned lithosphere onto the Iberian passive margin at ca. 20 Ma, inserting the still thermally relaxing peridotites at mid-crustal depth (D_3). Finally, the exhumation of the Ronda peridotites should occur during the subsequent Miocene extension that formed the Alboran basin.

1. Introduction

[2] The Mediterranean region is one of the geological places that expose the highest content of large-scale peridotite lenses with continental affinity, the major part surrounding the western Mediterranean Sea (Nicolas and Jackson, 1972). These continental peridotites supplied the matter of many investigations that tried to understand how such peridotites could be exhumed from sub-continental mantle depth during raising of mountain belt. Several models were then proposed in the course of the last decades according to the available data and the advanced of the knowledge about the geodynamic of the western Mediterranean (Loomis, 1975; Obata, 1980; Saddiqi et al., 1988; Vissers et al., 1991; 1995; Van der Wal and Vissers, 1993; Hoogerduijn Strating et al., 1993; Caby et al., 2001; Tubía et al., 2004). However, the exhumation process of such continental ultramafic rocks remains misunderstood yet.

[3] The largest body of continental peridotites, and hence the most studied one, outcrops in the western internal Betic in the Sierrania de Ronda (Spain). This body occurs with two smaller ones in the Betic (Ojen and Carratraca; fig. 1) and another one in the Rif orogen (Morocco), which characterize the Ronda s.l. and the Beni Bousera peridotites, respectively. The deformations, and subsequent exhumation, of these ultramafic rocks were first assimilated to the result of an Oligocene-early Miocene mantle diapirism that was enrooted in the upper mantle (Loomis, 1975; Priem et al., 1979; Obata, 1980; Doblas and Oyarzun, 1989). Nonetheless, some studies that constrained the structural relationships between the peridotites and their metamorphic aureole (Westerhof, 1977; Lundeen, 1978) have shown that they represent some lenses inserted into the crust during the nappe stacking of the internal Betic and Rif (Saddiqi et al., 1988; Tubía et al., 1992). It is now largely admitted that peridotites of the western

Betic-Rif arc were exhumed in response to a tectonic process instead of a diapiric one.

[4] In the 90's, further geochemical, geophysical and structural data about the Alboran region (Reisberg et al., 1989; García-Dueñas et al., 1992; Blanco and Spakman, 1993; Monié et al., 1994) led Van der Wal and Vissers (1993; 1996) to propose that the deformation and the exhumation of the Ronda peridotites were related to the Neogene gravitational collapse of a collisional ridge between Africa and Iberia, which should formed coevally the Alboran sea and the Betic-Rif arc (Platt and Vissers, 1989). However, also in the 90's, other studies tried to relate the Alboran region with the western Mediterranean and they proposed a different point of view for its geodynamic (Royden, 1993; Lonergan and White, 1997). By echoing the hypothesis of Andrieux et al. (1971), they proposed that the slab rollback of the subduction zone between Africa and Europe could lead to drift a continental terrane (Alboran terrane) behind the retreating subduction hinge, promoting extension and large continental thinning of the subduction-overlying plate. Subsequently, this drifting terrane should be accreted on the Iberian and the Moroccan passive margins while coeval extension goes on behind its, leading to form the Betic-Rif arc similarly to the internal Apennines, the Calabrian arc and the Kabylies. In such a hypothesis, the geodynamical context of the Ronda peridotites differs strongly from that proposed by Van der Wal and Vissers (1993), implying another way to explain both their deformations and exhumation histories of these peridotites. Nonetheless, until the end of the 20th century, no consensus existed about the geodynamic of the Alboran region.

[5] In the last years, numerous studies in diverse disciplines have shown that slab roll back and/or lithospheric delamination played a major role for the Alboran geodynamic (García-Casco and Torres-Roldán, 1996; Azañón and Crespo-blanc, 2000; Luján et al., 2000; 2006; Crespo-Blanc and Campos, 2001; Gutscher et al., 2002; Platt et al.,

2003a; Duggen et al., 2004; Augier et al., 2005; Booth-Rea et al., 2005). Furthermore, the advent of new understandings about the geodynamic of the western Mediterranean has consistently confirmed the occurrence of slab rollback in this place all along the Neogene time (Gueguen, 1998; Jolivet and Faccenna, 2000; Rosenbaum et al., 2002; Faccenna et al., 2004; Lacombe and Jolivet, 2005). At present, despite some authors still agree with the “gravitational collapse” model for the Alboran region (Zeck, 1997; 2004; Tubía et al., 1997; 2004; Platt et al., 2006), the “slab rollback” model should represent the better consensus to explain the origin of the Betic-Rif arc. As a consequence, the hypothesis of Van der Wal and Vissers (1993; 1996) for the history of the Ronda peridotites should be in disagreement with the Betic-Rif geodynamic. In addition, recent metamorphic data for the Ronda peridotites and their surrounding crustal rocks (Balanyá et al., 1997; Morishita et al., 2001; Esteban et al., 2008) show several inconsistencies with the deformation model of Van der Wal and Vissers (1993; 1996).

[6] On these bases, some authors proposed different models for the exhumation of the Ronda and the Beni Bousera peridotites (Argles et al., 1999; Montel et al., 2000; Platt et al., 2003b; Booth-Rea et al., 2005; Negro et al., 2006). However, none of them integrated both the internal deformations and the exhumation of the Ronda peridotites in a common history that account for the Betic-Rif geodynamic. In this scope, we thus carried out a new structural study of the western Sierra Bermeja, which makes the state of the pre-existing data and supplies new structural constraints for the main deformations of the Ronda peridotites.

2. Geological setting

[7] The Ronda massif exposes more than 300 km² of continental peridotites and belongs to the Gibraltar arc, which gathers the Betic cordillera in southern Spain and the Rif orogen in northern Morocco (fig.1). The outer part of this arc-shaped

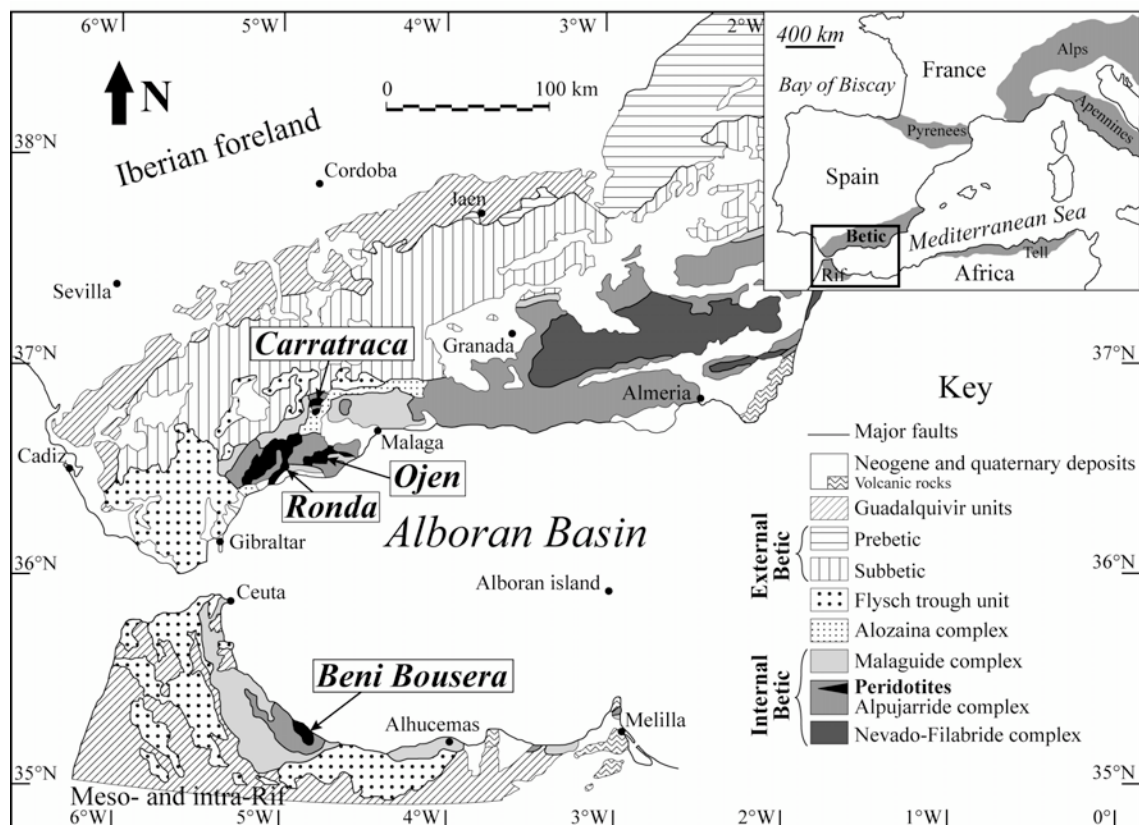


Figure 1. Geological map of the Alboran region in the western Mediterranean that shows the main bodies of continental peridotites in the Betic-Rif chain.

ridge shows a fold-and-thrust belt that defines the external domain composed by the Mesozoic and Tertiary sediments of both the Iberian and the African margins (Pre- and sub-Betic and Intra-, Meso- and Pre-Rif; fig.1; e.g., Platt et al., 2003a). In the inner part that edges the Alboran Sea, this external domain is overlain by the Paleozoic and Mesozoic metamorphic sediments of the Alboran domain, which compose both the internal Betic cordillera and the internal Rif (Andrieux et al., 1971). Also, as sandwiched between these external and internal domains, a fold-and-thrust flysch trough occurs with Cretaceous to Miocene oceanic sediments in the western end of the Betic-Rif chain (Luján et al., 2000; 2006).

[8] The internal domain of the Betic Cordillera presents three nappe-stacking complexes, from bottom to top: the Nevado-Filabride complex, which recorded variable degree of metamorphism from high-pressure/low-temperature during the Oligocene-Miocene to low-pressure/high-temperature during the Miocene (Puga et al., 1999; Augier et al., 2005); the Alpujarride complex, which also recorded several metamorphic

conditions from high-pressure/low-temperature during the late Eocene-Oligocene to low-pressure/high-temperature during the Oligocene-early Miocene (Balanyá et al., 1997; ; Azañón and Goffé, 1997; Azañón and Crespo-Blanc, 2000; Rossetti et al., 2005); and the Malaguide complex, which show only very low-grade metamorphism (Lonergan, 1993). The Sebtides and the Ghomarides units represent consistently the respective equivalents of the Alpujarride and the Malaguide units in the Rif Orogen (Kornprobst et al., 1973). In that context, the Ronda peridotites (Ronda s.s., Ojen and Carratraca massifs) and the Beni Bousera peridotites occur within the high-grade metamorphic crust of the upper Alpujarride and the upper Sebtides, respectively (fig. 1; Kornprobst et al., 1973; Saddiqi et al., 1988; Reuber et al., 1982; Tubía et al., 1992). Here, we focus our study on the western part of the Ronda peridotites s.s. (fig. 2).

[9] The Jubrique unit, which belongs to the upper Alpujarride complex, characterizes an almost complete sequence of continental crust that overlies the Ronda peridotites (fig. 2; Balanyá et

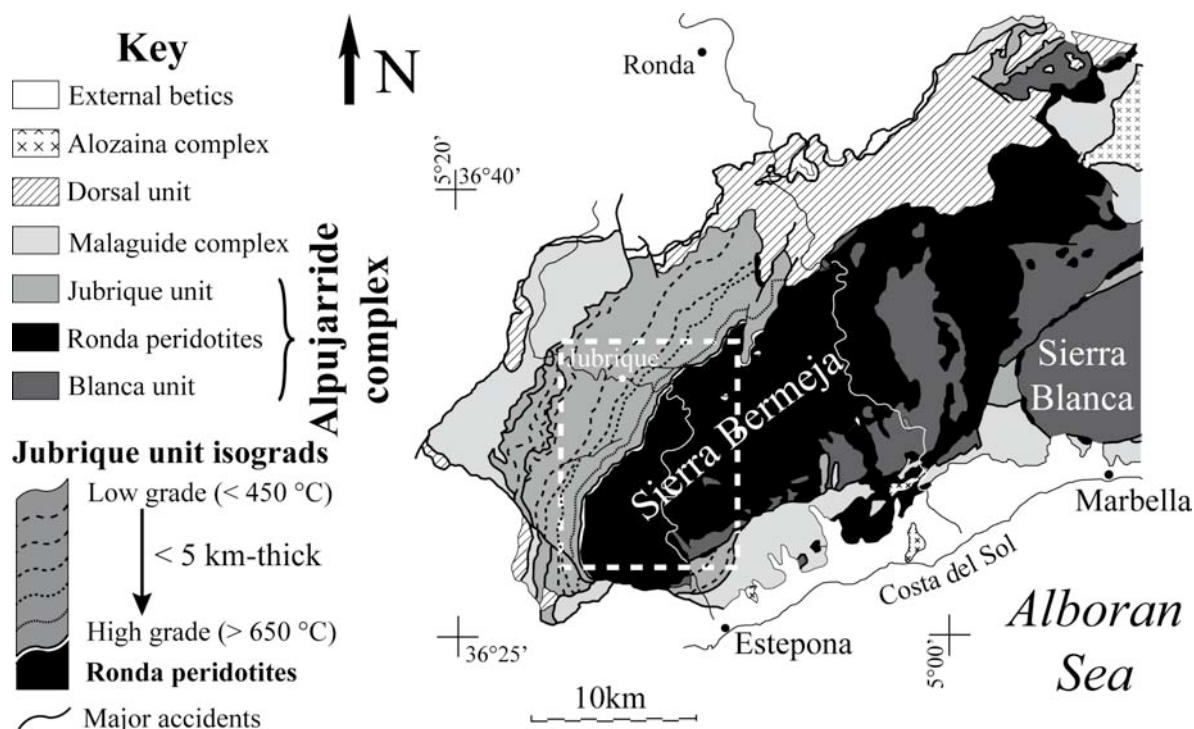


Figure 2. Geological map of the Ronda massif with the metamorphism isograds of the peridotite-overlying crust (Jubrique unit) and location of the studied area (rectangle in white dotted lines).

al., 1997). This metapelitic unit displays several metamorphic grades that range from medium-pressure/high-temperature kinzigites in the contact with the peridotites to low-pressure/low-temperature phyllites just below the limestones of the Malaguide complex. Between these both end-member lithologies from bottom to top, some migmatites, gneisses and schists occur as structurally parallel to the upper edge of the peridotite lense (fig. 2; Balanyá et al., 1997; Negro et al., 2006). In addition, the decompressive Pressure (P)-Temperature (T) path for these lithologies at the early Miocene (Platt et al., 2003b) and the strong isograds tightening in this crustal sequence (fig.2; Balanyá et al., 1997; Sanchez-gomez et al., 2002; Negro et al., 2006) led Balanyá et al. (1997) and Argles et al. (1999) to propose that the main deformation of the Jubrique unit is related to a strong thinning/unroofing event during the Oligocene-early Miocene. Furthermore, some structural and petrological studies in both the Jubrique crust and the Ronda peridotites showed a conspicuous structural consistency between the base of the Jubrique unit and the top of the peridotite lense (Balanyá et al., 1997), which have also recorded a complete decompressive P-T path (Obata, 1980; Garrido et al., 2006). However, Van der Wal and Vissers (1993; 1996) ascribed inconsistently the deformation for the top of the Ronda peridotites as due to a subduction-related compressive event.

[10] Further to the south and to the east, similar metapelitic rocks to the Jubrique unit underlies the Ronda peridotites and form the Blanca unit (Tubía et al., 1992; fig. 2). Just below the peridotites lense, petrological and structural features of the Blanca rocks were described as related to the top-to-the-north emplacement of the Ronda peridotites into the crust (Westerhof, 1977; Lundeen, 1978; Tubía et al., 1997; Esteban et al., 2004; 2008). Due to this emplacement, coeval partial melting and intense localized deformation atop of the Blanca unit occurred and formed a so-called dynamothermal aureole (Tubía et al., 1997) at ca. 20 Ma (Loomis,

1975; Priem et al., 1979). In relation to that, Monié et al. (1994) and Esteban et al. (2004) describe a high cooling of all crustal rocks that surround the Ronda peridotites (up to 400 °C/Ma), which occurs between 21 and 19 Ma. Van der Wal and Vissers (1996) propose an origin for the ductile deformation of the plagioclase-bearing tectonite at the base of the Ronda peridotites as related to this peridotites emplacement. However, first, they describe for this deformation a top-to-the-south kinematics that is inconsistent with the tectonic vergence of the peridotites emplacement (top-to-the-north; Esteban et al., 2008), and second, they measure an olivine strain-related fabric (LPO) implying that these basal peridotites were deformed at temperature higher than 1000 °C, i.e. an olivine [a]-axe parallel to the stretching lineation (e.g., Tommasi et al., 2000), which seems difficult to relate with the strong cooling that occurs during the formation of the emplacement-related dynamothermal aureole. The structural relationships between the Ronda peridotites and their surrounding crust seem therefore to be misunderstood yet.

[11] In the present study, we re-examine thereby all the structural features of the Ronda peridotites in order to better constrain their major internal deformations. By combining them with all available data that concern the Ronda peridotites, we will then discuss the tectonic context and its implications for the deformation history of the Ronda peridotites. At the end, we will propose a new geodynamical model, which supplies an explanation for the origin of both the deformations and the exhumation of the Ronda peridotites in agreement with the geodynamic of the Betic-Rif chain.

3. The Ronda peridotites

3.1. Main structural and petrological domains

[12] The study area in the Ronda peridotites displays the following large-scale ductile structures, from top to bottom: a garnet (Grt)/spinel (Spl)-bearing mylonite, a Spl-bearing tectonite, a Spl-bearing granular peridotite and a plagioclase (Pl)-bearing tectonite (Van der Wal and Vissers, 1993; 1996; fig. 3). Below the Jubrique crust, both the mylonite and the tectonite are composed of lherzolites and harzburgites, and show a schistosity with a strike-and-dip of roughly N50-70°NW (fig. 3), which intensifies progressively from the weakly deformed tectonite to the highly deformed mylonite (fig. 4). The stretching lineation occurs as roughly horizontal but, as an uncommon feature, it does not show a constant direction at outcrop-scale. Indeed, several lineation-bearing elongated orthopyroxenes (Opx), which can reach almost 10 cm-long in the more deformed peridotites, occur in radically different directions on the same outcrop, and some of them can even occur as non-elongated “pancake”-like Opx (fig. 5A). The P-T conditions recorded by the mylonitic peridotites were estimated by Garrido et al. (2006) at roughly 24-15 kbar and 950-850 °C. In addition, several lenses of deformed mafic granulite occurring in the mylonite recorded a decompressive P-T path from 18 kbar-900 °C to 9 kbar-850 °C (Morishita et al., 2001).

[13] These peridotites are layered by some aluminous pyroxenites, which are parallel to the Spl-bearing schistosity and contain numerous garnets that are rimmed by undeformed kelyphite (Van der Wal and Vissers, 1996). These pyroxenites show some isoclinal folds in the weakly deformed tectonite and numerous boudins in the highly deformed mylonite, which are both correlated with the peridotites schistosity. In the Beni bousera peridotites, which expose the

symmetrical structures to the Ronda massif on the Moroccan coast, the metamorphism age of these Grt-bearing pyroxenites was estimated at around 25 Ma (Blichert-toft et al., 1999). A weak content of graphitized diamonds occurs in the core of these pyroxenite boudins, implying a very deep origin (Davies et al., 1993). However, these diamonds were related to an old unroofing stage of the Ronda peridotites that is independent of their cenozoic history (Reisberg et al., 1989; Van der Wal and Vissers, 1993). In addition, some dykes of chromium (Cr)-rich pyroxenites intrude this domain from the granular peridotite to the overlying Grt/Spl mylonite (fig. 4; Garrido and Bodinier, 1999).

[14] Below the Spl tectonite, the granular peridotite shows lherzolites, harzburgites and dunites that occur as proto-granular peridotites (fig.4). There is no schistosity in this structural domain, but numerous spinel-bearing pyroxenites stratify this domain with the same strike-and-dip than the schistosity of the overlying tectonite (fig. 3; Van der Wal and Vissers, 1996). These aluminous pyroxenites show also some metric-scale isoclinal folds and evolve locally in Cr-rich or Titanium (Ti)-rich pyroxenite (fig. 4). Some P-T conditions of around 15 kbar and 1280 °C was estimated at the recrystallization front, which limits the granular domain with the overlying Spl tectonite (fig. 3; Lenoir et al., 2001). In relation to that, the grain size and the compositional layering led Van der Wal and Bodinier (1996) to distinguish three sub-domains of the granular peridotites, from top to bottom: a coarse-grained granular peridotite that underlies the recrystallization front (Van der Wal and Bodinier, 1996), a fine-grained granular peridotite, and a layered granular peridotite that show a recrudescence of pyroxenite layers.

[15] The southernmost structural domain of the Ronda massif is characterized by a Pl-bearing continuous schistosity (fig. 4) that affects lherzolites and harzburgites with some dunites. Its strike-and-dip is close to N110°-60°N and the

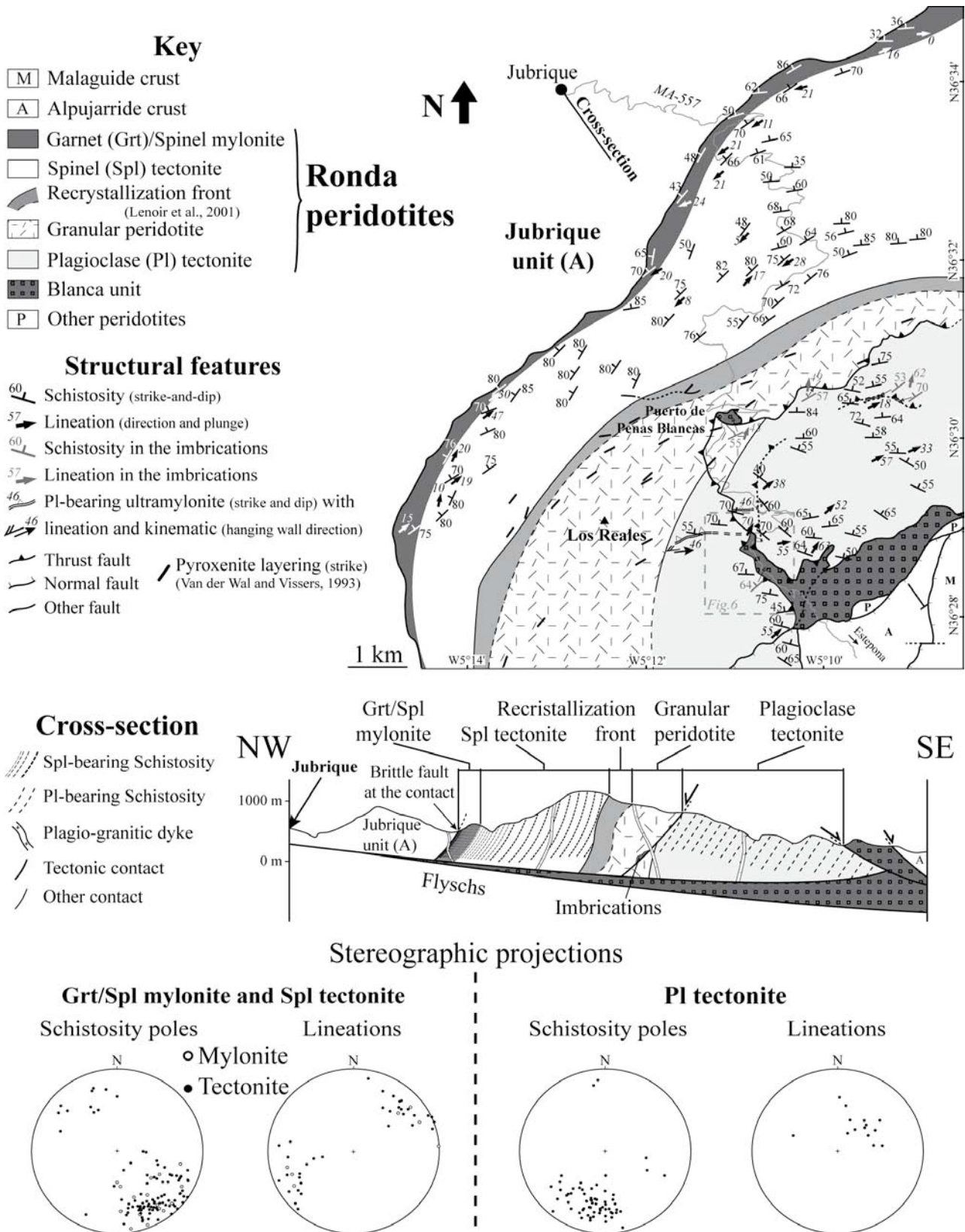


Figure 3. Structural map and cross-section of the western Sierra Bermeja with the stereographic projections of both the schistosity poles and the lineations.

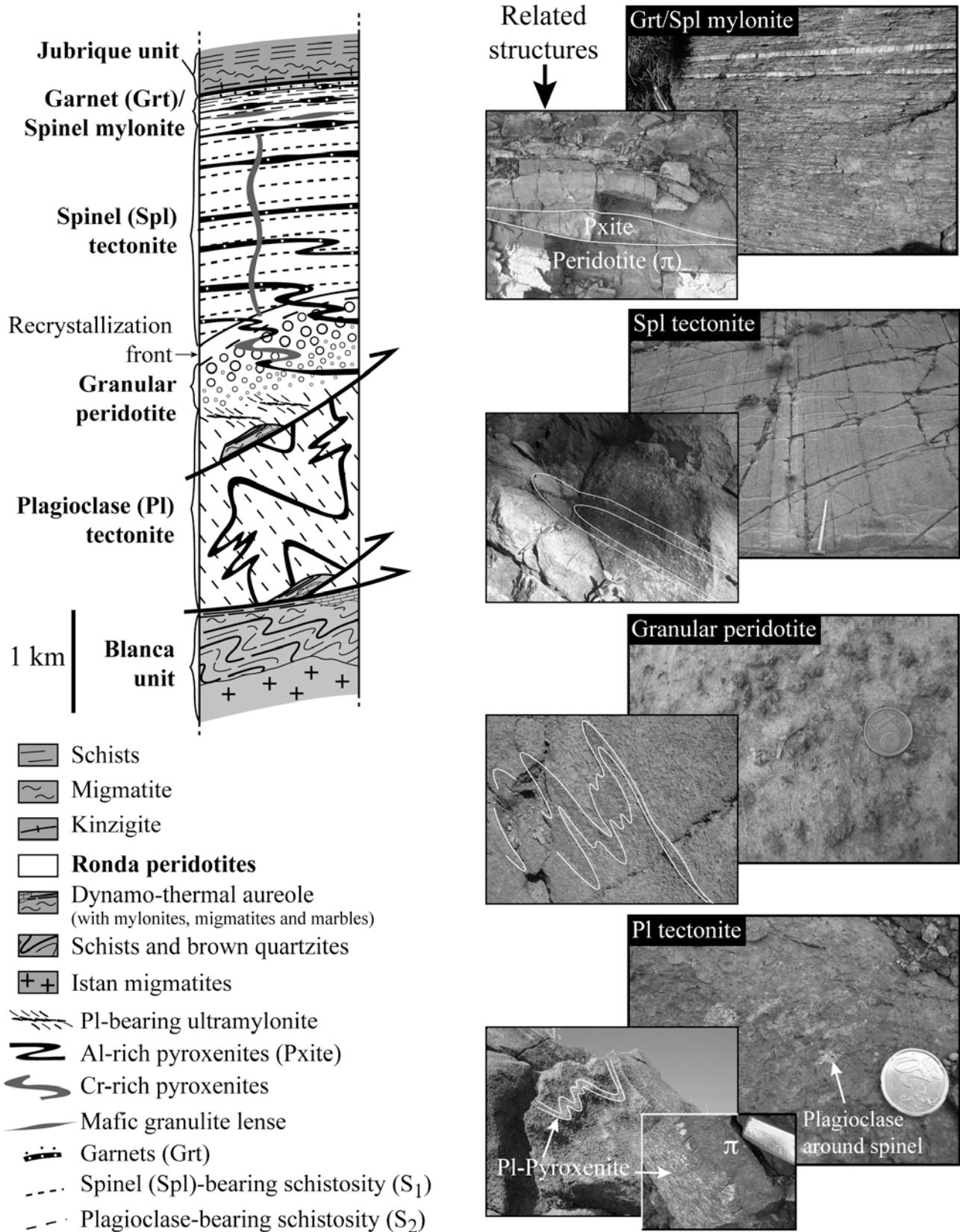


Figure 4. Synthetic log that displays the structural domains with their structural features of the western Ronda peridotites and their country rocks (Jubrique unit and Blanca unit). The pictures display also the structural facies of each domain with their related deformations of the pyroxenite layers.

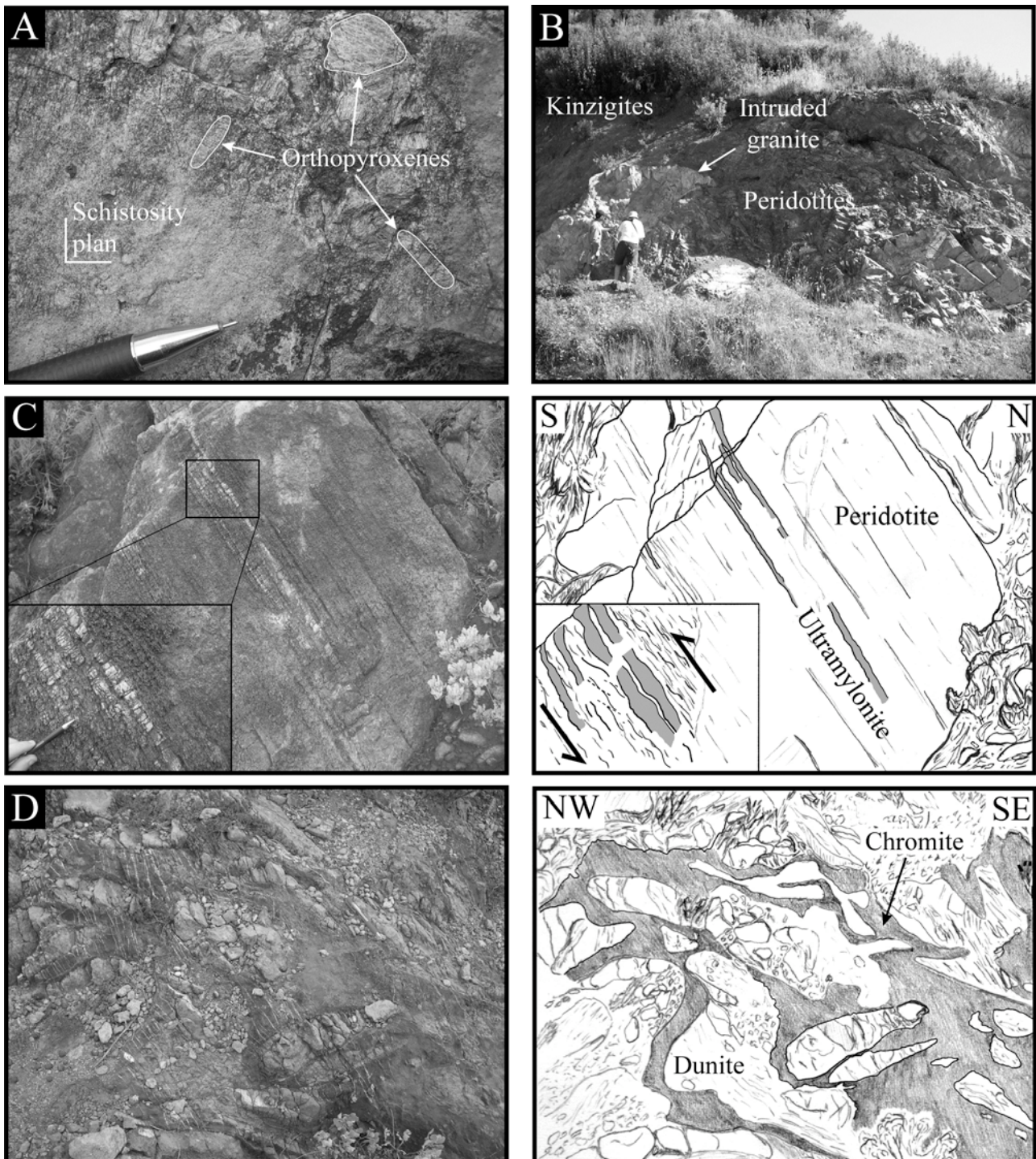


Figure 5. A) Elongated orthopyroxenes (Opx) that underline the lineation in the schistosity plans of the Grt/Spl mylonite. Note the radically different direction for several Opx on the same outcrop. B) Upper contact of the peridotites with the overlying kinzigites of the Jubrique unit, where a plagio-granitic dyke intrudes the peridotites. These dykes were dated at 20 Ma (Loomis, 1975). C) Plagioclase-bearing ultramylonite located on the map of the figure 3. D) Undeformed chromite that intrudes the Plagioclase tectonite.

stretching lineation occurs with a direction-and-plunge of roughly N45°-45° (fig. 3). This weakly deformed tectonite is also layered by numerous aluminous Pl-rich pyroxenites that are folded at both metric- and hectometric-scale. These pyroxenites, which show the higher content of plagioclase with respect to the surrounding peridotites, localize weakly the ductile strain of the plagioclase tectonite (fig. 4). Thus they form some shear zones with a kinematics that depends on the angle between the schistosity plan and the pyroxenite plan. Indeed, the shear zone kinematics is top-to-the-northeast if the pyroxenite dips more than the schistosity, whereas the kinematics is top-to-the-southwest for the pyroxenites that dip less than the schistosity (Van der Wal and Vissers, 1996). Cr- and Ti-rich pyroxenites occur also in the plagioclase tectonite. Furthermore, some ultramylonites of Pl-bearing peridotites occur in the western domain of the plagioclase tectonite just below the granular peridotite (fig. 3 and 4). They affect the Pl-bearing schistosity as anastomosed top-to-the-southwest shear zones of around 1 metre-thick and several hundred meters along-strike (fig. 5C). Note also the occurrence of undeformed chromites that crosscut the Pl-bearing schistosity (fig. 5D).

[16] As inserted into the granular peridotite and the plagioclase tectonite, some imbrications of metapelitic rocks can be also observed with the largest one located at the south edge of the Ronda massif (fig. 6). They are composed of quartz-feldspar mylonites, migmatites and marbles that belong to the Blanca unit (Sanchez-Gomez et al., 2002) and they are bounded by large-scale brittle faults that crosscut the plagioclase-bearing schistosity (fig. 3). Their internal schistosity

remains roughly constant through all the imbrications with a strike-and-dip around N50°-60°NW (fig. 3). Other rocks with crustal affinities occur also through all the structural domain of the Ronda peridotites. They concern the granitic dyke swarms that crosscut the ultramafic body from the migmatites atop of the Blanca unit up to the overlying Jubrique unit (fig. 3 and fig. 5B; Cuevas et al., 2006). These granitic rocks were related to the partial melting of the Blanca unit during the peridotites emplacement into the crust and they were dated at ca. 20 Ma (Loomis, 1975; Cuevas et al., 2006).

3.2. New deformations chronology

[17] All the above structural features of the Ronda peridotites result from several deformation stages that imply a relative chronology, which were described by Van der Wal and Vissers (1996) as follows. The first Oligocene-Miocene deformation of the ultramafic body was assimilated to the Grt/Spl mylonite, the Spl tectonite being considered as the protolite that was deformed during an older tectonic stage. Secondly, a partial melting event led to erase the schistosity of the Spl tectonite by static grain growth, forming then the granular peridotite (Van der Wal and Bodinier, 1996). Finally, while the peridotite were emplaced into the crust, a subsequent deformation event has affected the lower part of the peridotite massif and formed a new schistosity with the occurrence of plagioclase. However, some new structural elements and new recent studies about the Ronda peridotites led us to propose a different deformations chronology.

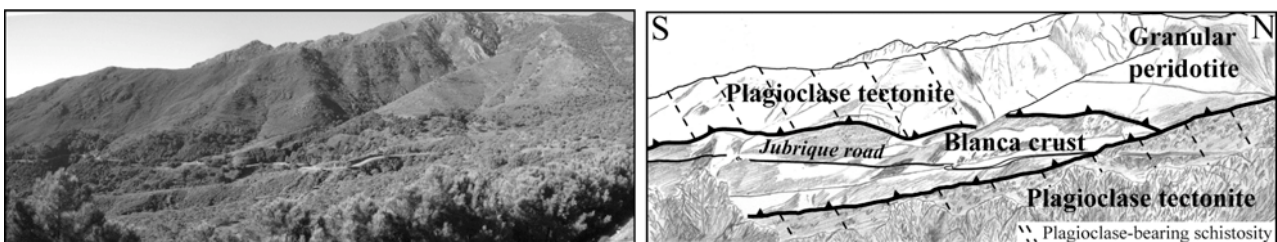


Figure 6. Crustal imbrication of the Blanca unit within the southwestern Ronda peridotites. Location on the figure 3.

[18] The Grt/Spl mylonite shows numerous garnets in the peridotites that surround the strongly stretched Grt-bearing pyroxenites just below the Jubrique unit (Obata, 1980). This presence of Grt-bearing peridotites in the northern edge of the Ronda massif led Van der Wal and Vissers (1996) to propose that the Spl tectonite were affected by a subsequent deformation at higher pressure in the garnet stability field, implying thus two deformation stages. However, new petrological data showed that, first, these garnets do not represent some “pressure-indexing” minerals, because they originate from a strain-induced process of refertilization between pyroxenites and peridotites (Tabit et al., 1997), and second, both the Spl tectonite and the Grt/Spl mylonite were equilibrated in the Spinel stability field during high decompression (Garrido et al., 2006). Furthermore, the P-T path recorded by the mafic granulite lenses, which were deformed with the mylonite, indicates only an almost adiabatic decompression (Morishita et al., 2001). The Grt/Spl mylonite and

the Spl tectonite do not imply therefore different conditions of deformation.

[19] In Précigout et al. (2007), we proposed that the tectonite and the mylonite were formed in response to large-scale strain localization in the coldest peridotites ($< 800\text{ }^{\circ}\text{C}$). In this case, the mylonite should represent the coldest peridotites and the tectonite should correspond to a “proto-mylonite”, both formed during a single deformation stage. In the present study, several structural features confirm this proposition. First, no difference exists in the structural directions of both the Spl- and the Grt/Spl-bearing schistosity (fig. 3; stereograms), and second, their trajectories imply a conspicuous structural continuity from the Spl tectonite to the Grt/Spl mylonite (fig. 7). Thus the structural and the petrological features of the tectonite and the mylonite do not imply several stages of deformation. We assume therefore that these two structural domains belong to a large-scale strain gradient, which was formed during the first deformation stage of the Ronda peridotites

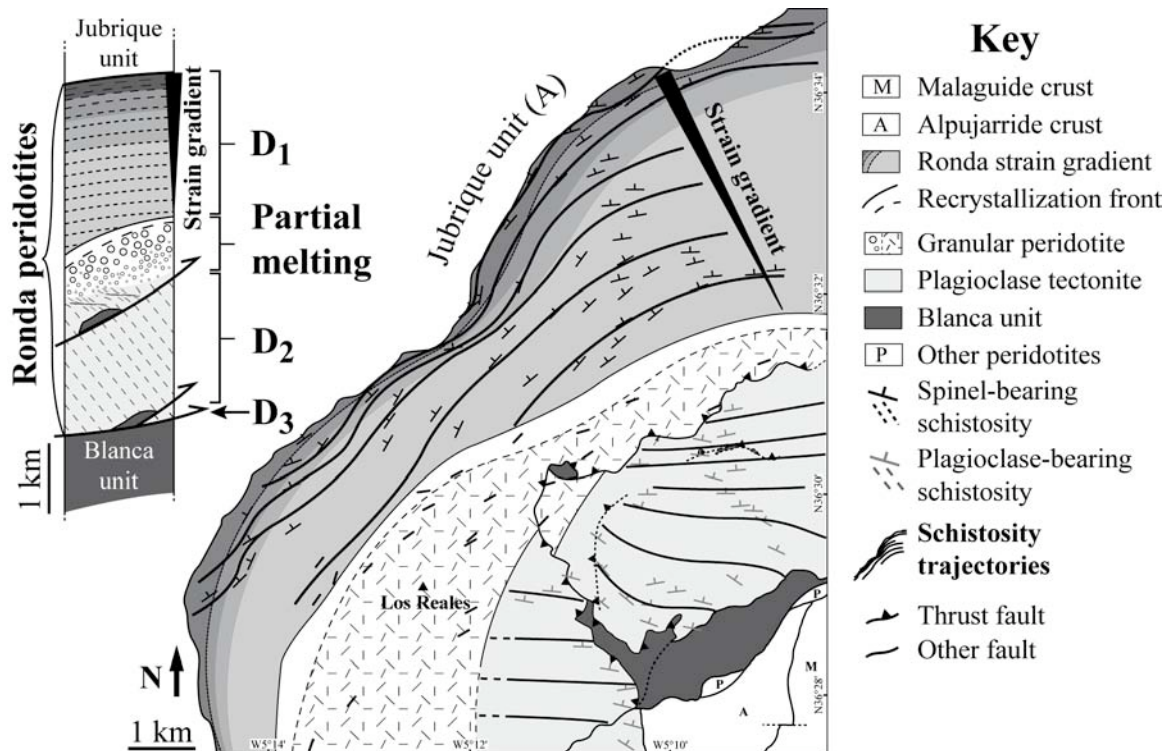


Figure 7. Structural relationships and chronology of the deformations that affected the Ronda peridotites. Map: Schistosity trajectories of the two structural domains that expose ductile strains, i.e. the Grt/Spl mylonite and the Spl tectonite in the northern massif and the Pl tectonite in the southern massif. Note the structural continuity between the Spl tectonite and the Grt/Spl mylonite, which compose thus a large-scale strain gradient. Log: relative chronology of the main structural features in the Ronda peridotites. D₁ = Ronda strain gradient; Partial melting = Granular peridotite; D₂ = Plagioclase tectonite; and D₃ = basal and intra-peridotites thrusts.

that we named D_1 (fig. 7). Some other structural features that confirm this assumption will be presented later in this paper.

[20] As subsequent to the deformation D_1 , a partial melting event led to form the granular peridotite. Following Van der Wal and Vissers (1996), the granular peridotite was formed at the expense of the Spl tectonite. Furthermore, some recent studies have led to better constrain the conditions of this event. They showed indeed that, first, partial melting was associated to diffuse porous-melt flow and melt-consuming/refertilization reactions (Lenoir et al., 2001; Van der Wal and Bodinier, 1996; Garrido and Bodinier, 1999), and second, the granular peridotite recorded P-T conditions of 15 kbar - 1280 °C (Lenoir et al., 2001). All These features led several authors to interpret this partial melting event as due to an “asthenospherization” of previous lithosphere, i.e., the Spl tectonite (Vauchez and Garrido, 2001; Bodinier et al., 2008).

[21] Van der Wal and Vissers (1996) ascribed then the subsequent deformations of the Ronda peridotites to their emplacement into the crust, which should have formed the plagioclase tectonite. However, the occurrence of intra-peridotite faults that contain numerous imbrications of the underlying Blanca unit led us to discuss this hypothesis. First, the intra-peridotite faults cut clearly the plagioclase-bearing schistosity that turns in their neighborhood as a result of a sinistral transpressive shearing process (fig. 7). Second, the rocks that compose these imbrications are characteristic of the peridotite-underlying dynamothermal aureole, which was formed during the peridotite emplacement at low pressure around 4 kbar (fig. 4; Lundeen, 1978; Esteban et al., 2008). Third, the schistosity described in the crustal imbrications cannot be related to the Pl-bearing schistosity, implying two stages of deformation (fig. 3). All these features suggest that these imbrication-associated faults represent some thrusts, which are enrooted in the main basal thrust that emplaced the peridotites into

the crust (Esteban et al., 2008). As a consequence, the sole schistosity of the plagioclase tectonite should be formed before the peridotite emplacement, which occurs thus when the temperature of the Pl tectonite was still “hot” enough to be folded. The plagioclase tectonite should be therefore the consequence of a high-temperature mantle deformation that we named D_2 , which was then stopped by the subsequent emplacement of the Ronda peridotites into the crust, i.e. D_3 .

[22] To summarize, the deformations chronology of the Ronda peridotites should imply: a deformation stage (D_1) in the Spl-stability field that formed the Ronda strain gradient; a partial melting event that affected the lower part of the Ronda strain gradient and formed the granular peridotite; a new deformation stage (D_2) that formed a Pl-bearing schistosity in the lower part of the granular peridotite; and a thrusting event (D_3) that led to emplace the peridotites into the crust (fig. 7). On these bases, our structural study allowed us to bring further constraints about the conditions of the above deformation stages that affected the Ronda peridotites.

4. New constraints for the deformations of the Ronda peridotites

4.1. Macrostructures

4.1.1. Large-scale strain gradient through the whole Ronda peridotites (D_1)

[23] Whatever the structural domain, metric folds and boudins of pyroxenite layers were described throughout the peridotite massif (Van der Wal and Vissers, 1996). Those encountered in the Ronda strain gradient can be easily related to the first ductile deformation D_1 owing to their axial plans and strikes that are both parallel to the Spl-bearing schistosity, respectively for folds and boudins. In

contrast, those located in the plagioclase tectonite could be related either to D_1 or the second deformation D_2 . In this plagioclase tectonite, metric folds of Pl-bearing pyroxenite occur with their limbs that are boudined in pinch-and-swell (fig.8 A₂). Such a type of boudin implies that these pyroxenites were more competent than the surrounding peridotites during their stretching deformation. However, the Pl-bearing schistosity (S_2) describes also some ductile shear zones within the same pyroxenites, which were formed in response to a strain localization process. Hence, the Al-pyroxenites were less competent than peridotites during D_2 and they represented some weakness layers that localized S_2 (fig. 8A₂). Furthermore, the axial plans of the metric folds of pyroxenites are not parallel to the schistosity of the plagioclase tectonite S_2 . All this features led us to propose that the metric deformations of the Al-pyroxenites are not related to the second deformation D_2 , but to the first deformation D_1 of the Ronda peridotites. Consequently, before the

partial melting that erased the Spl-bearing schistosity S_1 of the Ronda strain gradient (Van der Wal and Bodinier, 1996; Lenoir et al., 2001), this schistosity occurred through the Ronda peridotites as a whole.

[24] On these bases, we studied the evolution of the D_1 -related deformations for the pyroxenites from the plagioclase tectonite to the Grt/Spl mylonite. With decreasing distance from the overlying Jubrique unit, these pyroxenites occur progressively as open folds, close folds and isoclinal folds with their limbs that are more and more boudined. Then, they become parallel to the Spl-bearing schistosity and they evolve from weakly boudined to highly stretched pyroxenites close to the kinzigites (fig. 8A). Such a correlation between the structural evolution of the pyroxenites and the distance to the overlying crust confirms the occurrence of a large-scale strain gradient throughout the western Ronda peridotites before the partial melting event. Indeed, with increasing strain, pyroxenite layers rotate with respect to the

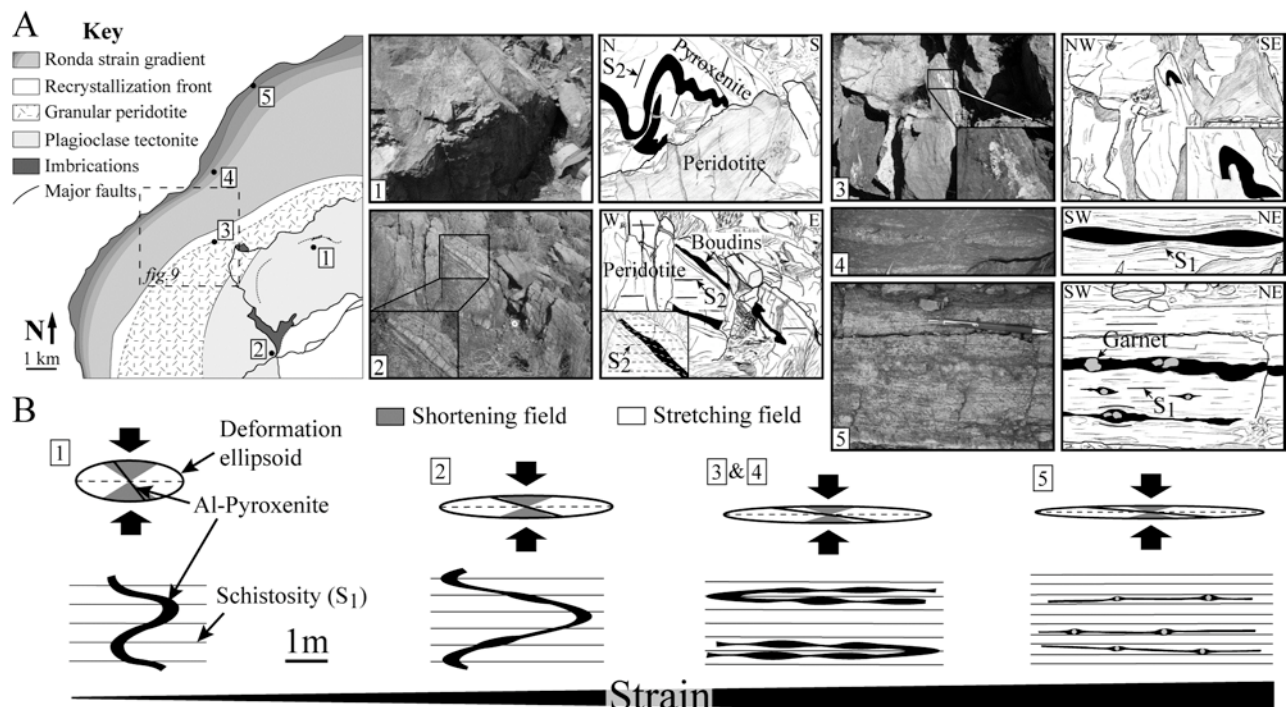


Figure 8. A) Deformations of the pyroxenites layering from metric-scale folding in the Pl tectonite (A₁) to boudinage in the Grt/Spl mylonite (A₅). In A₂, the picture in insert shows the shear zones formed by the Pl-bearing schistosity within the pyroxenite layers that contain many plagioclases. B) Sketches illustrating the progressive deformation of a passive line (pyroxenite layer) during pure shear deformation on the deformation ellipsoid. At the beginning of the ductile deformation, the pyroxenites are in the shortening field and suffer folding (B₁). With increasing deformation, the pyroxenites rotate from the shortening field to the stretching field, leading to promote their subsequent boudinage (from B₂ to B₄). With a strong ductile deformation (mylonite), the pyroxenites become parallel to the schistosity and show very thinned neck between the boudins that contain garnets in their core (B₅).

principal strain axes that lead to change their conditions of deformation from shortening to stretching (Ramsay, 1976). As a consequence, the pyroxenites are primary folded and secondary stretched until they become highly boudined and parallel to the schistosity plan in the strongly deformed peridotites (fig. 8B).

[25] In relation to that, the absence of obvious simple shear related-structure in the Ronda strain gradient and the occurrence of symmetrical boudins (fig.8A₄) suggest the absence of simple shearing during D_1 , and hence a ductile deformation D_1 mainly related to pure shearing. Likewise, the changing direction at outcrop-scale of the stretching lineation that is born by the orthopyroxenes (fig. 5C) suggests the occurrence of “flattening strain” (Flinn, 1978), which can only be related to pure shear deformation. Indeed, simple shearing can only promote either “constrictional strain” or “plan strain” owing to the strong predominance of the first principal strain axe X (λ_1) over the two other axes Y (λ_2) and Z (λ_3), promoting then a strong orientation of the lineation in the X-direction. However, pure shearing can imply “constrictional strain”, “plan strain” or “flattening strain”. In the latter case, the axe X has only a weak predominance over the second principal strain axe Y. The lineation that is

formed in this tectonic setting does not show thus a strong orientation, as observed for the lineation of the Ronda mylonite. Therefore, the large-scale Ronda strain gradient and the Spl schistosity S_1 should were formed during a progressive deformation close to the “flattening strain”, and hence, in response to pure shear deformation.

4.1.2. Partial melting coeval with the first deformation D_1

[26] At the end of the partial melting event, which erased a part of the Spl-bearing schistosity by static grain growth, i.e. without deformation, volatiles-rich melts are produced and crosscut the overlying strain gradient, leading to form some dykes of Cr-rich pyroxenites (Garrido and bodinier, 1999; Bodinier et al., 2008). Close to the Grt/Spl mylonite, one of these dykes occurs as almost vertical and normal to the schistosity of the Ronda strain gradient (S_1), which displays a stretching lineation roughly horizontal (L_1) in this place. In the XZ structural plan, the structural behavior of the Cr-rich pyroxenite is affected by the Spl-bearing schistosity, showing some weak centimeter-scale and symmetrical folds that have their axial plans parallel to the schistosity (fig. 9). Such a feature implies that the schistosity S_1 still

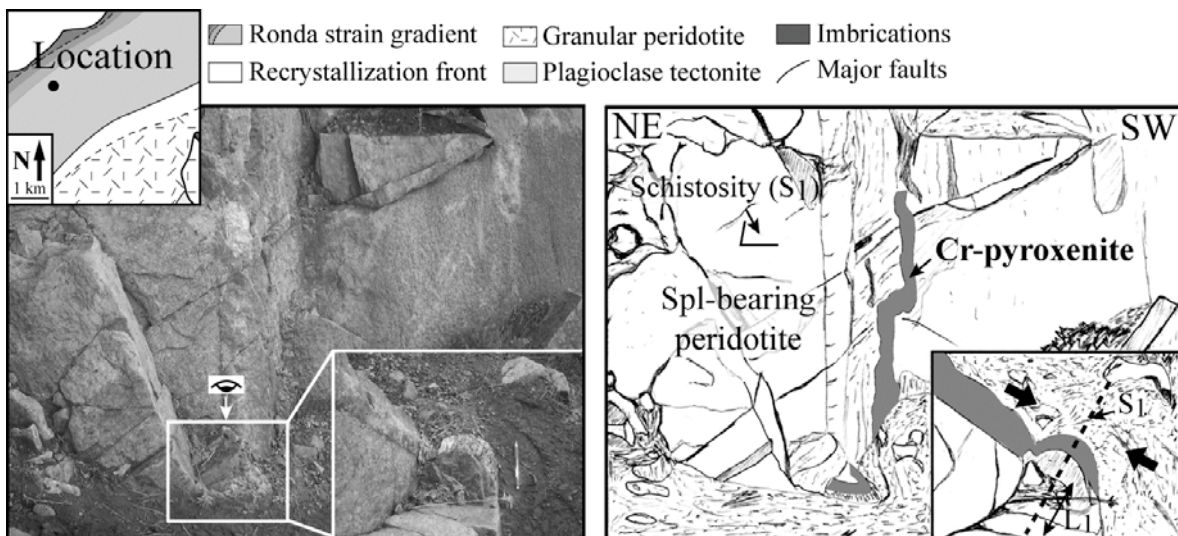


Figure 9. Dyke of Chromium-rich pyroxenite that intrudes the Ronda strain gradient. In the X-Z structural plan, this pyroxenite shows centimeter-scale folds that have both their axial plan parallel to the peridotite schistosity plan (S_1) and their axe normal to the peridotite lineation (L_1). This feature implies that the Cr-pyroxenite, related to the partial melting event, was deformed by the schistosity of the Ronda strain gradient during their intrusion.

accommodated the deformation D_1 while this dyke of Cr-rich pyroxenite was emplaced. Hence, despite the fact that partial melting occurs without apparent deformation in the granular peridotite (Van der Wal and Bodinier, 1996), the deformation D_1 was effective and continued to form the Ronda strain gradient during partial melting.

4.1.3. Pure shear flow during the second deformation D_2

[27] Van der Wal and Vissers (1996) described in the plagioclase tectonite the occurrence of large-scale pyroxenite folds. These hectometric folds are related to the PI -bearing schistosity that is parallel to their axial plans, and hence, unlike to the metric folds, they are related to the second ductile deformation D_2 . As said before, these pyroxenites occur also as weakness plans that localize the PI -

bearing schistosity, either with a top-to-the-SW (fig. 10A₁) or a top-to-the-NE (fig. 10A₂) kinematics according to the dip angle between the pyroxenite and the schistosity plans. Van der Wal and Vissers (1996) ascribed these both antithetic kinematics as due to two successive deformation stages in the PI tectonite, in which the last one was associated to the peridotites emplacement. However, first, we said before that no deformation in the PI tectonite could be related to the peridotites emplacement, because some emplacement-related thrusts cut clearly the PI -bearing schistosity. Second, the sole schistosity of the PI tectonite suggests a single ductile deformation stage, and not two different ductile stages. Third, simple shear-related structure in the PI tectonite does not occur despite the development of long plagioclase tails at the tip of spinels (fig. 4). All these features led us to propose another

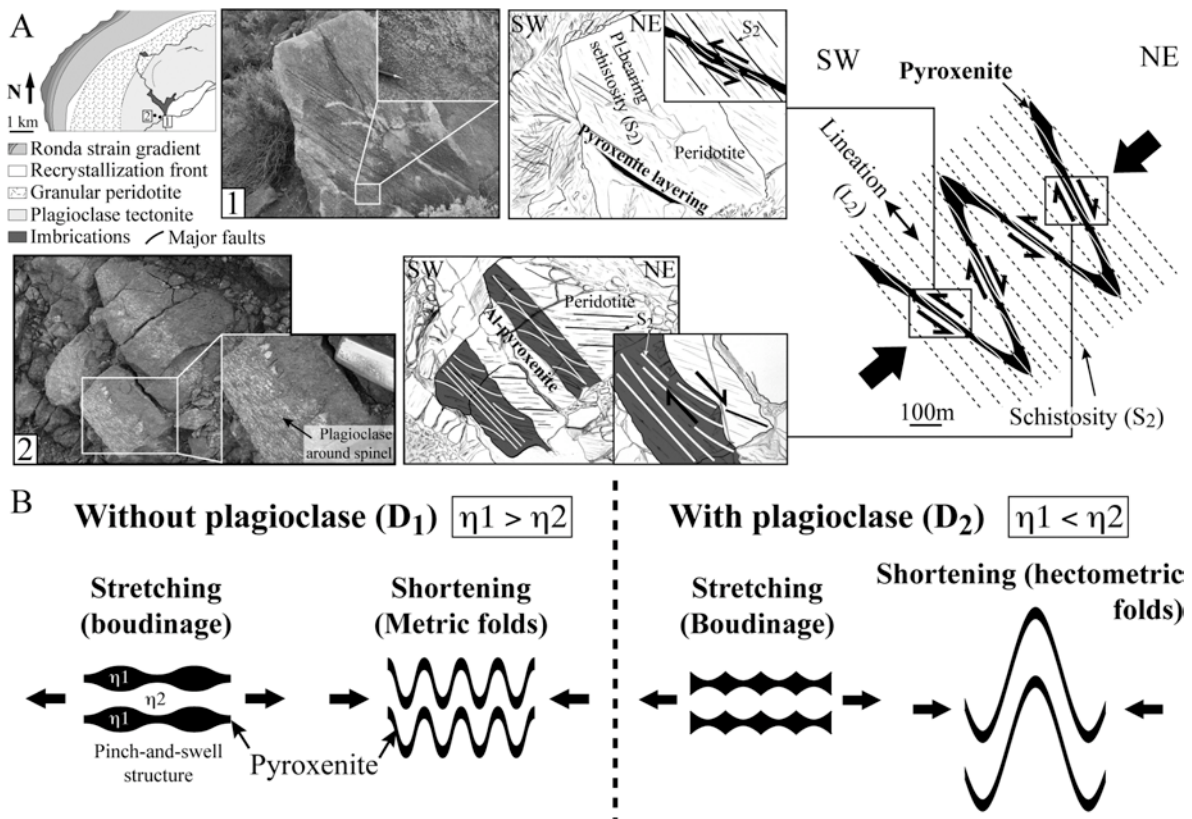


Figure 10. Hectometric folds of Aluminum-rich pyroxenites in the plagioclase tectonite. A) Pictures and sketches that illustrate the antithetic kinematics of the shear zones in the Al-rich pyroxenites. A₁: Top-to-the-Southwest kinematics. A₂: Top-to-the-Northeast kinematics. This different kinematics on each side of the hectometric folds led us to propose the PI -bearing schistosity as related to pure shear flow. B) Sketches illustrating the change of the strength ratio between pyroxenites and peridotites from D_1 to D_2 . During D_1 (without plagioclase), the pyroxenites were more competent than surrounding peridotites, leading to form metric folds and boudins in pinch-and-swell. In contrast, during D_2 (with plagioclase), the Al-rich pyroxenites were less competent than surrounding peridotites, leading to form hectometric folds and peculiar boudinage.

point of view that implies the schistosity S_2 as a result of a pure shear deformation. Indeed, a simple shearing during a single deformation event implies a strong predominance of a shearing direction, and hence, the same kinematics for all shear zones that affect the sheared domain. In contrast, pure shearing does not impose a shearing direction, and hence, could promote different shear zone kinematics according to the position of the weakness plans with respect to the schistosity. Such a coaxial deformation could thus explain why antithetic shearing occurs on each side of the pyroxenite hectometric folds during a single deformation event (fig. 10A). Therefore, similarly to the first deformation D_1 , we propose that the second deformation D_2 was due to a pure shear deformation that occurred before the peridotites emplacement.

4.1.4. Change of strength ratio between pyroxenites and peridotites

[28] The D_1 - and D_2 -related metric and hectometric folds of aluminous pyroxenites, respectively, were both formed in a pure shear tectonic context. However, despite their similarities, in terms of both thickness and chemical composition, these pyroxenites show two different folding amplitudes that we tried to explain as follows. The aluminous pyroxenites of the Ronda strain gradient were more competent than the surrounding peridotites during the first deformation D_1 , as shown by the boudins in pinch-and-swell. Their folding amplitude was thus controlled by their limited thickness, forming thereby some metric folds throughout the Ronda peridotites (fig. 10B). In contrast, in the plagioclase tectonite, the occurrence of intra-pyroxenite shear zones implies that these pyroxenites were less competent than the peridotites during the second deformation D_2 , probably in response to their high content plagioclase. In this case, the folding amplitude of the pyroxenites during D_2 was controlled by the large thickness of the peridotite layers and not by

the thin pyroxenite ones (fig. 10B). The peculiar boudinage of these pyroxenites could be also due to this phenomenon (fig. 10B₂). Therefore, the hectometric folds in the plagioclase tectonite should be due to an inversion of the strength ratio between pyroxenites and surrounding peridotites either before or during the second deformation D_2 .

4.2. Microstructures

4.2.1. Occurrence of a temperature gradient through the Ronda strain gradient (D_1)

[29] In Précigout et al. (2007), we argued that the Ronda strain gradient originated from a rheological process of strain localization in the coldest peridotites ($< 800\text{ }^{\circ}\text{C}$), which implies the occurrence of a large-scale temperature gradient from the tectonite to the mylonite during D_1 . In order to better constrain this feature, we performed acquiring of olivine Lattice Preferred Orientation (LPO) through the Ronda strain gradient by using the EBSD (Electron BackScattered diffraction) apparatus on 18 thin sections of Spl-bearing peridotites. As a result, the Spl tectonite shows the $[100]_a$ -axe of the Olivine LPO as parallel to the stretching lineation (X), confirming the LPOs that Vauchez and Garrido (2001) obtained close to the recrystallization front (fig. 11). However, roughly at the transition between the mylonite and the tectonite, olivine LPO changes and shows the activation of both the $[100]_a$ -slip and the $[001]_c$ -slip systems, which are thus at once parallel and perpendicular to the lineation in the schistosity plan (fig. 11). Then, in the mylonite, the $[100]_a$ -slip system becomes completely inactive at the favor of the $[001]_c$ -slip system.

[30] These results suggest different temperature conditions for the tectonite and the mylonite. Indeed, as deducted through experimental and natural deformations, olivine deformation at high temperature ($\geq 1000\text{ }^{\circ}\text{C}$) and low stress showed that the main operating slip system $\{0kl\}[100]_a$ leads to concentrate the principal olivine axes $[100]_a$,

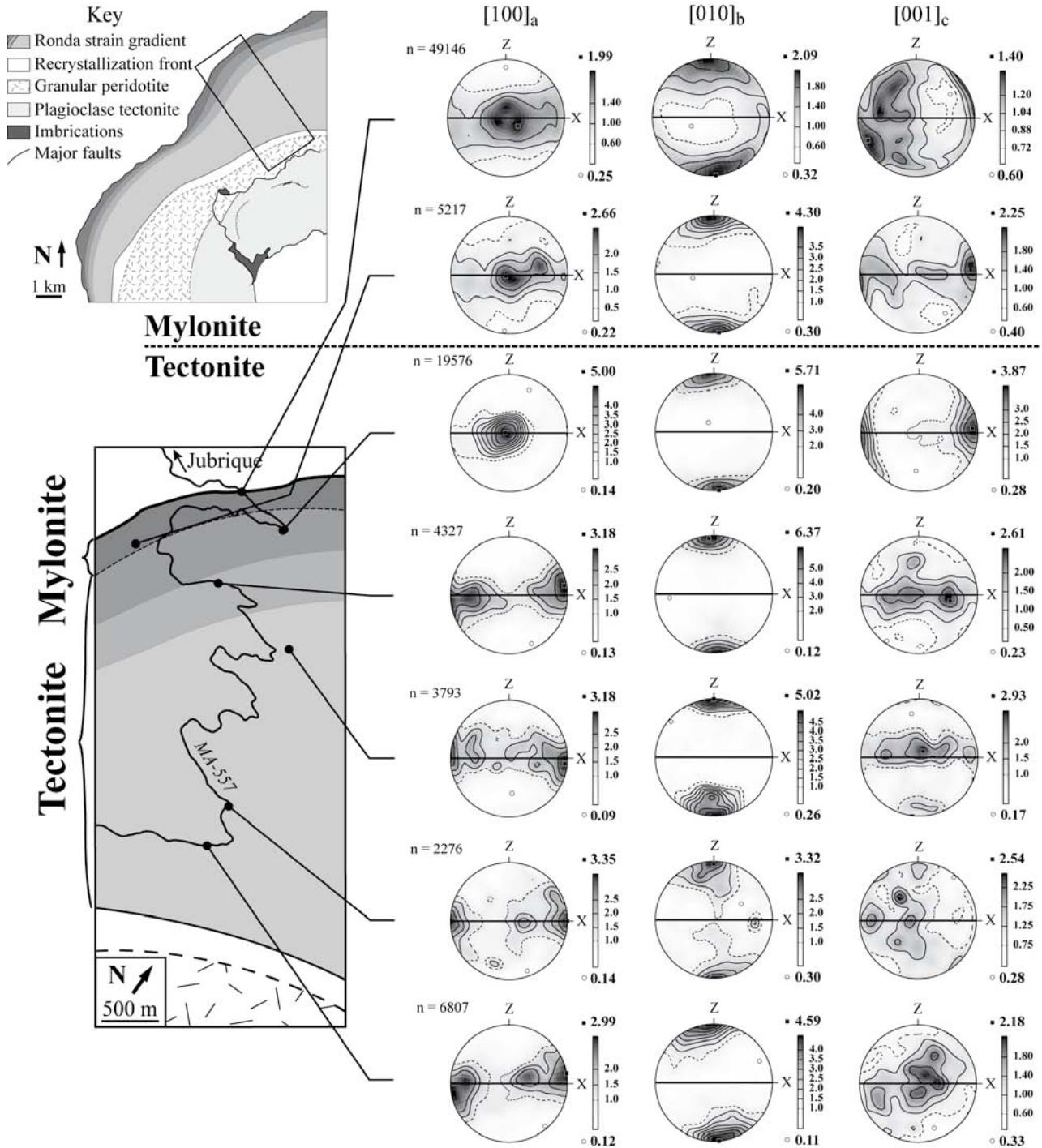


Figure 11. Olivine Lattice Preferred Orientation (LPO) from the Spl tectonite close to the recrystallization front to the Grt/Spl mylonite. Each stereogram represents the position of one of the three principal olivine axes ($[100]_a$, $[010]_b$ and $[001]_c$) with respect to the principal strain axes X (stretching lineation) and Z (pole of schistosity) of the Spl-bearing schistosity. The density contours and the scale in range indicate the multiples of the mean density of olivine fabric data (n). With increasing strain, the $[a]$ axis evolves from parallel to normal to the stretching lineation and conversely for the $[c]$ axis, whereas the $[b]$ remains perpendicular to the schistosity plan. This feature indicates that the deformation of the Grt/Spl mylonite occurred at lower temperature than the Spl tectonite, suggesting a large-scale temperature gradient during D_1 .

[010]_b and [001]_c as parallel to the stretching lineation (X), perpendicular to the schistosity plan (Z) and normal to the lineation and the schistosity pole (Y), respectively. However, at lower temperature and higher stress, the inhibition of the {0kl}[100]_a slip system and the activation of the {hk0}[001]_c slip system leads to invert this correlation. As a consequence, in the schistosity plan, the olivine [a]-axis becomes perpendicular to lineation and the olivine [c]-axis occurs as parallel to the lineation. As for the olivine [b]-axis, it remains normal to the schistosity plan (e.g., Tommasi et al., 2000 and references therein). With respect to our results, these features imply thus some high temperature conditions for the tectonite and some low temperature conditions for the mylonite during the formations of the Ronda strain gradient. Therefore, these results confirm the occurrence of a large-scale temperature gradient correlated with the formation of the Ronda strain gradient during the first deformation D₁.

4.2.2. Evidence of decompression during the second deformation D₂

[31] In the plagioclase tectonite, the large-scale ductile deformation is associated with the occurrence of plagioclases around spinels that are both affected by the weak stretching lineation L₂ (fig. 4). Bodinier et al. (2008) showed that this

plagioclase is due to sub-solidus reactions and not to an igneous process. Thus, in order to constrain the relative chronology for the appearing of such a plagioclase with respect to the formation of the Pl-bearing schistosity, we performed a microprobe analysis on spinels of the Pl tectonite. Indeed, in these minerals, the ductile deformation leads to promote a differential diffusion between aluminum (Al) and chromium (Cr) that produce some stress-induced zoning of these elements according to the principal strain axes (Ozawa, 1989). This phenomenon is due to the fact that Al migrates faster than Cr, concentrating the Al at the tips of the spinel grain, whereas Cr is enriched at the rim of the short-axis spinel grain owing to the Al depletion in this part (fig. 12A). As a consequence, Al shows a chemical enrichment parallel to the stretching lineation (X) and Cr displays a chemical enrichment along the shortening direction (Z; fig. 12A). However, this chemical zoning characterizes the spinels of deformed peridotites that do not bear plagioclase. Hence, the plagioclase being mainly composed of Aluminum, its appearing at the expense of spinel during the deformation could affect the Spinel Al-zoning.

[32] On these bases, we show on the figures 12C and 12D the Cr and the Al distributions of an elongated spinel surrounded by metamorphic plagioclase in a XZ thin section of a Pl-bearing pyroxenite from the Pl tectonite. In the

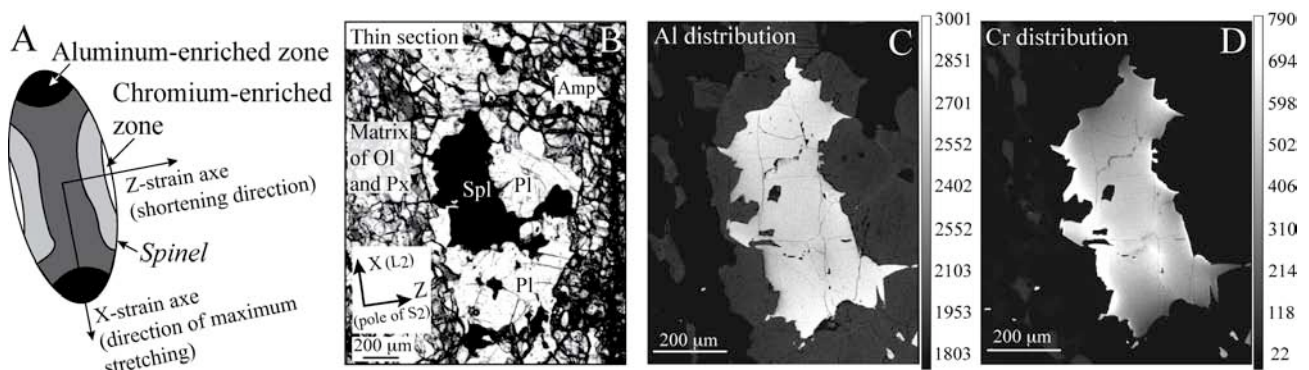


Figure 12. Distributions of Aluminum (Al) and Chromium (Cr) within and around a spinel of a Pl-bearing pyroxenite that belongs to the Pl tectonite. A) Sketch that illustrates the Al- and Cr-chemical zoning of each element within a spinel deformed by lattice diffusion with respect to the principal strain axes X and Z (Ozawa, 1989). B) Thin section in natural light of the studied spinel in the X-Z plan of the Pl-bearing schistosity (S₂). C) Al distribution. D) Cr distribution. The attenuated Al-zoning with respect to the Cr-zoning suggests that plagioclase appears during the spinel deformation, i.e. during D₂. Pl = plagioclase; Spl = spinel; Amp = amphibole; Ol = olivine; Px = pyroxene.

plagioclases, the enrichment of Al at their rims shows that they are affected by an inverse zonation of anorthite, confirming their metamorphic origin (Furusho and Kanagawa, 1999). Of more interest is the elements distribution in the spinel that displays some chemical zoning for the Cr and the Al, as expected. However, the Al-zoning seems to be attenuated with respect to the Cr-zoning. This feature could be due to the appearing of plagioclase during deformation. Indeed, the occurrence of the metamorphic reaction “Spinel + Pyroxene $\rightarrow$ Plagioclase + Olivine” triggers Al diffusion from the spinel to growing plagioclases (Bodinier et al., 2008). The strain-induced Al enrichment at the tips of the spinel should be consequently attenuated, leading to homogenize the Al distribution through the spinel. This phenomenon could also explain why the higher content of plagioclase occurs along the spinel long-axis with respect to the spinel short-axis (fig. 12B). Such features imply that the plagioclase appearing is coeval with the formation of the Pl tectonite. Hence, because the Pl is a pressure-indexing mineral for peridotites at low pressure, these data suggest that the second deformation D₂ occurs during decompression at high temperature. Furthermore, the sub-solidus character of this plagioclase, which was formed at the expense of peridotites previously melted, requires the occurrence of a peridotite cooling before or during the formation of the plagioclase tectonite.

[33] To summarize, we supplied in this structural study further constrains for the deformations chronology of the Ronda peridotites, which imply three main deformation events. The first one concerns the formation of a large-scale strain gradient in pure shear at the favor of a large-scale temperature gradient. During this stage occurs a partial melting event that erases the schistosity of the strain gradient in its less deformed part. Then, a second event implies the occurrence of a new deformation in pure shear during the appearing of sub-solidus plagioclase, which indicates syn-

tectonic decompression. This deformation affects the lower part of the partial melting domain and forms the plagioclase tectonite, whereas the upper part represents the granular peridotite that shows neither plagioclase nor ductile deformation. As for the third event, it concerns the emplacement of the peridotites into the crust while the plagioclase tectonite was still hot, promoting the deformation and the partial melting of the underlying crust at ca.20 Ma.

5. Discussion

[34] In the following part, in order to propose an explanation of the tectonic origin for the deformations of the Ronda peridotites, we combined our structural data with previous petrological ones, which supply further information for the Pressure-Temperature path of both the peridotites and their surrounding rocks (Lundeen, 1978; Obata, 1980; Van der Wal and Vissers, 1993; Balanyá et al., 1997; Morishita et al., 2001; Platt et al., 2003b; Esteban et al., 2004; Garrido et al., 2006). Then, according to the Betic-Rif geodynamic, we will describe a geodynamical hypothesis for the deformations and the exhumation of the Ronda peridotites.

5.1. Tectonic context of the Ronda peridotites

5.1.1. Mantle thinning and partial melting (D₁)

[35] In the Ronda strain gradient, Morishita et al. (2001) describe an almost adiabatic and decompressive P-T path for the mafic granulite lenses (fig. 13; P-T diagram) that are structurally consistent with the Spl-bearing schistosity. These lenses were deformed with the Ronda mylonite, and hence, during the first deformation stage D₁. Thus the P-T evolution of the granulite lenses suggests that the pure shear-related formation of

the Ronda strain gradient occurs during an almost adiabatic decompression. Both the occurrence of decompression and pure shear led us to propose the origin of the ductile deformation D_1 as related to a lithosphere thinning, and hence, a mantle thinning. Such a lithosphere thinning agrees with the crustal one at the origin of the main deformation that affects the peridotite-overlying Jubrique unit (Balanyá et al., 1997; Argles et al., 1999). In addition, we assume that the syn-shearing conditions of Garrido et al. (2006) for the Ronda mylonite (20 kbar - 900 °C) could be appropriated for the starting conditions of this decompression (fig. 13₁)

[36] Our structural study showed also that a partial melting occurs during the first deformation D_1 , and hence, during the formation of the thinning-related Ronda strain gradient. Some P-T conditions for this event were estimated by Lenoir et al. (2001) at the recrystallization front and they get 15 kbar – 1280 °C. With respect to the initial conditions of the Ronda strain gradient, these P-T conditions imply thus decompression and, of course, a strong increase in temperature for the peridotites that composed the less deformed part of the Ronda strain gradient (fig.13₁). Therefore, during D_1 , an almost adiabatic thinning of the peridotites in the Ronda strain gradient and a partial melting of the

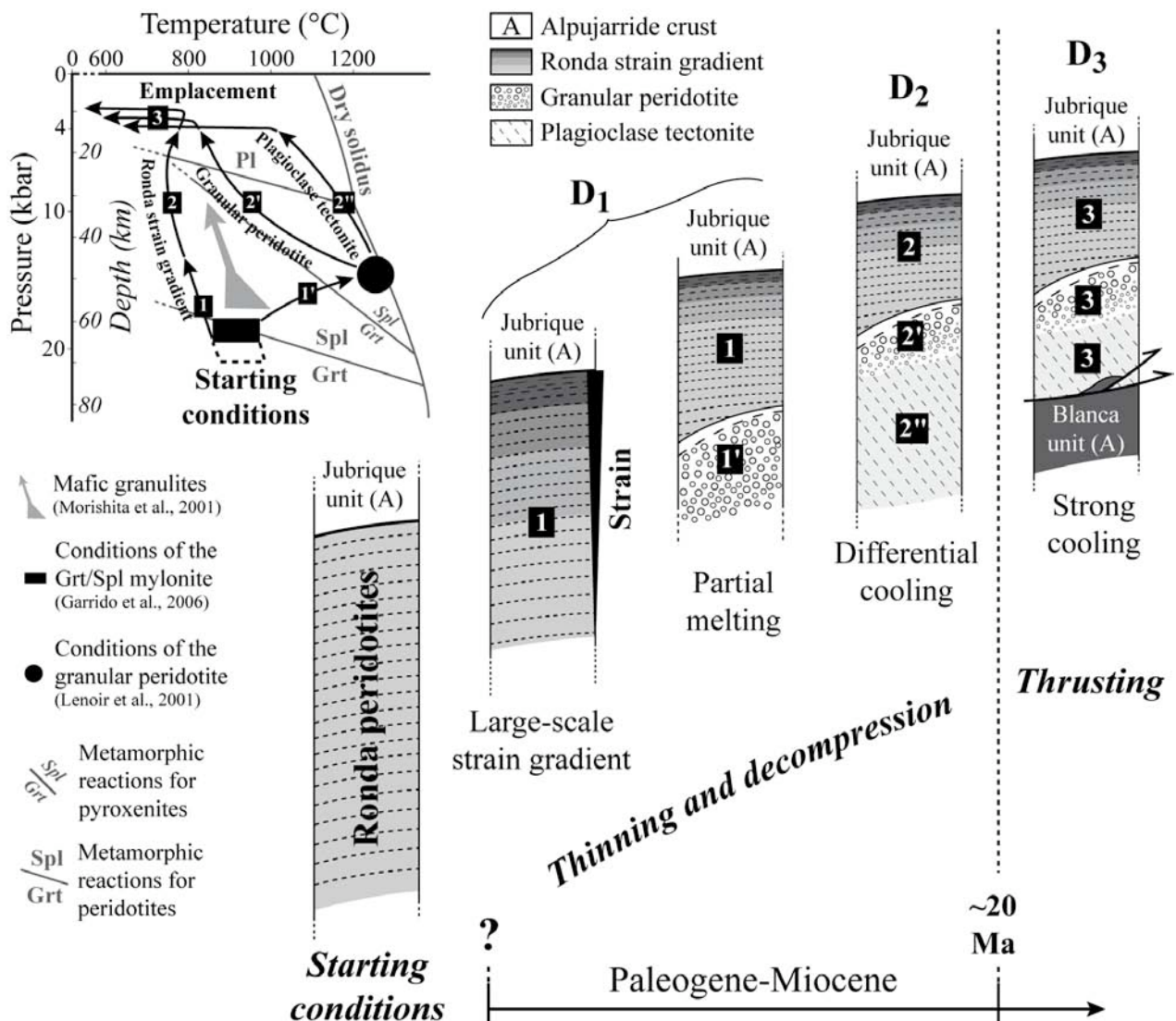


Figure 13. Tectonic history and qualitative pressure (P)-temperature (T) path for the deformations of the Ronda peridotites. D_1 and D_2 occur in response to a mantle thinning and a strong decompression during a transient partial melting event during the Paleogene-Miocene. Then, a thrusting event (D_3) emplaces the peridotites into the crust, promoting their strong cooling at ca. 20 Ma.

peridotites below the recrystallization front should occur coevally during high decompression.

5.1.2. Mantle thinning and differential cooling (D₂)

[37] Our structural study showed that the second ductile deformation D₂ of the Ronda peridotites implies a pure shear flow and the formation of sub-solidus and syn-kinematics plagioclase. The Pl tectonite was thus formed in decompression once the partial melting was stopped, as required to promote sub-solidus plagioclase. For this domain, the existing P-T data describe consistently a strong decompression and a weak cooling from the spinel stability field to the plagioclase stability field (fig. 13₂; Platt et al., 2003b and references therein). Hence, the deformation D₂ should occur in response to pure shear flow during cooling and decompression that led us to attribute D₂ as due to mantle thinning, similarly to the Ronda strain gradient, which goes on to decompress (fig. 13₂). However, for the granular peridotite, neither the deformation D₂ nor the production of sub-solidus plagioclase occurred in these peridotites, whereas they suffered partial melting and decompression, as the Pl tectonite. A way to explain this feature could be to assume that the peridotites of the granular domain suffered a more rapid cooling than the peridotites of the Pl tectonite (fig. 13₂). This phenomenon could explain the inhibition of the metamorphic reactions and the absence of ductile strain in this granular domain. Indeed, the strong cooling of these coarse-grained peridotites could promote a rapid increase of their ductile strength, which could prevent them to be affected by a new ductile deformation. Therefore, the deformation D₂ should be related to another mantle thinning in decompression that occurs during a differential cooling between the granular peridotite and the forming Pl tectonite.

5.1.3. Thrusting and very strong cooling (D₃)

[38] Previous structural and petrological studies have shown that the peridotites were emplaced into the crust at a pressure of 4 kbar (Lundeen et al., 1978; Esteban et al., 2008). This emplacement promoted the partial melting of the overlapped crust (Blanca unit) that was dated at around 20 Ma (Loomis, 1975; Priem et al., 1978). In this study, we showed also that several thrusts related to this emplacement crosscut and fold the schistosity of the Pl tectonite, indicating that at least the base of the Ronda peridotites was still hot enough to be folded during their emplacement. We propose thus that the thinning and the decompression of the Ronda peridotites occurred up to 4 kbar, while the plagioclase tectonite was still in cooling. During the thrusting event that emplaces the peridotites into the crust (D₃), the high temperatures of the basal peridotites, which was close to 1000 °C according to Platt et al. (2003), could promote the partial melting of the underlying crust. Furthermore, the temperature conditions that were recorded in the peridotite-overlying and -underlying rocks show a very strong cooling, which has affected all these units between 21 and 19 Ma (Monié et al., 1994; Esteban et al., 2004; 2007). Hence, during and after the partial melting of the overlapped crust, the peridotites should suffer a very strong cooling that should stop all their ductile deformations (fig. 13₃).

[39] To summarize, the tectonic history of the Ronda peridotites implies two stages of thinning and decompression up to 4 kbar (D₁ and D₂), during which a transient partial melting event occurs. Then, they were emplaced into the crust by a thrusting event (D₃) around 20 Ma while they were not yet in thermal equilibrium. Such a feature implies that the Ronda ductile deformations should occur just before their emplacement into the crust, i.e. at the Paleogene-early Miocene time (fig. 13).

5.2. Geodynamical model

[40] At the scale of the western Mediterranean, the Cenozoic reconstructions describe the following geodynamical history (Carminati et al., 1998; Gueguen et al., 1998; Rosenbaum et al., 2002; Faccenna et al., 2004). Between 55 and 35 Ma, a subduction zone appears along the Provencal coast (France) and produces some high-pressure/low-temperature rocks, some being described in the Alpujarride crust (Goffé et al., 1989; Azañon and Goffé, 1997; Booth-Rea et al., 2002). At ca. 30-35 Ma, the subduction zone starts up retreating southward and promotes a back arc-extension of the European plate, beneath which mantle thinning and decompression occurs. Then, in the Alboran region, the slab rollback evolves from southward to westward and leads to drift the Alboran continental terrane behind the retreating subduction hinge while extension of the European plate still occurs (Rosenbaum et al., 2002; Lacombe and Jolivet, 2005). Between 22 and 12 Ma, the westward subduction rollback affects rapidly the Iberian and the Moroccan passive margins, leading to accrete the Alboran terrane and to form the Betic-Rif chain (fig. 14-map; Lonergan and White, 1997). On these bases, we suggest that the Ronda peridotites were unroofed and deformed beneath such a back-arc continental extension between 30-35 and 20 Ma, until their accretion onto the Iberian passive margin. We propose therefore the following geodynamical hypothesis for both the deformations and the exhumation of the mantle and crustal rocks that compose the Ronda massif.

5.2.1. Back-arc extension: lithosphere thinning and upwelling of hot asthenosphere (D_1)

[41] At ca. 30-35 Ma, the Ronda ultramafic rocks were primarily unroofed and deformed beneath the

back-arc continental rift of the extending European plate (fig. 14- D_1). Before the continental necking, the extension-related ductile deformation of the lithospheric mantle forms the schistosity S_1 through the whole continental mantle, in which the Ronda peridotites. Subsequently, in response to a rheological process of strain localization in the sub-crustal and cold peridotites ($< 800\text{ }^{\circ}\text{C}$; Précigout et al., 2007), this distributed deformation evolves in localized deformation in the uppermost mantle, which extends laterally and forms two neck-accommodating shear zones. A vertical strain gradient appears therefore in the core centre of the neck from highly deformed peridotites below the crust to weakly deformed peridotites in deep lithospheric mantle, forming thereby the Ronda strain gradient in pure shear flow (fig. 14 $_1$). At smaller scale, while the Ronda peridotites are now largely unroofing in such a “mantle dome”, the pyroxenite layers are folded at metric-scale and/or boudined according to this forming strain gradient. Furthermore, the strain-induced refertilization of peridotites around Grt-bearing pyroxenites leads to produce and/or preserve garnets in the mylonite just below the thinning continental crust, i.e. the Jubrique unit (fig. 14 $_1$). We assume here a crust before extension of 45 km-thick owing to the pressure conditions of ≈ 12 kbar that was recorded in the kinzigites of the Jubrique unit (Platt et al., 2003b).

[42] Coevally, the geodynamic of the western Mediterranean suggests also that the retreating subduction zone was formed in the late Paleogene (Platt et al., 2006), and hence, that the subduction slab was relatively short at the onset of the Oligocene extension. In this instance, the slab retreat provokes a convective upwelling of deep and hot asthenosphere behind its, promoting an uplift of the Lithosphere-Asthenosphere Boundary (LAB) of the extending lithosphere (fig. 14- D_1). The asthenosphere-related partial melting affects thus the basal lithosphere while the overlying strain gradient is forming (Ronda strain gradient; fig. 14 $_1$). As a consequence, some chromium-

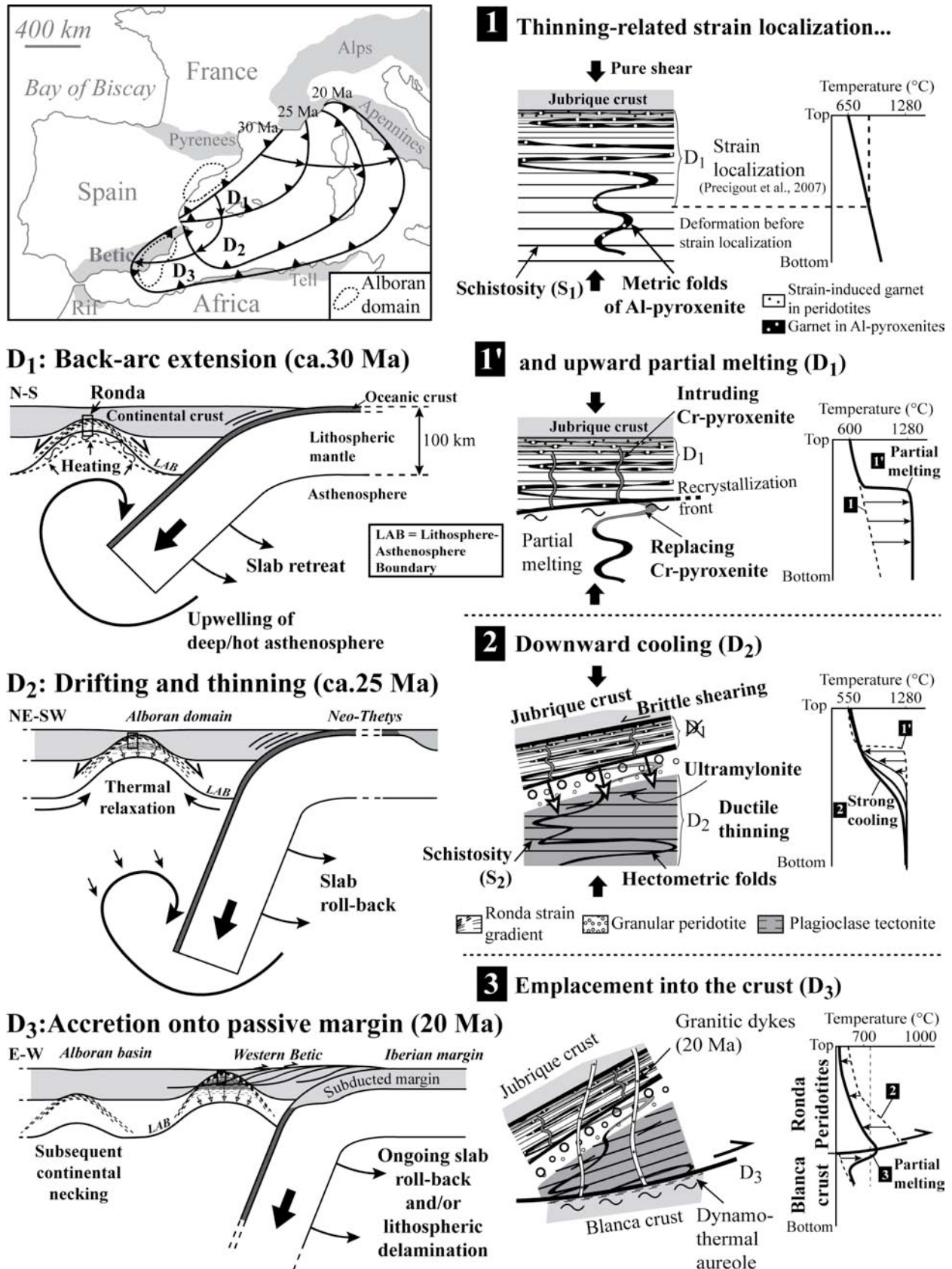


Figure 14. Geodynamical hypothesis for both the deformations and the exhumation of the Ronda peridotites and their country rocks. On the left side, the three deformation events D₁, D₂ and D₃ of the peridotites were integrated in the evolution of the W-mediterranean subduction zone between ca. 30 Ma and 20 Ma (Map and lithosphere-scale cross-sections). On the right side, all the structural features of the Ronda massif related to these deformations were represented within an increased portion of the extending lithosphere for each geodynamical snapshot (1-1', 2 and 3). We represented also the qualitative evolution for the geotherm of these lithosphere portions (Temperature-depth diagrams).

enriched melts are produced and intruded the overlying Ronda strain gradient, where they are subsequently folded during their crystallization (intruding Cr-pyroxenites; fig. 14₁). Furthermore, because the asthenosphere does not suffer the lithospheric stresses, the partial melting occurs without deformation, erasing the schistosity S_1 by static grain growth and preserving the previous pyroxenite folds related to the mantle thinning (D_1). At the same time, these pyroxenites suffer “asthenospherization” processes that enrich them in titanium or chromium (replacing Cr-pyroxenites; fig. 14₁).

[43] In relation to that, despite the partial melting of the basal lithosphere and the coeval unroofing of the Ronda peridotites at low pressure, garnets of the Al-pyroxenites in the Ronda strain gradient were preserved. This domain is thus remained in the conditions of the uppermost mantle all along its unroofing, i.e. at temperature lower than at least 900 °C (Obata, 1980). In contrast, at the same time, the peridotites that lie below the recrystallization front suffered asthenospheric temperature of 1280 °C (fig. 13; P-T diagram; Lenoir et al., 2001). These features imply that partial melting of the basal lithosphere occurs upward without transfer of heat above the partial melting front, leading to form a very sharp and hot geotherm across the LAB, i.e. the recrystallization front (fig. 14₁). The physical explanation of such a phenomenon is beyond the scope of this paper and requires further constraints. Nonetheless, because no doubt exists about the validity of the petrological and geochemical data in the Ronda peridotites (Obata, 1980; Garrido and Bodiner, 1999; Lenoir et al., 2001; Van der Wal and Bodinier, 1996), we suggest that this peculiar geotherm characterizes the Ronda peridotites until the end of the partial melting event.

5.2.2. Back-arc extension: ongoing thinning and thermal relaxation (D_2)

[44] With the continuous slab rollback, the tip of the subduction slab pulls down the convective movement of deep asthenosphere into the upper mantle, evacuating the hot asthenosphere beneath the lithospheric neck, and hence, triggering a high thermal relaxation of the thinning lithosphere. The partial melting event is then stopped and, due to the previous peculiar geotherm of the lithospheric mantle, a strong downward cooling and a weak upward heating occurs both after the partial melting front (fig. 14- D_2). In that view, the “asthenospherized” peridotites in the core of the continental neck are now concerned by lithospheric conditions, and hence, they re-suffer an extension-related deformation. Due to the large grain sizes and the rapid cooling atop of the melted domain, the peridotites that lie just below the recrystallization front cannot be deformed again, forming then the granular peridotite (fig. 14₂). In contrast, at deeper level of the lithosphere where the downward cooling occurs slower, the ongoing thinning leads to promote a new pure shear deformation (D_2) that occurs during an ascent of the peridotites until less than 30 km-depth, producing the syn-kinematics plagioclase. The Pl tectonite originates therefore from this distributed deformation (fig. 14₂). Then, this deformation evolves from a distributed to a localized deformation atop of the Pl tectonite, leading to form the plagioclase-bearing ultramylonite (pl. 1C). The undeformed chromites that crosscut the Pl tectonite (pl. 1D) were probably intruded during this strain localization event. Note also that the Pl tectonite (D_2) and the Spl tectonite (D_1) show conspicuous differences in their structural directions (fig. 3), although they originate from the same geodynamical event. We attribute such a feature to the fact that slab retreat has progressively changed from southward- to westward-direction (Lonergan and White, 1997;

Lacombe and Jolivet, 2005; Augier et al., 2005), and hence, that extension direction has evolved from N-S to E-W during the two first deformation events of the Ronda peridotites (fig. 14-map).

[45] As a consequence of this thermal relaxation, mantle thinning is now accommodated by the hot and weak P1 tectonite, which hence leads stopping the thinning-related deformation of the cold and strong Ronda strain gradient (fig. 14₂). This transfer of deformation could explain, first, the preserving of a metamorphism age of 25 Ma in the Grt-bearing pyroxenites (Blichert-toft et al., 1999), second, the preserving of the garnets in the peridotites of the sub-crustal mylonite although they were unroofed at less than 10 kbar, and third, the production of undeformed kelyphites that have affected all garnets of the Ronda peridotites between 8 and 4 kbar (Obata, 1994). Nonetheless, this kelyphitization requires also some heating to be triggered. Here, we suggest that such a heating could be explained by the thermal relaxation event that promoted an upward heating of the Ronda strain gradient once the deformation D₁ was stopped (fig. 14₂; T-depth diagram). Furthermore, at the end of the continental necking while deformation in the P1 tectonite still occurs, the high strength ratio between the peridotites and the kinzigites of the Jubrique unit could lead to promote brittle shearing at the contact between these both lithologies, leading to support the stop of the ductile deformation D₁ (fig. 14₂).

5.2.3. Accretion of the Alboran domain onto the Iberian passive margin: thrusting (D₃), and subsequent extension.

[46] At ca. 20 Ma, the now westward slab rollback of the Mediterranean subduction zone leads to accrete the drifted and thinned Alboran continental terrane (Alpujarride and Malaguide) onto the Iberian passive margin (Subbetic). As a consequence, the compressive domain at the subduction hinge extends eastward and compress the thinned crust, beneath which the Ronda

peridotites were unroofed and deformed (fig. 13-D₃). Several major thrusts insert thus some peridotites lenses of the unroofed “mantle dome” at mid-crustal depth (4 kbar), while the thermal relaxation of the thinned lithosphere still occurs. As a consequence, the base of the peridotite lenses (≈ 1000 °C) promotes partial melting and coeval thrust-related deformation atop of the overlapped crust, forming then the dynamothermal aureole (fig. 14₃). Subsequently, first, several imbrications of this forming dynamothermal aureole are inserted into the peridotites, and second, granitic melts due to the partial melting intrude both the peridotites and the Jubrique unit (fig. 14₃). Then, while granitic dykes crystallize around 20 Ma (Loomis, 1975), the crustal and mantle rocks suffer a strong cooling of 300 °C/Ma between 21 and 19 Ma and 100 °C/Ma between 19 and 17 Ma (Monié et al., 1994; Esteban et al., 2004; 2007). Finally, the Ronda peridotites are exhumed in response to the continuous slab rollback and/or lithospheric delamination that promotes westward extension of the Alboran basin. This last step, which perhaps is still affecting the Betic-Rif Arc (Gutcher et al., 2002), could also explain why peridotites recorded a clockwise rotation around a vertical axe of ≈ 41 °C once they have been cooled below 300 °C (Villasante-Marcos et al., 2003).

6. Conclusion

[47] The tectonic origin of the outcropping bodies of continental peridotites in the mountain belts remains still a matter of debate. Here, we tried to constrain the tectonic context for the deformations and the exhumation of the Ronda massif that exposes the largest outcrop of continental peridotites throughout the western Mediterranean. We described thus the results of a structural study that imply a strong mantle thinning and a transient partial melting event for the deformations of the peridotites, which are subsequently inserted into the middle crust. Then, in agreement with the Oligocene-Miocene geodynamic of the Betic-Rif

chain, we proposed that the slab rollback of the western Mediterranean subduction zone, and the subsequent back-arc extension of the European plate, could promote the unroofing and the deformation of the Ronda peridotites, and that just before they are accreted onto the Iberian passive margin.

[48] Other massifs of continental peridotites, which expose very similar structures to the Ronda massif, occur also in the Rif, the Tell and the Apennines (Caby et al., 2001; Hoogerduijn Strating et al., 1993; Tubía et al., 2004; Saddiqi et al., 1988). Like for the Betic-Rif arc, these mountain belts were formed in response to the slab rollback in the western Mediterranean and the subsequent accretion of continental terranes during the Cenozoic. Thus, maybe, our model could also supply an explanation for their internal deformations and their exhumation. Similarly, the slab rollback in the eastern Mediterranean never implied the subduction of passive margin and the accretion of continental terranes. Hence, according to our model, this feature could explain why numerous bodies of continental peridotites occur in the western Mediterranean region and not in the eastern Mediterranean one.

Acknowledgements

This project was funded by the INSU/CNRS (institut national des Sciences de l'Univers/Centre National de la recherche Scientifique). We thank Andrea Tommasi and Alain Vauchez for fruitful discussions and their help during EBSD data acquisition. We thank also Guillermo Booth-Rea for fruitful discussions on the field and its greating at the University of Granada.

References

- Andrieux, J., Fontboté, J.M. and Mattauer, M. (1971). Sur un modèle explicatif de l'arc de Gibraltar. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 15, 555-569.
- Argles, T.W., Platt, J.P. and Waters, D.J. (1999). Attenuation and excision of a crustal section during extensional exhumation: the Carratraca Massif, Betic Cordillera, southern Spain. *Journal of Geological Society, London*, 156, 149-162.
- Augier, R., Agard, P., Monié, P., Jolivet, L., Robin, C., Booth-Rea, G. (2005). Exhumation, doming and slab retreat in the Betic Cordillera (SE Spain): in situ $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages and P-T-d-t paths for the Nevado-Filabride complex. *Journal of Metamorphic Geology*, 23: 357-381.
- Azañón, J.M. and Crespo-Blanc, A. (2000). Exhumation during a continental collision inferred from the tectonometamorphic evolution of the Alpujarride Complex in the central Betics (Alboran Domain, SE Spain). *Tectonics*, 19, 549-565.
- Azañón, J.M. and Goffé, B. (1997). Ferro- and magnesiocarpholite assemblages as record of high-P, low-T metamorphism in the central Alpujarrides, Betic Cordillera (SE Spain). *European Journal of Mineralogy*, 9, 1035-1051.
- Balanyá, J.C., Garcia-Dueñas, V., Azañón, J.M. and Sanchez-Gomez, M. (1997). Alternating contractional and extensional events in the Alpujarride nappes of the Alboran Domain. *Tectonics*, 16, 226-238.
- Blanco, M.J. and Spakman, W. (1993). The P-wave velocity structure of the mantle below the Iberian Peninsula: evidence for subducted lithosphere below southern Spain. *Tectonophysics*, 221, 13-34.
- Blichert-Toft, J., Albarède, F. and Kornprobst, J. (1999). Lu-Hf Isotope Systematics of Garnet Pyroxenites from Beni Bousera, Morocco: Implications for Basalt Origin. *Science*, 283, 1303-1306.
- Bodinier, J.L., Garrido, C.J., Chanefo, I., Bruguier, O. and Gervilla, F. (2008). Origin of Pyroxenite–Peridotite Veined Mantle by Refertilization

- Reactions: Evidence from the Ronda Peridotite (Southern Spain). *Journal of Petrology*, doi:10.1093/petrology/egn014.
- Booth-Rea, G., Azañón, J.M., Martínez-Martínez, J.M., Vidal, O. and García-Dueñas, V. (2005). Contrasting structural and P-T evolution of tectonic units in the southeastern Betics: Key for understanding the exhumation of the Alboran Domain HP/LT crustal rocks (western Mediterranean). *Tectonics*, 24, TC2009.
- Booth-Rea, G., Azañón, J.M., Goffé, B., Vidal, O. and Martínez-Martínez, J.M. (2002). High-pressure, low-temperature metamorphism in Alpujarride Units of southeastern Betics (Spain). *Comptes Rendus Geosciences*, 334, 857-865.
- Caby, R., Hammor, D. and Delor, C. (2001). Metamorphic evolution, partial melting and Miocene exhumation of lower crust in the Edough metamorphic core complex, west Mediterranean orogen, eastern Algeria. *Tectonophysics*, 342, 239-273.
- Carminati, E., Wortel, M.J.R., Spakman, W. and Sabadini, R. (1998). The role of slab detachment processes in the opening of the western-central Mediterranean basins: some geological and geophysical evidence. *Earth and Planetary Science Letters*, 160, 651-665.
- Crespo-Blanc, A. and Campos, J. (2001). Structure and kinematics of the South Iberian paleomargin and its relationship with the Flysch Trough units: extensional tectonics within the Gibraltar Arc fold-and-thrust belt (western Betics). *Journal of Structural Geology*, 23, 1615-1630.
- Cuevas, J., Esteban, J.J. and Tubía, J.M. (2006). Tectonic implications of the granite dyke swarm in the Ronda peridotites (Betic Cordilleras, Southern Spain). *Journal of Geological Society, London*, 163, 631-640.
- Davies, G.R., Nixon, P.H., Pearson, D.G. and Obata, M., 1993. Tectonic implications of graphitized diamonds from the Ronda peridotite massif, southern Spain. *Geology*, 21, 471-474.
- Doblas, M. and Oyarzun, R. (1989). Mantle core complexes and neogene extensional detachment tectonics in the western Betic Cordilleras, Spain: an alternative model for the emplacement of the Ronda peridotite. *Earth and Planetary Science Letters*, 93, 76-84.
- Duggen, S., Hoernle, K., Bogaard, P.V.D. and Harris, C. (2004). Magmatic evolution of the Alboran region: The role of subduction in forming the western Mediterranean and causing the Messinian Salinity Crisis. *Earth and Planetary Science Letters*, 218, 91-108.
- Esteban, J.J., Cuevas, J., Vegas, N. and Tubía, J.M. (2008). Deformation and kinematics in a melt-bearing shear zone from the Western Betic Cordilleras (Southern Spain). *Journal of structural geology*, 30, 380-393.
- Esteban, J.J., Sanchez-Rodriguez, L., Seward, D., Cuevas, J. and Tubía, J.M. (2004). The late thermal history of the Ronda area, southern Spain. *Tectonophysics*, 389, 81-92.
- Esteban, J.J., Cuevas, J., Tubía, J.M., Liati, A., Seward, D. and Gebauer, D. (2007). Timing and origin of zircon-bearing chlorite schists in the Ronda peridotites (Betic Cordilleras, Southern Spain). *Lithos*, 99, 121-135.
- Faccenna, C., Piromallo, C., Crespo-Blanc, A., Jolivet, L. and Rossetti, F. (2004). Lateral slab deformation and the origin of the western Mediterranean arcs. *Tectonics*, 23, TC1012.
- Flinn, 1978. Construction and computation of three-dimensional progressive deformations. *Journal of the Geological Society*, 135, 291-305.
- Furusho, M. and Kanagawa, K. (1999). Transformation-induced strain localization in a lherzolite mylonite from the Hidaka metamorphic belt of central Hokkaido, Japan. *Tectonophysics*, 313, 411-432.
- García-Casco, A. and Torres-Roldán, R.L. (1996). Disequilibrium Induced by Fast Decompression in St-Bt-Grt-Ky-Sil-And Metapelites from the Betic Belt (Southern Spain). *Journal of Petrology*, 37, 1207-1239.
- García-Dueñas, V., Balanyá, J.C. and Martínez-Martínez, J.M. (1992). Miocene Extensional Detachments in the Outcropping Basement of the Northern Alboran Basin (Betics) and their Tectonic Implications. *Geo-Marine Letters*, 12, 88-95.
- Garrido, C.J., Sautter, V., Gueydan, F., Booth-Rea, G. and Gervilla, F. (2006). Unequivocal Garnet and Garnet-spinel Lherzolite Assemblages in the Ronda Peridotite (S. Spain): Implications for Exhumation of Sub-continental Mantle in the Alborán basin. *Geophysical Research Abstracts*,

- 8(*European Geological Union*), 10263.
- Garrido, C.J. and Bodinier, J.L. (1999). Diversity of Mafic Rocks in the Ronda Peridotite: Evidence for Pervasive Melt-Rock Reaction during Heating of Subcontinental Lithosphere by Upwelling Asthenosphere. *Journal of Petrology*, 40, 729-754.
- Goffé, B., Michard, A., García-Dueñas, V., Gonzales-Lodeiro, F., Monié, P., Campos, J., Galindo-Zaldivar, J., Jabaloy, A., Martinez-Martinez, J.M. and Simancas, J.F. (1989). First evidence of high-pressure, low-temperature metamorphism in the Alpujarride nappes, Betic Cordilleras (S.E. Spain). *European Journal of Mineralogy*, 1, 139-142.
- Gueguen, E., Doglioni, C. and Fernandez, M. (1998). On the post-25 Ma geodynamic evolution of the western Mediterranean. *Tectonophysics*, 298, 259-269.
- Gutscher, M.-A. et al. (2002). Evidence for active subduction beneath Gibraltar. *Geology*, 30, 1071-1074.
- Hoogerduijn-Strating, E.H., Rampone, E., Piccardo, G.B., Drury, M.R. and Vissers, R.L.M. (1993). Subsolidus Emplacement of Mantle Peridotites during Incipient Oceanic Rifting and Opening of the Mesozoic Tethys (Voltri Massif, NW Italy). *Journal of Petrology*, 34, 901-927.
- Jolivet, L. and Faccenna, C. (2000). Mediterranean extension and the Africa-Eurasia collision. *Tectonics*, 19, 1095-1106.
- Kornprobst, J. (1973). Signification structurale des péridotites dans l'orogène bético-rifain: arguments tirés de l'étude des détritiques observés dans les sédiments paléozoïques. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 2, 607-618.
- Lacombe, O. and Jolivet, L. (2005). Structural and kinematic relationships between Corsica and the Pyrenees-Provence domain at the time of the Pyrenean orogeny. *Tectonics*, 24, TC1003.
- Lenoir, X., Garrido, C.J., Bodinier, J.L., Dautria, J.M. and Gervilla, F. (2001). The recrystallization front of the Ronda peridotite: evidence for melting and thermal erosion of subcontinental lithospheric mantle beneath the Alboran Basin. *Journal of Petrology*, 42, 141-158.
- Lonergan, L. (1993). Timing and kinematics of deformation in the malaguide complex, internal zone of the betic cordillera, southeast Spain. *Tectonics*, 12, 460-476.
- Lonergan, L. and White, N. (1997). Origin of the Betic-Rif mountain belt. *Tectonics*, 16, 504-522.
- Loomis, T.P., 1975. Tertiary mantle diapirism, orogeny and plate tectonics east of the Strait of Gibraltar. *American Journal of Science*, 275, 1-30.
- Luján, M., Balanyá, J.C. and Crespo-Blanc, A. (2000). Contractional and extensional tectonics in Flysch and Penibetic units (Gibraltar Arc, SW Spain): new constraints on emplacement mechanisms. *Earth and Planetary Sciences*, 330, 631-638.
- Luján, M., Crespo-Blanc, A. and Balanyá, J.C. (2006). The Flysch Trough thrust imbricate (Betic Cordillera): A key element of the Gibraltar Arc orogenic wedge. *Tectonics*, 25, TC6001.
- Lundeen, M.T. (1978). Emplacement of the Ronda peridotite, Sierra Bermeja, Spain. *Geological Society of America Bulletin*, 89, 172-180.
- Monié, P., Torres-Roldan, R.L. and García-Casco, A. (1994). Cooling and exhumation of the Western Betic Cordilleras, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronological constraints on a collapse terrane. *Tectonophysics*, 238, 353-379.
- Montel, J.-M., Kornprobst, J. and Vielzeuf, D. (2000). Preservation of old U-Th-Pb ages in shielded monazite: example from the Beni Bousera Hercynian kinzigites (Morocco). *Journal of Metamorphic Geology*, 18, 335-342.
- Morishita, T., Arai, S. and Gervilla, F. (2001). High-pressure aluminous mafic rocks from the Ronda peridotite massif, southern Spain: significance of sapphirine- an corundum-bearing mineral assemblages. *Lithos*, 57, 143-161.
- Negro, F., Beyssac, O., Goffé, B., Saddiqi, O. and Bouybaouene, M.L. (2006). Thermal structure of the Alboran Domain in the Rif (northern Morocco) and the Western Betics (southern Spain). Constraints from Raman spectroscopy of carbonaceous material. *Journal of Metamorphic Geology*, 24, 309-327.
- Nicolas, A. and Jackson, E.D. (1972). Répartition en deux provinces des péridotites des chaînes alpines longeant la Méditerranée: implications géotectoniques. *Bulletin Suisse de Minéralogie et Pétrologie*, 52, 479-495.

- Obata, M. (1980). The Ronda peridotite: Garnet-, spinel-, and plagioclase-lherzolite facies and the P-T trajectories of a high-temperature mantle intrusion. *Journal of Petrology*, 21, 533-572.
- Obata, M. (1994). Material Transfer and Local Equilibria in a Zoned Kelyphite from a Garnet Pyroxenite, Ronda, Spain. *Journal of Petrology*, 35, 271-287.
- Ozawa, K. (1989). Stress-induced Al-Cr zoning of spinel in deformed peridotites. *Nature*, 338, 141-144.
- Platt, J.P. and Vissers, R.L.M. (1989). Extensional collapse of thickened continental lithosphere: a working hypothesis for the Alboran Sea and the Gibraltar arc. *Geology*, 17, 671-689.
- Platt, J.P., Anczkiewicz, R., Soto, J.-I., Kelley, S.P. and Thirlwall, M. (2006). Early Miocene continental subduction and rapid exhumation in the western Mediterranean. *Geology*, 34, 981-984.
- Platt, J.P., Allerton, S., Kirker, A., Mandeville, C., Mayfield, A., Platzman, E.S. and Rimi, A. (2003a). The ultimate arc: Differential displacement, oroclinal bending, and vertical axis rotation in the External Betic-Rif arc. *Tectonics*, 22, TC1017.
- Platt, J.P., Argles, T.W., Carter, A., Kelley, S.P., Whitehouse, M.J. and Lonergan, L. (2003b). Exhumation of the Ronda peridotite and its crustal envelope: constraints from thermal modelling of a P-T-time array. *Journal of the Geological Society, London*, 160, 655-676.
- Précigout, J., Gueydan, F., Gapais, D., Garrido, C.J. and Essaifi, A. (2007). Strain localisation in the sub-continental mantle - a ductile alternative to the brittle mantle. *Tectonophysics*, 445, 318-336.
- Priem, J.P., Boelrijk, N.A.I.M., Hebeda, E.H., Oen, I.S., Verdurmen, E.A.Th., Verschure, R.H. (1979). Isotopic dating of the emplacement of the ultramafic masses in the Serrania de Ronda, Southern Spain. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 70, 103-109.
- Puga, E., Diaz de Federico, J.M., Bodinier, J.-L. and Morten, L. (1999). Petrology and metamorphic evolution of ultramafic rocks and dolerite dykes of the Betic Ophiolite Association (Mulhacen Complex, SE Spain): evidence of eo-Alpine subduction following an ocean-floor metasomatic process. *Lithos*, 49, 23-56.
- Ramsay, J.G. (1976). Displacement and strain. *Philosophical Transactions of the Royal Society*, 283, 3-25.
- Reisberg, L., Zindler, A. and Jagoutz, E. (1989). Further Sr and Nd isotopic results from peridotites of the Ronda Ultramafic Complex. *Earth and Planetary Science Letters*, 96, 161-180.
- Reuber, I., Michard, A., Chalouan, A., Juteau, T. and jermoumi, B. (1982). Structure and emplacement of the Alpine-type peridotites from Beni Bousera, Rif, Morocco: A polyphase tectonic interpretation. *Tectonophysics*, 82, 231-251.
- Rosenbaum, G., Lister, G.S. and Duboz, C. (2002). Reconstruction of the tectonic evolution of the western Mediterranean since the Oligocene. *Journal of the Virtual Explorer*, 8, 107-130.
- Rossetti, F., Faccenna, C. and Crespo-Blanc, A. (2005). Structural and kinematic constraints to the exhumation of the Alpujarride Complex (Central Betic Cordillera, Spain). *Journal of Structural Geology*, 27, 199-216.
- Royden, L.H. (1993). Evolution of retreating subduction boundaries formed during continental collision. *Tectonics*, 12, 629-638.
- Saddiqi, O., Reuber, I. and Michard, A. (1988). Unroofing of the continental upper mantle in the Beni Bousera, Northern Rif, Morocco. *Comptes rendus de l'Académie des sciences*, 307, 657-662.
- Sanchez-Gomez, M., Balanyá, J.C., Garcia-Dueñas, V. and Azañon, J.M. (2002). Intracrustal tectonic evolution of large lithosphere mantle slabs in the western end of the Mediterranean orogen (Gibraltar arc). *Journal of the Virtual Explorer*, 8, 23-34.
- Tabit, A., Kornprobst, J. and Woodland, A.B. (1997). The garnet péridotites of the Beni Bousera Massif (Morocco): tectonic mixing and iron-magnesium interdiffusion. *Comptes rendus de l'Académie des sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science*, 325, 665-670.
- Tommasi, A., Mainprice, D., Canova, G. and Chastel, Y. (2000). Viscoplastic self-consistent and equilibrium-based modeling of olivine lattice preferred orientations: Implications for the upper mantle seismic anisotropy. *Journal of Geophysical Research*, 105, 7893-7908.

- Tubía, J.M., Cuevas, J. and Esteban, J.J. (2004). Tectonic evidence in the Ronda peridotites, Spain, for mantle diapirism related to delamination. *Geology*, 32: 941-944.
- Tubía, J.M., Cuevas, J., Navarro Vila, F., Alvarez, F. and Aldaya, F. (1992). Tectonic evolution of the Alpujarride Complex (Betic Cordillera, southern Spain). *Journal of structural geology*, 14, 193-203.
- Tubía, J.M., Cuevas, J. and Gil Ibarguchi, J.I. (1997). Sequential development of the metamorphic aureole beneath the Ronda peridotites and its bearing of the tectonic evolution of the Betic Cordillera. *Tectonophysics*, 279, 227-252.
- Van der Wal, D. and Vissers, R.L.M. (1993). Uplift and emplacement of upper mantle rocks in the western Mediterranean. *Geology*, 21, 1119-1122.
- Van der Wal, D. and Bodinier, J.L. (1996). Origin of the recrystallisation front in the Ronda peridotite by km-scale pervasive porous melt flow. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 122, 387-405.
- Vachez, A. and Garrido, C.J. (2001). Seismic properties of an asthenospherized lithospheric mantle: constraints from lattice preferred orientations in peridotite from the Ronda massif. *Earth and Planetary Science Letters*, 192, 235-249.
- Villasante-Marcos, V., Osete, M.L., Gervilla, F. and Garcia-Dueñas, V. (2003). Palaeomagnetic study of the Ronda peridotites (Betic Cordillera, southern Spain). *Tectonophysics*, 377, 119-141.
- Vissers, R.L.M., Drury, M.R., Hoederduijn Strating, E.H. and Van der Wal, D. (1991). Shear zones in the upper mantle: a case study in an Alpine lherzolite massif. *Geology*, 19, 990-993.
- Vissers, R.L.M., Drury, M.R., Hoederduijn Strating, E.H., Spiers, C.J. and Van der Wal, D. (1995). Mantle shear zones and their effect on lithosphere strength during continental break-up. *Tectonophysics*, 249, 155-171.
- Westerhof, A.B. (1977). On the contact relations of high-temperature peridotites in the Serrania de Ronda, southern Spain. *Tectonophysics*, 39, 579-591.
- Zeck, H.P. (1997). Mantle peridotites outlining the Gibraltar Arc-centrifugal extensional allochthons derived from the earlier Alpine, westward subducted nappe pile. *Tectonophysics*, 281, 195-207.
- Zeck, H.P. (2004). Rapid exhumation in the Alpine belt of the Betic-Rif (W Mediterranean): Tectonic extrusion. *Geodynamics of Azores-Tunisia. Pure and Applied Geophysics*, 161, 477-487.

Troisième partie

**La localisation de la déformation
dans le manteau sous-continentel :
implications sur la résistance et la
déformation de la lithosphère**

La dernière partie de cette thèse expose les résultats des modélisations numériques réalisées au cours de ces trois dernières années. Le cinquième chapitre, qui a fait l'objet d'une publication dans la revue *Geology*, présentera tout d'abord le modèle 1-D*, qui a été réalisé pour quantifier la localisation de la déformation provoquée par l'action dominante du fluage dryGBS. Les résultats de ce modèle seront ensuite extrapolés à l'échelle de la lithosphère, puis discutés en termes de résistance du manteau sous-continentale. Enfin, ce pénultième chapitre proposera une explication pour l'origine des faibles résistances du manteau qui sont observées sous les régions déformées.

Quant au dernier chapitre de cette thèse, dont l'article est actuellement en préparation, il présentera tout d'abord le modèle 2-D utilisé, qui rend compte des propriétés thermo-mécaniques d'une lithosphère en extension. Puis, ce chapitre présentera les conséquences d'un manteau ductile caractérisé par le fluage dryGBS sur la déformation de la lithosphère. Il discutera ensuite de la morphologie des rifts obtenus, et présentera enfin les similitudes entre les structures enregistrées par le manteau sous-continentale et les déformations finies des péridotites de Ronda.

* Algorithme disponible sur le site http://www.geosciences.univ-rennes1.fr/rubrique.php3?id_rubrique=167

Chapitre V

La localisation de la déformation dans les péridotites continentales : quantification numérique 1-D et implications sur la résistance de la lithosphère

Manuscript in press for *Geology*

Mantle weakening and strain localization: implications for the long-term strength of the continental lithosphere

Jacques Précigout and Frédéric Gueydan

Géosciences Rennes, Université de Rennes 1, CNRS UMR 6118, 35042 Rennes, France

Revised the 2nd of September 2008 ; Accepted the 8th of October 2008.

ABSTRACT

Mechanics of the continental lithosphere require the presence of a high strength uppermost mantle that defines the “jelly sandwich” model for lithosphere strength layering. However, in deforming regions, growing numbers of geological and geophysical data predict a sub-Moho mantle strength lower than the crustal strength, or a “crème brûlée” model. To reconcile these two opposite views of lithosphere strength layering, we account for a new olivine rheology, which could promote some weakening during dynamic grain size reduction that enhances the Grain Boundary Sliding. We performed a one-dimensional numerical model of a deforming rock in order to quantify strain localization due to this weakening rheology. Strain localization occurs at temperatures lower than 800 °C and reaches a maximum at 610 °C, increasing the strain rate from 10^{-15} to $>10^{-13}$ s⁻¹. These results imply the existence of a sub-Moho ductile localizing mantle on a lithosphere scale, which occurs at Moho temperatures lower than 800 °C. Also, the localizing degree of this ductile mantle increases with decreasing Moho temperatures down to 550 °C. Such a ductile localizing mantle could therefore promote large strain localization during lithosphere deformation, like the brittle mantle that is commonly assumed in the “jelly sandwich” model. Furthermore, the long-term deformation ($\geq 10^6$ yr) of the ductile localizing mantle could change the lithosphere strength layering from “jelly sandwich” to “crème brûlée” in response to the grain boundary sliding-induced weakening in mantle shear zones.

Keywords: Lithosphere rheological layering; Mantle strength; Dynamic recrystallization; Grain boundary sliding.

INTRODUCTION

Numerous studies have dealt with rheological layering of the continental lithosphere and its consequences for lithosphere-scale deformations. Both the extrapolation of experimental data at the lithosphere scale (Brace and Kohlstedt, 1980) and studies on the mechanic of the lithosphere (Ranalli and Murphy, 1987; Brun, 2001; Handy and Brun, 2004; Gueydan et al. 2008) have implied a rheological layering, which superposes from top to bottom: a high strength brittle crust, a ductile crust, a high strength brittle/ductile uppermost mantle and a ductile upper mantle. This so-called “jelly sandwich” model of lithosphere strength is required to form both a narrow continental rift (Buck, 1991) and a mountain belt (Burov and Watts, 2006) and to explain the large elastic thickness beneath cratons (Burov and Diament, 1995). However, in deforming regions, the rare occurrence of mantle earthquakes (Maggi et al., 2000) and the weak mantle viscosity estimated from post-seismic data (Thatcher and Pollitz, 2008) do not fit the “jelly sandwich” model, leading some to argue that continental lithosphere strength resides only in the crust and not in the mantle (Maggi et al., 2000; Jackson, 2002). This so-called “crème brûlée” model of lithosphere strength concerns numerous deforming regions, regardless of the tectonic setting. Thus, a large-scale deformation seems to significantly reduce the strength of the lithospheric mantle. In relation to that, the “jelly sandwich” strength profile predicts a brittle mantle in some conditions (Brace and Kohlstedt, 1980), which cannot account for a large change of strength in the continental mantle and hence, could so not explain the drop in strength that should occur during deformation. In this study, we assumed an entirely ductile uppermost mantle (fig.1A) that requires, nonetheless, the occurrence of a strain-related ductile weakening mechanism.

Rutter and Brodie (1988) suggested that tectonic grain size reduction could strongly affect the

lithosphere rheological layering. Drury et al. (1991) argued moreover that a large ductile mantle weakening could originate from grain size reduction that enhances a change in the deformation mechanism from Grain Size Insensitive creep to Grain Size Sensitive creep. Such a change was described in a new mantle rheology (Hirth, 2002; Hirth and Kohlstedt, 2003; Kohlstedt, 2007) that promotes some weakening during olivine grain size reduction by enhancing the Grain Boundary Sliding in the creeping mechanisms. The consequences of this grain boundary sliding-related mechanism in natural peridotites were recently highlighted (Warren and Hirth, 2006; Précigout et al., 2007), leading us to propose that such a mechanism could affect the continental mantle strength during dynamic grain size reduction and strain localization. Therefore, we performed a one-dimensional (1-D) numerical modeling in order to quantify both the amount and the temperature conditions of strain localization due to the GBS-induced weakening. We then discussed the implications of such a rheology in terms of lithosphere strength.

MANTLE RHEOLOGY: DUCTILE WEAKENING DURING GRAIN SIZE REDUCTION

This study accounts for a new olivine rheology that combines four ductile deformation mechanisms: dislocation creep, diffusion creep, dryGBS creep and exponential creep (Goetze, 1978; Hirth and Kohlstedt, 2003; Drury, 2005). The overall strain rate ($\dot{\epsilon}$) of an olivine aggregate is then defined as follows:

$$\dot{\epsilon} = \dot{\epsilon}_{\text{dislocation}} + \dot{\epsilon}_{\text{diffusion}} + \dot{\epsilon}_{\text{dryGBS}} + \dot{\epsilon}_{\text{exponential}} \quad (1),$$

where $\dot{\epsilon}_{\text{dislocation}}$, $\dot{\epsilon}_{\text{diffusion}}$, $\dot{\epsilon}_{\text{dryGBS}}$ and $\dot{\epsilon}_{\text{exponential}}$ are the strain rates of each deformation mechanism. According to the shear stress, grain size and temperature, the deformation mechanism

with the highest strain rate controls the aggregate deformation. These conditions are displayed through a deformation map (Frost and Ashby, 1982) at a constant overall strain rate, which shows four grain size-stress domains: the grain size insensitive-dislocation creep field at high grain size and low stress, the grain size insensitive-exponential creep field at high stress, the grain size sensitive-diffusion creep field at low grain size and low stress and the grain size sensitive-dryGBS creep field at low grain size and medium stress (fig.1B). The flow law expressions and the rheological parameters used are listed in Table of in supplementary material.

The ductile deformation of mantle rock promotes dynamic recrystallization and hence, grain size reduction. Such recrystallization can only occur if either dislocation creep, exponential creep or dryGBS creep is the controlling deformation mechanism; diffusion creep only promotes grain growth (De Bresser et al., 2001 and references therein). Starting from a large natural grain size (>3 mm) at incipient strain, the initial grains of an aggregate are mainly dominated by a GSI mechanism, i.e., dislocation creep or exponential creep (fig.1B). Then, dynamic

recrystallization produces small grains that reduce its mean grain size and thus, changes the activity of the deformation mechanisms. The recrystallized grains appear close to the boundary of the diffusion creep field, as shown by Drury (2005) by using experimental data. Therefore they are equally dominated by dryGBS creep and diffusion creep at low temperature and high stress and by dislocation creep and diffusion creep at high temperature and low stress (fig.1B: recrystallized grains). The recrystallized grains are consistently much weaker than the initial grains at low temperatures, whereas they have a similar strength at high temperatures. As a consequence, owing to the dominance of the dryGBS creep, the mean grain size reduction due to the growing number of recrystallized grains (fig.1B, black arrow) can promote a large weakening of a deforming aggregate at low temperature (fig.1B, grey arrow). In contrast, a large weakening is not expected at high temperatures. Therefore, at temperatures lower than T_{GBS} , which defines the critical temperature for the dominance of dryGBS creep (Précigout et al., 2007), the dynamic grain size reduction could promote large strain localization.

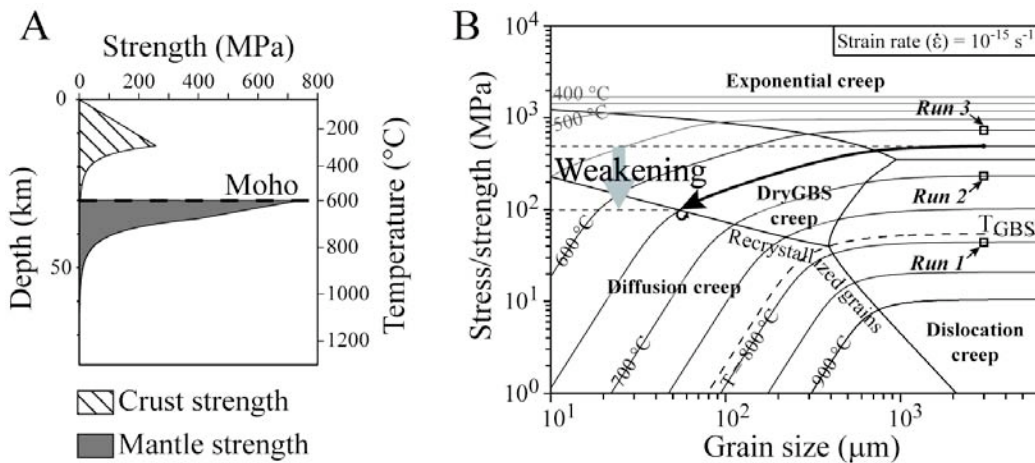


FIGURE 1. A: Lithosphere strength profile with an entirely ductile continental mantle, a crustal thickness of 30 km and a Moho temperature (T_M) of 600 °C. Rheological parameters given in the supplementary table are from Ranalli (2000), Burov and Watts (2006), Hirth and Kohlstedt (2003) and Goetze (1978) for the brittle crust, the ductile wet quartzite crust, and the ductile mantle, respectively. B: Olivine deformation map at a constant strain rate (10^{-15} s^{-1}), with temperature isolines displayed every 50 °C from 900 °C to 400 °C, showing the stress and grain size fields of the four olivine deformation mechanisms assumed for the mantle rheology: exponential creep, dislocation creep, dryGBS creep and diffusion creep. The mean grain size reduction of an olivine aggregate at a constant temperature (black arrow) induces weakening (grey arrow) if dynamic recrystallization occurs at a temperature lower than T_{GBS} (dashed isoline). At 10^{-15} s^{-1} , T_{GBS} is equal to 787 °C (Précigout et al., 2007).

1D-MODEL: STRAIN LOCALIZATION DURING GRAIN SIZE REDUCTION

A 1D simple shear numerical model in finite-difference approximation was performed in order to constrain the evolutions of strain rate, grain size, viscosity and stress of several olivine aggregates that compose a deforming rock at both a constant and uniform temperature (fig.2). By constraining the strain-induced relationships between all of these aggregates, this model allows the quantification of strain localization triggered by a drop in viscosity that affects either one or several olivine aggregates during dynamic recrystallization (e.g. Braun et al., 1999). We assumed a random initial distribution for the mean grain sizes of the olivine aggregates, an average of 3 mm (fig.2), and we simulated a dynamic grain size reduction by using the following grain size evolution law (Braun et al., 1999):

$$\dot{d} = -\dot{\epsilon} \cdot (d - d_{\infty}) / \epsilon_T \quad (2),$$

where $\dot{d}$ is the changing rate of the grain size, $\dot{\epsilon}$ is the overall strain rate defined by equation (1), d

is the mean grain size of an olivine aggregate, d_{∞} is the recrystallized grain size defined by the field boundary hypothesis (fig.1B) and ϵ_T is a constant parameter (see Montési and Hirth, 2003 and Austin and Evans, 2007 for further discussion). The initial strain rate for all of the experiments is set to 10^{-15} s^{-1} . Through the sheared mantle rock, only the strain rate and grain size of the aggregate with the highest strain rate were extracted from the model results and plotted as a function of strain for three runs at 800 °C, 700 °C and 600 °C (fig.2A and 2B). We also added the grain size distribution for six strain steps in figure 2B. The results at 800 °C do not show a local increase in strain rate for 200% of strain (fig.2A), and the grain size distribution is almost homogenized at the end of the experiment (fig.2B). In contrast, at 700 °C, the occurrence of dryGBS creep as the controlling mechanism (fig.1B) promotes high strain localization, which increases the highest strain rate from 10^{-15} to almost $3 \cdot 10^{-14} \text{ s}^{-1}$. When the olivine aggregates that were affected by strain localization are completely recrystallized, the highest strain rate decreases and the strain is progressively distributed throughout the entire rock (see the supplementary material for further discussion). At 600 °C, the larger

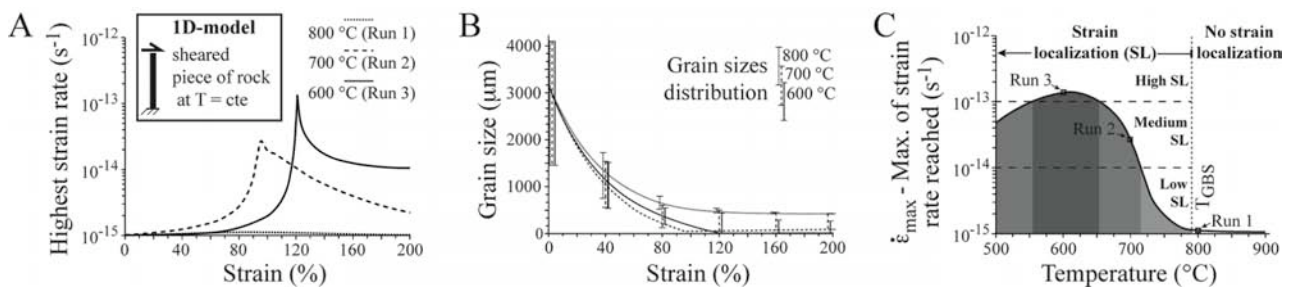


FIGURE 2. One dimensional (1-D) simple shear numerical results of several olivine aggregates at different uniform temperatures with a random initial grain size averaged at 3 mm (standard deviation = 375 μm). A: Evolution of the highest strain rate, in log scale, recorded through the sheared rock at 800 °C, 700 °C and 600 °C as a function of strain (runs 1 to 3). The initial strain rate is 10^{-15} s^{-1} . The strength and the deformation mechanism at incipient strain for the three runs are displayed in Figure 1B. B: Evolution of both the grain size, recorded throughout the mantle rock where the strain rate is the highest, and the grain size distribution only plotted for 0, 40, 80, 120, 160 and 200 % of strain. C: Maximum (max.) strain rate reached ($\dot{\epsilon}_{\text{max}}$, in log scale) in 32 runs at temperatures ranging from 500 to 900 °C. The maximum strain rate reached for the runs 1 to 3 are plotted as three separate points. Strain localization does not occur at temperatures higher than T_{GBS} (dashed line) and several degrees of strain localization were defined as a function of the temperature below T_{GBS} : high- (dark grey), medium- (grey) and low-strain localization (light grey). See text for further details.

weakening leads to a larger strain rate increase that reaches nearly $1.3 \cdot 10^{-13} \text{ s}^{-1}$; thereby showing the high potential of this weakening mechanism to promote strain localization. Nonetheless, the dominance of the exponential creep during grain size reduction at the beginning of the experiment (fig.1B) implies a peak of strain rate delayed with respect to the results obtained at 700°C . In addition, the conditions and the variable degrees of strain localization inferred from 32 numerical results are summarized in Figure 2C by plotting the maximum strain rate reached, $\dot{\epsilon}_{\text{max}}$, as a function of temperature. Strain localization occurs below 787°C (T_{GBS}) and $\dot{\epsilon}_{\text{max}}$ increases with decreasing temperature until 610°C . The decrease of $\dot{\epsilon}_{\text{max}}$ at lower temperatures is also due to the primary dominance of the exponential creep. Three degrees of strain localization can thus be defined (fig 2C): 1/ a high strain localization ($\dot{\epsilon}_{\text{max}} > 10^{-13} \text{ s}^{-1}$) at temperatures between 550°C and 650°C , 2/ a medium strain localization ($10^{-13} \text{ s}^{-1} > \dot{\epsilon}_{\text{max}} > 10^{-14} \text{ s}^{-1}$) at temperatures lower than 550°C and between 650°C and 720°C , and 3/ a low strain localization ($10^{-14} \text{ s}^{-1} > \dot{\epsilon}_{\text{max}} > 10^{-15} \text{ s}^{-1}$) at temperatures between 720°C and 787°C (T_{GBS}).

DUCTILE LOCALIZING MANTLE AND MODES OF CONTINENTAL RIFTING

These numerical results at a constant temperature show first, that the dominance of dryGBS creep can promote high strain localization, and second, that such strain localization is strongly temperature-dependent. At the lithosphere scale, the continental geotherm through an uppermost ductile mantle should therefore imply a localizing mantle at temperatures lower than T_{GBS} , with several depth-dependent degrees of possible strain localization. On the lithosphere strength profile at a Moho temperature (T_{M}) of 600°C and a crustal thickness of 30 km, four mantle rheological layers can be defined with increasing depth: a sub-Moho high-localizing mantle, a medium-localizing mantle, a low-localizing mantle and a non-localizing mantle (fig. 3A). In contrast, the lithosphere strength profile at $T_{\text{M}} = 800^\circ\text{C}$ implies only a non-localizing mantle (fig.3B). Figure 3B displays the depth of the localizing mantle and its rheological layering as a function of T_{M} . A sub-Moho and highly localizing mantle thus occurs for T_{M} values ranging between 550°C and 650°C . In addition, with an increasing T_{M} above 650°C , the

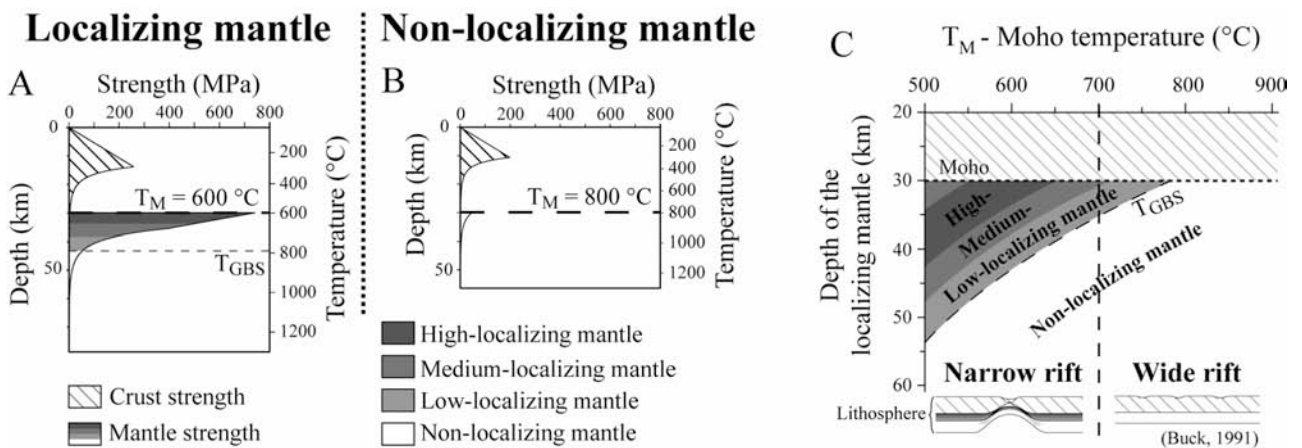


FIGURE 3. A: Lithosphere strength profiles with ductile localizing mantle at a Moho temperature (T_{M}) of 600°C and 800°C , respectively, for a crustal thickness of 30 km. Three rheological layers of localizing mantle (LM) are displayed with increasing depth: high-LM, medium-LM and low-LM. The mantle becomes non-localizing at mantle temperatures higher than T_{GBS} . B: Lithosphere strength profile without ductile localizing mantle at Moho temperature (T_{M}) of 800°C for crustal thickness of 30 km. C: Depth of localizing mantle and its internal rheological layering as function of Moho temperature. The relationship between critical T_{M} for the transition between narrow and wide rifting (dashed line, Buck 1991) and conditions for occurrence of localizing mantle are discussed in the text.

sub-continental mantle becomes moderately localizing, then weakly localizing and finally not localizing above T_{GBS} . Likewise, with a decreasing T_M below 550 °C, the high-localizing mantle is continuously deeper and the sub-Moho mantle becomes moderately localizing.

On these bases, the variation in localizing degree for the sub-continental mantle could strongly affect the mechanical behavior of the lithosphere. Taking continental rifting as example, Buck (1991) argued that narrow rifting requires the occurrence of a strong and localizing sub-Moho mantle. Without these two lithospheric features, continental necking does not occur, which leads to wide rifting. The sub-Moho brittle mantle is commonly invoked as this strong and localizing layer, and implies a transition between a narrow rift and wide rift at $T_M = 700$ °C (Buck 1991). However, this latter case does not match several geological/geophysical data and therefore led us to propose an entirely ductile mantle featured by the localizing mantle. In order to justify this proposition, the thermal conditions for the occurrence of a localizing mantle are compared to those defining the modes of continental rifting (fig.3C). For all T_M values below 700 °C that predict a narrow rift, a medium- or a high-localizing mantle occurs beneath the crust, whereas only a low- or a non-localizing mantle occurs in wide rifting conditions. We therefore propose that such a ductile localizing rheology could replace the brittle mantle in order to explain lithosphere-scale strain localization. Consistently, for T_M values lower than 500 °C, the deep and high-localizing mantle, and the very low temperature of the sub-continental mantle, which inhibits strain localization, could explain why cratons remain both undeformed and very stable (e.g. Lenardic et al., 2003).

IMPLICATIONS OF THE DUCTILE LOCALIZING MANTLE FOR LONG-TERM LITHOSPHERE DEFORMATION

Both the dynamic and the elastic thickness of the lithosphere require a “jelly sandwich” model for lithosphere strength, with a mantle stronger than the crust. However, a “crème brûlée” model, with a mantle weaker than the crust, is predicted beneath deforming regions. We assumed here an entirely ductile mantle featured by a temperature-dependent localizing mantle able to promote large strain localization during grain size reduction. Such a localizing mantle could replace the brittle mantle as a large-scale localizing mechanism and hence, could so imply a decrease in the mantle strength during ductile strain localization. Indeed, in a forming peridotite shear zone, dynamic grain size reduction and subsequent intense strain localization leads to a nearly complete dynamic recrystallization. The intrinsic strength of such a shear zone can be thus estimated according to the stress-grain size relationship for the recrystallized grains (fig.1A and 4A). At temperatures lower than T_{GBS} (787 °C), the recrystallized grains are much weaker than the undeformed grains. Therefore, during large-scale deformation and strain localization, a decrease in the uppermost mantle strength could occur in a mantle shear zone from an initial strength, defined by a grain size insensitive mechanism, to the strain-coeval strength of the recrystallized grains (fig.4A). As a consequence, the long-term deformation of the lithosphere could change the mantle/crust strength ratio in a lithosphere-scale shear zone from a mantle-dominated strength, i.e., the “jelly sandwich” model, to a crust-dominated strength, i.e., the “crème brûlée” model (fig.4B). The weak mantle strength predicted beneath deforming regions from geological and geophysical data could therefore be a consequence of both long-term deformation ($\geq 10^6$ yr) and large-scale strain

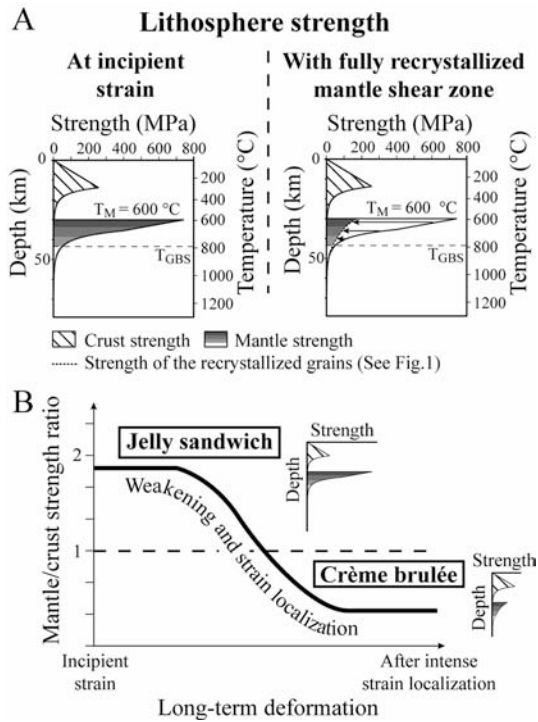


FIGURE 4. Implications of the grain boundary sliding-induced strain localization on the long-term strength of the continental lithosphere. A: Lithosphere strength profiles with large mantle grain size at incipient strain (left side) and after complete dynamic recrystallization within mantle shear zone (right side). The three rheological layers of localizing mantle are displayed with the grey shading defined in Figure 3. At sub-Moho depths, the fully recrystallized mantle shear zone is significantly weaker than the initial mantle due to the large weakening and subsequent strain localization, which occurs during grain size reduction at temperatures lower than T_{GBS} (black arrows). B: Mantle/crust strength ratio during long-term deformation. Weakening in mantle shear zones due to grain boundary sliding-induced strain localization could change the lithosphere strength layering from the “jelly sandwich” model to the “crème brûlée” model in deforming regions.

localization, and might not only reflect a steady-state strength of the lithosphere.

ACKNOWLEDGMENTS

This study was supported by the Dyeti-INSU/CNRS (Institut National des Sciences de l’Univers/Centre National de la Recherche Scientifique) project. We thank Laurent Husson for his useful comments and Laurent Montési and an anonymous reviewer for their constructive remarks.

REFERENCES CITED

- Austin, N. J., and Evans, B., 2007, Paleowattmeters: A scaling relation for dynamically recrystallized grain size: *Geology*, v. 35, p. 343-346.
- Brace, W.F., and Kohlstedt, D.L., 1980, Limits on Lithospheric Stress Imposed by Laboratory Experiments: *Journal of Geophysical Research*, v. 85, p. 6248-6252.
- Braun, J., Chéry, J., Poliakov, A., Mainprice, D., Vauchez, A., Tommasi, A., and Daignière, M., 1999, A simple parameterization of strain localization in the ductile regime due to grain size reduction: a case study for olivine: *Journal of*

Geophysical Research, v. 104 N°B11, p. 25,167-25,181.

- Brun, J.P., 2002, Deformation of the continental lithosphere: Insights from brittle-ductile models. *in* deMeer, S., deBresser, J.H.P., Pennock, G.M. (Eds.), *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics: Current Status and Future Perspectives*. Geological Society of London Special Publications 200, p. 355-370.
- Buck, W.R., 1991, Modes of continental Lithospheric Extension: *Journal of Geophysical Research*, v. 96, p. 20,161-20,178.
- Burov, E.B., and Diament, M., 1995, The effective elastic thickness (T_e) of continental lithosphere: what does it really mean?: *Journal of Geophysical Research*, v. 100, p. 3905-3927.
- Burov, E.B., and Watts, A.B., 2006, The long-term strength of continental lithosphere: “jelly sandwich” or “crème brûlée”? *GSA Today*, v. 16, p. 4-10.
- De Bresser, J.H.P., Ter Heege, J.H., and Spiers, C.J., 2001, Grain size reduction by dynamic recrystallization: can it result in major rheological weakening?: *International Journal of Earth Sciences*, v. 90, p. 28-45.
- Drury, M.R., 2005, Dynamic recrystallization and Strain Softening of Olivine Aggregates in the Laboratory and the Lithosphere: *in* Gapais, D., Brun, J.P. and

- Cobbold, P.R. (eds) Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics: from Minerals to the Lithosphere: Geological Society, London, Special Publications, v. 243, p. 127-142.
- Drury, M.R., Vissers, R.L.M., Van Der Wal, D., and Hoogerduijn strating, E.H., 1991, Shear localisation in Upper Mantle Peridotites: Pure and Applied Geophysics, v. 137, p. 439-460.
- Frost, H.J., and Ashby, M.F., 1982, Deformation Mechanism Maps: the Plasticity and Creep of Metals and Ceramics: Oxford, Pergamon Press, 184 p.
- Goetze, C., 1978, The mechanisms of creep in olivine: Philosophical Transactions of the Royal Society London Series A, v. 288, p. 99-119.
- Gueydan, F., Morency, C. and Brun, J.-P., 2008, Continental rifting as a function of lithosphere mantle strength: Tectonophysics, doi:10.1016/j.tecto.2008.08.012
- Handy, M.R., and Brun, J.P., 2004, Seismicity, structure and strength of the continental lithosphere: Earth and Planetary Science Letters, v. 223, p. 427-441.
- Hirth, G., 2002, Laboratory constraints on the rheology of the upper mantle: *in* Karato S-I and Wenk H-R (eds.) Plastic Deformation in Minerals and Rocks: Reviews in Mineralogy and Geochemistry, v. 51, p. 97-120.
- Hirth, G., and Kohlstedt, D., 2003, Rheology of the Upper Mantle and the Mantle Wedge: A view from the Experimentalists: *in* Eiler, J. (ed) Inside the subduction factory: Geophysical Monographs, v. 138, p. 83-105.
- Jackson, J., 2002, Strength of the continental lithosphere: Time to abandon the jelly sandwich?: GSA Today, v. 12, p. 4-10.
- Kohlstedt, D. L., 2007, Properties of rocks and minerals - Constitutive equations, rheological behavior, and viscosity of rocks: *in* Schubert, G. (ed) Treatise on Geophysics, v. 2.14, p. 389-417.
- Lenardic, A., Moresi, L.-N., and Mühlhaus, H., 2003, Longevity and stability of cratonic lithosphere: Insights from numerical simulations of coupled mantle convection and continental tectonics: Journal of Geophysical Research, v. 108, 2303, doi:10.1029/2002JB001859.
- Maggi, A., Jackson, J.A., McKenzie, D., and Priestley, K., 2000, Earthquake focal depths, effective elastic thickness, and the strength of the continental lithosphere: Geology, v. 28, p. 495-498.
- Montési, L. G. J., and Hirth, G., 2003, Grain size evolution and the rheology of ductile shear zones: from laboratory experiments to postseismic creep: Earth and Planetary Science Letters, v. 211, p. 97-110.
- Précigout, J., Gueydan, F., Gapais, D., Garrido, C.J., and Essaifi, A., 2007, Strain localisation in the subcontinental mantle - a ductile alternative to the brittle mantle: Tectonophysics, v. 445, p. 318-336.
- Ranalli, G., 2000, Rheology of the crust and its role in tectonic reactivation: Journal of Geodynamics, v. 30, p. 3-15.
- Ranalli, G., and Murphy, D.C., 1987, Rheological stratification of the lithosphere: Tectonophysics, v. 132, p. 281-295.
- Rutter, E.H., and Brodie, K.H., 1988, The role of tectonic grain size reduction in the rheological stratification of the lithosphere: International Journal of Earth Sciences, v. 77, p. 295-307.
- Thatcher, W., and Pollitz, F.F., 2008, Temporal evolution of continental lithospheric strength in actively deforming regions: GSA Today, v. 18, p. 4-11.
- Warren, J.M., and Hirth, G., 2006, Grain size sensitive deformation mechanisms in naturally deformed peridotites: Earth and Planetary Science Letters, v. 248, p. 423-435.

SUPPLEMENTARY MATERIALS

A Strength profile

Overall parameters		
	Crust	Mantle
(1) ρ -Rock density (kg.m ³)	2800	3330
(1)Thermal conductivity (W.m ⁻¹ .K ⁻¹)	2,5	3,0
Thickness (m)	30000	-
g-Gravitational acceleration (m.s ⁻²)	9,81	
R-Universal gas constant (J.mol ⁻¹ .K ⁻¹)	8,314	
Ė-Overall strain rate (s ⁻¹)	1.10 ⁻¹⁵	
(1)Crustal Radioactive heat production (W.m ⁻³)		
$r = r_0.exp(-z/Hr)$		
With r_0 (W.m ⁻³) = 2,565.10 ⁻⁶ ; z (m) = depth;		
Hr (m) = 10000		
(1)Burov and Watts (2006)		

Brittle rheology

⁽²⁾ Strength (MPa)	$\tau_{\text{brittle}} = \frac{(2 \cdot \mu \cdot \rho \cdot g \cdot z)^*(1-\lambda)}{(\mu^2+1)^{1/2}+\mu} \cdot 10^{-6}$
With μ (sliding coef.) = 0,6; λ (pore pressure) = 0.	

Ductile rheology

Strength (MPa)	[1]	$\tau_{\text{ductile}} (< 200\text{MPa}) = \dot{\epsilon}^{(1/n)} \cdot A^{(-1/n)} \cdot \exp[Q/(n \cdot R \cdot T)]$		
	[2]	$\tau_{\text{ductile}} (> 200\text{MPa}) = [1 - (\ln(A/\dot{\epsilon}) \cdot R \cdot T/Q)^{(1/n)}] \cdot 8500$		
With T in Kelvin and				
(1)Crust (wet quartzite)	(equation 1)	A (MPa ⁻ⁿ ·s ⁻¹)	Q (J.mol ⁻¹)	n
		1,1.10 ⁴	223.10 ³	4
Mantle (olivine)	(3)< 200MPa	1,1.10 ⁵	530.10 ³	3,5
	(4)> 200MPa	5,7.10 ¹¹ (s ⁻¹)	535.10 ³	2
(2)Ranalli (2000) (3)Hirth and Kohlstedt (2003) (4)Goetze (1978)				

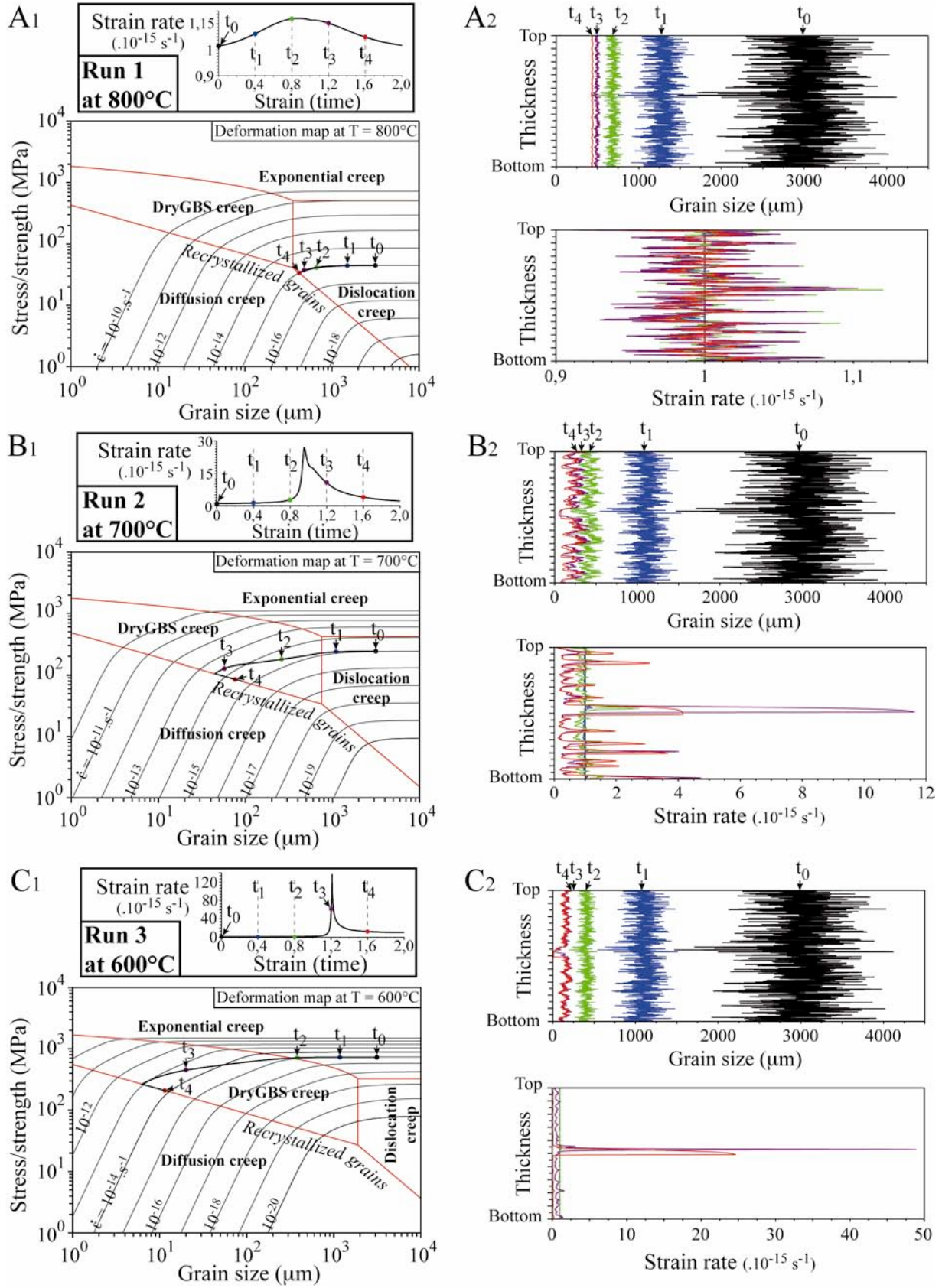
B Deformation map
Flow laws

For $\tau < 200$ Mpa	⁽¹⁾ $\dot{\epsilon} = \dot{\epsilon}_r + \dot{\epsilon}_d + \dot{\epsilon}_g$
	with $\dot{\epsilon}_{r/d/g} = A_{r/d/g} \cdot \exp[-Q/R \cdot T] \cdot \tau^{n_{r/d/g}} \cdot d^{-m_{r/d/g}}$
For $\tau > 200$ Mpa	⁽³⁾ $\dot{\epsilon} = \dot{\epsilon}_r + \dot{\epsilon}_d + \dot{\epsilon}_g + \dot{\epsilon}_e$
	with ⁽²⁾ $\dot{\epsilon}_e = A_e \cdot \exp[-(Q/R \cdot T) \cdot (1 - \tau/\tau_p)^{n_e}]$

Parameters	A (MPa ⁻ⁿ .s ⁻¹) pre-exponential constant	Q (J.mol ⁻¹) Activation energy	n Stress exponent	m Grain size exponent	τ_p Goetze's constant
⁽¹⁾ (Dry)-Dislocation creep (r)	1,1.10 ⁵	530.10 ³	3,5	-	-
⁽¹⁾ (Dry)-Diffusion creep (d)	1,5.10 ⁹	375.10 ³	1	3	-
⁽¹⁾ DryGBS creep (g)	6,5.10 ³	400.10 ³	3,5	2	-
⁽²⁾ Exponential creep (e)	5,7.10 ¹¹ (s ⁻¹)	535.10 ³	2	-	8500

⁽¹⁾Hirth and Kohlstedt (2003) ⁽²⁾Goetze (1978) ⁽³⁾Drury (2005)

TABLE. A: Constant and parameter values used to construct the lithosphere strength profiles. B: Flow laws and creep parameters of the four olivine deformation mechanisms from Goetze (1978) and Hirth and Kohlstedt (2003). These flow laws are used to construct the deformation map displayed in Figure 1B (Drury, 2005; Précigout et al., 2007).



MODELING RESULTS. 1-D numerical results at three different temperatures (800 °C, 700 °C and 600 °C, from top to bottom) that show first, the highest strain rate recorded within the sheared rock as a function of strain, second, a deformation map at a given temperature, and third, both grain size and strain rate distributions within the sheared rock at five strain steps. The stress/grain size path of the olivine aggregates

with the highest strain rate was plotted on the deformation maps in order to document the controlling deformation mechanism during dynamic recrystallization. The mean grain size and strain rate of the five strain steps are also reported in the deformation maps and the strain rate-strain curves. The 1D numerical model was performed using the “finite-difference approximation” for the sheared rock divided into 800 nodes. One node represents an olivine aggregate that is mainly deformed by either dislocation creep, diffusion creep, dryGBS creep or exponential creep, according to its mean grain size, strain rate and shear stress. During the experiment, the strain rate/stress and grain size were thus calculated at each node based on the mechanical equilibrium (constant shear stress throughout the rock). The initial strain rate through the mantle rock was set to 10^{-15} s^{-1} and the results are displayed as dimensionless. The initial grain size distribution throughout the mantle rock is characterized by a random grain size averaged at 3 mm with a standard deviation of 375 μm (Figure A2, strain step t_0). A: Modeling results at 800 °C. A1: Time evolution of the maximum strain rate recorded, to which we added five strain steps (colored dots at 0, 0.4, 0.8, 1.2 and 1.6 strain), in order to illustrate the evolution of both grain size and strain rate distributions in the rock. A2: Distributions of both the mean grain size and the strain rate of all of the olivine aggregates. Such distributions are displayed for the five aforementioned strain steps according to their own specific color. These results show that the deformation of the olivine aggregate at 800 °C is never accommodated by dryGBS creep during dynamic grain size reduction. As a consequence, the GBS-induced weakening does not occur and there is not a local increase in strain rate, i.e., there is no strain localization (fig.A2). B: Modeling results at 700 °C. Unlike the results at 800 °C, some of the olivine aggregates (the smallest) become dominated by dryGBS creep during their mean grain size reduction (deformation map in B1). As a consequence, some weakening occurs during dynamic recrystallization and strain localization is triggered, i.e., one major peak in strain rate within a thin area of the sheared rock (step t_3 in B2) is observed between strain steps t_2 and t_3 (B1). The mean grain size in this forming shear zone then rapidly reaches the balance of the recrystallized grains (deformation map in B1), involving several olivine aggregates with 100% of recrystallized grains (B2). Thus, dynamic recrystallization is complete in these aggregates, leading to the inhibition of the strain localization process in this area and to the redistribution of the strain rate throughout the rock (step t_3 to t_4 in B2). This feature explains the decrease in strain rate within the shear zone that occurs at the end of the experiment, between strain steps t_3 and t_4 . C: Modeling results at 600 °C. The dominance of exponential creep on the olivine aggregates during the early stage of deformation (strain steps from t_0 to t_2 in C1) delays the strain localization process, which affects the smallest mean grain size. Despite this feature, the weakening implied by dryGBS creep for the recrystallized grains is larger than the weakening at 700 °C and thus promotes a higher local strain rate increase, i.e., the strain rate has increased by a factor of 50 within a single node at strain step t_3 (C2). As a consequence, the width of this shear zone that localizes strain is thinner than that at 700 °C (B2 and C2).

Les résultats des modèles 1-D nous ont donc montré le fort potentiel du fluage dryGBS en termes de localisation de la déformation dans les conditions du manteau sous-continental. Cependant, cette étude ne nous permet d'appréhender, ni les conséquences d'un tel mécanisme à l'échelle de la lithosphère, ni sa capacité à localiser la déformation au gré d'un gradient de température majeur, comme le géotherme lithosphérique. De plus, il est nécessaire de confirmer notre hypothèse, qui propose ce mécanisme comme une alternative ductile à la localisation de la déformation fragile, telle qu'elle est utilisée dans la plupart des modèles extensifs. Dans cette optique, nous avons donc utilisé un modèle 2-D existant, qui rend compte des propriétés thermo-mécaniques de la lithosphère continentale en extension. Initialement, ce modèle considérait le manteau sous-continental comme fragile, d'après sa définition rhéologique classique, celle-ci permettant d'obtenir des structures similaires aux rifts étroits. Par conséquent, nous avons remplacé ce manteau fragile par un manteau entièrement ductile et caractérisé par la récente rhéologie « localisante » de l'olivine, qui implique l'action du fluage dryGBS.

Chapitre VI

La localisation de la déformation dans le manteau sous-continentale : quantification numérique 2-D et implications sur la déformation de la lithosphère

**Manuscript in preparation,
to be submitted to Earth and Planetary Science Letters**

Narrow continental rifting triggered by ductile strain localization in the lithosphere mantle

Frédéric GUEYDAN and Jacques PRECIGOUT

Géosciences Rennes, Université Rennes 1, UMR CNRS 6118, Campus de Beaulieu, France

1. Introduction

Thermal and rheological layering of the continental lithosphere exerts a direct control on the mode of lithosphere deformation. The lithosphere strength is dominated by the crust for a Moho temperature (T_M) higher than 700 °C, and by a high strength sub-Moho mantle for T_M lower than 700 °C, (Gueydan et al., 2008). The presence of a high strength uppermost mantle and a weak deep crust that allows horizontal ductile shearing in the Moho, control the development of mantle shear zones and subsequent lithosphere necking (Allemand and Brun, 1991; Brun and Beslier, 1996; Gueydan et al., 2008; Nagel and Buck, 2004). In the analogue and numerical models, the high strength uppermost mantle is modeled by the brittle mantle that is predicted by the classical strength profile of the lithosphere. In numerical

models, the development of mantle fault zone is also modeled by imposing a weakening during deformation. Indeed, the friction coefficient is decreasing with increasing strain for Mohr-Coulomb type rheology (Huisman and Beaumont, 2003; Huisman et al., 2005) or the overall brittle strength decreases with strain for Von Mises type of rheology (Gueydan et al., 2008). This weakening process strongly controls the patterns of upper crustal faulting and also the rifting asymmetry. Bos and Spiers (2002) likely predict in their experimental works a decrease of analogue fault strength with increasing strain. These experimental constraints can be applied to upper crustal faulting and could well explain the weakening of major lithospheric faults (Holdsworth, 2004). The applicability of such brittle weakening process in the uppermost mantle remains to be demonstrated.

In addition, the existence of a brittle mantle is now re-discussed. The rare occurrence of earthquake within the lithosphere mantle (Maggi et al., 2000), gathered with the low elastic thickness of the lithosphere inferred in deformed region (Jackson, 2002), seems indicating that the crust controls the lithosphere strength. Post-seismic deformations beneath the San Andreas Fault also suggests a mantle strength lower than the crustal strength (Thatcher and Pollitz, 2008). These features contradict therefore the existence of a high strength brittle uppermost mantle. However, a high strength and localizing mantle is required to explain both strain localization at lithosphere-scale and the large values of Elastic thickness beneath Cratons (Burov and Watts, 2006).

An entirely ductile mantle with an initial high strength that can decrease during deformation, i.e. a strain-related weakening, can reconcile these opposite views of lithosphere strength. Frederiksen and Braun (2001) showed that mantle shear zones can be indeed generated in response to a decrease of mantle viscosity during lithosphere deformation, providing thus a simple explanation of lithosphere-scale strain localization. However, the selected amount and rate of ductile strain-related weakening was ad-hoc in this study and field-based weakening processes remain to be found. Based on a structural and microstructural study of the Ronda continental peridotites, we have proposed a ductile alternative to the brittle mantle (Précigout et al., 2007). This rheology implies the role of dryGBS creep during grain size reduction (Drury, 2005; Hirth and Kohlstedt, 2003). Grain size reduction accommodated by Grain Boundary Sliding can indeed induce a significant strength decrease during dynamic recrystallization for temperature lower than ~ 800 °C. 1-D numerical modelling at aggregate-scale moreover shows that dryGBS creep is efficient to reduce the mantle strength, and hence, to induce strain localization for mantle temperature lower than 700 °C (Précigout and Gueydan, 2009). This model allows also defining a

localizing ductile mantle as a ductile alternative to the brittle mantle. The impact of this ductile weakening rheology at lithosphere-scale remains however to be constrained. This is the aim of the present paper.

Thereby, we will first describe the new ductile rheology used here for the ductile mantle. The impact of the ductile localizing mantle in continental rifting will be then documented, with a particular focus on the role of the kinetics of grain size reduction. Finally, the model results will be compared to a geological case study that shows a kilometer scale mantle shear zone, e.g. the Ronda peridotites

2. Numerical model

We account here for a new olivine rheology that combines four ductile deformation mechanisms: dislocation creep (r), diffusion creep (d), dryGBS creep (g) and exponential creep (e) (Drury, 2005; Hirth and Kohlstedt, 2003; Précigout and Gueydan, 2009; Précigout et al., 2007), each one contributing to the overall strain rate ($\dot{\epsilon}$) of an olivine aggregate as follows:

$$\dot{\epsilon} = \dot{\epsilon}_r + \dot{\epsilon}_d + \dot{\epsilon}_g + \dot{\epsilon}_e \quad \text{with} \quad (1);$$

Dislocation creep

$$\dot{\epsilon}_r = A_r \cdot \exp\left(\frac{-Q_r}{RT}\right) \cdot \tau^{n_r} \quad (2);$$

Diffusion creep

$$\dot{\epsilon}_d = A_d \cdot \exp\left(\frac{-Q_d}{RT}\right) \cdot \tau^{n_d} \cdot d^{-m_d} \quad (3);$$

DryGBS creep

$$\dot{\epsilon}_g = A_g \cdot \exp\left(\frac{-Q_g}{RT}\right) \tau^{n_g} d^{-m_g} \quad (4);$$

and Exponential creep

$$\dot{\epsilon}_e = A_e \cdot \exp\left[-\left(\frac{Q_e}{RT}\right) \cdot (1 - \tau/\tau_p)^{n_e}\right] \quad (5);$$

where, $\dot{\epsilon}_r$, $\dot{\epsilon}_d$, $\dot{\epsilon}_g$, $\dot{\epsilon}_e$, τ , d , m_d , T , R , A_r , A_d , A_g , A_e , Q_r , Q_d , Q_g , Q_e , n_r , n_d , n_g and n_e are, respectively, the strain rates for dislocation creep, diffusion creep, dry-GBS creep and exponential creep in s^{-1} , the stress in MPa, the grain size in μm , the grain size exponent for diffusion creep and dry-GBS creep, the temperature in K, the gas constant and, also according to each deformation mechanism, the pre-exponential constant, the activation energy and the stress exponent. Values of these three flow laws are given in Table 1. τ_p is a constant parameter for the exponential creep (Goetze, 1978). Each mechanism does not contribute to the aggregate deformation in the same content, involving that the mechanism with the highest partial strain rate is dominant over the three others according to the conditions of stress, grain size and temperature. Such conditions are displayed through a deformation map (Frost and Ashby, 1982) at constant overall strain rate, which shows four Grain size-Stress domains: the GSI-dislocation creep field at high grain size and low stress, the GSI-exponential creep field at high stress, the GSS-diffusion creep field at low grain size and low stress and the GSS-dryGBS creep field at low grain size and medium stress (Fig. 1B). Dynamic grain size reduction leads to increase the contribution of GSS mechanisms to accommodate grains deformation until a balance of the recrystallized grains is reached (De Bresser et al., 2001). Indeed, dynamically recrystallized grains are formed according to a balance between the

Overall parameters

	Crust	Mantle
(1) ρ -Rock density ($kg.m^{-3}$)	2800	3330
(1)Thermal conductivity ($W.m^{-1}.K^{-1}$)	2,5	3,0
Thickness (m)	30000	-
g-Gravitational acceleration ($m.s^{-2}$)	9,81	
R-Universal gas constant ($J.mol^{-1}.K^{-1}$)	8,314	
$\dot{\epsilon}$ -Overall strain rate (s^{-1})	1.10^{-15}	
μ (sliding coef.)	0,6	
(1)Crustal Radioactive heat production ($W.m^{-3}$)		
With r_0 ($W.m^{-3}$) = $2,565.10^{-6}$; z (m) = depth;		
Hr (m) = 10000		

Flow law Parameters	A ($MPa^{-n}.s^{-1}$) pre-exponential constant	Q ($J.mol^{-1}$) Activation energy	n Stress exponent	m Grain size exponent	τ_p Goetze's constant
Wet quartz					
(1)Dislocation creep	$1,1.10^4$	223.10^3	4	-	-
Dry olivine					
(2)(r)-Dislocation creep	$1,1.10^5$	530.10^3	3,5	-	-
(2)(d)-Diffusion creep	$1,5.10^9$	375.10^3	1	3	-
(2)(g)-DryGBS creep	$6,5.10^3$	400.10^3	3,5	2	-
(3)(e)-Exponential creep	$5,7.10^{11}$ (s^{-1})	535.10^3	2	-	8500

(1)Burov and Watts (2006) (2)Hirth and Kohlstedt (2003) (3)Goetze (1978)

Table 1. Parameters used in this study

grains surface energy, mainly controlled by diffusion processes, and the energy stored in the grains within dislocations (Derby and Ashby, 1987; Twiss, 1977). The former can thus only enhance grain growth, whereas the latter can promote grain size reduction by dynamic recrystallization (de Bresser et al., 1998; de Bresser et al., 2001). Grain size reduction can only occur within domains where dislocation creep is effective enough, i.e., dislocation and dry-GBS creeps, up to the boundary of the diffusion creep field, domain where only grain growth can occur (de Bresser et al., 1998; de Bresser et al., 2001; Frost and Ashby, 1982; Handy, 1989). Drury (2005) have shown also after experimental data that the recrystallized grains appear at the boundary of diffusion creep field. This balance hypothesis implies thus that a stress drop, i.e., weakening, due to dynamic grain size reduction is only possible at temperature lower than T_{GBS} ($787^\circ C$ at $10^{-15} s^{-1}$), which defines the critical temperature for the dominance of the dryGBS creep during grain size reduction (Fig. 1, Précigout et al., 2007). Above this temperature, only a weak

stress drop occurs and several studies have shown that such a weakening cannot promote large strain localization (de Bresser et al., 2001; Ter Heege, 2002; Yamasaki, 2004). At low temperature, the strength of the recrystallized grains is much lower than the initial one defined by a GSI mechanism, whereas recrystallized grains at high temperature get some strength similar to the strength of the initial grains. As a consequence, at temperature lower than T_{GBS} , dynamic grain size reduction and dominance of the dryGBS creep promote some large weakening. 1-D numerical models have shown that strain localization occurs at temperature lower than T_{GBS} with variable degrees: high strain localization between 550 °C and 650 °C; medium strain localization for lower temperature and between 650 °C and 710 °C; and finally low strain localization for temperature between 710 °C and T_{GBS} (Fig. 1A, Précigout and Gueydan, 2009).

Dynamic recrystallization is simulated in the 2-D numerical models by imposing a grain size reduction according to the following relationship:

$$\dot{d} = -\dot{\epsilon} \cdot (d - d_{\infty}) / \epsilon_T \quad (6),$$

where $\dot{d}$ is the changing rate of grain size, $\dot{\epsilon}$ the overall strain rate, d the mean grain size of an olivine aggregate, d_{∞} the final recrystallized grain size defined by the balance hypothesis and ϵ_T a constant parameter that is the characteristic strain required to approach the recrystallized grain size (Précigout and Gueydan, 2009). The final recrystallized grain size is assumed at the diffusion creep boundary (Fig. 1A). At constant strain rate, Equation (6) defines the transient evolution of the grain size with time as follows:

$$d = (d_o - d_{\infty}) \exp\left(-\frac{t}{t_{\text{DR}}}\right) + d_{\infty} \quad \dot{\epsilon} = \text{constant} \quad (7),$$

where t is the time, d_o is the initial grain size, and t_{DR} is the characteristic time for grain size

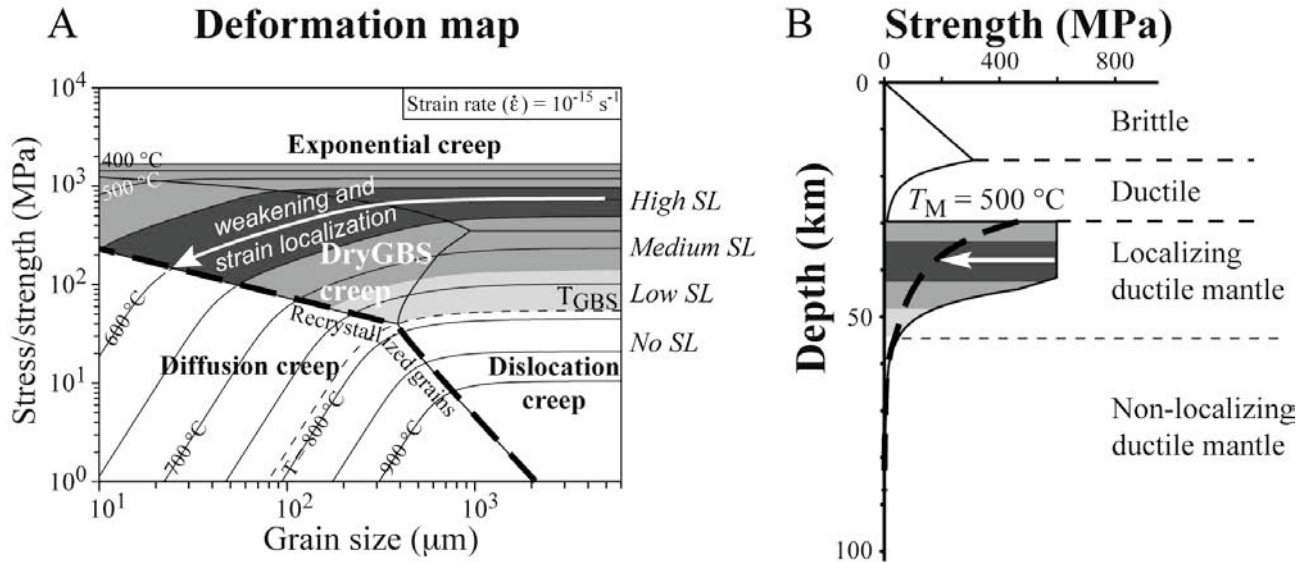


Figure 1. New ductile rheology for the lithosphere mantle. A/ Deformation map (shear stress as a function of grain size) showing the four deformation mechanisms that are combined to define the mantle rheology: exponential creep, dislocation creep, dryGBS creep and diffusion creep. Weakening and strain localization is shown to occur in 1-D model for temperature lower than T_{GBS} with variable degrees: High, Medium, Low strain localization (white line, Précigout and Gueydan, 2009). T_{GBS} defines the critical temperature below which dryGBS creep mainly accommodated dynamic recrystallization and is equal to 787 °C at 10^{-15} s^{-1} (Précigout et al., 2007). B/ Lithosphere strength profile at a Moho temperature T_M of 500 °C. The ductile localizing mantle is defined from the deformation map with four rheological layers that depends on the degree of strain localization inferred from the 1-D models. The mantle strength is moreover limited to 600 MPa above which ductile deformation mechanisms are probably less efficient (Bassi, 1995; Tsenn and Carter, 1987).

reduction that defines the time required to reach the recrystallized grain size:

$$t_{DR} = \varepsilon_T / \dot{\varepsilon} \quad (8),$$

A local increase in strain rate will indeed reduce this characteristic time and will thus enhance the grain size reduction. That will allow a positive feedback between strain localization and grain size reduction during mantle deformation. A decrease of the characteristic strain ε_T will also decrease the characteristic time of grain size reduction. In the present study, we will document strain localization in the ductile mantle for two values of the characteristic strain ε_T : 0.2 and 0.4.

2.1. Lithosphere strength profile

We have selected in the present study only one continental geotherm typical of the thermal conditions that can lead to lithosphere necking. Following Gueydan et al. (2008), cold and stiff lithosphere (Moho temperature T_M lower than 400 °C) will induce a coupling between crust and mantle deformation and hence no major necking. In contrary, hot and weak lithosphere will lead to wide rifting ($T_M > 700$ °C). For T_M values between 400 and 700 °C, the high strength mantle controls the lithosphere deformation, and the deep crust is sufficiently weak to produce deep crustal décollement. These two features allow the development of mantle shear zone that lead to lithosphere necking. In the present study, we will document the impact of the ductile localizing mantle in continental rifting at $T_M = 500$ °C. The lithosphere strength is computed from the temperature profile using Wet Quartz and Dry Olivine rheological parameters (Table 1) as follows. The brittle strength τ_B is equal to the Mohr-Coulomb stress (Byerlee, 1978), assuming a non-cohesive material, $\tau_B = \mu p$, where p is the lithostatic pressure ($p = \rho g z$, with varying density

for the crust and mantle, Table 1). The friction coefficient is set to $\mu = 0.6$. The ductile strength τ_D is derived from the power creep law which reads in the crust:

$$\dot{\varepsilon} = A \cdot \exp(-Q_r / R T) \cdot \tau_D^{-n} \quad (9),$$

where $\dot{\varepsilon}$, T and τ are the strain rate (in s^{-1}), the temperature (in K) and the shear stress (in MPa), respectively. Setting the value of the strain rate at $10^{-15} s^{-1}$, the strength at a given depth is taken as the lowest of the stress values calculated for brittle and ductile behaviours at this depth. The mantle strength is directly defined by equations (1) to (5) and depends on the grain size distribution within the lithosphere mantle. The mantle strength at incipient strain is computed for an initial grain size of 3000 μm that leads to the dominance of dislocation creep for temperature higher than 650 °C (Fig. 1A). For lower temperature, the initial dominance of exponential creep induces a higher mantle strength compare to the dislocation creep (Fig. 1B). During grain size reduction, the amount of weakening and thus of strain localization is a direct function of the temperature (Précigout and Gueydan, 2009). Assuming a complete dynamic recrystallization, the strength of the deformed mantle rocks is given by the strength of the recrystallized grains, which is lower than initial strength for low temperature (Fig. 1B). Based on the 1-D numerical models, this phenomenon implies four rheological layers within the lithosphere mantle according to the geotherm (Précigout and Gueydan, 2009): high localizing mantle ($500 \text{ °C} < T < 650 \text{ °C}$), medium localizing mantle ($650 \text{ °C} < T < 700 \text{ °C}$), low localizing mantle ($700 \text{ °C} < T < T_{GBS}$) and non-localizing mantle ($T > T_{GBS}$, Fig. 1). This 1-D model shows the potential of this new ductile rheology to promote strain localization at the scale of the aggregate. The 2-D numerical models will now

show the impact of this new rheological layering at lithosphere-scale.

2.2. Model set-up and boundary conditions

The model set-up is close to that used in previous modelling. Readers are thus referred to Gueydan et al., (2008) for a detailed description of the brittle rheology (Von Mises approximation). The width of the initial model is 300 km. A velocity of $V=1$ cm/a is imposed at the right vertical boundary of the model, whereas the left vertical boundary is only allowed to move vertically. The isostatic equilibrium of the lithosphere base is achieved by the presence of an underlying asthenospheric layer whose viscosity is set to 10^{21} Pa.s. A small geometrical perturbation of the crustal brittle-ductile transition and of the Moho, i.e. a deflection with amplitude of 100 m, is introduced at the model centre to initiate heterogeneous deformation. The four rheological layers defined from the new mantle rheology have been also reported. The transition between a localizing mantle versus a non-localizing mantle occurs at T_{GBS} at a depth of 60 km (Fig. 2). The 30 km-thick localizing mantle is thus divided into 4 layers from top to bottom: a 5 km-thick medium localizing

mantle ($T < 550$ °C), a 10 km-thick high localizing mantle (550 °C $< T < 650$ °C), a 5 km-thick medium localizing mantle (650 °C $< T < 700$ °C) and a 10 km-thick low localizing mantle (700 °C $< T < T_{\text{GBS}} \sim 800$ °C). The mantle strength has been limited to a critical value of 600 MPa, above which ductile deformation mechanisms are no more efficient (Bassi, 1995; Carter and Tsenn, 1987).

3. Results

Numerical results are presented for a Moho temperature of 500 °C. The boundary extensional velocity is 1 cm/a. The initial grain size is 3000 μm in the overall lithosphere mantle. This implies the dominance of dislocation creep for temperature higher than ~ 650 °C and the dominance of exponential creep for lower temperature (Fig. 1A). Grain size reduction will occur in these two deformation regimes. Significant weakening, and hence, strain localization will only occur when grain size reduction occurs in the dryGBS creep. The characteristic strain for grain size reduction ϵ_T (eq. 7) is set here to 0.4. Setting the strain rate to a mean value of 10^{-15} s $^{-1}$, this implies a characteristic time t_{DR} necessary to approach complete recrystallization of 13 Ma.

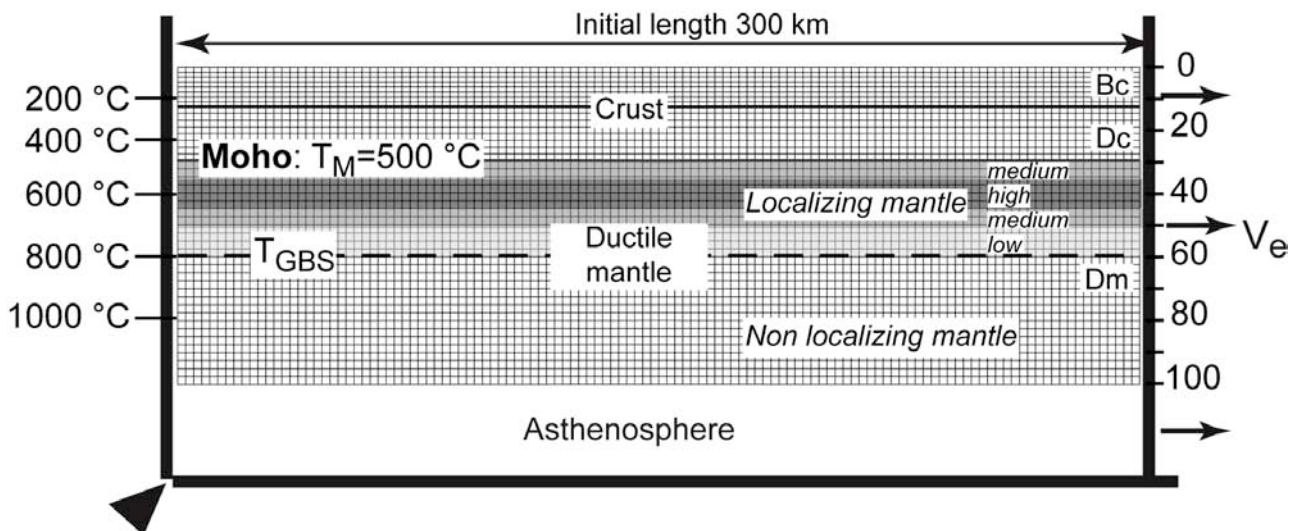


Figure 2. Set-up of numerical modeling showing the initial model geometry, the four rheological layers of the localizing mantle, the temperature distribution and the boundary conditions. Readers are referred to Gueydan et al. (2008) for a complete description of the set-up and of the brittle rheology.

3.1. Strain, grain size and deformation mechanisms during rifting

The figure 2 shows the finite strain in the entire lithosphere, the grain size and the percentage of dryGBS creep in the lithosphere mantle after 60, 100 and 140 km of horizontal displacement, i.e. after 6, 10 and 14 Ma. After 60 km of extensional displacement, distributed rifting occurs in the upper crust. Rift spacing is controlled by the crustal thickness while the rift width is controlled by the upper brittle crust thickness (Allemand and Brun, 1991; Gueydan et al., 2008). The lithosphere mantle is weakly deformed while the weak deep crust sustains shearing parallel to the Moho. These two features allow decoupling mantle and crustal deformation, as shown by the flat Moho. The low and homogeneous mantle deformation is explained as follows. Grain size reduction has become and leads to a grain size of the order of 1500 μm with lower values in the middle of the mantle, because of little increase in mantle deformation in this region. For mantle temperature lower than 600 $^{\circ}\text{C}$, grain size reduction is accommodated by exponential creep (Fig. 1) and leads to a much longer process because of the large domain of exponential creep (Précigout and Gueydan, 2009). This implies the absence of dryGBS creep in the sub-Moho mantle (Fig. 2). For larger mantle temperature, between 650 $^{\circ}\text{C}$ and T_{GBS} , grain size reduction is mainly accommodated by dislocation creep and, for decreasing values of grain size, by increasing the contribution of dryGBS creep (between 10 and 20 % at depth ranging between 35 and 50 km, Fig. 3). The weakening related to this small contribution of dryGBS creep is not sufficient enough to induce significant increase in mantle strain. After 100 km of extensional displacement, the dryGBS creep becomes the dominant deformation mechanism to accommodate grain size reduction in the model center at depths ranging between 30 and 40 km (between 50 and

75% of dryGBS creep, Fig. 3). This implies a more efficient grain size reduction, associated with significant weakening (Fig. 1). Strain becomes heterogeneous in the mantle with a region of higher strain in the model center, where the dryGBS creep is more efficient. The increase in mantle deformation in the model center is also accommodated in the deep crust by the onset of low-angle décollement. The both onset of heterogeneous mantle deformation and deep crustal décollement slightly modified the faulting pattern in the upper crust, where two main rifts accumulate strain in the model center. After 140 km of extensional displacement, dynamic recrystallization is completed in a narrow region just below the Moho in the model center. This complete recrystallization was only reached after 14 Ma of extensional deformation because of the large characteristic time for grain size reduction $t_{\text{DR}} = 13\text{Ma}$ with $\epsilon_T = 0.4$. Note that the role of ϵ_T in defining the timing of rifting will be discussed later. This fully recrystallized zone is equally deformed by dryGBS creep and diffusion creep (50% of dryGBS creep, Fig. 3). Grain size reduction is still active in mantle region at the edge of the fully recrystallized mantle zone. These regions are marked by a dominance of dryGBS creep. The weakening associated with the complete recrystallization leads to strong strain localization in the model center that defines a mantle shear zone, where the strain has reach values as large as 10. The deep crustal décollement is also more efficient with sense of shearing towards the mantle shear zone. This intense strain in the mantle gathered with the deep crustal décollement drastically changes the pattern of upper crustal faulting. Only two upper crustal faults now accommodate strain, defining a forming narrow rift that leads to lithosphere necking.

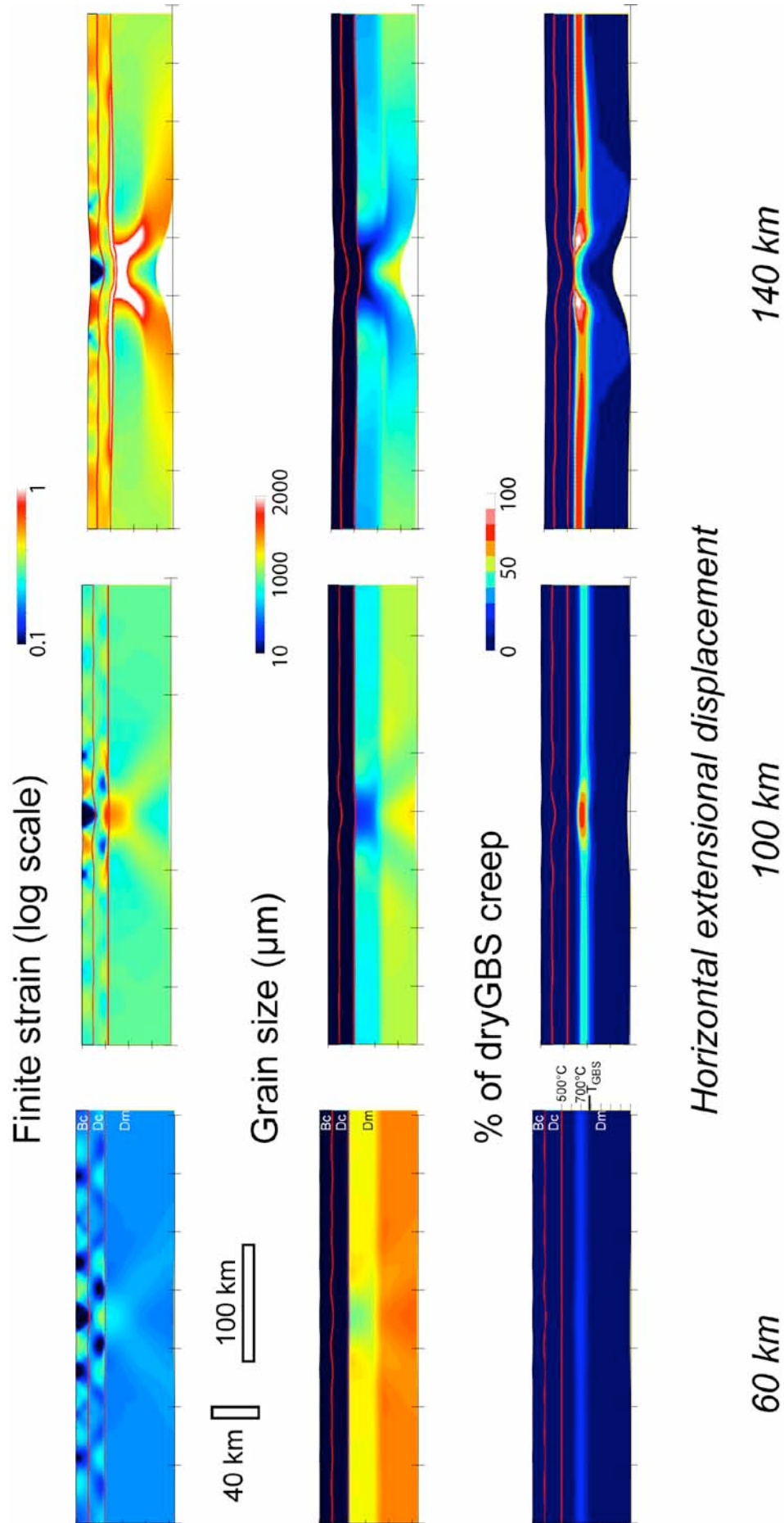


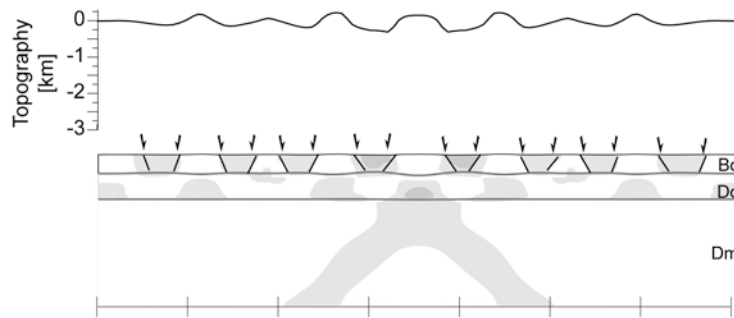
Figure 3. Patterns of finite strain, grain size (only in the mantle) and percentage of dryGBS creep in the mantle defining the overall strain rate (only in the mantle) after 60 km, 100 and 140 km of boundary extensional displacement with $V=1\text{ cm/a}$.

3.2. Mode of upper crustal fracturing during rifting

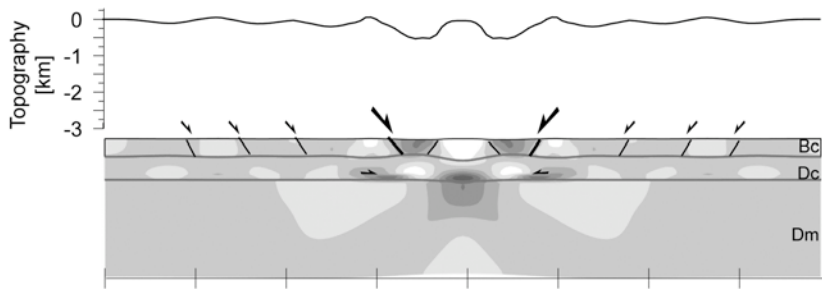
The figure 4 presents the three steps of continental rifting inferred from the above, that are presented with line-drawing that shows the major faults and shear zones. The topography of the three steps allows discussing the pattern of upper crustal faulting as a function of strain localization in the lithosphere ductile mantle. Erosion and sedimentation have been disregard in our study, so that the estimate of uplift and subsidence should be

seen as minimum values. After 60 km of extensional displacement, distributed faulting occurs with regularly spaced lows and highs. Rift spacing is here of the order of 30 km that is the thickness of the continental crust prior to extension. This pattern of rifting was not be predicted with a brittle mantle at this temperature conditions ($T_M = 500\text{ }^{\circ}\text{C}$), because brittle faulting will occur early in the deformation history and thus the upper crustal faulting will be controlled by mantle faulting (Gueydan et al., 2008). Distributed faulting was only obtained with a weak and ductile mantle ($T_M > 700\text{ }^{\circ}\text{C}$). Using a localizing ductile

Distributed faulting in the upper crust- Homogeneous mantle deformation



Onset of heterogeneous deformation in the ductile mantle



Strain localization in the mantle- Localized deformation at lithosphere scale

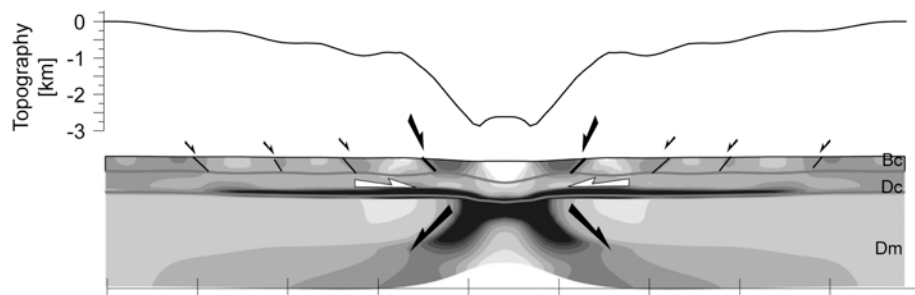


Figure 4. Rift topography and line drawing of the lithosphere-scale structure shown in Figure 3, which allow defining three characteristic steps during continental rifting: distributed faulting, onset of heterogeneous mantle deformation and finally ductile strain localization in the lithosphere mantle. Level of grays is a function of the finite strain intensity: white = low strain; black: = large strain.

mantle rheology instead of a brittle mantle induces thus distributed faulting in early stage of rifting for relatively cold and stiff continental lithosphere. This feature is explained by the relative low deformation in the high strength ductile mantle in early deformation stage because of grain size reduction accommodated by dislocation or exponential creeps (Fig. 1 and 3). Homogeneous deformation occurs therefore in the mantle, maintaining a flat Moho. In addition, the weak deep crust is highly deformed, leading to a mechanical decoupling between the upper crust and the mantle and thus to distributed upper crustal faulting. After 100 km of extensional displacement, the onset of heterogeneous deformation in the mantle significantly changes the pattern describe above. Localized strain in the mantle induces indeed a Moho-deflection and subsequent strong horizontal shearing in the deep crust. As a consequence, upper crustal faulting is now controlled by mantle deformation and thus only the two rifts in the model center are accumulating significant strain. This feature is exemplified for larger extensional displacement, where high strain localization occurs in the mantle. This strain step (140 km of extensional displacement) corresponds to the onset of lithosphere necking that will ultimately lead to continental break-up. Subsidence in the model center reaches a maximum of 3 km while no rift

flank uplift is observed. Small basins occur also in the external part of the rift. They have been formed in the early stage of deformation during distributed faulting. The absence of rift flank uplift is explained as follows. The upper brittle crust is indeed the sole layer with a true elastic behavior prior to plasticity (see Gueydan et al., 2008 for a detailed description of the elasto-plastic rheology). Ductile layers have indeed only incompressibility that allows to accurately model pressure evolution. The topography is thus only controlled by the elastic upper crust. In addition, numerical models with a elasto-plastic uppermost mantle predicts rift flank uplift (Braun and Beaumont, 1989; Gueydan et al., 2008).

3.3. Role of grain size reduction kinetics

The Figure 5 gives patterns of lithosphere deformation and mantle grain size after 105 km of horizontal displacement (e.g. 10.5 Ma) for two values of the characteristic strain for grain size reduction ϵ_T (eq. 6, 7 and 8): 0.2 and 0.4. Previous numerical models were computed for a kinetics parameters of 0.4, yielding a characteristic time for grain size reduction at 10^{-15} s^{-1} of 13 Ma and are shown here (Fig. 5, right) for comparison with results for $\epsilon_T = 0.2$ (left). This lower value of the characteristic strain yields a characteristic time of

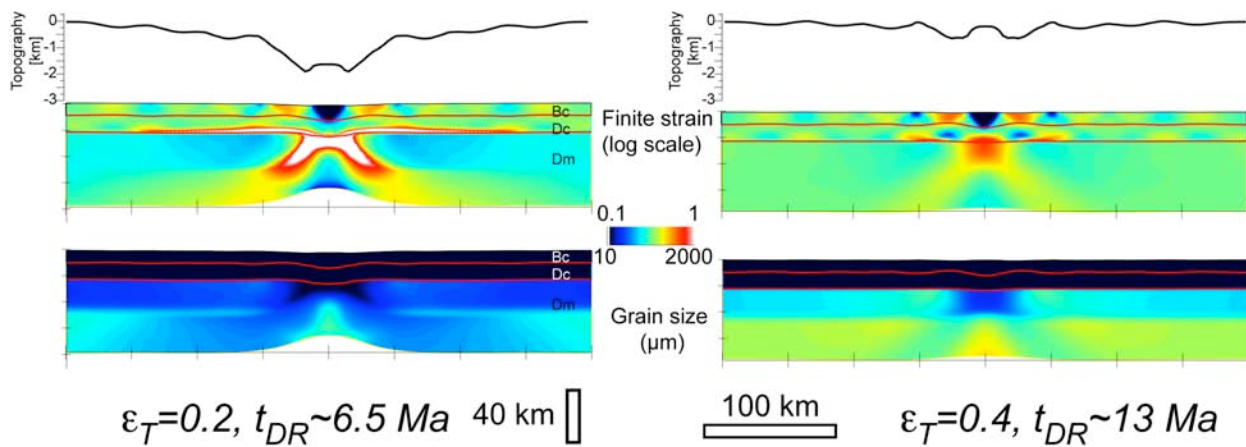


Figure 5. Rift topography, finite strain and grain size after 105 km of horizontal extensional displacement (10.5 Ma) for two different values of the characteristic time for grain size reduction: $\epsilon_T = 0.2$, $t_{DR} = 6.3 \text{ Ma}$ (eqs. 6 and 7, left) and $\epsilon_T = 0.4$, $t_{DR} = 13 \text{ Ma}$ (right).

6.3 Ma at 10^{-15} s^{-1} . This implies that complete dynamic recrystallization and subsequent mantle strain localization will occur earlier during the deformation history. After 105 km of horizontal displacement (e.g. 10.5 Ma), strain localization occurs in the lithosphere mantle because of large grain size reduction accommodated by dryGBS creep for $\varepsilon_T = 0.2$ (Fig. 5, left). Lithosphere necking occurs with a marked uplift of the lithosphere-asthenosphere boundary at model center and a large subsidence. In contrast, only slight variations in mantle deformation is observed for $\varepsilon_T = 0.4$ (Fig. 5, right) with a small increase in finite strain in the model center due to larger grain size reduction. The lithosphere-asthenosphere boundary uplift does not occur and the distributed faulting in the upper crust controls rift topography. The characteristic time of grain size reduction t_{DR} (eq.8) controls therefore the time necessary to reach lithosphere necking. Note that for a fast grain size reduction, the grains are rather small in the entire mantle while larger contrasts in grain sizes are observed for slower grain size reduction.

4. Comparison with the Ronda peridotites

The Figure 6 compares our model results for the highest mantle strain localization (140 km of extensional displacement at 14 Ma) with a geological case: the Ronda peridotites. A focus in the center of the numerical results provides the detailed relationship between the mantle shear zone, the grain size and the activated deformation mechanisms. The mantle shear zone is characterized by a very sharp strain gradient, allowing us to define a mylonite and a proto-mylonite as follows. The region where the accumulated finite strain is much larger than 1 is the mylonite, in which the finite strain can reach values as high as 10. The proto-mylonite is thus the mantle region where the finite strain is much lower than 1. The transition between the mylonite and proto-mylonite can be easily identified on the

model results and occurs at ~ 10 km depth below the Moho at that time of the rifting. The proto-mylonite is characterized by 1/ a large grain size of around $1000 \mu\text{m}$ and 2/ the absence of activation of dryGBS creep, because of the high temperature at these depths (larger than 800°C). Dislocation creep thus controls the proto-mylonite deformation. In opposite, the mylonite is characterized by 1/ a very small grain size that reaches values close to $10 \mu\text{m}$ just below the Moho and 2/ the activation of dryGBS creep. The mylonite is also characterized by an internal gradient of both the grain size and the percentage of GBS creep; the grain size is decreasing towards the Moho where the dryGBS becomes more dominant. This internal structure reflects the timing of weakening as shown by the deformation map (Fig. 1A). Indeed, the decrease in mantle temperature induces a wider domain for exponential creep prior to dryGBS creep, and hence, delays the weakening and subsequent strain localization (Précigout and Gueydan, 2009). As a consequence, the upper part of the mantle mylonite is thus marked by the smaller grains because of the lowest temperature and the highest dryGBS creep contribution because grain size reduction is still active there. In the lower part of the mylonite, the higher temperature implies 1/ larger recrystallized grain sizes and 2/ a faster dynamic recrystallization in the dryGBS creep field because of the smaller impact of the exponential creep and the dislocation creep at the early stage of deformation. As a consequence, in the lower part of the mylonite, dynamic recrystallization is complete at that time of the rifting, leading to a mylonite deformation equally accommodated by dryGBS creep and diffusion creep (50% of dryGBS creep). To summarize, the model results show a proto-mylonite in the hotter part of the mantle with large grains and deformed only by dislocation creep and a mylonite with sharp strain gradient with small grain size and deformed by dryGBS creep. The thickness of the mylonite is of the order of 10 km

and the transition from proto-mylonite to mylonite occurs over a very short distance of less than 1 km.

The internal structures of the Ronda peridotites provide a natural case that can be compared to the model results. The northern rim of the Ronda peridotites shows indeed a kilometer-scale strain gradient that has been formed during continuous decompression and cooling, e.g. extension

(Précigout et al., 2007). The granular peridotite and the plagioclase tectonite reflect local heating of the peridotite during extensional deformation at a later stage of the rifting (Lenoir et al., 2001). The crustal emplacement of the peridotites body into the crust (Blanca unit) is likely related to thrusting (Lundeen, 1978; Tubía and Cuevas, 1987; Esteban et al., 2008). The garnet-spinel mylonite is observed at the contact with the crustal rocks

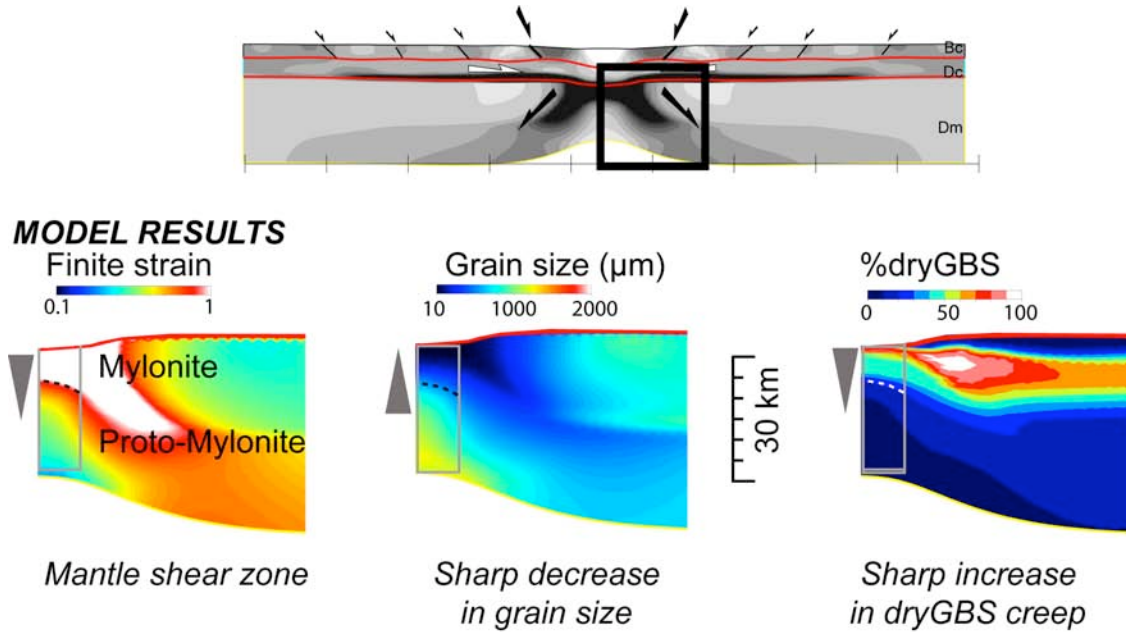


Figure 6. Comparison of the model results after 140 km for $V=1\text{cm/a}$ and $\epsilon_T=0.2$ (zoom of the mantle in the model center, shown by black box in the line drawing of the lithosphere-scale structure of Figure 4) with the Ronda peridotites microstructures (LPO) and macrostructures (modified after Précigout et al., 2007).

(Jubrique unit) and occurs over less than 1 km thick (Balanyá et al., 1993; Balanyá et al., 1997; Précigout et al., 2007; Van der Wal and Vissers, 1993). The spinel tectonite is the proto-mylonite and occurs in the core of the peridotites body over several kilometers. Précigout et al. (2007) have showed through detailed microstructural studies that the proto-mylonite is characterized by large grain sizes and a progressive increase in the olivine fabric strength towards the mylonite, as it is observed in the model results. This increase in fabric strength likely reflects the strain increase in the dislocation creep regime only. In contrast, the mylonite is marked by two different features: 1/ a sharp decrease of grain size with minimum values close to 50 μm and 2/ a change in the Olivine LPO. The strength of the fabric indeed drastically decreases in the mylonite, highlighting a change in the deformation mechanism from dislocation creep in the proto-mylonite to dryGBS creep in the mylonite. These two main features are consistent with the model results. Finally, the overall pattern of the Olivine LPO indicates that the Ronda strain gradient develops within a kilometer-scale temperature gradient, with high temperature in the proto-mylonite and low temperature in the mylonite (Précigout et al., in prep.). The only difference between our model results and the Ronda case resides in the scale of the strain localization. The Ronda mylonite is less than 1 km-thick while the modeled mylonite is ~ 10 km-thick. The Ronda mylonite probably reflects a more pronounced thinning stage, as shown by a thinning factor of 3 to 4 obtained for the overlying crustal units (Argles et al., 1999). The model results used here correspond to an overall thinning factor of only 1.6 (final thickness of the model center of 60 km with respect to 100 km at the beginning of the rifting). Ongoing rifting and thus mantle deformation will probably allow to more accurately predicting the exact thicknesses of mylonite and proto-mylonite. For that purpose, a re-meshing procedure would have been required.

This objective was therefore beyond the scope of the present paper and post-poned to future works. In addition, the contact between the crustal units and the Ronda peridotites has been partly reworked as an extensional fault zone during the progressive unroofing of the massif (Balanyá et al., 1993; Balanyá et al., 1997). This faulting process has thus probably cut some part of the more strained mylonite, explaining the very thin mylonite in the Ronda massif.

The overall consistency between our model results and the natural case study of Ronda exemplified the impact of dryGBS creep during dynamic recrystallization to explain mantle strain localization. In addition, ductile strain localization in the mantle provide a simple explanation for strain localization at the scale of the lithosphere and thus for lithosphere necking. This entirely ductile mantle rheology is moreover the sole that can explain the all set of geological observation of mantle deformation.

5. Concluding discussion

In this study, we have incorporated in lithosphere numerical modeling a new ductile rheology for the lithosphere mantle that predicts large weakening and subsequent strain localization in the uppermost mantle ($T < T_{\text{GBS}} \sim 800$ °C). The impact of this ductile alternative to the brittle mantle during continental rifting can be summarized as follows:

- 1/ Three steps, successive in time, characterize continental rifting: 1/ distributed faulting in the upper crust because of homogeneous deformation in the ductile mantle; 2/ the onset of heterogeneous deformation in the mantle, due to the onset of dryGBS creep, leads to the onset of narrow rifting; 3/ strain localization in the mantle due to the dominance of dryGBS creep during intense grain size reduction leads to strain localization at the scale of the whole lithosphere and thus to lithosphere necking. The first deformation stage would induce the formation of external basins with

relative low subsidence rate while the two last stages would induce an intense subsidence in the central narrow rift. The ultimate evolution of this process would be continental break-up that was not modeled here because re-meshing procedure was not used.

- 2/ The rate at which grain size reduction occurs during dryGBS creep controls the duration of distributed faulting prior to lithosphere necking and thus ultimately would control the time necessary to reach continental break-up.

- 3/ The comparison with the Ronda peridotites extensional shear zone shows a good consistency between numerical results and geological observations.

More generally, the pattern of faulting predicted by our model results (evolution from distributed to localized faulting) is consistent with faulting pattern of non-Volcanic passive margins. Several geological studies show indeed that faulting during continental break-up in the absence of large magma generation is marked by three successive steps: distributed faulting, forming a large number of small basins, followed by the progressive localization of the deformation within narrow region that accumulate more strain and leads to the formation of a single narrow rift (see a detailed description of the case of North Sea (Cowie et al., 2005). Reproducing this pattern of faulting from distributed to localized is difficult with a brittle mantle since it localizes strain at early stage of rifting process (Gueydan et al., 2008). It is thus necessary to evoke peculiar thermal effects to change brittle-ductile coupling (Cowie et al., 2005) or inherited weak zones within the upper crust gathered with strong brittle weakening (Huisman and Beaumont, 2007). The evolution from homogeneous strain towards strain localization in the uppermost mantle, which is related to the progressive grain size reduction in the mantle, naturally leads to predict this evolution from distributed to localized faulting, without evoking

peculiar thermal evolution or peculiar brittle softening laws.

References

- Allemand, P. and Brun, J.-P., 1991. Width of continental rifts and rheological layering of the lithosphere. *Tectonophysics*, 188: 63-69.
- Argles, T.W., Platt, J.P. and Waters, D.J., 1999. Attenuation and excision of a crustal section during extensional exhumation: the Carratraca Massif, Betic Cordillera, Southern Spain. *Journal of the Geological Society London*, 156: 149-162.
- Balanyá, J.C., Azañón, J.M., Sanchez-Gomez, M. and Garcia-Dueñas, V., 1993. Pervasive ductile extension, isothermal decompression, and thinning of the Jubrique unit in the Palaeogene (Alpujarride Complex, western Betics Spain). *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences de Paris, Sciences de la Terre et des Planetes*, 316: 1595-1601.
- Balanyá, J.C., Garcia-Dueñas, V., Azañón, J.M. and Sanchez-Gomez, M., 1997. Alternating contractional and extensional events in the Alpujarride nappes of the Alboran Domain (Betics, Gibraltar arc). *Tectonics*, 16: 226-238.
- Bassi, G., 1995. Relative importance of strain rate and rheology for the mode of continental extension. *Geophysical Journal International*, 122: 195-210.
- Behn, M.D., Lin, J. and Zuber, M.T., 2002. A continuum mechanics model for normal faulting using a strain-rate softening rheology: implications for thermal and rheological controls on continental and oceanic rifting. *Earth and Planetary Science Letters*, 202: 725-740.
- Bos, B. and Spiers, C.J., 2002. Frictional-viscous flow of phyllosilicate-bearing fault rock: Microphysical model and implications for crustal strength profiles. *Journal of Geophysical Research*, 107(B2): doi:10.1029/2001JB000301.
- Braun, J. and Beaumont, C., 1989. A physical explanation of the relation between flank

- uplifts and the breakup unconformity at rifted continental margins. *Geology*, 17: 760-764.
- Brun, J.P. and Beslier, M.O., 1996. Mantle exhumation at passive margins. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 142: 161-174.
- Burov, E. and Watts, A.B., 2006. The long-term strength of continental lithosphere: "jelly sandwich" or "crème brûlée"? *GSA Today*, 16: doi:10.1130/1052-5173(2006)016.
- Byerlee, J.D., 1978. Friction of rocks. *Pure and Applied Geophysics*, 116: 615-626.
- Carter, N.L. and Tsenn, M.C., 1987. Flow properties of continental lithosphere. *Tectonophysics*, 136: 27-63.
- Cowie, P.A., Underhill, J.R., Behn, M.D., Lin, J. and Gill, C.E., 2005. Spatio-temporal evolution of strain accumulation derived from multi-scale observations of Late Jurassic rifting in the northern North Sea: A critical test of models for lithospheric extension. *Earth and Planetary Science Letters*, 234: 401-419.
- de Bresser, J.H.P., Peach, C.J., Reijs, J.P.J. and Spiers, C.J., 1998. On dynamic recrystallization during solid state flow: Effects of stress and temperature. *Geophysical Research Letters*, 25: 3457-3460.
- de Bresser, J.H.P., Ter Heege, J.H. and Spiers, C.J., 2001. Grain size reduction by dynamic recrystallization: can it result in major rheological weakening? *International Journal of Earth Sciences*, 90: 28-45.
- Derby, B. and Ashby, M.F., 1987. On Dynamic recrystallization. *Scripta Metallica*, 21: 879-884.
- Drury, M.R., 2005. Dynamic recrystallization and Strain Softening of Olivine Aggregates in the Laboratory and the Lithosphere. *Geological Society, London, Special Publications*, 243: 127-142.
- Esteban, J.J., Cuevas, J., Vegas, N. and Tubía, J.M., 2008. Deformation and kinematics in a melt-bearing shear zone from the Western Betic Cordilleras (Southern Spain). *Journal of structural geology*, 30: 380-393.
- Frederiksen, S. and Braun, J., 2001. Numerical modelling of strain localisation during extension of the continental lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters*, 188: 241-251.
- Frost, H.J. and Ashby, M.F., 1982. Deformation mechanism maps. Pergamon Press, 166 pp.
- Goetze, C., 1978. The mechanisms of creep in olivine. *Philosophical Transactions of the Royal Society London Series A*, 288: 99-119.
- Gueydan, F., Morency, C. and Brun, J.-P., 2008. Continental rifting as a function of lithosphere mantle strength. *Tectonophysics*, In Press, Corrected Proof.
- Handy, M.R., 1989. Deformation regimes and the rheological evolution of fault zones in the lithosphere: the effects of pressure, temperature, grain size and time. *Tectonophysics*, 163: 119-152.
- Hirth, G. and Kohlstedt, D., 2003. Rheology of the Upper Mantle and the Mantle Wedge: A view from the Experimentalists. *Geophysical Monographs*, 138: 83-105.
- Holdsworth, R.E., 2004. PLANETARY SCIENCE: Enhanced: Weak Faults--Rotten Cores 10.1126/science.1092491. *Science*, 303: 181-182.
- Huismans, R.S. and Beaumont, C., 2003. Symmetric and asymmetric lithospheric extension: Relative effects of frictional-plastic and viscous strain softening *J. Geophys. Res.*, 108 (B10): ETG 13-1 - ETG 13-22
- Huismans, R.S. and Beaumont, C., 2007. Roles of lithospheric strain softening and heterogeneity in determining the geometry of rifts and continental margins. In: G.D. Karner, G. Manatschal and L.M. Pinheiro (Editors), *Imaging, Mapping and Modelling Continental Lithosphere Extension and Breakup*. Geological Society, London, Special Publications, London, pp. 107-134.
- Huismans, R.S., Buiters, S.J.H. and Beaumont, C., 2005. Effect of plastic-viscous layering and strain softening on mode selection during lithospheric extension doi:10.1029/2004JB003114. *J. Geophys. Res.*, 110(B2): 1-17.
- Jackson, J., 2002. Strength of the continental lithosphere: time to abandon the jelly sandwich? *GSA Today*, September: 1-9.

- Lenoir, X., Garrido, C.J., Bodinier, J.L., Dautria, J.M. and Gervilla, F., 2001. The recrystallization front of the Ronda peridotite: evidence for melting and thermal erosion of subcontinental lithospheric mantle beneath the Alboran Basin. *Journal of Petrology*, 42: 141-158.
- Lundeen, M.T., 1978. Emplacement of the Ronda peridotite, Sierra Bermeja, Spain. *Geological Society of America Bulletin*, 89: 172-180.
- Maggi, A., Jackson, J.A., Priestley, K. and Baker, C., 2000. A reassessment of focal depth distributions in southern Iran, the Tien Shan and northern India: Do earthquakes really occur in the continental mantle? *Geophysical Journal International*, 143: 629-661.
- Nagel, T.J. and Buck, W.R., 2004. Symmetric alternative to asymmetric rifting models. *Geology*, 32(11): 937-940.
- Précigout, J. and Gueydan, F., 2009. Mantle weakening and strain localization: Implications for the long-term strength of the continental lithosphere. *Geology*, 37(2): 147-150.
- Précigout, J., Gueydan, F., Gapais, D., Garrido, C.J. and Essaifi, A., 2007. Strain localisation in the subcontinental mantle -- a ductile alternative to the brittle mantle. *Tectonophysics*, 445: 318-336.
- Précigout, J., Gueydan, F. and Garrido, C.J., in prep. The Oligocene-early Miocene history of the Ronda peridotites (Spain): mantle deformations beneath back-arc continental extension.
- Sawyer, D.S., 1985. Brittle failure in the Upper Mantle during extension of continental lithosphere. *Journal of Geophysical Research*, 90: 3021-3025.
- ter Heege, J.H., 2002. Relationship between dynamic recrystallization, grain size distribution and rheology. PhD thesis Thesis, Universiteit Utrecht, 141 pp.
- Thatcher, W. and Pollitz, F.F., 2008. Temporal evolution of continental lithospheric strength in actively deforming regions. *GSA Today*, 18: 4-11.
- Tsenn, M.C. and Carter, N.L., 1987. Upper limits of power law creep of rocks. *Tectonophysics*, 136: 1-26.
- Tubía, J.M. and Cuevas, J., 1987. Structures and kinematics related to the Ronda peridotites emplacement. *Geodinamica Acta*, 1: 59-69.
- Twiss, R.J., 1977. Theory and applicability of a recrystallized grain size paleopiezometer. *Pure and Applied Geophysics*, 115: 227-244.
- Van der Wal, D. and Vissers, R.L.M., 1993. Uplift and emplacement of upper mantle rocks in the western Mediterranean. *Geology*, 21: 1119-1122.
- Yamasaki, T., 2004. Localized rheological weakening by grain-size reduction during lithospheric extension. *Tectonophysics*, 386: 117-145.

Synthèse

Nouveau profil rhéologique

Pendant ces dernières décennies, la multiplication de données géophysiques et la réalisation de multiples modèles ont permis d'apporter quelques éléments de réponse sur la résistance de la lithosphère. Cependant, son actuelle définition rhéologique présente encore des incohérences majeures avec celle du manteau sous-continental dans les régions déformées. En effet, cette définition n'intègre pas l'existence, a priori, d'un manteau sous-continental résistant, asismique (ductile) et capable, intrinsèquement, de localiser la déformation à l'échelle de la lithosphère et de réduire sa résistance. Ainsi, dans l'objectif de mieux caractériser la rhéologie du manteau

lithosphérique, nous nous sommes concentrés sur les mylonites ductiles et kilométriques des massifs de péridotites continentales ; et particulièrement sur un processus rhéologique pouvant être à l'origine de leur formation : le fluage dryGBS de l'olivine (fig. s.1). Par l'utilisation de la géologie structurale, de la tectonique et de la modélisation numérique, nous avons donc tenté d'identifier et de contraindre les conséquences d'un tel mécanisme dans la déformation des péridotites continentales, à l'échelle de l'agrégat comme à l'échelle de la lithosphère. Nous résumerons ici nos résultats et proposerons un nouveau profil rhéologique.

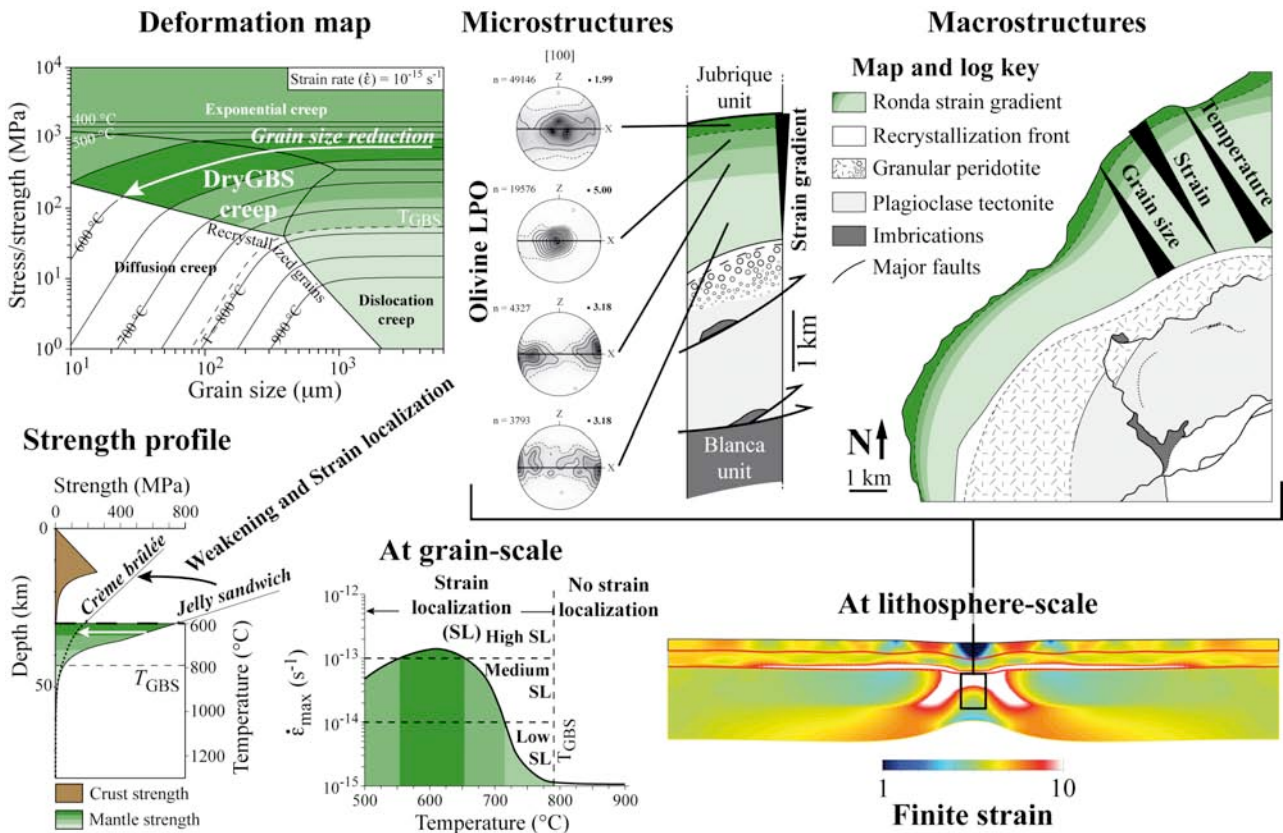


Figure s.1. Synthèse des conséquences du fluage dryGBS dans l'adoucissement et la localisation de la déformation des péridotites continentales : des mécanismes de fluage aux déformations finies ; et de l'échelle de l'agrégat à l'échelle de la lithosphère.

1. Conséquences du fluage dryGBS dans les péridotites continentales de Ronda (Précigout et al., 2007)

La partie occidentale des péridotites de Ronda s.s. présente une mylonite et une tectonite, dont l'extension structurale est kilométrique. Ces deux structures, qui composent un gradient de déformation majeur, ont été formées dans les conditions de stabilité du spinelle sans l'intervention de réactions métamorphiques, de cataclasis ou de fusion partielle. Seule la réduction dynamique des tailles de grain d'olivine semblait donc être à l'origine de cette structure. Ainsi, dans l'objectif d'identifier le processus d'adoucissement rhéologique de ces péridotites continentales, nous avons réalisé une étude microstructurale du gradient de déformation. Cette étude a révélé, d'une part, la dispersion progressive des grains recristallisés d'orthopyroxène avec l'intensification de la déformation, et d'autre part, la diminution d'intensité de la fabrique minérale de l'olivine (LPO) dans la mylonite (fig. s.1). Ces caractères microstructuraux impliquent une stimulation du glissement aux joints de grains sans dominance du fluage diffusion, ce qui caractérise le fluage dryGBS. Son action dominante dans les péridotites dont la température est inférieure à 780 °C (T_{GBS}) pourrait donc expliquer l'origine rhéologique de la mylonite de Ronda. Ces conditions de température étant similaires aux conditions du manteau sous-continental, nous avons ensuite proposé ce mécanisme potentiel de localisation de la déformation comme une alternative ductile au manteau fragile.

2. Déformations et exhumation des péridotites de Ronda : origines tectonique et géodynamique (Précigout et al., in prep.)

Pendant l'étude microstructurale du gradient de déformation, nous nous sommes aperçus que les modèles proposés pour la déformation et l'exhumation des péridotites de Ronda présentaient plusieurs incohérences majeures avec les données récentes. Nous avons donc réalisé une nouvelle étude structurale du massif, dont l'objectif était, en partie, de contraindre le contexte tectonique de l'objet qui a permis d'identifier le fluage dryGBS. Tout d'abord, nous avons apporté de nouvelles contraintes pour les conditions de formation des trois principaux domaines structuraux, celles-ci impliquant, dans l'ordre chronologique :

- 1/ la formation d'un gradient de déformation en cisaillement pur et en décompression ;
- 2/ la fusion partielle d'une partie du gradient toujours en décompression (Péridotite granulaire);
- 3/ une seconde déformation en cisaillement pur, synchrone de l'apparition du plagioclase et n'affectant qu'une partie du domaine fondu (Tectonite à plagioclase);
- et 4/ l'emplacement du massif dans la croûte, formant une auréole métamorphique.

Nous avons ensuite proposé un nouveau modèle de déformation et d'exhumation des péridotites de Ronda, d'une part, en fonction des données pétrologiques et structurales des péridotites et de leurs encaissants, et d'autre part, en cohérence avec la géodynamique récente de la Méditerranée occidentale (fig. s.2). Ce modèle implique :

- 1/ une extension arrière-arc, qui amincit fortement la lithosphère au toit de la zone de subduction méditerranéenne en retrait (« roll-back »). Pendant cette étape, débutée vers 30 Ma, le fluage dryGBS initie le gradient de déformation de Ronda, qui accommode

l'amincissement et subit une forte décompression ;

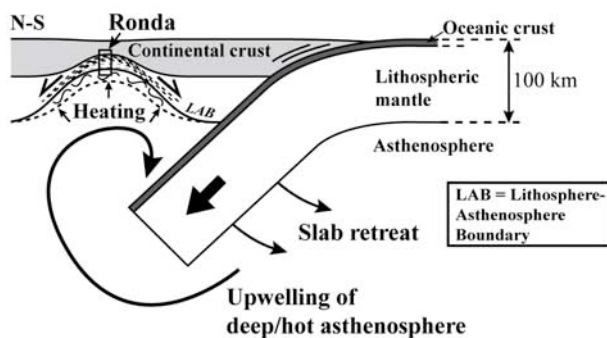
- 2/ Au cours de l'extension, le « roll-back » de la jeune zone de subduction provoque l'ascension d'un flux d'asthénosphère chaude, qui fond partiellement la base de la lithosphère en amincissement. Cette fusion partielle efface ainsi la foliation par croissance statique des grains à la base du gradient de déformation, celui-ci accommodant toujours l'amincissement ;
- 3/ Ensuite, toujours pendant l'extension et l'amincissement des péridotites, l'approfondissement du flux asthénosphérique provoque un rééquilibrage thermique de la lithosphère. Celui-ci étant très rapide au départ, puis ralentissant progressivement, il fige les structures à l'apex de la zone précédemment fondue (la péridotite granulaire) et permet aux domaines plus profonds, restant chauds plus longtemps, d'être réaffectés par la déformation extensive (la tectonite à plagioclase). Cette étape, intervenant pendant une décompression des

péridotites, provoque en même temps la production de plagioclase dans les péridotites les plus profondes et chaudes ;

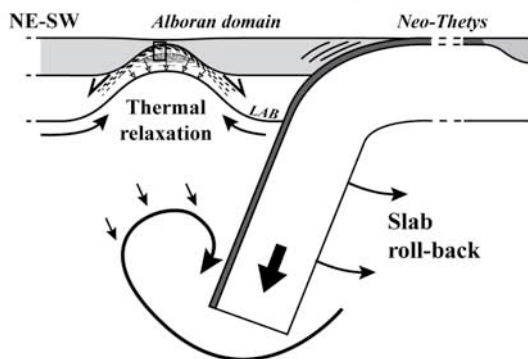
- 4/ Vers 20 Ma, lorsque les péridotites sous-crustales sont remontées jusqu'à environ 12 km de profondeur, le retrait continu de la zone de subduction à travers la marge passive ibérique conduit à compresser la lithosphère amincie. Cette étape provoque l'insertion de plusieurs lentilles de péridotites sous-crustales au gré de chevauchements majeurs, qui produisent une auréole dynamothermique sous les péridotites encore chaudes à leur base. Enfin, le retrait arqué de la zone de subduction vers l'Ouest continue l'extension arrière-arc, qui termine l'exhumation des péridotites et forme le bassin d'Alboran (fig. s.2).

Le gradient de déformation des péridotites de Ronda, objet d'identification du fluage dryGBS, représenterait donc le vestige d'une structure de localisation de la déformation à l'échelle de la lithosphère, celle-ci étant formée dans le contexte

D₁: Back-arc extension (ca.30 Ma)



D₂: Drifting and thinning (ca.25 Ma)



D₃: Accretion onto passive margin (20 Ma)

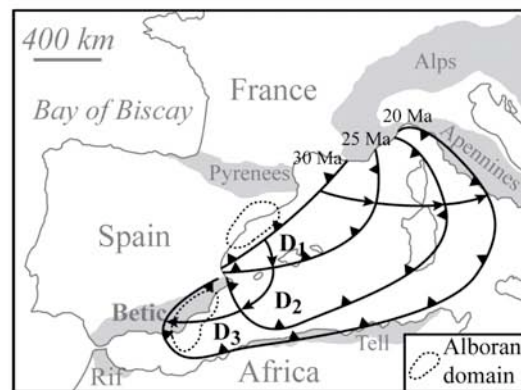
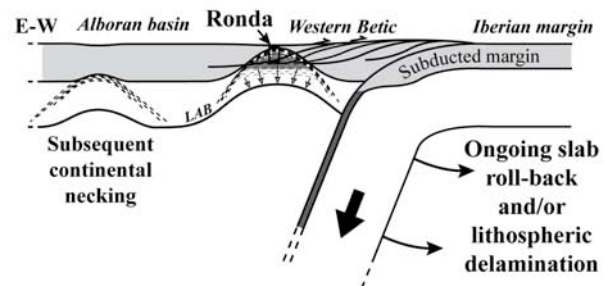


Figure s.2. Évolution géodynamique de la région d'Alboran, qui intègre la déformation et l'exhumation des péridotites de Ronda pendant l'Oligocène-Miocène inférieur.

d'une extension continentale. Cette étude a donc mis en avant le rôle majeur du fluage dryGBS dans la dynamique de la lithosphère, et particulièrement dans sa capacité à localiser la déformation.

3. Localisation de la déformation provoquée par le fluage dryGBS (Précigout and Gueydan, 2009)

Après avoir identifié les conséquences du fluage dryGBS dans les péridotites continentales et contraint l'origine tectonique et géodynamique de l'objet d'identification de ce mécanisme, nous avons tenté de comprendre dans quelle mesure celui-ci pouvait provoquer une localisation de la déformation. Par la réalisation d'un modèle numérique 1-D à température constante, nous avons donc contraint l'augmentation locale de vitesse de déformation pour une péridotite qui subit la recristallisation dynamique de l'olivine et l'action du fluage dryGBS. Malgré l'hétérogénéité initiale des tailles de grain à travers cette péridotite déformée, tel qu'imposé dans notre modèle, aucune concentration de la déformation n'est obtenue pour des températures n'impliquant pas la dominance du fluage dryGBS ($T > T_{\text{GBS}} = 787\text{ °C}$). Dans ce cas, la vitesse de déformation en tout point de la roche reste proche de la vitesse de déformation initiale ($\dot{\epsilon} = 10^{-15}\text{ s}^{-1}$). Par contre, à plus basse température, la réduction de taille de grain dans le champ du fluage dryGBS permet d'adoucir le matériau, puis de localiser la déformation, dans le domaine de la roche qui présente la plus faible taille de grain moyenne. Dans ces conditions, les vitesses de déformation au sein de ce domaine atteignent plus de 10^{-13} s^{-1} entre 550 et 650 °C. En dehors de cette gamme de température, ces vitesses de déformation sont inférieures à 10^{-13} s^{-1} , voire inférieures à 10^{-14} s^{-1} pour une température supérieure à 720 °C (fig. s.1).

Par extrapolation de ces données à l'échelle de la lithosphère, ces résultats nous ont ensuite permis de définir, en fonction du géotherme, différents

degrés de localisation de la déformation possible dans le manteau sous-continental :

- un manteau fortement localisant entre les isothermes 550 et 650 °C ;
- un manteau moyennement localisant en dessous de l'isotherme 550 °C et entre les isothermes 650 et 720 °C ;
- un manteau faiblement localisant entre les isothermes 720 et 787 °C (T_{GBS}) ;
- et un manteau non localisant en dessous de l'isotherme T_{GBS} .

Nous avons enfin estimé la résistance d'un manteau sous-continental déformé et traversé par une « shear zone » ductile, dont les péridotites seraient entièrement recristallisées. Dans ce cas, la résistance du manteau intensément déformé serait considérablement réduite et pourrait expliquer les faibles résistances mantelliques observées sous les régions déformées.

4. Conséquences du fluage dryGBS dans la déformation de la lithosphère continentale (Gueydan and Précigout, in prep.)

Les résultats des modèles 1-D nous avaient montré le fort potentiel du fluage dryGBS, en termes de localisation de la déformation dans les conditions du manteau sous-continental. Cependant, il nous fallait confirmer l'hypothèse d'un manteau résistant, ductile et capable de localiser la déformation à l'échelle de la lithosphère. Nous avons donc utilisé un modèle numérique 2-D existant et rendant compte des déformations de la lithosphère continentale en extension, pour lequel nous avons considéré un manteau entièrement ductile et caractérisé par la récente rhéologie « localisante » de l'olivine. Toutes les expériences ont ainsi été effectuées avec une température au Moho autour de 500 °C, c'est-à-dire, les conditions pour lesquelles la rhéologie « classique » prédit un manteau fragile, que nous avons ici remplacé par un manteau ductile. Nous avons aussi pris en compte la limite de résistance

au fluage de l'olivine à 600 MPa (Tsenn and Carter, 1987)

Les résultats de ces modèles ont montré qu'au cours de l'extension et de la réduction dynamique des tailles de grain d'olivine, une localisation de la déformation ductile intervient dans le manteau sous-crustal au cœur du modèle pour 10,5 Ma d'extension ($\dot{\epsilon} = 10^{-15} \text{ s}^{-1}$). Cette localisation initie donc deux bandes de cisaillement conjuguées dans le manteau et un décollement en base de croûte, qui accommodent l'amincissement local de la lithosphère. De plus, avant cette localisation, la lithosphère subit une déformation distribuée qui produit une fracturation de la croûte supérieure sur l'ensemble du modèle, formant ainsi des bassins peu subsidents en marge du futur rift et de sa forte dépression topographique. L'ensemble de ces structures s'apparentent ainsi aisément aux structures qui sont observées au niveau des rifts continentaux étroits (fig. s.1). Cependant, la quantité de déformation nécessaire pour obtenir cette localisation dépend directement de la cinétique de réduction des tailles de grains. En effet, pour une cinétique deux fois plus rapide, la localisation de la déformation intervient pour 6,3 Ma d'extension, alors qu'elle intervenait initialement au bout de 10,5. Néanmoins, les structures obtenues dans les deux cas sont identiques et imagent bien la formation d'un rift étroit. De plus, la résistance de la lithosphère au cœur du rift enregistre une forte chute au cours de la déformation. Ces modèles, en plus des modèles 1-D, nous ont donc permis de proposer cette nouvelle rhéologie pour expliquer les faibles résistances du manteau sous continental à travers les rifts étroits, et plus largement à travers les régions déformées.

Enfin, la comparaison de ces modèles de « rifting » avec les données structurales des péridotites de Ronda nous a permis d'observer de nombreuses similitudes en termes de déformations finies. En effet, au cœur du rift, la déformation est extrêmement localisée dans le manteau sous-crustal, celle-ci provoquant une réduction intense

de la taille du grain et une augmentation des proportions du fluage dryGBS dans la déformation de l'olivine. Cette localisation génère ainsi un gradient de déformation vertical à l'apex du dôme de manteau, qui se caractérise essentiellement par une déformation en cisaillement pur et une grande décompression. Parce que tous ces caractères définissent la première déformation majeure qui affecta les péridotites de Ronda, c'est-à-dire, la formation d'un gradient de déformation en cisaillement pur pendant une forte décompression, ces modèles nous confirment que les péridotites de Ronda auraient bien été déformées et exhumées sous un rift continental étroit, avant d'être insérées dans la croûte (fig. s.2).

5. Nouveau profil rhéologique de la lithosphère continentale

Les études structurales menées dans cette thèse ont ainsi contribué à identifier l'action du fluage dryGBS dans une mylonite kilométrique de péridotites continentales, conséquence d'une localisation de la déformation à l'échelle de la lithosphère (Précigout et al., 2007 ; Précigout et al., in prep.). Puis, les modélisations numériques ont permis de quantifier et d'estimer le fort potentiel d'un tel mécanisme en termes de localisation de la déformation, à l'échelle de l'agrégat comme à l'échelle de la lithosphère (Précigout and Gueydan, 2009 ; Gueydan and Précigout, in prep.). Cette nouvelle rhéologie définit donc un processus ductile de localisation de la déformation à grande échelle dans les conditions du manteau sous-continental, au cours de laquelle la résistance de ce même manteau peut être considérablement réduite. Cette rhéologie fournit ainsi une explication aux prérequis de la mécanique de la lithosphère et aux observations géophysiques, qui impliquent un manteau sous-continental résistant, « localisant », asismique et capable de réduire intrinsèquement sa résistance. Il semble donc maintenant légitime d'intégrer cette rhéologie dans la définition de la résistance

lithosphérique. Par conséquent, nous proposons un nouveau profil rhéologique, dont la résistance initiale du manteau est entièrement ductile et définie par les lois de fluage dislocation et fluage exponentiel de l'olivine (fig. s.3 ; Hirth and Kohlstedt, 2003 ; Goetze, 1978). De plus, nous considérons dans ce profil la limite maximale de résistance au fluage de l'olivine, qui fut estimée

autour de 600 MPa (Tsenn and carter, 1987). Au cours de la déformation de la lithosphère, de la recristallisation dynamique et de l'action du fluage dryGBS, cette résistance initiale du manteau pourra ensuite évoluer vers la résistance prédite pour les mylonites kilométriques entièrement recristallisées (Précigout and Gueydan, 2009; fig. s.3).

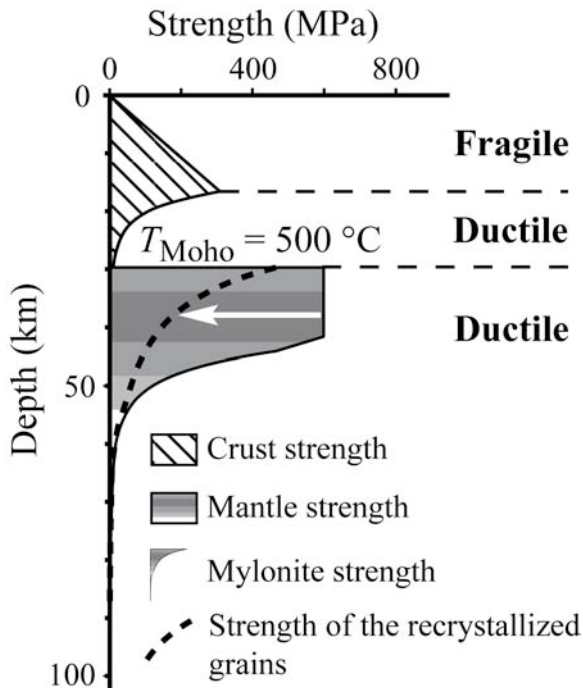


Figure s.3. Profil rhéologique de la lithosphère proposé à l'issue de cette thèse pour une croûte de 30 km d'épaisseur et un flux de chaleur en surface de 60 mW.m^{-2} , soit une température au Moho (T_{Moho}) de 500°C . La résistance initiale du manteau est définie par le fluage dislocation (Hirth and Kohlstedt, 2003), le fluage exponentiel (Goetze, 1978) et la limite de fluage plastique de l'olivine (Tsenn and Carter, 1987). Pendant la déformation et l'action dominante du fluage dryGBS, cette résistance évolue vers la résistance prédite pour les mylonites de péridotites (flèche blanche), c'est-à-dire, la résistance des grains recristallisés (ligne pointillée).

Conclusion générale

Encore aujourd'hui, la rhéologie du manteau sous-continental fait l'objet de larges débats et sa compréhension a nécessité, nécessite et nécessitera de nombreuses investigations dans plusieurs disciplines des Sciences de la Terre. Dans les régions non déformées, les prérequis de la mécanique lithosphérique et les observations géophysiques de la lithosphère continentale impliquent l'existence d'un manteau sous-crustal résistant et localisant. À l'inverse, dans les régions déformées, ces mêmes observations suggèrent un manteau non résistant et asismique. Jusqu'à présent, aucune rhéologie du manteau ne pouvait expliquer l'ensemble de ces observations. Cependant, dans cette thèse, la combinaison d'études structurales des péridotites de Ronda et de modélisations numériques a permis d'identifier et de quantifier un processus ductile de localisation de la déformation dans les conditions du manteau sous-continental. De plus, ces présentes études ont montré qu'au cours de la déformation, cette rhéologie pouvait impliquer une forte chute de résistance des péridotites intensément déformées (mylonites). Dans l'hypothèse d'un manteau sous-continental initialement ductile et résistant, ce processus peut donc expliquer une localisation de la déformation asismique à l'échelle de la lithosphère, ainsi que la forte chute de résistance du manteau sous les régions déformées (fig. c.1). Par conséquent, cette rhéologie ductile implique une nouvelle résistance du manteau sous-continental en cohérence avec les observations géologiques et géophysiques, définissant un nouveau profil rhéologique de la lithosphère continentale.

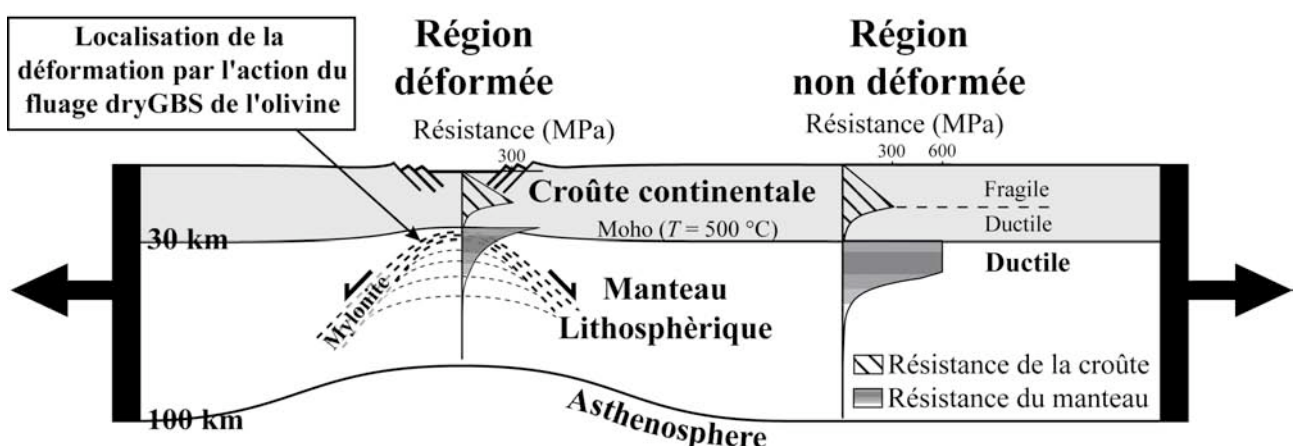


Figure c.1. Schéma d'un rift continental étroit à l'échelle de la lithosphère, qui illustre les résistances proposées pour le manteau sous-continental dans les régions déformées et les régions non déformées.

En perspective, plusieurs voies d'investigations sont envisageables à partir des résultats de cette thèse. En voici une brève description :

- Tout d'abord, il serait intéressant de contraindre le rôle de l'eau dans l'activité du glissement aux joints de grains. En effet, la présence de serpentine pénétrative dans l'ensemble des péridotites de Ronda suggère la présence d'eau pendant ses déformations ductiles, et particulièrement pendant la formation de la mylonite kilométrique. Le fluage dryGBS semble donc promouvoir une forte localisation de la déformation en présence d'eau dans les péridotites naturellement déformées. Cependant, aucune loi rhéologique ne quantifie le rôle de ce mécanisme pour l'olivine hydratée, qui définirait ainsi le fluage « wetGBS ».

- Ensuite, dans cette thèse, nous avons uniquement testé le rôle de la réduction de taille de grains par recristallisation dynamique dans le processus de localisation de la déformation, processus a priori unique pour initier la localisation de la déformation dans le manteau sous-continentale. Cependant, la nucléation métamorphique du plagioclase, décrite dans de nombreuses mylonites des massifs de péridotites continentales, pourrait aussi contribuer à réduire fortement la taille de grain des péridotites. En effet, l'apparition du plagioclase à partir du spinelle entraîne la nucléation de grains d'olivine et réduit l'espace disponible pour la croissance des grains. Par conséquent, la taille extrêmement faible de ces grains néoformés pourrait contribuer à réduire rapidement la taille de grains moyenne des agrégats d'olivine, même si ces grains, une fois formés, croissent vers l'équilibre piézométrique. Leur nombre croissant pourrait donc provoquer un adoucissement majeur, qui pourrait considérablement amplifier la localisation de la déformation et la chute de résistance des péridotites continentales en décompression.

- Concernant les péridotites de Ronda, il serait tout d'abord intéressant de mieux contraindre l'évolution Pression-Température des péridotites, et particulièrement celles de la péridotite granulaire et de la tectonite à plagioclase. Cette étude est actuellement en cours, en collaboration avec l'université de Grenade. De plus, de manière à confirmer ou infirmer le modèle tectonique de déformation et d'exhumation des péridotites de Ronda s.s., il semblerait légitime de comparer leurs caractères structuraux et microstructuraux avec les massifs adjacents de péridotites continentales, comme les massifs d'Ojen ou du Carratraca. Enfin, ce modèle étant en accord avec la géodynamique de la Méditerranée occidentale, pourquoi ne pas tenter d'extrapoler ce modèle pour expliquer l'exhumation de l'ensemble des péridotites continentales sur le pourtour Ouest Méditerranéen ?

- Enfin, dans cette thèse, les conséquences du fluage dryGBS ont été uniquement quantifiées pour les déformations et la résistance de la lithosphère continentale en extension. Il serait donc aussi intéressant de tester ses conséquences sur les déformations compressives et décrochantes de cette même lithosphère. De plus, les conséquences d'une telle rhéologie sur les comportements post-sismiques du manteau pourraient être numériquement quantifiées, de manière à les comparer avec les données post-sismiques naturelles, afin, peut-être, de confirmer l'action de cette rhéologie dans les régions déformées.

Bibliographie

- Allemand, P., Brun, J.-P., Davy, P. and Van den Driessche, J., 1989. Symétrie et asymétrie des rifts et mécanismes d'amincissement de la lithosphère. *Bulletin de la Société géologique de France*, 8: 445-451.
- Argles, T.W., Platt, J.P. and Waters, D.J., 1999. Attenuation and excision of a crustal section during extensional exhumation: the Carratraca Massif, Betic Cordillera, southern Spain. *Journal of Geological Society, London*, 156: 149-162.
- Augier, R., Agard, P., Monié, P., Jolivet, L., Robin, C. and Booth-Rea, G., 2005. Exhumation, doming and slab retreat in the Betic Cordillera (SE Spain): in situ $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages and P-T-d-t paths for the Nevado-Filabride complex. *Journal of Metamorphic Geology*, 23: 357-381.
- Azañón, J.M. and Crespo-Blanc, A., 2000. Exhumation during a continental collision inferred from the tectonometamorphic evolution of the Alpujarride Complex in the central Betics (Alboran Domain, SE Spain). *Tectonics*, 19: 549-565.
- Azañón, J.M. and Goffé, B., 1997. Ferro- and magnesio-carpholite assemblages as record of high-P, low-T metamorphism in the Central Alpujarrides, Betic Cordillera (SE Spain). *European Journal of Mineralogy*, 9: 1035-1051.
- Balanyá, J.C., Garcia-Dueñas, V., Azañón, J.M. and Sanchez-Gomez, M., 1997. Alternating contractional and extensional events in the Alpujarride nappes of the Alboran Domain. *Tectonics*, 16: 226-238.
- Bassi, G., 1995. Relative importance of strain rate and rheology for the mode of continental extension. *Geophysical Journal International*, 122: 195-210.
- Bird, P., 1978. Initiation of intracontinental subduction in the Himalaya. *Journal of Geophysical Research*, 83: 4975-4987.
- Booth-Rea, G., Azañón, J.M., Martinez-Martinez, J.M., Vidal, O. and Garcia-Dueñas, V., 2005. Contrasting structural and P-T evolution of tectonic units in the southeastern Betics: Key for understanding the exhumation of the Alboran Domain HP/LT crustal rocks (western Mediterranean). *Tectonics*, 24: TC2009.
- Boudier, F., 1978. Structure and Petrology of the Lanzo Peridotite Massif (Piedmont Alps). *Geological Society Am. Bull.*, 89: 1574-1591.
- Boudier, F., Ceuleneer, G. and Nicolas, A., 1988. Shear zones, thrusts and related magmatism in the Oman ophiolite: initiation of thrusting on an oceanic ridge. *Tectonophysics*, 151: 275-296.
- Boudier, F., Jackson, M. and Nicolas, A., 1984. Structural study of the Balmuccia Massif (Western Alps): a transition from mantle to lower crust. *Geologie in Mijnbouw*, 63: 179-188.
- Brace, W.F. and Kohlstedt, D.L., 1980. Limits on lithospheric stress imposed by laboratory experiments. *Journal of Geophysical Research*, 85: 6248-6252.
- Braun, J., Chéry, J., Poliakov, A., Mainprice, D., Vauchez, A., Tommasi, A. and Daignière, M., 1999. A simple parameterization of strain localization in the ductile regime due to grain size reduction: a case study for olivine. *Journal of Geophysical Research*, 104 N°B11: 25,167-25,181.
- Brodie, K.H. and Rutter, E.H., 1987. Deep crustal extensional faulting in the Ivrea Zone of the northern Italy. *Tectonophysics*, 140: 193-212.
- Brun, J.-P., 1999. Narrow rifts versus wide rifts: inferences for the mechanics of rifting from laboratory experiments. *Philosophical Transactions of the Royal Society A*, 357: 695-712.
- Brun, J.-P. and Beslier, M.O., 1996. Mantle exhumation at passive margins. *Earth and Planetary Science letters*, 142: 161-173.
- Brun, J.P., Gutscher, M.-A. and teams, D.-E., 1992. Deep crustal structure of the Rhine Graben from DEKORP-ECORS seismic reflection data: a summary. *Tectonophysics*, 208: 139-147.
- Buck, W.R., 1991. Modes of continental Lithospheric Extension. *Journal of Geophysical Research*, 96: 20,161-20,178.

- Burov, E.B. and Diament, M., 1995. The effective elastic thickness (T_e) of continental lithosphere: what does it really mean? *Journal of Geophysical Research*, 100: 3905-3927.
- Burov, E.B. and Watts, A.B., 2006. The long-term strength of continental lithosphere: "jelly sandwich" or "crème brûlée"? *GSA today*, 16: 4-10.
- Byerlee, J., 1978. Friction of rocks. *Pure and Applied Geophysics*, 116: 615-626.
- Ceuleneer, G., Nicolas, A. and Boudier, F., 1988. Mantle flow patterns to an oceanic spreading center: the Oman peridotites record. *Tectonophysics*, 151: 1-26.
- Ceuleneer, G. and Rabinowicz, M., 1992. Mantle flow and melt migration beneath oceanic ridges: models derived from observations in ophiolites. in: Morgan, J.P., Blackman, D.K. and Sinton, J.M. (eds) *Mantle flow and melt generation at mid-oceanic ridges: Geophysical Monograph*, 71 : 123-154.
- Chalouan, A. and Michard, A., 2004. The Alpine Rif Belt (Morocco): A Case of Mountain Building in a Subduction-Subduction-Transform Fault Triple Junction. *Pure and Applied Geophysics*, 161: 1-31.
- Chopra, P.N. and Paterson, M.S., 1984. The role of water in the deformation of dunite. *Journal of Geophysical Research*, 89: 7861-7876.
- Cook, C.A., Holdsworth, R.E., Styles, M.T. and Pearce, J.A., 2000. Pre-emplacement structural history recorded by mantle peridotites: an example from the Lizard Complex, SW England. *Journal of the Geological Society, London*, 157: 1049-1064.
- Crespo-Blanc, A. and Campos, J., 2001. Structure and kinematics of the South Iberian paleomargin and its relationship with the Flysch Trough units: extensional tectonics within the Gibraltar Arc fold-and-thrust belt (western Betics). *Journal of Structural Geology*, 23: 1615-1630.
- Davy, P. and Cobbold, P.R., 1991. Experiments on shortening of a 4-layer continental lithosphere. *Tectonophysics*, 188: 1-25.
- De Bresser, J.H.P., Peach, C.J., Reijls, J.P.J. and Spiers, C.J., 1998. On dynamic recrystallization during solid state flow: Effects of stress and temperature. *Geophysical Research Letters*, 25: 3457-3460.
- De Bresser, J.H.P., Ter Heege, J.H. and Spiers, C.J., 2001. Grain size reduction by dynamic recrystallization: can it result in major rheological weakening? *International Journal of Earth Sciences*, 90: 28-45.
- Derby, B. and Ashby, M.F., 1987. On dynamic recrystallisation. *Scripta Metallurgica*, 21: 879-884.
- Déverchère, J., Petit, C., Gileva, N., Radziminovitch, N., Melnikova, V. and San'Kov, V., 2001. Depth distribution of earthquakes in the Baikal rift system and its implications for the rheology of the lithosphere. *Geophysical Journal International*, 146: 714-730.
- Dijkstra, A.H., Drury, M.R., Vissers, R.L.M. and Newman, J., 2002. On the role of melt-rock reaction in mantle shear zone formation in the Othris Peridotite Massif (Greece). *Journal of Structural Geology*, 24: 1431-1450.
- Dijkstra, A.H., Drury, M.R., Vissers, R.L.M., Newman, J. and Van Roermund, H.L.M., 2004. Shear zones in the upper mantle: evidence from alpine- and ophiolite-type peridotite massifs. *Geological society, London, Special Publications*, 224: 11-24.
- Doblas, M., Lopez-Ruiz, J. and Cebria, J.-M., 2007. Cenozoic evolution of the Alboran Domain: A review of the tectonomagmatic models. in : Beccaluva, L., Bianchini, G. and Wilson, M. (eds.) *Cenozoic Volcanism in the Mediterranean Area. Geological Society of America Special Paper*, 418: 303-320.
- Doblas, M. and Oyarzun, R., 1989. Mantle core complexes and neogene extensional detachment tectonics in the western Betic Cordilleras, Spain: an alternative model for the emplacement of the Ronda peridotite. *Earth and Planetary Science Letters*, 93: 76-84.
- Drury, M.R., 2005. Dynamic recrystallization and Strain Softening of Olivine Aggregates in the Laboratory and the Lithosphere. in Gapais, D., Brun, J.P. and Cobbold, P.R. (eds) *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics: from Minerals to the Lithosphere. Geological Society, London, Special Publications*, 243: 127-142.
- Drury, M.R., Hoogerduijn strating, E.H. and Vissers, R.L.M., 1990. Shear zone structures and microstructures in mantle peridotites from the Voltri Massif, Ligurian alps, NW Italy. *Geologie in Mijnbouw*, 69: 3-17.
- Drury, M.R., Vissers, R.L.M., Van Der Wal, D. and Hoogerduijn strating, E.H., 1991. Shear localisation in Upper Mantle Peridotites. *Pure and Applied Geophysics*, 137: 439-460.

- Duggen, S., Hoernle, K., Bogaard, P.V.D. and Harris, C., 2004. Magmatic evolution of the Alboran region: The role of subduction in forming the western Mediterranean and causing the Messinian Salinity Crisis. *Earth and Planetary Science Letters*, 218: 91-108.
- Duggen, S., Hoernle, K., Klügel, A., Geldmacher, J., Thirlwall, M., Hauff, F., Lowry, D. and Oates, N., 2008. Geochemical zonation of the Miocene Alborán Basin volcanism (westernmost Mediterranean): geodynamic implications. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 156: 577-593.
- England, P., 1983. Constraints on extension of continental lithosphere. *Journal of Geophysical Research*, 88: 1145-1152.
- Esteban, J.J., Cuevas, J., Vegas, N. and Tubía, J.M., 2008. Deformation and kinematics in a melt-bearing shear zone from the Western Betic Cordilleras (Southern Spain). *Journal of structural geology*, 30: 380-393.
- Fabriès, J., Lorand, J.-P. and Bodinier, J.L., 1998. Petrogenetic evolution of orogenic lherzolite massifs in the central and western Pyrenees. *Tectonophysics*, 292: 145-167.
- Faccenna, C., Piromallo, C., Crespo-Blanc, A., Jolivet, L. and Rossetti, F., 2004. Lateral slab deformation and the origin of the western Mediterranean arcs. *Tectonics*, 23: TC1012.
- Foster, A.N. and Jackson, J.A., 1998. Source parameters of large African earthquakes: implications for crustal rheology and regional kinematics. *Geophysical Journal International*, 134: 422-448.
- Frederiksen, S. and Braun, J., 2001. Numerical modelling of strain localisation during extension of the continental lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters*, 188: 241-251.
- Frost, H.J. and Ashby, M.F., 1982. *Deformation Mechanism Maps: the Plasticity and Creep of Metals and Ceramics*. Oxford: Pergamon Press.
- Furusho, M. and Kanagawa, K., 1999. Transformation-induced strain localization in a lherzolite mylonite from the Hidaka metamorphic belt of central Hokkaido, Japan. *Tectonophysics*, 313: 411-432.
- García-Casco, A. and Torres-Roldán, R.L., 1996. Disequilibrium Induced by Fast Decompression in St-Bt-Grt-Ky-Sil-And Metapelites from the Betic Belt (Southern Spain). *Journal of Petrology*, 37: 1207-1239.
- Garrido, C.J., Sautter, V., Gueydan, F., Booth-Rea, G. and Gervilla, F., 2006. Unequivocal Garnet and Garnet-spinel Lherzolite Assemblages in the Ronda Peridotite (S. Spain): Implications for Exhumation of Sub-continental Mantle in the Alborán basin. *Geophysical Research Abstracts*, 8(European Geological Union): 10263.
- Gleason, G.C. and Tullis, J., 1995. A flow law for dislocation creep of quartz aggregates determined with molten salt cell. *Tectonophysics*, 247: 1-23.
- Goetze, C. and Evans, B., 1979. Stress and temperature in the bending lithosphere as constrained by experimental rock mechanics. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 59: 463-478.
- Govers, R. and Wortel, M.J.R., 1993. Initiation of asymmetric extension in continental lithosphere. *Tectonophysics*, 223: 75-96.
- Govers, R. and Wortel, M.J.R., 1995. Extension of stable lithosphere and the initiation of lithospheric scale faults. *Tectonics*, 14: 1041-1055.
- Gueguen, E., Doglioni, C. and Fernandez, M., 1998. On the post-25 Ma geodynamic evolution of the western Mediterranean. *Tectonophysics*, 298: 259-269.
- Gueydan, F., Morency, C. and Brun, J.-P., 2008. Continental rifting as a function of lithosphere mantle strength. *Tectonophysics*, 460: 83-93.
- Gutscher, M.-A., Malod, J., Rehault, J.-P., Contrucci, I., Klingelhoefer, F., Mendes-Victor, L., Spakman, W., 2002. Evidence for active subduction beneath Gibraltar. *Geology*, 30: 1071-1074.
- Haissen, F., Garcia-Casco, A., Torres-Roldan, R. and Aghzer, A., 2004. Decompression reactions and P-T conditions in high-pressure granulites from Casares-Los Reales units of the Betic-Rif belt (S Spain and N Morocco). *Journal of African Earth Sciences*, 39: 375-383.
- Handy, M.R., 1989. Deformation regimes and the rheological evolution of fault zones in the lithosphere: the effects of pressure, temperature, grain size and time. *Tectonophysics*, 163: 119-152.
- Handy, M.R. and Stunitz, H., 2002. Strain localization by fracturing and reaction weakening - a mechanism for initiation exhumation of subcontinental mantle beneath rifted margins. *Geological Society of London, Special Publication*, 200: 387-407.

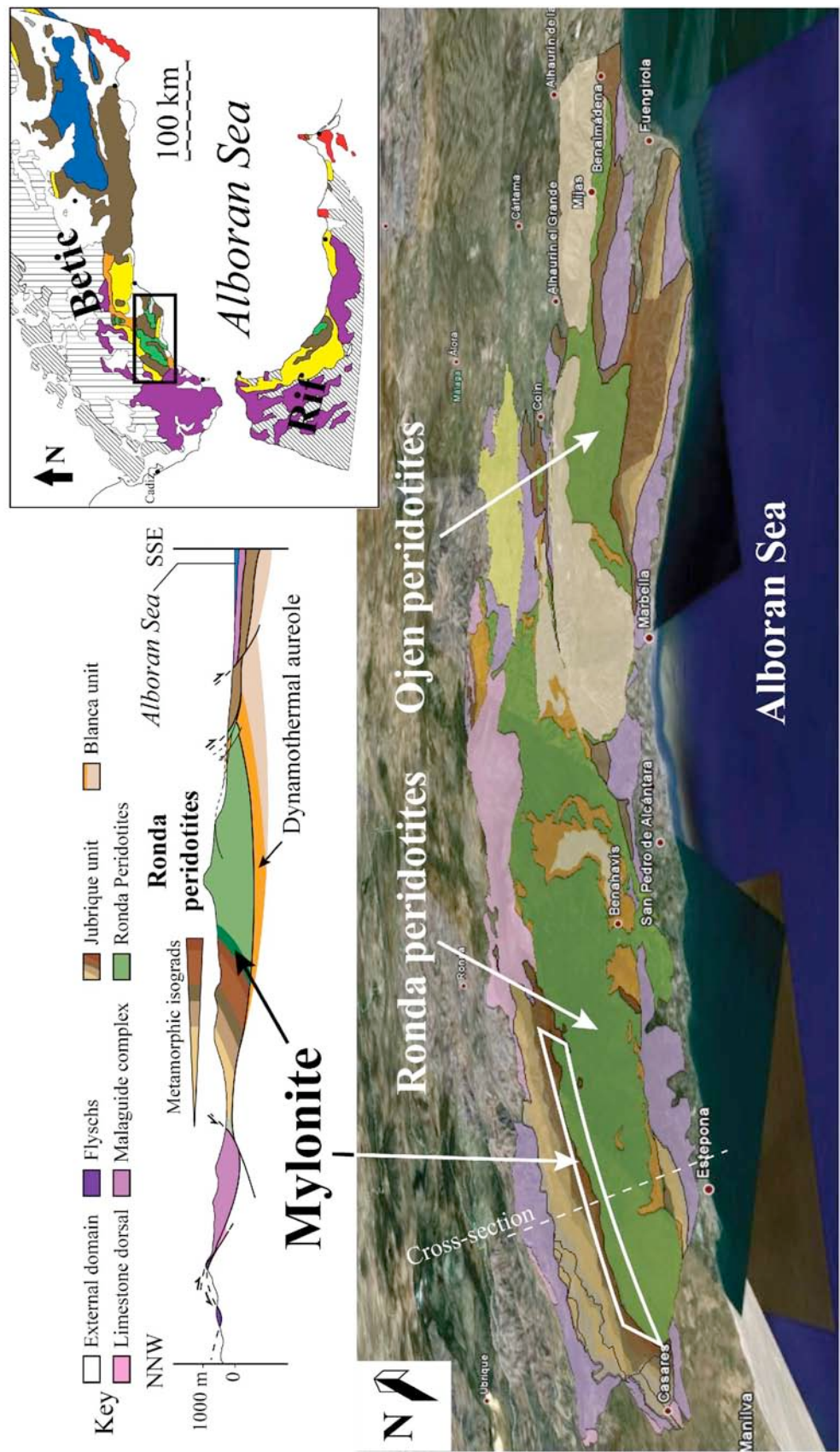
- Hill, E.J., 1995. A deep crustal shear zone exposed in western Fiordland, New Zealand. *Tectonics*, 14: 1172-1181.
- Hirth, G., 2002. Laboratory constraints on the rheology of the upper mantle. in Karato S-I and Wenk H-R (eds) *Plastic Deformation in Minerals and Rocks: Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 51: 97-120.
- Hirth, G. and Kohlstedt, D., 2003. Rheology of the Upper Mantle and the Mantle Wedge: A view from the Experimentalists. in Eiler, J (ed) *Inside the subduction factory: Geophysical Monographs*, 138: 83-105.
- Hoogerduijn strating, E.H., Rampone, E., Piccardo, G.B., Drury, M.R. and Vissers, R.L.M., 1993. Subsolidus Emplacement of Mantle Peridotites during Incipient Oceanic Rifting and Opening of the Mesozoic Tethys (Voltri Massif, NW Italy). *Journal of Petrology*, 34: 901-927.
- Huismans, R.S. and Beaumont, C., 2003. Symmetric and asymmetric lithospheric extension: Relative effects of frictional-plastic and viscous strain softening. *Journal of Geophysical Research*, 108(B10).
- Jackson, J., 2002. Strength of the continental lithosphere: Time to abandon the jelly sandwich? *Geological Society of America*, 12: 4-10.
- Jin, D., Karato, S.-I. and Obata, M., 1998. Mechanisms of shear localization in the continental lithosphere: inference from the deformation microstructures of peridotites from the Ivrea zone, northwestern Italy. *Journal of Structural Geology*, 20: 195-209.
- Jolivet, L. and Faccenna, C., 2000. Mediterranean extension and the Africa-Eurasia collision. *Tectonics*, 19: 1095-1106.
- Kaczmarek, M.-A. and Müntener, O., 2008. Juxtaposition of Melt Impregnation and High Temperature Shear Zones in the Upper Mantle; Field and Petrological Constraints from the Lanzo Peridotite (Northern Italy). *Journal of Petrology*, doi:10.1093/petrology/egn065.
- Karato, S.-I., Paterson, M.S. and Fitzgerald, J.D., 1986. Rheology of Synthetic Olivine Aggregates: Influence of Grain Size and Water. *Journal of Geophysical Research*, 91: 8151-8176.
- Kirby, S.H., 1980. Tectonic stresses in the lithosphere: constraints provided by the experimental deformation of rocks. *Journal of Geophysical Research*, 85: 6353-6663.
- Kirby, S.H. and Kronenberg, A.K., 1987. Rheology of the lithosphere: Selected topics. *Revue Geophysic*, 25: 1219-1244.
- Kohlstedt, D.L., Evans, B. and Mackwell, S.J., 1995. Strength of the lithosphere: Constraints imposed by laboratory experiments. *Journal of Geophysical Research*, 100: 17,587-17,602.
- Kornprobst, J., 1973. Signification structurale des péridotites dans l'orogène bético-rifain: arguments tirés de l'étude des détritiques observés dans les sédiments paléozoïques. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 2: 607-618.
- Langdon, T.G. and Mohamed, A., 1977. The activation energies for superplasticity. *Scripta Metallurgica*, 11: 575-579.
- Le Pichon, X., Francheteau, J. and Bonnin, J., 1973. *Plate tectonics*. (Elsevier New York).
- Lonergan, L., 1993. Timing and kinematics of deformation in the malaguide complex, internal zone of the betic cordillera, southeast Spain. *Tectonics*, 12: 460-476.
- Lonergan, L. and White, N., 1997. Origin of the Betic-Rif mountain belt. *Tectonics*, 16: 504-522.
- Loomis, T.P., 1975. Tertiary mantle diapirism, orogeny and plate tectonics east of the Strait of Gibraltar. *American Journal of Science*, 275: 1-30.
- Lowry, A.R., Ribe, N.M. and Smith, R.B., 2000. Dynamic elevation of the cordillera, western United States. *Journal of Geophysical Research*, 105: 23,371-23,390.
- Luján, M., Balanyá, J.C. and Crespo-Blanc, A., 2000. Contractional and extensional tectonics in Flysch and Penibetic units (Gibraltar Arc, SW Spain): new constraints on emplacement mechanisms. *Earth and Planetary Sciences*, 330: 631-638.
- Luján, M., Crespo-Blanc, A. and Balanyá, J.C., 2006. The Flysch Trough thrust imbricate (Betic Cordillera): A key element of the Gibraltar Arc orogenic wedge. *Tectonics*, 25: TC6001.
- Lundeen, M.T., 1978. Emplacement of the Ronda peridotite, Sierra Bermeja, Spain. *Geological Society of America Bulletin*, 89: 172-180.
- Maggi, A., Jackson, J.A., McKenzie, D. and Priestley, K., 2000. Earthquake focal depths, effective elastic thickness, and the strength of the continental lithosphere. *Geology*, 28: 495-498.
- Monié, P., Torres-Roldán, R.L. and García-Casco, A., 1994. Cooling and exhumation of the Western Betic Cordilleras,

- ⁴⁰
- Ar/
- ³⁹
- Ar thermochronological constraints on a collapse terrane.
- Tectonophysics*
- , 238: 353-379.
- Montel, J.-M., Kornprobst, J. and Vielzeuf, D., 2000. Preservation of old U-Th-Pb ages in shielded monazite: example from the Beni Bousera Hercynian kinzigites (Morocco). *Journal of Metamorphic Geology*, 18: 335-342.
- Morishita, T., Arai, S. and Gervilla, F., 2001. High-pressure aluminous mafic rocks from the Ronda peridotite massif, southern Spain: significance of sapphirine- an corundum-bearing mineral assemblages. *Lithos*, 57: 143-161.
- Newman, J., Lamb, W.M., Drury, M.R. and Vissers, R.L.M., 1999. Deformation processes in a peridotite shear zone: reaction-softening by an H₂O-deficient, continuous net transfer reaction. *Tectonophysics*, 303: 193-222.
- Nicolas, A., Boudier, F. and Montigny, R., 1987. Structure of Zabargad Island and early rifting of the Red Sea. *Journal of Geophysical Research*, 92: 461-474.
- Nicolas, A. and Jackson, E.D., 1972. Répartition en deux provinces des péridotites des chaînes alpines longeant la Méditerranée: implications géotectoniques. *Bulletin Suisse de Minéralogie et Pétrologie*, 52: 479-495.
- Obata, M., 1980. The Ronda peridotite: Garnet-, spinel-, and plagioclase-lherzolite facies and the P-T trajectories of a high-temperature mantle intrusion. *Journal of Petrology*, 21: 533-572.
- Passchier, C.W. and Trouw, A.J., 2005. *Micro-tectonics*. (Springer): 366p.
- Perez-Gussinyé, M. and Watts, A.B., 2005. The long-term strength of Europe and its implications for plate-forming processes. *Nature*, 436: 381-384.
- Piccardo, G.B. et al., 1993. Mantle processes in the sub-continental lithosphere: the case study of the rifted spinel-lherzolites from Zabargad (Red Sea). *European Journal of Mineralogy*, 5: 1039-1056.
- Platt, J.P. and Vissers, R.L.M., 1989. Extensional collapse of thickened continental lithosphere: A working hypothesis for the Alboran Sea and Gibraltar arc. *Geology*, 17: 540-543.
- Platt, J.P., Whitehouse, M.J., Kelley, S.P., Carter, A. and Hollick, L., 2003. Simultaneous extensional exhumation across the Alboran Basin: Implications for the causes of late orogenic extension. *Geology*, 31: 251-254.
- Plenefisch, T. and Bonjer, K.-P., 1997. The stress field in the Rhine Graben area inferred from earthquake focal mechanisms and estimation of frictional parameters. *Tectonophysics*, 275: 71-97.
- Poirier, J.-P., 1980. Shear localization and shear instability in materials in the ductile field. *Journal of Structural Geology*, 2: 135-142.
- Post, R.L., 1977. High temperature creep of Mt. Burnette dunite. *Tectonophysics*, 42: 75-110.
- Préçigout, J. and Gueydan, F., 2009. Mantle weakening and strain localization: implications for the long-term strength of the continental lithosphere. *Geology*, 37: 147-150.
- Préçigout, J., Gueydan, F., Gapais, D., Garrido, C.J. and Essaifi, A., 2007. Strain localisation in the sub-continental mantle - a ductile alternative to the brittle mantle. *Tectonophysics*, 445: 318-336.
- Puga, E., Nieto, J.M., Diaz de Federico, A., Bodinier, J.L. and Morten, L., 1999. Petrology and metamorphic evolution of ultramafic rocks and dolerite dykes of the Betic Ophiolitic Association (Mulhacen Complex, SE Spain): evidence for eo-Alpine subduction following an ocean-floor metasomatic process. *Lithos*, 49: 23-56.
- Raj, R. and Ashby, M.F., 1971. On grain boundary sliding and diffusional creep. *Metallurgical and Materials Transactions B*, 2: 1113-1127.
- Ranalli, G., 2000. Rheology of the crust and its role in tectonic reactivation. *Journal of Geodynamics*, 30: 3-15.
- Ranalli, G. and Murphy, D.C., 1987. Rheological stratification of the lithosphere. *Tectonophysics*, 132: 281-295.
- Rassios, A., Grivas, E., Konstantopoulou, G. and Vacondios, I., 1994. the geometry of structures forming around the brittle-ductile transition in the Vourinos-Pindos-Othris oceanic slab. *Bulletin of the Geological Society Greece*, 30: 109-121.
- Rassios, A. and Konstantopoulou, G., 1993. Emplacement tectonism and the position of chrome ores in the Mega Isoma peridotites, SW Othris, Greece. *Bulletin of the Geological Society Greece*, XXVIII/2: 463-474.
- Rassios, A. and Smith, A.G., 2000. Constraints on the formation and emplacement age of western Greek ophiolites (Vourinos, Pindos, and Othris) inferred from deformation structures in peridotites. in: Dilek, Y., Moores, E.M., Elthon, D. and Nicolas, A. (eds) *Ophiolite and oceanic crust: new insights from field studies and the ocean drilling program*. Geological Society of America Special Paper, 349: 473-483.
- Reuber, I., Michard, A., Chalouan, A., Juteau, T. and Jermoumi, B., 1982. Structure and emplacement of the Alpine-

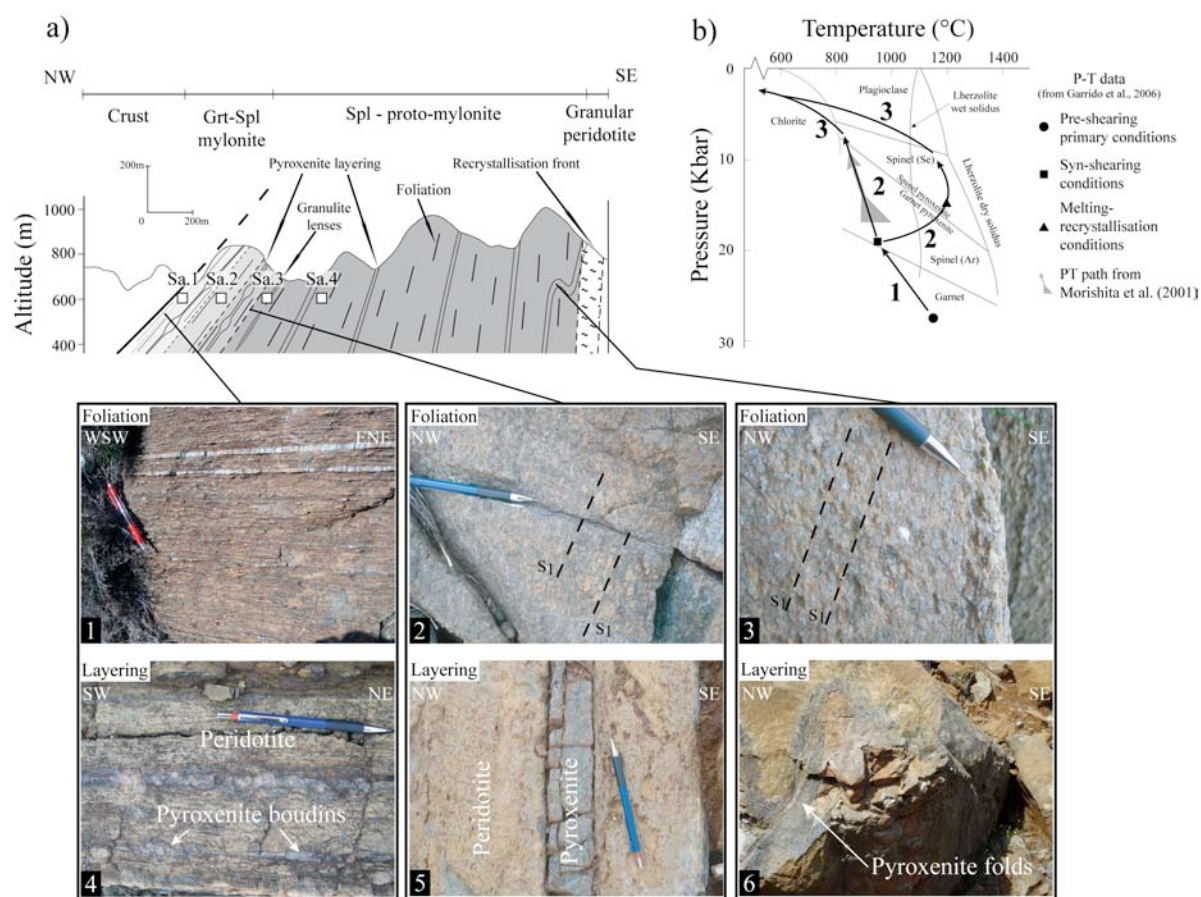
- type peridotites from Beni Bousera, Rif, Morocco: A polyphase tectonic interpretation. *Tectonophysics*, 82: 231-251.
- Ringwood, A.E. and Hart, P.J., 1969. Composition and evolution of the upper mantle. *Geophysical Monograph*.
- Ronov, A.B. and Yaroshevsky, A.A., 1956. Chemical Composition of the Earth's Crust. *Geophysical Monograph*.
- Rosenbaum, G., Lister, G.S. and Duboz, C., 2002. Reconstruction of the tectonic evolution of the western Mediterranean since the Oligocene. *Journal of the Virtual Explorer*, 8: 107-130.
- Rossetti, F., Faccenna, C. and Crespo-Blanc, A., 2005. Structural and kinematic constraints to the exhumation of the Alpujarride Complex (Central Betic Cordillera, Spain). *Journal of Structural Geology*, 27: 199-216.
- Royden, L.H., 1993. Evolution of retreating subduction boundaries formed during continental collision. *Tectonics*, 12: 629-638.
- Rutter, E.H. and Brodie, K.H., 1988. The role of tectonic grain size reduction in the rheological stratification of the lithosphere. *International Journal of Earth Sciences*, 77: 295-307.
- Saddiqi, O., Reuber, I. and Michard, A., 1988. Unroofing of the continental upper mantle in the Beni Bousera, Northern Rif, Morocco. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 307: 657-662.
- Sawaguchi, T., 2002. Structural petrology of the Horoman peridotite: deformation history and exhumation process of the Alpine type peridotite massif. Phd Thesis(Waseda University, Japan).
- Sawyer, D.S., 1985. Brittle failure in the upper mantle during extension of continental lithosphere. *Journal of Geophysical Research*, 90(B4): 3021-3026.
- Sibson, R.H., 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *Journal of Geophysical Society of London*, 133: 191-213.
- Skrotzki, W., Wedel, A., Weber, K. and Müller, W.F., 1990. Microstructure and texture in lherzolites of the Balmuccia massif and their significance regarding the thermomechanical history. *Tectonophysics*, 179: 227-251.
- Soto, J.-I. and Platt, J.P., 1999. Petrological and Structural Evolution of High-Grade Metamorphic Rocks from the Floor of the Alboran Sea Basin, Western Mediterranean. *Journal of Petrology*, 40: 21-60.
- Suhr, G., 1993. Evaluation of upper mantle microstructures in the Table Mountain massif (Bay of Island ophiolite). *Journal of Structural Geology*, 151: 1273-1292.
- Tabit, A., Kornprobst, J. and Woodland, A.B., 1997. The garnet peridotites of the Beni Bousera massif (Morocco): tectonic mixing and iron-magnesium interdiffusion. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Sciences de la Terre et des Planètes*, 325: 665-670.
- Thatcher, W. and Pollitz, F.F., 2008. Temporal evolution of continental lithospheric strength in actively deforming regions. *Geological Society of America Today*, 18: 4-11.
- Tsenn, M.C. and Carter, N.L., 1987. Upper limits of power law creep of rocks. *Tectonophysics*, 136: 1-26.
- Tubía, J.M. and Cuevas, J., 1987. Structures et cinématique liées à la mise en place des péridotites de Ronda (Cordillères Bétiques, Espagne). *Geodinamica Acta*, 1: 59-69.
- Tubía, J.M., Cuevas, J. and Esteban, J.J., 2004. Tectonic evidence in the Ronda peridotites, Spain, for mantle diapirism related to delamination. *Geology*, 32: 941-944.
- Tubía, J.M., Cuevas, J. and Gil Ibarguchi, J.I., 1997. Sequential development of the metamorphic aureole beneath the Ronda peridotites and its bearing of the tectonic evolution of the Betic Cordillera. *Tectonophysics*, 279: 227-252.
- Tubía, J.M., Cuevas, J., Navarro Vila, F., Alvarez, F. and Aldaya, F., 1992. Tectonic evolution of the Alpujarride Complex (Betic Cordillera, southern Spain). *Journal of structural geology*, 14(2): 193-203.
- Van der Wal, D., 1993. Deformation processes in mantle peridotites. Publ PhD thesis, Utrecht, The Netherlands, Geol Ultraiectina, 102.
- Van der Wal, D. and Bodinier, J.L., 1996. Origin of the recrystallisation front in the Ronda peridotite by km-scale pervasive porous melt flow. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 122: 387-405.
- Van der Wal, D., Chopra, P., Drury, M.R. and Fitzgerald, J.D., 1993. Relationships between dynamically recrystallized grain size and deformation conditions in experimentally deformed olivine rocks. *Geophysical Research Letters*, 20 N°14: 1479-1482.
- Van der Wal, D. and Vissers, R.L.M., 1993. Uplift and emplacement of upper mantle rocks in the western

- Mediterranean. *Geology*, 21: 1119-1122.
- Van Roermund, H.L.M. and Drury, M.R., 1998. Ultra-high pressure ($P > 6$ GPa) garnet peridotites in Western Norway: exhumation of mantle rocks from more than 185 km. *Terra Nova*, 10: 295-301.
- Vening-Meinesz, F.A., 1941. Gravity over Hawaiian archipelago and over Madeira area. *Proceedings of the Netherlands Acad. Wetensch.*, 44: 1-12.
- Visser, R.L.M., Drury, M.R., Hoederduijn Strating, E.H. and Van der Wal, D., 1991. Shear zones in the upper mantle: a case study in an Alpine lherzolite massif. *Geology*, 19: 990-993.
- Visser, R.L.M., Drury, M.R., Newman, J. and Fliervoet, T.F., 1997. Mylonitic deformation in upper mantle peridotites of the North Pyrenean Zone (France): implications for strength and strain localization in the lithosphere. *Tectonophysics*, 279: 303-325.
- Visser, R.L.M., Hoederduijn Strating, E.H., Drury, M.R. and Van der Wal, D., 1998. Microstructures formed during shear localization in the upper mantle. in: Snoke, A.W., Tullis, J. and Todd, V.R. (eds) *Fault-related rocks - a photographic atlas*. Princeton University Press, Princeton, New Jersey: 582-587.
- Visser, R.L.M., Platt, J.P. and Van Der Wal, D., 1995. Late orogenic extension of the Betic Cordillera and the Alboran Domain: A lithospheric view. *Tectonics*, 14: 786-803.
- Warren, J.M. and Hirth, G., 2006. Grain size sensitive deformation mechanisms in naturally deformed peridotites. *Earth and Planetary Science Letters*, 248: 423-435.
- Wenzel, F., Brun, J.-P. and group, E.-D.w., 1991. A deep reflection seismic line across the Northern Rhine Graben. *Earth and Planetary Science Letters*, 104: 140-150.
- Wood, B.L., 1972. Metamorphosed ultramafites and associated formations near Milford sound, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 15: 88-127.
- Zeck, H.P., 1997. Mantle peridotites outlining the Gibraltar Arc-centrifugal extensional allochthons derived from the earlier Alpine, westward subducted nappe pile. *Tectonophysics*, 281: 195-207.

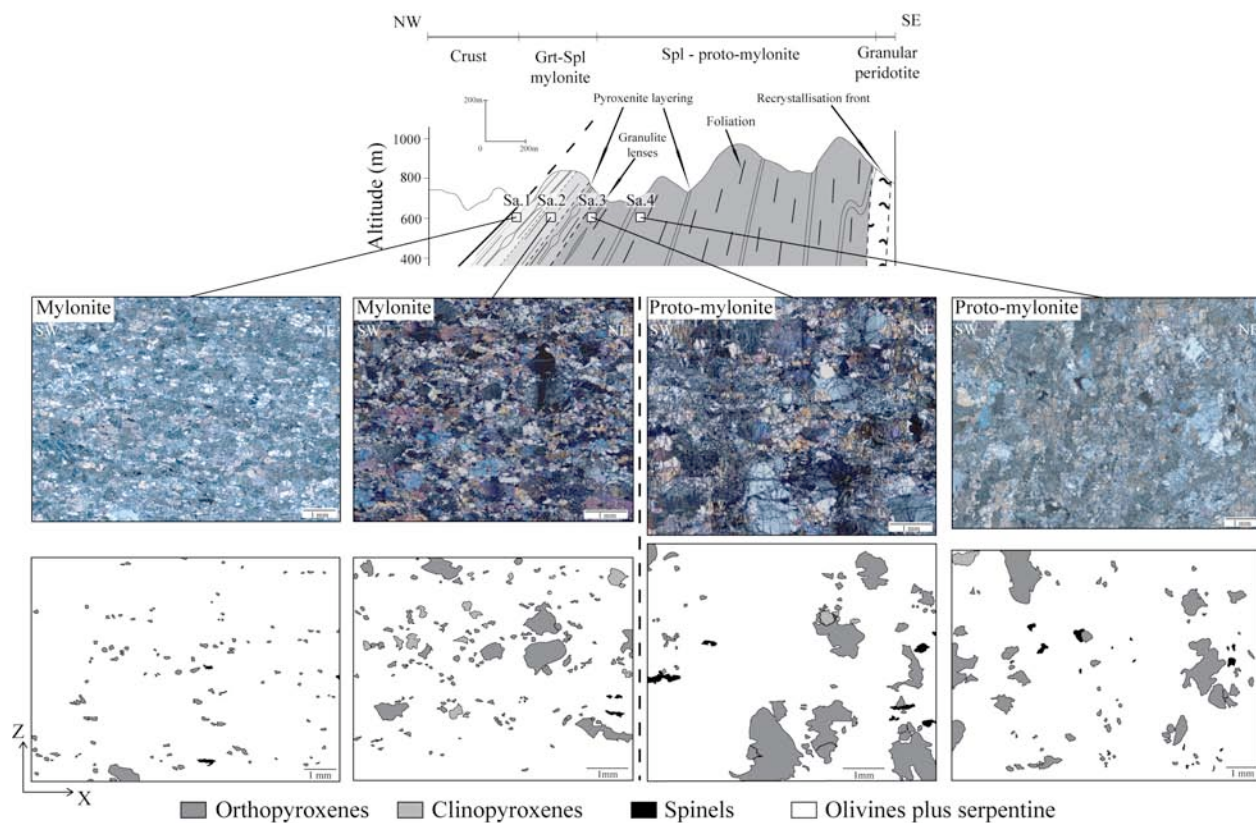
Annexes



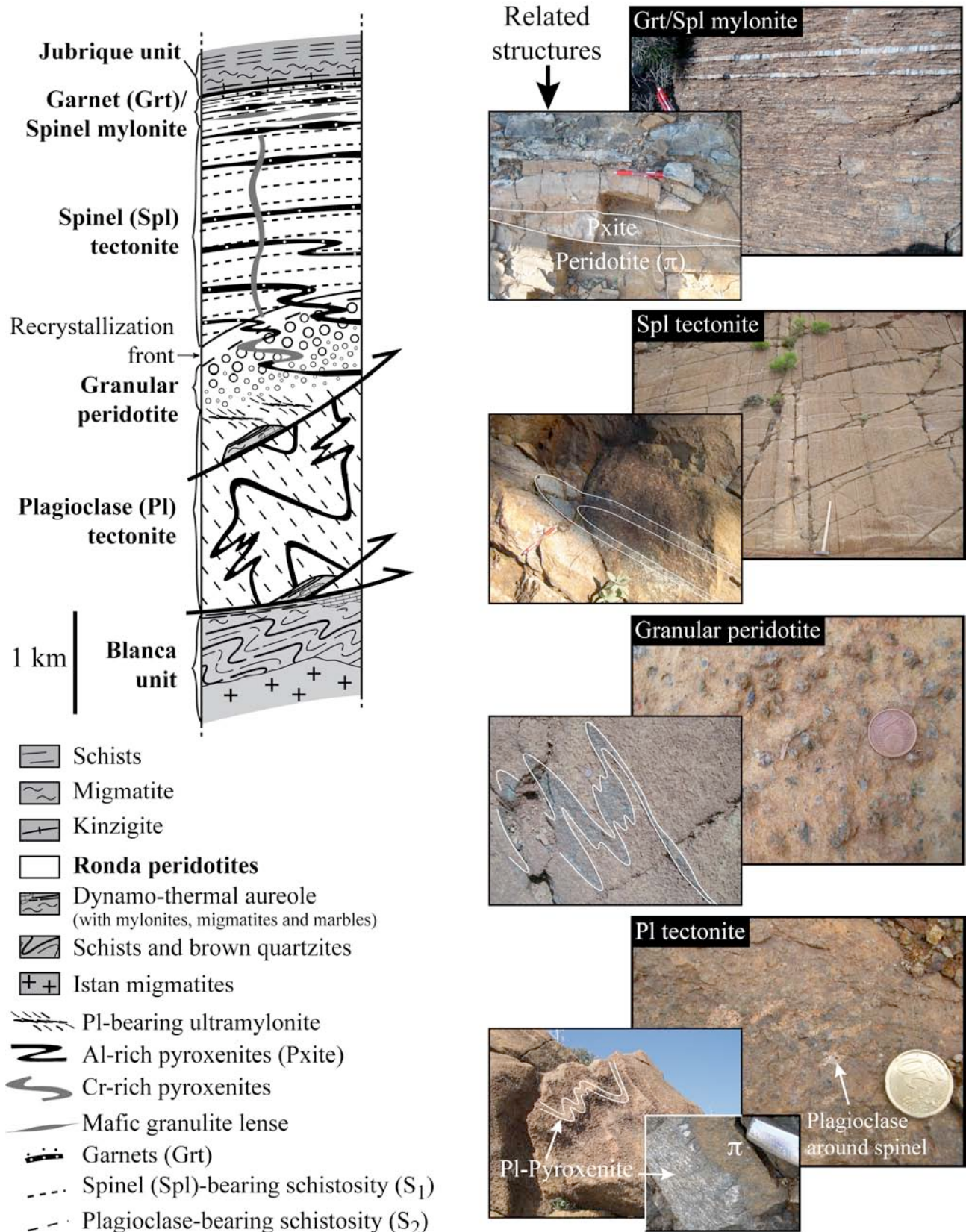
Annexe I. Vue en perspective et coupe géologique du massif de Ronda



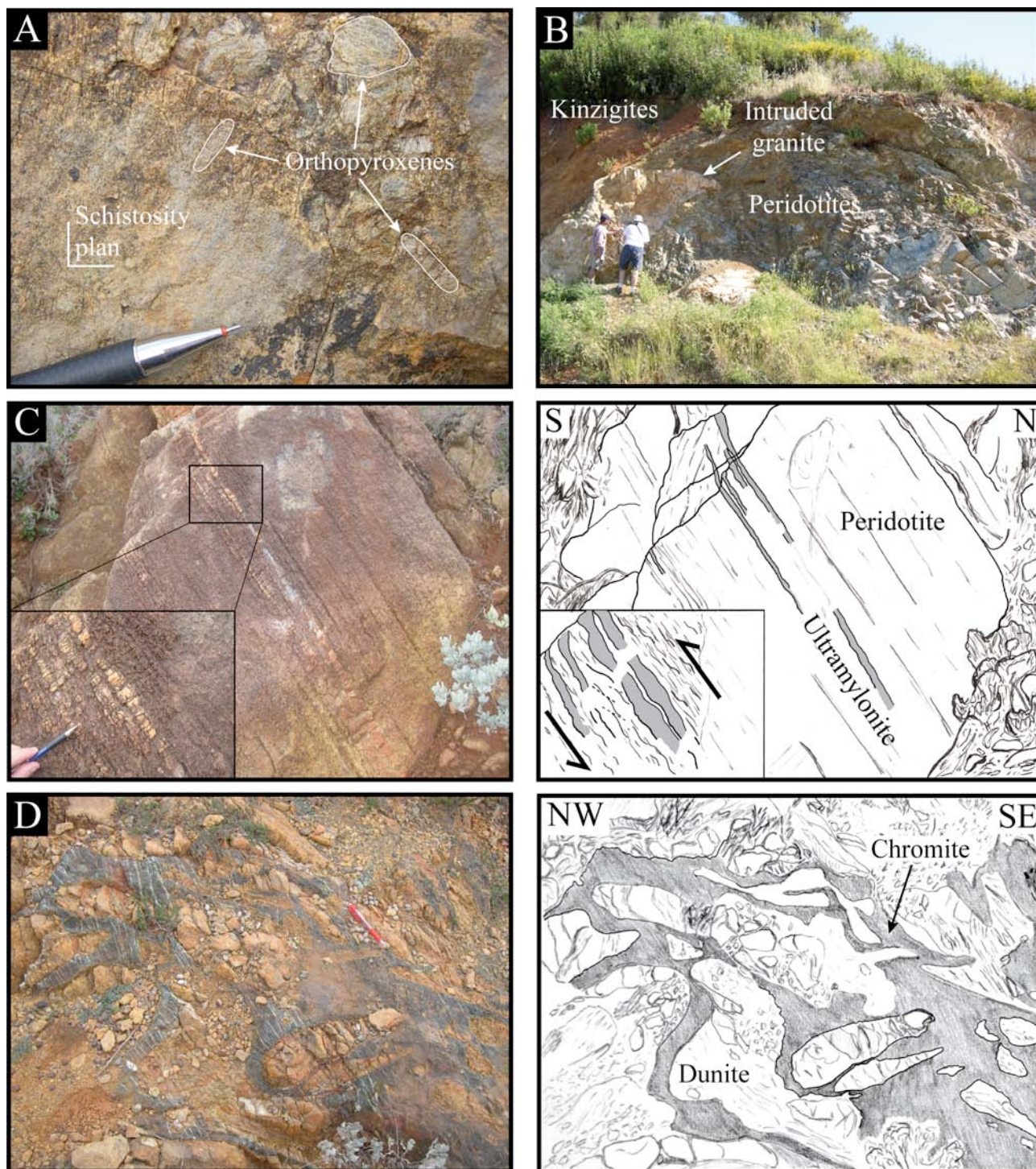
Annexe II. Figure 4 du chapitre III



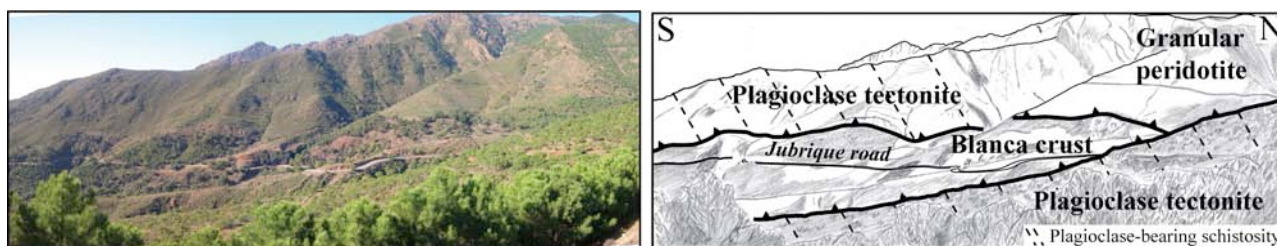
Annexe III. Figure 5 du chapitre III



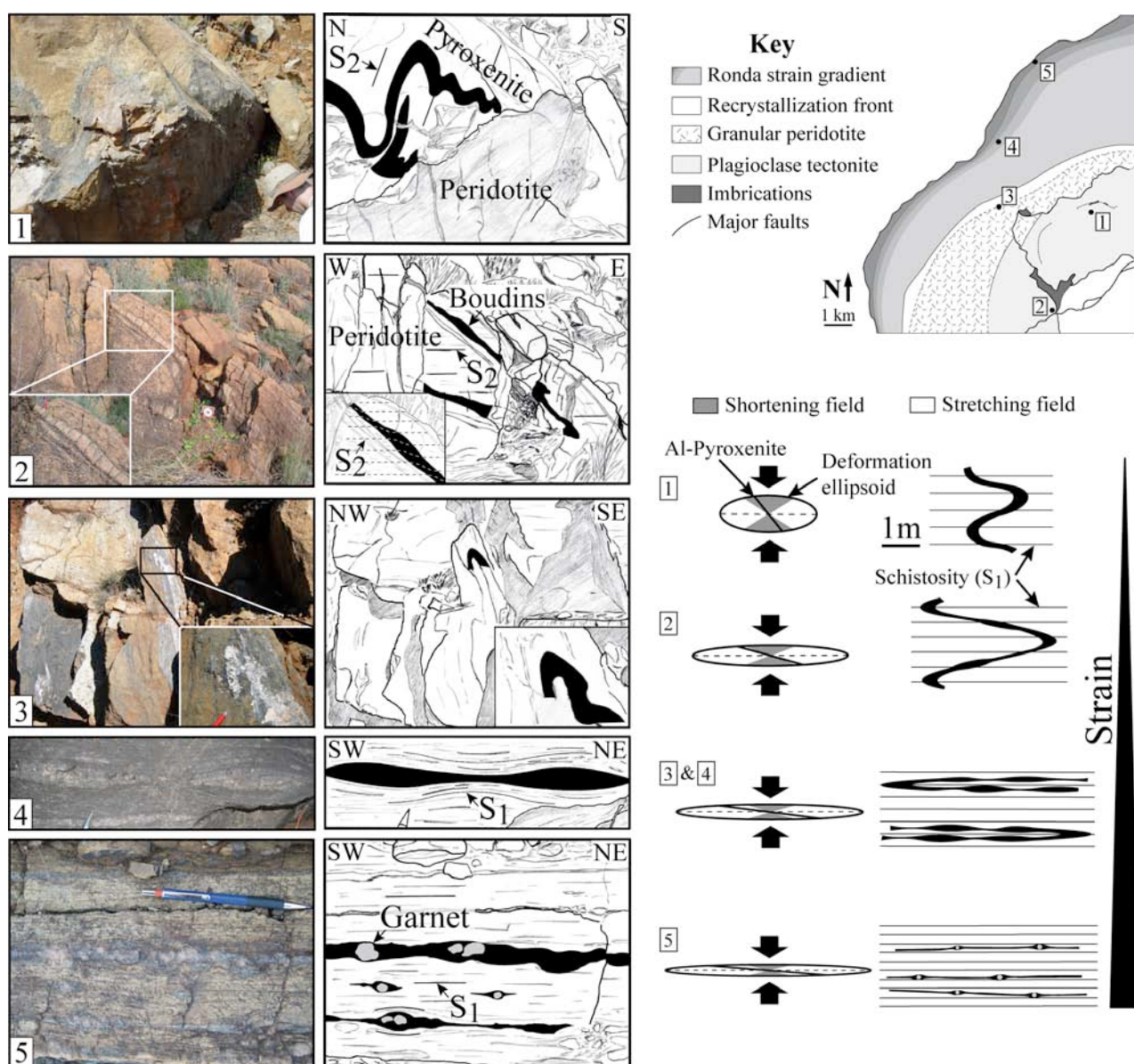
Annexe IV. Figure 4 du chapitre IV



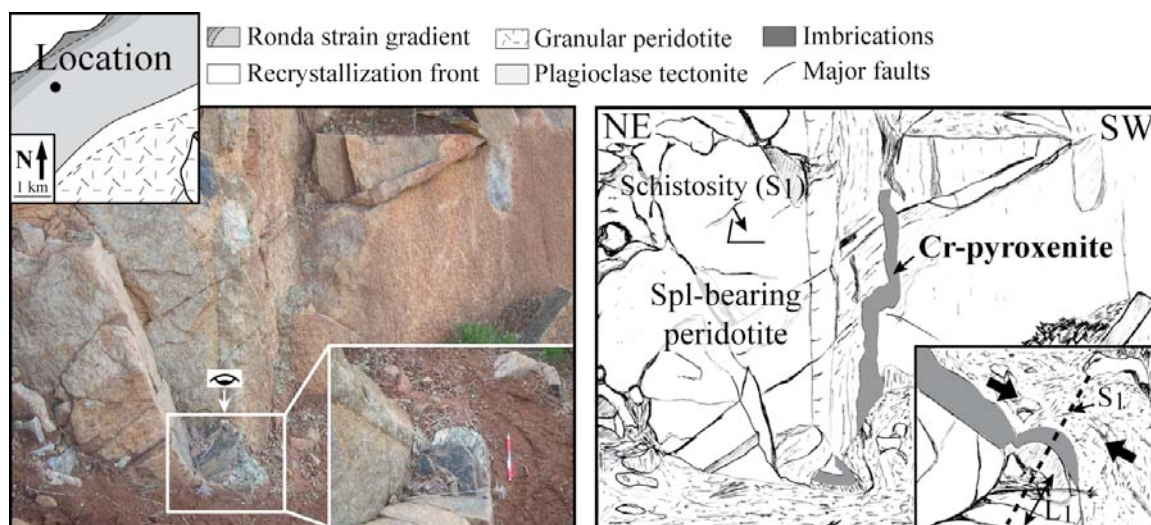
Annexe V. Figure 5 du chapitre IV



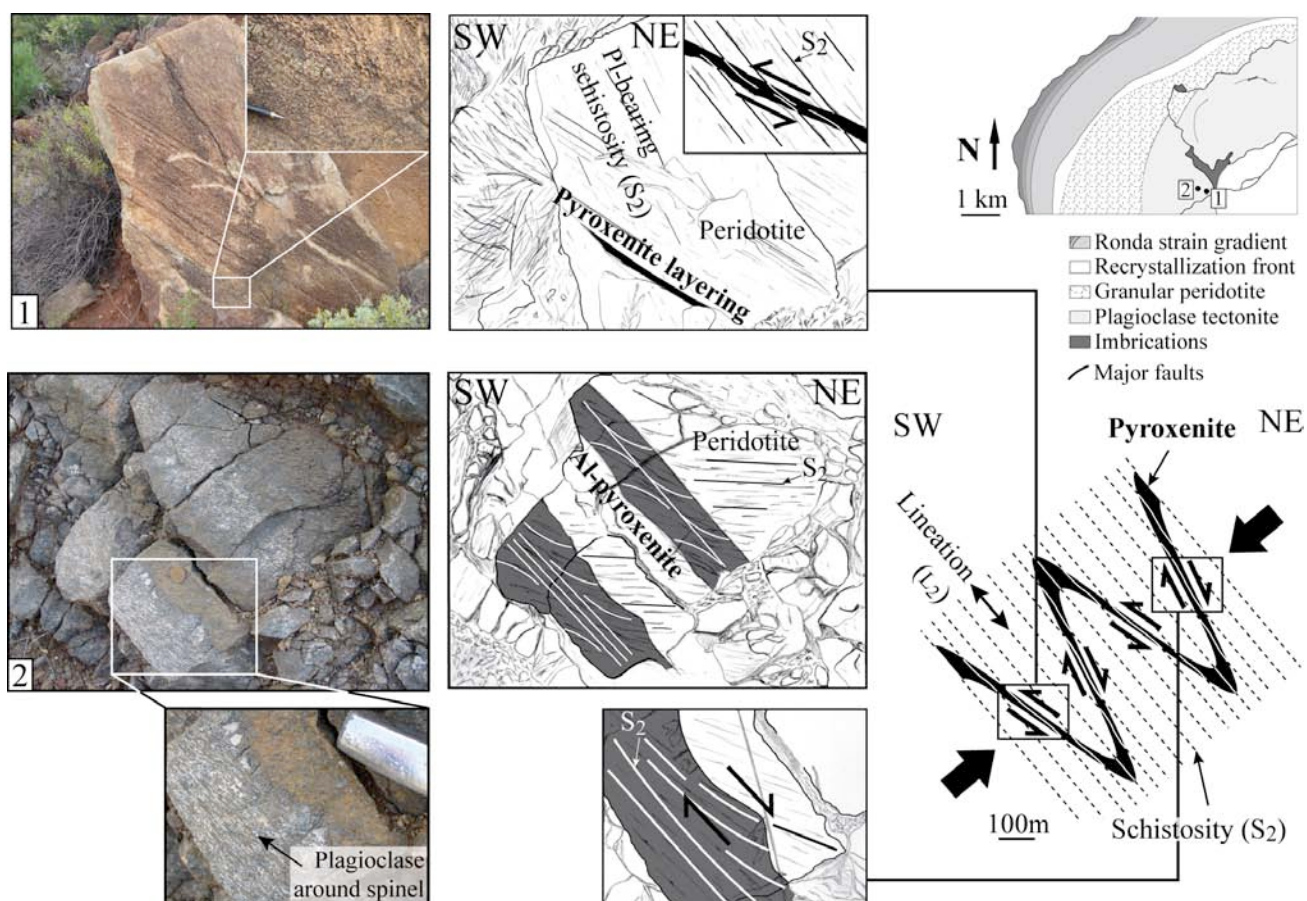
Annexe VI. Figure 6 du chapitre IV



Annexe VII. Figure 8 du chapitre IV



Annexe VIII. Figure 9 du chapitre IV



Annexe IX. Figure 10(A) du chapitre IV