

THESE DE DOCTORAT DE L'UNIVERSITE PARIS 6

Spécialité

Sciences de la Terre

Présentée par

Philippe Yamato

Pour obtenir le grade de DOCTEUR DE L'UNIVERSITE PARIS 6

**Des contraintes pour les zones de convergence :
Confrontation des données du métamorphisme et des
modélisations numériques thermomécaniques**

Application aux Alpes et à l'Oman

Thèse soutenue le Vendredi 8 décembre 2006

Devant le Jury composé de :

Christian CHOPIN Rapporteur
Taras GERYA Rapporteur
Evgenii BUROV Directeur de Thèse
Laurent JOLIVET Directeur de Thèse
Michel BALLEVRE Examineur
Marie-Pierre DOIN Examineur
Stéphane GUILLOT Examineur
Philippe AGARD Invité



Remerciements

Tout d'abord, j'aimerais remercier Philippe Agard, avec qui j'ai commencé cette si belle aventure lors de mon stage de M2. Toujours présent dans les bons moments comme dans les plus durs, il a su me transmettre une partie de son immense savoir et de son expérience avec patience, comme un père. Il a su, pas à pas, me faire gravir le mur de la pétrologie métamorphique tout en restant là pour parer mes chutes de moral (chauffe les chaussons amigo). Je remercie également Génia Burov et Laurent Jolivet de m'avoir permis de jongler sans arrêt entre le monde de la modélisation et celui du terrain. Merci pour votre aide et votre soutien. Bien entendu, je n'oublie pas "coach laety" qui a toujours réussi à me guider dans les méandres "Para(o)voztiques" lorsque j'en avais besoin, toujours avec punch et bonne humeur.

Merci également, aux personnes situées la haut sur la montagne, à l'ENS et plus particulièrement à Bruno Goffé, qui m'a fait découvrir ce fabuleux terrain de jeu qu'est l'Oman. Je tiens également à remercier Roland Caron, pour ses précieuses lames minces, et Olivier Beyssac pour les mesures de spectroscopie Raman. Merci aussi à François pour ces petits conseils pétros.

Du côté de Grenoble, j'aimerais remercier Vincent De Andrade (envoie le paté mon Vinzou!), avec qui j'ai découvert le monde de la cartographie en éléments et Olivier Vidal, pour son aide et ses conseils en matière d'estimation P-T et de Fe^{3+} . Je tiens, par ailleurs, à remercier Michel Fialin et Frédérique Couffignal du service Camparis (Paris VI) pour leur patience à la microsonde, notamment lorsqu'il a fallu faire les cartes.

J'aimerais également remercier toutes les personnes du laboratoire. Fred, toujours là du lundi au lundi, pour les petites pauses et les discussions autour des petits tracas de la vie... Marc et Pépé (avec qui d'ailleurs nous avons embrasé le Saih Hatat!), le trio de choc : Fred, Seb et Nico, sans oublier Christel, Olivier, Carole, le père Labrousse, Elia, Sylvie et Marco (merci pour le son...). Merci également aux thésards qui ont su supporter mon entropie constante dans le bureau, notamment Jafar, Tom, et Louise (fraîchement arrivée...), mais aussi ceux qui sont partis ou encore "en lice" : Romain, Hugues, Caro, Agnès, Khaled, Julia...

Enfin, au cours de la thèse, il y a aussi les moments de détente. J'aimerais remercier pour cela tous ceux qui ont partagé la "Shup swey - Cheval - Scolopendre" attitude avec moi, et dont font partie Ben le ouf, Will, Cédric, Señor El Tensi, Lola, Sun et encore bien d'autres... Merci aussi aux sportifs, Benouz, Yogui, Toto et Fifi pour les défoulements "Jorkyballistiques" hebdomadaires indispensables à mon bon équilibre.

Enfin, j'aimerais dédier cette thèse à mes parents et à ma sœur qui me soutiennent depuis toujours, mais aussi et surtout à Marie toujours là, quoi qu'il arrive, en permanence.

Il y a tant de monde à remercier... mille excuses à ceux que j'aurais oubliés

Résumé

Quels sont les mécanismes qui contrôlent l'exhumation des roches métamorphiques de HP(UHP)-BT au niveau des différents types de zones de convergence? Quels sont les conditions indispensables à l'obtention de l'exhumation? Ces mécanismes sont-ils différents selon la nature des roches impliquées? Ces questions ont déjà fait l'objet de nombreuses études mais ne sont toujours pas complètement résolues.

Les modèles numériques constituent l'outil idéal pour une telle étude, permettant de réaliser des études paramétriques dont les résultats peuvent être évalués avec les données naturelles. L'étude des résultats P-T-t synthétiques obtenus à partir des pointeurs intégrés au code numérique thermomécanique PARA(O)VOZ, comparés aux données naturelles du métamorphisme pour les Alpes nous a ainsi permis d'étudier les processus d'exhumation lors de la convergence, à la fois en contexte de subduction océanique et continentale. Le cas particulier de l'obduction a été traité dans le cas de l'Oman, pour lequel des estimations P-T complémentaires de haute-résolution ont été spécifiquement réalisées.

Ce travail, par la réalisation de modélisations paramétriques, met en lumière l'influence de paramètres tels que la vitesse de convergence, le taux d'érosion ou encore la nature des lithosphères impliquées et la densité des sédiments sur les processus d'exhumation. Il montre que de bonnes corrélations existent entre les résultats des expériences numériques et les observations de terrain (topographie, morphologie, chemins P-T-t, vitesses d'exhumation).

S'agissant des mécanismes d'exhumation, envisagés en fonction du contexte de convergence et du type de matériel mis en jeu, cette étude révèle l'importance des forces de volumes responsables des premiers stades rapides d'exhumation, tant au niveau du prisme d'accrétion qu'à l'échelle lithosphérique pour la croûte continentale. Elle confirme, en outre, que les processus d'érosion et de tectonique de surface contrôlent l'exhumation des stades finaux, plus lents. Enfin, elle permet de caractériser plus précisément les problèmes du mécanisme d'exhumation de la croûte océanique qui, une fois éclogitisée, ne peut être exhumée qu'avec l'aide de matériaux moins denses comme la serpentinite ou la croûte continentale.

Un bilan de l'exhumation du matériel sédimentaire, océanique et continental au niveau des zones de convergence est finalement proposé.

Mots-clés : Processus d'exhumation, Modélisation numérique thermomécanique, Pétrologie métamorphique, rhéologie, subduction, collision

Abstract

What are the mechanisms controlling the exhumation of HP(UHP)-LT metamorphic rocks in the different types of convergence zones? What are the conditions required to obtain this exhumation? Are these mechanisms different according to the nature of the rocks involved? These questions have already been the subject of numerous studies but are still not completely resolved.

Numerical models constitute the ideal tool for such studies. It permits to carry out parametric studies whose results can be tested against natural data. The comparison of synthetic P-T-t paths, obtained from the experiments conducted using the thermomechanical numerical code PARA(O)VOZ, with natural ones inferred from Alpine metamorphism allowed to study the processes of exhumation during convergence in the context of both oceanic and continental subduction. The particular case of obduction was addressed in the case of Oman, for which additional high-resolution P-T estimates were specifically realized.

The numerical experimental part of this study clarifies the influence of parameters such as the convergence rate, the erosion rate, or the nature of the lithospheres involved and the density of sediments, on the exhumation processes. It demonstrates good correlations between the results of the numerical experiments and the field observations (topography, morphology, P-T-t shape, exhumation rates).

This study reveals the importance of the buoyancy forces responsible for the initially fast exhumation stages, both in the accretionary wedge and within the entire subduction channel and intraplate contact zone. It also confirms that erosion and surface tectonic processes control the exhumation rates at the slower, final stages. Finally, this study allows to characterize more precisely the exhumation mechanisms of oceanic crust which, once eclogitized, can be exhumed only with the help of less dense materials such as serpentinite or continental crust.

Finally, an assessment of exhumation paths and mechanisms for sedimentary, oceanic and continental material in convergence zones is proposed.

Keywords: Exhumation processes, thermomechanical numerical modeling, metamorphic petrology, rheology, subduction, collision

Table des matières

Introduction 10

Chapitre 1

Le trajet des roches en profondeur 13

1- Que connaît-on exactement des mouvements verticaux des roches ? 14

1-1. Les roches de HP, preuves d'un retour de matériel profond vers la surface 14

1-2. Structures des zones de convergence 15

1-3. Les mécanismes d'enfouissement des roches 17

1-4. Le problème des surpressions tectoniques 17

1-5. Le problème du retour des roches vers la surface 20

2- Les mécanismes généraux de l'exhumation 20

2-1. Les divers moteurs de l'exhumation 21

2-1.1. La variation de l'équilibre des forces 21

2-1.2. La variation de rhéologie 21

2-1.3. L'érosion 22

2-2. L'exhumation, un processus lié au contexte géodynamique 22

2-2.1. En contexte divergent et décrochant 22

2-2.2. L'exhumation en contexte de convergence 24

2-3. La modélisation des zones de convergence 25

2-3.1. Les modèles analogiques 26

2-3.2. Les modèles numériques 28

a- La modélisation numérique de la subduction 28

b- La modélisation de l'exhumation et des chemins P-T-t 31

3- Vers une meilleure contrainte des modèles : Problématique de ce travail de thèse 34

Chapitre 2

Méthodologie : des données de terrain à la modélisation36

1- L'acquisition des données naturelles	37
1-1. Les chemins P-T et leur signification géodynamique.....	37
1-2. La reconstitution quantitative de l'histoire d'une région : Une énigme qui passe par l'élaboration des chemins P-T- ϵ -t (Pression-Température- déformation-temps)	38
1-2.1. L'apport de la pétrologie métamorphique pour l'estimation P-T.....	39
a- La spectroscopie Raman : détermination d'une température maximum.....	39
b- La thermobarométrie : détermination d'un couple P-T	40
1-2.2. Les cartes de composition : Vers une nouvelle méthode d'estimation P-T	44
1-2.3. Remarques importantes concernant l'estimation d'un point P-T	46
a- L'équilibre local est-il une condition nécessaire ?.....	46
b- Présence de Fe ³⁺ dans les minéraux et implication.....	48
1-2.4. La radiochronologie, apport d'une troisième dimension : le temps	50
2- La modélisation numérique thermomécanique.....	52
2-1. Le code PARA(O)VOZ	52
2-2. Les modifications apportées	56
2-2.1. Theriak, où la nécessité de prendre en comptes des changements de densité	56
2-2.2. Les pointeurs, vers le calcul de chemins P-T-t virtuels... ..	60
2-2.3. ... mais aussi vers un meilleur remaillage.....	62
2-3. Conditions initiales des modèles.....	64
2-3.1. Les choix pour la configuration de départ.....	64
2-3.2. Le choix de la structure thermique initiale	64
2-3.3. Lithologies et paramètres rhéologiques utilisés	67
2-4. Le choix des conditions aux limites.....	70
2-5. Paramétrisation	71
2-6. La stratégie adoptée pour le traitement des modèles	71

Chapitre 3

Simulations numériques de la subduction, les cas des Alpes74

1- Les Alpes occidentales.....	75
1-1. Structuration globale de la chaîne alpine	76
1-1.1. Empilement d'unités et zonéographie	76
1-1.2. Structure profonde	77
1-2. Contexte géodynamique et formation des Alpes	79
2- Les données du métamorphisme alpin.....	82
3- Simulations numériques de la subduction océanique	87
3-1. Enfouissement et exhumation au sein d'un prisme d'accrétion, l'apport des modèles numériques	88
<i>article 1: “Burial and exhumation in a subduction wedge : mutual constraints from thermomechanical modeling and natural P-T-t data (Sch. Lustrés, W. Alps) ”</i>	
3-2. Bilan.....	127
4- Simulation numérique de la subduction continentale	128
4-1. Conditions initiales et paramètres testés	130
4-2. Résultats pour l'expérience de référence	132
4-2.1. Evolution générale au cours du temps.....	132
4-2.2. Contrôle de l'évolution de la topographie	134
4-2.3. Chemins P-T-t obtenus et comparaison avec les chemins P-T-t naturels.....	135
4-2.4. Etude mécanique du processus d'exhumation.....	137
4-3. Bilan sur les mécanismes d'exhumation en contexte de subduction continentale	142
4-4. Processus de subduction - exhumation, étude paramétrique	143
4-4.1. Influence du taux de convergence	143
4-4.2. Influence du taux d'érosion.....	146
4-4.3. Influence de la rhéologie de la lithosphère continentale	147
4-5. Bilan sur les conditions d'exhumation de matériel continental	150

Chapitre 4

Un cas particulier de subduction continentale, l'obduction 152

1- La fenêtre du Saih Hatat (Oman)	153
1-1. Présentation générale	153
1-2. L'évolution tectonique régionale : un sujet controversé.....	156
1-3. Contexte géodynamique et formation des montagnes d'Oman	159
1-4. Bilan.....	162
2- Les données P-T-t existantes	164
2-1. Estimations P-T.....	164
2-2. Datations	165
3- Mise en œuvre des méthodes d'estimations P-T-t dans le cadre de l'Oman	168
3-1. Travail préliminaire	168
3-2. Nouvelles estimations P-T pour les schistes bleus d'Oman et implications.....	170
<i>article 2</i> : “ <i>New, high-precision P-T estimates for Oman blueschists: implications for obduction, nappe stacking and exhumation processes</i> ”	
4- Bilan sur la mise en place des unités métamorphiques du Saih Hatat.....	207
5- Simulations numériques de l'obduction	208
5-1. Le problème de l'initiation de l'obduction	208
5-1.1. Quelle configuration choisir ?.....	208
5-1.2. Bilan.....	212
5-2. Résultats obtenus en contexte d'obduction.....	212
5-3. Bilan.....	215

Chapitre 5

Conclusions, synthèse, et perspectives217

1- Bilan des résultats obtenus..... 218

2- Les chemins P-T-t, points clé pour la compréhension des zones de convergence..... 224

2-1. Les chemins P-T-t : un test indispensable..... 224

2-2. Les chemins P-T-t : une chance pour la modélisation 225

3- Synthèse sur les modes d'exhumation au sein des zones de convergence..... 225

3-1. Zones de convergence et métamorphisme associé..... 226

3-1.1. La subduction océanique, prismes d'accrétion et métamorphisme de HP..... 227

3-1.2. La subduction continentale et le métamorphisme de HP-UHP 227

3-1.3. Quid des roches océaniques de HP ?..... 227

3-2. Qu'est-ce qui régit l'exhumation des roches métamorphiques au niveau des zones de convergence ?..... 228

3-2.1. Exhumation du matériel sédimentaire 230

3-2.2. Exhumation de la croûte continentale 230

3-2.3. Exhumation de la croûte océanique..... 231

3-2.4. Conclusion 232

4- Perspectives..... 233

Références bibliographiques.....237

Introduction

Introduction

Depuis l'avènement de la tectonique des plaques, nos connaissances des déplacements à la surface de la terre, des mécanismes de rifting aux processus de subduction/collision, se sont grandement améliorées, notamment avec la multiplication des mesures GPS. En comparaison, la compréhension des processus géodynamiques complexes intervenant au niveau des frontières de plaques convergentes, et des trajectoires verticales des roches, demeure assez obscure. Le but de ce travail est de contraindre les processus géodynamiques des **zones convergentes** en confrontant les données naturelles (chemins P-T-t et structures) et les modélisations thermomécaniques.

Afin d'appliquer cette stratégie, l'attention a été portée sur deux régions particulières :

- **Les Alpes occidentales**, où affleurent largement des roches de HP-BT (Haute Pression – Basse Température), de nombreuses estimations P-T-t ont déjà été réalisées. Cela constitue le cadre idéal afin de tester à la fois la **subduction océanique** et la **subduction continentale**, puisque celles-ci s'y sont déroulées successivement et de façon continue. Il s'agit donc d'un très bon exemple pour contraindre des simulations thermomécaniques visco-élasto-plastiques où seraient, simultanément, pris en compte les variations graduelles de densité, les processus d'érosion-sédimentation et où aucune condition intrinsèque au modèle, ad hoc, ne serait prescrite. La comparaison de ces chemins P-T-t dits « naturels » issus de la pétrologie métamorphique avec des chemins virtuels (ou synthétiques) calculés numériquement apporte un degré de contrôle supplémentaire aux modèles.

- **L'Oman**, qui constitue l'une des zones d'**obduction** les mieux préservées au monde présente également des roches métamorphiques HP-BT. La compréhension géodynamique en est encore très controversée aujourd'hui, que ce soit au niveau structural ou au niveau de la géodynamique globale mais celle-ci est généralement envisagée comme un cas particulier de subduction continentale. Des estimations P-T existent déjà mais sont encore insuffisantes, notamment en ce qui concerne l'une des unités majeures du dôme métamorphique du Saih Hatat. L'objectif était de mieux contraindre les mécanismes d'obduction ainsi que le mode d'empilement des unités, une fois les contraintes P-T acquises.

Ce travail a donc consisté en une double approche, naturaliste et modélisatrice. Pour cela, des améliorations au sein du code numérique thermomécanique PARA(O)VOZ ont été apportées afin de rendre les calculs plus réalistes, et des acquisitions de données naturelles pression-température (chemins P-T-t) ont été effectuées.

L'ambition était à la fois :

- (1) de mieux **caractériser les processus de convergence** (subduction océanique, subduction continentale, obduction),
- (2) de mieux **comprendre le cadre géodynamique des régions cibles** (Alpes et Oman) et
- (3) de mieux **contraindre les mécanismes** responsables de l'exhumation de matériel vers la surface.

Le plan retenu pour ce travail est donc constitué de cinq parties :

La première revient sur les problèmes que pose la compréhension du trajet des roches en profondeur au niveau des zones de convergence. Le **chapitre 1** présente l'état des connaissances sur l'exhumation, les processus invoqués et les modèles préexistants. Il constitue un chapitre bibliographique d'introduction au travail réalisé dans le cadre de cette thèse et permet de préciser les objectifs qui la sous-tendent.

Pour réaliser ce travail, de nombreux outils, à la fois numériques et pétrologiques, ont été utilisés. Qu'il s'agisse de méthodes pré-existantes (thermobarométrie TWEEQU, Berman, 1991 ; code PARA(O)VOZ, Poliakov et al., 1993) ou nouvelles (par exemple, la réalisation de cartes de compositions en éléments chimiques, De Andrade et al., 2006), celles-ci ont parfois dû être modifiées pour répondre à nos attentes. Des ajouts de changements de phases progressifs ont ainsi été introduits dans le code PARA(O)VOZ à l'aide du logiciel Theriak (De Capitani, 1994), et des pointeurs ont été mis en place pour le calcul de chemins P-T-t synthétiques. L'ensemble de ces méthodes est décrit en détail au niveau du **chapitre 2**.

Le **chapitre 3** est consacré à l'étude des mécanismes d'exhumation en contexte de subduction. Outre les raisons exposées plus haut, la chaîne alpine, l'un des orogènes les plus étudiés au monde, offre un ensemble de données considérable pour contraindre à la fois les étapes d'accrétion océanique et la formation des roches de UHP lors de la subduction continentale.

Le **chapitre 4** est, lui, dédié à un type de subduction bien particulier : l'obduction. Les problèmes relatifs à la mise en place des roches métamorphiques HP-BT sous la nappe ophiolitique du Semail en Oman y sont rappelés. Les nouvelles contraintes P-T obtenues à partir des travaux pétrologiques sont décrites ainsi que leurs implications sur le mode d'empilement des unités du dôme du Saih Hatat. Ce chapitre traite également des travaux de modélisation en contexte d'obduction, plus particulièrement des problèmes rencontrés lors de son initialisation.

L'ensemble des résultats numériques et pétrologiques obtenus dans le cadre de ce travail de thèse apporte un éclairage nouveau sur la compréhension des mécanismes d'exhumation. Une synthèse sur ces derniers, en fonction du type de contexte de convergence, mais aussi du type de matériel impliqué, est donc proposée au sein du **chapitre 5**, lequel souligne également l'importance du couplage en parallèle du travail de terrain et de modélisation.

Chapitre 1

Chapitre 1

Le trajet des roches en profondeur

1. Que connaît-on exactement des mouvements verticaux des roches ?	14
1-1. Les roches de HP, preuves d'un retour de matériel profond vers la surface	14
1-2. Structures des zones de convergence	15
1-3. Les mécanismes d'enfouissement des roches	17
1-4. Le problème des surpressions tectoniques	17
1-5. Le problème du retour des roches vers la surface	20
2. Les mécanismes généraux de l'exhumation	20
2-1. Les divers moteurs de l'exhumation	21
2-1.1. La variation de l'équilibre des forces	21
2-1.2. La variation de rhéologie.....	21
2-1.3. L'érosion	22
2-2. L'exhumation, un processus lié au contexte géodynamique	22
2-2.1. En contexte divergent et décrochant.....	22
2-2.2. L'exhumation en contexte de convergence	24
2-3. La modélisation des zones de convergence.....	25
2-3.1. Les modèles analogiques.....	26
2-3.2. Les modèles numériques	28
a- La modélisation numérique de la subduction	28
b- La modélisation de l'exhumation et des chemins P-T-t.....	31
3. Bilan : Place de ce travail de thèse dans la compréhension des processus d'exhumation.....	34

Si les mouvements horizontaux sur la surface de la terre sont de mieux en mieux mesurés aujourd'hui grâce notamment aux études GPS, les mouvements qui se produisent en profondeur, en particulier au niveau des zones de convergence, restent eux plus énigmatiques.

1. Que connaît-on exactement des mouvements verticaux des roches ?

1-1. Les roches de HP, preuves d'un retour de matériel profond vers la surface

La pétrologie métamorphique a montré que l'on pouvait retrouver aujourd'hui à l'affleurement des roches présentant des associations minéralogiques dont la formation ne peut s'être réalisée que dans certaines conditions de pression et de température beaucoup plus fortes que celle de la surface terrestre.

La découverte en 1984 de la coésite, polymorphe haute pression du quartz, à Dora Maira (Alpes de l'ouest, Chopin, 1984) et dans la région des gneiss de l'ouest (Norvège, Smith, 1984) témoigne de la possibilité de retrouver en surface des roches de nature d'origine crustale ou sédimentaire qui ont atteint des domaines de haute pression voir de ultra haute pression (> 25 kbars). Ces cas d'exhumation de roches de haute pression (HP) et ultra haute pression (UHP) sont par ailleurs suffisamment nombreux sur terre (fig. I.1., Maruyama et al., 1996) pour ne pas en faire des exceptions.

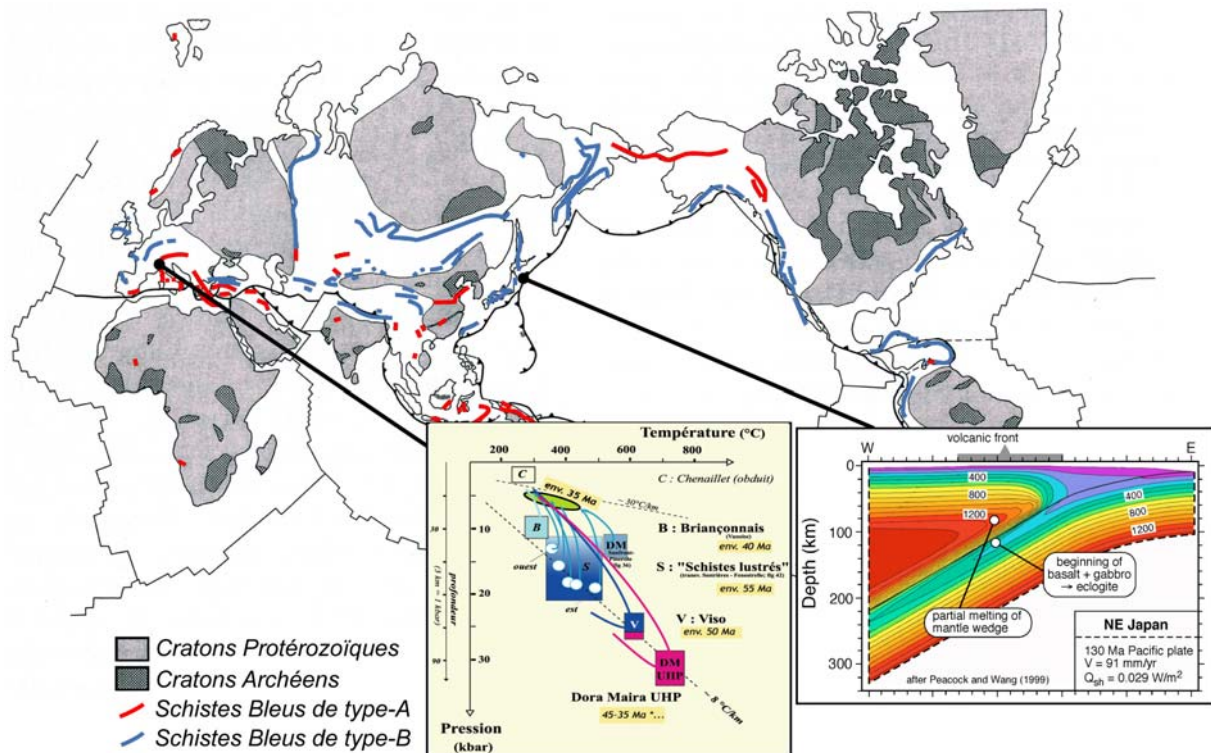


Figure I-1. Répartition mondiale des schistes bleus dans le monde (d'après Maruyama et al., 1996). Exemple de gradient métamorphique (U)HP-BT pour les Alpes (Agard & Lemoine, 2003) et d'une structure thermique (froide) d'une zone de subduction (Japon), d'après Peacock & Wang (1999).

Si l'on considère les valeurs de pression atteintes en terme de pression lithostatique, alors le simple fait de les voir affleurer en surface montre que des mouvements verticaux se produisent en ces endroits qui, par ailleurs, constituent tous des zones de convergences à l'échelle lithosphérique (du moins pour ce qui est des roches UHP cénozoïques).

La présence de roches métamorphiques en ces lieux aujourd'hui nécessite qu'elles aient tout d'abord été enfouies à grande profondeur avant d'être remontées par la suite vers la surface. Ces deux mécanismes qui ne sont pas nécessairement indépendamment l'un de l'autre, se doivent a fortiori de tenir compte des situations particulières des zones de convergence (caractéristiques morphologiques, conditions aux limites...). Il apparaît donc utile de s'intéresser tout d'abord au cadre dans lequel se forment ces roches avant d'étudier leurs mécanismes de formation.

1-2. Structures des zones de convergence

Lors de la rencontre entre deux plaques lithosphériques en contexte convergent, il peut se produire principalement deux évènements. Une vision un peu caricaturale des choses serait de dire que si les propriétés mécaniques des deux plaques sont différentes, il est possible que l'une d'elles passe sous l'autre formant ainsi une zone de subduction. En revanche, si les deux plaques sont de nature équivalente il n'y a aucune de raison que l'une soit emmenée de manière préférentielle sous l'autre, elles entrent alors en collision. Si la réalité est, bien entendu, plus complexe, cette approche simpliste peut en constituer les deux extrêmes. En effet, les données issues des observations faites au niveau de ces zones permettent souvent de classer une zone de convergence soit comme zone de subduction, soit comme zone de collision (Lallemand, 1999).

L'observation des profondeurs terrestres s'affine constamment avec les progrès des outils géophysiques. Les méthodes de sismique, de tomographie (fig. I-2) ou encore d'inversion gravimétrique permettent aujourd'hui d'obtenir une imagerie souterraine de bonne qualité notamment au niveau des zones de convergence et ce jusqu'à de grandes profondeurs. La figure I-2 présente quelques exemples d'imageries de structures effectuées dans des zones de convergence en contexte de collision (fig. I-2-A) ainsi qu'en contexte de subduction (fig. I-2-B et D). Que ce soit donc en collision ou en subduction, on remarque que du matériel crustal peut se trouver enfoui à de très grandes profondeurs.

L'inconvénient de ces techniques, aussi poussées et détaillées soient-elles, reste qu'elles ne permettent d'observer qu'une image statique de l'état actuel de la lithosphère et non une évolution temporelle des différentes unités.

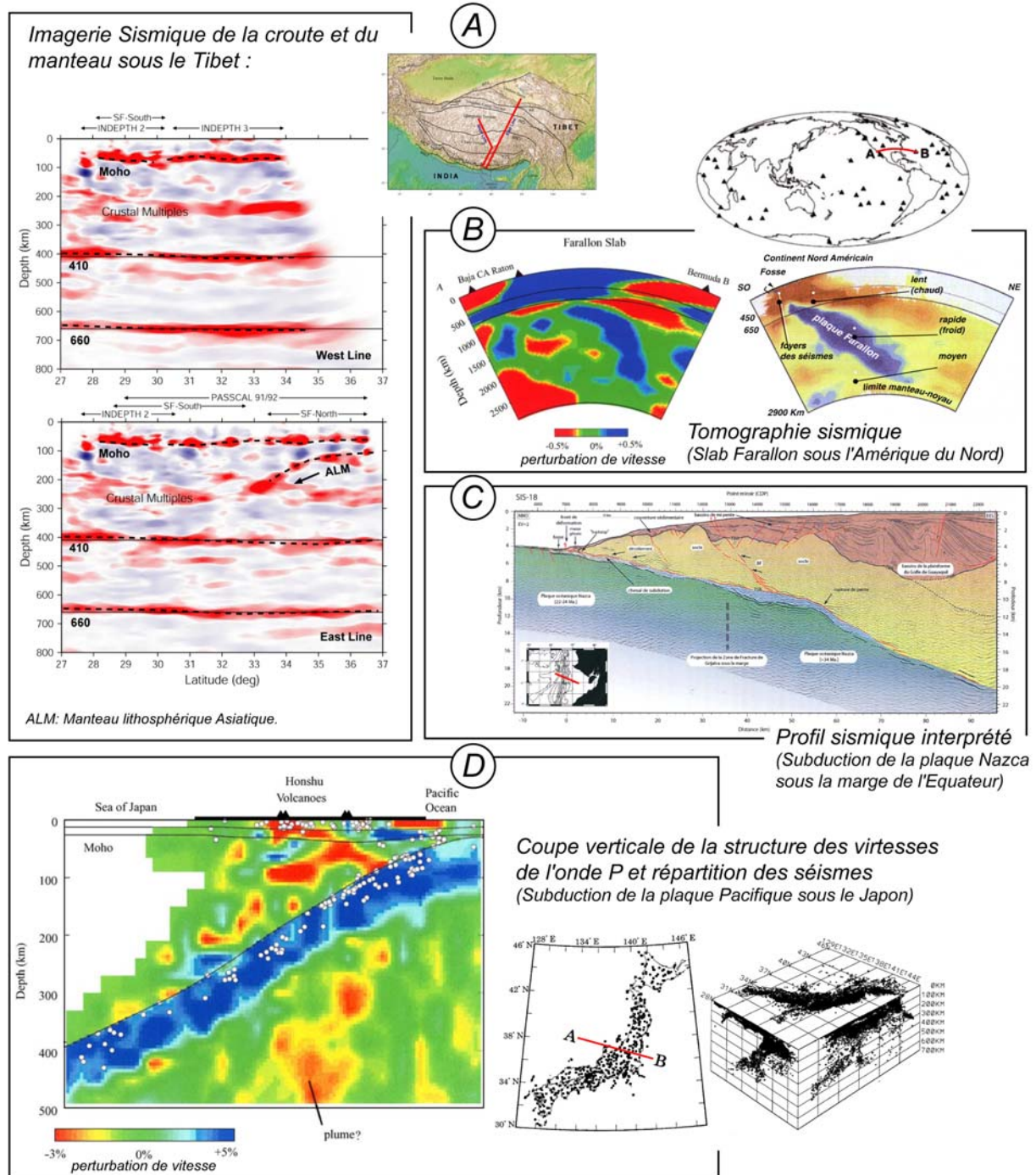


Figure I-2 : Apport de la géophysique et visualisation des structures profondes en contexte de collision (A) et en contexte de subduction (B-D). A : (d'après Kind et al., 2002) Imagerie sismique de la croûte et du manteau sous le Tibet, les amplitudes positives sont en rouge et les amplitudes négatives en bleu. Les amplitudes sont maxima lorsque les ondes sismiques traversent une interface de fort contraste de vitesse. Les lignes pointillées représentent les discontinuités du Moho, les discontinuités du manteau ainsi que la limitation du manteau lithosphérique asiatique (ALM). B : (d'après Grand et al., 1997 ; Zhao D., 2004) Tomographies sismiques du slab de la plaque Farallon dont la subduction semble avoir commencé pendant le Jurassique sous le continent américain. C : (d'après Calahorrano, A., 2005) Profil sismique interprété au niveau de la subduction de la plaque Nazca sous la marge de l'Equateur. D : (d'après Zhao D., 2004) Corrélation entre les variations de la vitesse des ondes P et la localisation des hypocentres de séismes (cercles blancs) ayant eu lieu à moins de 40 km de part et d'autre de ce profil. Les lignes tracées représentent les discontinuités du Moho, de Conrad, et du sommet de la plaque Pacifique plongeant sous le Japon.

tel-00134728, version 1 - 5 Mar 2007

1-3. Les mécanismes d'enfouissement des roches

De par les observations géophysiques que l'on possède mais aussi de par les preuves issues des données de terrain et de la pétrologie, il est possible d'expliquer l'enfouissement des roches en profondeur par deux mécanismes principaux (fig. I-3).

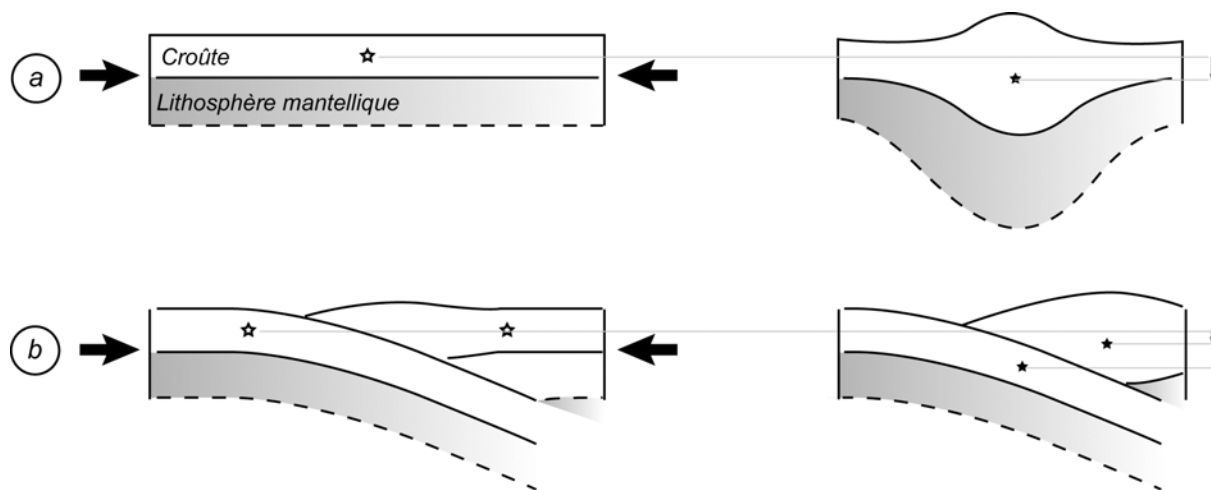


Figure I-3 : Enfouissement des roches en profondeur par épaissement homogène de la lithosphère (a) ou par subduction de matériel au niveau d'une limite de plaque. L'étoile représente un repère arbitraire dans la croûte, dont l'évolution en profondeur au cours du temps montre l'enfouissement des roches.

Dans un premier cas, (fig. I-3-a) l'enfouissement en profondeur est réalisé par épaissement homogène de l'ensemble de la lithosphère en contexte de collision. En contexte de subduction (fig. I-3-b), les roches constituant le panneau plongeant sont emmenées en profondeur. Celles de la plaque supérieure peuvent également être enfouies, comme dans le premier cas, par épaissement dû aux contraintes compressives.

1-4. Le problème des surpressions tectoniques

Comme nous l'avons vu avec la coésite, l'étude des différentes associations minéralogiques (paragénèses) d'une roche métamorphique nous renseigne sur ses conditions de formation uniquement en terme de pression et de température. Ainsi, les roches de HP présentent des paragénèses dont les conditions de stabilité se situent aux alentours de 10-20 kbar, et celles de UHP sont définies par des pressions de cristallisation de plus de 25 kbar. Le problème que l'on rencontre alors est celui de l'interprétation de ces pressions en termes de profondeur d'enfouissement.

En effet, mécaniquement, on définit la pression P comme étant la moyenne des contraintes principales, c'est-à-dire un tiers de la trace du tenseur des contraintes :

$$(eq. I-1) \quad P = \frac{1}{3} \cdot \sum_{i=1}^3 \sigma_{ii}$$

En supposant que le maximum des contraintes compressives σ_1 est horizontal (compression tectonique) et égal à σ_{11} , que le minimum des contraintes principales compressives σ_3 est vertical et égal à σ_{33} et que la composante intermédiaire du tenseur des contraintes déviatoriques principal est négligeable, alors $\sigma_{22} \approx P$, et la pression P se définit comme :

$$(eq. I-2) \quad P = \frac{\sigma_1 + \sigma_3}{2}$$

En introduisant $\Delta\sigma$ (contrainte différentielle définie comme : $\Delta\sigma = \sigma_1 - \sigma_3$), alors l'équation (I-2) devient :

$$(eq. I-3) \quad P = \sigma_3 + \frac{\Delta\sigma}{2}$$

Si l'on considère que la contrainte principale verticale est uniquement due au poids des roches situées au-dessus et que les roches ne subissent aucune contrainte différentielle, alors la pression peut être définie comme la pression lithostatique :

$$(eq. I-4) \quad P(z) = \rho g z$$

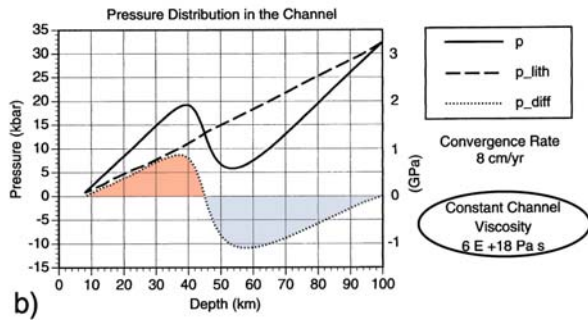
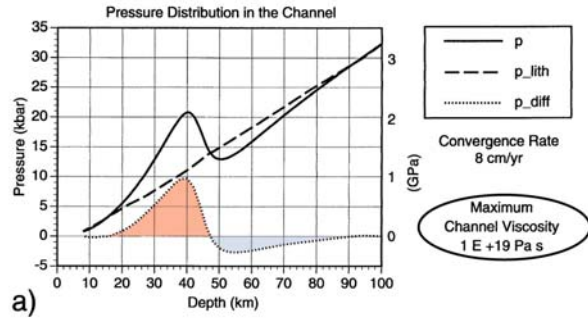
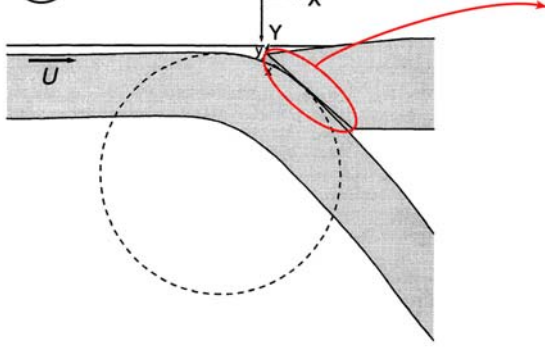
où ρ est la densité des roches sus-jacentes, g est l'accélération due à la gravité, et z la profondeur.

En revanche, si $\Delta\sigma$ n'est pas nul, des surpressions tectoniques s'ajoutent à la pression considérée qui ne dépend plus alors uniquement de la profondeur. Ainsi, il a été démontré que la valeur des surpressions peut être égale à $\rho g z$ et que, par conséquent, la pression totale dans un contexte compressif peut-être le double de la pression lithostatique (Petrini & Podladchikov, 2000). Ce concept de surpression tectonique (Blake et al., 1967; Brace et al., 1970; Kamb, 1961) a récemment été développé par Mancktelow (1995) au niveau du canal de subduction et par Petrini & Podladchikov (2000) pour ce qui est des surpressions au sein des couches fragiles de la lithosphère (fig. I-4).

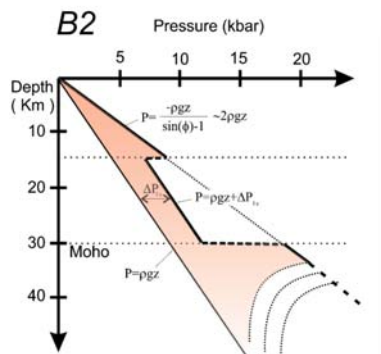
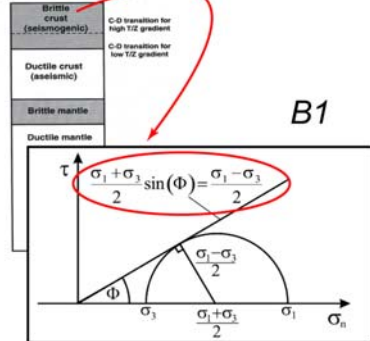
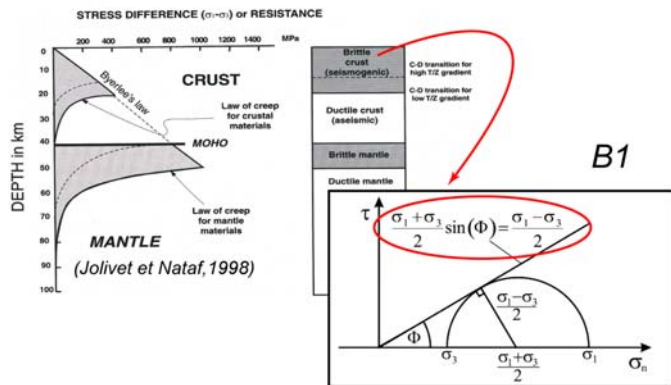
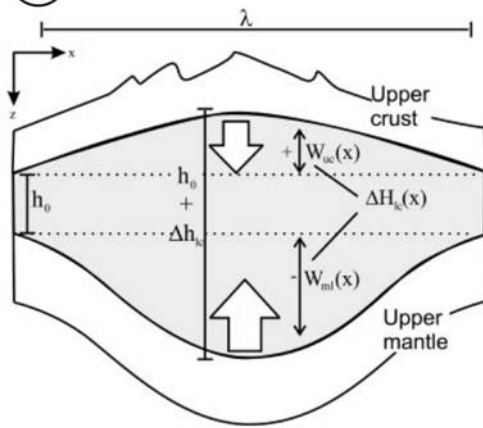
Mancktelow (1995) montre que la circulation du matériel au sein du canal situé entre la plaque plongeante et la plaque supérieure peut entraîner des surpressions qui peuvent atteindre des valeurs jusqu'à deux fois supérieures à la pression lithostatique entre 10 et 45 km de profondeur (fig. I-4-A). Il est important de noter que cette étude considère un flux de matériel constant, et fait comme hypothèse que les plaques lithosphériques de part et d'autre du canal sont rigides et non-déformables.

Petrini et Podladchikov (2000) montrent, à l'aide de modèles analytiques (fig. I-4-B2) et numériques (fig. I-4-B3), que dans des zones d'épaississement lithosphérique de type chaînes collisionnelles, des pressions là encore deux fois supérieures à la pression lithostatique peuvent exister au niveau des couches cassantes de la lithosphère (croûte supérieure et manteau supérieur, fig. I-4-B1). Au niveau de la croûte ductile, en revanche, les contraintes différentielles demeurent négligeables, en accord avec les faibles contraintes différentielles enregistrées par des échantillons naturels de HP et UHP (Stöckhert, 2002; Stöckhert et al., 1997; Stöckhert & Renner, 1998).

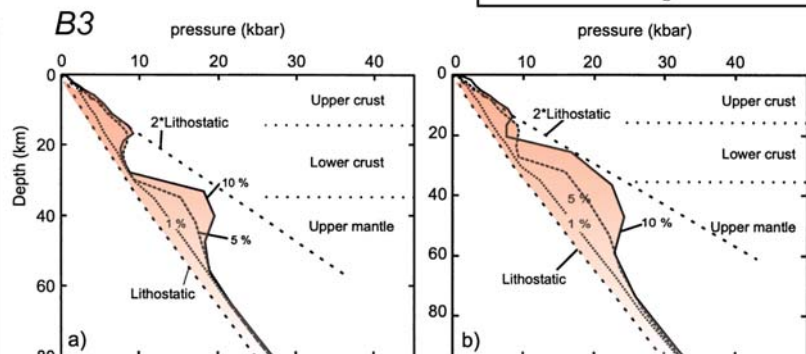
(A) (Mancktelow, 1995)



(B) (Petrini & Podladchikov, 2000)



Modèle analytique



Modèle numérique

Figure I-4 : Surpressions tectoniques

(A) d'après Mancktelow (1995) : Surpressions obtenues au sein d'un canal à flux constant compris entre deux plaques lithosphériques rigides pour : (a) une viscosité dans le canal de 1.10^{19} Pa.s et pour (b) une viscosité dans le canal de 6.10^{18} Pa.s.

(B) d'après Petrini et Podladchikov (2000) : Au niveau des couches cassantes de la lithosphère (B1, d'après Jolivet et Nataf, 1998) les pressions calculées à l'aide de modèles analytiques (B2) et numériques (B3) peuvent atteindre des valeurs deux fois supérieures à la pression lithostatique alors que les contraintes différentielles sont nulles.

Cependant, ces auteurs se placent dans un contexte de collision qui apparaît comme un stade tardif de structuration d'une chaîne de montagne comparé à la précocité des paragenèses de HP-UHP qui semblent se former plutôt durant les premiers stades de la collision et dont le gradient thermique froid est plutôt typique de la subduction. Par ailleurs, les matériaux considérés sont, là encore, choisis assez rigides afin de résister aux contraintes différentielles.

Le débat sur l'existence des surpressions n'est donc toujours pas clos et il apparaît crucial de ne pas négliger cet aspect qui sera rediscuté plus tard (cf. Chap. 3).

Quelle que soit la profondeur atteinte par ces roches métamorphiques, leur présence sur la surface terrestre aujourd'hui pose un autre problème, celui de leur exhumation.

1-5. Le problème du retour des roches vers la surface

L'étude des différentes paragenèses dans une roche métamorphique permet en théorie de reconstituer l'histoire de son évolution en termes de pression et de température : on parle de chemin pression - température (chemin P-T). En effet, en profondeur, sous les effets de la température, de la pression, du taux de déformation et de la présence de fluides, les roches enfouies subissent un réarrangement à l'échelle atomique qui modifie leur composition minéralogique. Ces nouveaux arrangements cristallographiques, régis par la thermodynamique, peuvent être partiellement conservés en mémoire grâce à la cinétique des réactions, souvent très lente, même à l'échelle des temps géologiques.

Lors de l'enfouissement (évolution prograde), les processus de diffusion à l'échelle atomique sont favorisés du fait de l'augmentation de la température. Malheureusement, le nouvel arrangement cristallographique formé à plus forte température remplace souvent l'arrangement antérieur. Par conséquent, ce trajet P-T prograde est difficile à établir. En revanche, le trajet d'exhumation, souvent accompagné d'une diminution de la température (évolution rétrograde), est mieux conservé car la diffusion et/ou la présence de fluides sont inhibées, et les réactions ne se font que partiellement.

Il est donc difficile sur le terrain de vérifier minéralogiquement quels ont été les stades d'enfouissement d'une roche. Cependant, les valeurs atteintes pour les pics métamorphiques ainsi que la localisation des affleurements (fig. I-1, exemple du gradient alpin) laissent fortement penser que l'enfouissement se fait au niveau des zones de subduction. Si aujourd'hui, ce mécanisme d'enfouissement n'est pas remis en cause, les roches métamorphiques posent néanmoins de nombreux problèmes quant à leurs mécanismes de retour vers la surface bien qu'on ait, paradoxalement, surtout accès aux chemins rétrogrades. Il s'avère donc nécessaire, dans un premier temps, de faire un bilan des divers mécanismes déjà proposés pour expliquer l'exhumation des roches.

2. Les mécanismes généraux de l'exhumation

Si les mécanismes à l'origine de l'exhumation des roches de haute pression restent encore mal compris, il existe néanmoins un certain nombre de modèles permettant d'expliquer un mouvement ascendant des roches. Il apparaît donc important à ce stade de comprendre ce qui peut être le moteur de l'exhumation avant de se pencher sur les processus qui pourraient permettre leur mise en oeuvre.

2-1. Les divers moteurs de l'exhumation

Le mouvement ascendant d'une roche ne peut s'expliquer que par la déstabilisation à un instant donné, de l'environnement dans lequel elle se situe et donc par des variations des contraintes qui l'entourent. Le moteur le plus simple que l'on puisse invoquer est l'érosion qui permet la mise à nu progressive des roches situées en profondeur par soustraction, au cours du temps, du matériel de surface. Ces variations de contraintes peuvent également provenir des changements au niveau de l'équilibre du bilan des forces ou encore des changements au niveau de la rhéologie du système.

2-1.1. La variation de l'équilibre des forces

Les variations du bilan des forces peuvent être de deux types. Elles peuvent être, tout d'abord, la conséquence de la modification du régime tectonique à un moment donné. Les forces mises en jeu sont principalement horizontales et appliquées aux limites. C'est le cas, à grande échelle, du mouvement des plaques tectoniques. Ces forces appliquées contribuent à une déstabilisation du système pouvant être à l'origine de l'exhumation (fig. I-5).

D'autres forces intrinsèques au système viennent s'ajouter à cela et entrent en concurrence, il s'agit des forces de volume liées d'un côté au poids de la colonne de roche et de l'autre à la « flottaison » de celles-ci sur le manteau sous-jacent plus dense (fig. I-5).

Ces forces de volume sont principalement dues aux variations de densité au cours du temps. Lors de l'enfouissement en profondeur de matériel sédimentaire ou crustal peu dense, une exhumation verticale liée aux forces d'Archimède peut donc se produire. Les différences de densité entre ce matériel de surface et le manteau environnant sont souvent invoquées dans les modèles d'exhumation (cf. § 1-2.2.2). Si généralement le matériel enfoui en profondeur est moins dense que le matériel mantellique, il est important de noter qu'en contexte convergent, l'entraînement en profondeur de la lithosphère mais aussi parfois de la croûte océanique (plus dense) éclogitisée génère des forces qui agissent donc en sens inverse. Le comportement intrinsèque des roches semble alors intervenir, lui aussi, comme moteur de l'exhumation.

2-1.2. La variation de rhéologie

La rhéologie constitue les lois qui relient la contrainte à la déformation. Elle représente donc pour une roche donnée la façon dont celle-ci va se comporter sous l'action des forces qui lui sont appliquées, pour des conditions physiques (P et T principalement) données. La rhéologie d'une roche est fortement dépendante de la température mais aussi de la vitesse à laquelle se déroulent les processus ainsi que d'autres facteurs comme la présence de fluides. Des changements de résistance dans la croûte, en fonction du temps et/ou de la mise en place de zones de faiblesse, par exemple, peuvent également déstabiliser l'équilibre initial du système et engendrer des mouvements verticaux. Les mécanismes seront cependant différents si ces mouvements se font dans le domaine du cassant ou dans le domaine du ductile. Ce type de moteur est souvent invoqué dans les modèles de type prisme où l'on fait intervenir la viscosité des roches pour expliquer l'exhumation (cf. § 1-2.2.2).

2-1.3. L'érosion

L'érosion, on l'a vu, apparaît comme le moyen le plus simple pour mettre à nu de façon progressive des roches d'origine plus profonde. Ce processus est considéré comme un mécanisme relativement lent de l'ordre de 0.05mm.an^{-1} (Ring et al., 1999) ou en tout cas compris entre $0,0001$ et $0,5\text{ mm.an}^{-1}$ (Duchêne et al., 1997a). Ces vitesses sont plus lentes que les vitesses d'exhumation des roches qui se trouvent être plutôt de l'ordre du mm.an^{-1} au cm.an^{-1} (cf. Chap. 3 et 5). Néanmoins, au pied des chaînes de montagnes actuelles (notamment dans les bassins d'avant pays), la quantité de sédiments déposés est considérable. L'érosion a donc un rôle certain dans les processus d'exhumation des roches métamorphiques et elle se doit d'être prise en compte.

Cependant, les valeurs d'exhumation évoquées ci-dessus montrent que l'érosion n'est pas capable à elle seule d'expliquer le retour vers la surface de roches de HP et encore moins de UHP issues des grandes profondeurs.

C'est donc une combinaison subtile de l'ensemble de ces moteurs qu'il est nécessaire d'intégrer pour comprendre les mécanismes de l'exhumation (fig. I-5). Cela montre également que l'influence des forces mises en jeu, la nature des roches impliquées ou encore la structure thermique sont importantes. Par conséquent, les mécanismes d'exhumation des roches et les modèles utilisés pour les expliquer seront étroitement liés au contexte géologique auquel elles appartiennent.

2-2. L'exhumation, un processus lié au contexte géodynamique

2-2.1. En contexte divergent et décrochant

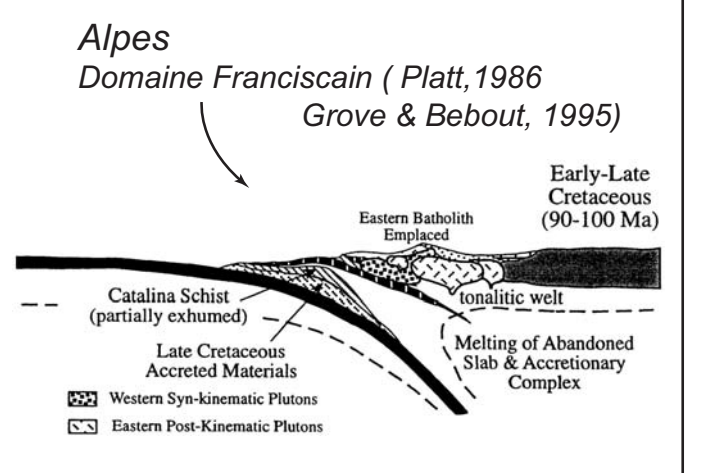
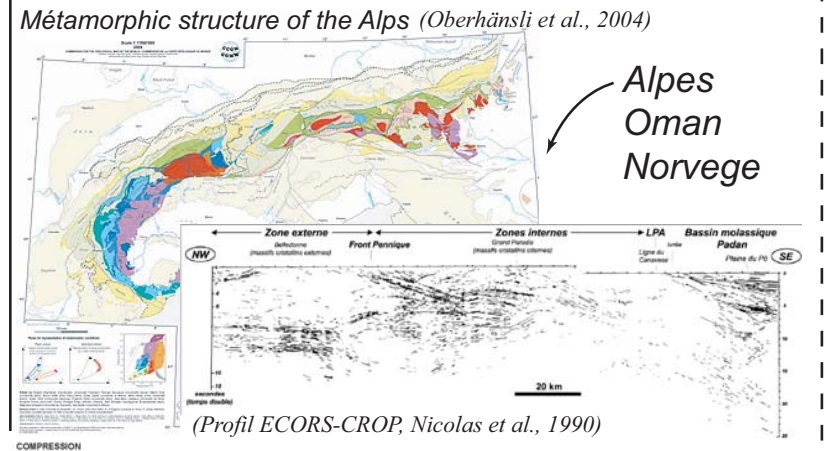
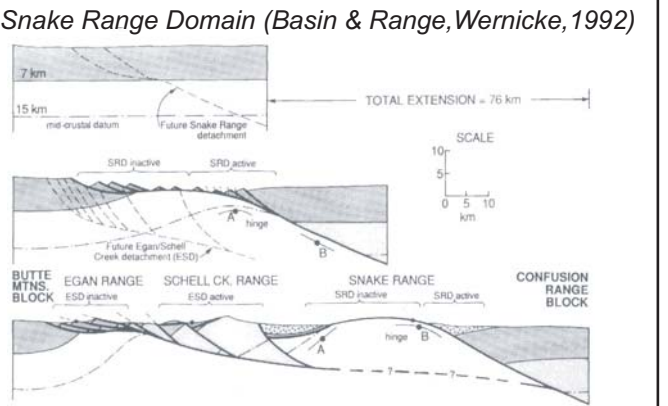
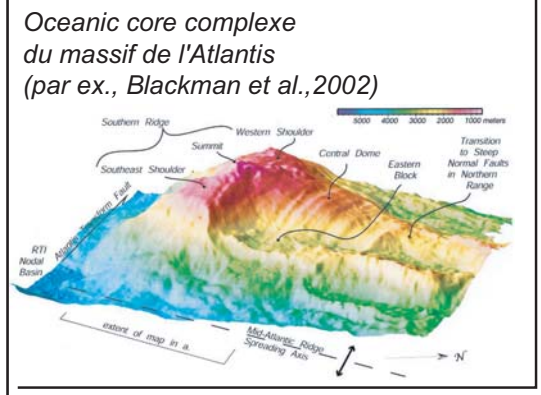
Nous ne nous attarderons pas trop sur ces deux points car même si l'extension apparaît comme un bon moyen de générer de l'exhumation (fig. I-5), les zones de divergence à grande échelle, ne montrent pas de roches métamorphiques de HP à part au niveau de certains dômes gneissiques (ex : Mer Egée ; Jolivet et Goffé, 2000; Jolivet et al., 2003). Cependant, nous reviendrons ultérieurement sur l'extension post-collision qui contribue à l'exhumation de roches HP enfouies en contexte général de convergence.

Figure I-5 : Compilation des divers mécanismes existant pour l'exhumation des roches métamorphiques suivant le contexte géodynamique.

L'exhumation des roches métamorphiques

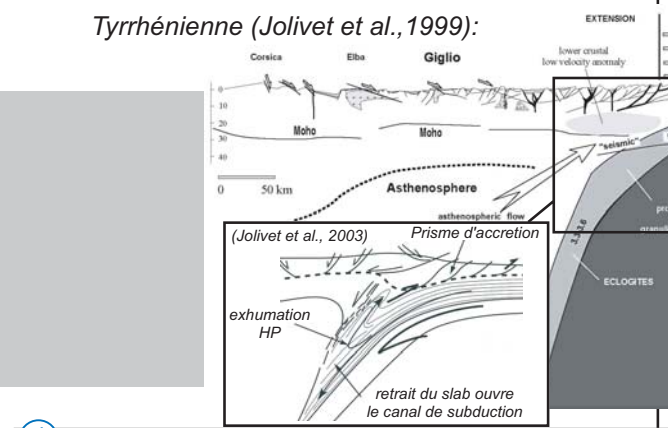
Contexte géodynamique	Extensif		Compressif (Subduction-collision)	
Matériel mis en jeu	Croûte océanique	Croûte Continentale	Croûte Continentale	Croûte océanique
Métamorphisme HP ?	non	oui, en contexte post-collisionnel :	oui	oui

Exemples et Observations



Mécanismes invoqués

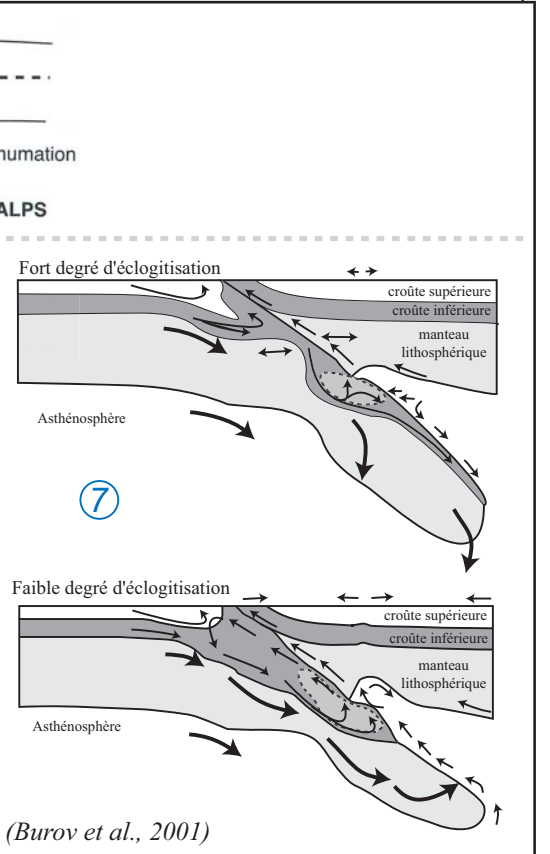
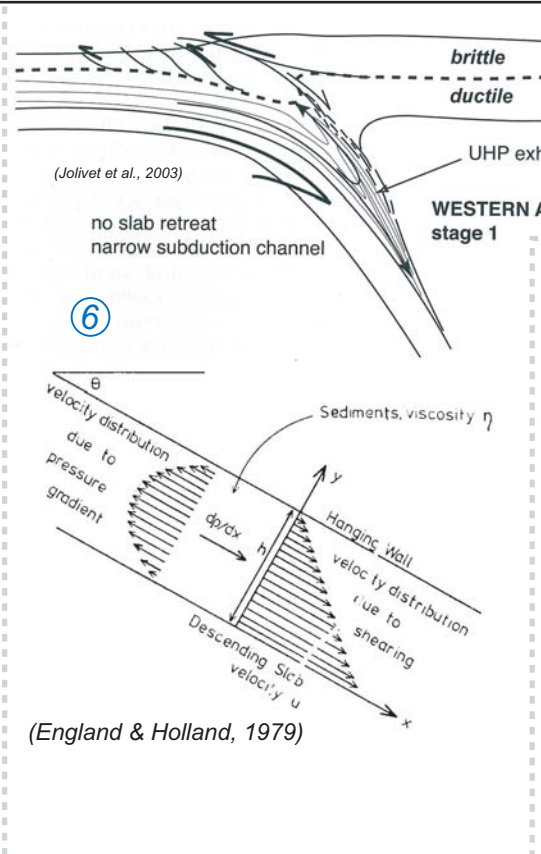
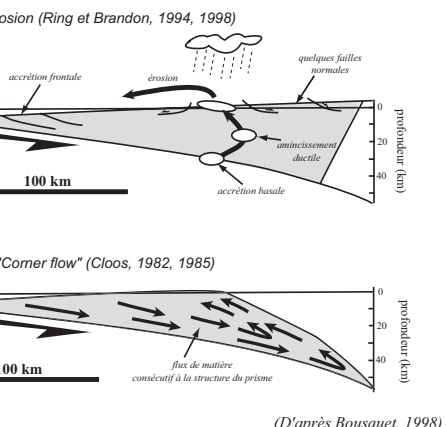
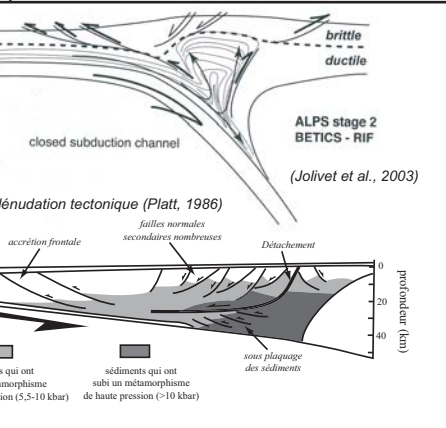
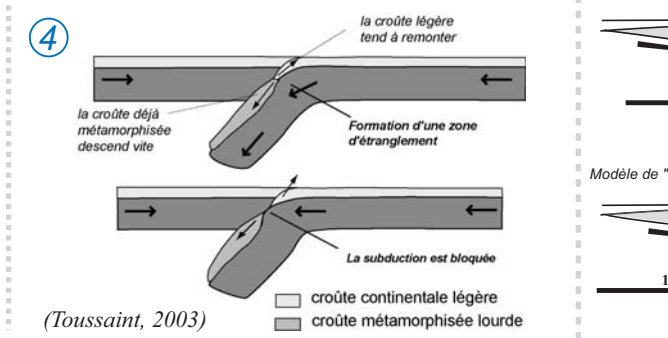
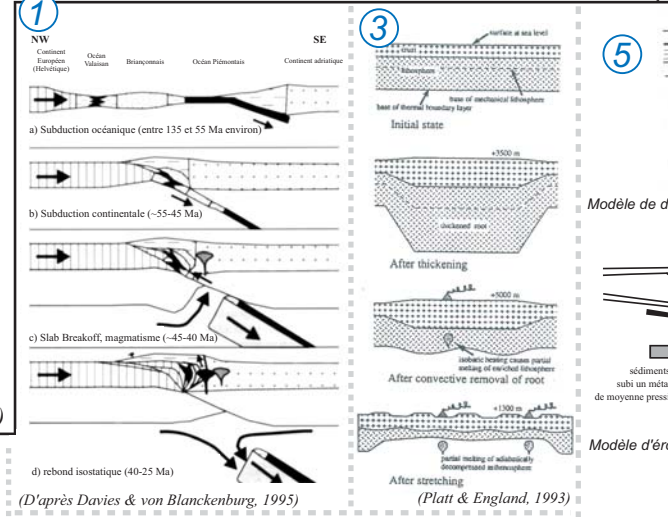
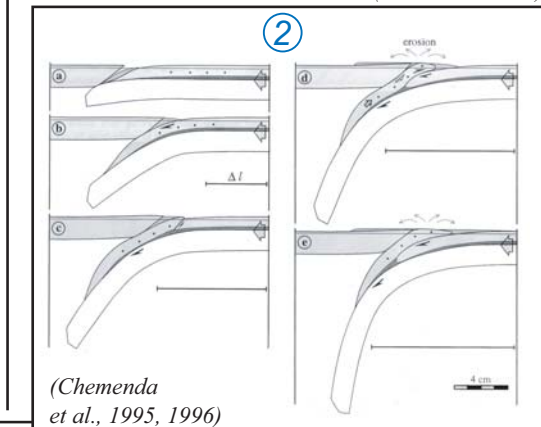
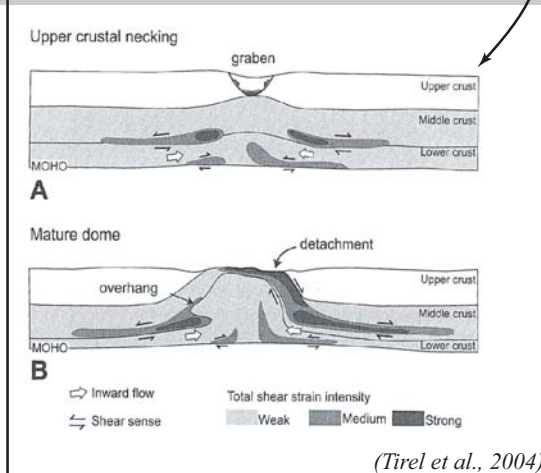
- Amincissement ductile**
- Cisaillement en extension
 - Failles normales et détachements
 - "Métamorphic core complex"



- Du aux forces de volumes:**
- Slab break-off ①
 - Individualisation d'une écaïlle de croûte supérieure ②
 - Perte de la racine lithosphérique ③
 - Changement de densité de l'unité exhumée ④

- Du à la rhéologie:**
- Modèles de prisme de convection ⑤
 - Modèle du chenal de subduction ⑥
 - Modèle mixte ⑦

Modèles d'exhumation



2-2.2. L'exhumation en contexte de convergence

Un récapitulatif synoptique des différents processus d'exhumation des roches métamorphiques en contexte convergent est présenté sur la figure I-5. Une compilation de ces divers modes d'exhumation a déjà été réalisée à plusieurs reprises (par ex., Platt, 1986, 1993; Labrousse, 2001; Raimbourg, 2005). En contexte convergent, il est possible de trouver du métamorphisme HP-BT quelque soit le matériel considéré (océanique ou continental). Les mécanismes invoqués pour l'exhumation du matériel vers la surface peuvent avoir principalement deux origines. Ils peuvent être dus :

(1) aux forces de volumes. Dans ce cas, les variations brutales des quantités de matériel impliquées, mais aussi la densité peuvent contribuer à la déstabilisation d'un système et provoquer de l'exhumation. C'est ce mécanisme qui est invoqué dans différents modèles d'exhumation tels que :

- L'exhumation par détachement du slab (fig. I-5, 1) ou « Slab break-off »

Lors de l'enfouissement en profondeur de la lithosphère au niveau des zones de subduction, les processus d'éclogitisation provoquent une augmentation de la densité du matériel au sein de celle-ci. Cet alourdissement peut engendrer le détachement du panneau plongeant et provoque alors un déséquilibre au sein du système en subduction. La perte de matière peut alors provoquer en réponse, une remontée vers la surface de matériel plus léger qui se trouvait jusqu'alors tiré vers le bas sous l'action du poids du panneau plongeant. Ce modèle a été utilisé par Davies & von Blanckenburg (1995) pour expliquer l'exhumation rapide du massif de Dora Maira dans les Alpes.

- L'exhumation par individualisation d'une écaïlle de croûte supérieure (fig. I-5, 2)

Comme précédemment, la flottabilité de la croûte est invoquée. Cependant, ici, le retour vers la surface est permis grâce à un niveau rhéologique plus faible au sein de la croûte en enfouissement. Ce niveau plus faible empêche au matériel plus léger d'être couplé à la plaque en enfouissement. Lorsque les forces de flottaison deviennent supérieures aux forces de couplage, le matériel plus léger se désolidarise et retourne vers la surface (Chemenda et al., 1996).

- L'exhumation par perte de la racine lithosphérique (fig. I-5, 3) ou « deblobbing »

Il s'agit en fait de l'équivalent du slab break-off mais en contexte de collision. Le rebond isostatique est ici provoqué lors de la perte de la racine crustale instable formée sous la chaîne de montagne (Platt & England, 1993).

- L'exhumation due aux variations de densité à l'intérieur de l'unité exhumée (fig. I-5, 4)

Les variations de densité au sein de la lithosphère en subduction se font en fonction de la pression et de la température. A un instant donné, tous les points de la plaque en subduction se trouvent donc à des densités différentes. Le duel qui a lieu entre les forces d'enfouissement provoquées par le matériel lourd en profondeur et les forces de flottaisons dues aux parties plus légères encore non éclogitisées instaure une instabilité pouvant créer une exhumation (Toussaint et al., 2003).

(2) à la rhéologie du matériel impliqué. Celle-ci est en effet invoquée dans des modèles d'exhumation tels que :

- les modèles de prisme d'accrétion (fig. I-5, 5)

Ces modèles, élaborés par Platt (1986, 1993), décrivent la déformation au sein de l'orogène comme la transposition à grande échelle de la dynamique des prismes d'accrétion sédimentaires (Chapple, 1978; Davis & Suppe, 1980; Davis et al., 1983; Stockmal & Chapple, 1981). L'équilibre des forces en présence (forces de volume, cisaillement basal et contraintes horizontales) détermine l'ouverture angulaire du coin aigu du prisme. En conséquence, l'accumulation de croûte par sous-placage au niveau du butoir rigide, qui tend à épaissir le prisme et à augmenter son ouverture angulaire au-delà d'une valeur d'équilibre critique, doit être compensée par des mécanismes de surface d'expulsion de matière. L'extension en arrière du prisme qui assure ce rôle procède en surface soit par érosion ou par dénudation tectonique et en profondeur par amincissement ductile. On aboutit finalement à un régime permanent dans lequel les roches profondes sont accrétées par sous-placage en arrière du prisme et sont ensuite exhumées à la faveur de l'extension.

La géométrie précise du prisme peut être variable (Platt, 1993), avec ou sans implication du butoir en arrière. Ce modèle décrit assez bien la position structurale assez haute des roches de HP, exhumées à l'arrière du prisme orogénique du

Complexe Franciscain, Californien ainsi que les grandes failles extensives qui les amènent à l'affleurement (Platt, 1986, 1993). Cependant la taille verticale de ce modèle est limitée par l'épaisseur maximale actuelle de croûte dans les zones de collision (~70 km). Ainsi, ce modèle est sans doute assez pertinent pour les stades superficiels finaux, mais pas pour les stades initiaux et profonds de l'exhumation d'une partie des roches d'HP et de celles d'UHP.

- les modèles de chenal de subduction (fig. I-5, 6)

Les modèles analytiques "historiques" décrivant la dynamique profonde sont le channel-flow model (England & Holland, 1979; Shreve & Cloos, 1986) et le corner-flow model (Cloos, 1982). Ce sont deux modèles de mécanique des milieux continus, dans lesquels à la fois la géométrie et les déplacements des limites extérieures sont imposés. Le matériau au cœur du modèle, représentant la croûte entraînée en subduction par le cisaillement à sa base, a une rhéologie de fluide newtonien. Les forces à l'œuvre dans la remontée sont différentes entre les deux modèles : dans le corner-flow model, toute la matière se déplace dans un volume fixe en forme de coin, sans exutoire vers la profondeur; le flux descendant induit par les mouvements du panneau plongeant (modélisés par les déplacements le long d'un des côtés du prisme crustal) sont nécessairement accommodés par un flux ascendant. Dans le channel-flow model, les forces à l'œuvre dans l'exhumation sont doubles : d'une part, de façon similaire à l'exhumation dans les modèles de corner-flow, un flux retour peut être imposé par des géométries de canal avec un étranglement (Mancktelow, 1995), d'autre part la force d'Archimède s'exerçant sur le matériau léger entraîné en subduction conduit finalement à son retour vers la surface.

Dans sa conception originale, le channel flow n'implique que la couche, épaisse de quelques kilomètres, de sédiments au sommet du panneau plongeant; le domaine en coin décrit par le corner-flow est constitué de croûte et est d'échelle beaucoup plus importante. Par ailleurs, alors que la zone d'écoulement du corner-flow est limitée vers le haut par la surface, le canal de subduction décrit les mouvements profonds et ne décrit pas en détail la dynamique du domaine superficiel.

Malgré leurs différences, les deux modèles, issus de la mécanique des fluides, sont très proches. Les différences d'échelle (sédiments vs croûte) et de géométrie (avec ou sans exutoire vers la profondeur) entre le channel- et le corner-flow, disparaissent pour donner le modèle synthétique de canal de subduction, qui concerne la fine couche de sédiments plus une épaisseur variable de croûte (et parfois le manteau sus-jacent), et dans lequel le flux vers le bas varie selon la profondeur.

Les critiques faites à ces modèles portent essentiellement sur la géométrie et les conditions aux limites imposées qui contrôlent assez étroitement la dynamique. Les contraintes naturelles sur la géométrie du domaine dynamique profond sont minces ; seule la forme des chemins P-T-t des roches de HP, qui montre un retour rapide isotherme ou avec du refroidissement accreditte l'idée que l'écoulement de la croûte en profondeur, qu'il soit vers le bas ou vers le haut, se fait dans un domaine étroit, à l'image de ces modèles. Par ailleurs, dans un domaine plus superficiel (jusqu'à 20 km de profondeur), l'analyse de données de sismique marine réfraction et réflexion par Calahorrano (2005) a mis en évidence l'existence d'un étroit chenal de subduction (~1km d'épaisseur) au sommet de la plaque Nazca en subduction sous la plaque sud-américaine à l'ouest de l'Equateur.

- les modèles toothpaste (dentifrice)

Dans ces modèles d'exhumation en contexte d'extrusion (Thompson et al., 1997), le matériel est exhumé par les contraintes compressives exercées aux limites tel du dentifrice dans un tube. Le taux d'exhumation est alors gouverné par l'angle entre la limite de plaque et le vecteur déplacement. Cela implique que le degré d'obliquité (qui peut être exprimé comme le rapport des composantes de cisaillement pur sur celles de cisaillement simple) des limites de plaques convergentes joue un rôle important. Ainsi, un faible rapport de cisaillement pur/cisaillement simple, typique des limites de plaques obliques, implique de longues distances horizontales de transport depuis la position d'enfouissement et de longues périodes pendant lesquelles le réchauffement peut se produire. A l'inverse, un fort rapport cisaillement pur/cisaillement simple, caractéristique des zones de convergence frontales, implique une exhumation rapide sans réchauffement significatif.

- les modèles mixtes

Enfin, comme on l'a vu précédemment, tous ces mécanismes invoqués ne sont pas exclusifs et sont en réalité combinés les uns avec les autres. Des modèles mixtes (fig. I-5 et 7) qui prennent en compte à la fois les variations de volume mais aussi la rhéologie du matériel, tentent de rendre compte des processus d'exhumation (par ex., Burov et al., 2001).

2-3. La modélisation des zones de convergence

Comme on vient de le voir, il est parfois difficile de dissocier les mécanismes invoqués pour l'exhumation des roches métamorphiques des modèles sensus stricto. Ces derniers arrivent, en effet, en soutien lors de la compréhension des processus et apparaissent donc comme des outils incontournables. La modélisation, directe le plus souvent, permet de prendre en compte un grand nombre de paramètres et de tester l'évolution d'un système au cours du temps pour des conditions aux limites bien définies. Les processus de subduction/collision ont déjà fait l'objet de nombreuses études en modélisation, mais seulement quelques-unes d'entre elles se penchent sur le problème de l'exhumation du matériel. Cette partie constitue une synthèse des différents modèles analogiques et

numériques existant. L'accent sera notamment porté sur les cas où les mécanismes d'exhumation sont développés.

2-3.1. Les modèles analogiques

Les modèles analogiques ont déjà été utilisés à de nombreuses reprises afin de modéliser les zones de convergence. Ainsi, de nombreux systèmes naturels tels que l'Himalaya et le Tibet (Chemenda et al., 2000a) ou encore Taïwan (Chemenda et al., 2001a) ont déjà été modélisés. Les processus comme la subduction océanique, l'extension arrière-arc (Exemple de la mer Egée, Faccenna et al., 1997, 2001), l'accrétion intra-océanique (Boutelier et al., 2003), le passage de la subduction à la collision (Regard et al., 2003), la subduction continentale (Chemenda et al., 2000a), mais aussi le partitionnement des zones de subduction (Chemenda et al., 2000b) ont également pu être simulés grâce à ces modèles analogiques.

En revanche, l'étude de l'exhumation à proprement parler n'a fait l'objet que d'un nombre limité d'études analogiques (Chemenda et al., 1995, 1996, 2001b ; Boutelier, 2004). Les principaux résultats sont présentés sur la figure I-6.

Si ces modèles sont de plus en plus sophistiqués, il réside néanmoins de nombreux points discutables. Par exemple, ces modèles ne prennent pas en compte la dépendance des propriétés rhéologiques à la température alors que ces propriétés contrôlent le comportement du slab en profondeur, en particulier la profondeur d'enfouissement maximale du matériel de la croûte. De plus, les lois de transfert d'échelles utilisées semblent réalistes mais sont elles suffisamment bien contraintes pour rendre compte de la réalité ? Par ailleurs, ces modèles ne peuvent pas simuler la complexité de la structure rhéologique de la lithosphère ni les processus de changements de phases (éclogitisation) qu'il est difficile de laisser de côté lorsque l'on étudie les processus métamorphiques. Ces différents paramètres peuvent en revanche être pris en compte dans les modèles numériques (cf. Chap. 3). Enfin, l'impossibilité de contrôler l'état des contraintes et la température au niveau de la lithosphère en subduction ne permet pas de générer les chemins P-T dans le cadre de ces modèles.

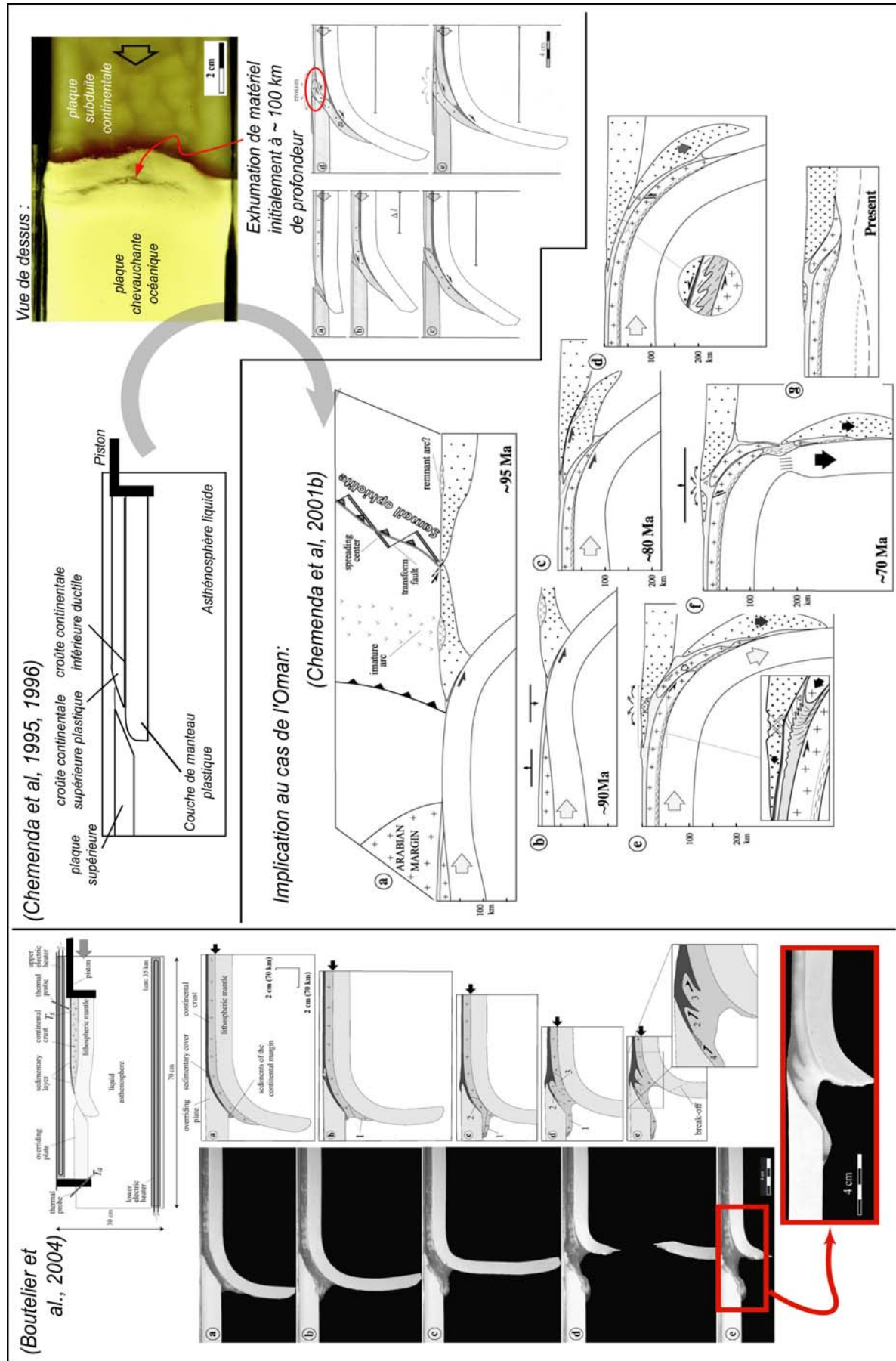


Figure I-6 : Modélisations analogiques de l'exhumation des roches métamorphiques.

2-3.2. Les modèles numériques

Comme dans le domaine de la modélisation analogique, les modèles numériques de zones de convergence ne traitent pas tous des problèmes de l'exhumation. Seuls certains auteurs y ont prêté attention. Nous nous intéresserons donc plus longuement à ces derniers après une présentation plus générale des modèles de subduction.

a- La modélisation numérique de la subduction

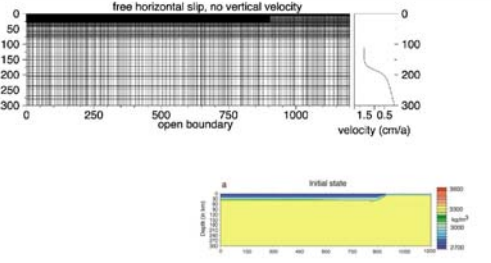
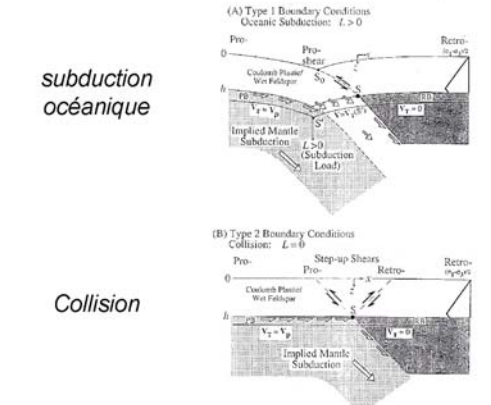
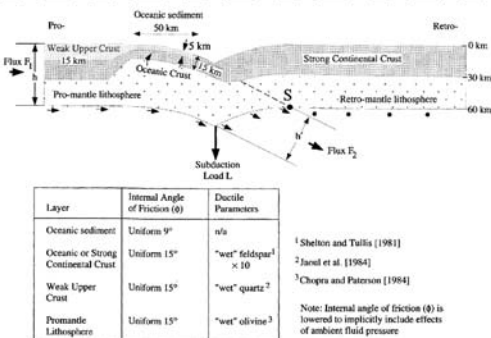
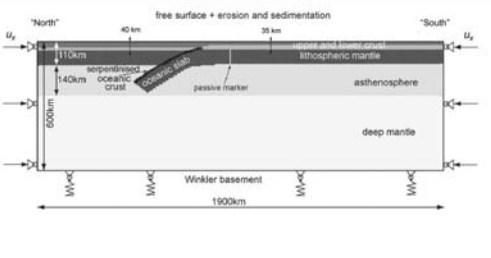
Au niveau de la modélisation de la subduction continentale, on peut noter les travaux réalisés par différentes équipes et présentés sur la figure I-7. Ces différents modèles numériques présentent chacun des caractéristiques qui leur sont propres ce qui leur confèrent donc des avantages mais également des inconvénients. Les points clé de ces modèles, ainsi que les principaux résultats, sont présentés. Pour chacune des simulations, les conditions initiales sont rappelées, de même que les milieux naturels sujets à la modélisation.

Ainsi, les travaux de Doin et Henry (2001) utilisent un code initialement « visqueux » puisque développés à l'origine pour étudier la convection thermique à l'intérieur du manteau (par ex., Christensen, 1992). L'introduction du comportement pseudo-cassant en surface du modèle leur a permis de simuler de manière satisfaisante les parties supérieures de la lithosphère et les processus d'initialisation de la subduction continentale. Un des résultats tiré de ces simulations, qu'il est intéressant de noter ici, est que les processus d'éclogitisation n'ont pas beaucoup d'influence sur les premières étapes de la subduction continentale. Cependant, on peut noter également que ni les processus d'érosion-sédimentation ni la variation de la densité et de la rhéologie avec la pression et la température ne sont pris en compte ici.

Les travaux de l'équipe Beaumont (par ex., Beaumont et al., 1994, 1996), qui utilisent des rhéologies visco-plastiques, présentent des modèles qui ont l'avantage d'être à moins grande échelle (échelle du prisme d'accrétion) et qui rendent compte des processus tectoniques. Les résultats obtenus ont permis de simuler des chaînes naturelles comme les Alpes (Beaumont et al., 1996 ; Pfiffner et al., 2000) ou encore les Pyrénées (Beaumont et al., 2000). Cependant, un bémol peut être apporté ici sur les rhéologies utilisées qui restent très simplifiées ainsi que sur les conditions aux limites appliquées à l'intérieur de tels modèles. En effet, l'influence du manteau lithosphérique est réduite ici à une condition cinématique fixe (point S). Pour pallier ce problème, leur code a été modifié afin de pouvoir tenir compte des comportements visco-plastiques du manteau lithosphérique (Pysklywec et al., 2000, 2002). Mais, les processus de sédimentation sont là encore négligés tout comme les changements de phases. De plus, les conditions en surface des modèles sont souvent fixées (sauf dans les modèles de Pysklywec qui possèdent une surface libre (Pysklywec et al., 2002)).

Le code PARA(O)VOZ (Poliakov et al., 1993) utilisé dans le cadre de cette thèse et décrit chapitre 2 a l'avantage de pouvoir simuler les comportements visco-élasto-plastiques des roches et prend en compte les processus de surface (Avouac & Burov, 1996). Le phénomène d'éclogitisation, simulé par des changements de phases est également pris en compte mais reste limité. Il a déjà servi à la simulation des zones de convergences (ex : Burov et al., 2001 ; Toussaint et al., 2004a,b). Les résultats issus de ces modélisations sont réalistes mais, là encore, quelques points peuvent faire défaut comme par exemple, les variations de densités qui restent très brutales, et qui ne sont pas sans poser de problèmes (cf. Chap. 3). De

plus, une confrontation aux données naturelles manque cruellement. En effet, un bon test pour la validation des modèles directs est la comparaison des résultats issus des calculs avec les données naturelles tels que les chemins P-T-t.

Auteurs	Caractéristiques principales	Conditions initiales															
<p>Doin & Henry (2001)</p>	<ul style="list-style-type: none"> - Code eulérien thermo-mécanique visco-plastique à éléments finis (Christensen, 1992) - Advection de la chaleur - Matériel incompressible - Prise en compte de l'éclogitisation - Eléments négligés: <ul style="list-style-type: none"> - Erosion/sédimentation - variation de la densité avec P et T 																
<p>Beaumont et al. (1996)</p>	<ul style="list-style-type: none"> - Code à éléments finis de déformation plane - rhéologies visco-plastiques - Simplification par application de vitesse à l'intérieur du modèle et chargement à la base de la lithosphère: Point S - Eléments négligés: <ul style="list-style-type: none"> - Erosion/sédimentation - Pas de changements de phases 																
<p>Pfiffner et al. (2000)</p>	<ul style="list-style-type: none"> - Code similaire à celui de Beaumont et al. (1996) - Taux d'érosion constant pris en compte - Élément négligé: <ul style="list-style-type: none"> - Les processus de sédimentation 	 <table border="1" data-bbox="874 1348 1125 1500"> <thead> <tr> <th>Layer</th> <th>Internal Angle of Friction (θ)</th> <th>Ductile Parameters</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>Oceanic sediment</td> <td>Uniform 9°</td> <td>n/a</td> </tr> <tr> <td>Oceanic or Strong Continental Crust</td> <td>Uniform 15°</td> <td>"wet" feldspar¹ × 10</td> </tr> <tr> <td>Weak Upper Crust</td> <td>Uniform 15°</td> <td>"wet" quartz²</td> </tr> <tr> <td>Promantle Lithosphere</td> <td>Uniform 15°</td> <td>"wet" olivine³</td> </tr> </tbody> </table> <p data-bbox="1141 1400 1332 1500"> ¹ Shelton and Tullis [1981] ² Jandl et al. [1984] ³ Chopra and Paterson [1984] Note: Internal angle of friction (θ) is lowered to implicitly include effects of ambient fluid pressure </p>	Layer	Internal Angle of Friction (θ)	Ductile Parameters	Oceanic sediment	Uniform 9°	n/a	Oceanic or Strong Continental Crust	Uniform 15°	"wet" feldspar ¹ × 10	Weak Upper Crust	Uniform 15°	"wet" quartz ²	Promantle Lithosphere	Uniform 15°	"wet" olivine ³
Layer	Internal Angle of Friction (θ)	Ductile Parameters															
Oceanic sediment	Uniform 9°	n/a															
Oceanic or Strong Continental Crust	Uniform 15°	"wet" feldspar ¹ × 10															
Weak Upper Crust	Uniform 15°	"wet" quartz ²															
Promantle Lithosphere	Uniform 15°	"wet" olivine ³															
<p>Toussaint et al. (2004a)</p>	<ul style="list-style-type: none"> - Code PARA(O)VOZ (décrit chapitre 3) - Code Lagrangien thermo-mécanique - Rhéologies visco-elasto-plastiques - Processus d'érosion/sédimentation pris en compte - Phénomène d'éclogitisation pris en compte - Élément négligé: <ul style="list-style-type: none"> - Les changements de phases progressifs 																

tel-00134728, version 1 - 5 Mar 2007

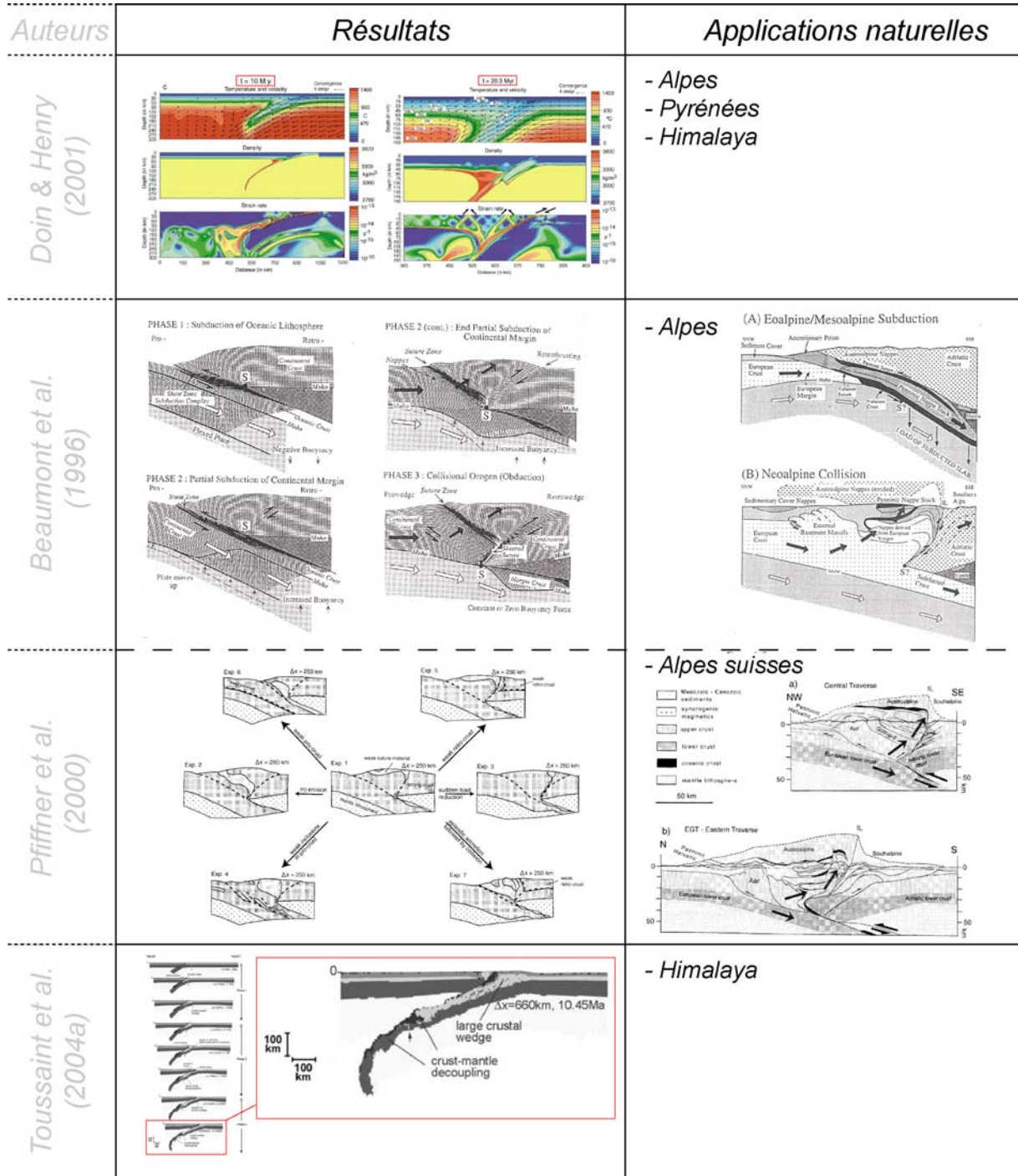


Figure 1-7 : Principales modélisations numériques de la subduction. Pour chacun des modèles numériques présentés sur cette figure sont détaillées les caractéristiques principales (Avantages/Eléments négligés). Les principaux résultats sont également présentés en association avec les conditions initiales mises pour chaque simulation et les applications naturelles auxquelles les auteurs font référence.

b- La modélisation de l'exhumation et des chemins P-T-t

Les travaux présentés en figure I-8 (voir aussi fig. I-5 et I-7) de Burov et al. (2001) ont montré que des mouvements verticaux peuvent avoir lieu au niveau du canal de subduction et que l'exhumation des roches peut se faire sur deux niveaux mais sans quantifier vraiment les taux d'exhumation.

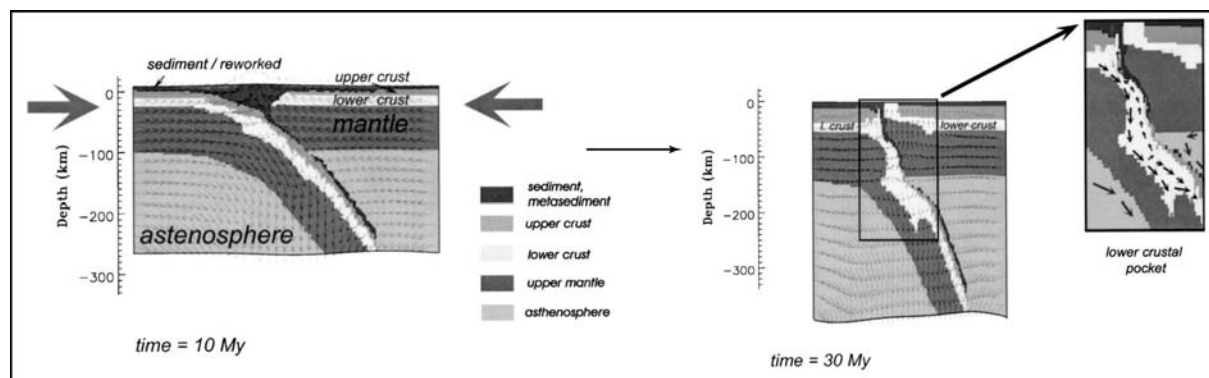


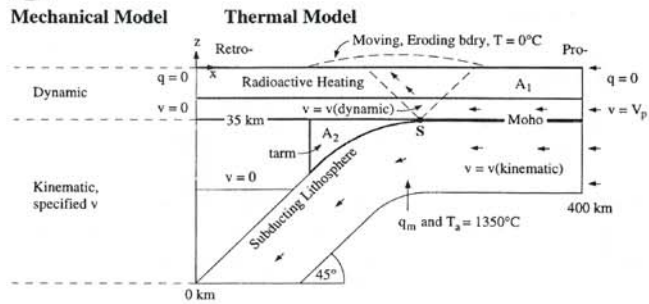
Figure I-8 : *Modèle de subduction continentale montrant des mouvements à plusieurs niveaux dans la croûte en subduction et dans le prisme d'accrétion durant la mise en place de l'orogène. Les flèches correspondent aux vecteurs de vitesse.*

La meilleure façon de pouvoir quantifier correctement l'exhumation est de pouvoir réaliser des chemins P-T-t à partir des modèles et de les comparer avec les données réelles. Bousquet (1998) utilise un programme à éléments finis écrit à l'origine par Taylor (Zienkiewicz & Taylor, 1988) et modifié par la suite par Henry (Henry et al., 1997 ; Le Pichon et al., 1997). Ce code simple « cinématique » qui prend néanmoins en compte les changements de densité et les processus de sédimentation a été utilisé pour réaliser des chemins P-T-t en contexte de subduction et de prisme et fut appliqué aux Alpes.

Les modèles de type « Beaumont », précédemment décrits, ont également été utilisés pour réaliser des chemins P-T-t (Jamieson et al., 1998) et sont présentés en figure I-9. Des chemins en contexte de subduction océanique et en contexte de collision ont été réalisés et différents paramètres comme l'effet du nombre de Peclet (Pe) ou encore la production de chaleur par du matériel radioactif accrété tectoniquement (TARM) sur le géotherme ont été testés pour simuler le trajet des roches d'âge Barrovien (fig. I-9-E). Les résultats montrent que l'on peut reproduire les chemins Barroviens en introduisant du TARM dans la croûte continentale (fig. I-9-D)

Plus récemment, Gerya a réalisé des chemins P-T-t à l'aide d'un code essentiellement « visqueux », où les équations de base correspondent à l'écoulement visqueux et les autres comportement (plastique et, dans les dernières versions, élastique) sont pris en compte par des principes de correspondance (Gerya et al., 2002 ; Stoeckert & Gerya, 2005). Les derniers en date sont des chemins avec pour objet naturel les Alpes et sont présentés en figure I-10. Il est toutefois important de noter que dans ces simulations, des conditions de vitesses intrinsèques au modèle sont introduites et que les paramètres de viscosité très faibles utilisés peuvent être discutés. De plus, les chemins obtenus par les calculs sont particulièrement froids (400°C pour 2,5 GPa).

A Description:



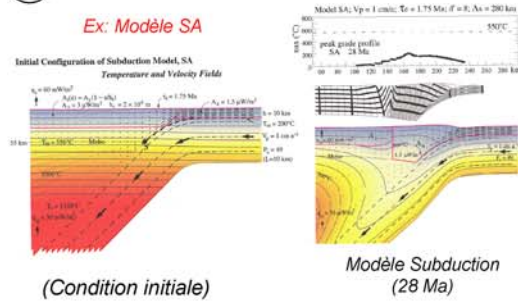
$$\rho C_p \left(\frac{\partial T}{\partial t} + \underline{v} \cdot \nabla T \right) = K \nabla^2 T + A$$

ρ = density, C_p = heat capacity, K = thermal conductivity
 $\kappa = K/\rho C_p$ = thermal diffusivity (all constant)
 $T = T(x, z, t)$ = temperature, t = time
 $A = A(x, z, t)$ = rate of heat production / unit volume
 $\underline{v} = \underline{v}(x, z, t)$ = tectonic (advective) velocity
 dynamic (in crust), kinematic (in mantle)
 $\nabla = \partial/\partial x + \partial/\partial z$ = gradient operator
 Initial Conditions — conductive steady state, $v = 0$
 Boundary Conditions Top surface $T = 0^\circ\text{C}$, $\underline{v} = \underline{v}(\text{dynamic})$
 Left, Right $q = 0$, $v(x) = 0$, V_p
 Base $q = q_m$ and $T_{\text{max}} = T_s$, $\underline{v} = V_p$

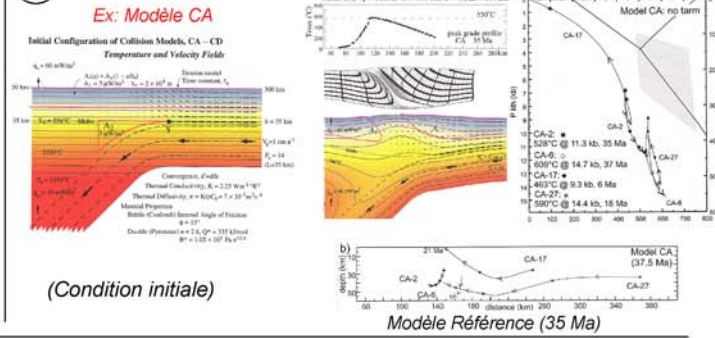
Expériences réalisées

Model	Style	Parameters (as for CA unless otherwise noted)	Results
CA	Reference model, no tarm, initial temperature field for $Pe = 0$.	$V_p = 1 \text{ cm a}^{-1}$ (0–37.5 Ma) $\eta = B^*(z)^{1/n} \exp(Q^*/nRT)$, $n = 2.6$, $Q^* = 335 \text{ kJ mol}^{-1}$, $B^* = 1.05 \times 10^8 \text{ Pa s}^{1/2.6}$, $K = 2.25 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$; $\kappa = 7 \times 10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$; $q_m = 30 \text{ mW m}^{-2}$; $\tau_c = 1.75 \text{ Ma}$; $Pe = 14$ ($L = 35 \text{ km}$) or $Pe \approx 5$ ($L = 100 \text{ km}$); $d^1 = d/h$ = transport distance/crustal thickness; Δx = total convergence distance (km); $A_1 = 3 \mu\text{W m}^{-3}$, $h_r = 20 \text{ km}$; $A_2 = A_3 = 0$	Tight P - T - t loops with lower crustal $T_{\text{max}} \approx 600^\circ\text{C}$ at $c. 14.5 \text{ kb}$ (Fig. 8a); strongly asymmetric peak grade profile with exposed $T_{\text{max}} \approx 550^\circ\text{C}$ (Fig. 6)
CB	Collision model, mantle tarm, initial temperature field for $Pe = 0$.	$A_2 = 3 \mu\text{W m}^{-3}$	Tight P - T - t loops with lower crustal $T_{\text{max}} \approx 740^\circ\text{C}$ at $c. 14 \text{ kb}$ (Fig. 8b); asymmetric peak grade profile with exposed $T_{\text{max}} \approx 550^\circ\text{C}$ (Fig. 10)
CC	Collision model, mantle tarm, reduced convergence, initial temperature field for $Pe = 0$.	$V_p = 1 \text{ cm a}^{-1}$ (0–28 Ma), 0.033 cm a^{-1} (28–238 Ma); $Pe = 14$ (0–28 Ma), 0.42 (28–238 Ma); $A_2 = 3 \mu\text{W m}^{-3}$	Open lower crustal P - T - t loops with $T_{\text{max}} \approx 740^\circ\text{C}$ at $c. 11 \text{ kb}$ (Fig. 8c); broad peak grade profile with exposed $T_{\text{max}} \approx 550^\circ\text{C}$ (Figs 11 and 12)
CD	Collision model, mantle tarm, increased erosion, initial temperature field for $Pe = 0$.	$\tau_c = 1.75 \text{ Ma}$ (0–28 Ma), 0.44 Ma (28–38.5 Ma); $A_2 = 3 \mu\text{W m}^{-3}$	Open lower crustal P - T - t loops with $T_{\text{max}} \approx 740^\circ\text{C}$ at $c. 11 \text{ kb}$ (Fig. 8d); asymmetric peak grade profile with exposed $T_{\text{max}} \approx 600^\circ\text{C}$ (Fig. 13)
CE	Collision model, crustal tarm, precursor 'steady-state' temperature field for $Pe = 14$.	$A_2 = 0$; $A_3 = 1.5 \mu\text{W m}^{-3}$, $h_r = 35 \text{ km}$	Mid-crustal P - T - t paths in Barrovian field with $T_{\text{max}} \approx 600^\circ\text{C}$ at 7.5 kb (Fig. 16a); strongly asymmetric peak grade profile with exposed $T_{\text{max}} \approx 675^\circ\text{C}$ (Fig. 18)
CF	Collision model, crustal + mantle tarm, precursor 'steady-state' temperature field for $Pe = 14$.	$A_2 = 1.5 \mu\text{W m}^{-3}$; $A_3 = 1.5 \mu\text{W m}^{-3}$, $h_r = 35 \text{ km}$	Mid-crustal P - T - t paths in Barrovian field with $T_{\text{max}} \approx 600^\circ\text{C}$ at 7.5 kb (Fig. 16b); strongly asymmetric peak grade profile with exposed $T_{\text{max}} \approx 675^\circ\text{C}$ (Fig. 19)
SA	Oceanic subduction model, tarm accreted from a 10 km moderately radioactive layer, initial temperature field for $Pe = 0$.	$A_2, A_3 = 0$; $A_4 = 1.5 \mu\text{W m}^{-3}$, $h_r = 10 \text{ km}$; $Pe = 49$ ($L = 10 \text{ km}$)	P - T - t paths in blueschist field (Fig. 16); very low grade rocks at surface (Fig. 15)

B Modèle de subduction



C Modèle de collision



D Collision avec matériel radioactif accréte tectoniquement (TARM)

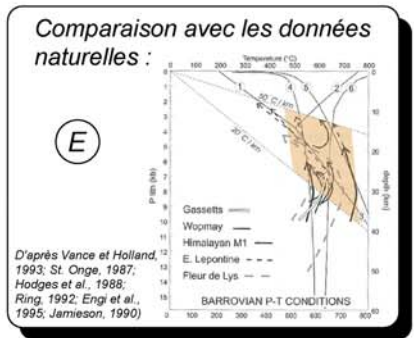
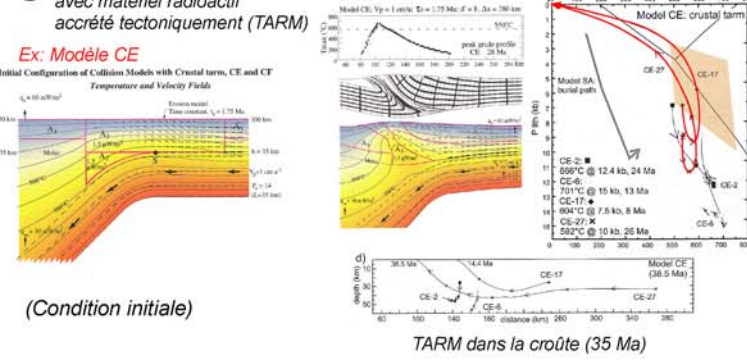
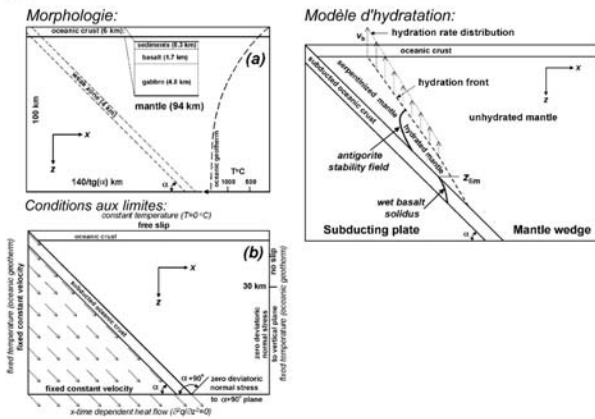


Figure 1-9 : Modélisation des conditions métamorphiques Barroviennes à l'aide d'un code Thermo-mécanique viscoplastique (Jamieson et al., 1998).

tel-00134728, version 1 - 5 Mar 2007

(A) Conditions initiales et aux limites du modèle:

(Figure I-10)



(C) Application au domaine naturel:

Unité de Zermatt-Saas (Alpes):

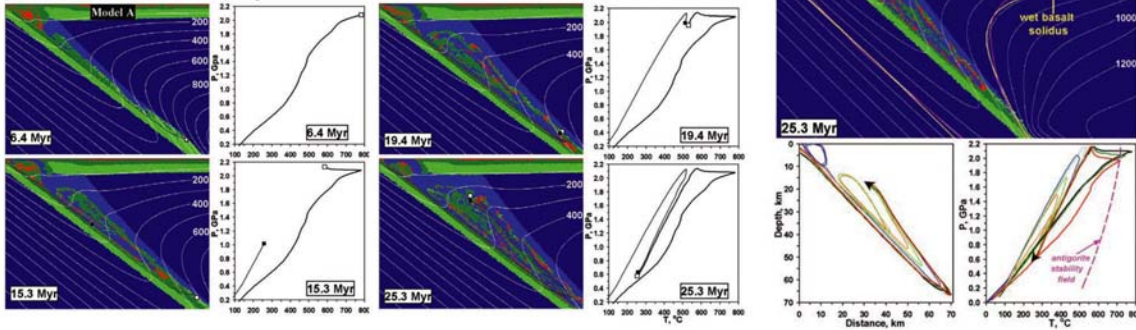
Conditions métamorphiques comprises entre:

450°C - 1.2 GPa
et
600°C - 2.8 GPa

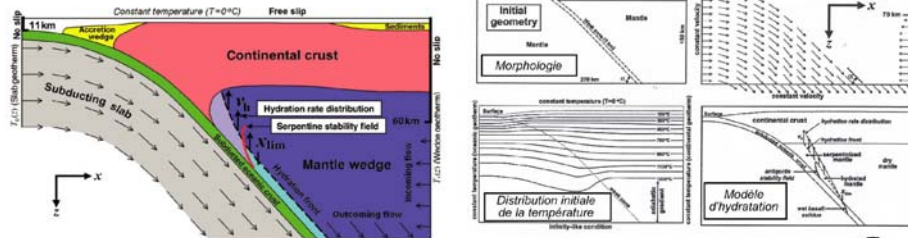
(Martin & Tartarotti, 1986;
Barnicoat & Fry, 1986;
Reinecke, 1991;
Van der Klauw et al., 1997;
Cartwright & Boarmicoat, 2002)

(B) Résultats:

Resultat pour le Modèle A: vitesse de convergence = 30km.Ma⁻¹; Angle de subduction = 45°; Age initial de la lithosphère : 40 Ma; Variation de viscosité: 10¹⁹-10²⁴ Pa.s; Quantité d'eau relâché en fonction de la profondeur : entre 0,2.10⁶-0,8.10⁶ kg.m⁻².

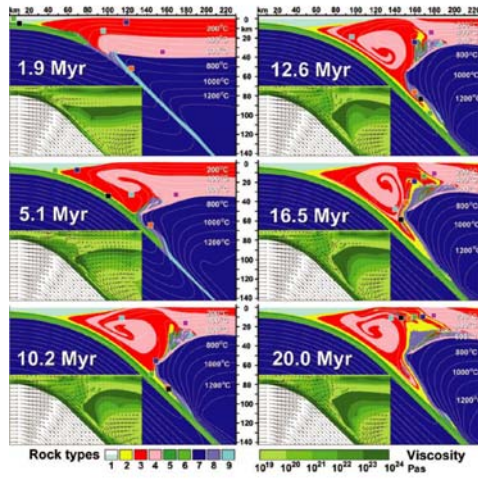


(A) Conditions initiales :

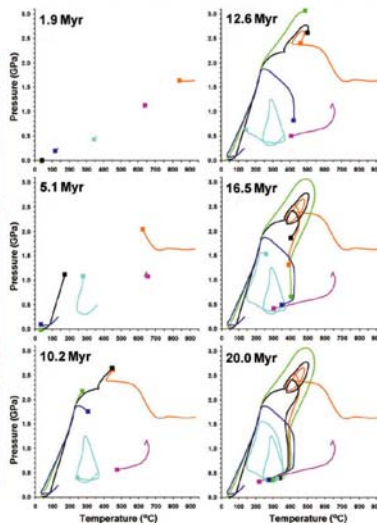


(B) Resultats

Morphologies, vitesses et viscosité au cours du temps



Chemins P-T-t associés



(C) Application aux Alpes

Alpes Centrales (d'après Polino et al., 1990)



Alpes de l'Ouest (d'après Polino et al., 1990)

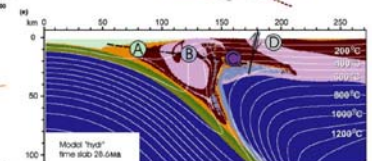


Figure I-10 : Modélisation de chemins P-T-t dans les Alpes à l'aide d'un code numérique thermo-mécanique visqueux. En haut, d'après Gerya et al. (2002), application à l'unité de Zermatt-Saas (Alpes) dans le cas d'une subduction océanique. En bas, d'après Stoeckhert & Gerya (2005), application aux Alpes centrales et de l'ouest.

3. Bilan : Place de ce travail de thèse dans la compréhension des processus d'exhumation

Comme on vient de le voir, une grande quantité de mécanismes sont proposés pour l'exhumation des roches issues de conditions métamorphiques de HP(UHP)-BT. Ceux-ci sont, par ailleurs, bien étayés par de nombreux modèles numériques ou analogiques qui présentent chacun leurs avantages mais aussi leurs inconvénients.

L'objectif de ce travail est plus ciblé. Il consiste à **réaliser des modèles** afin de mieux comprendre les processus d'exhumation **en fonction (1) du contexte de convergence** et **(2) du matériel impliqué** (sédimentaire, continental ou océanique). Pour cela, le code numérique thermomécanique PARA(O)VOZ a été utilisé car :

- il permet d'utiliser des matériaux aux comportements élastiques, plastiques et visqueux non-newtonien, et ce, pour un coût minimum de calcul.
- les processus d'érosion sont intégrés au travers d'une loi de diffusion. Il s'agit en effet d'un point important puisque ceux-ci semblent jouer un rôle important sur l'exhumation (cf. § 2-1.3.)
- les conditions aux limites ne sont pas impliquées à l'intérieur des modèles mais aux bords. La subduction n'est donc pas forcée et le modèle peut évoluer librement.

Ces modèles seront basés, à chaque fois, sur des exemples précis : les Alpes pour ce qui est de la subduction océanique et continentale et l'Oman dans le cadre de l'obduction. Dans ces deux cas, les conditions P-T-t seront utilisées afin de **contraindre les modèles** au mieux. Pour cela un travail précis d'estimation P-T au niveau de l'Oman a été nécessaire afin de compléter les données existantes qui n'étaient pas complètes.

Les modèles où la topographie, la morphologie, la forme des chemins P-T-t et les vitesses d'exhumation obtenues seront en bon accord avec les données naturelles serviront alors, d'une part à **étudier plus précisément les mécanismes mis en jeu** dans le processus d'exhumation (si celle-ci se produit) et d'étudier **où et quand** ils interviennent. D'autre part, de tels modèles constitueront d'excellents "standard" pour des **études paramétriques** afin d'**étudier l'influence sur les processus d'exhumation** de paramètres tels que la vitesse de convergence, les propriétés mécaniques des plaques lithosphériques impliquées, la densité des sédiments, l'érosion...

Chapitre 2

Chapitre 2

METHODOLOGIE :

Des données P-T-t de terrain vers la modélisation numérique à grande échelle

1. L'acquisition des données naturelles	37
1-1. Les chemins P-T et leur signification géodynamique	37
1-2. La reconstitution quantitative de l'histoire métamorphique d'une région : Une énigme qui passe par l'élaboration des chemins P-T-ε-t	38
1-2.1. L'apport de la pétrologie métamorphique pour l'estimation P-T	39
a- La spectroscopie Raman : détermination d'une température maximum	39
b- La thermobarométrie : détermination d'un couple P-T	40
1-2.2. Les cartes de compositions : Vers une nouvelle méthode d'estimation P-T	44
1-2.3. Remarques importantes concernant l'estimation d'un point P-T	46
a- L'équilibre local est-il une condition nécessaire ?	46
b- Présence de Fe ³⁺ dans les minéraux et implication	48
1-2.4. La radiochronologie, apport d'une troisième dimension : le temps	50
2- La modélisation numérique thermomécanique	52
2-1. Le code PARA(O)VOZ	52
2-2. Les modifications apportées	56
2-2.1. Theriak, où la nécessité de prendre en compte les changements de densité	56
2-2.2. Les Pointeurs, vers le calcul de chemins P-T-t "virtuels"	60
2-2.3. ... mais aussi vers un meilleur remaillage	62
2-3. Conditions initiales des modèles	64
2-3.1. Les choix pour la configuration de départ	64
2-3.2. Le choix de la structure thermique initiale	64
2-3.3. Lithologies et paramètres rhéologiques utilisés	67
2-4. Le choix des conditions aux limites	70
2-5. Paramétrisation	71
2-6. La stratégie adoptée pour le traitement des modèles	71

La connaissance des trajectoires des roches en profondeur nécessite, idéalement, de pouvoir accéder à des données de type (x, y, z, t) qui correspondent en pratique aux chemins P-T-t des roches métamorphiques. Leur obtention est présentée ci-après, tant pour les données naturelles que pour la modélisation.

1. L'acquisition des données naturelles

1-1. Les chemins P-T et leur signification géodynamique

Au niveau des zones de convergence, les conditions de pression et de température diffèrent si on se trouve en contexte de subduction ou de collision. Dans le cas de la subduction, du matériel froid est enfoui en profondeur. Le chemin prograde est réalisé selon un gradient de fort rapport P/T et les pics métamorphiques atteints sont donc de type HP-BT (haute pression - basse température) ou UHP-BT (ultra haute pression - basse température) si le matériel a été emmené plus profondément. En contexte de collision, les profondeurs atteintes sont moins importantes et le matériel a le temps de se rééquilibrer thermiquement donnant un rapport P/T beaucoup plus faible et donc des chemins P-T rétrogrades plutôt de type MP-MT (moyenne pression - moyenne température). La rééquilibration thermique est un facteur déterminant dans le chemin P-T enregistré (Ernst, 1999 ; Jolivet et al., 2003). Celui-ci résulte donc de la morphologie du système et de son évolution au cours du temps.

La figure II-1-B présente des exemples de chemins effectués dans la région alpine en fonction de la nature du matériel considéré et du contexte de leur formation. Le chemin de Dora-Maira (Henry et al., 1993 ; Duchêne et al., 1997b), unité UHP, illustre le type de chemin que l'on peut trouver dans le cas de l'exhumation de matériel continental enfoui, auparavant, en contexte de subduction. Des unités sédimentaires situées dans le prisme d'accrétion et donc enfouies moins profondément sont représentées ici par le chemin des Schistes Lustrés (Schwartz et al., 2000a,b ; Agard et al., 2001). En contexte de collision, l'exemple pris sur cette figure est celui du Lépontin (Frey et Ferreiro-Mählmann, 1999).

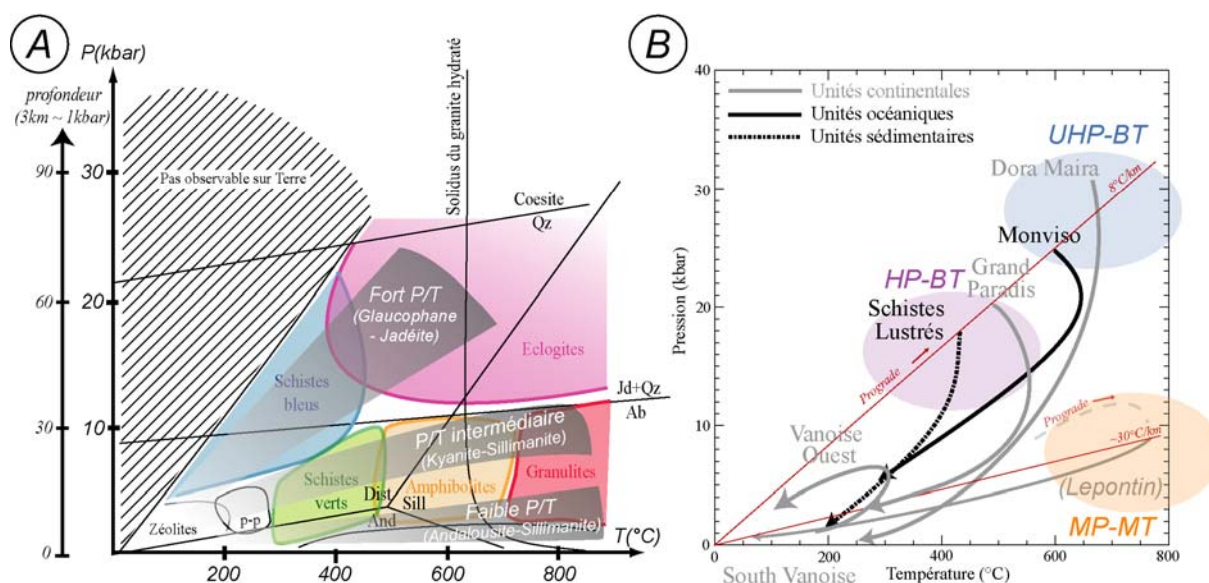


Figure II-1 : Signification de la forme des chemins P-T. (A) Grille des faciès métamorphiques dans un diagramme P-T. Les 3 grands gradients métamorphiques principaux sont également représentés sur cette figure. Le gradient à fort rapport P/T correspond au métamorphisme de HP-BT (Haute Pression – Basse Température) caractéristique des zones de subduction (Alpes de l'Ouest par exemple). Le gradient à faible rapport P/T correspond au métamorphisme de HT-BP (Haute Température – Basse Pression) que l'on peut rencontrer, notamment en Oman, sous la nappe ophiolitique. Enfin, un gradient intermédiaire à rapport P/T moyen et caractéristique d'un métamorphisme de type MP–MT (Moyenne température – Moyenne Pression) correspond à un gradient de type collision (type Lépointin). (B) Type de chemins P-T que l'on peut trouver en fonction du contexte métamorphique de leur formation (exemples des Alpes).

La forme des chemins peut donc nous renseigner sur l'évolution géodynamique d'une région mais, hélas, pas de manière univoque. Elle permet également de mettre en évidence des événements ponctuels comme par exemple un réchauffement. Cependant, l'interprétation de ces chemins doit être menée avec précaution. En effet, leur caractère continu résulte d'une interpolation de points P-T ponctuels (voir paragraphe suivant) et leur corrélation dans le temps pose également des problèmes. Par ailleurs, les structures orogéniques évoluent avec le temps du stade de subduction au stade de collision. La structure thermique varie donc dans le temps, et les chemins P-T diffèrent grandement entre les stades précoces et matures des chaînes de montagnes (par ex., Mercier et al., 1991; Bousquet et al., 2002; Jolivet et al., 1998, 2003). Le paragraphe suivant présente les différentes méthodes d'élaboration des chemins P-T-t.

1-2. La reconstitution quantitative de l'histoire métamorphique d'une région : Une énigme qui passe par l'élaboration des chemins P-T-ε-t (Pression-Température-déformation-temps)

Il est possible sur le terrain, en présence de minéraux métamorphiques, de déterminer des paragenèses et de se faire une idée du champ P-T moyen des conditions qu'a pu subir une roche. Cependant, si cette évaluation qualitative peut se faire macroscopiquement et rapidement sur le terrain, elle n'en reste pas moins très approximative comme le témoigne la grandeur des espaces P-T qui délimitent les différents faciès métamorphiques (fig. II-1-A). Divers outils peuvent être utilisés pour les déterminations quantitatives et permettent d'affiner les estimations P-T. La combinaison de telles méthodes avec des études de déformation associées et des études radiométriques permet de compléter leur interprétation.

1-2.1. L'apport de la pétrologie métamorphique pour l'estimation P-T

a- La spectroscopie Raman : détermination d'une température maximum

Cette méthode consiste à mesurer le degré de « désordre » des feuillets d'atomes de carbone qui constituent la matière graphitreuse d'un échantillon ayant contenu autrefois de la matière organique (kérogène). En effet, au cours de l'augmentation graduelle de température lors du métamorphisme, le kérogène se transforme peu à peu en graphite. Les molécules organiques aux géométries complexes subissent alors, durant cette transformation, une réorganisation sous la forme de feuillets parallèles d'atomes de carbone. Ainsi, plus le degré d'avancement de la graphitisation est élevé, plus la température maximum atteinte par l'échantillon est grande. La méthode RSCM (Raman Spectroscopy of Carbonaceous Material) utilisée ici sur les échantillons d'Oman, met en jeu la spectroscopie raman (fig. II-2) non destructive, calibrée récemment par Beyssac et al. (2002).

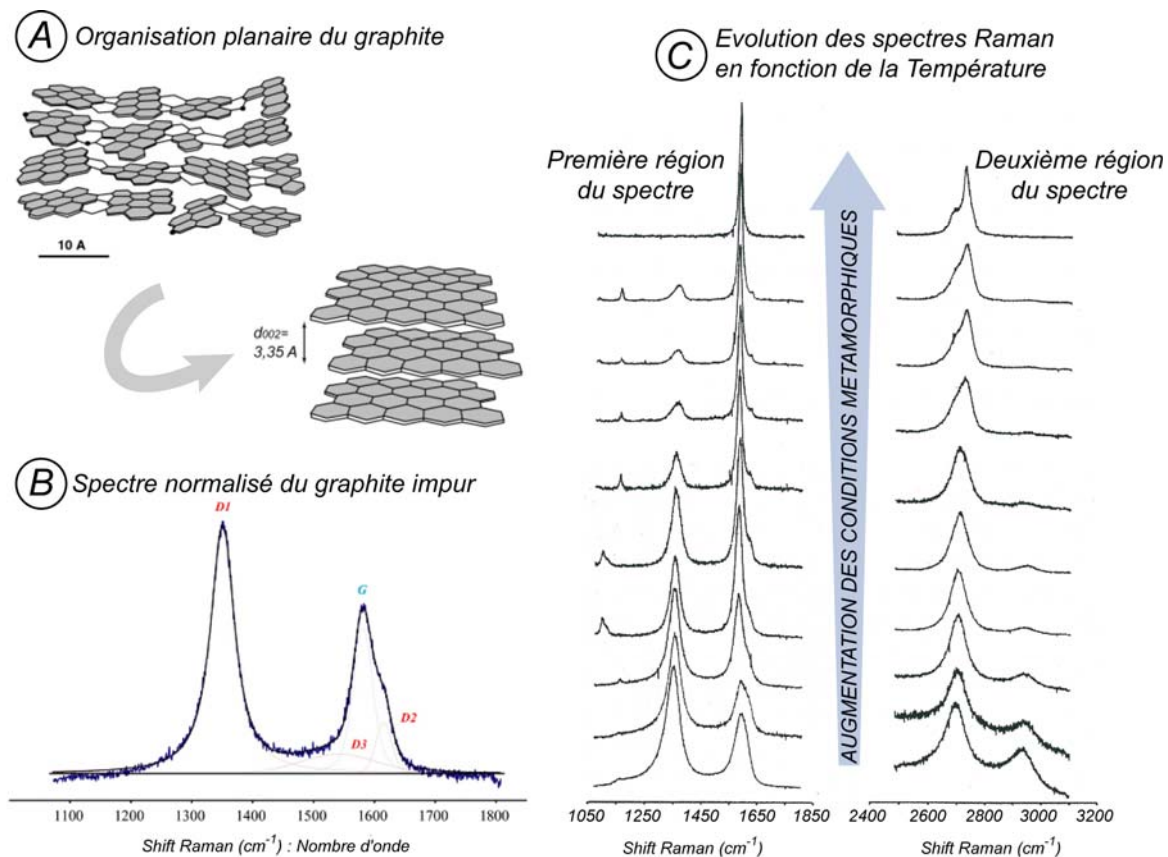


Figure II-2 : Méthode de spectroscopie Raman pour la détermination d'une température maximum atteinte (d'après Beyssac et al., 2002). A- Organisation sous forme de feuillets d'atomes de carbones du kérogène lors de la graphitisation. B- Spectre Raman normalisé du graphite impur pour une roche de grade métamorphique moyen. Pic de défaut D1 (nombre d'onde : $\sim 1350 \text{ cm}^{-1}$) et bande « graphite » G (nombre d'onde : $\sim 1580 \text{ cm}^{-1}$) constituée en réalité de deux pics de défaut D2 (nombre d'onde : 1620 cm^{-1}) et D3 (nombre d'onde : 1500 cm^{-1}). C- Variations du spectre Raman en fonction de l'augmentation des conditions thermiques du métamorphisme. Plus la température atteinte est élevée, plus le pic D1 diminue et la bande graphite s'amincit et s'intensifie. Seule la première région du spectre est intéressante pour le cadre de cette étude.

Un rayon laser est émis parallèlement aux feuillets carbonés qui diffusent alors un rayonnement électromagnétique (lumière) en réponse à leur excitation électronique. Le signal est alors reçu par le spectromètre et traité afin d'obtenir l'intensité du signal en fonction du nombre d'onde. Plus la température atteinte par l'échantillon a été élevée, plus l'organisation des atomes de carbone est plane. Ce processus d'organisation étant irréversible, on a donc accès ici à une température maximum. La bande graphite G traduit le degré d'organisation. On définit le paramètre $R2$ tel que :

$$(eq. II-1.1) \quad R2 = \frac{D1}{G + D1 + D2}$$

où G , $D1$ et $D2$ correspondent aux aires sous la courbe du spectre des pics correspondant (fig. II-2-B).

Beyssac et al.(2002) proposent une loi empirique, calibrée dans la gamme 330-650°C, reliant la température et le rapport $R2$:

$$(eq. II-1.2) \quad T(^{\circ}C) = -445 \times R2 + 641 \pm 50^{\circ}C$$

La spectroscopie Raman s'avère, ainsi, être un puissant géothermomètre. Elle sera principalement utilisée pour déterminer des pics de température dans la région du Saih Hatat.

b- La thermobarométrie : détermination d'un couple P-T

Jusqu'au début des années 1970, les estimations P-T étaient basées sur les champs de stabilité des paragenèses que l'on pouvait trouver dans la roche. Cela a commencé initialement pour les roches basiques (Eskola, 1914) puis s'est fortement développé aussi bien sur les metabasites que sur les métapelites. Les études pétrographiques de référence en Oman (Goffé et al., 1988) sont de ce type et constituent encore les seules contraintes aux différentes évolutions géodynamiques que proposent les équipes de Searle ou de Gray et Miller (cf. Chap. 4). L'avantage de telles études réside, cependant, dans leur simplicité d'utilisation.

Pour une composition de roche totale donnée, la thermodynamique prévoit toutefois, à pression et température fixées, que des minéraux à l'équilibre auront une composition unique et bien définie. Des logiciels reposant sur des bases thermodynamiques ont ainsi été développés pour remonter aux conditions P-T précises de formation des minéraux.

Principes généraux

Les bases de données thermodynamiques auto-corrélées (Gordon, 1973 ; Helgeson et al., 1978 ; Powell & Holland, 1985) sont réalisées par compilation de données expérimentales issues de l'étude de la stabilité des minéraux et de leur composition chimique pour des pressions et des températures imposées. L'ensemble de ces études constamment affinées a permis de constituer des bases de données thermodynamiques corrélées dont les deux principales sont celles de Berman (1988, 1991) et de Holland & Powell (1990, 1998). Deux logiciels différents d'estimation P-T en sont issus :

- TWEEQU (Berman, 1991) utilise la base thermodynamique de Berman et repose sur la méthode des équilibres multiples. Si l'on suppose que pour une paragenèse donnée, tous les

minéraux se sont formés à l'équilibre (c'est-à-dire en même temps, avec une certaine condition P-T, et sans échange de matière avec l'extérieur), le tracé des réactions possibles tenant compte de la composition de ces minéraux doit nécessairement converger vers un point dans le champ P-T (fig. II-3-D). La base de donnée interconsistante est ici réalisée par optimisation de fonctions c'est-à-dire que les courbes des réactions chimiques calculées passent toutes par les points des données expérimentales (fig. II-3-B).

- THERMOCALC est, lui, associé à la base thermodynamique de Holland & Powell (1998) qui comprend 154 pôles purs de minéraux et permet, de la même manière, d'obtenir des conditions P-T à partir d'analyses de minéraux issus de la même paragenèse (fig. II-3-C). Par rapport à TWEEQU, la base de données est établie par régression linéaire. Si ce procédé ne permet pas à toutes les courbes calculées de passer par les points expérimentaux (fig. II-3-A), il a néanmoins l'avantage de pouvoir fournir des barres d'erreurs quant aux estimations P-T réalisées. Cependant, le nombre de pôles purs de phyllosilicates considéré par THERMOCALC est moindre que dans TWEEQU. En Oman, où les paragenèses sont particulièrement pauvres en minéraux (cf. Chap. 4, présence de chlorite, phengite, \pm chloritoïde, \pm albite, \pm paragonite et quartz principalement), la thermobarométrie TWEEQU semble donc la seule concrètement utilisable.

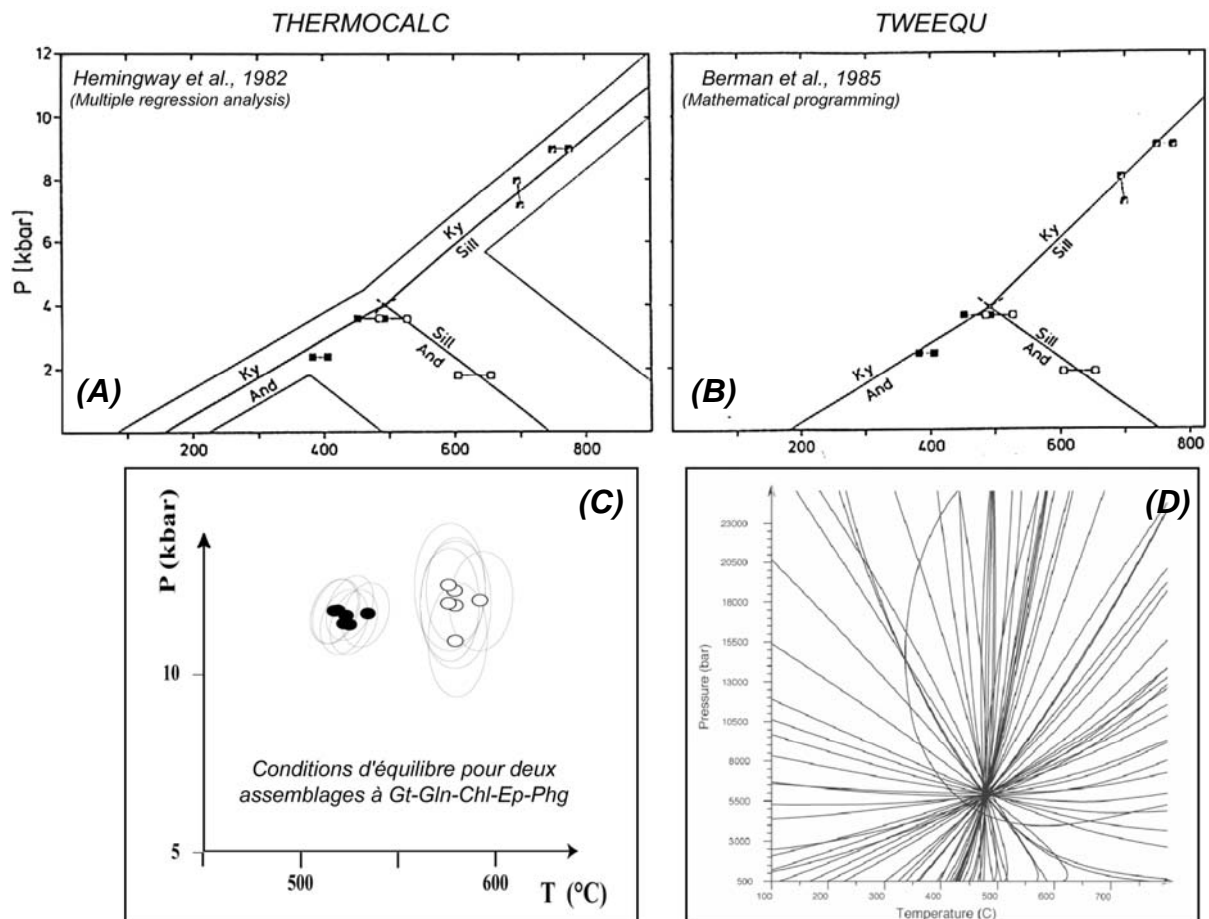


Figure II-3 : En haut, d'après Chatterjee (1991), illustration avec l'exemple des Alumino-silicates de la manière dont sont confectionnées les courbes des réactions dans (A) THERMOCALC et dans (B) TWEEQU. En bas, exemples d'intersections obtenues à l'aide des logiciels THERMOCALC (C) et TWEEQU (D), (d'après Berman, 1991). Les courbes des réactions se recoupent au point P-T correspondant aux conditions de formation des minéraux de la paragenèse, à l'équilibre. On peut noter que THERMOCALC donne accès directement aux incertitudes (ellipses).

Méthode utilisée

Les estimations P-T, dans le cadre du travail pétrologique sur l'Oman, ont été réalisées en utilisant la version 2.02 du logiciel TWEEQU (Berman, 1991) associée à sa base de données JUN92 (Berman, 1988) adaptée par Vidal & Parra (2000) pour ce qui concerne les pôles purs pour les chlorites, les chloritoïdes et les phengites (par ex., Vidal et al., 2001, 2005 ; Parra et al. 2002a, 2005).

-Pour les phengites (Phg), le modèle de solution solide utilisé est le modèle assym/25 (Parra et al., 2002a) et les pôles purs utilisés sont :

- La muscovite (Ms) : $KAl_2Si_3AlO_{10}(OH)_2$
- La céladonite (Cel) : $K(Fe,Mg)AlSi_4O_{10}(OH)_2$
- La pyrophyllite (Prl) : $Al_2Si_4O_{10}(OH)_2$

-Pour les chlorites (Chl), deux modèles de solution solide ont été utilisés, le modèle V2001 (Vidal et al., 2001) et le modèle VP209 (Vidal et al., 2005). Les pôles purs utilisés sont :

- La sudoïte (Sud) : $(Fe,Mg)_2Al_3(Si_3Al)O_{10}(OH)_8$
- Le clinochlore (Clin) : $Mg_5Al(Si_3Al)O_{10}(OH)_8$
- La Daphnite (Dph) : $Fe_5Al(Si_3Al)O_{10}(OH)_8$
- La Fe-Mg Amésite (Fe-Mg Am) : $(Fe,Mg)_4Al_2(Si_2Al_2)O_{10}(OH)_8$

Seules les estimations réalisées à la fois avec V2001 et VP209 ont été prises en compte (les estimations P-T ne marchant qu'avec l'une ou l'autre étant rejetées).

-Enfin pour le chloritoïde (Cld), les deux pôles Fe et Mg sont considérés. Le modèle de solution solide utilisé est celui de Vidal et al. (2001)

Le logiciel TWEEQU trace alors le nombre total de réactions. Ce dernier est calculé à partir de ces différents pôles. Le nombre de réactions indépendantes (NIR) est calculé comme étant :

$$(eq. II-1.3) \quad NIR = C + 2 - \varphi$$

où C représente le nombre de constituants (les pôles purs) et φ le nombre de composants du système considéré (ex : 6 dans le système KFMASH).

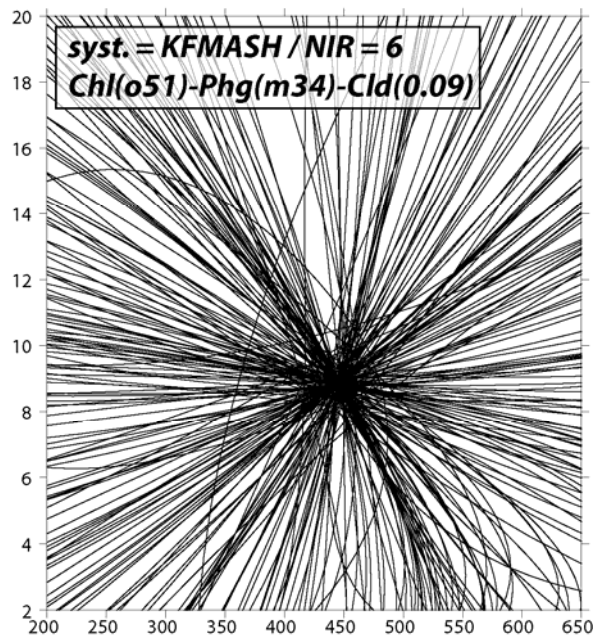
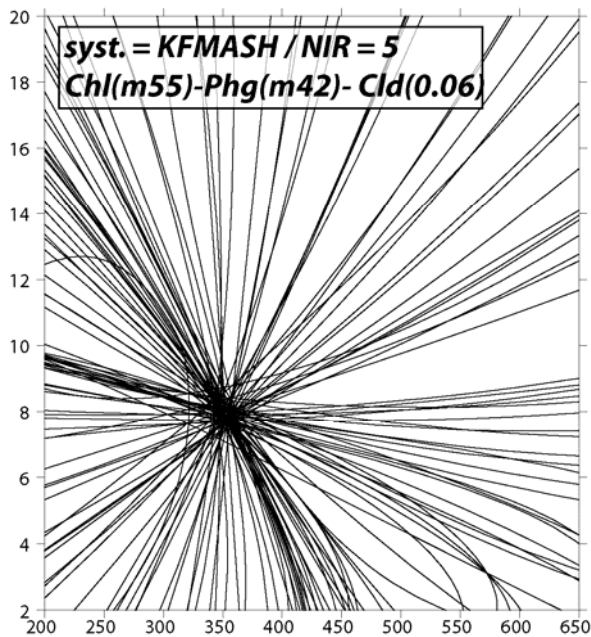
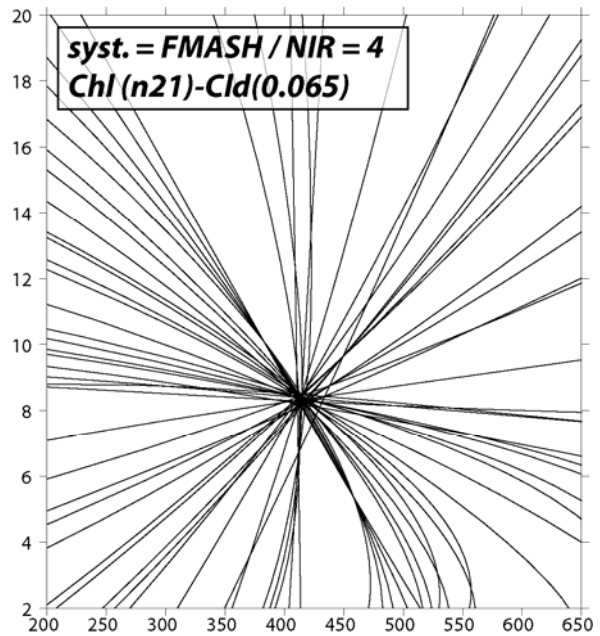
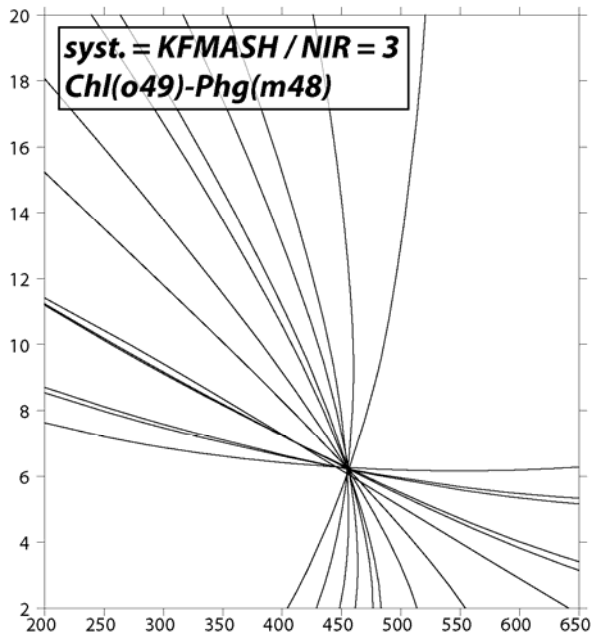
En considérant que les données thermodynamiques et les modèles d'activité sont bien calibrés, et que tous les minéraux sont à l'équilibre, ces réactions doivent toutes se couper en un seul point P-T. Les assemblages minéralogiques, les combinaisons de pôles purs utilisés pour cette étude ainsi que des exemples d'estimations sont présentés sur la figure II-4.

Les barres d'erreurs de température (σT) et de pression (σP) sont ensuite calculées par l'intermédiaire du programme INTERSX (Berman, 1991) seulement si la **totalité** des réactions se trouvent dans le champ de l'écran (généralement, 2-20 kbar ; 200-650°C). Seule la première valeur d'INTERSX est alors prise en compte. Les minéraux sont considérés thermodynamiquement à l'équilibre si ces premières valeurs de σP et σT sont inférieures à 10% des estimations P et T. Afin de ne garder que les meilleures valeurs dans le cadre de nos estimations, les autres estimations sont rejetées même si la dernière valeur fournie par INTERSX est correcte.

Assemblage	Systeme	CHL					CLD		PHG				Autres			NIR	
		Sud	Dph	Fe-Am	Clin	Am-V	Fe-Cld	Mg-Cld	Al-Cel	Fe-Cel	Ms	Prl	Pg	Ab	Qtz		H2O
Chl-Cld-Phg	KFMASH	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x			x	x	7
Chl-Cld-Phg	KFMASH	x	x	x	x	x	x	x	x		x	x			x	x	6
Chl-Cld-Phg	KFMASH	x	x		x	x	x	x	x		x	x			x	x	5
Chl-Phg	KFMASH	x	x	x	x	x			x	x	x	x			x	x	5
Chl-Cld	FMASH	x	x	x	x	x	x	x							x	x	4
Chl-Phg	KFMASH	x	x	x	x	x			x		x	x			x	x	4
Chl-Cld	FMASH	x	x		x	x	x	x							x	x	3
Chl-Phg	KFMASH	x	x		x	x			x		x	x			x	x	3
Chl-Ab-Pg	NaFMASH	x	x	x	x	x							x	x	x	x	3

Figure II-4 : Ci-contre, tableau présentant le nombre de réactions indépendantes (NIR), selon les assemblages, obtenues en fonction du système considéré et de leurs pôles purs pris en compte. Des exemples tirés des résultats obtenus pour l'Oman (cf. Chap. 4) sont présentés ci-dessous.

Exemples d'estimations P-T (échantillon, m30.Bb2, Oman)



tel-00134728, version 1 - 5 Mar 2007

1-2.2. Les cartes de compositions : Vers une nouvelle méthode d'estimation P-T

Les estimations classiques, comme celles que l'on vient de décrire, sont généralement réalisées à partir d'analyses acquises à la microsonde en mode ponctuel (par ex., Vidal & Parra, 2000 ; Trotet et al., 2001 ; Parra et al., 2002b, Rimmelé et al., 2004) et sont également utilisées dans le cadre de cette thèse. Une nouvelle méthode d'analyse par réalisation de cartes d'éléments, développée par V. De Andrade (De Andrade et al., 2006), a toutefois été utilisée en parallèle (fig. II-5 et II-6). Ces cartographies de composition en éléments ont plusieurs avantages :

- Elles permettent, par cette visualisation des compositions chimiques en deux dimensions, d'avoir accès à un contrôle très fin au point de vue de la chimie et de la micro-texture.
- L'importante quantité d'analyses obtenues ($1350 \times 376 = 507600$ pixels sur l'exemple de la figure II-5) permet de considérer des groupes de composition chimique. Une analyse (correspondant à un pixel) possède alors une réelle valeur statistique comparée à une analyse ponctuelle qui pourrait très bien être une valeur particulière.

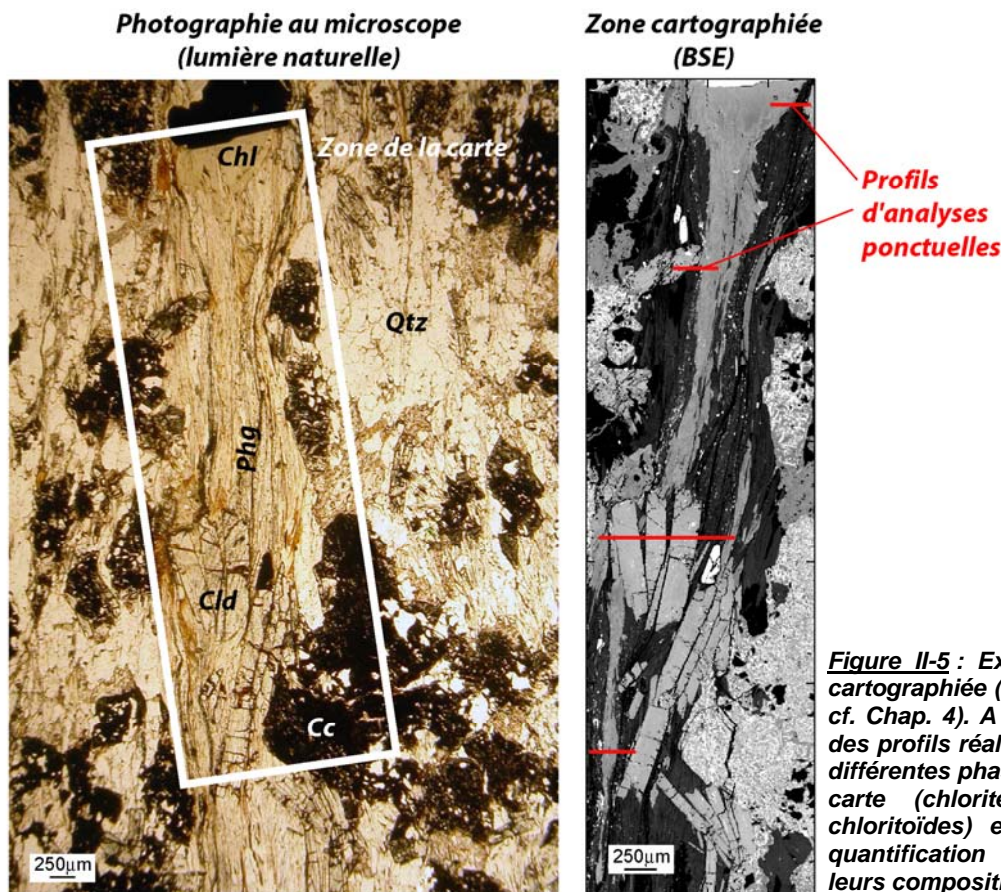


Figure II-5 : Exemple d'une zone cartographiée (lame d.11.2, Oman, cf. Chap. 4). A droite, localisation des profils réalisés au travers des différentes phases minérales de la carte (chlorites, phengites et chloritoïdes) et utilisés pour la quantification et l'obtention de leurs compositions chimiques.

La réalisation de ces cartes s'est effectuée à la microsonde Cameca-SX100 (Service Comparis de l'Université Paris 6). Pour des raisons évidentes de temps d'acquisition, la réalisation des cartes d'éléments nécessite un temps de comptage plus court que pour les analyses en ponctuel (en général 300ms au lieu de 20s pour les analyses ponctuelles).

Les données brutes obtenues sont données en nombre de coups et sont présentées, pour la carte de la figure II-4, sur la figure II-5 (d'autres exemples sont présentés pour toutes les cartographies réalisées sur les échantillons d'Oman en annexe H).

Il a donc fallu transformer ces cartes de comptage en cartes de compositions chimiques. Ce traitement a été fait avec la collaboration de Vincent de Andrade (Université de Grenoble).

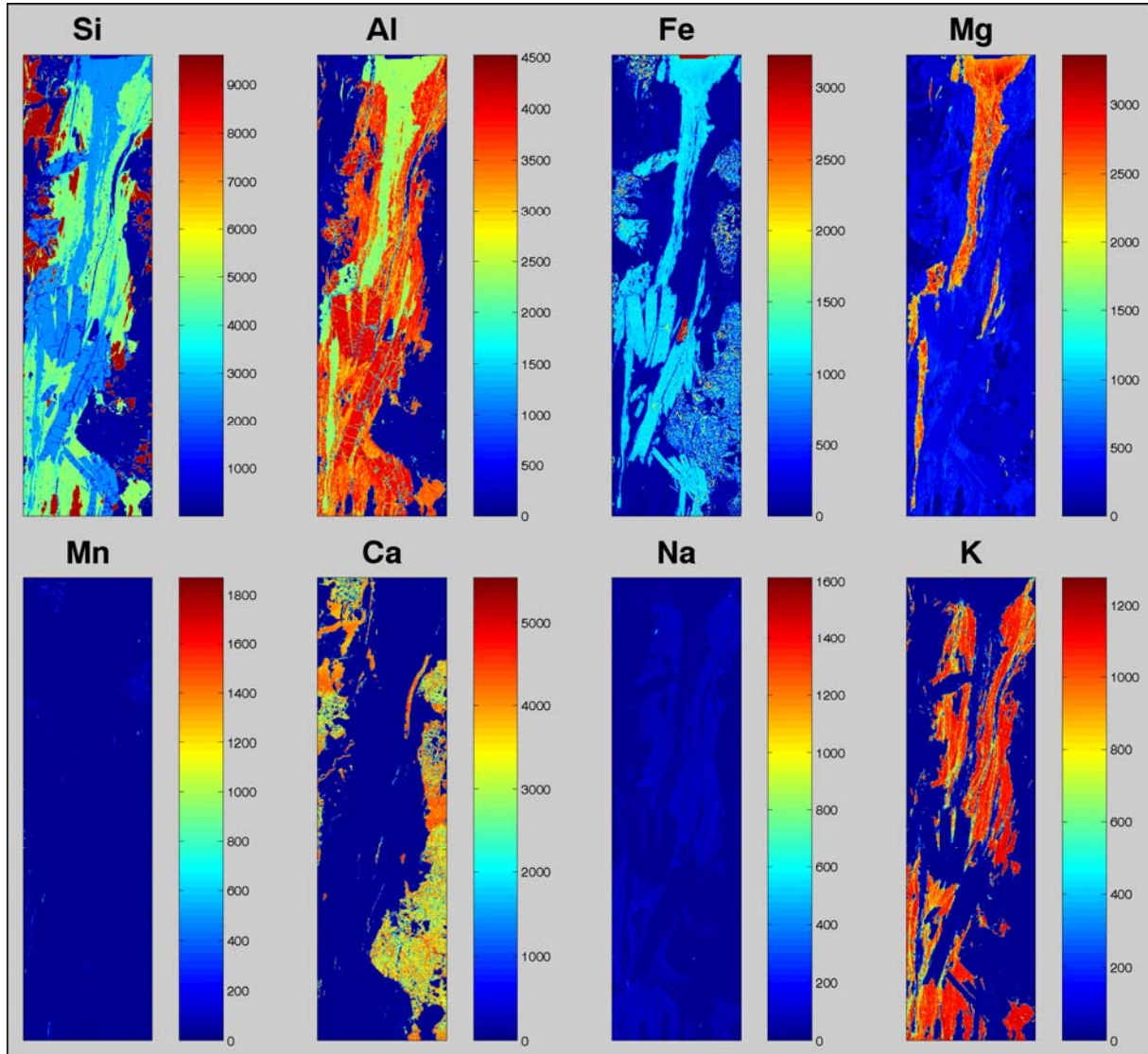


Figure II-6 : Résultats bruts, en nombre de coups, des différents éléments analysés pour la cartographie de la zone présentée en figure II-4.

Afin de quantifier correctement ces images, il faut au préalable réaliser des profils en analyse ponctuelle. Ces profils doivent correspondre à une rangée de pixels bien déterminée et traverser les différents minéraux dont on cherche à obtenir les compositions. La technique de quantification (De Andrade et al., 2006) comprend plusieurs étapes :

1- Réaliser des « masques » pour les minéraux présents. C'est-à-dire définir les pixels correspondant à un minéral donné, chacun étant caractérisé par une intensité brute spécifique.

2- Convertir les coups de tous les pixels des minéraux identifiés en poids d'oxydes (approximation de Castaing, 1951) en corrélant les analyses ponctuelles des profils avec les analyses de la rangée de pixels correspondante.

Au final, chaque pixel de la carte peut donc être considéré comme une analyse ponctuelle et traité de manière analogue.

Il est possible d'obtenir des conditions satisfaisant les critères d'équilibre (c'est-à-dire, avec des σ_P et σ_T raisonnables dans InterSX) pour des phyllosilicates appartenant à des familles qui, de toute évidence, ne sont pas texturalement à l'équilibre. Ceci est souligné par la réalisation d'estimations P-T automatiques (obtenues en testant chaque analyse de chlorite avec toutes les analyses de chloritoïde et vice-versa, fig. II-7), laquelle produit des nuages de points assez dispersés (1) sans élément de chronologie et (2) fournit un certain nombre de points en contradiction avec des estimations P-T indépendantes (RSCM par exemple; fig. II-7). Cette méthode n'a donc pas été utilisée dans le cadre de cette étude où nous avons préféré utiliser des familles d'analyses afin de garder un contrôle à la fois chimique et micro-textural sur les estimations obtenues (cf. Chap. 4).

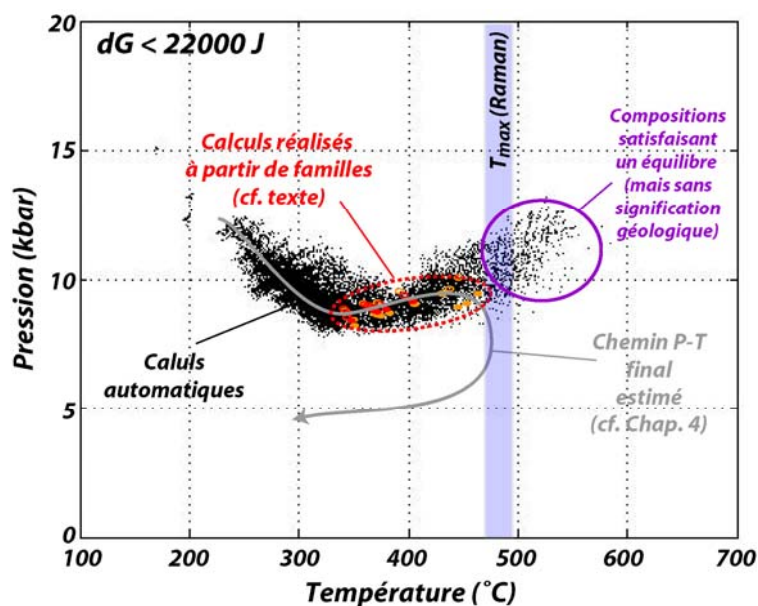


Figure II-7 : Comparaison des résultats d'estimations P-T obtenus, pour la carte de la figure II-5, par la méthode de calcul automatique (points noirs) et par réalisation de familles (points rouges et oranges). Seules les estimations réalisées avec les couples "chlorite - chloritoïde" sont présentées.

1-2.3. Remarques importantes concernant l'estimation d'un point P-T

a- L'équilibre local est-il une condition nécessaire ?

Dans de nombreuses études récentes d'estimation P-T menées sur des métapélites (par ex., Vidal & Parra, 2000 ; Trotet et al., 2001 ; Parra et al., 2002b ; Rimmelé et al., 2004) les minéraux ne sont considérés à l'équilibre que lorsqu'ils se trouvent situés en contact. Or, dans des roches intensément déformées (comme cela est le cas pour nos échantillons), il est fort possible que les minéraux se trouvent aujourd'hui séparés après avoir subi différentes phases de déformation. De plus, les structures de déformations sont tridimensionnelles, ce qui n'est pas le cas lorsque l'on observe une lame mince. Ainsi, deux minéraux isolés dans le plan X-Z de la lame mince peuvent être en contact plus loin selon la direction Y.

La figure II-8-B présente la teneur en Silicium des phengites et le rapport XMg des chorites pour la lame m.82.A4 (Oman, cf. Chap. 4). La figure II-8-B montre clairement que les compositions des phengites en contact avec une chlorite de composition constante, peuvent être très différentes. Une carte permet aisément de visualiser ce phénomène, alors que

cette observation ne pourrait pas (sauf à faire un grand nombre d'analyses de part et d'autre du contact) se faire en ponctuel où l'une ou l'autre (voire les deux) des analyses serait rejetée.

D'autre part, du point de vue de la chimie, on se rend compte (fig. II-8-A) qu'il existe des familles de compositions chimiques similaires et que celles-ci se situent souvent à des positions micro-texturales assez claires (ex : Groupe [Phg A] dans la schistosité, Groupe [Phg B], dans l'ombre de pression de la chlorite, Groupe [Phg D] orienté à 45° de la schistosité, Groupe [Chl A], dans la « tête » de la chlorite, Groupe [Chl C] dans la bande de cisaillement...). Ces familles dont les différences de compositions peuvent être mises en relation avec la déformation par des critères texturaux, peuvent par conséquent être replacées de manière chronologique et testées dans le cadre d'estimations P-T. Les équilibres thermodynamiques obtenus dans TWEEQU à partir de ces familles apparaissent donc au moins aussi fiables que ceux obtenus en considérant le critère d'équilibre local.

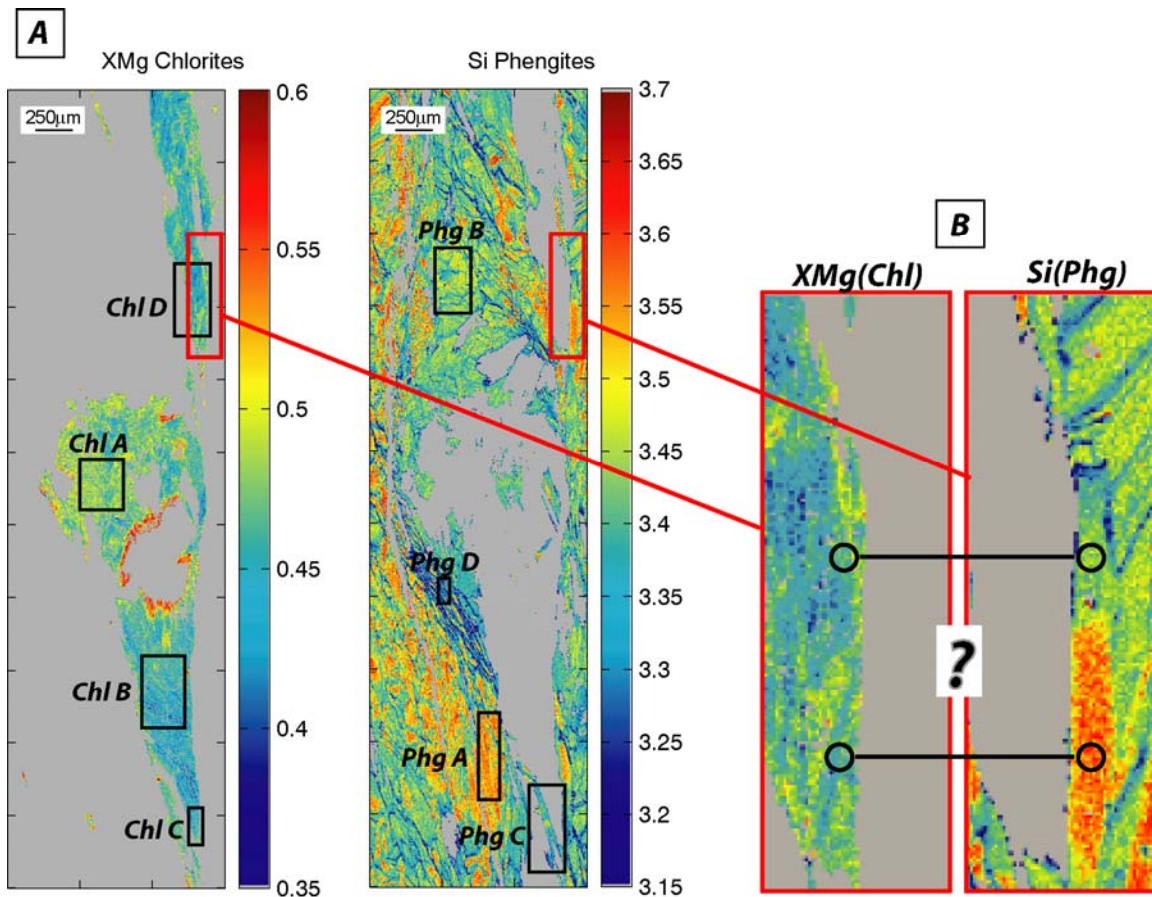
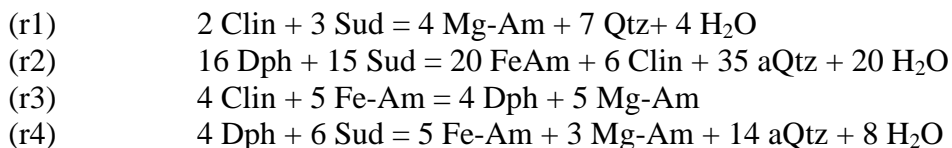


Figure II-8 : (A) Teneur en Si des phengites et rapport XMg des chlorites. Compositions obtenues par cartographie d'éléments sur l'échantillon m.82.A4 (Oman, cf. Chap. 4). Les pixels considérés pour la réalisation des « familles » sont rappelés. (B) Problème lié à l'utilisation du critère de l'équilibre local (voir texte).

b- Présence de Fe^{3+} dans les minéraux et implication

Le problème de la présence de Fe^{3+} dans les minéraux, particulièrement dans les chlorites, est notoire (par ex., Leoni et al., 1998 ; Vidal et al., 2001, 2005, 2006). Dans nos échantillons, l'observation au microscope révélait des variations de couleur au niveau des chlorites (vertes, brunes, rousses) qui laissaient suspecter la présence de Fe^{3+} (fig. II-5). De surcroît, le calcul des températures de formation des chlorites, basé sur le couple chlorite-quartz dans le système MASH, fournit, sans ajout de Fe^{3+} , des résultats trop élevés ($> 650^{\circ}C$), hors du champ de stabilité du minéral chlorite.

La méthode utilisée afin d'estimer la quantité de Fe^{3+} au sein des chlorites, est celle décrite par Vidal et al. (2001, 2005). Pour une valeur de pression constante (ici 10 kbar), une quantité de Fe^{3+} est ajoutée par pas de 1% pour chacune des chlorites. La quantité de Fe^{3+} contenue dans les chlorites est alors considérée optimale lorsque la différence entre les températures données par les réactions (r1), (r2), (r3) et (r4) pour l'assemblage chlorite-quartz (calculées avec TWEEQU) est minimale.



La quantité de Fe^{3+} ainsi estimée à 10 kbar reste valable et ne varie que de manière infime sur la gamme de pressions 5-20 kbar. De plus, l'ajout de 10-15% de Fe^{3+} est généralement suffisant et la quantité ajoutée pour les chlorites d'Oman n'excède que très rarement 25% (cf. Chap. 4 et annexe G)

Lame m30.Bb2

sys. = KFMASH / NIR = 6
Chl(o51)-Phg(m34)-Cl(0.09)

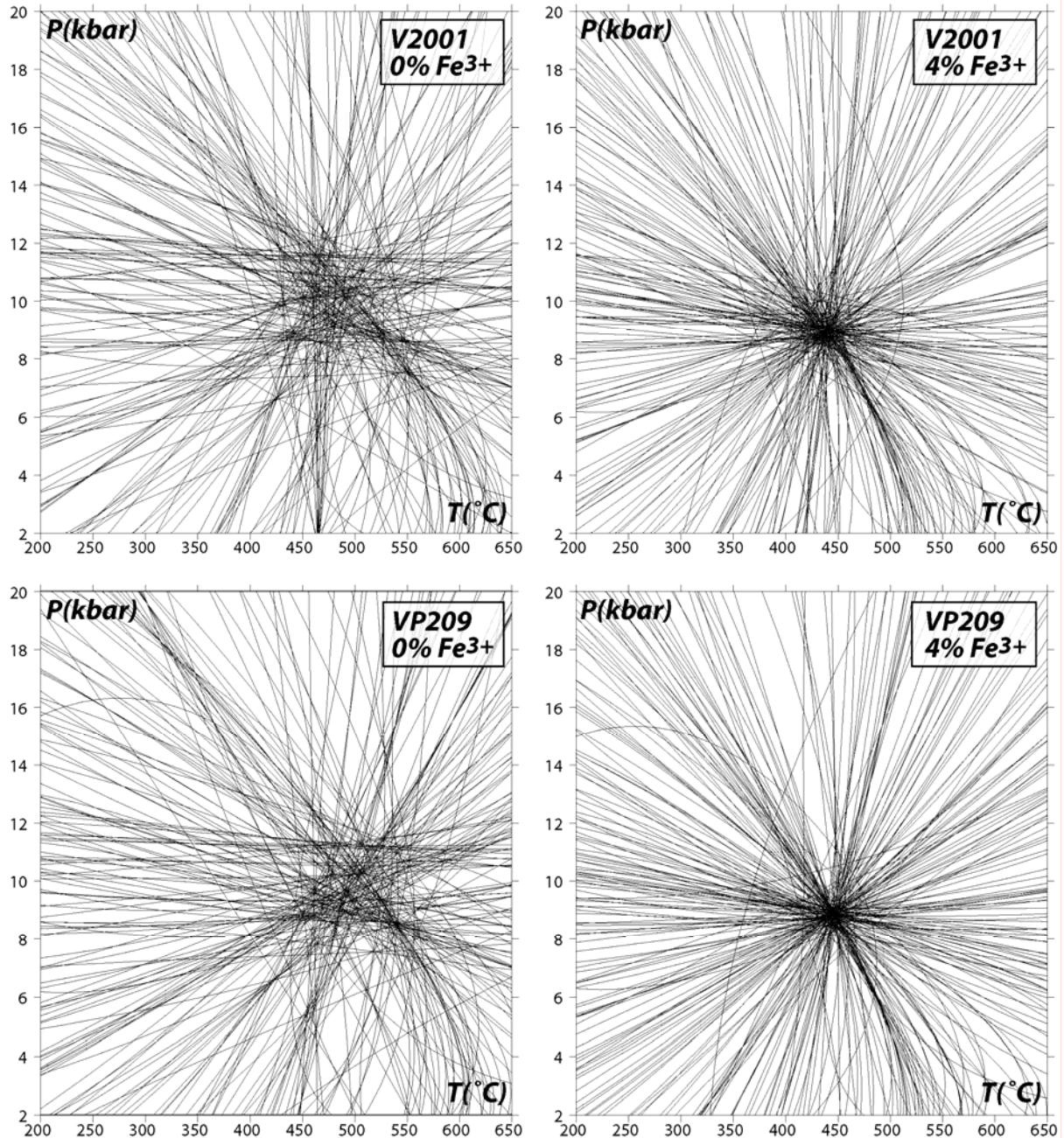


Figure II-9 : Estimations P-T effectuées avec ou sans Fe^{3+} (4%) pour les deux modèles de solution solide V2001 et VP209.

Enfin, les analyses XANES réalisées à l'ESRF sont en bon accord avec la quantité de Fe^{3+} estimée par cette méthode (Muñoz et al., 2006 ; Vidal et al., 2006). Dans ce sens, la lame

931a, analysée également au synchrotron (fig. II-10) confirme la présence de Fe^{3+} dans nos échantillons d'Oman mais n'a malheureusement pas encore été quantifiée.

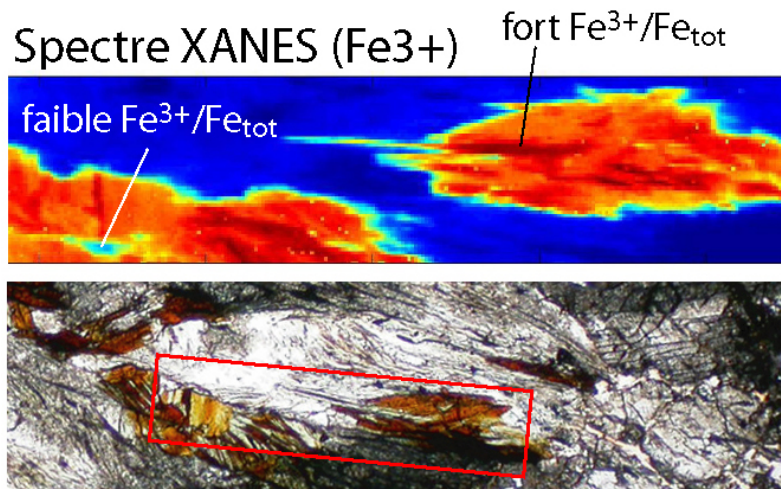


Figure II-10 : Spectre Xanes réalisé à l'E.S.R.F. au niveau de la lame 931 (mais pas encore quantifié). Communication personnelle de M. Munoz et V. De Andrade.

1-2.4. La radiochronologie, apport d'une troisième dimension : le temps

L'accès à la composante temps (t) du triplet P-T-t des chemins est une information cruciale pour l'étude de l'évolution de ces roches métamorphiques et pour connaître leurs vitesses d'enfouissement et d'exhumation. Elle est généralement effectuée par des méthodes radiométriques. Il est important de noter que l'âge alors obtenu n'est pas celui de la formation du minéral métamorphique mais celui de la fermeture du cristal à l'échange isotopique considéré pour la datation à une condition pression-température précise (cf. fig. II-11 pour une idée des marges d'incertitudes existant sur les méthodes).

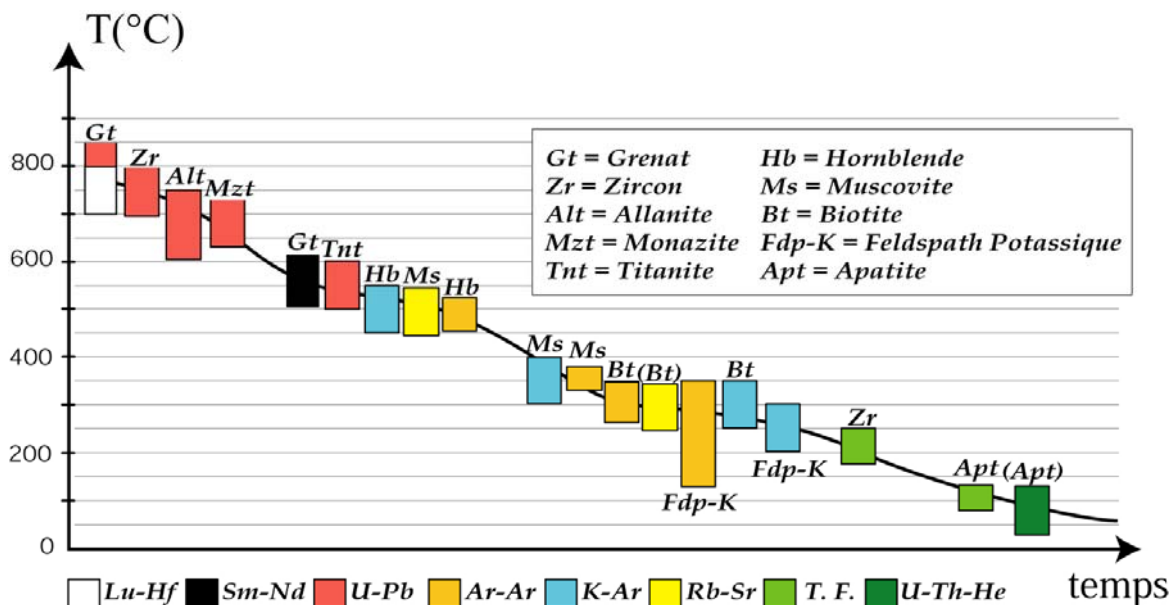


Figure II-11 : Températures de fermeture pour les différentes méthodes de datation radiométrique selon le minéral utilisé (D'après Spear F., 1993 ; Hurford et al., 1989).

Les différentes méthodes sont donc plus ou moins précises selon le minéral utilisé pour effectuer la datation. La confiance dans les estimations P-T-t sera donc raisonnable mais pas absolue.

Une méthode de datation Ar-Ar in-situ devait initialement être utilisée (par ex., Agard et al., 2002, Augier et al., 2005) sur les échantillons des bandes de cisaillement en Oman afin de compléter les estimations existantes et d'essayer de mieux contraindre l'âge de la mise en place des structures. Des échantillons situés en regard des lames minces où ont été réalisées les estimations P-T ont été préparés dans ce but, mais, faute de temps, les morceaux (d'une taille inférieure au cm^3) n'ont pu être débités et envoyés à l'irradiation.

2- La modélisation numérique thermomécanique

2-1. Le code PARA(O)VOZ

Le code numérique utilisé dans le cadre de cette étude est le Code PARA(O)VOZ version 7-9 dérivé de Paravoz v3 (Poliakov *et al.*, 1993).

L'algorithme de PARA(O)VOZ est basé sur la méthode F.L.A.C. (Fast Lagrangian Analysis of Continua, Cundall & Board, 1988; Cundall, 1989) et a déjà été décrit à plusieurs reprises (par ex., Burov *et al.*, 2001 ; Toussaint, 2003 ; Le Pourhiet, 2004). Il résout simultanément, dans la formulation Lagrangienne, l'équation des mouvements de Newton dans sa forme dynamique complète (eq. II-2.1, en notation d'Einstein) couplée aux équations constitutives visco-élasto-plastiques (eq. II-2.2), à l'équation de transport de chaleur (eq. II-2.3) ainsi que les autres équations de transport (par ex., eq. III-2.5). Cela en supposant soit une dépendance thermique adiabatique pour la densité et l'approximation de Boussinesq (eq. II-2.4a), soit une dépendance thermodynamique pour la densité (eq. II-2.4b)

$$(eq. II-2.1) \quad \rho_{eff} \cdot g + \frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_j} = \rho_i \cdot \frac{\partial V_i}{\partial t}$$

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

$$(eq. II-2.3) \quad \frac{DT}{Dt} = \frac{\partial}{\partial x_i} \left(\chi \frac{\partial T}{\partial x_i} \right) + \frac{Hr}{\rho_{eff} \cdot Cp} - V_i \frac{\partial T}{\partial x_i}$$

$$(eq. II-2.4) \quad \rho_{eff} = \rho_0 (1 - \alpha \cdot \Delta T) \text{ ou } \rho_{eff} = \rho(G(P, T))$$

où \mathbf{V} est la vitesse, σ_{ij} les composantes du tenseur des contraintes, g l'accélération de la pesanteur, \mathbf{u} le déplacement, ρ_{eff} la densité effective, ρ_i la densité inertielle, t le temps, α le coefficient d'expansion thermique et T la température, G l'énergie de Gibbs (potentiel thermodynamique) et $P = \frac{1}{3} \sigma_{ii}$ la pression (cf. §2-2.1).

Pour l'équation II-2.2, une loi constitutive (cf. tableau II-1) réaliste visco-élasto-plastique est utilisée afin de pouvoir accéder aux contraintes à partir des déplacements (Burov *et al.*, 2001 ; Le Pourhiet *et al.*, 2004). Les symboles en gras correspondent à des vecteurs.

Les processus de surface (érosion) sont également pris en compte par le biais d'une équation de diffusion (eq. III-2.5). L'élévation topographique h de la surface libre le long de l'axe x est calculée en utilisant le modèle classique de Culling (Culling, 1960) qui est fonction du coefficient de diffusion k_{ero} .

$$(eq. III-2.5) \quad \frac{\partial h}{\partial t} = k_{ero} \frac{\partial^2 h}{\partial x^2}$$

- Comportement élastique :

$$\sigma_{ij} = \lambda \cdot \delta_{ij} \cdot \sum_k \varepsilon_{kk} + 2\mu \varepsilon_{ij}$$

où : λ et μ sont les coefficients de Lamé et δ_{ij} le symbole de Kronecker

- Comportement plastique :

$$\tau = (\tan \varphi) \cdot \sigma_n + C_0$$

où : φ est l'angle de friction et C_0 la cohésion

- Comportement visqueux :

$$\tau_{ij} = 2 \cdot \eta_{eff} \cdot \dot{\varepsilon}_{ij}^d$$

$$\eta_{eff} = \dot{\varepsilon}_{II}^{d(1-n)/n} \cdot (A^*)^{-1/n} \cdot \exp\left(\frac{H}{nRT}\right)$$

où : $\dot{\varepsilon}_{II}^d = \left(Inv_{II}(\dot{\varepsilon}_{ij}^d)\right)^{1/2}$ est le taux de déformation effectif

n et $A^* = \frac{1}{2} \cdot A \cdot 3^{(n+1)/2}$ sont des constantes de matériaux

H est l'enthalpie d'activation reliée à E (énergie d'activation)

R est la constante des gaz parfait

T est la température

L'ensemble des paramètres pour les matériaux utilisés sont décrits et discutés au niveau du paragraphe 2-3.2

Tableau II-1 : Lois constitutives utilisées dans Paravoz pour la simulation des rhéologies visco-élasto-plastiques.

Ce modèle simple est bien adapté pour simuler les dépôts deltaïques qui sont typiques des dépôts de bassins d'avant pays.

Para(o)voz est un code explicite dans lequel le continuum est discrétisé en deux mailles d'éléments finis, constituées chacune de deux éléments triangulaires (fig. II-12). Ce schéma en double discrétisation est utilisé dans le but de réduire les problèmes de « mesh-locking » (Marti & Cundall 1982). Un schéma de l'algorithme est présenté sur la figure II-13 et présente les différentes étapes effectuées pour passer du pas de temps t au pas de temps $t+1$.

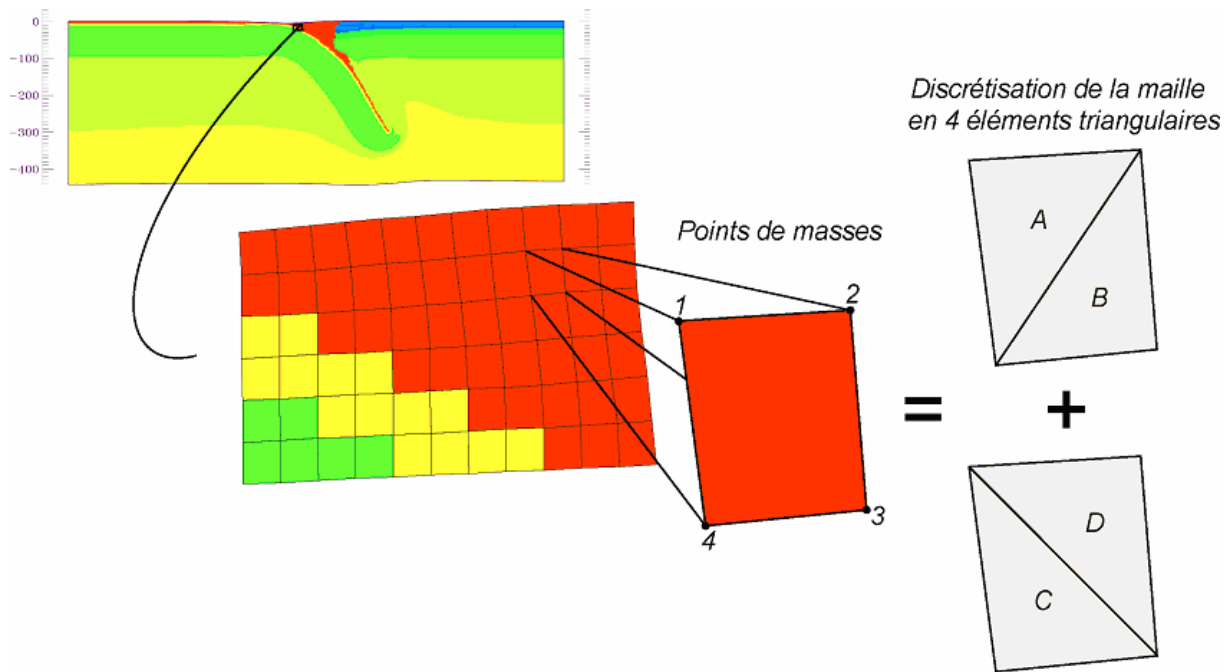


Figure II-12 : Discretisation de l'espace en mailles constituées chacune de 4 éléments triangulaires. C'est sur les nœuds que sont calculées les vitesses à partir des forces. Les calculs de contraintes et de déformations sont, eux, effectués sur les faces des différents triangles.

Les calculs sont réalisés au cours du temps selon le pas de temps numérique du modèle. Or, pour que le modèle soit stable, il faut que le pas de temps numérique soit inférieur au plus petit des temps de propagation du phénomène physique (critère de Courant). C'est à dire que l'information (les ondes élastiques par exemple) aura le temps de se propager au travers un élément de la maille pendant un seul pas de calcul. Pour cela, l'algorithme calcule les pas de temps critiques de chacun des types de perturbations élastiques, thermique, etc... qui peuvent se propager dans la plus petite maille du système, c'est-à-dire le temps mis en particulier par les ondes pour traverser cette maille. Suivant la même logique, l'autre contrainte sur la durée de pas numérique est posée par les comportements non-élastiques, par exemple, par le comportement visqueux. Ici, le pas maximal est limité par le temps de relaxation visco-élastique qui doit être supérieur au pas de calcul. Les limitations dues aux autres phénomènes mécaniques ou physiques, tels que le temps de diffusion de la matière par les processus de surface, sont également prises en compte. L'algorithme choisit alors un pas de temps inférieur au plus petit des temps critiques qu'il a calculé.

Cependant, comme la vitesse de propagation des ondes élastiques pour un milieu continu est bien supérieure à toutes les autres vitesses de propagation, le pas de temps est généralement fixé par le temps de propagation dans un milieu élastique. Pour simuler le comportement à l'échelle du temps d'écoulement visqueux, il faudrait donc de plus nombreux pas de calculs. Afin d'accélérer les calculs (c'est-à-dire d'augmenter la durée maximale d'un pas numérique), Cundall (1989) propose d'augmenter artificiellement la masse d'inertie du matériau afin de ralentir les ondes élastiques. Pour un système quasi-statique, ce qui est le cas des déformations géologiques, cette manipulation est physiquement justifiable si les forces d'inerties, qui augmentent avec la masse inertielle, restent négligeables. Par ce procédé, le temps mis par les ondes élastiques dans la plus petite maille du système est plus long et par conséquent, le pas de temps utilisé peut être plus élevé. Cundall (1989) a démontré que cette technique permet d'augmenter la durée et ainsi diminuer considérablement le nombre de calcul d'un facteur de 10^7 - 10^8 .

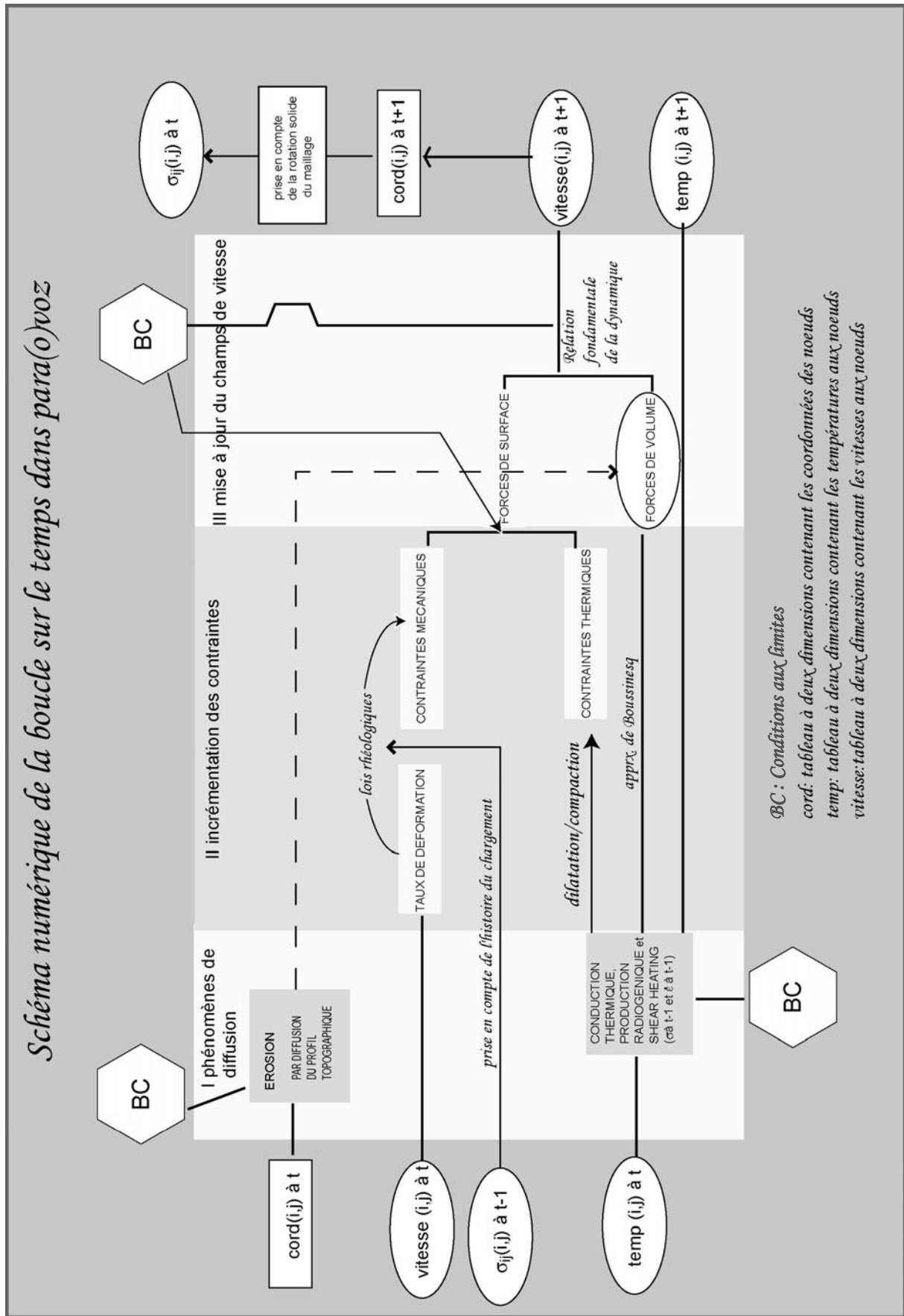


Figure II-13 : Schéma numérique de l'algorithme utilisé dans Para(o)voz (Le Pourhiet, 2004).

PARA(O)VOZ permet de simuler de grandes déformations grâce à la correction automatique des composants du tenseur des contraintes/déformations suite à la rotation des axes de contrainte/déformation ainsi qu'à l'aide d'une procédure de remaillage automatique qui est activée à chaque fois que la maille devient trop déformée pour produire un résultat précis. Le critère de remaillage est donné par un angle critique de déformation des mailles. Néanmoins, ce processus doit être limité autant que possible car les interpolations réalisées à ce moment sont sources de diffusion numérique. Ainsi, avec la meilleure précision obtenue par les calculs en double précision, cet angle ne peut pas être pris inférieur à 10°. Dans les dernières versions de Paravoz, la diffusion numérique est minimisée grâce à l'utilisation d'une procédure d'interpolation des champs de contraintes/déformations par des pointeurs passifs (voir les détails ci-après).

Toutes ces propriétés font de PARA(O)VOZ un excellent code pour la réalisation de simulations dynamiques des processus lithosphériques à grande échelle. Il s'agit d'une méthode fiable pour la résolution des problèmes géodynamiques en contexte de subduction/collision, comme l'ont déjà montrées de nombreuses études (par exemple, Burov et al., 2001 ; Toussaint et al., 2004a).

2-2. Les modifications apportées

De nouvelles sous-routines spécifiques à notre problématique ont été ajoutées au code source PARA(O)VOZ afin d'obtenir de meilleurs contrôles pétrologiques sur les modèles numériques.

2-2.1. Theriak, où la nécessité de prendre en compte les changements de densité

L'étude de Burov et al. (2001) et Toussaint et al. (2004a) prenait déjà en compte des changements de phase dans PARA(O)VOZ. Ils étaient introduits par changement de propriété mécanique dès qu'une certaine condition P-T déterminée au préalable était atteinte. Cependant, le nombre de faciès métamorphiques (i.e., fenêtres dans l'espace P-T) était limité et les changements à l'intérieur de chaque champ P-T n'étaient pas pris en compte, ce qui produisait des changements de densité brutaux à l'intérieur des modèles. L'introduction de changements de phase est essentiel afin d'évaluer correctement les chemins P-T-t car les variations de densité influencent le comportement du matériel considéré et donc par conséquent les processus de subduction (Burov et al., 2001).

Afin de modéliser de façon plus réaliste et continue les changements de phase au cours du temps, j'ai choisi de coupler un code indépendant THERIAK (De Capitani, 1994) avec PARA(O)VOZ. Le programme THERIAK minimise l'énergie libre de Gibbs, G (eq. II-2.6) pour une composition chimique donnée afin de calculer un assemblage minéralogique à l'équilibre pour des conditions P-T précises (De Capitani & Brown, 1987).

$$(eq. II-2.6) \quad G = \sum_{i=1}^n \mu_i N_i$$

où μ est le potentiel chimique et N le nombre de moles de la phase i constitutive de l'assemblage, n correspond donc au nombre de phases de l'assemblage. La densité calculée est donc bien contrôlée par la minéralogie.

Pour des raisons numériques, des tableaux de densité ont été pré-calculés à l'aide du logiciel THERIAK. Pour cela, quelques compositions chimiques typiques ont été choisies (fig. II-14, tableau II-2) et l'espace P-T a été discrétisé par pas de 5°C en température et de 1 kbar en pression.

Durant les simulations numériques, une réévaluation de la densité est effectuée en accord avec les conditions P-T pour chaque maille tous les 1000 pas de temps (i.e. ~200 ka) ainsi qu'après chaque remaillage. Ces nouvelles valeurs de densités qui correspondent à ρ_{eff} interviennent alors à plusieurs endroits dans les équations résolues par le code PARA(O)VOZ. Au niveau de l'équation fondamentale de la dynamique (eq. II-2.1) ainsi qu'au niveau de l'équation de transport de chaleur (eq. II-2.3). L'approximation de Boussinesq (eq. II-2.4) n'est alors plus nécessaire puisque Theriak prend en compte la variation de densité liée à la variation de la température.

	continent minéraux		ocean minéraux		pelite-1 minéraux		pelite-2 minéraux	
		%		%		%		%
Pt 1 7,5 kbar 250°C	Kfs	59,0	Kfs	27,6	Phg	31,2	Phg	39,3
	Phg	6,6	Phg	1,1	Chl	28,5	Chl	34,5
	Ep	5,7	Omp	12,7	Kln	7,9	a-Otz	26,2
	Mag	1,5	Chl	25,5	a-Otz	32,4		
	Rt	0,3	Ep	14,1				
	a-Otz	27,0	Lws	9,2				
			Spn	4,2				
			a-Otz	5,6				
densité		2,73	3,01	2,86	2,94			
Pt 2 17,5 kbar 450°C	Kfs	34,5	Phg	1,2	Phg	32,5	Phg	39,4
	Phg	6,9	Omp	35,5	Chl	19,6	Chl	34,6
	Omp	16,6	Chl	24,3	Cld	12,9	a-Otz	26,1
	Ep	6,0	Ep	16,1	a-Otz	35,0		
	Mag	1,5	Lws	9,7				
	Rt	0,3	Rt	1,5				
			a-Otz	11,7				
densité		2,89	3,21	2,97	2,97			
Pt 3 7,5 kbar 500°C	Kfs	59,3	Kfs	32,3	Phg	32,0	Bt	17,2
	Phg	6,4	Bt	0,9	Chl	25,6	Phg	23,8
	Ep	5,5	Omp	11,5	Cld	6,4	Chl	26,8
	Mag	1,5	Chl	25,9	a-Otz	36,0	a-Otz	32,2
	Rt	0,3	Ep	18,8				
	a-Otz	27,0	Spn	4,2				
			a-Otz	6,4				
densité		2,71	2,98	2,88	2,90			
Pt 4 22,5 kbar 575°C	Kfs	34,4	Grt	19,3	Grt	22,1	Grt	24,7
	Phg	6,9	Phg	1,3	Phg	35,5	Bt	19,5
	Omp	16,7	Omp	41,9	Cld	8,9	Phg	26,2
	Ep	6,0	Chl	4,7	a-Otz	33,6	a-Otz	29,6
	Mag	1,6	Cld	3,3				
	Rt	0,3	Ep	17,4				
			Rt	1,7				
			a-Otz	10,5				
densité		2,90	3,41	3,17	3,22			
Pt 5 7,5 kbar 625°C	Kfs	61,3	Grt	10,5	Grt	11,3	Grt	20,3
	Bt	0,4	Kfs	28,8	Bt	19,3	Bt	29,1
	Phg	4,7	Bt	1,1	Phg	17,3	Phg	16,8
	Ep	4,9	Omp	8,6	St	12,1	a-Otz	33,8
	Mag	1,5	Ep	10,0	a-Otz	40,0		
	Rt	0,3	Ilm	2,6				
			Mag	1,0				
			a-Otz	10,8				
			Prg	29,6				
densité		2,69	3,12	3,05	3,10			
Pt 6 25 kbar 650°C	Kfs	34,5	Grt	28,1	Grt	28,0	Grt	25,1
	Phg	6,9	Phg	1,3	Phg	36,2	Bt	18,7
	Omp	16,7	Omp	41,3	a-Otz	32,7	Phg	27,0
	Ep	6,0	Ep	17,9	Ky	3,1	a-Otz	29,2
	Mag	1,6	Rt	1,7				
	Rt	0,3	a-Otz	9,7				
			a-Otz	34,1				
densité		2,91	3,48	3,21	3,23			
Pt 7 17,5 kbar 800°C	Kfs	60,1	Grt	27,7	Grt	29,4	Grt	21,8
	Phg	6,1	Kfs	23,3	Phg	36,1	Bt	25,9
	Ep	5,3	Bt	0,3	a-Otz	34,0	Phg	20,0
	Mag	1,5	Omp	28,0	Ky	0,6	a-Otz	32,2
	Rt	0,3	Ep	12,6				
	a-Otz	26,7	Mag	0,7				
			Rt	1,6				
			a-Otz	5,6				
densité		2,73	3,31	3,16	3,14			
Pt 8 10 kbar 900°C	Kfs	68,6	Grt	7,0	Grt	31,6	Grt	32,9
	Bt	0,8	Kfs	57,7	b-Otz	31,4	Bt	14,5
	Ep	1,4	Omp	19,4	Sil	9,3	b-Otz	28,7
	Mag	1,9	Opx	12,0	Kfs	27,7	Kfs	23,9
	Rt	0,3	Ilm	0,2				
	b-Otz	27,1	Mag	2,4				
			Rt	1,4				
densité		2,64	3,05	3,08	3,11			
Pt 9 30 kbar 700°C	Kfs	34,9	Grt	29,2	Grt	28,4	Grt	27,2
	Phg	7,0	Phg	1,4	Phg	37,0	Bt	15,6
	Omp	17,4	Omp	41,1	Coe	30,9	Phg	30,9
	Ep	6,2	Ep	17,4	Ky	3,7	Coe	26,4
	Mag	1,6	Rt	1,7				
	Rt	0,3	Coe	9,2				
			Coe	32,6				
densité		3,00	3,51	3,30	3,32			
Pt 10 27,5 kbar 950°C	Kfs	42,3	Grt	31,9	Grt	28,9	Grt	23,8
	Phg	6,4	Phg	1,4	Phg	36,2	Bt	21,9
	Omp	12,1	Omp	40,0	a-Otz	33,2	Phg	24,0
	Ep	5,5	Ep	13,7	Ky	1,7	a-Otz	30,4
	Mag	1,6	Mag	0,7				
	Rt	0,3	Rt	1,7				
			a-Otz	10,7				
densité		2,85	3,46	3,19	3,19			

Tableau II-2 : Assemblages minéralogiques et densités calculés par Theriak pour des conditions P-T variées (fig. II-14, annexe L) et pour les différents matériaux utilisés dans les expériences numériques. Les symboles des minéraux sont donnés d'après Kretz, 1983 excepté pour la phengite (Phg) et la Coésite (Coe).

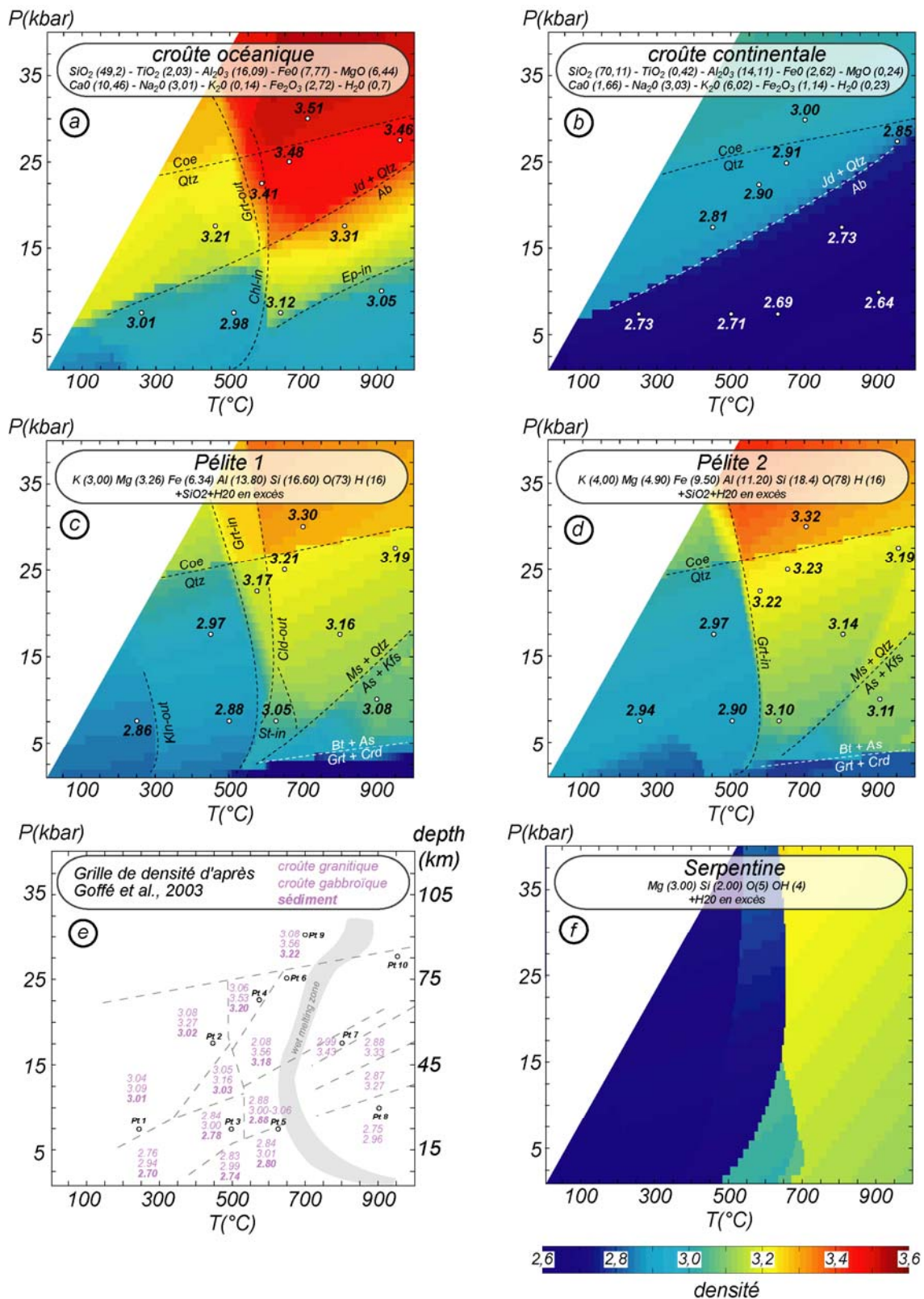


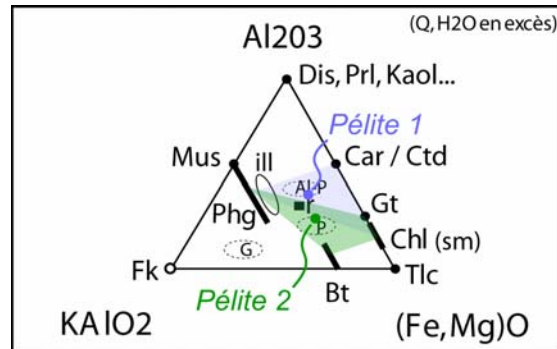
Figure II-14 : Compositions chimiques des roches et densités (calculées à l'aide de Theriak) utilisées dans PARA(O)VOZ. Les résultats sont présentés dans le champ P-T pour des valeurs de pressions comprises entre 0 et 40 kbar et des températures variant de 0 à 1000°C. Les grandes réactions, telles que l'apparition du grenat ou l'apparition de la coésite, responsables de variations brusques de densité sont replacées sur les graphiques. Les valeurs de densité correspondent aux densités présentées dans le tableau II-2 pour (a) un basalte MORB (Carmichael, 1989) ; (b) un granite (Carmichael, 1989), (c) la Pélite 1, (d) la pélite 2 (voir texte). (e) un diagramme de densité (d'après Goffé et al., 2003) comme comparaison. (f) un champ de densité de la serpentine.

Afin de tester l'influence de la composition chimique d'une pélite sur les densités obtenues et son effet à l'échelle du prisme, deux pélites « virtuelles » ont été élaborées. Leurs formules minéralogiques ont été calculées à partir des assemblages suivants (fig. II-15) :

Pélite 1 : 1 Gt + 1 Chl + 1 Ctd + 3 Phg (+ Qtz + H₂O)

Pélite 2 : 1 Gt + 1 Chl + 1 Bt + 3 Phg (+ Qtz + H₂O)

Figure II-15 : Diagramme ternaire (Al₂O₃-(Fe, Mg)O-KAlO₂) dans lequel sont replacées les deux compositions de pélites « virtuelles » calculées.



Les densités calculées sont proches de celles que l'on obtient à partir de la composition globale d'une roche pélitique (fig. II-14).

Les résultats obtenus après l'introduction de Theriak dans le code source de Paravoz (fig. II-16) montrent l'importance de la prise en compte des changements de phase au niveau de la simulation numérique d'objets naturels.

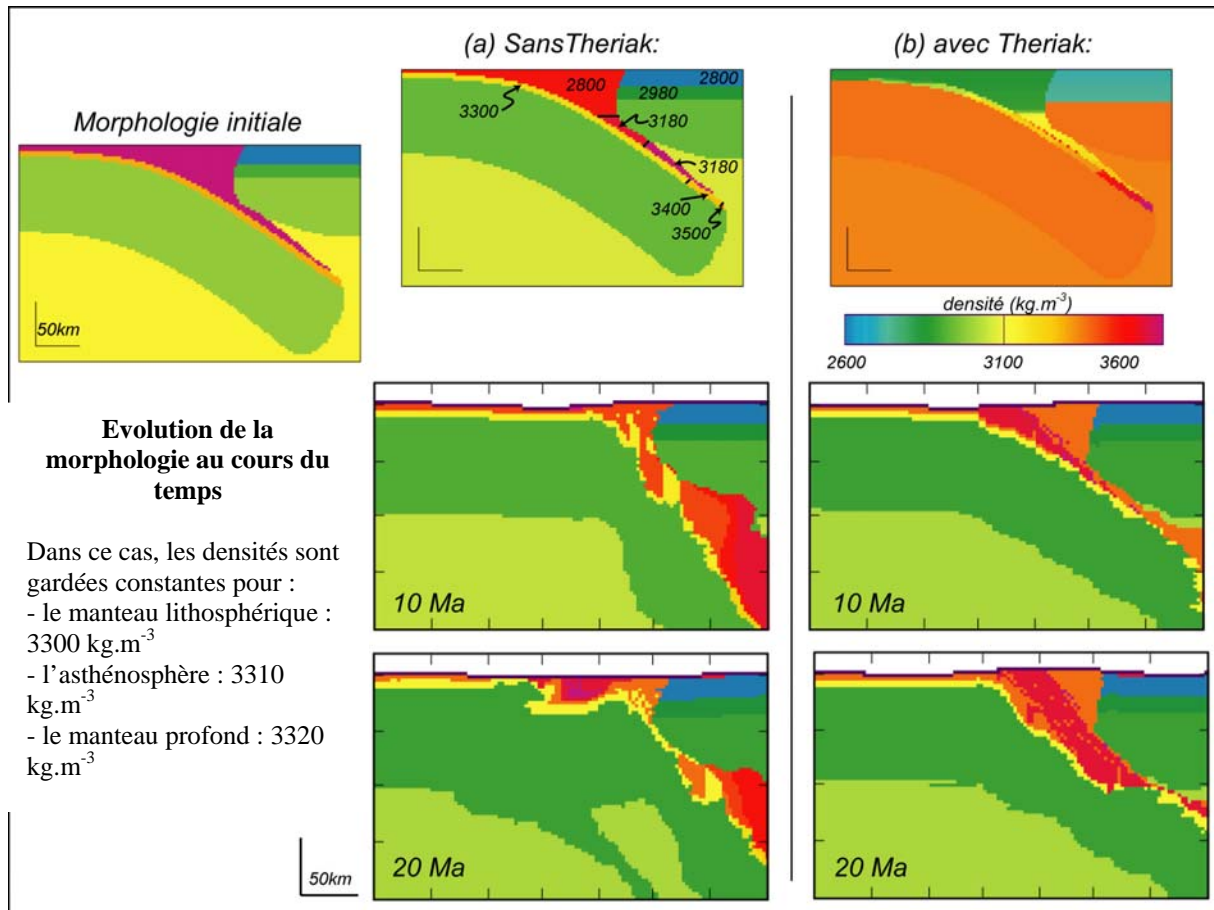


Figure II-16: Effet de l'utilisation de Theriak. (a) Sans Theriak, les changements de densité sont réalisés par l'intermédiaire de changements de phases effectués à une pression et une température fixées au départ. Leur nombre est limité et ces variations se font brutalement. (b) Avec Theriak au niveau des sédiments, de la croûte océanique et continentale. On retrouve les changements brusques des grandes réactions métamorphiques importantes. La variation de densité à l'intérieur d'un champ donné est plus progressive. Les résultats obtenus sont très différents. Si la subduction se fait de manière quasi-stable avec Theriak, il n'en est pas de même l'autre modèle.

Theriak peut-il être appliqué à l'ensemble du modèle ?

Sur le modèle décrit ci-dessus les changements de densité effectués à l'aide de Theriak sont présents uniquement au niveau de la croûte océanique, de la croûte continentale et du prisme sédimentaire. En effet, les propriétés thermodynamiques obtenues de manière expérimentale sont moins bien contraintes à de grandes profondeurs. Cependant, des essais concluants ont été réalisés en introduisant Theriak sur la totalité de la boîte du modèle. Dès lors, la densité est calculée pour tout le modèle à l'aide de Theriak pour l'ensemble des simulations.

2-2.2. Les Pointeurs, vers le calcul de chemins *P-T-t* "virtuels"

Le calcul de chemins *P-T-t* "virtuels" nécessite de pouvoir suivre le trajet d'une particule au cours du temps et de pouvoir extraire du modèle la pression et la température au pas de temps souhaité. Pour cela, le code PARAVOZ s'avère être un excellent outil car, de part sa formulation compressible, il est possible de calculer la pression réelle (c'est-à-dire la trace du tenseur des contraintes) à chaque instant. Néanmoins, afin de calculer des chemins *P-T-t*, le code doit pouvoir stocker au cours du temps la pression et la température d'une

particule de matériel. Même si PARAVOZ calcule les équations différentielles (eq. II-2.1, II-2.2 et II-2.3) dans un cadre lagrangien (c'est-à-dire en suivant les chemins des particules) ces particules sont perdues dans le cadre des grandes déformations à cause des processus de remaillages constants.

Afin de pallier ce problème, des marqueurs passifs ont été introduits indépendamment des noeuds. Pour réduire les coûts de calculs, les propriétés d'éléments finis de la maille sont utilisées. Cela oblige alors, au départ des calculs et après chaque remaillage, à retrouver le numéro de l'élément global du triangle contenant chaque pointeur. Ce processus est réalisé en utilisant les propriétés des fonctions de formes tri-linéaires N (eq. II-2.7).

$$(eq. II-2.7) \quad N_i(x, y) = \alpha_i + x\beta_i + y\gamma_i, \quad i = 1, \dots, 3$$

où x et y sont les coordonnées où la fonction est évaluée. Les coefficients $\alpha_i, \beta_i, \gamma_i$ des fonctions de forme sont obtenus en calculant l'opérateur Jacobien \mathbf{J} (eq. II-2.8) de la transformation depuis l'élément triangulaire trilineaire isoparamétrique vers les coordonnées nodales réelles globales de l'élément triangulaire $x_1, x_2, x_3, y_1, y_2, y_3$.

$$(eq. II-2.8) \quad \mathbf{J} = \begin{bmatrix} \alpha_1 & \beta_1 & \gamma_1 \\ \alpha_2 & \beta_2 & \gamma_2 \\ \alpha_3 & \beta_3 & \gamma_3 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 & 1 & 1 \\ x_1 & x_2 & x_3 \\ y_1 & y_2 & y_3 \end{bmatrix}^{-1}$$

Si un marqueur se trouve à l'intérieur d'un élément, alors ses 3 coordonnées locales doivent être comprises entre 0 et 1 et leur somme doit être égale à 1 (eq. II-2.9).

$$(eq. II-2.9) \quad \left(\forall i = 1, \dots, 3 \quad \left| N_i(x_{imar}, y_{imar}) - \frac{1}{2} \right| \leq \frac{1}{2} + \varepsilon_{tol} \right) \cap \left(\left| \sum_{i=1}^3 N_i(x_{imar}, y_{imar}) - 1 \right| \leq \varepsilon_{tol} \right)$$

où ε_{tol} est un facteur de tolérance numérique, x_{imar} et y_{imar} sont les coordonnées réelles du marqueur $imar$. Une fois que le marqueur est trouvé, les poids d'interpolation L_i des valeurs aux nœuds sont calculés pour l'endroit où se situe le marqueur (eq. II-2.10).

$$(eq. II-2.10) \quad L_i(imar) = N_i(x_{imar}, y_{imar})$$

Leurs valeurs, aussi bien que le numéro du triangle global auquel le pointeur appartient, sont stockés en mémoire. Cela nous permet d'interpoler les coordonnées, la température et la vitesse du marqueur depuis les valeurs nodales de l'élément (eq. II-2.11), seulement quand cela est nécessaire (i.e. pour les sorties et avant le remaillage).

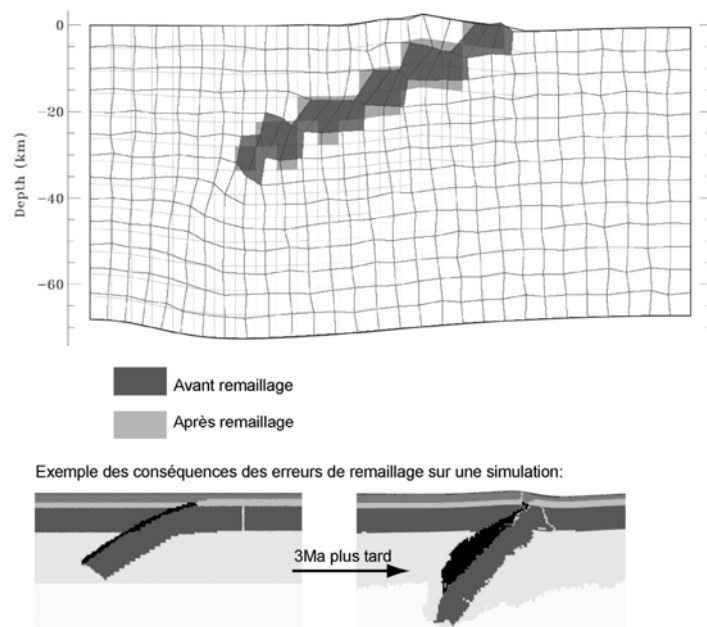
$$(eq. II-2.11) \quad X(imar) = \sum_{i=1,3} X_i L_i(imar)$$

La pression n'a pas besoin d'être interpolée mais elle est prise à partir des 4 sub-triangles constituant la maille afin de limiter les éventuelles sous/sur pressions numériques.

2-2.3. ... mais aussi vers un meilleur remaillage

Le processus de remaillage est une étape cruciale dans les modèles numériques à grande échelle puisque c'est grâce à lui que l'on peut réaliser de grandes déformations. En effet, lorsque les mailles sont trop déformées, les propriétés physiques ne peuvent plus converger et il est alors nécessaire de remailler. Le processus de remaillage est effectué lorsque l'un des angles de l'une des mailles du modèle atteint une valeur critique (fixée à 10° ici). L'ensemble de la grille est alors re-divisée en mailles régulières et les caractéristiques des nouvelles mailles sont calculées par interpolation à partir de l'ancienne grille. Ainsi, pour ce qui est de l'interpolation des phases, la phase d'une maille de la nouvelle grille est choisie comme étant celle de la maille de l'ancienne grille qui se trouvait au centre de la nouvelle maille (fig. II-17). A la différence d'autres valeurs interpolées qui sont continues, les numéros de phases sont les valeurs discrètes pour lesquelles il n'y a pas de notion de *proximité*. C'est à dire que la phase i n'est pas plus proche de la phase $i+1$ que la phase $i+2$. Cela pose alors un problème, déjà soulevé par Toussaint (2003), de multiplication ou réduction numérique de nombre de phases lorsque celles-ci sont très déformées (fig. II-17)

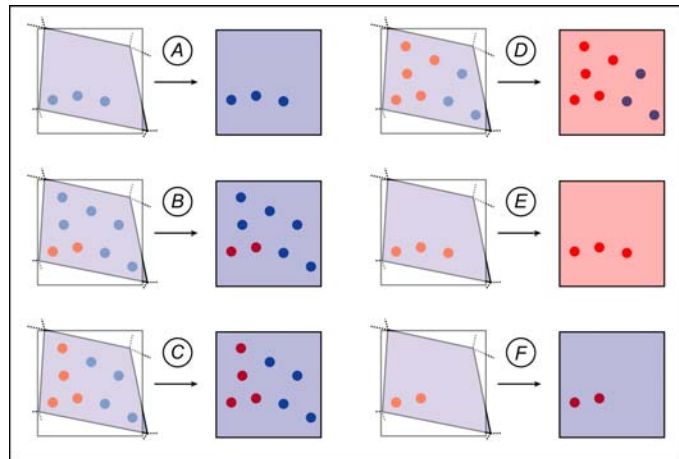
Figure II-17: (Toussaint, 2003) Processus de remaillage. L'interpolation des phases dans la nouvelle grille se fait à partir de la phase constituant l'ancienne maille où se trouve le centre de la nouvelle maille. Cette procédure de remaillage à l'inconvénient de conduire bien souvent à des artefacts numériques pouvant générer des multiplications ou des disparitions de mailles.



Dans les travaux de Toussaint (2003, 2004), ces problèmes de remaillage ont été évités parce que la variation de l'angle critique de remaillage suffisait à les limiter. Dans notre cas, l'élaboration de chemins P-T-t nécessite qu'un pointeur initialement situé dans une phase donnée reste au sein de celle-ci tout au long des simulations.

La nouvelle méthode de remaillage utilisée ici se sert des pointeurs introduits dans le modèle. Au premier pas de calcul, la phase qui constitue la maille à l'intérieur de laquelle se trouve le pointeur est stockée en mémoire. Plusieurs pointeurs (neuf au total) sont distribués de façon homogène dans chaque maille : 4 pointeurs nodaux, 4 pointeurs au niveau des barycentres des sub-triangles et 1 pointeur au niveau du barycentre de la maille. Lorsque arrive un nouveau remaillage, l'attribution de la nouvelle phase pour chaque maille est effectuée en fonction de la phase des pointeurs de la maille qui se trouvent en proportion majoritaire. Dans le cas où il n'y a pas de pointeurs dans la maille, le remaillage est réalisé de la même manière qu'auparavant. En revanche, dès lors que la maille contient des marqueurs, plusieurs cas de figure se présentent alors, ils sont présentés en figure II-18.

Figure II-18 : Présentation schématique de différents cas de figure rencontrés lors du processus de remaillage par pointeurs. Un paragraphe explicatif est placé ci-dessous. On notera que les phases des pointeurs, déterminées selon la position qu'ils occupaient au pas de temps initial ont été gardées en mémoire tout au long de la simulation. Cela contribue à la limitation de la dérive numérique vue précédemment. Dans le cas F, par exemple, les deux pointeurs rouges sont gardés en mémoire, au prochain remaillage, il suffit que la nouvelle maille n'englobe qu'un pointeur rouge de plus pour passer en rouge.



Le remaillage par pointeur peut être lancé à partir d'un nombre critique de pointeurs choisis par l'utilisateur. Dans le cas de la figure II-18, ce nombre est égal à trois. Cela signifie qu'il faut qu'il y ait au moins trois pointeurs de phase identiques pour qu'ils soient pris en compte (par exemple en (A), (E) mais pas en (F)). Dans le cas où deux phases coexistent, c'est le nombre maximum de pointeurs d'une phase donnée qui induira la nouvelle phase attribuée (exemples (B) et (D)). En cas d'égalité du nombre de pointeurs de phases différentes (cas C), c'est la phase de l'ancienne maille qui sert à déterminer la phase de la nouvelle maille. En cas d'incertitude, c'est-à-dire, si la phase de l'ancienne maille est différente de l'une des phases de pointeur majoritaire, c'est la valeur de la phase de l'ancienne maille qui est privilégiée.

Effet du nouveau remaillage

La figure II-19 présente le résultat d'une simulation où le seul paramètre qui varie est l'introduction du remaillage à l'aide des pointeurs.

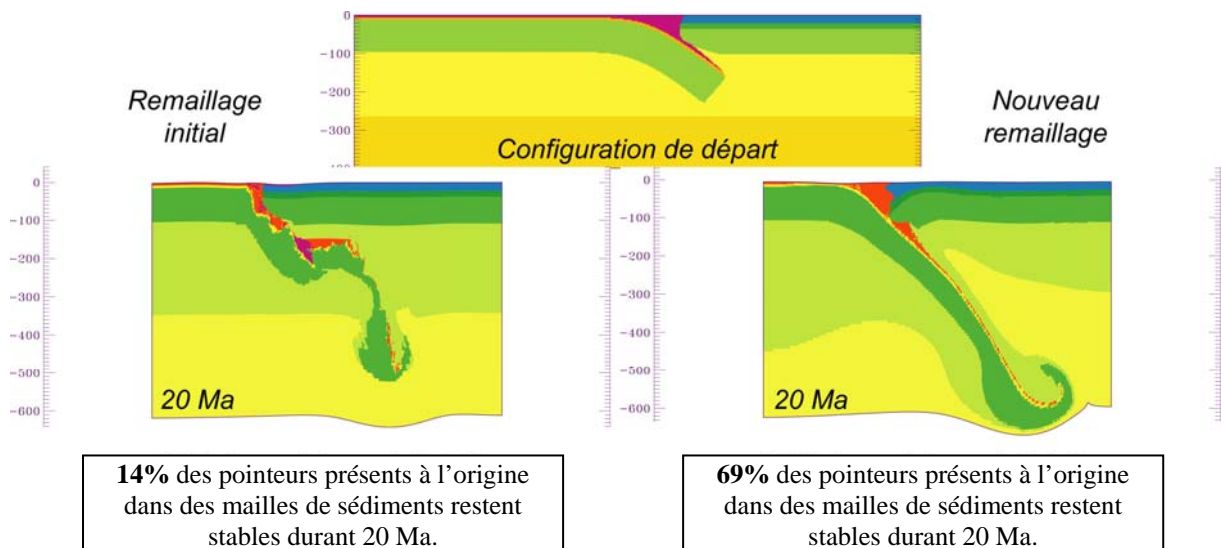


Figure II-19 : Effet de l'introduction du remaillage par pointeurs dans le code originel. Une étude sur la stabilité des pointeurs placés à l'origine (Configuration de départ) dans les mailles à phase sédiments a révélé que seul 14% des pointeurs restent stables durant 20 Ma sans jamais appartenir à une autre phase. En revanche, 69% des mêmes pointeurs restent stables durant 20 Ma dans le cas d'un remaillage par pointeurs.

Ce procédé de remaillage, tout comme les changements de densité progressifs seront maintenant utilisés dans l'ensemble des modèles effectués.

2-3. Conditions initiales des modèles

2-3.1. Les choix pour la configuration de départ

Le choix des conditions initiales est crucial car les résultats obtenus lors des simulations en dépendent. Il est donc important qu'elles soient le plus réaliste possible et qu'elles soient à chaque fois mises en relation avec les résultats obtenus. Ces paramètres initiaux concernent (1) la morphologie, (2) le géotherme et (3) les paramètres rhéologiques des matériaux utilisés. Ces configurations de départ seront décrites pour chaque modèle lors de la présentation des résultats (un exemple de configuration de départ est néanmoins présenté en figure II-19). Il convient d'expliquer à présent comment sont réalisées les structures thermiques de départ et de présenter nos choix, quant aux paramètres rhéologiques utilisés pour la simulation des divers matériaux géologiques.

2-3.2. Le choix de la structure thermique initiale

Au niveau des zones de subduction, le plongement de matériel froid en profondeur engendre des structures thermiques assez complexes (par ex., Royden, 1993 ; Davies, 1999). Dans nos modèles le géotherme initial est par conséquent toujours constitué de 3 parties correspondantes chacune :

- au géotherme de la plaque en subduction
- au géotherme de la plaque sous laquelle se produit la subduction
- à la zone de subduction

Selon le contexte, les géothermes utilisés pour les plaques en dehors de la zone de subduction correspondent soit à un géotherme continental, soit à un géotherme océanique. Ces derniers sont calculés de la manière suivante.

Géotherme océanique

Pour le calcul du géotherme océanique initial, nous utilisons le géotherme décrit ci-dessous qui tient compte de l'âge de l'océan (et donc de sa vitesse d'expansion). De manière simple, les âges aux limites sont fixés et sont ensuite interpolés. Une fois cet âge connu, le calcul du géotherme est réalisé de façon classique en supposant une température de surface (T_0) de 0°C et une température en base de lithosphère thermique (T_{h_l}) de 1330°C .

◦ Si $z \leq hl$:

$$(eq. II-2.12) \quad T_{oc}(z, age) = erf\left(\frac{z \cdot 10^{-12} \cdot \eta_t}{h_l}\right) \cdot (T_{h_l} - T_0) + T_0$$

◦ Si $z > hl$:

$$(eq. II-2.13) \quad T_{oc}(z, age) = T_{h_l} + (z - h_l) \cdot T_{adiab}$$

hl correspond à la base de la lithosphère thermique océanique et dépend donc de son âge (en Ma) tel que :

$$(eq. II-2.14) \quad hl = 2 \cdot 10^{-6} \cdot \eta_t \cdot \sqrt{\kappa \cdot age \cdot 10^6 \cdot 365 \cdot 24 \cdot 3600}$$

hl dépend également de la diffusivité thermique κ et de η_t (eq. II-2.15) :

$$(eq. II-2.15) \quad \eta_t = \frac{1}{erfc(0.1)}$$

Sous la base de la lithosphère thermique un géotherme adiabatique T_{adiab} linéaire est appliqué. Toutes les unités et valeurs utilisées pour ce calcul sont fournies dans la table de la figure II-17.

Géotherme continental

Pour le calcul du géotherme continental initial, nous utilisons le géotherme suivant qui tient compte de la production de chaleur radiogénique H_s dans la croûte et de l'âge thermotectonique de la lithosphère $T(age)$.

$$(eq. II-2.16) \quad T_{cont}(z, age, H_s) = T_{std}(z, H_s) + T(age)$$

La contribution radiogénique T_r au sein de la croûte dépend de l'épaisseur de la croûte h_c , de la densité de la croûte ρ_c , de la production radiogénique H_s , de l'épaisseur de décroissance de la production radiogénique h_r , du coefficient de conductivité thermique de la croûte k_c (eq. II-2.17) :

$$(eq. II-2.17) \quad T_r = \frac{\rho_c \cdot H_s \cdot h_r^2 \cdot 10^6}{k_c} \cdot \left(1 - \exp\left(-\frac{h_c}{h_r}\right) \right)$$

La température au moho T_m qui nous servira pour l'obtention des températures des profondeurs supérieures à celle de la croûte est donnée par l'équation (eq. II-2.18) :

$$(eq. II-2.18) \quad T_m = T_0 + \frac{q_m}{k_c} \cdot h_c + T_r$$

où T_0 correspond à la température en surface et q_m au flux de chaleur calculé au moho (eq. II-2.19) :

$$(eq. II-2.19) \quad q_m = \frac{T_{hl} - T_0 - T_r}{\frac{h_c}{k_c} + \frac{h_l - h_c}{k_m}}$$

où T_{hl} correspond à la température à la base de la lithosphère thermique d'épaisseur h_l et où k_m correspond au coefficient de conductivité thermique du manteau.

La température à une profondeur z donnée peut donc se calculer comme suit :

◦ Si $z \leq hc$:

$$(eq. II-2.20) \quad T_{std}(z) = T_0 + \frac{q_m}{k_c} \cdot z + T_r$$

◦ Si $z > hc$:

$$(eq. II-2.21) \quad T_{std}(z) = T_m + q_m \cdot \frac{(z - h_c)}{k_m}$$

Cette température obtenue est ensuite corrigée en fonction de l'âge thermotectonique de la lithosphère d'après les travaux de Parsons et Sclater (1977) mais adaptés pour la lithosphère continentale (eq. II-2.22).

$$(eq. II-2.22) \quad T(age) = \frac{2}{\pi} \cdot (T_{hl} - T_0) \cdot TT(age)$$

où $TT(age) = \sum_{n=1}^{\infty} \frac{(-1)^{n+1}}{n} \cdot \exp\left(\frac{-k_m \cdot \pi^2 \cdot age \cdot n^2}{\rho_m \cdot C_m \cdot h_l^2}\right) \cdot \sin\left(\frac{n \cdot \pi \cdot z}{h_l}\right)$

avec C_m : capacité de chaleur spécifique pour le manteau et ρ_m : la densité du manteau.

Les valeurs pour les constantes utilisées au sein des calculs de ces profils de température initiaux sont données dans le tableau II-3.

Géotherme océanique	Géotherme continental
Age de la croûte océanique : age = différent selon les expériences (en Ma)	Age thermotectonique de la lithosphère continentale : age = différent selon les expériences (en Ma)
Température en surface : $T_0 = 0^\circ\text{C}$	Température en surface : $T_0 = 0^\circ\text{C}$
Température en base de lithosphère océanique : $T_{hl} = 1330^\circ\text{C}$	Température en base de lithosphère : $T_{hl} = 1330^\circ\text{C}$
Gradient adiabatique mantellique : $T_{adiab} = 0.3^\circ\text{C.km}^{-1}$	Epaisseur de la lithosphère : $h_l = 120 \text{ km}$
Diffusivité thermique : $\kappa = 1 \text{ mm}^2.\text{s}^{-1}$	Epaisseur de la croûte continentale = profondeur Moho : $h_c = 40 \text{ km}$
	Epaisseur de couche de production radiogénique : $h_r = 10 \text{ km}$
	Production radiogénique : $H_s = 1.10^{-9} \text{ W.kg}^{-1}$
	Densité croûte : $\rho_c = 2800 \text{ kg.m}^{-3}$
	Conductivité thermique de la croûte : $k_c = 2.5 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$
	Densité manteau : $\rho_m = 3300 \text{ kg.m}^{-3}$
	Conductivité thermique du manteau : $k_m = 3.5 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$
	Capacité de chaleur spécifique du manteau : $C_m = 10^3 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$

Tableau II-3 : Paramètres utilisés pour la réalisation des géothermes initiaux en fonction du type de lithosphère.

Géotherme de la zone de subduction

Il existe des solutions analytiques (par ex., Royden, 1993) pour constituer le géotherme initial d'une zone en subduction. Nous avons ici, en général, préféré prolonger le géotherme existant pour la plaque en subduction en décalant les valeurs des températures en fonction de l'angle de plongement de la lithosphère comme cela est présenté sur la figure II-20. Le géotherme ainsi produit se stabilise très vite au cours du temps (< 2Ma, cf. fig. II-17-B).

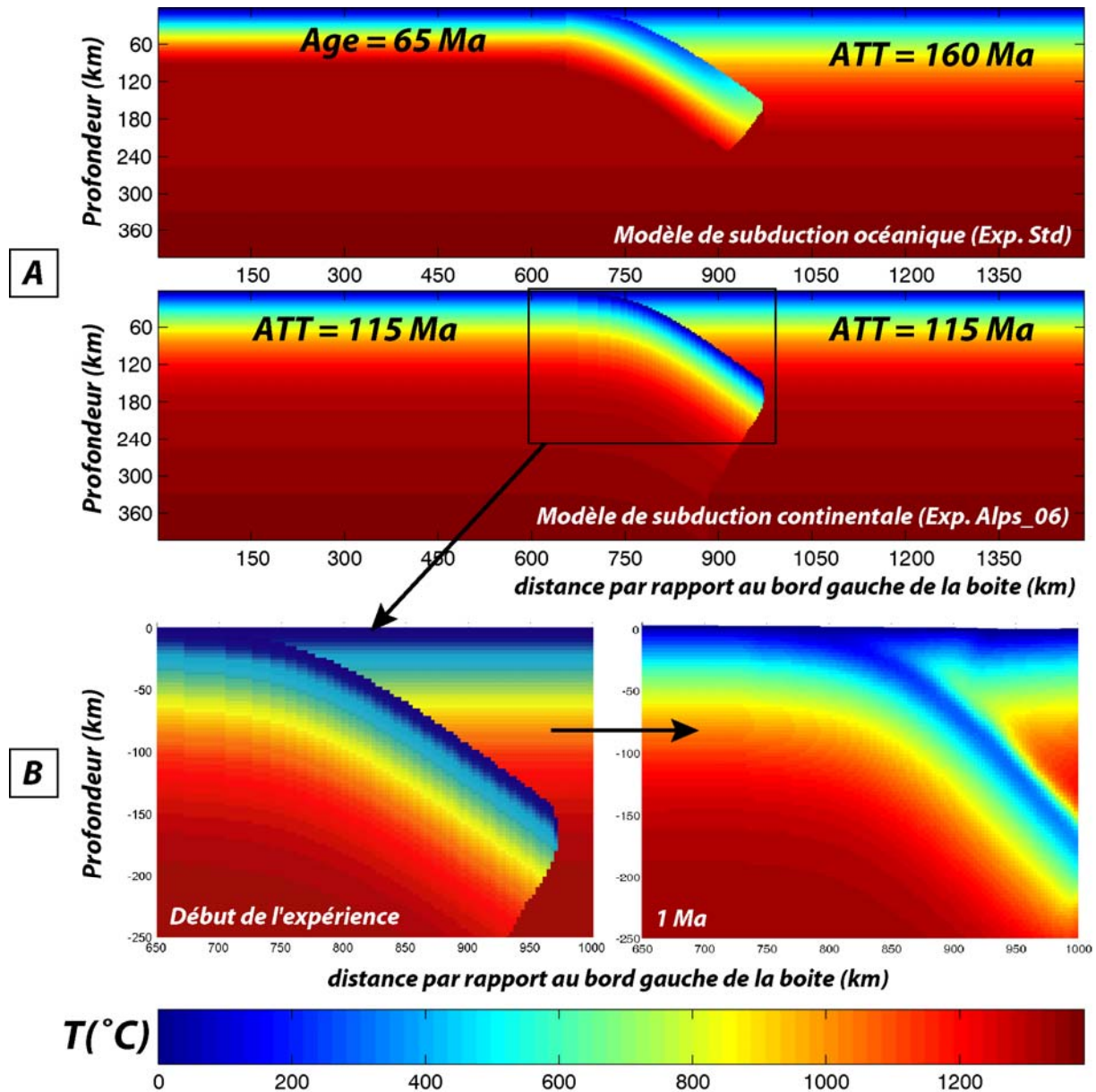


Figure II-20 : (A) Exemples de structures thermiques initiales pour les modèles de subduction océanique (exp. Std) et continentale (exp. Alps_06). (B) Structure thermique au départ de l'expérience de subduction continentale et au bout de 1 Ma.

2-3.3. Lithologies et paramètres rhéologiques utilisés

Les paramètres rhéologiques (relatifs à la présentation des équations de comportement présentées dans le paragraphe 2-1, tableau II-1) sont présentés dans le tableau II-4. Le manteau profond, asthénosphérique et lithosphérique sont, dans toutes nos expériences,

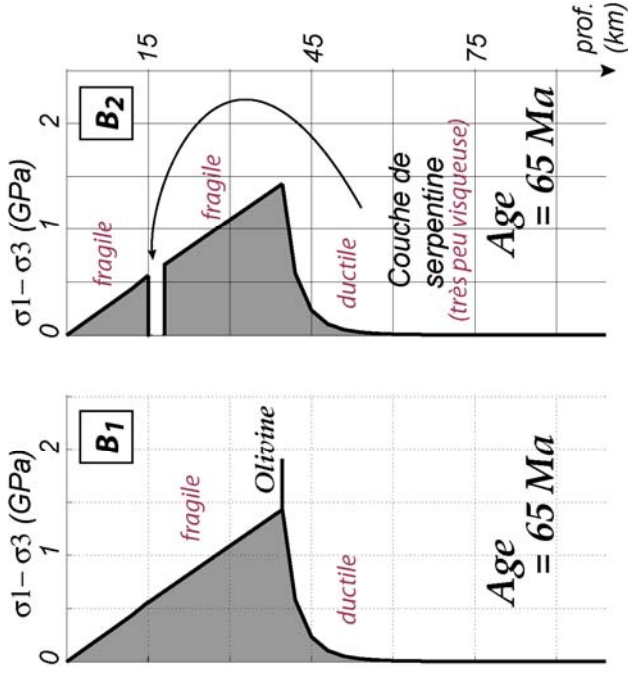
simulés mécaniquement par de l'olivine. Il en va de même pour la rhéologie de la croûte océanique. Les sédiments et la croûte continentale sont généralement simulés par du quartz. Ces paramètres ont fait l'objet d'une étude paramétrique, notamment en ce qui concerne la croûte continentale inférieure et les sédiments du prisme.

	Matériel naturel	séd.	c.o.	c.c.s	c.c.i	m.	Asth. et m.	
	Correspondant dans les modèles	Quartz	Schists(*)	Olivine	Quartz	Diabase	Olivine	Olivine
viscosité	n	3	31	3	3	3.05	3	3
	A (Mpa.n.s ⁻¹)	6.8e-6	1.3e-67	7.0e+3	6.8e-6	6.3e-2	7.0e+3	7.0e+3
	E (J.mol ⁻¹) references	1.56e+5 R & M	0.98e+5 S & K	5.10e+5 G & E	1.56e+5 R & M	2.76e+5 C & T	5.10e+5 G & E	5.10e+5 G & E
Elasticité	λ (Pa)	1.e+10		3.e+10	3.e+10	3.e+10	4.e+10	4.e+10
	μ (Pa)	1.e+10		3.e+10	3.e+10	3.e+10	4.e+10	4.e+10
Plasticité	cohésion (Pa)	1.e+6		20.e+6	20.e+6	20.e+6	20.e+6	300.e+10
	Angle de friction (°)	5		10	15	30	30	2
Autres	k (W.m ⁻¹ .K ⁻¹)	2		3.5	2.5	2.5	3.5	3.5
	χ (m ² .s ⁻¹)	8.3e-7		8.75e-7	8.3e-7	6.7e-7	8.75e-7	8.75e-7
	density(**)	pelite 2		c.o.	c.c.	c.c.	m.	m.

Tableau II-4 : Paramètres rhéologiques utilisés dans nos modèles numériques. Les valeurs sont tirées des travaux de G&E : Goetze & Evans (1979), C&T : Carter & Tsenn (1987) et R&M : Ranally & Murphy (1987). () Voir figure II-14 pour plus de précision. Abréviations : c.o., croûte océanique, c.c.s., croûte continentale supérieure, c.c.i., croûte continentale inférieure, m., manteau, Asth., asthénosphère.**

La figure II-18 présente des enveloppes rhéologiques typiques de nos expériences pour la lithosphère continentale et la lithosphère océanique ainsi que l'influence de ce choix de paramètres sur le comportement du mécanique prisme.

Lithosphère océanique



Lithosphère Continentale

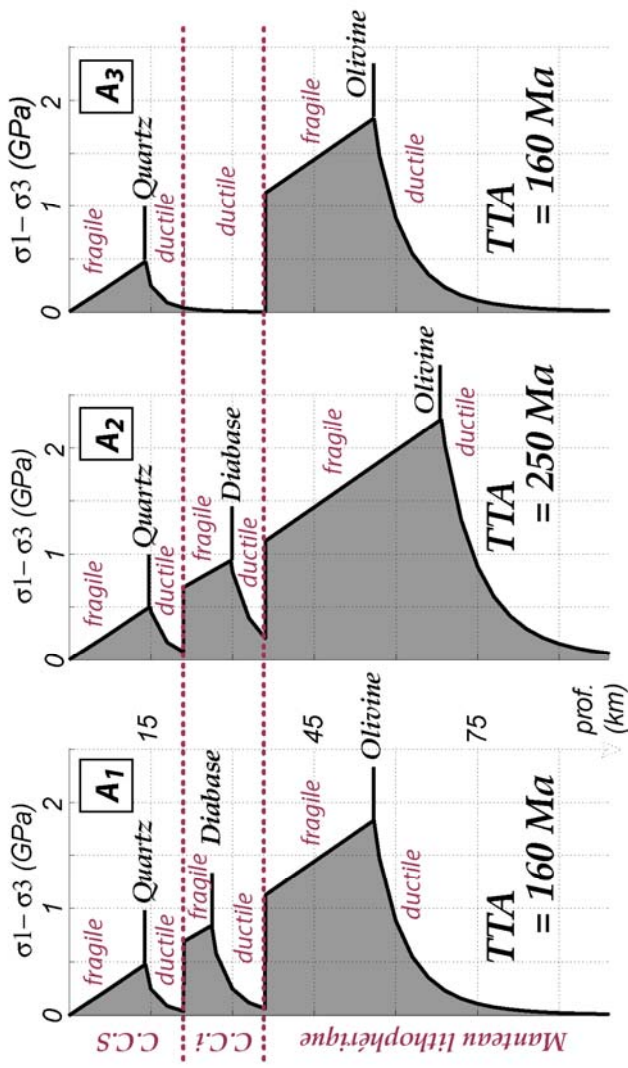


Figure II-21 : Enveloppes rhéologiques typiques utilisées au sein de nos expériences :

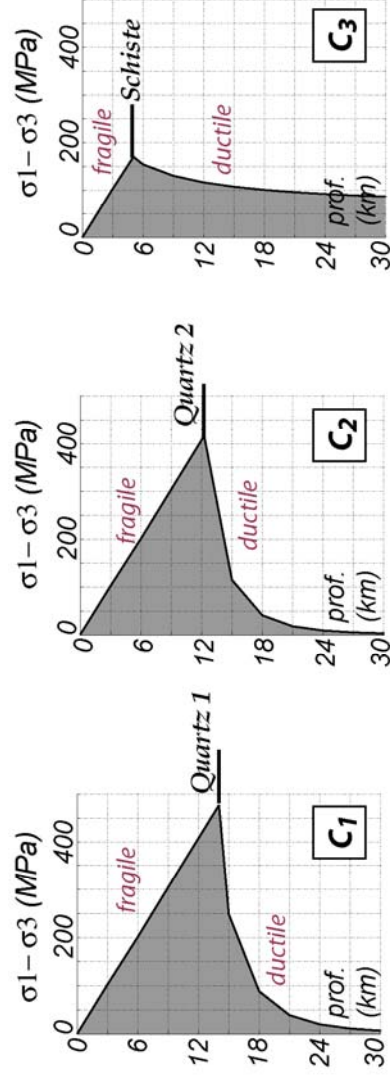
Pour la lithosphère continentale : (A1) présence d'une croûte inférieure rigide (Diabase). (A2) Effet de l'âge thermotectonique sur le comportement mécanique de la lithosphère, (A3) présence d'une croûte inférieure ductile (Quartz)

Pour la lithosphère océanique, (B1) exemple pour un âge de refroidissement de 65 Ma. (B2) effet mécanique de la présence d'une couche de serpentine en base de croûte.

Pour les sédiments (C1) simulation par du Quartz, (A2) affaiblissement (paramètre A multiplié par 10), (C3) simulation par des schistes.

Les comportements mécaniques (fragile ou ductile) sont également rappelés. Abréviations : C.C.s, croûte continentale supérieure ; C.C.i, croûte continentale inférieure ; TTA, âge thermotectonique pour la lithosphère continentale.

Zoom au niveau du prisme d'accrétion pour les sédiments



2-4. Le choix des conditions aux limites

Dans les expériences numériques menées, les conditions aux limites appliquées sont similaires à celles que l'on utilise au niveau des modèles analogiques, excepté ce qui concerne les processus de surface. On utilise dans ce dernier cas une loi de diffusion pour simuler les processus d'érosion et de sédimentation (eq. II-2.5).

La figure II-22 synthétise l'ensemble de ces conditions appliquées au niveau des modèles.

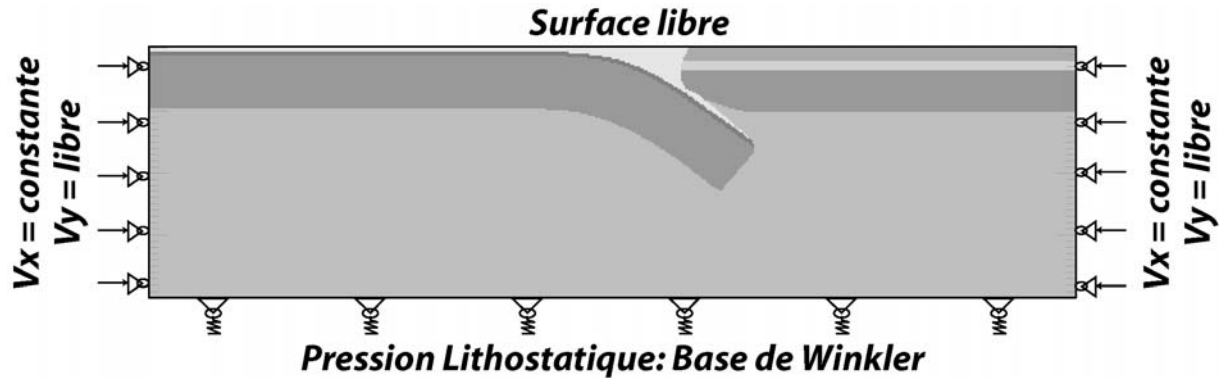
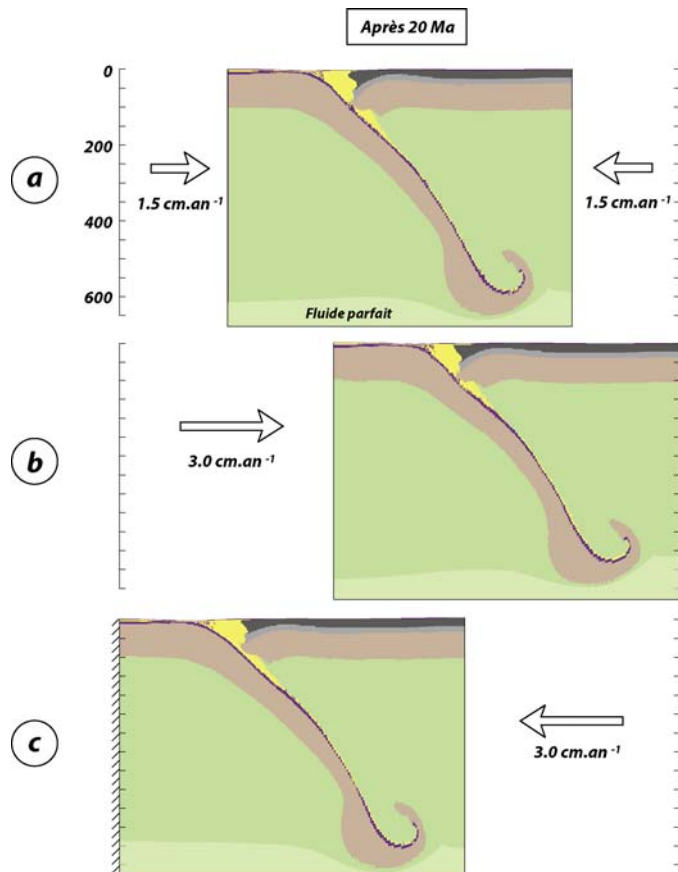


Figure II-22 : Conditions appliquées aux limites des modèles.

La surface des modèles est constituée d'une surface libre. Par conséquent, la topographie peut s'y développer.

Sur les bords latéraux, sont appliquées des vitesses constantes (V_x , fig. II-22) au niveau des nœuds des mailles dans la direction horizontale. Les conditions de vitesses verticales (V_y , fig. II-22) sont, elles, laissées libres. Ces vitesses sont appliquées de part et d'autre et correspondent aux vitesses de convergence. Par ce biais, aucune vitesse n'est imposée à l'intérieur même du modèle qui peut ainsi évoluer librement. La subduction n'est donc pas imposée ni par un cisaillement basal appliqué à la lithosphère, ni par la présence d'un point S (Beaumont et al., 1999 ; Pfiffner et al., 2000). Elle est donc libre de se développer ou non. L'inconvénient d'une telle condition est que la même vitesse est appliquée à la fois pour la lithosphère et pour le manteau. Une alternative serait alors d'appliquer ces vitesses seulement au niveau de la lithosphère. Mais cela implique de négliger la convection du manteau créée par entraînement de la lithosphère ainsi que le flux mantellique relatif à la zone de subduction car la procédure de remaillage telle que nous l'utilisons ne permet pas de séparer l'évolution du manteau de celle de la lithosphère. Enfin, nous avons choisi d'appliquer les vitesses des deux cotés de la « boîte » de modélisation. Des tests présentés sur la figure II-23 montrent qu'il n'existe quasiment pas de différence entre les modèles où la vitesse totale de raccourcissement est appliquée sur un seul des cotés et les modèles où cette vitesse totale est divisée par deux et appliquée à la fois à gauche et à droite des modèles.

Figure II-23 : (a) Expérience où les vitesses sont appliquées des deux côtés du modèle. (la vitesse totale appliquée correspond donc à la somme de la vitesse appliquée à gauche et de celle appliquée à droite) (b) Même expérience où la vitesse totale appliquée est identique mais uniquement à gauche de la boîte de modélisation. (c) Même chose mais uniquement à droite. Les résultats obtenus ici après 20 Ma montrent qu'il n'existe quasiment aucune différence au final.



La base de la boîte est considérée comme une couche de contraste de densité faible (10 kg.m^{-3}) qui remplace la partie non-modélisée du manteau. Le modèle est alors considéré pour sa partie basale comme un espace infini rempli par un fluide parfait. Du fait du raccourcissement lié aux vitesses appliquées latéralement, le mouvement vers le bas de cette base dite de « Winkler » est similaire à celui du soulèvement en surface observé au niveau des modèles analogiques où la base est bien souvent rigide.

2-5. Paramétrisation

Suivant les expériences réalisées (subduction océanique, subduction continentale, obduction) les études paramétriques sont légèrement différentes. Les paramètres testés seront donc présentés lors de l'étude de ces modèles numériques (cf. Chap. 3 et 4).

2-6. La stratégie adoptée pour le traitement des modèles

La mise en place de 394840 pointeurs a l'avantage de permettre la réalisation d'un meilleur remaillage et de pouvoir suivre en n'importe quel point du modèle l'évolution d'une particule de matière au cours du temps. L'inconvénient est l'impossibilité de pouvoir traiter un à un l'ensemble des pointeurs. Il faut donc effectuer des choix lors de la réalisation de ce dernier. La méthode de sélection est donc cruciale afin de pouvoir visualiser et interpréter les résultats de ces modèles de façon simple.

Dans le cadre de cette étude, l'intérêt est essentiellement porté sur ce qui se passe au niveau de la zone de subduction (prisme d'accrétion ou encore partie continentale enfouie). Le premier tri effectué consiste donc à garder uniquement comme pointeurs d'étude ceux situés au départ au niveau de cette zone d'étude (soit généralement entre 300 et 1000 km, distance définie par rapport au bord gauche du modèle) et ceux compris entre 0 et 250 km de profondeur. Par ailleurs, seuls les pointeurs des centres des mailles sont sélectionnés. Par la suite, en fonction des expériences, des tris secondaires peuvent être effectués selon la nature du matériel étudié (sédiments, croûte continentale ou encore océanique). De plus, seuls les pointeurs qui restent stables (c'est-à-dire qui ne rentrent pas au sein d'une maille de phase différente, voir §.2-2.3) durant la totalité de l'expérience sont considérés. Des tris complémentaires permettent ensuite de visualiser séparément les chemins en exhumation ou ceux en enfouissement. Un exemple de tri est présenté sur la figure II-24 pour l'étude des sédiments du prisme d'accrétion d'un modèle de subduction océanique dans lequel sont recherchés les pointeurs correspondant aux particules exhumées au cours de l'expérience.

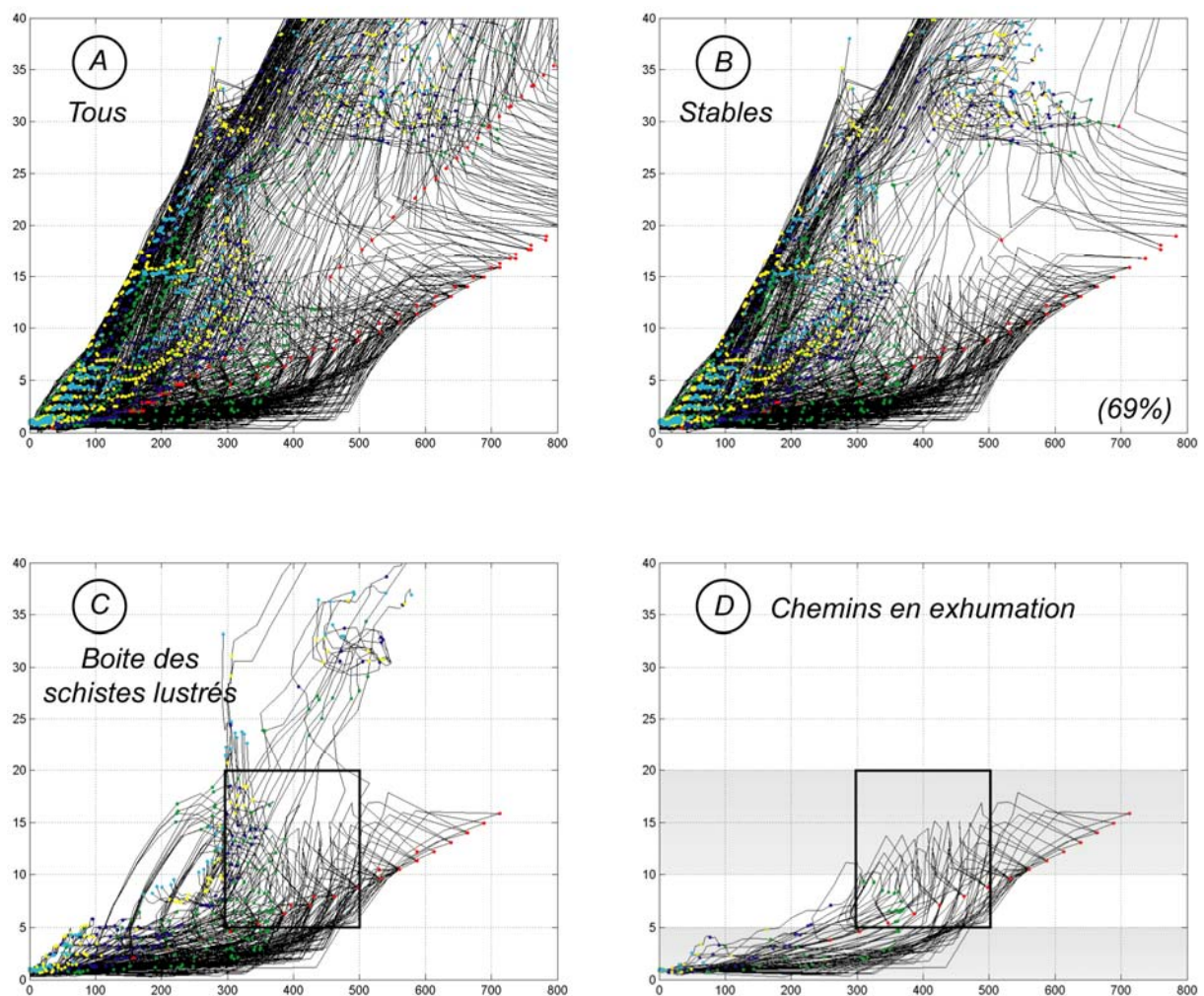


Figure II-24: Méthode de tri des chemins P-T-t réalisée pour l'étude des chemins P-T-t en exhumation. (A) Ensemble des pointeurs de type sédiments correspondant au centre des mailles situées au pas de temps initial entre 300 et 1000 km par rapport au bord gauche du modèle et entre 0 et 250 km de profondeur. (B) Sélection des pointeurs issus de A stables au cours du temps. (C) Chemins P-T-t issus de la figure B passant dans une boîte variant de 5 à 20 kbar en pression et de 300 à 500 °C en température. (D) Chemins issus de C, en exhumation depuis une gamme de pression de 10-20 kbar jusqu'à une gamme de 0-5 kbar. Les points de couleur correspondent à des repères temporels au niveau des chemins P-T : rouge (0 Ma), vert (5 Ma), Bleu (10 Ma), jaune (15 Ma) et cyan (20 Ma).

Chapitre 3

Chapitre 3

Simulations numériques de la subduction, le cas des Alpes

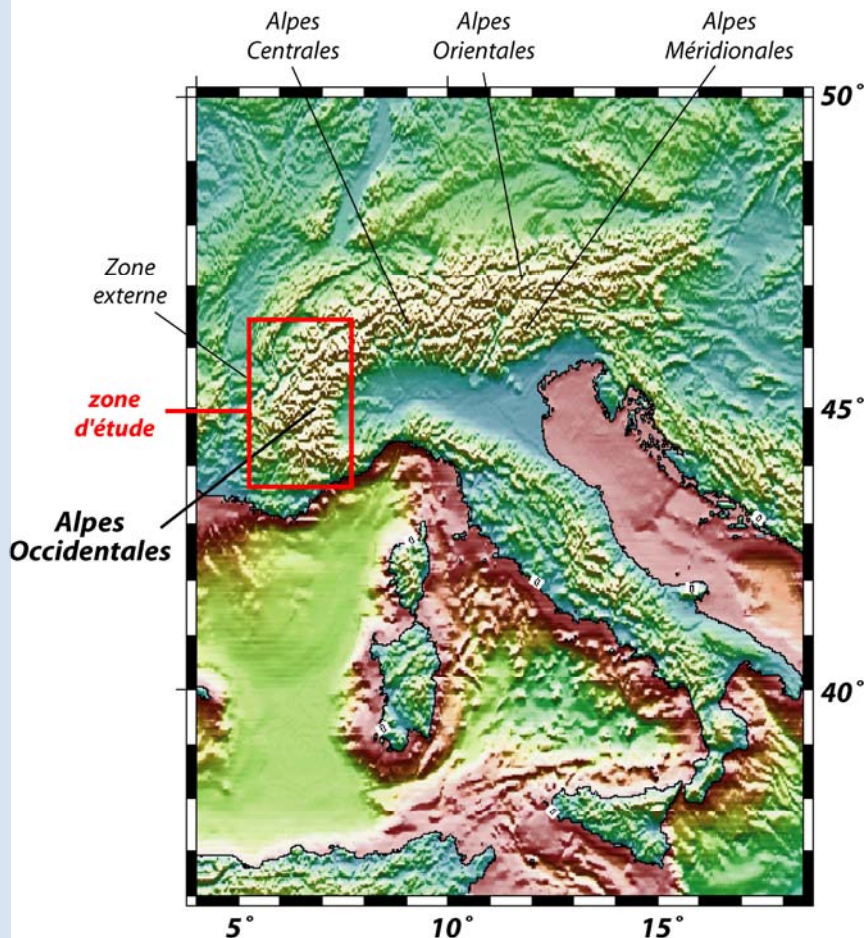
1. Les Alpes occidentales.....	75
1-1. Structuration globale de la chaîne alpine	76
1-1.1. Empilement d'unités et zonéographie	76
1-1.2. Structure profonde.....	77
1-2. Contexte géodynamique et formation des Alpes.....	79
2. Les données du métamorphisme alpin	82
3. Simulations numériques de la subduction océanique.....	87
3-1. Enfouissement et exhumation au sein d'un prisme d'accrétion, l'apport des modèles numériques.....	88
<i>article 1 : "Burial and exhumation in a subduction wedge : mutual constraints from thermomechanical modeling and natural P-T-t data (Sch. Lustrés, W. Alps)"</i>	
3-2. Bilan.....	127
4. Simulations numériques de la subduction continentale.....	128
4-1. Conditions initiales et paramètres testés	130
4-2. Résultats pour l'expérience de référence	132
4-2.1. Evolution générale au cours du temps.....	132
4-2.2. Contrôle de l'évolution de la topographie	134
4-2.3. Chemins P-T-t obtenus et comparaison avec les chemins P-T-t naturels	135
4-2.3. Etude mécanique du processus d'exhumation.....	137
4-3. Bilan sur les mécanismes d'exhumation en contexte de subduction continentale	142
4-4. Etude paramétrique	143
4-4.1. Influence du taux de convergence	143
4-4.2. Influence du taux d'érosion.....	146
4-4.3. Influence de la rhéologie de la lithosphère continentale	147
4-5. Bilan sur les conditions d'exhumation de matériel continental.....	150

Mieux comprendre les mécanismes à l'origine de l'exhumation des roches métamorphiques associées aux zones de subduction, au travers de la modélisation, nécessite au préalable l'obtention de modèles qui soient le plus en accord possible avec les observations naturelles. Les outils numériques présentés dans le chapitre précédent permettent de pouvoir tester un grand nombre de paramètres et de comparer, *in fine*, des chemins P-T-t synthétisés à partir des modèles avec les données naturelles si tant est qu'elles existent et soient suffisamment fournies. En ce sens, les Alpes occidentales constituent le cadre idéal pour une telle étude car :

- les données naturelles d'estimation P-T-t, issus des travaux pétrologiques y sont particulièrement nombreuses pour l'ensemble des différentes unités qui constituent cette chaîne.
- à la fois subduction océanique et subduction continentale s'y sont déroulées successivement laissant à tour de rôle des indices sur leur existence mais aussi sur l'enfouissement en profondeur et l'exhumation de matériaux de nature différente.

On trouvera donc au sein de ce chapitre tout d'abord une présentation générale des connaissances que l'on a sur la structure et le contexte géodynamique de cette chaîne. Un accent particulier sera alors porté sur la présentation des données P-T-t existantes dans la littérature qui seront utilisées ensuite pour contraindre au mieux les modèles.

1. Les Alpes occidentales



A grande échelle, la chaîne alpine, large de 300 à 500 km, s'étend d'ouest en est sur environ 1200 km depuis la vallée du Rhône jusqu'à la ville de Vienne en Autriche avant de se prolonger à l'Est par la chaîne des Carpates. Elle se divise, pour simplifier, en 4 segments (A l'est : Alpes Méridionales au sud et Alpes Orientales au nord ; Alpes Centrales puis arc des Alpes Occidentales à l'ouest) qui diffèrent à la fois par leurs structures et par leurs évolutions diachrones (probablement plus précoce à l'Est de la chaîne, fig. III-1).

Figure III-1: Localisation de la chaîne alpine et de la zone où sera effectuée notre étude.

1-1. Structuration globale de la chaîne alpine

1-1.1. Empilement d'unités et zonéographie

Dans la partie occidentale, la chaîne des Alpes se trouve constituée d'un ensemble d'unités charriées les unes sur les autres depuis l'Est vers l'Ouest. Un empilement analogue des structures se retrouve du Sud vers le Nord dans la partie rectiligne de la chaîne orientée Est-Ouest (fig. III-2).

Les Alpes sont donc constituées de plusieurs unités qui se succèdent de l'Ouest vers l'Est de la façon suivante (Lemoine et al., 2000) :

- **La zone externe**, constituant le Dauphinois (ou zone externe Helvétique et Ultrahelvétique à l'Est) qui correspond à l'ancienne marge continentale européenne amincie.

- **Les zones internes penniques**, constituées de deux anciens domaines océaniques, l'océan Valaisan et l'océan Liguro-Piémontais, séparés par un bloc continental constituant le Briançonnais au sens large. On peut donc y distinguer trois ensembles qui sont d'Ouest en Est (ou du Nord au Sud pour la partie Est et centrale de la chaîne) :

L'ensemble nord-pennique : Cet ensemble qui n'existe pas dans les Alpes occidentales est issu de la marge continentale européenne et de l'océan Valaisan

L'ensemble pennique moyen ou Méso-pennique : Il provient du bloc continental situé entre l'océan Valaisan et l'océan Liguro-Piémontais appelé SBR (Grand-Saint-Bernard-Mont-Rose) et comporte les domaines Subbriançonnais, Briançonnais et Piémontais.

L'ensemble sud-pennique ou Liguro-Piémontais : Il s'agit là des ophiolites provenant de l'océan Liguro-Piémontais et de sa couverture sédimentaire représentée par les schistes lustrés.

- **Les zones internes Austroalpine et Sudalpine**, provenant du bloc continental Apulo-adriatique bien présent au niveau des Alpes méridionales, constituées par la zone de Sesia et de la nappe de la Dent Blanche dans la partie occidentale de la chaîne.

Dans la partie occidentale des Alpes, les minéraux constitutifs des roches métamorphiques ont révélé que la plupart d'entre elles ont évolué dans les faciès Schistes Bleus, Eclogites et même Eclogites à coésite (cf. §2, fig. III.5). Ce métamorphisme caractéristique de HP-BT, voire de UHP, montre que ces roches ont été entraînées à grande profondeur dans un contexte de subduction.

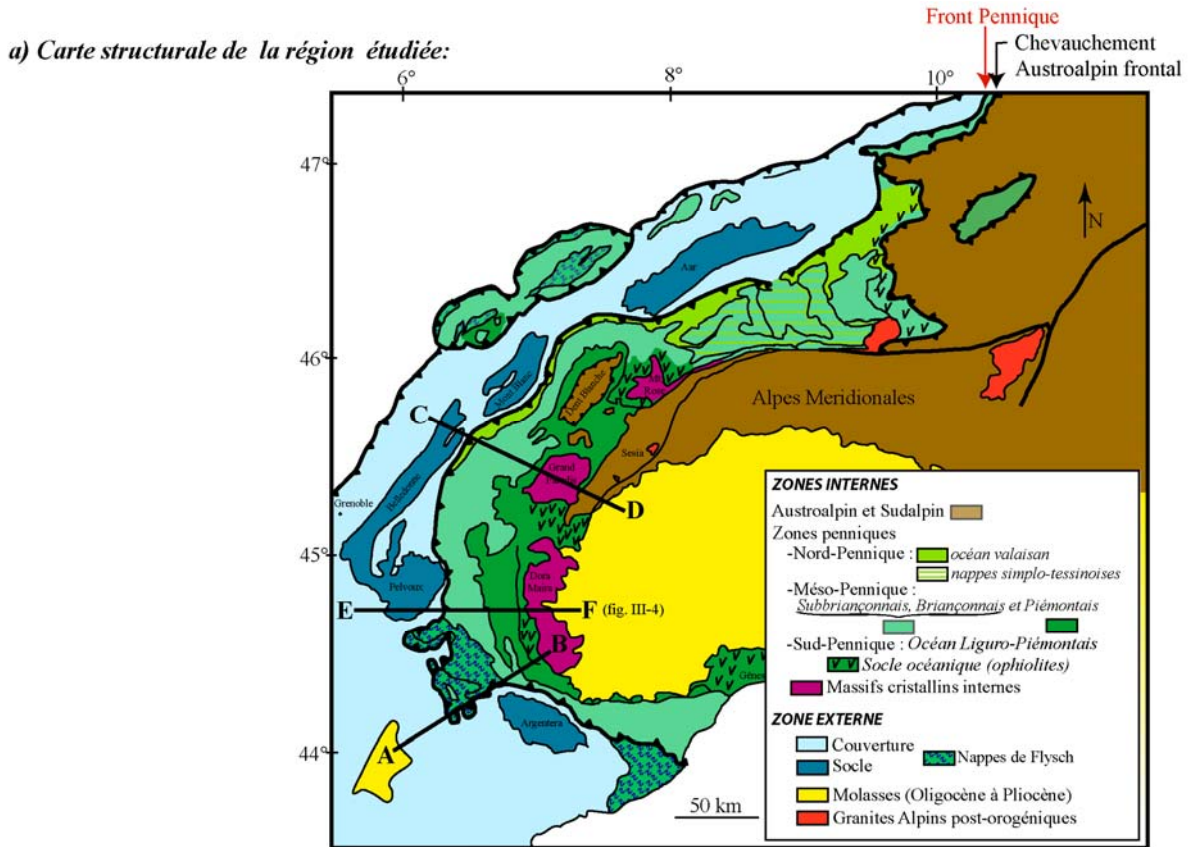
Ensuite, lors de la collision et de la formation du prisme, les roches ont pu être affectées par le métamorphisme dans les faciès de moins haute pression tels que celui des Schistes Verts ou des Amphibolites (Agard & Lemoine, 2003).

La sédimentation détritique associée à la formation de la chaîne (flyschs, molasses) est de plus en plus jeune lorsque l'on se dirige de l'est vers l'ouest. Lors de sa constitution, la chaîne semble donc s'être progressivement étendue des zones internes vers les zones externes.

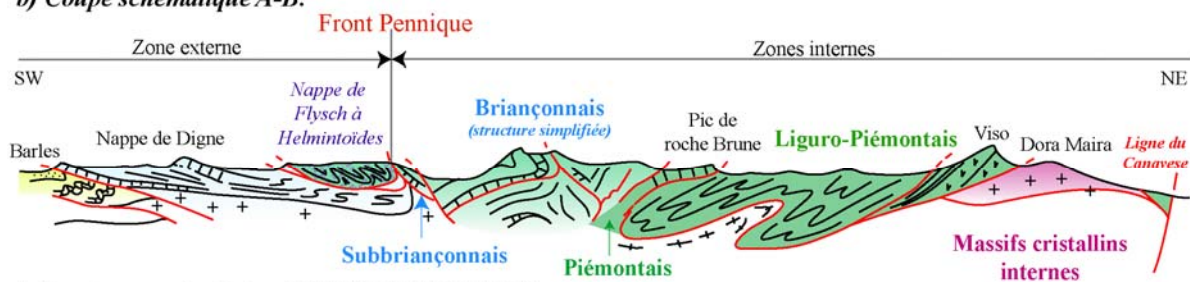
1-1.2. Structure profonde

Si l'on regarde, par ailleurs, les profils sismiques obtenus par le programme ECORS-CROP, il est possible d'avoir une idée de la structure de la chaîne en profondeur (fig. III-2-c). La présence de réflecteurs sismiques sous les Bornes et le massif de Belledonne montre que du côté Européen, le Moho est situé vers 35 km de profondeur. Du côté Est, dans la partie apulienne, le Moho n'est pas vraiment distinguable car il se trouve caché par les réflecteurs des dépôts molassiques de la plaine du Pô. Au niveau des zones internes, si le front Pennique est nettement visible, le reste des réflecteurs reste très diffus et plusieurs interprétations ont été proposées (Tardy et al., 1990 ; Polino et al., 1990 ; Roure et al., 1996). Si ces auteurs divergent sur certains points, il s'accordent néanmoins sur la présence, à l'aplomb du Grand Paradis, d'un épaissement de plus de 50 km constitué de vastes écaillages crustaux (fig. III-2-c).

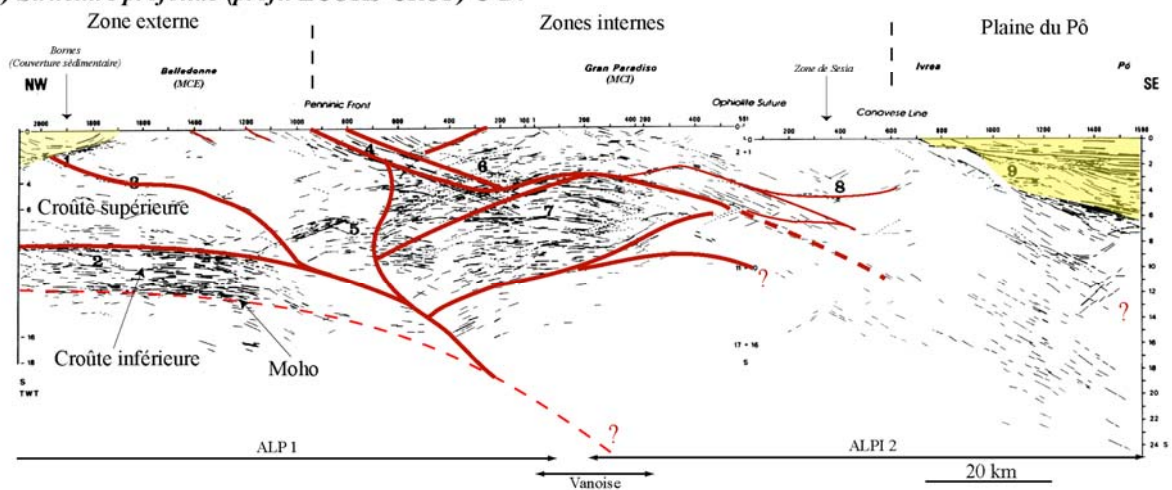
Plus en profondeur, la structure asymétrique observable est en accord avec l'idée de la présence, jadis, d'une zone de subduction plongeant vers l'Est, comme le soulignent les estimations P-T-t (cf. §2) entraînant l'ensemble de la marge passive européenne (zone externe) sous les unités métamorphiques des zones internes.



b) Coupe schématique A-B:



c) Structure profonde (profil ECORS-CROP) C-D:



Erreur !

Figure III-2: a-Présentation des différentes unités qui structurent la partie occidentale de la chaîne alpine. b-Coupe Schématique SW-NE. c-Profil ECORS-CROP et une interprétation possible. D'après Nicolas et al., 1990 ; Roure et al., 1996.

1-2. Contexte géodynamique et formation des Alpes

Le matériel ophiolitique affleure dans les zones internes penniques témoigne de la présence, autrefois, de deux domaines océaniques distincts, le domaine Valaisan (dont la présence au Sud de la latitude de Grenoble n'est pas avérée) et le domaine Liguro-Piémontais, formés durant l'expansion téthysienne. Cette extension semble cesser à la fin du Crétacé inférieur avec le comblement du bassin Liguro-Piémontais puis du bassin Valaisan, notamment par des flyschs qui s'y déposent en masse (Lemoine et al., 2000). L'inversion structurale qui se produit vers 125-75 Ma marque le début du rapprochement du bloc constituant l'Apulie (ou Adria) vers le continent européen. C'est le début de la phase « Alpine ».

Les nombreuses données de terrain, qu'elles soient structurales ou sédimentaires, permettaient depuis longtemps (Argand, 1924) de proposer une évolution spatiale et temporelle pour la formation de la chaîne alpine. L'étude des roches métamorphiques a permis de préciser ce schéma d'orogénèse et ses jalons chronologiques. La figure III-3 présente l'évolution de la formation de la chaîne telle qu'elle est admise aujourd'hui.

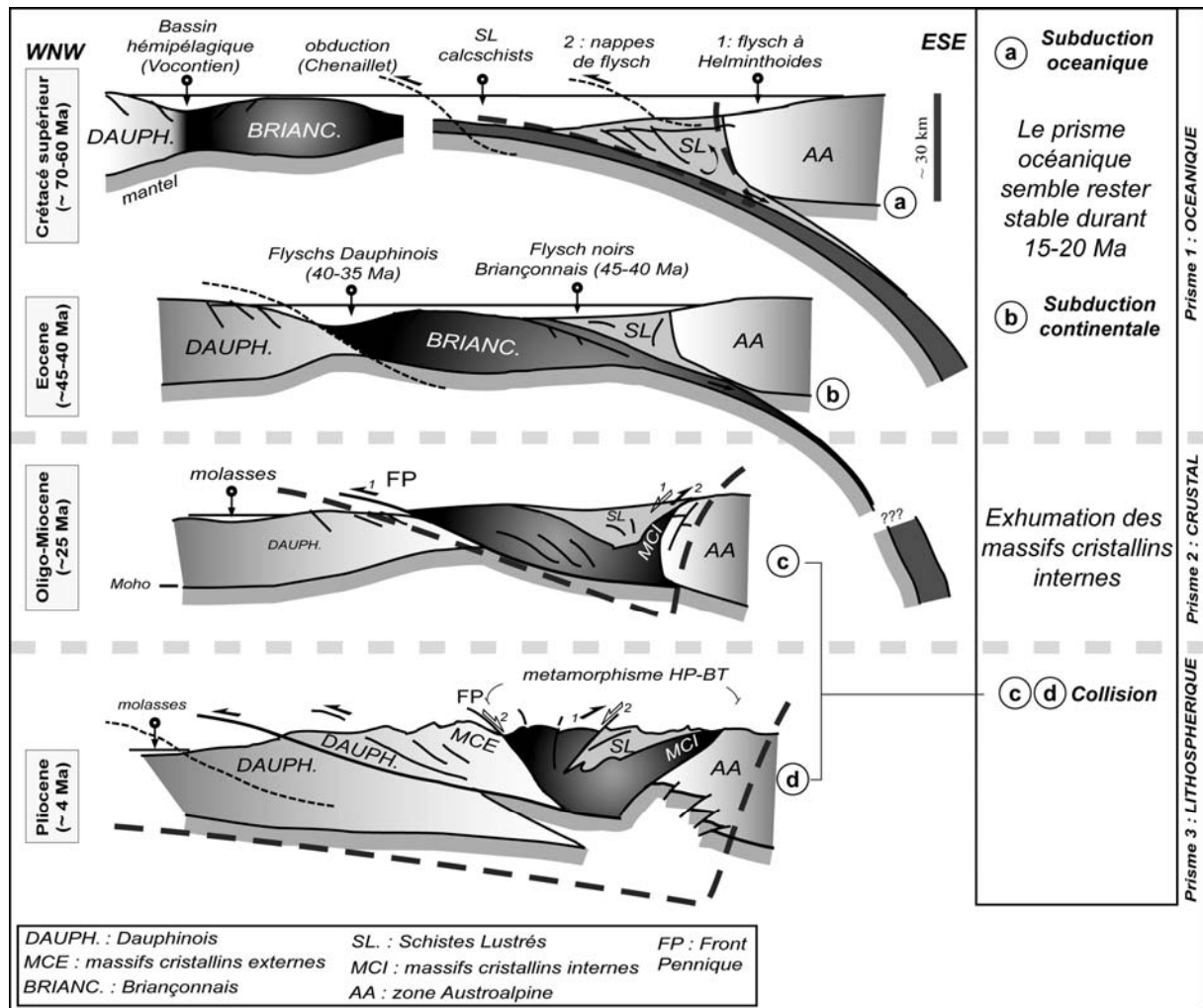


Figure III-3 : Structuration et évolution de la chaîne alpine (D'après Agard & Lemoine, 2003).

- Au Crétacé supérieur, vers 70-60 Ma (fig. II-3-a), le Dauphinois est constitué d'une série épaisse alors que celle du Briançonnais est plus mince. L'océan Piémontais à l'Est possède une marge qui subside du côté Est. De ce côté de l'océan se déposent les Flyschs à Helminthoïdes. Ces derniers ne rentreront pas dans la **subduction océanique** lors de la phase compressive car on les retrouve aujourd'hui à l'affleurement et non métamorphisés. Ces flyschs seront donc décollés et "poussés" loin en avant (Lemoine et al., 2000, Lallemand et al., 2005). Du fait du rapprochement de l'Afrique (donc du bloc Apulien) et de l'Europe, la marge Apulo-Africaine devient active (bien que dépourvue de volcanisme) et une partie de la matière océanique entre déjà en subduction. Un prisme océanique comprenant les Schistes lustrés (pour ce qui concerne la partie occidentale des Alpes) avec exhumation partielle semble s'être formé à cette époque (Agard et al., 2001; Schwartz, 2002). Ces unités océaniques ont plongé à des profondeurs variées et acquièrent donc un degré de métamorphisme plus ou moins fort (Agard et al., 2001, 2002).

- A l'Eocène, vers 45-40 Ma (fig. II-3-b), les unités briançonnaises entrent en **subduction continentale** alors que les Schistes lustrés "remontent" vers la surface. Un prisme orogénique commence à se former.

- A l'Oligo-Miocène, vers 25 Ma (fig. II-3-c), l'accrétion atteint le domaine Dauphinois. Le Briançonnais qui était enfoui remonte à son tour. C'est à ce moment que l'unité de Dora Maira semble être exhumée également. La déformation est plutôt dirigée vers l'Ouest à présent. Progressivement la subduction continentale se bloque et la collision proprement dite a lieu.

- Au Pliocène, vers 4-5 Ma (fig. II-3-d), le prisme continue de se former et passe de l'échelle crustale à l'échelle lithosphérique. En effet, la sismique profonde révèle des décalages du Moho traduisant le fait que la déformation atteint l'ensemble de la lithosphère.

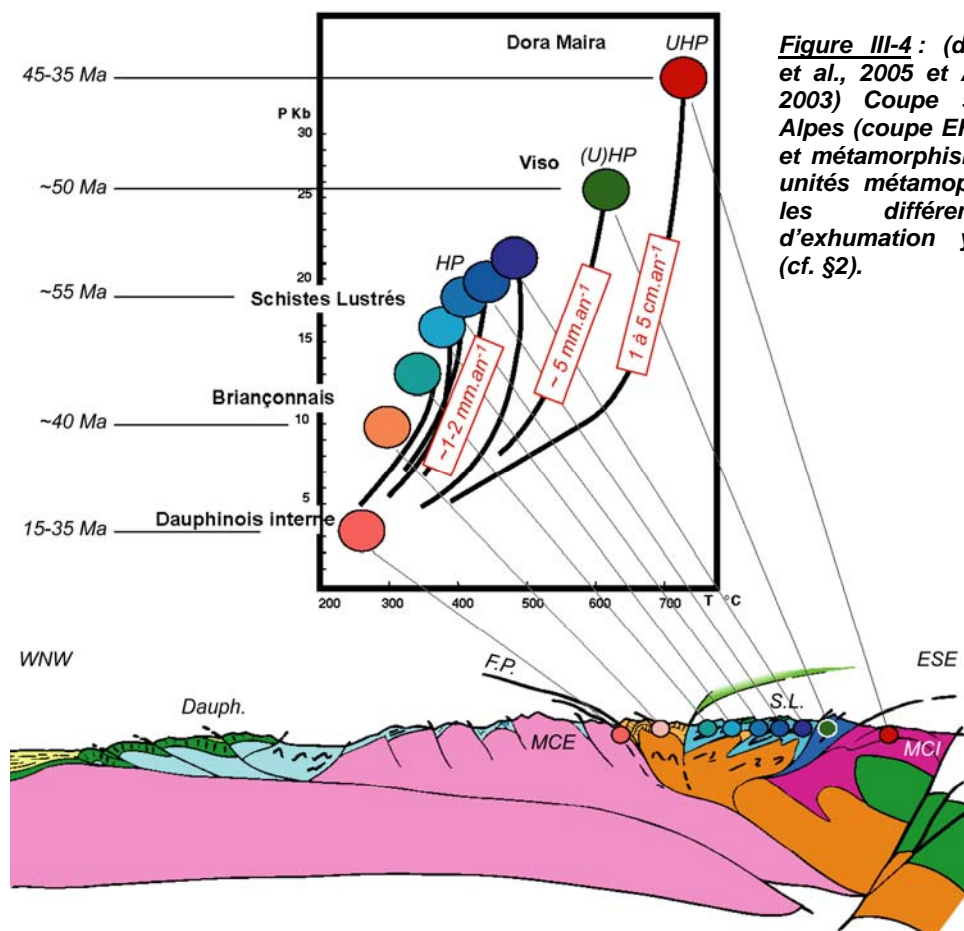


Figure III-4 : (d'après Lallemand et al., 2005 et Agard & Lemoine 2003) Coupe schématique des Alpes (coupe EF de la figure III-2) et métamorphisme. Les âges des unités métamorphiques ainsi que les différentes vitesses d'exhumation y sont rappelés (cf. §2).

Bilan : contraintes géodynamiques pour la modélisation :

L'évolution de la formation de la chaîne alpine peut se résumer en trois points essentiels qui seront à reproduire dans le travail de modélisation :

*(1) Entre 65 et 45 Ma, la subduction du matériel océanique (océan Liguro-Piémontais) se produit et une partie des sédiments subjacents est entraînée en profondeur au-delà du canal de subduction. Une autre partie des sédiments reste en surface (à des profondeurs inférieures à 40-50 km) et constitue un **prisme d'accrétion** qui semble rester **stable** au cours du temps.*

*(2) A cette subduction océanique stable succède vers ~45 Ma, la **subduction continentale** de la partie amincie de la marge européenne. Si l'océan Liguro-Piémontais est alors résorbé, il persiste cependant, à la surface, des reliques d'unités océaniques métamorphisées qui seraient remontées des profondeurs par la même tectonique affectant Dora Maira et le Viso.*

*(3) Une partie de la **croûte supérieure continentale** enfouie sous le prisme d'accrétion remonte vers la surface vers 30-25 Ma.*

*Les Alpes semblent donc constituées schématiquement de **trois prismes emboîtés** : un prisme d'accrétion océanique, un prisme d'accrétion de marge et un prisme d'accrétion à l'échelle lithosphérique impliquant la plateforme. Dans chaque zone interne de chaque prisme se trouve celui élaboré précédemment. Le volume de ces complexes est d'autant plus grand qu'il s'est formé tard (par ex., Lallemand et al., 2005). La structuration de la chaîne alpine semble donc s'être faite progressivement par la subduction de la lithosphère océanique Liguro-Piémontaise tout d'abord puis par la subduction continentale de la marge européenne sous le bloc Apulo-Africain. C'est ce scénario qui sera testé par le biais d'une modélisation numérique et qui permet de contraindre morphologiquement la validité des modèles. Inversement, la modélisation permettra à rebours de tester si cette évolution est physiquement possible et quels sont alors les paramètres influents permettant d'aboutir à ces données réelles observées.*

2. Les données du métamorphisme alpin

Si la chaîne des Alpes a été longuement étudiée jusqu'à présent, il n'existe paradoxalement que peu de chemins P-T-t disponibles (pour l'essentiel postérieurs à 1990). La figure III-5 montre les différents chemins issus de la littérature ainsi que leur localisation (cf. annexe A pour les références). Un tableau situé en annexe B présente les différentes méthodes qui ont été utilisées afin de contraindre ces chemins en termes de pression et de température.

Ces chemins rétrogrades qui évoluent en sens horaire semblent, à première vue, très différents. Certaines roches se sont trouvées enfouies jusqu'à des pressions très élevées comme pour celles de la région de Dora Maira où l'on se trouve en faciès Eclogite avec même, parfois, la présence de coésite caractéristique de l'UHP (Chopin, 1984). De nombreuses régions des Alpes internes, qu'elles soient d'origine océanique ou continentale, ont également été affectées par des conditions de faciès Eclogite (Zermatt-Saas, Grand Paradis, Sesia, Monviso...). Plus à l'ouest, le métamorphisme semble avoir été de moins en moins intense. Ainsi, les Schistes lustrés ont évolué dans des conditions propres au faciès des Schistes Bleus et les zones externes ne semblent pas avoir subi des pressions et des températures supérieures à celles caractéristiques du faciès des Schistes Verts.

Il existe donc un gradient métamorphique d'est en ouest (fig. III-6 et III-7) des conditions HP-BT suggérant une subduction à pendage E.

Carte de localisation des différents chemins P-T-t dans les Alpes Occidentales et Centrales

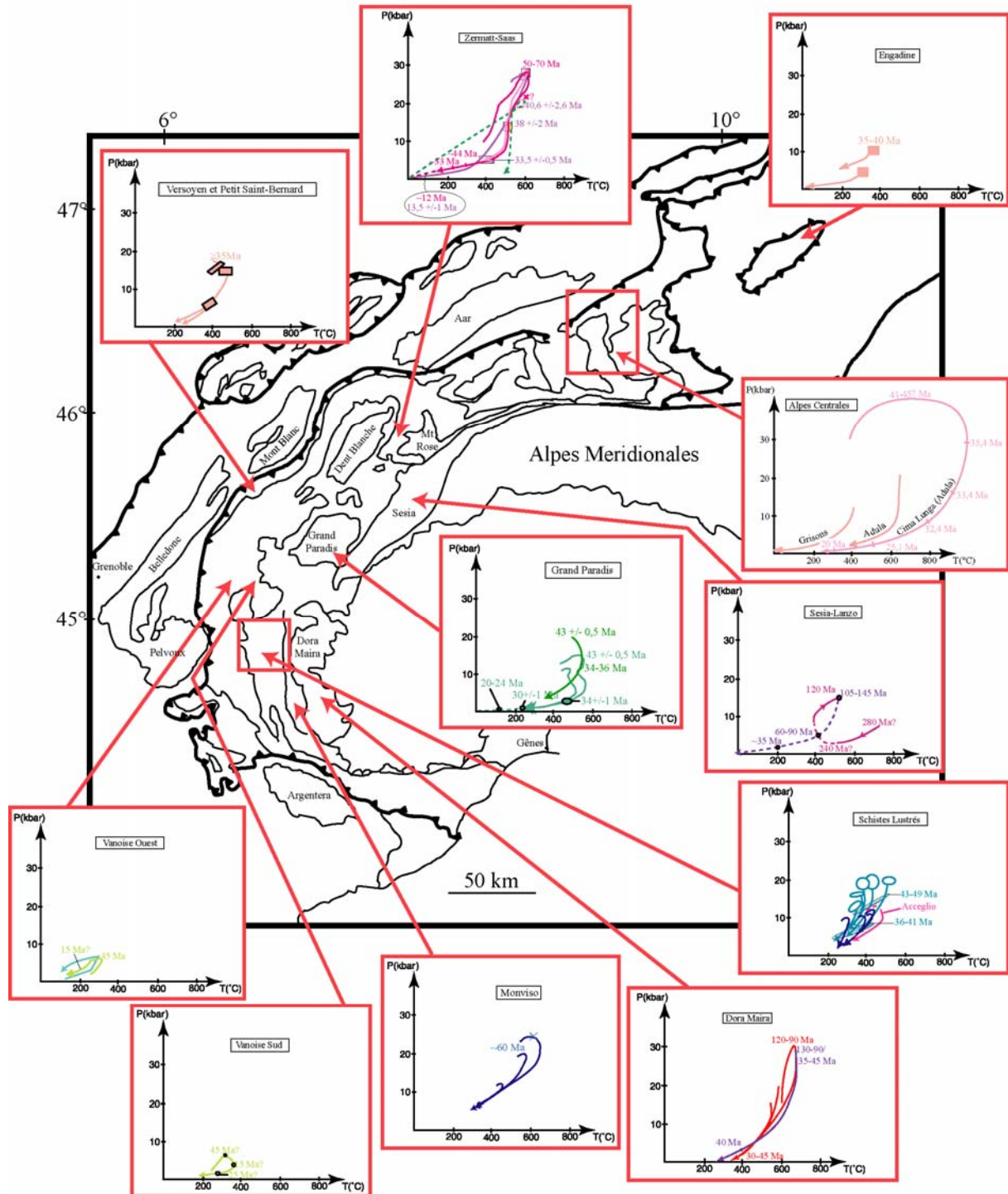


Figure III-5 : Carte de localisation des différents chemins P-T-t existant dans la littérature pour les Alpes Occidentales et Centrales. Se référer à l'annexe A pour plus de précisions ainsi que pour les références bibliographiques.

La figure III-6 présente la répartition géographique des pics de pression et de température des différents chemins. On observe que plus on se dirige vers l'est, plus les roches étudiées ont subi une augmentation à la fois en pression et en température.

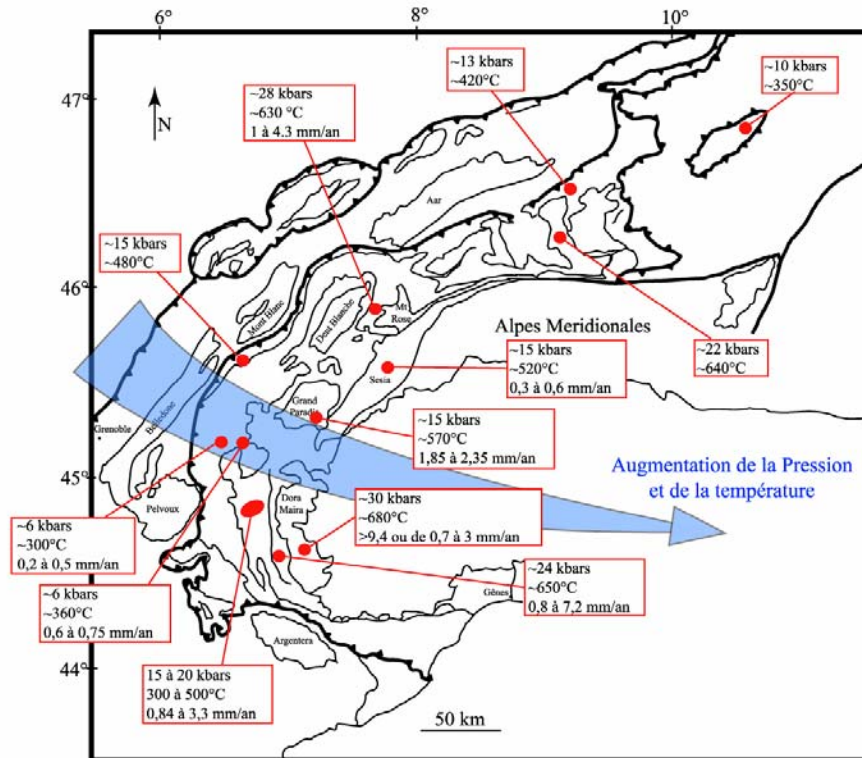


Figure III-6 : Carte présentant la répartition des pics de pression et de température atteints par les différentes unités ainsi que leur vitesse moyenne d'exhumation.

Ces données suggèrent que toutes ces unités ont suivi globalement un trajet prograde comparable. D'est en ouest, les unités de Dora Maira, du Viso, des Schistes lustrés et du Briançonnais se suivent spatialement et s'alignent sur un même gradient métamorphique HP-BT. Elles ont atteint respectivement des conditions de pression et de température de plus en plus faibles. Vers 35 Ma, on constate, en outre, que l'ensemble des ces unités se retrouve entre 5-6 kbar et la surface.

Même si tous ces chemins P-T-t ont atteint des pics de pression et de température différents, on peut constater qu'ils possèdent une évolution comparable. La figure III-7 montre l'ensemble des chemins sur un même diagramme pression - température. Il est possible de constater alors que les conditions d'enfouissement maximum (pics de métamorphisme) s'alignent sur une droite commune correspondant à un gradient thermique de $8^{\circ}\text{C.km}^{-1}$ environ (en considérant la relation communément utilisée : 1 kbar = 3 km).

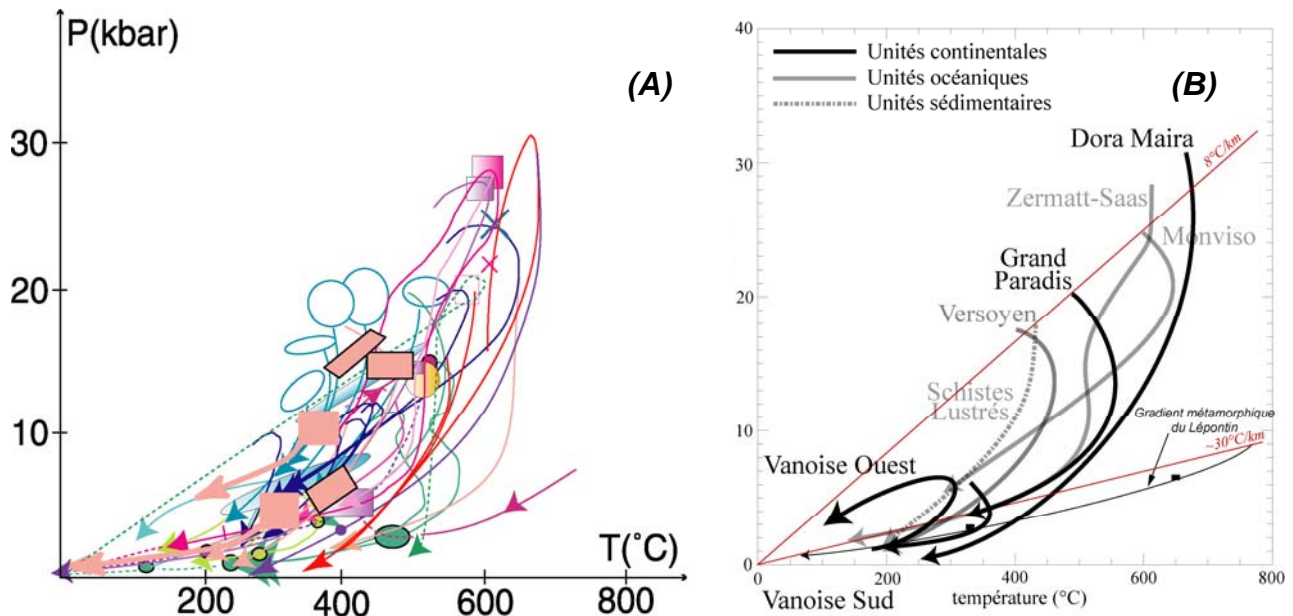


Figure III-7: (A) Présentation de l'ensemble des chemins P-T issus de la littérature. (B) Diagramme simplifié de l'ensemble des chemins.

Ce type de gradient métamorphique HP-BT apparaît en tout cas différent de celui que l'on trouve de l'autre côté du front Pennique qui présente, lui, un gradient métamorphique typique de MP-MT (moyennes pressions - moyennes températures) comme on le trouve au niveau du Lépontin (5-7 kbar, 650°C ; Frey & Ferreiro Mählmann, 1999).

On remarque de plus, que certains chemins comme ceux de la zone de Zermatt ou du Grand Paradis semblent subir une augmentation de température vers 35 Ma (fig. III-7). Ce réchauffement pourrait correspondre à une transition vers les faciès amphibolites du Lépontin à l'amorce d'une empreinte métamorphique MP-MT de type collisionnel. En effet, on a vu que la partie européenne s'épaississait vers l'ouest. Lors de la subduction, il est possible que cette lithosphère continentale plus légère et de plus en plus épaisse entre de moins en moins facilement en subduction et/ou que ce réchauffement corresponde au flux radioactif associé à l'épaississement crustal (Goffé et al., 2003).

S'agissant des vitesses d'exhumation (fig. III-6), la répartition semble également relativement hétérogène avec un taux d'exhumation relativement rapide pour les unités de Dora Maira, du Monviso ou encore de Zermatt-Saas et des vitesses souvent supérieures à 1 mm.an⁻¹ (voir jusqu'à 10 mm.an⁻¹ pour Dora Maira, Chopin et al., 1991). D'autres unités comme celles du Grand Paradis, des Schistes Lustrés, de Sesia ou de la Vanoise ont probablement subi une vitesse d'exhumation plus lente de l'ordre du mm.an⁻¹ voire moins.

La vitesse moyenne d'exhumation ne donne vraisemblablement que très peu d'information sur les vitesses d'exhumation réelles qu'ont subies les roches. En effet, sur l'ensemble des chemins rétrogrades (cf. annexe A), on peut distinguer généralement deux étapes d'exhumation, la première étant dans tous les cas plus rapide que celle qui suit (par ex., Duchêne et al., 1997b).

Bilan : les conditions P-T-t à reproduire par la modélisation :

Les données issues des chemins P-T-t à retenir et que l'on cherchera à reproduire par la modélisation sont donc (fig. III-7) :

(1) Le gradient métamorphique caractéristique des Alpes Occidentales est un **gradient HP-BT de $8^{\circ}\text{C.km}^{-1}$** .

(2) Les différents chemins P-T-t semblent présenter un **trajet prograde commun** bien que les chemins rétrogrades soient un peu différents.

(3) Les **vitesse d'exhumation** des unités constituant notamment la marge continentale peuvent atteindre approximativement des valeurs de plusieurs mm.an^{-1} voire plus (environ 10 mm.an^{-1} au niveau de Dora Maira). On observe cependant, des vitesses plus lentes de l'ordre du mm.an^{-1} pour les unités sédimentaires (Schistes Lustrés) et inférieures à 1 mm.an^{-1} au niveau du Briançonnais sont également observées.

(4) A $\sim 35 \text{ Ma}$, toutes ces unités sont largement remontées entre 4-5 kbar et la surface.

La chaîne alpine constitue donc l'endroit idéal pour tester les modèles de subduction et le métamorphisme qui y est associé. En effet, les deux épisodes de subduction océanique et de subduction continentale qui s'y sont succédés sont, au vu des deux paragraphes précédents, relativement bien documentés. Les modèles numériques réalisés sur ces deux cas typiques de subduction vont donc maintenant être présentés. Pour chaque type de contexte seront alors rappelés les interrogations principales qui subsistent ainsi que les données caractéristiques existantes que les modèles se doivent impérativement de reproduire avant de pouvoir s'intéresser aux mécanismes et aux paramètres (ainsi qu'à leurs degrés d'influence respectifs) qui contrôlent l'exhumation des roches.

3. Simulations numériques de la subduction océanique

Les caractéristiques principales relatives à la subduction de l'océan Liguro-Piémontais sous la lithosphère Apulienne sont rappelées sur la figure III-8. L'un des points importants de cette subduction réside dans la formation, au crétacé supérieur, d'un prisme d'accrétion dont les restes constituent aujourd'hui l'unité des Schistes Lustrés (fig. III-8-A et B). Un certain nombre de questions restent cependant en suspens :

(1) Quels sont les **paramètres qui peuvent contrôler la stabilité d'un prisme d'accrétion océanique** tel que celui des Schistes Lustrés **pendant près de 20 Ma** (fig. III-8-C) ?

(2) Comment se font alors **les processus d'enfouissement et d'exhumation au sein d'un tel prisme** permettant de faire remonter en surface ces unités de haute pression (fig. III-8-D) ?

(3) quels sont les **paramètres qui contrôlent la vitesse d'exhumation** ?

(4) **L'exhumation de croûte océanique peut-elle se réaliser** au sein d'un tel contexte ?

(5) **Existe-t-il des surpressions tectoniques** au sein des prismes d'accrétion ? En d'autres termes, est-ce que les pressions estimées pour des unités de HP telle que celle des Schistes Lustrés (fig. III-8-D) sont bien assimilables à des profondeurs équivalentes à celles de la base du prisme ?

A ces questions d'ordre général s'ajoutent des interrogations plus relatives à la chaîne des Alpes et auxquelles l'étude paramétrique des modèles pourrait répondre:

(6) Quelle était la **vitesse de convergence pour les Alpes il y a 65 Ma** ?

(7) Quelle est la **nature rhéologique de la plaque lithosphérique Apulienne** ?

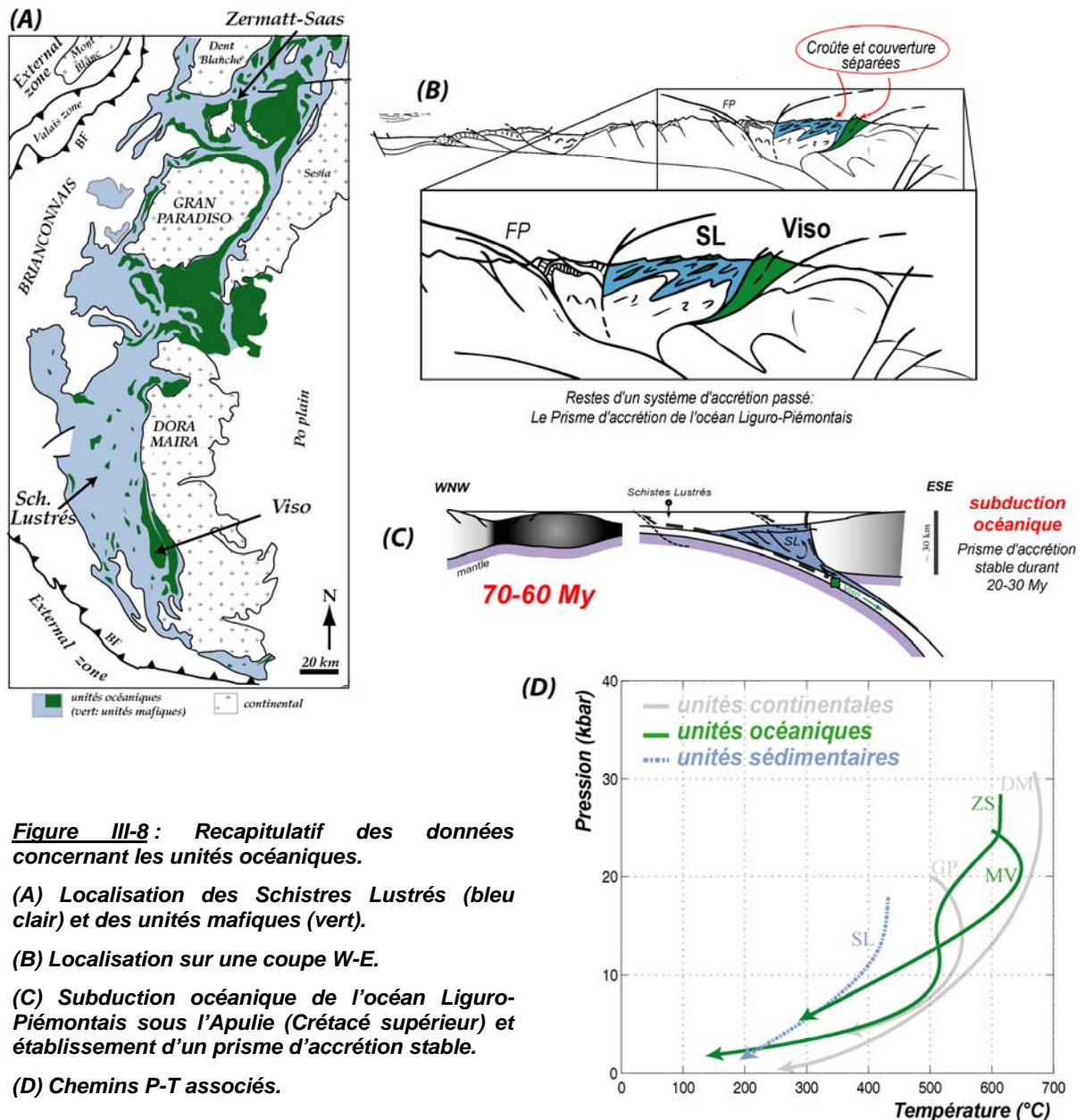


Figure III-8 : Recapitulatif des données concernant les unités océaniques.

(A) Localisation des Schistes Lustrés (bleu clair) et des unités mafiques (vert).

(B) Localisation sur une coupe W-E.

(C) Subduction océanique de l'océan Liguro-Piémontais sous l'Apulie (Crétacé supérieur) et établissement d'un prisme d'accrétion stable.

(D) Chemins P-T associés.

3-1. Enfouissement et exhumation au sein d'un prisme d'accrétion, l'apport des modèles numériques

Les résultats obtenus lors de la modélisation numérique de la subduction océanique, qui traite de l'ensemble de ces points, font l'objet de l'article 1 qui suit soumis pour publication à « *Journal of Geophysical Research* ». Pour faciliter la lecture, les figures ont été placées, autant que possible, en regard des paragraphes correspondants.

**Burial and exhumation in a subduction wedge:
mutual constraints from thermomechanical modeling
and natural P-T-t data (Sch. Lustrés, W. Alps)**

Yamato P.*, Agard P., Burov E., Le Pourhiet L., Jolivet L., Tiberi C.

*Laboratoire de Tectonique, UMR CNRS 7072, Université Paris 6,
Case 129, Tour 46-0, 2E, 4 pl. Jussieu, 75252 Paris Cedex 05, France*

Submission to: JGR

* *corresponding author: philippe.yamato@lgs.jussieu.fr*

Abstract

The dynamic processes leading to syn-convergent exhumation of high pressure low temperature (HP-LT) rocks at oceanic accretionary margins, as well as the mechanisms maintaining nearly steady-state regime in most accretion prisms, remain poorly understood. The present study aims at getting better constraints on the rheology, thermal conductivity, and chemical properties of the sediments in subduction zones. To reach that goal, oceanic subduction is modeled using a forward visco-elasto-plastic thermomechanical code (PARA(O)VOZ-FLAC algorithm) and synthetic P-T-t paths, predicted from numerical experiments, are compared with natural P-T-t paths.

The study is focused on the well constrained Schistes Lustrés complex (SL; Western Alps) which is thought to represent the fossil accretionary wedge of the Liguro-Piemontese ocean. For convergence rates comparable to Alpine subduction rates ($\sim 3 \text{ cm.yr}^{-1}$), the best fitting results are obtained for high viscosity, low density wedge sediments and/or a strong lower continental crust. After a transition period of 3-5 My, the modeled accretionary wedges reach a steady state which lasts over 20 My. Over that time span, a significant part ($\sim 35\%$) of sediments entering the wedge undergoes P-T conditions typical of the SL complex ($\sim 15\text{-}20 \text{ kbar}$; $350\text{-}450^\circ\text{C}$) with similar P-T loops. Computed exhumation rates ($< 6 \text{ mm.yr}^{-1}$) are in agreement with observations ($1\text{-}5 \text{ mm.yr}^{-1}$). In presence of a serpentinite layer below the oceanic crust, exhumation of oceanic material takes place at rates approaching 3 mm.yr^{-1} . In all experiments, the total pressure in accretionary wedge never deviated by more than $\pm 10\%$ from the lithostatic component.

1. INTRODUCTION

In principle, metamorphic petrology studies of successive mineralogical assemblages in particular rock specimens permit the reconstruction of their pressure-temperature evolution, and to access pressure-temperature-time paths (P-T-t paths) [e.g., *Spear*, 1993; *Müller*, 2003]. It thus provides ideal constraints to models of exhumation in accretionary subduction wedges [e.g., *Cloos*, 1982; *Shreve & Cloos*, 1986; *Brandon et al.*, 1998]. However, despite recent progress in assessment of P-T-t trajectories [*Berman*, 1991; *Holland and Powell*, 1998; *Vidal and Parra*, 2000] and uplift rates [e.g., *Gunnell*, 2000; *Zeitler et al.*, 2001], our knowledge of the vertical trajectories remains fragmentary [e.g., *Duchêne et al.*, 1997a]. Indeed, prograde P-T-t paths are often largely overprinted due to reequilibrations with rising temperature, and the retrograde part is often preserved as discrete reequilibration steps only [*Spear*, 1993; *Jolivet et al.*, 2003]. P-T-t paths therefore represent only a partial record of vertical trajectories and much of the information related to burial is lost. P-T-t paths are not univocally interpretable in terms of geodynamic setting either. It is therefore useful to compare natural P-T-t paths with synthetic ones obtained through thermomechanical modeling in order to clarify burial/exhumation and geodynamic processes, and explore the dependence on parameters such as convergence rate or intrinsic properties of the accretionary wedge.

Following the approach of Gerya and co-workers [e.g., *Gerya et al.*, 2002, 2006; *Vasilyev et al.*, 2004; *Stöckhert and Gerya*, 2005], we include the effects of metamorphic phase changes on density, and trace the predicted P-T-t paths within the models using passive markers. The main difference in our approach is that we account for the effective elasto-plastic behavior in the accretionary wedge (i.e., Mohr-Coulomb rheology) and the transition towards a viscous effective behavior at more than 300°C. Hence, we have chosen to use an explicit thermomechanical code (PARA(O)VOZ) [e.g., *Poliakov et al.*, 1993] that allows treating rocks as visco-elasto-plastic material. Moreover, in our models the kinematic boundary conditions are imposed on the lateral borders and not on the subducting plate itself, allowing the slab to deform in response to the formation of the accretionary wedge.

Owing to the wealth of petrology data and published P-T-t paths [e.g., *Ernst and Dal Piaz*, 1978; *Van der Klauw et al.*, 1997; *Reinecke*, 1998; *Messiga et al.*, 1999; *Schwartz*, 2000a; *Agard et al.*, 2001, 2002, Figure 1], the Western Alps constitute a good natural example to test the kinematics of our models. After presenting the results of our experiments, we discuss quantitatively the influence of various parameters on the shapes of P-T-t paths and how synthetic P-T-t paths and exhumation rates compare with natural ones, including those inferred for the Franciscan Complex.

2. GEOLOGICAL SETTING

2.1 Geodynamic context and significance of the Schistes Lustrés complex

Numerous and complete reviews of the geodynamic context of Alpine convergence exist [e.g., *Le Pichon et al.*, 1988; *Coward and Dietrich*, 1989; *Stampfli et al.*, 1998; *Oberhänsli et al.*, 2004]. The Western Alps result from the closure of the Valais and Liguro-Piemontese oceans. The spreading of the Liguro-Piemontese ocean started in the Lower-Middle Jurassic [e.g., *Favre and Stampfli*, 1992; *Bill et al.*, 1997] and continued at least until ~100 Ma, when the ocean reached a maximum width of 800-1000 km [*Lemoine et al.*, 1986; *Lemoine and Tricart*, 1986; *Dercourt et al.*, 1993]. During the Eocene (45-40 Ma), the thin,

leading edge of the continental European margin reaches the subduction zone: a short-lived (~5-10 My) period of continental subduction ensues and the oceanic Schistes Lustrés (SL) accretionary wedge is progressively exhumed. Radiometric constraints for crustal HP/UHP units, both oceanic and continental, point to ages mainly between 50 and 38 Ma (see below). Continental subduction progressively ceases and collision begins at ~35-30 Ma.

As the closure of this ocean is dated at ~45 Ma [Deville *et al.*, 1992; Michard *et al.*, 1996; Rosenbaum and Lister, 2005], one may infer that the convergence rates were low and did not exceed ~20 mm.yr⁻¹ during subduction. The asymmetric structures on the ECORS-CROP seismic profile [Roure *et al.*, 1990; Tardy *et al.*, 1990] and the metamorphic zoneography (Figure 1a) favor the hypothesis that the subduction dipped to the East. Alpine rocks reached depths ranging from 50 to 100 km [e.g., Goffé and Chopin, 1986; Chopin, 2003]. Eclogites are found in the oceanic Zermatt-Saas and Monviso units, and in the continental Dora Maira, Gran Paradiso, and Sesia massifs [Chopin, 1984; Philippot and Kienast, 1989; Pognante, 1991; Lardeaux and Spalla, 1991; Spalla *et al.*, 1996; Van der Klaw *et al.*, 1997; Reinecke, 1998, Figure 1]. In the West, the degree of metamorphism was less intense, with blueschist facies conditions in the Schistes Lustrés complex and in the Briançonnais [Goffé and Velde, 1984; Agard *et al.*, 2001]. Fortunately, the HP-LT minerals were little overprinted by collision in the Western Alps [Gillet and Goffé, 1988; Chopin *et al.*, 1991]. This particularity allowed to recognize that the SL complex represents a fossil accretionary wedge [Agard *et al.*, 2001; Schwartz, 2002] mainly made of pelagic sediments [De Wever and Caby, 1981; Lemoine *et al.*, 1984; Polino, 1984] scrapped off the underlying oceanic crust during subduction.

2.2. Constraints from P-T-t paths and exhumation rates: distinct exhumation mechanisms for the ocean and sediments?

We compiled available P-T-t paths for the units presenting an oceanic affinity in the Western Alps and estimated average exhumation rates (Figure 1b). The continental P-T-t paths of Dora Maira and Gran Paradiso are only shown for comparison and briefly discussed here. Although contrasting P-T peaks are observed, Figure 1c shows that maximum burial conditions line up along a typical HP-LT metamorphic thermal gradient of ~8°C.km⁻¹. This suggests that all these units were buried under comparable thermal regimes. They were already largely exhumed to mid-crustal depths of ~15-20 km at around 30-35 Ma, when collision developed.

Average exhumation rates for ocean-derived units differ, however, with lower values for the Schistes Lustrés than for the Monviso or Zermatt-Saas units (Figure 1b):

– for the SL complex, Agard *et al.* [2002] estimated exhumation rates on the order of 1-2 mm.yr⁻¹ and demonstrated that contamination by excess argon was limited, because radiometric ages are systematically consistent with the observed deformation chronology. They pointed out, however, that small amounts of excess argon for the HP (D1) stage, as documented in several alpine studies [e.g., Arnaud and Kelley, 1995; Scaillet, 1996; Baxter *et al.*, 2002; Reddy *et al.*, 2003], may be responsible for the scatter of the HP ages (Figure 2a). Taking into account only the younger ages could raise exhumation rates to a maximum of 5 mm.yr⁻¹ for the first exhumation stage between D1 and D2 (Figure 2a). This exhumation rate is well-constrained between D2 and D3, at around 2 mm.yr⁻¹.

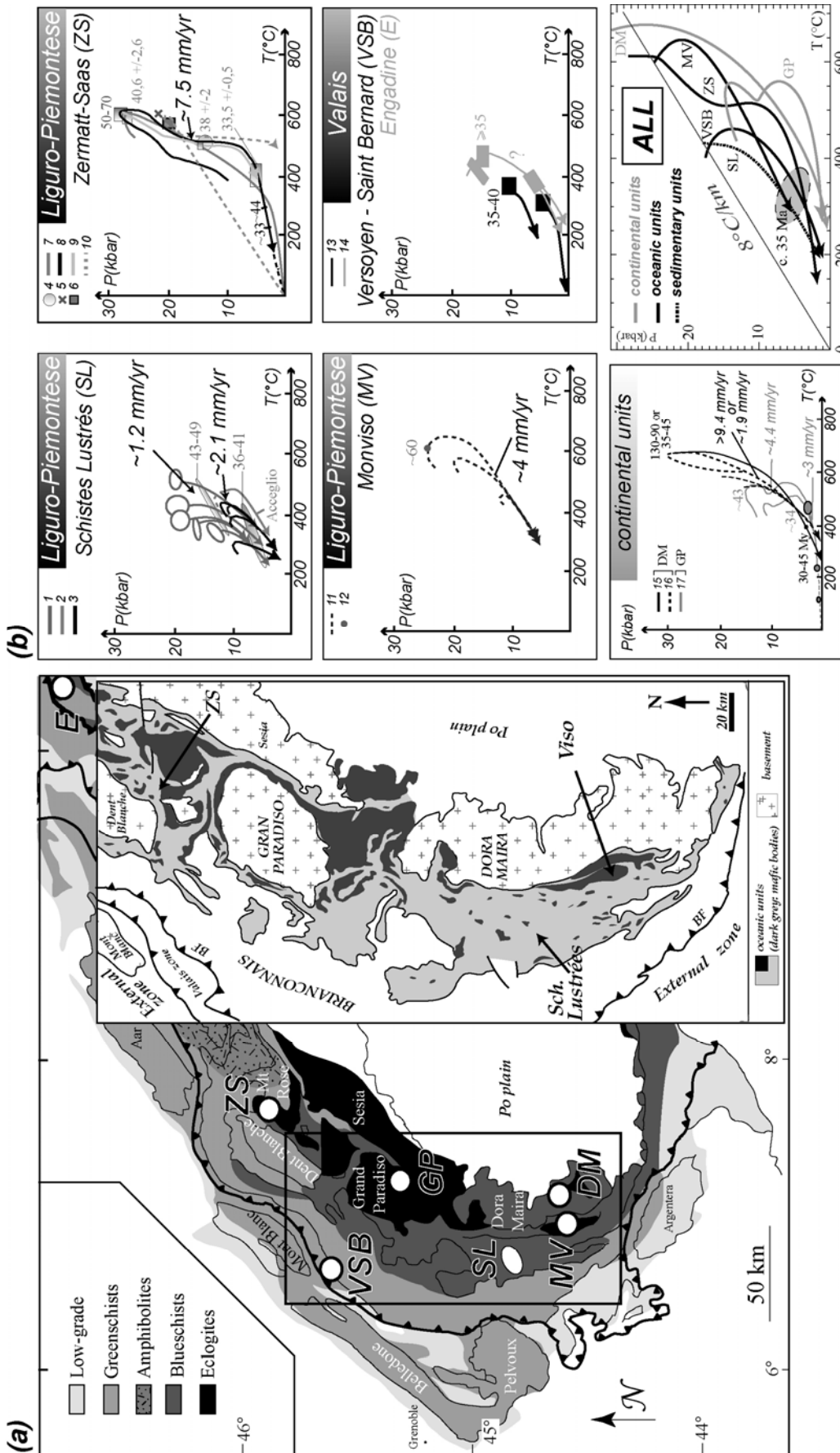


Figure 1. Simplified metamorphic map [after Frey et al., 1999] and location of the units where P-T-t paths are taken from. Inset figure corresponds to a map presenting the repartition of the oceanic-derived units. P-T-t paths for oceanic units are presented in figures (b) (black boxes) for: (SL) "Schistes Lustrés" unit, (ZS) Zermatt-Saas unit, (MV) Monviso unit, (VSB) Versoyen, "Petit Saint-Bernard" unit and (E) Engadine window. P-T-t paths of continental units are given for comparison in grey boxes for: (DM) Dora Maira and (GP) Gran Paradiso. Numbers refer to: 1, [Agard et al., 2001]; 2, [Schwartz et al., 2000b]; 3, [Schwartz et al., 2000a]; 4, [Ernst and Dal Piaz, 1978]; 5, [Meyer, 1983]; 6, [Barnicoat and Fry, 1986]; 7, [Van der Klauw et al., 1997]; 8, [Reinecke, 1998]; 9, [Amato et al., 1999]; 10, [Widmer and Thompson, 2001]; 11, [Schwartz et al., 2000]; 12, [Cliff et al., 1998; Messiga et al., 1999]; 13 and 14, [Bousquet et al., 2002]; 15, [Henry et al., 1993]; 16, [Duchêne et al., 1997b]; 17, [Brouwer et al., 2002], ages are consistent with Hurford and Hunziker [1989]. (c) Simplified P-T paths for the above units. Some of the P-T paths present a slight heating at about 35 Ma (e.g., Zermatt-Saas zone, Gran Paradiso) coeval with the medium-pressure medium-temperature Lepontine metamorphic overprint of the Central Alps (5-7 kbar, 650-700°C; [e.g., Todd and Engi, 1997]), which presumably marks the inception of collisional processes [e.g., Goffé et al., 2003].

– for the Monviso or Zermatt-Saas units, exhumation rates vary greatly, between $\sim 1-4$ [Bowtell *et al.*, 1994; Inger *et al.*, 1996], 5-10 [Duchêne *et al.*, 1997b; Reinecke, 1998] and 26 mm.yr^{-1} [Amato *et al.*, 1999]. These values are globally faster than the values obtained for the Schistes Lustrés (Figure 1b).

This contrast among ocean-derived units is also apparent in the geological map (Figure 1a, inset): dominantly blueschist facies sedimentary units with minor crustal lenses (such as the SL complex) are located to the West, whereas large, mainly eclogitic oceanic crust bodies (such as Monviso and Zermatt-Saas) closely associated with serpentinites mainly crop out to the East [Pognante, 1991]. In addition, metamorphic P-T conditions evolve progressively in the former [Agard *et al.*, 2001; their Figures 5 and 7], whereas slices of units with contrasted P-T peaks characterize the latter [Messiga *et al.*, 1999; Schwartz *et al.*, 2000a]. Monviso and Zermatt-Saas units are also closely associated in space with the continental Internal Crystalline Massifs (Figure 1a) and show similar exhumation-related tectonic patterns [e.g., Philippot, 1990; Henry *et al.*, 1993; Van der Klauw *et al.*, 1997]. Exhumation rates for the UHP Dora Maira unit are still debated (Figure 1b), but the prevalent view considers exhumation rates $\geq 1-5 \text{ cm.yr}^{-1}$ [e.g., Duchêne *et al.*, 1997b; Gebauer *et al.*, 1997; Rubatto and Hermann, 2001].

The faster exhumation velocities, tighter P-T loops (Figure 1b) and spatial association of large oceanic crust bodies such as Monviso and Zermatt-Saas with the Internal Crystalline Massifs (ICM) suggest that their exhumation mechanism was different from that of the metasedimentary SL complex [Guillot *et al.*, 2004] and/or that it occurred later, during the locking of continental subduction and the exhumation of the European margin.

3. Problematic issues and modeling choices

The Alpine stage of oceanic subduction and wedge accretion is schematically set back within the frame of the Liguro-Piemontese ocean closure in Figure 2b. In order to match natural observations regarding oceanic subduction, our numerical models should reproduce the following points:

– most of the oceanic sedimentary units from the Schistes Lustrés complex equilibrated at HP conditions of 15-20 kbar and 350-450°C [Agard *et al.*, 2002] along a typical, cold thermal gradient of 8°C.km^{-1} (Figure 2a). They were thus buried no deeper than maximum depths of present-day accretionary wedges ($<50 \text{ km}$) [e.g., Brandon *et al.*, 1998]. Ages suggest that these blueschists were exhumed during oceanic convergence in a steady state fashion for approximately 15 My at a rate of $\sim 1-5 \text{ mm.yr}^{-1}$ (e.g., during the period 60-45 Ma, Figure 2b). At the onset of collision, exhumation rates were $<1-2 \text{ mm.yr}^{-1}$ [Agard *et al.*, 2002].

– petrological data inferred from oceanic crustal (and continental) units yield the same P-T gradient, yet their exhumation paths were different. Monviso and Zermatt-Saas crustal units went deeper into the subduction channel, past the bottom of the accretionary wedge (BAW, Figure 2b) [e.g., Cloos, 1982; Cloos and Shreve, 1988], and were metamorphosed and brought back to the surface, intimately associated with serpentinites, somewhat later ($\sim 50-45 \text{ Ma}$) and probably faster ($>5 \text{ mm.yr}^{-1}$ [e.g., Reinecke, 1998]) than the SL complex.

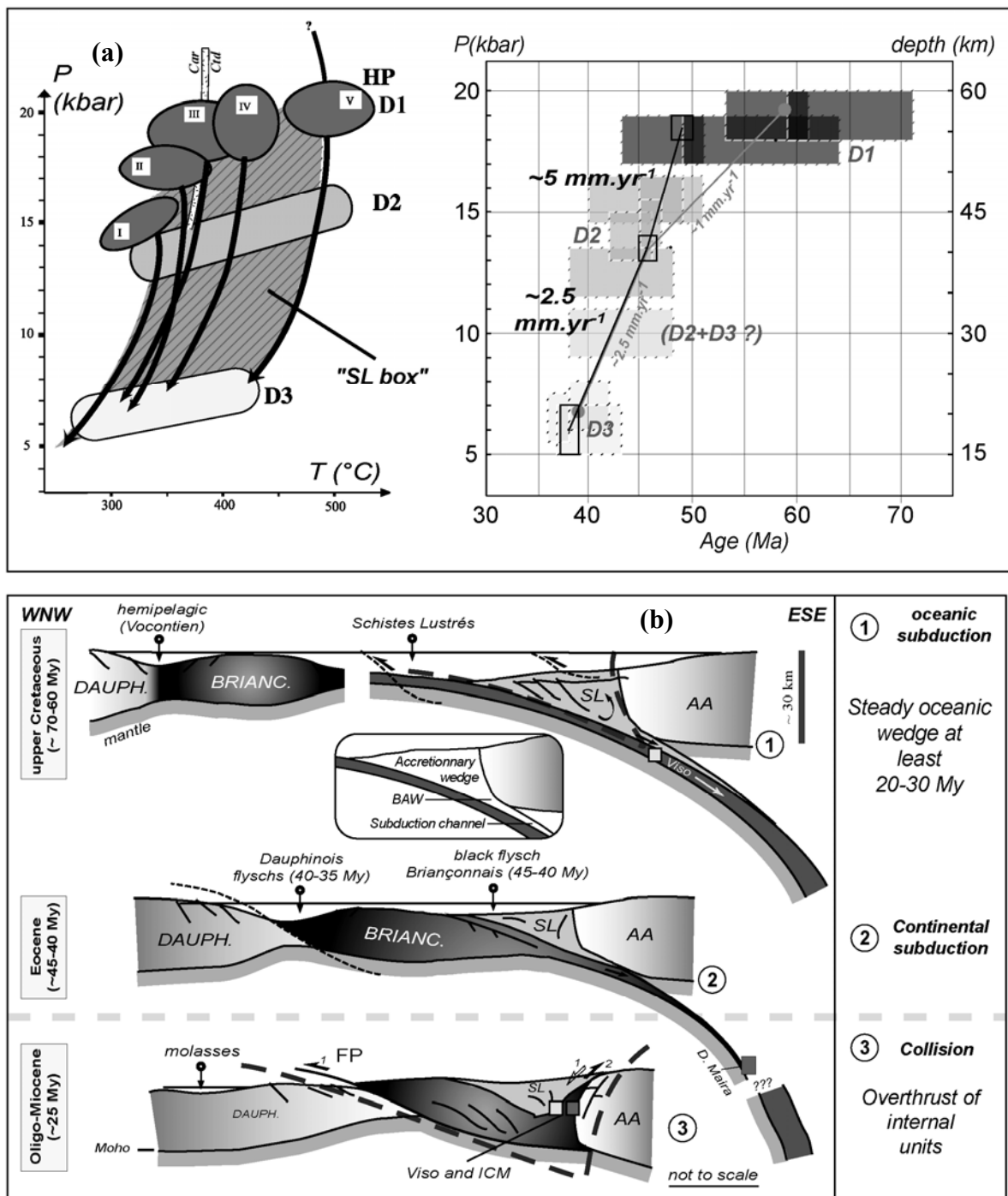


Figure 2

(a) (Left) P-T-deformation paths for various parts of the paleoaccretionary "Schistes Lustrés" (SL) complex (going eastward from I to V; [after Agard et al., 2001, 2002]). The "SL box" (shown also in Figure 9) corresponds to the P-T domain crossed by the SL paths. D2 and D3: main tectonic stages. For further details, see Agard et al., [2001]. (Right) Exhumation rates for the SL complex. Grey rectangles with dashed contours: age and pressure data for individual samples from Agard et al. [2001, 2002] are represented with the associated error bars. Grey dots: averaged P-t conditions and exhumation rates inferred by [Agard et al., 2002]. Black rectangles: new averaged P-t conditions for the main tectonic stages and inferred exhumation rates (in black), taking into account the possible presence of minor excess argon during the HP D1 stage (see text for details).

(b) Schematic geodynamic evolution of the Western Alps showing the location and fate of the oceanic accretionary wedge through time [after Agard and Lemoine, 2005]. See text for details. Abbreviations: AA: Austroalpine; BAW: Bottom of the accretionary wedge; BRIANC: Briançonnais; DAUPH: Dauphinois; FP: Penninic front; ICM: Internal Crystalline Massifs; SL: Schistes Lustrés.

In order to understand the mechanical and kinematical factors controlling the establishment of steady state accretionary wedges, we cannot use early models of collisional orogens prescribing their stability through kinematical assumptions. This is the case of the models:

– based on the theory of plastic (brittle) critical wedge developed by [Chapple, 1978; Davis *et al.*, 1983; Dahlen and Suppe, 1988; Dahlen, 1990], which are also not applicable at the scale of our problem.

– using a “basal drag” or “S” point approach, which kinematically constrains the mantle and/or crustal part [e.g., Beaumont *et al.*, 1994; Jamieson *et al.*, 1998; Willet, 1999; Beaumont *et al.*, 2001; Gerya *et al.*, 2002; Vanderhaeghe *et al.*, 2003].

The fully dynamic approach with unconstrained mantle part is therefore more appropriate [e.g., Burov *et al.*, 2001; Pysklywec *et al.*, 2002; Gerya and Yuen, 2003; Gerya *et al.*, 2004; Toussaint *et al.*, 2004, 2005; Stöckhert and Gerya, 2005] and allows for a greater choice of rheologies and lithospheric structures: Newtonian viscosity and Drucker-Prager plasticity assuming mono-layered lithosphere [Pysklywec *et al.*, 2002], or non-linear viscosity, Mohr-Coulomb plasticity and multilayer crust/lithosphere [Burov *et al.*, 1999; Petrini and Podladchikov, 2000; Burov *et al.*, 2001; Toussaint *et al.*, 2004; Stöckhert and Gerya, 2005], for example.

Here, we follow the approach of Toussaint *et al.* [2004, 2005], by considering a multilayer structure with a visco-elasto-plastic rheology, and the approach of Gerya *et al.* [e.g., 2002, 2006], by introducing a thermodynamic module that allows for progressive density changes. We also included a dense passive marker field to trace particle trajectories (P-T-t paths).

4. NUMERICAL APPROACH

The governing equations and details on their numerical implementation are provided in the Appendix A. PARA(O)VOZ v7-9 numerical code (evolution of Paravoz v3 [Poliakov *et al.*, 1993]), used in this study, is based on the FLAC technique [Cundall and Board, 1988; Cundall, 1989] and allows to solve simultaneously Newtonian dynamic equations of motion (A1) and the heat transfer equation (A3) in a Lagrangian formulation. We here naturally assume that quasi-static approximation applies at geological strain rates, so that we can use the inertial term in (A1) to lengthen the numerical timestep. Adjustable viscous damping is then used to remove non-physical elastic waves from the model [Cundall, 1989]. Besides, we assume that the rock behavior is visco-elasto-plastic (A2, A5, A6), the effective behavior being fixed by the current strain rate, state of stress and temperature. Surface processes are also accounted in the model using the most common linear diffusion law (A7).

4.1. Implementation of progressive density changes

Buoyancy is an important component of force balance in subduction zones [Bousquet *et al.*, 1997; Burov *et al.*, 2001; Doin and Henry, 2001]. It is affected by density changes due to thermal expansion (A4) and metamorphic reactions. The system behavior is also sensitive to the rate of density changes. For this reason, the thermodynamic THERIAK algorithm [De Capitani, 1994] has been incorporated to account for progressive density changes instead of using a rough density grid based on metamorphic facies alone as in Toussaint *et al.* [2004].

THERIAK uses the JUN92.cc thermodynamic databases of *Berman* [1988] to minimize free Gibbs energy G and calculates (1) the stable mineral assemblage and (2) equilibrium phase compositions for a given chemical composition at specified P-T conditions [*De Capitani and Brown*, 1987]:

$$G = \sum_{i=1}^n \mu_i N_i \quad (1)$$

where μ_i is the chemical potential and N_i the moles number for each component i constitutive of the assemblage.

To save computation time, the density field is pre-computed at the beginning of the computations for several typical bulk chemical compositions (Figure 3, Appendix B). The P-T space is discretized over a fine regular grid with interval of 100 MPa for pressure and 5K for temperature. Mineralogical composition and hence density are re-evaluated every 10^4 time steps (~ 200 ky) according to the current P-T conditions within PARA(O)VOZ. These new effective density values (ρ_{eff}) subsequently affect, during all the experiment, both the mechanical equations (A1 and A4) and the heat equation (A3). Equivalent stresses are applied to the elements to account for volume-density changes associated with the metamorphic transitions.

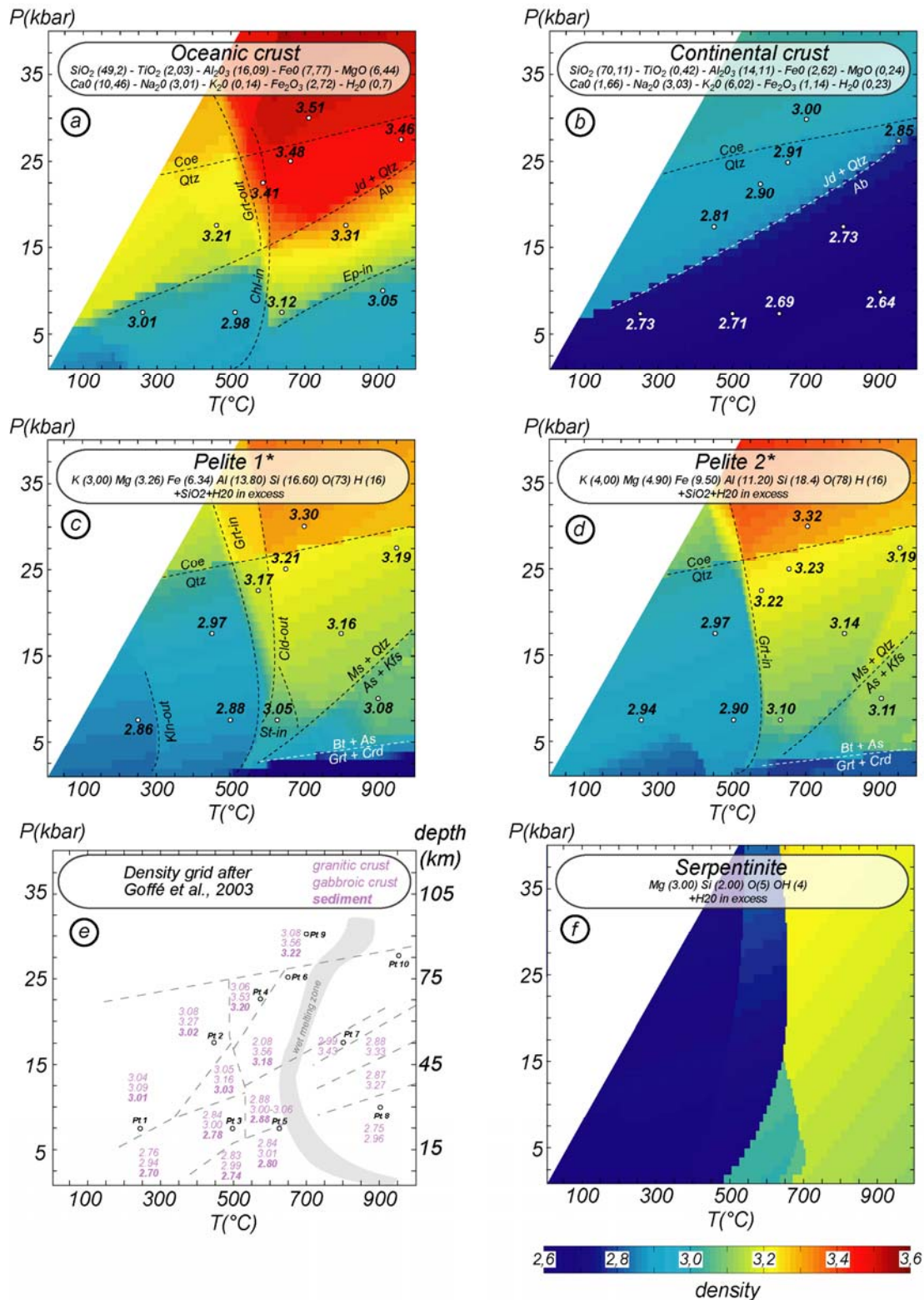


Figure 3. Rock chemical compositions and densities used in PARA(O)VOZ for (a) oceanic crust, (b) continental crust and (c-d) sediments. Densities were calculated with THERIAK [De Capitani, 1994]. The reactions responsible for large density variations (e.g., garnet- or coesite-forming reactions) are also shown. Density values refer to the mineral assemblages (listed in Appendix B) calculated at a given P-T with THERIAK to test the validity of our density grid. (a) MORB basalt (after Carmichael [1989]); (b) granite (after Carmichael [1989]); (c) Pelite 1; (d) Pelite 2 (see text for details about differences between them); (e) Density diagram after Goffé et al. [2003] shown for comparison; (f) Density field for serpentinite (used for the calculations of Figure 11). For the mantle, not shown here, the chemical composition of Hofmann [1988] was used.

4.2. Tracking P-T-t trajectories

The compressible full stress formulation of PARA(O)VOZ allows to compute realistic P-T-t paths because the pressure is calculated as the trace of the full stress tensor (rather than assuming $P = -\rho gz$). Although PARA(O)VOZ solves the governing equations (A1-A7, see Appendix A) in a Lagrangian framework (i.e., following the particle paths), geodynamic problems require modeling of very large strains. Hence, to preserve the numerical accuracy, it is necessary to remesh the Lagrangian grid as soon as it becomes critically distorted. Remeshing of discrete fields may induce artificial, non-physical displacements of the material. To overcome this problem, a dense passive marker array (9 markers per element) was used to keep track of the material field, pressure and temperature with time, as a supplement to the main Lagrangian grid. For each mesh element (Figure 4a), four markers are placed at the nodes (corresponding to the vertices of each element), one at the barycenter of the element, and four others at the barycenters of the four sub-triangles constituting the element. A total of 394840 markers are thus distributed within the model space. Within the Lagrangian finite volume mesh of PARA(O)VOZ, composed of quadrilateral elements subdivided onto overlapping pairs of triangle sub-elements, the computational cost of tracing particles is minimal because the tri-linear shape functions of the triangular sub-grid allow (1) fast detection of the element containing a particular marker and (2) interpolation of the corresponding grid values to the marker (see Appendix C).

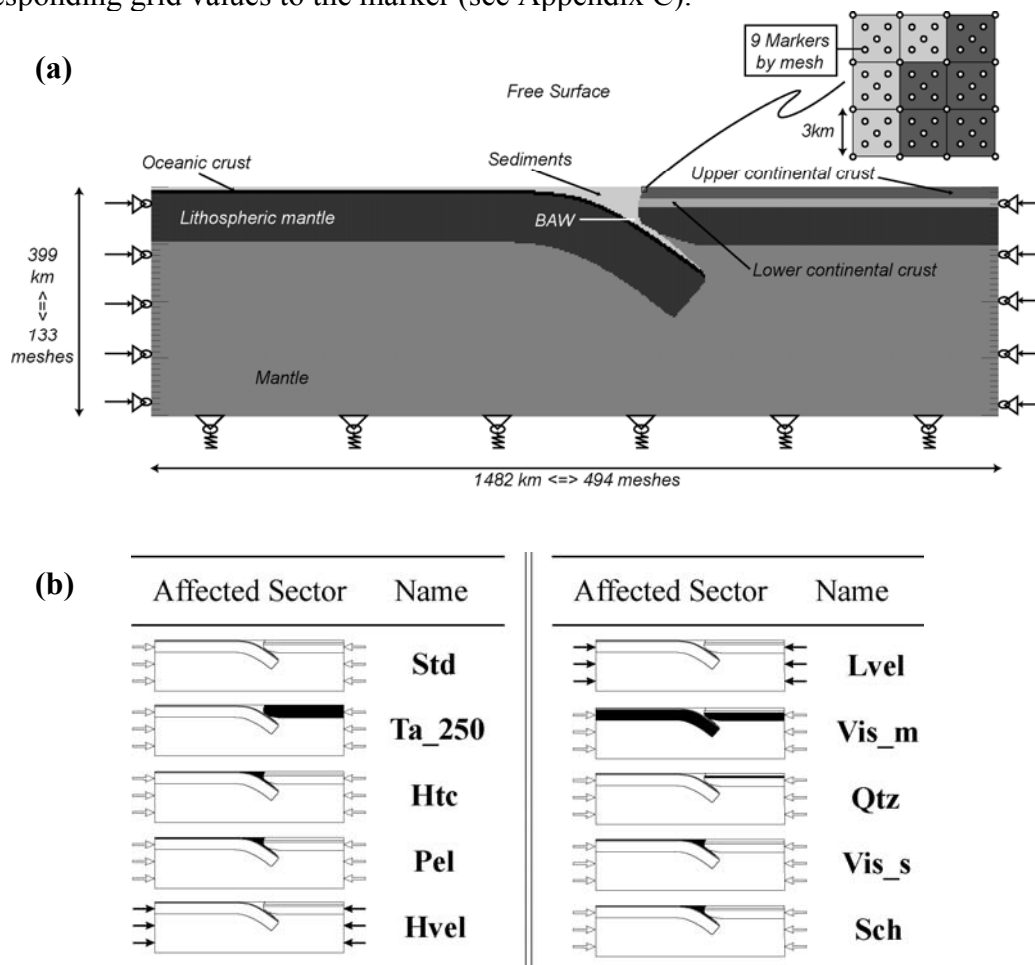


Figure 4

(a) Initial model set-up for our oceanic subduction models (see text for details).

(b) Name of the different numerical experiments (see Table 2) and localization of the affected part of the model with respect to the initial one.

Interpolation of the parameter fields associated with the remeshing is a common source of numerical diffusion. This specifically applies to the interpolation of the discrete parameter fields such as the numbers of material phases (the term “phase” identifies a particular material type and points to a set of rheological parameters, physical properties and a bulk chemical composition specific to this material; Table 1). To minimize this diffusion, the initial material phase for each marker is stored in memory, starting from the initial calculation step. During remeshing, each new grid element receives the dominating phase of the markers found inside this element. A similar technique is used for other element quantities. During our experiments, about 70% of all markers were “stable”, i.e. never happened to belong to a mesh cell of a different phase.

Because of the large number of passive markers ($9 \times$ number of elements), post processing becomes a computing issue. The strategy used here consists in: (1) eliminating the “unstable” markers; (2) representing only one marker per element (preferably the central one); (3) limiting the processing to the elements that were initially located in the area of interest (spanning between $300 \leq x \leq 1000$ km and $0 \leq z \leq 250$ km, Figure 5). This method is less sophisticated than those used by *Rudolph et al.* [2004] or *Gorczyk et al.* [2006] but is sufficient for our study.

		sediments		oceanic crust	continental upper crust	continental lower crust	lithospheric mantle	Asthenosphere Mantle
		Quartz	Schists(*)	Olivine	Quartz	Diabase	Olivine	Olivine
Viscosity parameters	n	3	31	3	3	3.05	3	3
	A (Mpa·n·s ⁻¹)	6.8e-6	1.3e-67	7.0e+3	6.8e-6	6.3e-2	7.0e+3	7.0e+3
	E (J.mol ⁻¹)	1.56e+5	0.98e+5	5.10e+5	1.56e+5	2.76e+5	5.10e+5	5.10e+5
		references	R & M	S & K	G & E	R & M	C & T	G & E
elastic parameters	λ (Pa)	1.e+10		3.e+10	3.e+10	3.e+10	4.e+10	4.e+10
	μ (Pa)	1.e+10		3.e+10	3.e+10	3.e+10	4.e+10	4.e+10
cohesion (Pa)		1.e+6		20.e+6	20.e+6	20.e+6	20.e+6	300.e+10
frictional angle (°)		5		10	15	30	30	2
k (W.m ⁻¹ .K ⁻¹)		2		3.5	2.5	2.5	3.5	3.5
χ (m ² .s ⁻¹)		8.3e-7		8.75e-7	8.3e-7	6.7e-7	8.75e-7	8.75e-7
density(**)		pelite 2		oceanic crust	continental crust	continental crust	Mantle	Mantle
k_{eros} (m ² .yr ⁻¹)		3000		3000	3000	3000	3000	3000
Thermal Model		$T_s = 0^\circ\text{C}$; $T_1 = 1330^\circ\text{C}$; $H_s = 9.5\text{e-}10$ W.kg ⁻¹ ; $h_r = 10$ km						

Table 1. Rheological parameters used in all experiments for each unit/phase. Only one of these is changed at a time in each experiment (Table 2). Thermal model used is also recalled. References for viscosity parameters (n, A, E) are from: R & M [Ranalli and Murphy, 1987], S & K [Shea and Kronenberg, 1992], G & E [Goetze and Evans, 1979] and C & T [Carter and Tsenn, 1987]. Abbreviations: k: thermal conductivity; χ : thermal diffusivity, k_{eros} : erosion coefficient, T_s : Initial temperature at the top of the model, T_1 : initial temperature at the base of the thermal lithosphere, H_s : surface heat production; h_r : radiogenic decay depth. *: parameter used only in exp. Sch. **: see Figure 3 for more details regarding density estimates.

5. Model set up

5.1 Initial geometry and geotherm

We aim at testing the evolution of an accretionary wedge resembling that of the Schistes Lustrés complex. For this reason, the initial geometry of the model corresponds to

the likely Alpine configuration at about 65 Ma. In all our experiments, a large “model box” with dimensions of 1482 km by 399 km (Figure 4a) and spatial resolution of 3x3 km, is used in order to minimize boundary effects. We assume that oceanic subduction is already initialized with a dip of 35°. The use of this low value of dip is justified by the fact that no trace of back-arc extension is observed [e.g., *Heuret and Lallemand, 2005*] in the Western Alps at this time [*Le Pichon et al., 1988; Stampfli et al., 1998*].

For the input lithologies (Table 1), we use the flow properties of olivine to simulate both mantle and oceanic crust. The continental crust and sediments are simulated using quartz rheology (= granites and granitoides). In addition, several experiments described below tested the effect of stronger lower crustal lithology (diabase) and of stronger or weaker sediments. The use of a single rheology for the mantle and oceanic crust is justified by the fact that the oceanic crust is thin and composed of gabbros and basalts, whose flow properties are close to those of olivine. Also, since the major part of the oceanic crust remains brittle, its flow properties are of secondary importance.

In subduction zones, the downward translation of cold slab material produces complex thermal structures [*Royden, 1993; Davies, 1999*]. In our model, the input thermal structure relies on the conventional oceanic geotherm for the oceanic part (left side) of the model (Figure 5, Table 1) considering a 100km-thick lithosphere with a basal temperature of 1330°C. The continental part (right side) is based on the plate cooling model modified from *Parsons and Sclater [1977]* assuming a multi-layer cooling half-space with thermal age of 160 Ma. This age accounts for the thermal rejuvenation due to the spreading of the Tethyan Ocean in the middle Jurassic [*Lemoine et al., 1986*]. Radiogenic production in the continental crust and advection of radiogenic heat sources are also taken into account (see below).

5.2. Uncertainties of the creep laws and the choice of creep parameters

The great advantage of our explicit approach in terms of handling rheology lies in the fact that elasticity, plasticity and non-Newtonian viscosity are accounted for at minimum numerical cost (Appendix A). We can therefore (1) interpret *a posteriori* the effective behavior of the modeled lithosphere instead of attributing *a priori* a simplified rheology to each of the tectonic units of the models and (2) avoid usual simplifications such as neglecting elasticity, simplified failure criterions or fixed or only temperature-dependent viscosity.

Besides, contrary to some common ideas, the choice of a visco-elasto-plastic rheology does not result in an increase of the number of variable rheological parameters. In the real lithosphere, the Poisson's ratio is constant (0.25), the Young modulus does not vary by more than one order of magnitude and these values are commonly kept constant in elastic lithosphere models [e.g., *Turcotte and Schubert, 2002*]. The brittle plastic Byerlee's law [*Byerlee, 1978*] suggests a nearly invariable friction angle (30°-33°) for all crustal rocks, while cohesion values only differ for near-surface rocks. Consequently, the number of variable rheology parameters in our visco-elasto-plastic model is exactly the same as in simple rheology models such as ductile viscous models.

The only strongly varying and badly constrained parameters refer to the ductile creep flow [e.g., *Burov and Watts, 2006*]. Creep parameters A , n , H (Table 1, Appendix A, equation A6) usually come from the “classical” rock mechanics studies [e.g., *Goetze and Evans, 1979; Carter and Tsenn, 1987; Ranalli and Murphy, 1987; Shea and Kronenberg, 1992*] or from more specific studies that take into account the effects of fluid content, pressure and/or water

fugacity [e.g., Karato *et al.*, 1986; 1998; Mackwell *et al.*, 1998]. Kohlstedt *et al.* [1995] and Burov and Watts [2006] pointed out, however, that despite improvements in the internal precision of rock mechanics experiments, no progress was made in reducing the uncertainties of their application, either to simplest bi-mineral aggregates or to geological time and space scales. Following Burov and Watts [2006], owing to the lack of significant difference between the new and old data for leading lithospheric lithologies, specifically if one takes into account the huge scatter due to the unknown fluid content and mineralogical composition, we have chosen to stick to “classical” data sets.

In the deep mantle domain, we use large values of cohesion for the mantle and asthenosphere (see Table 1) in order to force these visco-elasto-plastic materials to behave visco-elastically (or, in fact, viscously, if one takes into account small Maxwell relaxation time at such depths) without changing the basic visco-elasto-plastic constitutive model. Switching-off plasticity in the deep mantle is not compulsory but avoids “fake” brittle localization at great depths since it is known that Mohr-Coulomb or Drucker-Prager plasticity is not applicable for rocks at large confining pressures [e.g., Ranalli, 1995].

The oceanic crust was modeled using the olivine flow law instead of a more specific law (e.g., diabase) in order to reduce the number of different lithologies used in the models. This assumption is justified by the fact that the strengths fields of the diabase and olivine are largely overlapping [Mackwell *et al.*, 1998]. It is also noteworthy that a large part of the oceanic crust remains near the surface and thus deforms in the brittle regime, which is rock type independent.

5.3. Boundary conditions and assumptions

In our model, we reproduce the boundary conditions used in most analogue models (Figure 4a), except that we account for surface processes. The upper boundary condition is a free surface exposed to erosion and sedimentation. These processes are modeled using the linear diffusion equation A7 (Appendix A) with an erosion coefficient of $3000 \text{ m}^2.\text{yr}^{-1}$ derived for similar settings in [Avouac and Burov, 1996].

In order to avoid artificial prescription of the internal evolution, particularly within the wedge, depth-invariable velocity boundary conditions (2×0.75 to $2 \times 3 \text{ cm.yr}^{-1}$) were applied on the lateral sides of the model, in the same way as a moving rigid wall is used in analogue models [e.g., Chemenda *et al.*, 1995]. The alternative choice would be to apply boundary forces or velocity to the lithosphere alone, yet this would imply neglecting plate parallel mantle convection or mantle downflow in subduction zones, or the influence of the deep mantle drag. It would also prescribe the degree of plate-mantle coupling, which remains unresolved.

The lower boundary condition corresponds to Winkler’s basement with a low-density contrast (10 kg.m^{-3}) and replaces the unmodeled deep mantle. The model is thus considered to overly an infinite space filled with a perfect fluid. When shortening occurs, the effect of the downward movement of the Winkler’s basement is similar to that of the uprise of the mean surface in some analogue models, or of the outflow of the “excessive asthenosphere” through specially made holes in some others. The experiments were stopped when the lithosphere reached the 650 km depth, to avoid dealing with the upper-lower mantle phase transitions.

We are aware of the fact that there is so far no ideal, or geologically plausible and physically consistent, model of the collision-subduction processes. We feel, however, that the application of shortening or basal shear to the lithosphere only, or the introduction of a specific S-point forcing the subduction [e.g., *Beaumont et al.*, 1999, *Pfiffner et al.*, 2000], would produce more errors than our choice. This choice is also compatible with previous analogue and many numerical models.

6. FIXED AND VARIABLE PARAMETERS

The initial geometry of the model (Figure 4a) did not change from one experiment to another. The influences of parameters such as subduction dip, oceanic geotherm or erosion rate have not been tested in this study. Nine other parameters such as initial age, density or rheology (Figure 4b, Table 2) were modified one by one in order to study their influence on the accretionary processes.

Name	Tage	ksed	Pelite used	V	A _{lm}	Cont. low.crust	A _{sed}	Sed
Std	160	2	pelite1	3	A _{lm1}	diabase	A _{s1}	Quartz
Ta_250	250	2	pelite1	3	A _{lm1}	diabase	A _{s1}	Quartz
Htc	160	4	pelite1	3	A _{lm1}	diabase	A _{s1}	Quartz
Pel	160	2	pelite2	3	A _{lm1}	diabase	A _{s1}	Quartz
Hvel	160	2	pelite1	6	A _{lm1}	diabase	A _{s1}	Quartz
Lvel	160	2	pelite1	1.5	A _{lm1}	diabase	A _{s1}	Quartz
Vis_m	160	2	pelite1	3	A_{lm2}	diabase	A _{s1}	Quartz
Qtz	160	2	pelite1	3	A _{lm1}	Quartz	A _{s1}	Quartz
Vis_s	160	2	pelite1	3	A _{lm1}	diabase	A_{s2}	Quartz
Sch	160	2	pelite1	3	A _{lm1}	diabase	A _{s1}	Schists

Table 2. List of the experiments performed (emphasis on the parameter tested is readily apparent in the name, see also Figure 4b). Abbreviations: *Ta*: Thermal age for the continental lithosphere (Ma); *ksed*: thermal conductivity for the sediment material ($W.m^{-1}.K^{-1}$). *A_{lm}*: pre-exponential factor for the viscosity of the lithospheric mantle ($MPa^{-n}.s^{-1}$). *A_{lm1}* value is $7,0.10^3 MPa^{-n}.s^{-1}$ [Goetze and Evans, 1979]. *A_{lm2}* value corresponds to the *A_{lm1}* value divided by 10. *A_{sed}*: pre-exponential factor for the viscosity of the sedimentary material ($MPa^{-n}.s^{-1}$). *A_{s1}* value is $6,8.10^6 MPa^{-n}.s^{-1}$ [Ranalli and Murphy, 1987]. *A_{s2}* value corresponds to the *A_{s1}* value multiplied by 10. *Cont. Low. Crust*: Material used in order to simulate the continental lower crust. *V*: convergence rate ($cm.yr^{-1}$), i.e. total velocity of convergence applied at the boundaries of the models.

6.1. Thermal properties for the ocean and sediments

As recalled above, the thermotectonic age of 160 Ma accounts for thermal rejuvenation due to spreading of the Tethyan Ocean in the middle Jurassic [*Lemoine et al.*, 1986]. However, if one suggests that the degree of rejuvenation was moderate, then the initial geotherm could rather correspond to the initial (Permian) age of the continental plate, i.e. ~250 Ma. For this reason, we tested the influence of both end member thermal ages for the continental plate (Jurassic and Permian). The age of 160 Ma (Figure 5) was used for the *Std* simulation and the age of 250 Ma has been used for the *Ta_250* experiment.

The thermal conductivity of sedimentary materials was another variable parameter. In nature, it fluctuates from 1 to 5 $W.m^{-1}.K^{-1}$ with low values for shales and sandstones (~1,2-4,2

$\text{W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$) and slightly higher values for limestones and dolomites ($2\text{-}5 \text{ W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$) [Turcotte and Schubert, 2002]. The value used in standard (*Std*) simulation was $2 \text{ W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$, and a twice higher value was also tested in the high thermal conductivity (*Htc*) experiment.

The internal heat production (Appendix A) of crustal rocks is computed assuming common exponential distribution with depth, with the decay length, h_r , of 10 km and surface heat production, H_s , of $9.5\times 10^{-10} \text{ W kg}^{-1}$ [e.g., Turcotte and Schubert, 2002]. THERIAK computes the equilibrium densities of the rocks for given P - T conditions. For the experiments without THERIAK, thermal expansion, α , was set to the representative mean value of $3.1 \times 10^{-5} \text{ K}^{-1}$ [Turcotte and Schubert, 2002]. For computation of the initial geotherms, we also used commonly referred values of thermal diffusivity: $\chi_{c1} = 8.3\times 10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ for the upper crust and sediments; $\chi_{c2} = 6.7\times 10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ for the lower crust; $\chi_m = 8.75\times 10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ for the mantle [e.g., Turcotte and Schubert, 2002, Table 1].

6.2. Density of the sediments

Densities for all material phases were computed using the THERIAK code [De Capitani, 1994, Figure 3]. In order to test the influence of sedimentary density and bulk composition on the behavior of the accretionary wedge, two different pelitic assemblages were considered [e.g., Spear, 1993]. Aluminium-rich pelite 1 corresponds to a simplified assemblage made of 3 phengite + 1 garnet + 1 chlorite + 1 chloritoid and is used in the *Std* simulation. Pelite 1 shows a density evolution indistinguishable from the one calculated for the pelite of Bucher and Frey [1994]. Aluminium-poor pelite 2 is made of 2 phengite + 1 garnet + 1 chlorite + 2 biotite and is slightly denser than pelite 1 (Figure 3). Pelite 2 was used in the “*Pel*” simulation. These two pelites show values comparable to previous density estimates for natural pelites [e.g., Goffé et al., 2003, Figure 3e].

6.3. Rheological parameters

The effective rock viscosity η_{eff} (A6) depends on the strain rate, stress, temperature and rheological parameters (n , A and H) that were assigned according to the mineralogical composition and the assumed fluid content of the phase. As the fluid content is only implicitly included in the ductile creep parameters, we tested its influence by varying the pre-exponential parameter A . Hence, in the experiment *Vis_m*, which explores a stronger lithosphere configuration, A of the lithospheric mantle was reduced by a factor of 10.

In order to test the influence of the sediment viscosity on the behavior of the accretionary wedge, the parameter A (A6) was multiplied by a factor of 10 in the experiment *Vis_s*. Another weak material, with rheological parameters of schist [Shea and Kronenberg, 1992, Table 1] has also been tested (Exp. *Sch*).

Several authors have recently suggested that at least a part of the lower crust may deform in a brittle mode [Déverchère et al., 2001; Jackson, 2002]. For this reason, model sensitivity to variations in the lower crustal strength has been also addressed by running and comparing two additional experiments. In the first experiment, quartz flow law parameters were inferred for the lower crust (exp. *Qtz*). In the second experiment (exp. *Std*), the lower crust had diabase flow law parameters. Figure 6 shows yield-strength envelopes of oceanic lithosphere, continental lithosphere, and accretionary wedge for each set of experiments.

6.4. Convergence rates

Convergence rates inferred for the Western Alps vary between 1 and 2 cm.yr^{-1} . However, in most oceanic subduction zones worldwide, convergence rates are higher ($\sim 4\text{-}15 \text{ cm y}^{-1}$; e.g., $4\text{-}5 \text{ cm.yr}^{-1}$ for the Cascades subduction zone on average since the Cretaceous [Engelbreton *et al.*, 1985]). Consequently, in order to account for possibly higher initial convergence rates in the Alps, we tested three values of the convergence rate: moderate (3 cm.yr^{-1} for the *Std* simulation), high (6 cm.yr^{-1} for the experiment *Hvel*), and low (1.5 cm.yr^{-1} for the experiment *Lvel*).

7. RESULTS

In all experiments, the convergence is mainly accommodated in the simple shear mode through subduction of the oceanic lithosphere and the continental lithosphere only moderately deforms in the pure shear and bending/folding modes (Figure 5). The oceanic sediments circulate within the accretionary wedge (Figures 7 and 8) whereas the oceanic crust and mantle never return to the surface after burial. The presence of a free surface at the top of the model permits us to follow the evolution of topography under the action of erosion and sedimentation. In all experiments, the difference between the elevation of the subduction trench and the continental topography never exceeded 7 km as shown in Figure 5c for the *Std* experiment. The maximal above-sea-level topography was $\sim 3\text{-}4 \text{ km}$, which is in agreement with present-day subduction zones.

7.1. Reference experiment

The large-scale evolution predicted within a representative reference experiment is shown on Figure 5. We briefly report here several observations that are useful for further comparison with other experiments. In this standard experiment, the accretionary wedge and thermal structure remain steady for at least 20 My (we call a wedge “stable” if its geometry does not significantly deviate from its initial shape; see white dashed lines on Figure 6). Strain is well localised along the subduction channel (Figure 7). Once the incoming particles reach depths $>40\text{-}45 \text{ km}$ (Figure 8), they are forced back to the surface, whereas the units buried at lesser depths tend to circulate within the accretionary wedge. Exhumation P-T-t paths predicted for metasediments within the accretionary wedge (Figure 9) appear to be close to natural ones (from $\sim 15\text{-}20 \text{ kbar}$ and $350\text{-}400^\circ\text{C}$ to the surface). Exhumation rates $<4 \text{ mm.yr}^{-1}$ after 5 My are also in agreement with natural data (Figure 2a).

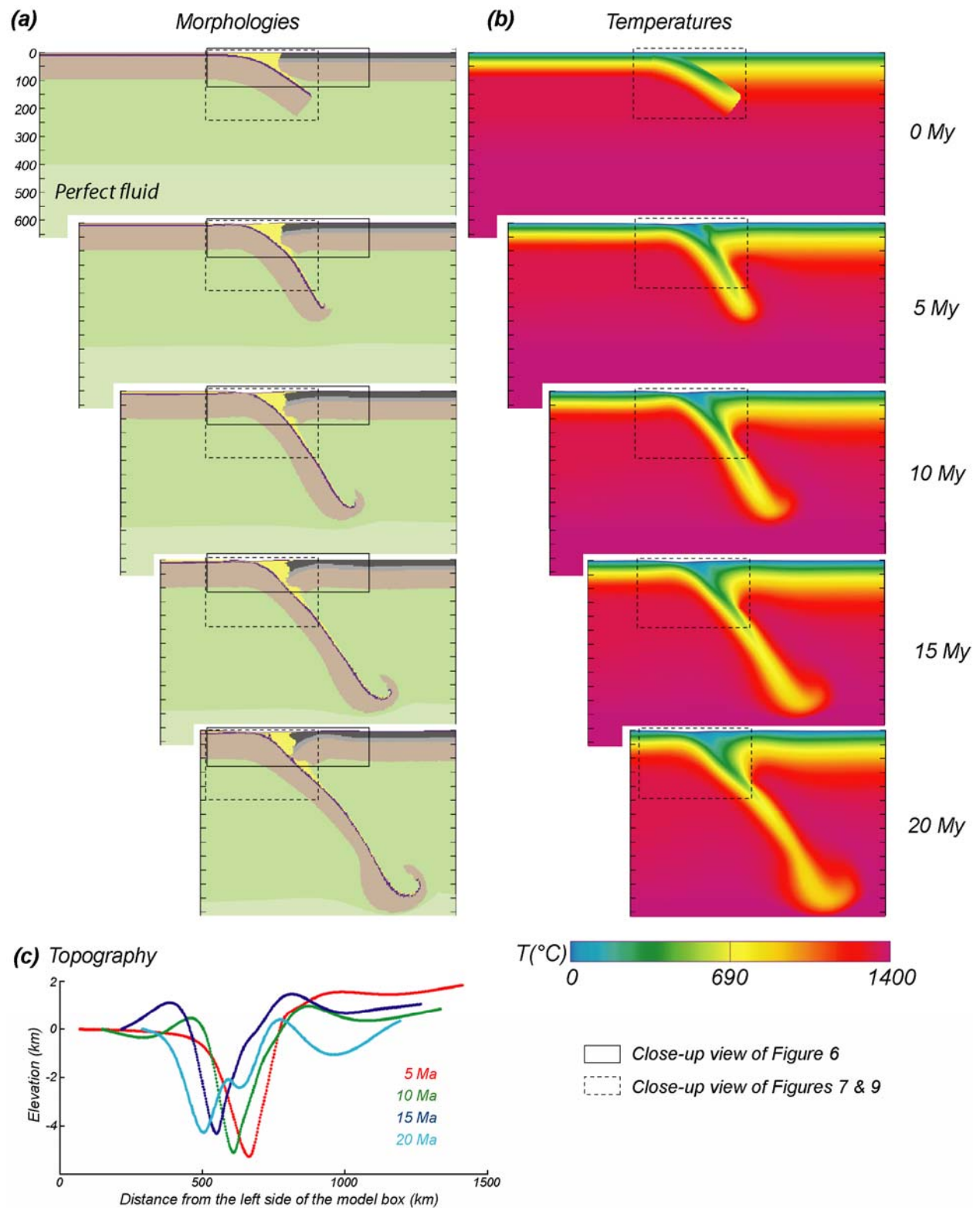


Figure 5. Morphology (a) and temperature (b) evolution of our subduction model during the 20 My (Std experiment). Boxes: close-up views shown in Figures 6 (solid contours), 7 and 9 (dashed contours). (c) Evolution of the topography at 5-10-15-20 My.

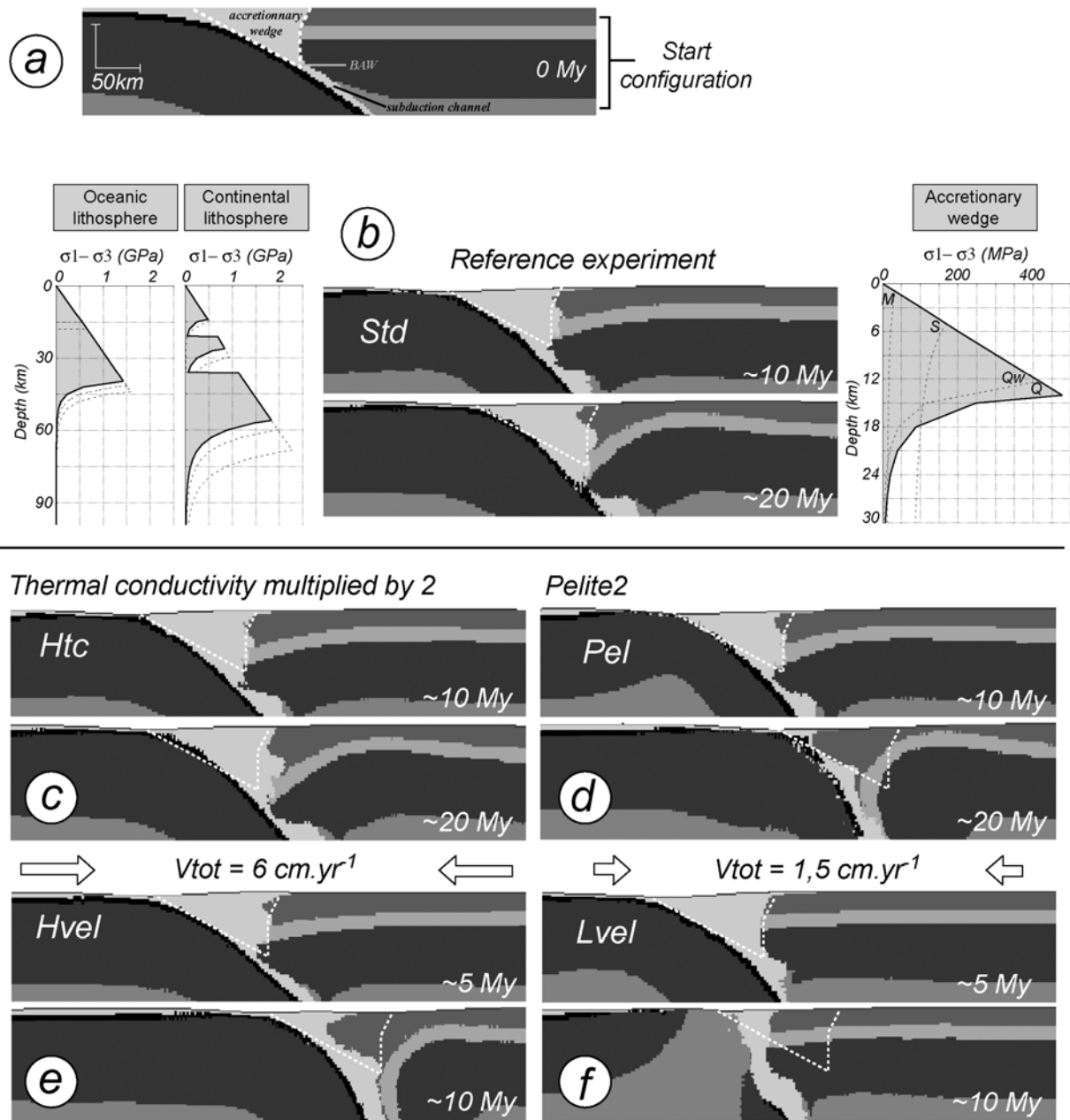


Figure 6. Close-up views showing the evolution of the accretionary wedge stability during the 20 first My for all experiments (location in Figure 5 for Std experiment). Pictures are taken at 10 and 20 My (except for the experiments “Lvel” and “Hvel”, which stopped after 10 My, shown at 5-10 My). Grey coloring for phases as for Figure 4. The right side box is cut at 300km of the real right side box of the model (Figure 5). Start configuration is recalled at the top. For each experiment presenting a new rheological property (exp. Ta₂₅₀, Vis_m, Vis_s, Qtz, Sch), yield-strength envelopes are traced for oceanic lithosphere, continental lithosphere and for the accretionary wedge (S: schists, Qw: weak quartz corresponding to the exp. Vis_s, Q: quartz corresponding to the exp. Std). For the sake of comparison, a white, dotted line triangle outlines the initial morphology of the accretionary wedge. See text for details.

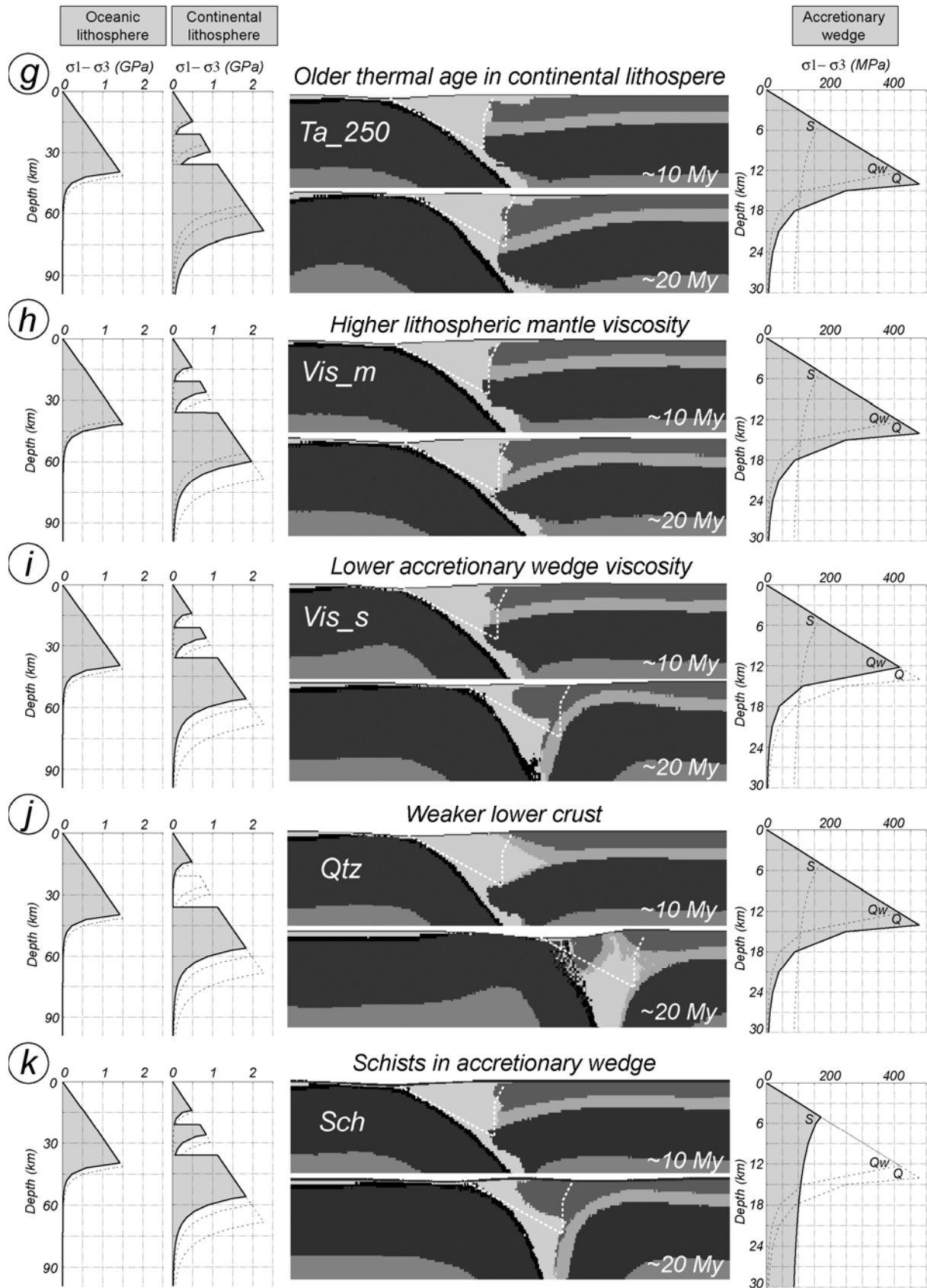


Figure 6. (Continued)

7.2. Evolution of the accretionary wedge morphologies

The effects of the different tested parameters are presented with respect to the reference experiment *Std* (Figure 5). To compare morphological structures of the wedge obtained in different experiments, we measure their “ability” to preserve their original shape. In all experiments reproducing a stable wedge evolution, the characteristic time for a sedimentary particle to travel from the surface to the bottom of the wedge is on the order of 10 to 15 My (Figures 7 and 8).

Influence of the thermal age and mantle rheology. The morphological evolution of the wedge for experiments *Ta_250* (Continental thermal age of 250 Ma), *Vis_m* (material parameter *A* of the lithospheric mantle reduced by a factor of 10) and *Htc* (thermal conductivity in sediments multiplied by a factor of 2) is similar to *Std*. The experiments show that the variation of the thermal age from 160 to 250 Ma, or an increase of the lithospheric mantle viscosity by a factor of 10, or the presence of twice more conductive sediments, have little influence on the morphology and stability of the wedge. The similar evolution of models *Ta_250* and *Vis_m* results from the fact that increasing the thermal age leads to a colder mantle geotherm and consequently to a more viscous lithospheric mantle.

Influence of crustal rheology. A weak lower continental crust (exp. *Qtz*) has a crucial effect on the stability of the accretionary wedge by inducing a decoupling zone between the upper crust and mantle lithosphere. The accreted sedimentary material in the wedge cannot be pressed upward along the soft hanging wall of the wedge and largely remains at depth (Figure 6j).

Influence of the convergence rate. The experiments show that a high convergence rate (6 cm.yr^{-1}) induces resorption of the accretionary wedge from 10 Ma onwards (Figure 6e, exp. *Hvel*). Yet, a too low convergence rate ($1,5 \text{ cm.yr}^{-1}$) prevents continued subduction for a period longer than 10 Ma and the accretionary wedge cannot be preserved in this case (Figure 6f, exp. *Lvel*). The system is most stable at intermediate convergence rates on the order of 3 cm.yr^{-1} (Figure 6b, exp. *Std*).

Influence of the mineralogical composition. The experiments suggest that a dense, aluminium-poor pelite (Figure 3) prohibits formation of a stable accretionary wedge (Figure 6d, exp. *Pel*). In this experiment, most of these dense sediments are buried at depth and the size of the accretionary wedge decreases rapidly. A similar resorption phenomenon occurs when the viscosity of sediments is decreased by a factor of 10 (Figure 6i, exp. *Vis_s*). Hence, low density and/or high viscosity sediments enhance the accretionary wedge stability.

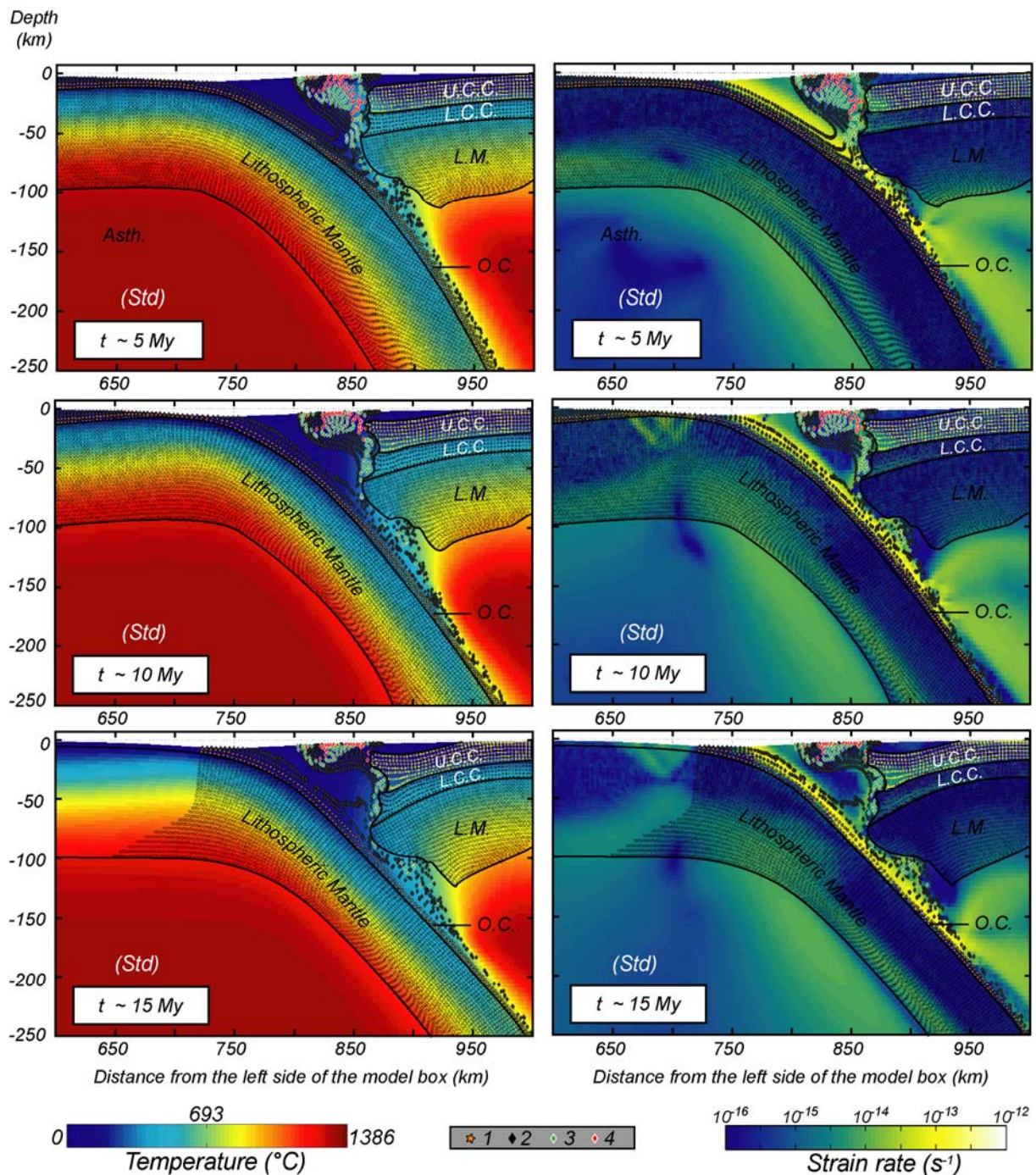


Figure 7. Close-up views focusing on the subduction channel at 5, 10 and 15 My. The markers' evolution on the geotherm (left) and on the strain rate (right) are presented for the Std simulation. Different shapes and color of markers correspond to: 1- oceanic crust; 2- sedimentary particles; 3- sedimentary particles passing through the Schistes Lustrés conditions (SL box, Figure 2); 4- sedimentary particles crossing the SL box and exhumed to the surface; 5- upper continental crust; 6- lower continental crust; 7- lithospheric mantle. Markers displacements within the accretionary wedge are described in Figure 8. Markers at the bottom of the accretionary wedge, located just at the top of the oceanic crust, are buried at depth in the subduction channel where the major part of the strain occurs. These particles never come back to the surface. The strain rate is also high where particles are being exhumed. In the middle of the wedge, strain rates are lower and coincide with a lower rotation velocity of particles.

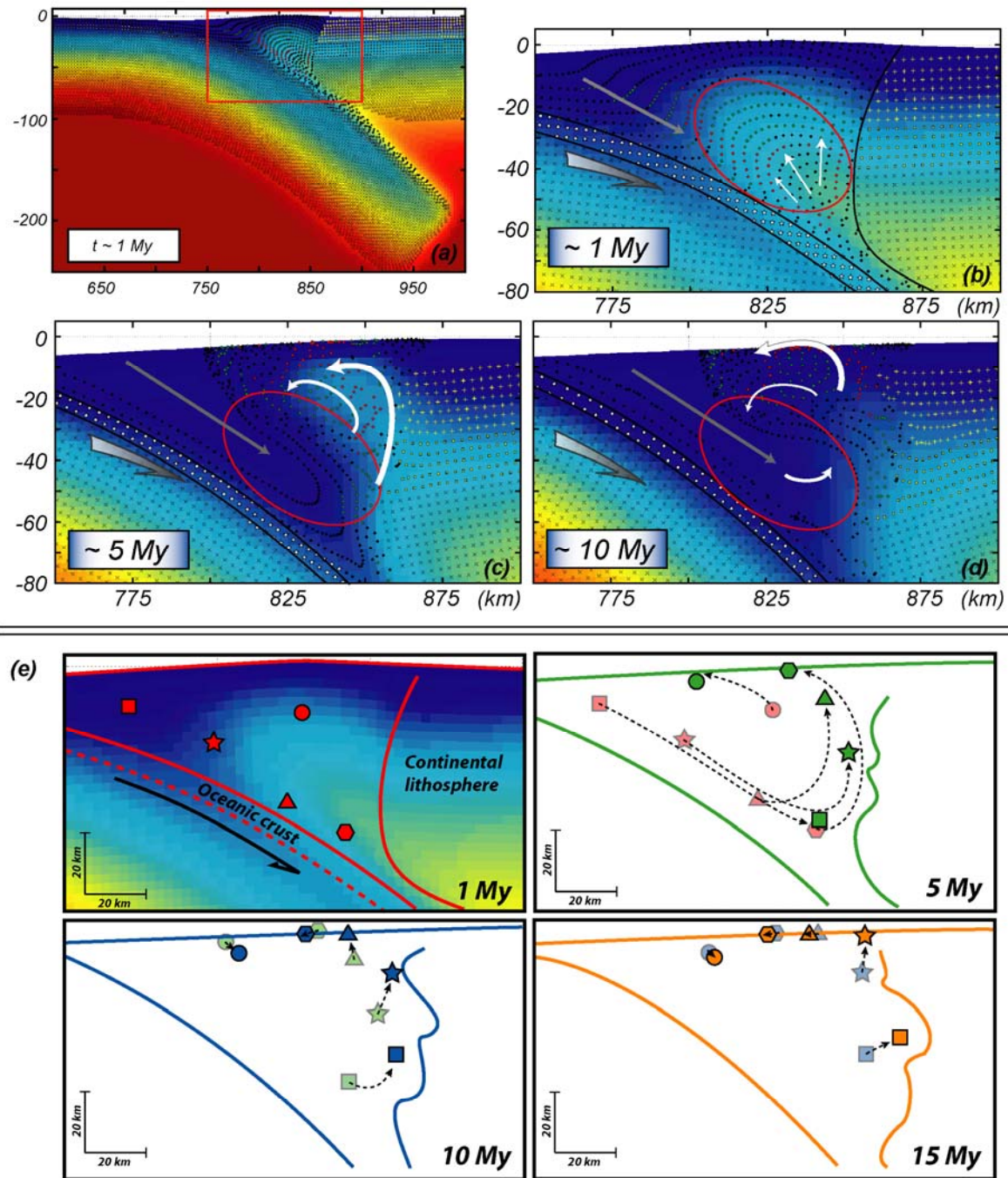


Figure 8. Spatial evolution of accretionary wedge markers (location box in a) for the Std experiment at 1, 5 and 10 My (b-d). Symbols as for Figure 7. As early as 1 My (b), the deflection of the markers grid shows two types of motion: part of the material is buried at depth and never returns to the surface, while particles initially lying at bottom of the wedge (red ellipse) come back to the surface in 10 My (green and red circles). New sediment inputs (meshes without markers) are buried at depth. This burial of new material (grey arrow) is well delimited by the markers line corresponding to the initial model box surface. It reaches the corner zone where the first markers were exhumed from (b) at 10 My (d). (e) Tracking of 5 particles through time within the accretionary wedge and (f) associated P-T-t path. Colors on (e) and (f) correspond to the time (red: 1 My; green: 5 My; blue: 10 My; orange: 15 My).

7.3. Computed P-T-t paths and exhumation rates

The study of synthetic P-T-t paths obtained from the markers placed in the accretionary wedge (Figure 9a) permits to evaluate the compatibility of the models with petrology data.

In steady wedge experiments (*Std*, *Ta_250*, *Htc* and *Vis_m*), more than 30% of the sedimentary particles reach the Schistes Lustrés P-T conditions (Figure 9a, SL%). Among them, 30-36% are exhumed to the surface, except for experiment *Ta_250*, for which this proportion reached 51 %. In the other experiments (i.e., exp. *Pel*, *Hvel*, *Lvel*, *Qtz*, *Vis_s*, *Sch.*, Figure 6), only *Hvel* and *Vis_s* have similar characteristics. The *Pel*, *Lvel*, *Qtz*, *Sch* experiments show P-T-t paths that are globally too “hot” or predict insufficiently low pressure conditions.

Exhumation rates for experiments best fitting natural P-T paths (i.e., *Std*, *Ta_250*, *Htc* and *Vis_m*, Figure 10b) range from 1 to 16 mm.yr⁻¹ (Figure 10). Convergence rates greatly affect exhumation rates (Figure 10c), with rates of up to 20 mm.yr⁻¹ in fast convergence experiments (exp. *Hvel*). Exhumation rates decrease drastically after 5 My. The early, fast exhumation stages are probably controlled by transient, initial conditions (e.g., initial morphology, thermal profile) before a steady state is achieved, as shown by the thermal stabilization of the accretionary wedge after 5 My (Figure 5b). Values obtained afterwards vary from 1 to 6 mm.yr⁻¹ (between 5 and 8 Ma) and decrease below 1 mm.yr⁻¹ after 12 Ma.

8. DISCUSSION

Several key output parameters are compared below with natural data: metamorphic thermal gradients, maximum depths reached in the wedge, the shape of the P-T loops, the characteristic time scale of metamorphism, exhumation rates and their evolution with time.

8.1. Fit with the petrology-based data from the Schistes Lustrés complex

Metamorphic thermal gradients obtained in the experiments range between 5 and 8°C km⁻¹ (Figure 9), which is close to the 8°C km⁻¹ deduced for the Western Alps [Agard *et al.*, 2001]. One of the recurrent matters when modeling P-T-t paths is that the buried paths are apparently too cold with respect to the estimates derived from petrology data [Peacock, 1996]. Temperatures estimated by Gerya *et al.* [2002] and Stöckhert and Gerya [2005] also tend to be lower by approximately 50-100°C. This common trend is also observed in our experiments (Figure 9b). Several explanations of this disagreement can be proposed: (1) some of the coldest paths may exist in nature but not in the field, as the corresponding particles do not reach the surface, (2) the amount of radiogenic heat-producing elements is uncertain and may be underestimated, (3) thermal blanketing may be more important in the wedge than it is accounted for in the model [e.g., Goffé *et al.*, 2003], (4) frictional shear heating, which would rise temperature, has been switched off in the experiments due to the large uncertainty on the value of the energy conversion efficiency multiplier *frac* (Appendix A). Although thermal conversion efficiency is known to be high for rapid movements (T can locally rise by ~200°C), shear heating is unlikely to be important for the slow convergence movements studied here. On the other hand, there is increasing evidence from petrology data that cold P-T paths between 5-8°C.km⁻¹ exist in nature [e.g., Tsujimori *et al.*, 2006].

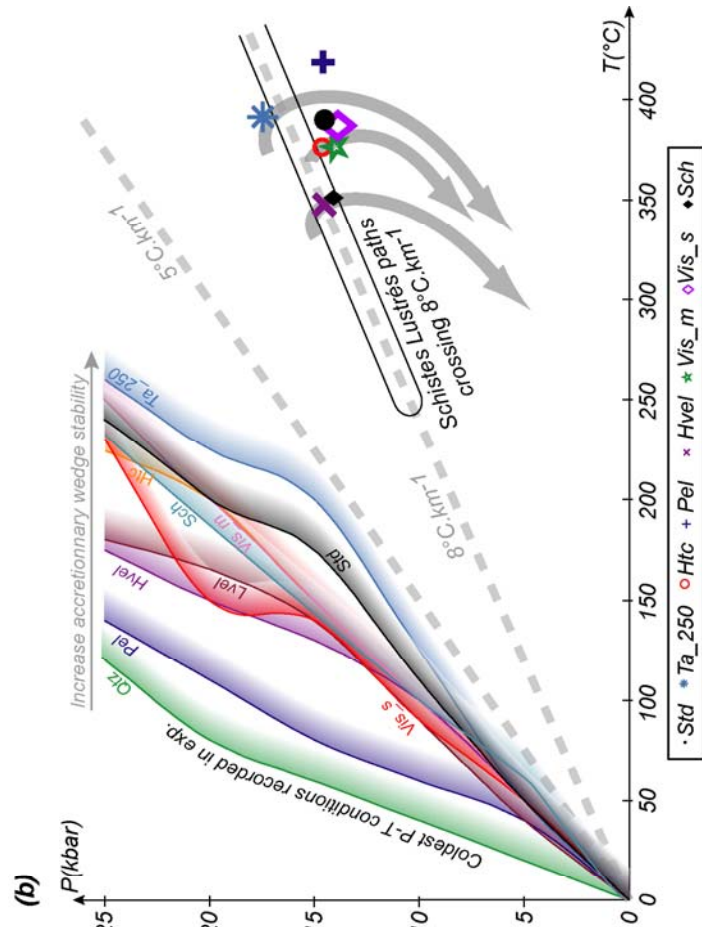
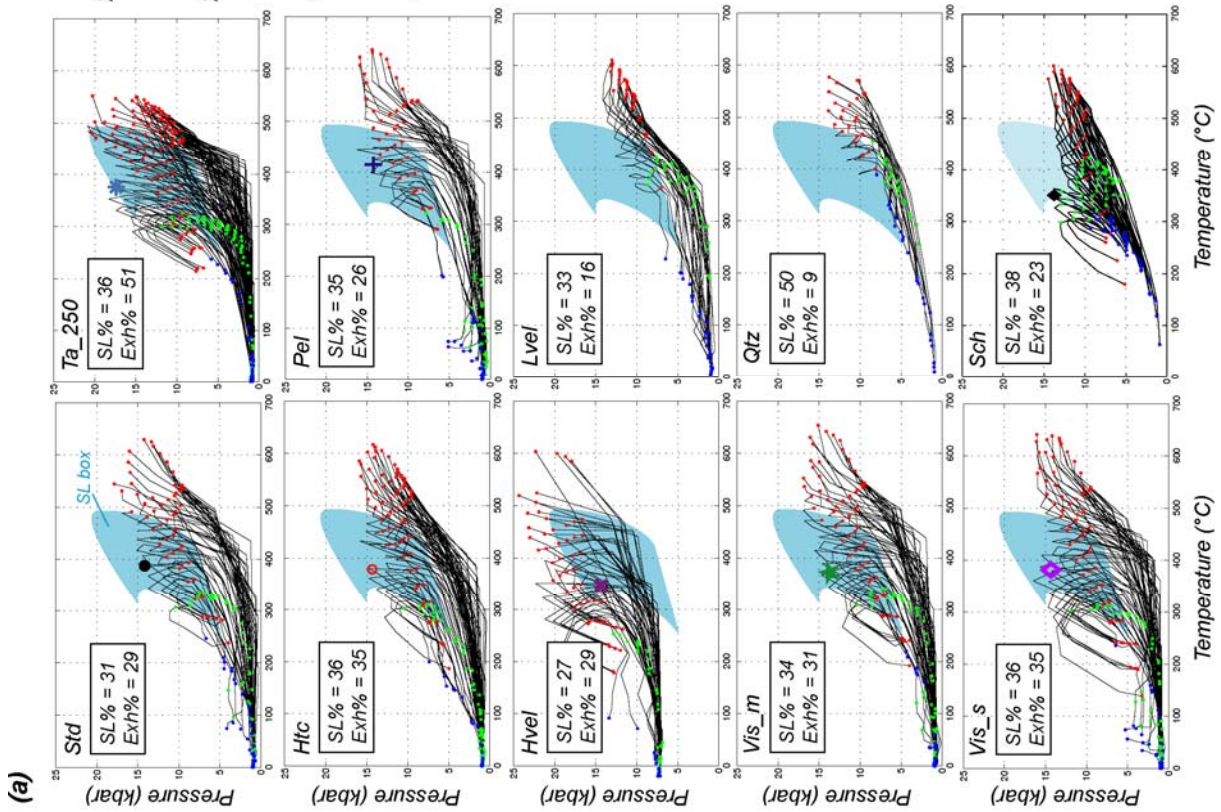


Figure 9.

(a) P-T(t) conditions computed by numerical modeling for rocks exhumed in the various experiments. The dots correspond to P-T outputs at 1-6-11 My. The grey area recalls the P-T domain documented for the paleoaccretionary "Schistes Lustrés" metapelites (Agard et al., 2001; 2002); 'SL box' of Figure 2). Percentages refer to the fraction of all stable markers entering the SL box (SL%) and to the fraction of them which are exhumed to the surface (Exh%), respectively.

(b) P-T constraints for all markers in the wedge. Shaded lines: lowermost temperatures seen by the particles along the burial path in a given experiment. The better the stability of the wedge (see Figure 6), the hotter the low-T boundary of burial paths. Symbols and idealized paths: peak P-T conditions reached by the particles turning in the wedge (P-T loops).



Several of our experiments produce realistic morphologies and synthetic P-T-t paths, with isothermal to slightly cooling decompression P-T loops resembling those of the SL complex (Figure 9a). This is particularly the case for the dense, high viscosity sediments, for which the number of marker points crossing the SL box reaches ~35% (Figure 9a). These paths (Figure 9) show correct maximum P-T values (~20 kbar, ~350-450°C) for all models except for the model using a high density, aluminium-poor pelite (exp. *Pel*). For the model of weak lower continental crust model (exp. *Qtz*), the fact that the sediment particles stay at depth explains the “hotter” values obtained. The best values are again the values obtained in the model with the 250 Ma-old continental plate (exp. *Ta_250*).

Our results show that a stable oceanic accretionary wedge such as the one documented for the Liguro-Piemontese ocean [Schwartz, 2000a; Agard *et al.*, 2001] is neither compatible with the presence of a weak lower continental crust (Figure 6j, exp. *Qtz*) nor with large or very slow convergence velocities. Only convergence velocities close to 30 mm.yr⁻¹ (*Std* simulation) allow for steady state accretion. This value corresponds to average convergent rates inferred from mean worldwide expansion rates over the last 180 Ma (~26 mm.yr⁻¹ [Cogné and Humler, 2004]), but is a little high for the Western Alps (~20 mm.yr⁻¹ [Le Pichon *et al.*, 1988]).

During the initial transient period of 5 My, calculated exhumation rates (~1-20 mm.yr⁻¹, Figure 10) are larger than those inferred from petrological data (~1-5 mm.yr⁻¹, Figure 2a). After this period, however, these rates decrease to ~1-6 mm.yr⁻¹ (Figure 10) and become comparable to “petrological” ones. The agreement between the predicted and inferred exhumation rates can be considered as good, given the uncertainties arising from (1) the scatter in pressure estimates (~1-2 kbar), (2) the scatter in phengite closure temperature (~50°C at least [Villa, 1998]), (3) the excess of non-radiogenic argon in natural samples [e.g., Scaillet, 1996] (see above discussion), and (4) the choice of a thermomechanical model set-up.

Our results indicate that processes of burial and exhumation to the surface occur within 10-15 My, which suggests that cyclic burial-exhumation processes may exist in the sedimentary wedge. Such cycles could account for the fact that radiometric ages of the SL complex mainly span the range of 38-55 Ma (Figure 2a), though subduction started at ~100 Ma in the Western Alps. We speculate that the SL complex may represent sediments buried and exhumed towards the last stages of oceanic subduction, whereas earlier sediments were already exhumed and eroded.

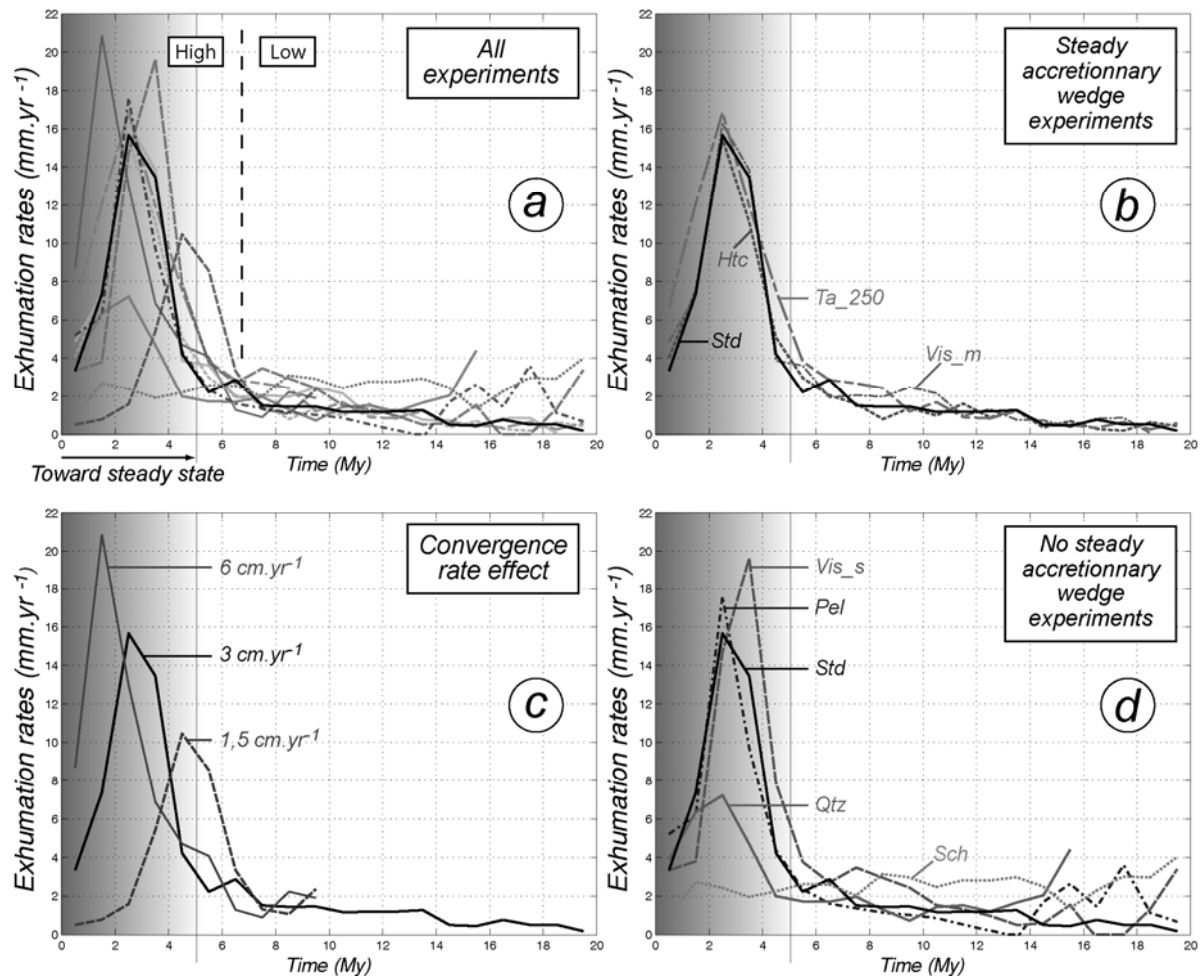


Figure 10. Exhumation rates for all experiments during the 20 My modeling (except for models *Hvel*, *Lvel*: 0-10 My; *Qtz*: 0-15 My). The shaded rectangle recalls the time needed to reach a thermal steady state. Values of exhumation rates decrease to 1-4 mm.yr⁻¹ after this transition period (~5 My).

8.2. Parameters controlling the exhumation of the oceanic crust

The major disagreement with natural observations is that no exhumation of the oceanic crust takes place in our numerical experiments. Although voluminous parts of the accretionary wedge are generally devoid of oceanic crust (SL complex, Figure 1a, inset), large metamorphosed oceanic crustal bodies are also found in close association with serpentinites [e.g., Guillot *et al.*, 2004], mainly to the E of the SL complex (e.g., Zermatt-Saas, Monviso; see § 2.2).

For this reason, we designed a set of complementary experiments to investigate the conditions allowing for the detachment of the oceanic crust from the mantle and for its incorporation into the accretionary wedge, with the possible help from serpentinization. This is also justified by the existence of sea-floor alteration and extensive hydrothermal activity, and the fact that the Liguro-Piemontese ocean was a low spreading ocean with sea-floor serpentinized peridotites [e.g., Lagabrielle and Cannat, 1990]. We therefore ran three versions of the *Std* experiment, assuming:

- a weaker rheology for the oceanic crust (exp. *Oc_1*),
- a decollement level below the oceanic crust (exp. *Oc_2*),
- a serpentinite layer below the oceanic crust (exp. *Oc_3*).

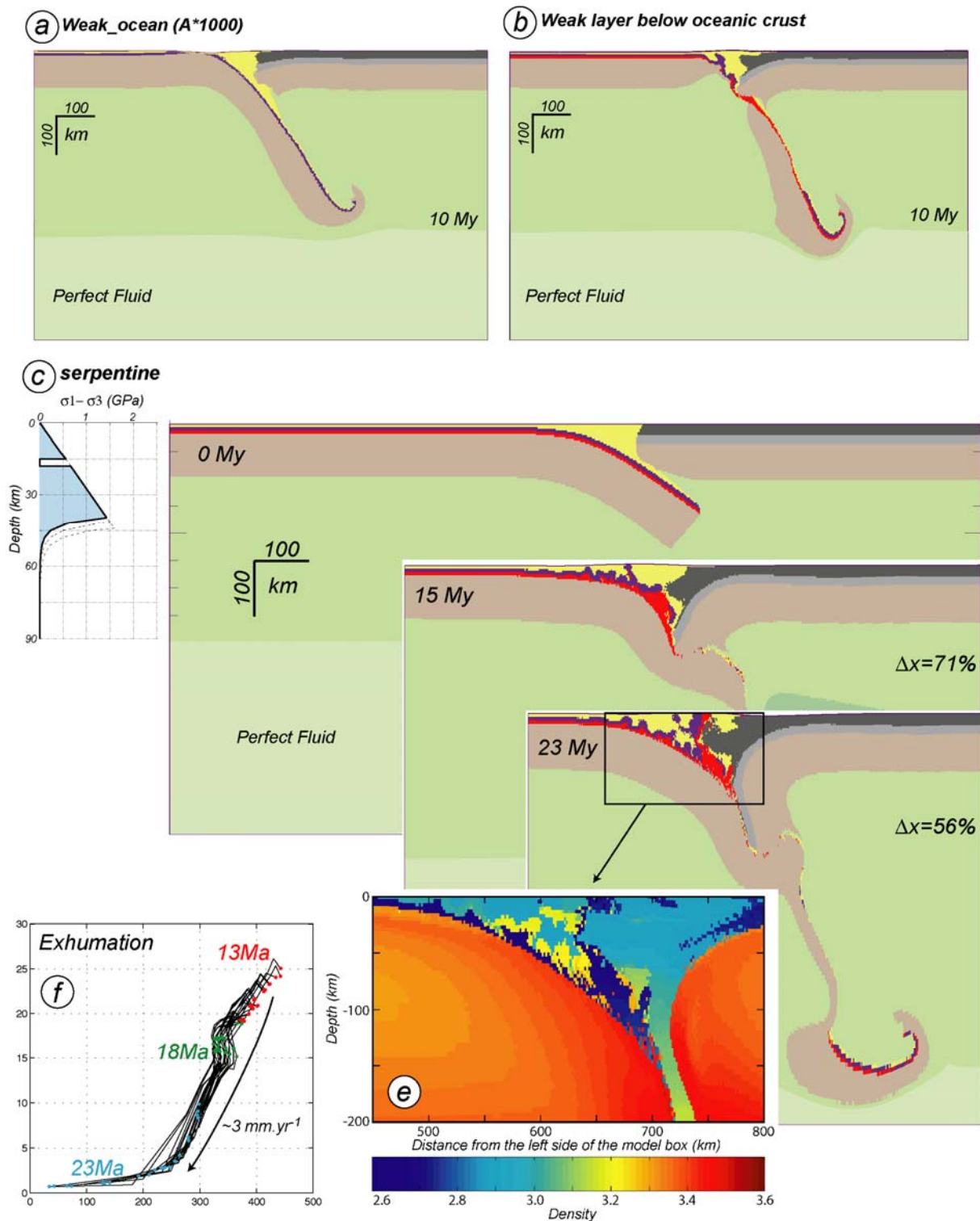


Figure 11. Complementary experiments realised in order to constrain the exhumation of oceanic crust. (a) Exp. Oc_1 at 10Ma. (b) Exp. Oc_2 at 10 Ma (weak layer in red). (c) Results obtain for exp. Oc_3 at 15 and 23 Ma. (d) Zoom on the density repartition within the accretionary wedge at 23 Ma. (e) Exhumation P-T-t path associated to the exp. Oc_3.

In *Oc_1* experiment, parameters are the same as for the *Std* experiment, except that the oceanic crust is weaker (viscosity parameter A multiplied by 1000). In experiment *Oc_2*, a weak, 6 km thick layer with constant viscosity of 5.10^{19} Pa.s was introduced below the oceanic crust (Figure 11). All others parameters are the same as in the *Std* experiment.

Parameters in experiment *Oc_3* are the same as exp. *Oc_2* but serpentinite density is taken in account (Figure 3f).

The results presented on the Figure 11 show that no exhumation of oceanic crust occurs in *Oc_1*, which resembles to the results of the initial *Std* experiment. Only a limited exhumation from depths of ~20-30 km occurs in *Oc_2*, where slab-breakoff ultimately develops. A major change occurs in *Oc_3*, for which density changes of the serpentinite layer (computed with THERIAK, Figure 3f) are taken into account. Figure 11d shows that the serpentinite layer and a part of the oceanic crust detach from the slab, accumulate in the wedge above the BAW and then partly return to the surface.

The key results of experiment *Oc_3* are the following: (1) a part of the oceanic crust, closely associated with serpentinites, returns to the surface at the rear of the wedge, from the depths of 40-50 km, (2) most of the serpentinite layer is forced back to the surface after reaching the depths of 70-100 km (Figure 11d,e), (3) P-T paths comparable to those of Monviso and Zermatt-Saas (yet slightly colder) are obtained for markers located in the serpentinite (Figure 11f), (4) exhumation rates are on the order of 3 mm.yr⁻¹, (5) the exhumation of oceanic units is not chiefly controlled by the presence of a low viscosity material: the volume forces and density contrast at depth between the serpentinites and the wedge matrix seem to play an important role.

8.3. Comparison with the previous models of subduction wedge processes

Thermomechanical models of subduction wedges were recently implemented in a number of studies with emphasis on the return flow [Allemand and Lardeaux, 1997], reaction kinetics [Guinchi and Ricard, 1999], deformation modes [Beaumont et al., 1999; Ellis et al., 1999], density contrasts [Doin and Henry, 2001], radiogenic heat production [Goffé et al., 2003], deep exhumation and rheological and density changes due to metamorphic reactions [Burov et al., 1999] or hydration-dehydration processes and shear heating [Gerya et al., 2002; Stöckhert and Gerya, 2005]. Reasonable exhumation rates (~3 mm.yr⁻¹ [Guinchi and Ricard, 1999]; ~1 mm.yr⁻¹ [Allemand and Lardeaux, 1997]) and P-T paths [Goffé et al., 2003] were obtained, but exhumation is always kinematically prescribed by the model geometry, while many other assumptions and simplifications limit their general applicability.

In the following, our results are compared with the currently most elaborated, essentially “self-organizing” thermomechanical exhumation models of Gerya and co-workers [GCW, hereafter, Gerya et al., 2002; Stöckhert and Gerya, 2005]. GCW models and ours are broadly similar in that they reproduce corner flow processes and circulation in a subduction channel [e.g., Cloos, 1982] and that the predicted P-T conditions correctly reproduce the real Alpine P-T paths. Compared to these models, the novel features of our experiments refer to the fact that subduction is not kinematically pre-imposed, erosion and density changes are taken into account (this is also the case in some of the cited models), the rheology is explicitly elastic-plastic-viscous, there is no preimposed softening mechanisms (mantle hydration), and the model area is larger. However, apart from these technical differences, several others also exist between the two approaches, concerning:

- the size of the accretionary wedge, which is large in our experiments but is virtually absent (<10 km) in GCW experiments.
- the exhumation of the accreted sediments: they are dispersed within the oceanic crust as they return to the surface in GCW experiments (except for experiments where the

degree of serpentinization is low; [Gerya *et al.*, 2002], figures 8, 9 therein). In contrast, less mixing occurs in our models, even in the experiment *Oc_3*. This, we believe, is more compatible with the observed extensive metasediment occurrences largely devoid of mafic bodies in the Alps (Figure 1a, inset; section 2.2).

- exhumation rates: GCW obtain much higher values ($\sim 5\text{-}40\text{ mm.yr}^{-1}$ [Gerya *et al.*, 2002]) than in our experiments ($\sim 1\text{-}6\text{ mm.yr}^{-1}$ for the steady part, Figure 10). Remnants of the accretionary wedge material in the Alps testify to exhumation velocities on the order of $1\text{-}5\text{ mm.yr}^{-1}$ (Figure 2a). On the other hand, petrology-based exhumation rates of the oceanic crust are unresolved but could exceed 10 mm.yr^{-1} [Amato *et al.*, 1999; Perchuk and Philippot, 2000; Philippot *et al.*, 2001].

- the exhumation of the oceanic crust: no such exhumation takes place in our experiments, except when we introduce a weak serpentinite layer at the base of the oceanic crust (exp. *Oc_3*; see above). The ability of the oceanic crust to detach from the slab in GCW experiments is due to the choice of a weak crustal rheology, equivalent to that of serpentinite [Gerya *et al.*, 2002, figure 2 therein]. This rheology is considerably softer than the one used in our experiment *Oc_1*, but experimental data are insufficient to favour either choice.

- the role of serpentinites: hydration and softening of the mantle wedge provides a soft matrix facilitating the exhumation of HP/UHP rocks in GCW experiments. Such exhumation mechanisms were invoked by several authors [Platt, 1986, 1993; Guillot *et al.*, 2001, 2004; Schwartz *et al.*, 2001; Schneider *et al.*, 2004] and were in particular taken as responsible for the exhumation of the imbricate slices of the mainly eclogitic Monviso units [Schwartz *et al.*, 2001]. Our results demonstrate that exhumation is feasible in a sedimentary accretionary wedge even without the help from serpentinization processes. This is important for the Alps because the serpentinite bodies there are mainly restricted to eclogitic oceanic units [e.g., Schwartz *et al.*, 2000a, 2001], contrary to the Himalayas [Guillot *et al.*, 2001] or Cuba [Schneider *et al.*, 2004].

- our experiments imply much less continental crustal deformation than in Stöckhert and Gerya [2005, figure 2 therein]. These authors argue that the very soft behavior of their crust reproduces the large folds of the Central Alpine crystalline nappes [e.g., Argand, 1924]. These folds, however, are known to have formed long after subduction, at 30-25 Ma [Ballèvre and Merle, 1993; Stampfli *et al.*, 1998] and demonstrate much less rolling-up than modeled by Stöckhert and Gerya [2005].

8.4. Applicability to other oceanic accretionary wedges

Our results can be compared with the burial and exhumation of the HP-LT rocks from the Franciscan Complex, for which a wealth of data is also available. Franciscan rocks represent the prototypical, sediment-rich, fossil accretionary wedge of the E-dipping subduction zone operating from c. 170 to 100 Ma [Cloos, 1985; Ring and Brandon, 1999; Anczkiewicz *et al.*, 2004] that gave birth to the Sierra Nevada batholith (California) [Ernst, 1970]. Although the Franciscan subduction was more rapid [Engebretson *et al.*, 1985] and not followed by collision, some interesting similarities with the Alpine case stand out:

- (1) A marked contrast exists between the essentially metasedimentary Eastern belt, composed of coherent tracts of clastic blueschists [Cloos, 1982, 1985; Ernst, 1993], and the more internal mud matrix melange where high-grade blueschist and eclogite mafic blocks (knockers) are found in serpentinite diapirs [Oh and Liou, 1990; Wakabayashi, 1990; Krogh *et al.*, 1994]. The Eastern Belt is analogous to the Schistes Lustrés [Agard *et al.*, 2001],

whereas the melange recalls, yet in a more discontinuous fashion [Bücher *et al.*, 2005], the oceanic crustal bodies and serpentinites of Monviso, for example [Guillot *et al.*, 2004].

(2) Similar P-T gradients are found for Franciscan rocks from the Eastern belt but they reached lower maximum P-T values (e.g., ~8 kbar, 200-250°C for the Diablo range [Ernst, 1971, 1993]). One can speculate that either the Franciscan wedge was shallower or that the deepest seated rocks are not exposed, probably due to the lack of subsequent collision.

(3) Exhumation velocities on the order of 0.5-1 mm.yr⁻¹ (mostly erosion-driven, arguably; [Ring and Brandon, 1999]) were comparable yet slightly slower for the Franciscan complex. In general, exhumation mechanisms in accretionary wedges result from a combination of underthrusting and underplating (thus leading to effective circulation in the wedge, whether or not assisted by corner-flow), erosion and tectonic thinning [Platt, 1986, 1993]. Our predicted rock circulation from Figure 8 is compatible with such processes, but a detailed discussion of the geometry of rock circulation in the wedge [e.g., Kimura *et al.*, 1996; Ring and Brandon, 1999] is beyond the scope of the present paper.

(4) The Franciscan subduction zone is known to have cooled during a transient period which lasted ~10-15 My [Peacock, 1987; Anczkiewicz *et al.*, 2004], whereas this period lasts ~5 My in our experiments. Radiometric constraints for the high-grade blocks corresponding to the oceanic crust suggest, as for the Western Alps [Bücher *et al.*, 2005], that they were not exhumed continuously during the subduction process. Contrary to the Alps, however, they apparently detached from the lower plate during the early stages of oceanic subduction [Cloos, 1985; Anczkiewicz *et al.*, 2004].

Comparable exhumation velocities are found for the paleoaccretionary wedge of South-Central Chile (0,6 mm.yr⁻¹ [Glodny *et al.*, 2005]). Exhumation-related P-T data are unfortunately lacking for most large-scale accretionary wedges such as the Shimanto wedge [Miyazaki and Okumura, 2002], the Makran [McCall, 1997] and the Barbados.

8.5. Should overpressure be neglected at depth?

Passive markers permit to track the evolution of pressure with depth (Figure 12) and to estimate the magnitude of overpressure or underpressure with respect to the lithostatic pressure [Kamb, 1961; Blake *et al.*, 1967; Brace *et al.*, 1970]. This question was previously addressed by Mancktelow [1995], who considered Bernoulli's dynamic overpressure effect in a subduction channel narrowing with depth and bounded by rigid hanging-wall and foot-wall. Later, Petrini and Podladchikov [2000] estimated the possible static and dynamic overpressure that may be built up if the lithosphere is squeezed in pure shear collision mode (i.e., without subduction channel). Both Mancktelow [1995] and Petrini and Podladchikov [2000] suggested that the total pressure can reach levels as high as twice the lithostatic pressure $P_l = \rho g z$. This problem is of fundamental importance for petrology as it challenges the common method of the estimation of exhumation depth z from pressure assuming the lithostatic pressure gradient :

$$z = \frac{P}{\rho g} \quad (2)$$

Pressure is explicitly computed in our experiments as the total pressure (1/3 of the trace of the full stress tensor). This allows us to verify the applicability of the lithostatic hypothesis (2) doubted in the mentioned studies. Comparison between the total pressure and

P_l (Figure 12) shows that, down to the depths of 70-80 km inside the accretionary wedge, the lithostatic approximation is valid except for the model with a low convergence rate (exp. *Lvel*). These results recalled those already obtained by *Burg and Gerya* [2005]. Within the depth interval of 80-150 km, small underpressures and overpressures (max =10%) occur in the subduction channel. As the depth interval of 80-150 km does not correspond to that of the blueschists, but rather to the eclogite facies, we infer that tectonic overpressure may be neglected in the interpretations of HP rock exhumation during oceanic subduction. In the experiments, important overpressures may nevertheless be observed outside the subduction channel, inside the competent cores of the subducting and overriding plate as also shown by *Toussaint et al.* [2004].

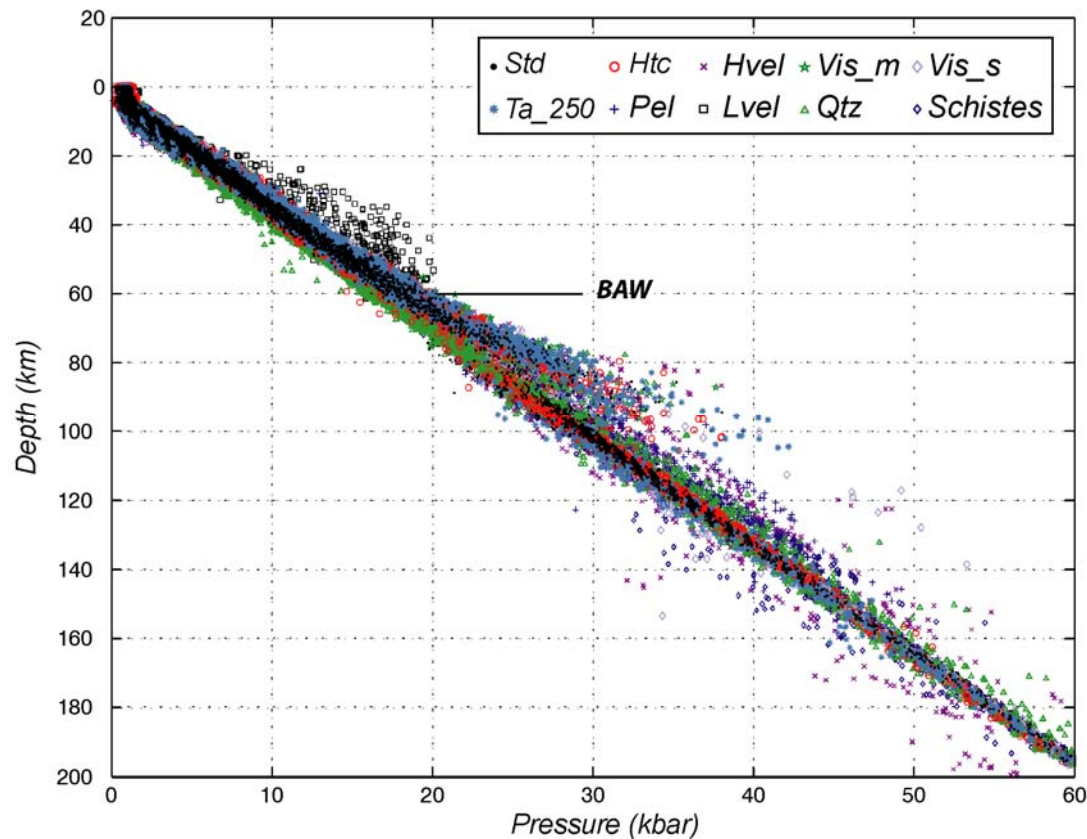


Figure 12. Pressure evolution as a function of depth for all experiments. Within the accretionary wedge, i.e. above the BAW (bottom of the accretionary wedge, Figure 2), no significant over- or under-pressure exists, except for the experiment *Pel*. At 80-100 km depth the presence of small over- (or under-) pressure can be assigned to the constriction zone in the subduction where stresses are maximum (below the BAW).

9. CONCLUSION

The synthetic P-T-t paths predicted by our thermomechanically and thermodynamically coupled model can be directly compared with the P-T-t paths inferred from the petrology data. This allows both to put new constraints on the thermomechanical conditions in subduction settings, and to better interpret and validate the P-T-t paths inferred from the petrology data. The major results can be summarised as follows:

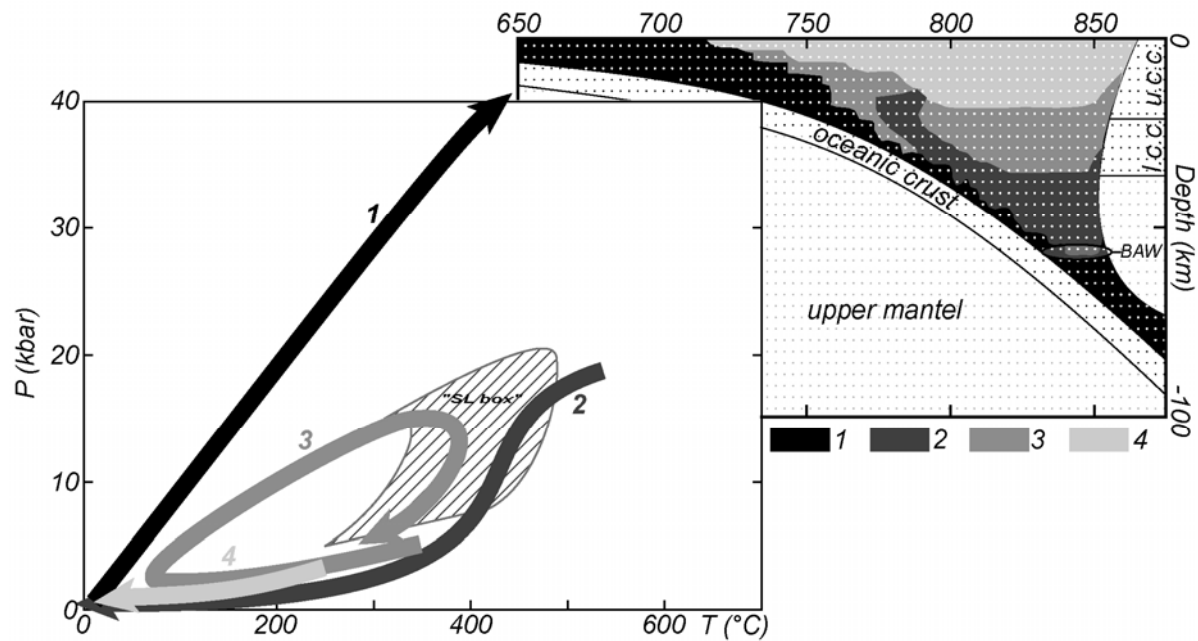


Figure 13. Sketch summarizing the main observations from our experiments. Deepest sedimentary particles (1) close to the oceanic crust are buried down to mantle depths along a cold P-T-t path and never come back to the surface. Particles located just above the BAW, at the accretionary wedge basis (2) are exhumed from P-T conditions of 15-20 kbar and 500-600°C to the surface. At the top (4), exhumation is principally driven by erosion processes and underplating of the material below. Between these two levels, particles (3) are underplated and turn in the accretionary wedge. Their P-T-t path is a loop resembling those documented for the natural samples of the Schistes Lustrés complex (Figure 2a).

(1) We have determined the thermomechanical conditions at which stable accretionary wedge morphologies can persist for over 20 My. This agrees with the long-term accretion documented for the Western Alps. The predicted surface topography evolution, which presents an additional constraint on the model, fits real oceanic subduction zones with amplitudes lower than 7 km. Predicted accretionary wedge morphologies best reproduce field observations for experiments with a strong continental lower crust and high viscosity - low density wedge sediments.

(2) Part of the incoming sedimentary material is buried to middle depths and then dynamically underplated to form a steady state accretionary wedge, with a turnover time of burial-exhumation cycles of 10-15 My. Within the accretionary wedge, the metasediments follow P-T-t loops that resemble, both in terms of shape (isothermal to slightly cooling paths) and of the predicted P-T conditions of the blueschist facies (between ~15-20 kbar and 350-400°C), the well documented Schistes Lustrés fossil accretionary wedge. The smooth, progressive increase of the P-T conditions recorded by the particles is consistent with the metamorphic record in the SL complex [Agard *et al.*, 2001]. Metamorphic thermal gradients around 8°C.km⁻¹ are in good agreement with natural values for the Western Alps.

(3) Exhumed rates for the metasediments, once a thermally steady accretionary wedge is achieved (after ~3-5 My), range between 1 and 10 mm.yr⁻¹ and are <6 mm.yr⁻¹ after 5 My in almost all experiments. These exhumation rates are comparable to natural ones for the SL complex based on ⁴⁰Ar-³⁹Ar dating (1-5 mm.yr⁻¹).

(4) Exhumation in a sedimentary accretionary wedge is feasible even without intervening serpentinization processes. This result is in line with the occurrence of extensive, continuous metasedimentary outcrops lacking serpentinites. On the other hand, our

experiments also confirm the inferences of previous studies [Gerya *et al.*, 2002] concerning the high potential, when applicable, of serpentinization to ease exhumation processes.

(5) The oceanic crust remains attached to the slab in most of the oceanic subduction experiments, preventing exhumation. The rheology that we have assumed for the oceanic crust may be too strong, compared to the soft rheology used in previous studies [Gerya *et al.*, 2002; Stöckhert and Gerya, 2005]. Exhumation nevertheless takes place when a weak, low density serpentinite layer is added below the oceanic crust (exp. *Oc_3*). This mechanism could account for the exhumation of crustal units spatially associated with serpentinites (e.g., Zermatt-Saas, Monviso).

(6) Exhumation mechanisms for oceanic crustal rocks differ from that of the predominant sedimentary material. Large mafic bodies may have been exhumed either during oceanic convergence, thanks to the existence of underlying serpentinites, or, based on geological observations, later during the locking of continental subduction and exhumation of the European margin.

(7) Contrary to some earlier ideas, overpressures are negligible within the accretionary wedge. Small overpressures (but also underpressures) can build up below the subduction channel (at ~80-100 km).

Acknowledgments

We thank T.V. Gerya, C.J. Warren and G. Rosenbaum for careful reviews which largely contributed to improve the manuscript.

Appendix A. Numerical algorithm

PARA(O)VOZ is a mixed finite volume element /finite difference numerical code based on the FLAC technique [Cundall and Board, 1988; Cundall, 1989]. It solves simultaneously Newtonian dynamic equations of motion (A1), in a Lagrangian formulation, coupled with visco-elasto-plastic constitutive equations (A2), heat transport equations (A3) and state equation (A4) or its extended thermodynamic version [e.g., Burov et al., 2001; Le Pourhiet et al., 2004].

$$\left\langle \rho_i \frac{\partial^2 \mathbf{u}}{\partial t^2} \right\rangle - \text{div} \boldsymbol{\sigma} - \rho_{\text{eff}} \mathbf{g} = 0 \quad (\text{A1})$$

$$\frac{D\boldsymbol{\sigma}}{Dt} = F(\boldsymbol{\sigma}, \mathbf{u}, \mathbf{V}, \nabla \mathbf{V}, \dots T \dots) \quad (\text{A2})$$

$$\rho_{\text{eff}} C_p \partial T / \partial t + \mathbf{u} \nabla T - k \text{div}(\nabla T) - H_r - \text{frac} \times \sigma_{\text{II}} \partial \varepsilon_{\text{II}} / \partial t = 0 \quad (\text{A3})$$

assuming adiabatic temperature dependency for density and Boussinesq approximation for thermal body forces:

$$\rho_{\text{eff}} = \rho_0 (1 - \alpha \Delta T) \quad \text{or} \quad \rho_{\text{eff}} = f(P, T) \text{ via THERIAK} \quad (\text{A4})$$

Here \mathbf{u} , $\boldsymbol{\sigma}$, \mathbf{g} , k are the respective terms for velocity, stress, acceleration due to body forces and thermal conductivity. The brackets in (A1) specify conditional use of the related term: in quasi-static mode, the inertia is dumped using inertial mass scaling [Cundall, 1989]. The terms t , ρ_{eff} , C_p , T , H_r , α , $\text{frac} \times \sigma_{\text{II}} \partial \varepsilon_{\text{II}} / \partial t$ designate respectively time, density, specific heat, temperature, internal heat production, thermal expansion coefficient and shear heating term moderated by experimentally defined *frac* multiplier (*frac* was set to 0 in our experiments). For radiogenic heat production, we use the common relation $H_r = H_s \exp(-z/h_r)$ where H_s is surface heat production and h_r is characteristic decay length with depth z [e.g., Turcotte and Schubert, 2002]. The terms $\partial/\partial t$, $D\boldsymbol{\sigma}/Dt$, F are a time derivative, an objective (Jaumann) stress time derivative and a functional, respectively. In the Lagrangian framework, the incremental displacements are added to the grid coordinates allowing the mesh to move and deform with the material. This enables solution of large-strain problems locally using small-strain formulation: on each time step the solution is obtained in local coordinates, which are then updated in the large strain mode. Volume / density changes due to phase transitions are accounted via application of equivalent stresses to affected material elements.

Solution of (A1) provides velocities at mesh points used for computation of element strains and of heat advection $\mathbf{u} \nabla T$ (A3). These strains are used in (A2) to calculate element stresses, and the equivalent forces are used to compute velocities for the next time step.

All rheological terms are implemented explicitly. The rheology model is serial visco-elastic-plastic (Table 1). The plastic term is given by explicit Mohr-Coulomb plasticity (non-associative with zero dilatancy) assuming linear Navier-Coulomb criterion. By default, we imply internal friction angle ϕ of 30° and maximal cohesion S of 20 MPa, which fit best the experimental Byerlee's law of rock failure [Byerlee, 1978]:

$$\tau = S + \sigma_n \text{tg} \phi \quad (\text{A5})$$

where τ is the shear stress and σ_n is the normal stress. Linear cohesion softening is used for better localization of plastic deformation ε_p ($S(\varepsilon_p) = S_0 \min(0, 1 - \varepsilon_p/\varepsilon_{p0})$ where ε_{p0} is 0.01). Specific properties are applied to soft serpentized rock [Hassani and Chéry, 1996].

The ductile-viscous term is represented by non-linear power law with three sets of material parameters (Table 1) that correspond to the properties of four lithological layers: upper crust (quartz), middle-lower crust (quartz-diorite), mantle and asthenosphere (olivine):

$$\eta_{\text{eff}} = \left(\frac{\partial \varepsilon}{\partial t} \right)_{\text{II}}^{d(1-n)/n} (A^*)^{-1/n} \exp(H/nRT) \quad (\text{A6})$$

where $\left(\frac{\partial \varepsilon}{\partial t} \right)_{\text{II}}^d = \left(\text{Inv}_{\text{II}} \left(\left(\frac{\partial \varepsilon}{\partial t} \right)_{\text{II}}^d \right) \right)^{1/2}$ is the effective strain rate and $A^* = 1/2 A \cdot 3^{(n+1)/2}$ is the material constant, H is the activation enthalpy, R is the gas constant, n is the power law exponent (Table 2).

The elastic parameters (Table 1) correspond to commonly inferred values from Turcotte and Schubert [2002].

In addition, surface processes are taken into account by diffusing (A7) the topographic elevation h along x using conventional Culling erosion model [Culling, 1960] with a diffusion coefficient k_{ero} .

$$\frac{\partial h}{\partial t} = k_{\text{ero}} \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} \quad (\text{A7})$$

This simple model is well suited to simulate fan deltas, which can be taken as a reasonably good analogue of typical foreland basin deposits. This model is not well adapted to model slope dependent long-range sedimentation, yet, it accounts for most important properties of surface processes such as dependency of the erosion/sedimentation rate on the roughness of the relief (surface curvature).

PARA(O)VOZ allows for large displacements and strains in particular owing to an automatic remeshing procedure, which is implemented each time the mesh becomes too distorted to produce accurate results. The remeshing criterion is imposed by a critical angle of grid elements. This angle is set to 10° to reduce frequency of remeshing and thus limit the associated numerical diffusion. The numerical diffusion was constrained by implementation of the passive marker algorithm. This algorithm traces passively moving particles that are evenly distributed in the initial grid (we use 9 particles per grid element, Figure 4). This allows for accurate recovering of stress, phase and other parameter fields after each remeshing.

PARA(O)VOZ has been already tested on a number of geodynamical problems for subduction/collision context [Burov et al., 2001; Toussaint et al., 2004, 2005].

Appendix B

continent minerals		ocean minerals		pelite-1 minerals		pelite-2 minerals			
minerals	%	minerals	%	minerals	%	minerals	%		
Pt 1									
7,5 kbar									
250 °C									
Kfs	59,0	Kfs	27,6	Phg	31,2	Phg	39,3		
Phg	6,6	Phg	1,1	Chl	28,5	Chl	34,5		
Ep	5,7	Omp	12,7	Kln	7,9	a-Qtz	26,2		
Mag	1,5	Chl	25,5	a-Qtz	32,4				
Rt	0,3	Ep	14,1						
a-Qtz	27,0	Lws	9,2						
		Spn	4,2						
		a-Qtz	5,6						
density		2,73		3,01		2,86		2,94	
Pt 2									
17,5 kbar									
450 °C									
Kfs	34,5	Phg	1,2	Phg	32,5	Phg	39,4		
Phg	6,9	Omp	35,5	Chl	19,6	Chl	34,6		
Omp	16,6	Chl	24,3	Cld	12,9	a-Qtz	26,1		
Ep	6,0	Ep	16,1	a-Qtz	35,0				
Mag	1,5	Lws	9,7						
Rt	0,3	Rt	1,5						
a-Qtz	34,2	a-Qtz	11,7						
density		2,89		3,21		2,97		2,97	
Pt 3									
7,5 kbar									
500 °C									
Kfs	59,3	Kfs	32,3	Phg	32,0	Bt	17,2		
Phg	6,4	Bt	0,9	Chl	25,6	Phg	23,8		
Ep	5,5	Omp	11,5	Cld	6,4	Chl	26,8		
Mag	1,5	Chl	25,9	a-Qtz	36,0	a-Qtz	32,2		
Rt	0,3	Ep	18,8						
a-Qtz	27,0	Spn	4,2						
		a-Qtz	6,4						
density		2,71		2,98		2,88		2,90	
Pt 4									
22,5 kbar									
575 °C									
Kfs	34,4	Grt	19,3	Grt	22,1	Grt	24,7		
Phg	6,9	Phg	1,3	Phg	35,5	Bt	19,5		
Omp	16,7	Omp	41,9	Cld	8,9	Phg	26,2		
Ep	6,0	Chl	4,7	a-Qtz	33,6	a-Qtz	29,6		
Mag	1,6	Cld	3,3						
Rt	0,3	Ep	17,4						
a-Qtz	34,1	Rt	1,7						
		a-Qtz	10,5						
density		2,90		3,41		3,17		3,22	
Pt 5									
7,5 kbar									
625 °C									
Kfs	61,3	Grt	10,5	Grt	11,3	Grt	20,3		
Bt	0,4	Kfs	28,8	Bt	19,3	Bt	29,1		
Phg	4,7	Bt	1,1	Phg	17,3	Phg	16,8		
Ep	4,9	Omp	8,6	St	12,1	a-Qtz	33,8		
Mag	1,5	Ep	10,0	a-Qtz	40,0				
Rt	0,3	Ilm	2,6						
a-Qtz	26,9	Mag	1,0						
		a-Qtz	10,8						
		Prg	26,6						
density		2,69		3,12		3,05		3,10	

continent minerals		ocean minerals		pelite-1 minerals		pelite-2 minerals			
minerals	%	minerals	%	minerals	%	minerals	%		
Pt 6									
25 kbar									
650 °C									
Kfs	34,5	Grt	28,1	Grt	28,0	Grt	25,1		
Phg	6,9	Phg	1,3	Phg	36,2	Bt	18,7		
Omp	16,7	Omp	41,3	a-Qtz	32,7	Phg	27,0		
Ep	6,0	Ep	17,9	Ky	3,1	a-Qtz	29,2		
Mag	1,6	Rt	1,7						
Rt	0,3	a-Qtz	9,7						
a-Qtz	34,1								
density		2,91		3,48		3,21		3,23	
Pt 7									
17,5 kbar									
800 °C									
Kfs	60,1	Grt	27,7	Grt	29,4	Grt	21,8		
Phg	6,1	Kfs	23,3	Phg	36,1	Bt	25,9		
Ep	5,3	Bt	0,3	a-Qtz	34,0	Phg	20,0		
Mag	1,5	Omp	28,0	Ky	0,6	a-Qtz	32,2		
Rt	0,3	Ep	12,6						
a-Qtz	26,7	Mag	0,7						
		Rt	1,6						
		a-Qtz	5,6						
density		2,73		3,31		3,16		3,14	
Pt 8									
10 kbar									
900 °C									
Kfs	68,6	Grt	7,0	Grt	31,6	Grt	32,9		
Bt	0,8	Kfs	57,7	b-Qtz	31,4	Bt	14,5		
Ep	1,4	Omp	19,4	Sil	9,3	b-Qtz	28,7		
Mag	1,9	Opx	12,0	Kfs	27,7	Kfs	23,9		
Rt	0,3	Ilm	0,2						
b-Qtz	27,1	Mag	2,4						
		Rt	1,4						
density		2,64		3,05		3,08		3,11	
Pt 9									
30 kbar									
700 °C									
Kfs	34,9	Grt	29,2	Grt	28,4	Grt	27,2		
Phg	7,0	Phg	1,4	Phg	37,0	Bt	15,6		
Omp	17,4	Omp	41,1	Coe	30,9	Phg	30,9		
Ep	6,2	Ep	17,4	Ky	3,7	Coe	26,4		
Mag	1,6	Rt	1,7						
Rt	0,3	Coe	9,2						
Coe	32,6								
density		3,00		3,51		3,30		3,32	
Pt 10									
27,5 kbar									
950 °C									
Kfs	42,3	Grt	31,9	Grt	28,9	Grt	23,8		
Phg	6,4	Phg	1,4	Phg	36,2	Bt	21,9		
Omp	12,1	Omp	40,0	a-Qtz	33,2	Phg	24,0		
Ep	5,5	Ep	13,7	Ky	1,7	a-Qtz	30,4		
Mag	1,6	Mag	0,7						
Rt	0,3	Rt	1,7						
a-Qtz	31,8	a-Qtz	10,7						
density		2,85		3,46		3,19		3,19	

Mineral assemblages (and weight proportions) and density computed by THERIAK for various P-T conditions (shown in Figure 3) for all materials used in the experiments. Symbols are given after Kretz [1983], except for phengite (Phg) and coesite (Coe).

Appendix C. Passive markers and remeshing

To reduce computational cost, we use the already defined tri-linear shape functions of the main finite element grid. At initialization, and after each remeshing event, the algorithm seeks for the global element number of the hosting triangular element for each marker. This procedure is fulfilled using the parameters of the tri-linear shape functions N (C1).

$$N_i(x, y) = \alpha_i + x\beta_i + y\gamma_i \quad (C1)$$

where x and y are the coordinates. The coefficients α_i , β_i , γ_i of the shape functions are obtained by computing the Jacobian operator \mathbf{J} of transformation from the natural coordinates of the isoparametric trilinear triangle element to the global Cartesian coordinates of its nodes $(x_1, x_2, x_3, y_1, y_2, y_3)$:

$$\mathbf{J} = \begin{bmatrix} \alpha_1 & \beta_1 & \gamma_1 \\ \alpha_2 & \beta_2 & \gamma_2 \\ \alpha_3 & \beta_3 & \gamma_3 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 & 1 & 1 \\ x_1 & x_2 & x_3 \\ y_1 & y_2 & y_3 \end{bmatrix}^{-1} \quad (C2)$$

If the marker $imar$ is found inside the element, then the values of all three local coordinates have to be included between 0 and 1 and their sum be equal to 1 (C3).

$$\left(\forall i = 1, 3 \quad |N_i(x_{imar}, y_{imar}) - 1/2| \leq 1/2 + \varepsilon_{tol} \right) \cap \left(\left| \sum_{i=1}^3 N_i(x_{imar}, y_{imar}) - 1 \right| \leq \varepsilon_{tol} \right) \quad (C3)$$

where ε_{tol} is tolerated error, x_{imar} and y_{imar} are the global coordinates of the $imar$ marker. Once the marker is found, the interpolation weights L_i of the nodal values at the location of the marker are calculated (C4).

$$L_i(imar) = N_i(x_{imar}, y_{imar}) \quad (C4)$$

The nodal values, as well as the global number of the triangle hosting the marker, are stored in memory. This enables us to compute coordinates, temperature and velocity of the marker from the nodal values of the element (C5) only when it is needed (i.e., for output and before remeshing).

$$X(imar) = \sum_{i=1,3} X_i L_i(imar) \quad (C5)$$

The pressure does not need to be interpolated using markers but is taken from the four sub-triangles of the mesh quadrilaterals to avoid numerical over or under pressure.

3-2. Bilan

Les résultats issus des modèles de la subduction océanique révèlent donc que :

- **L'établissement d'un prisme stable** au cours du temps permet l'obtention de chemins P-T-t du même type que ceux que l'on trouve au sein des Schistes Lustrés. Cette stabilité du prisme **implique** que la **lithosphère continentale**, sous laquelle est enfouie la lithosphère océanique en subduction, soit **rigide**. Elle nécessite également que la **vitesse de convergence ne soit pas trop élevée** (de l'ordre de 3 cm.an^{-1}) et que **les sédiments** qui constituent le prisme soient plutôt de **faible densité** et/ou possèdent une **viscosité assez élevée**.

- **Les mécanismes mis en jeu** lors de l'exhumation sont principalement le **sous-plaquage** en base de prisme, relayé ensuite par les mécanismes d'**érosion**. La succession dans le temps de ces **deux mécanismes** durant l'exhumation de ces roches du prisme explique les différences observées au niveau des taux d'exhumation.

- **Les vitesses d'exhumation plus rapides** observées pendant la première phase résultent des processus d'exhumation relatifs aux **forces de volumes** situées en base du prisme. **Les vitesses plus lentes**, plus tardives, sont liées aux **processus d'érosion** et à la **tectonique de surface** que ces roches subissent au toit du prisme.

- **L'exhumation de croûte océanique est possible**, uniquement lorsqu'une couche de serpentine est intégrée dans le système. L'exhumation de la croûte océanique éclogitisée n'est, en effet, possible qu'**en présence d'un matériel sous-jacent qui soit à la fois de faible viscosité et de faible densité**.

4. Simulations numériques de la subduction continentale

Au cours de la structuration de la chaîne alpine, ces 20 à 30 millions d'années de subduction océanique stable, telle que l'on vient de la décrire, s'achèvent lorsque la marge passive européenne arrive au niveau de la zone de subduction. Même si la transition de la subduction océanique à la subduction continentale apparaît comme un phénomène continu, l'arrivée de matériel continental (plus léger et aux propriétés mécaniques différentes de celles de la lithosphère océanique) au sein d'une zone de subduction ne peut qu'entraîner un déséquilibre important de ce système (Lallemand, 1999). Ce phénomène n'est pas spécifique à la chaîne alpine et s'observe ailleurs dans le monde (par ex., Himalaya, Dabie Shan, Norvège, ...). Comme pour la subduction océanique, l'étude des mécanismes de l'exhumation des roches d'origine continentale, a des implications plus générales pour les zones de convergence continentale.

La figure III-9 (analogue à la figure III-8 mais pour les unités continentales) synthétise **les points importants concernant les massifs cristallins internes** des Alpes, exhumés durant la période de subduction continentale (cf. §1 et fig. III-9-C) :

- Les unités métamorphiques d'origine continentale sont localisées plus **à l'est dans la structure de la chaîne** (fig. III-9-A et B) que les unités des Schistes Lustrés décrites précédemment.

- **Les conditions P-T atteintes**, et en particulier les pics métamorphiques, sont **beaucoup plus élevées** que celles des Schistes Lustrés (fig. III-9-D). Ainsi, pour Dora Maira, par exemple, un pic est estimé aux alentours de 30 kbars, 700°C (cf. § 2).

- **les vitesses d'exhumation** diffèrent également même si la remontée de ces roches vers la surface semble se faire aussi en **deux stades**. Quelques précautions s'imposent car l'âge du métamorphisme UHP est encore très controversé (Henry et al., 1993; Duchêne, 1997b; Gebauer et al., 1999; Agard et al., 2002) même si la plupart des âges récents sont compris entre 35 et 45 Ma. Le **premier stade** d'exhumation semble donc **très rapide** (par ex., 3.4 cm.an⁻¹ pour Dora Maira ; Rubatto & Hermann, 2001). La **fin de l'exhumation** se déroule avec une vitesse **plus lente** (par ex., 1.6 cm.an⁻¹ puis 0.5 cm.an⁻¹ toujours dans le cas de Dora Maira).

Sur la figure III-9 sont également représentées les unités de croûte océanique ayant subi la haute pression (par ex., Monviso, Zermatt-Saas). Elles sont rappelées ici car elles présentent :

- **des liens spatiaux avec les massifs cristallins internes**. En effet, ces unités mafiques et serpentineuses (fig. III-9-A et B) sont, de manière générale, localisées au même endroit que les unités continentales ou juste à proximité.

- **des liens temporels avec les massifs cristallins internes**. L'exhumation des unités de Dora Maira est donnée pour s'être déroulée entre 45 et 35 Ma (par ex., Duchêne et al., 1997a,b ; cf. §2). Les âges concernant l'exhumation des unités océaniques du Monviso ou de Zermatt-Saas appartiennent à cette même gamme (par ex., Monié et Philippot, 1989 ; Duchêne et al., 1997b ; Lapen et al., 2003). Ces âges assez proches suggèrent que ces unités,

même si elles ont été exhumées par des processus différents, sont remontées vers la surface quasiment au même moment.

- **des ressemblances** de la forme des chemins P-T, des gammes de valeurs des pics métamorphiques atteints ainsi que des vitesses d'exhumation. La figure III-9-D montre en effet une forme d'évolution P-T globale similaire pour les unités de Zermatt-Saas, Monviso et Dora Maira. Cette ressemblance de la forme des chemins se retrouve également au niveau des vitesses d'exhumation (cf. annexe A et §2).

Toutes ces observations laissent alors penser que l'exhumation de la croûte océanique pourrait aussi bien avoir un rapport avec l'exhumation du matériel continental. Son mode d'exhumation, au moins pour les Alpes, serait donc différent de celui présenté précédemment dans les modèles de subduction océanique.

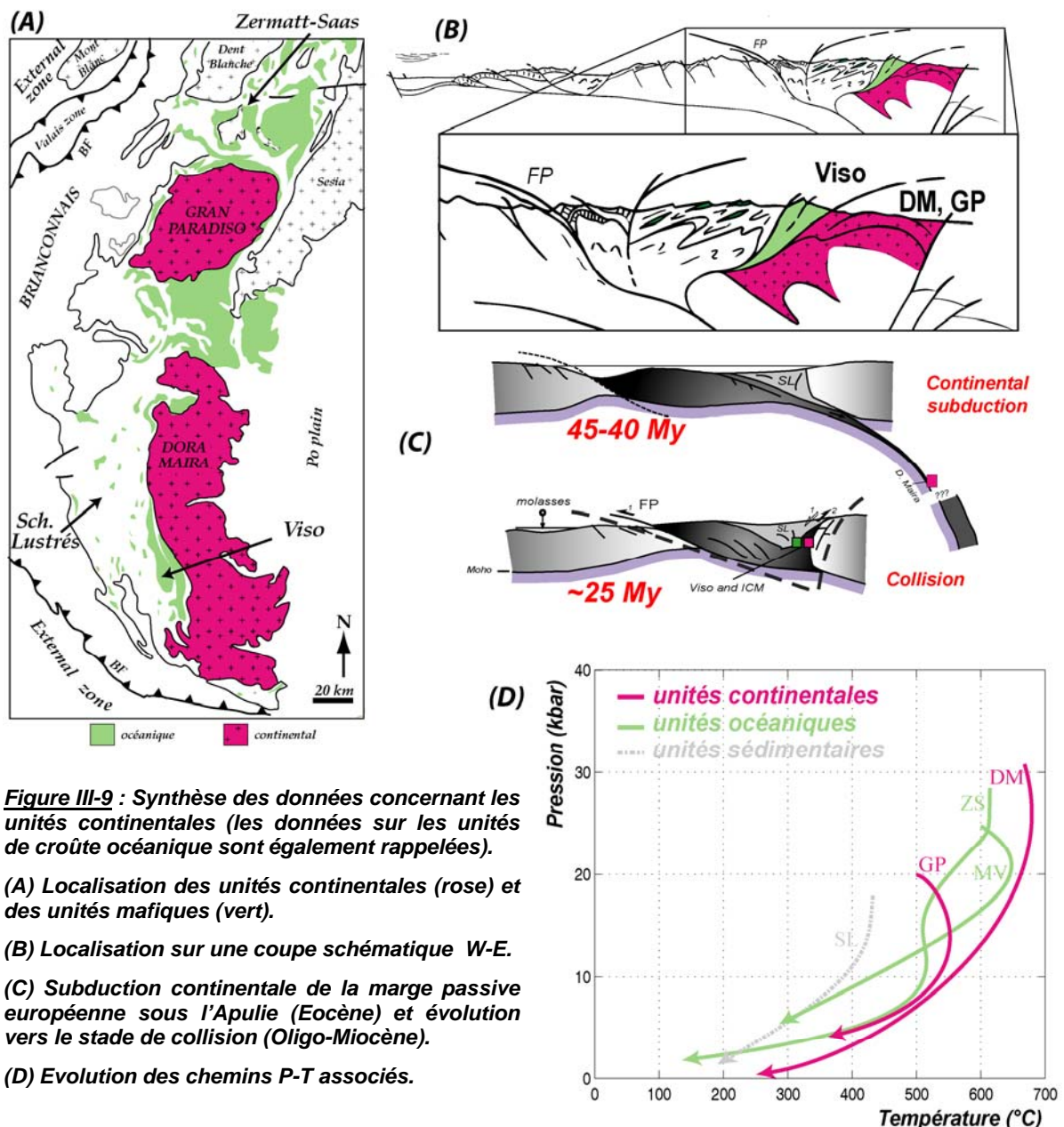


Figure III-9 : Synthèse des données concernant les unités continentales (les données sur les unités de croûte océanique sont également rappelées).

(A) Localisation des unités continentales (rose) et des unités mafiques (vert).

(B) Localisation sur une coupe schématique W-E.

(C) Subduction continentale de la marge passive européenne sous l'Apulie (Eocène) et évolution vers le stade de collision (Oligo-Miocène).

(D) Evolution des chemins P-T associés.

Le but du travail de modélisation en contexte de subduction continentale est de s'intéresser, d'une part, aux paramètres qui peuvent contrôler l'enfouissement de la croûte continentale peu dense à grande profondeur (> 100 km) puis son exhumation vers la surface en arrière du prisme sédimentaire préexistant. Il s'agit aussi, d'autre part, d'expliquer thermomécaniquement les mécanismes qui interviennent afin de mieux comprendre l'ensemble de ces observations, notamment au niveau des vitesses d'exhumation.

4-1. Conditions initiales et paramètres testés

La taille des modèles effectués est la même que celle des modèles de subduction océanique (133 x 494 mailles de 3 km de côté). Les vitesses sont toujours appliquées au niveau des bords latéraux des modèles. Seuls la morphologie initiale et le géotherme de départ sont différents (fig. III-10).

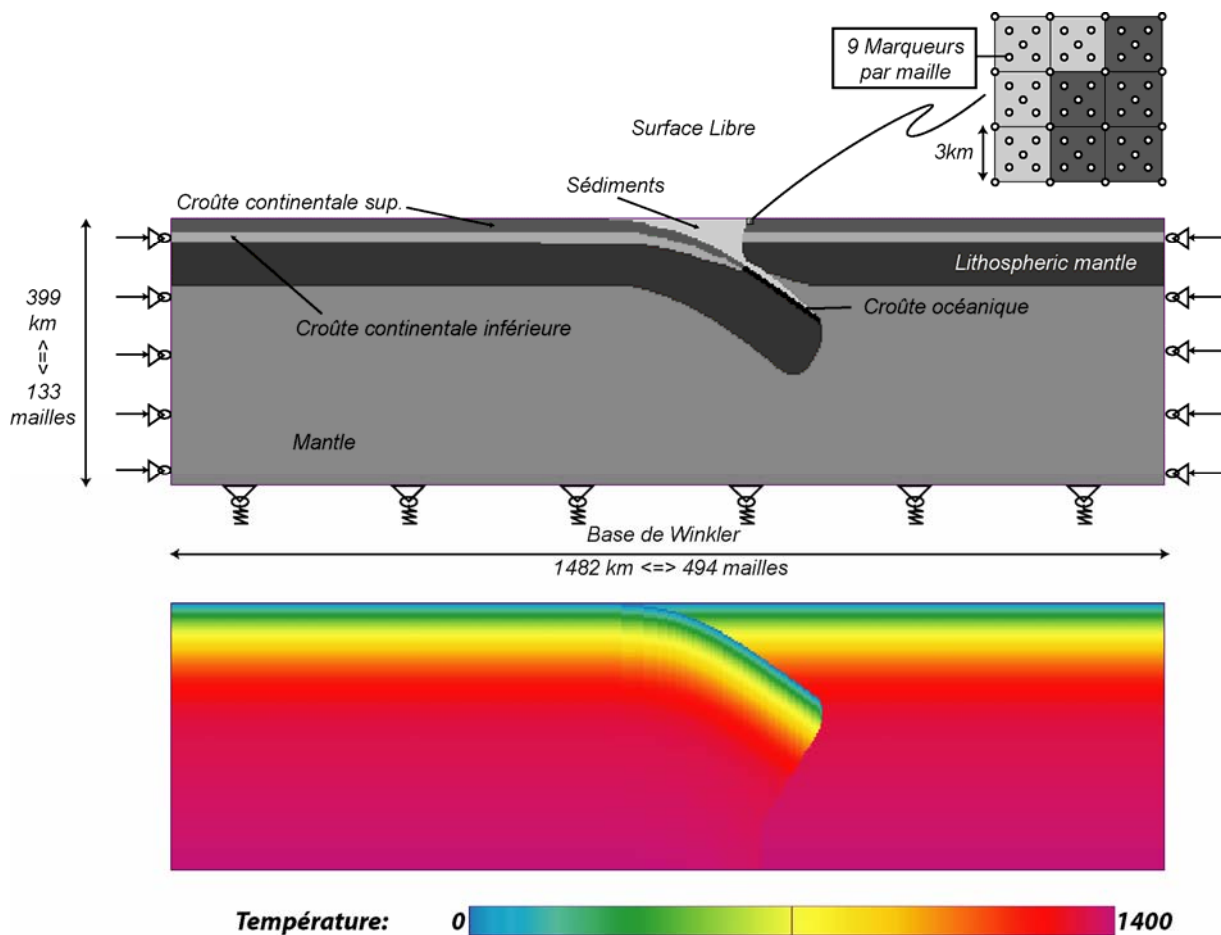


Figure III-10 : Configuration initiale des modèles de subduction continentale.

Au niveau de la morphologie choisie, le début de l'expérience met en jeu une lithosphère continentale dont la subduction est tout juste initiée au niveau de la base du prisme d'accrétion océanique. Cette situation correspondrait alors à celle supposée pour les Alpes au début de la subduction de la marge continentale distale (Dora Maira), vers 45-50 Ma (fig. III-9-C et §1-2), succédant à 20-30 Ma de subduction océanique stable.

Le géotherme de départ, est basé sur l'âge thermotectonique de la lithosphère (cf. Chap.2). En considérant la naissance de l'océan Liguro-Piémontais vers 160 Ma comme un moment de rajeunissement ("reset") thermique, il est possible de supposer qu'au stade initial des modèles, l'âge thermotectonique de la lithosphère continentale soit de l'ordre de 115 Ma. Ce même âge thermotectonique est alors appliqué à la fois au niveau de la plaque en subduction et au niveau de la plaque supérieure. Il est probable, néanmoins, que la présence antérieure d'une subduction océanique ait modifié la structure thermique de cette dernière mais cela n'a pas été testé dans le cadre de notre étude.

Les paramètres rhéologiques de ces expériences sont les mêmes que ceux utilisés lors des expériences de subduction océanique (cf. Chap. 2, fig. II-17, tableau II-4). L'enveloppe rhéologique de la lithosphère continentale pour le géotherme utilisé (115 Ma) est présentée en figure III-11. Les changements progressifs de densité sont également les mêmes que ceux utilisés pour l'expérience « Std » océanique (i.e., Pélite 1 pour les sédiments).

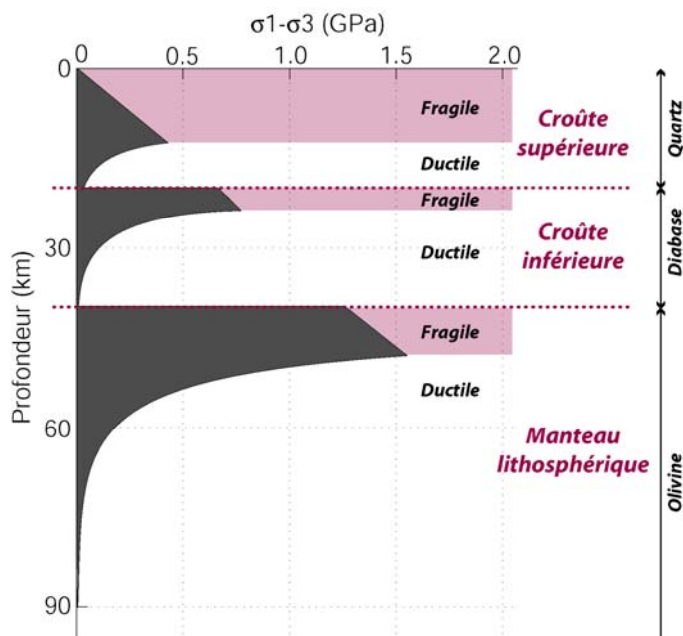


Figure III-11: Comportement mécanique de la lithosphère continentale utilisé dans les modèles de subduction continentale. Enveloppe rhéologique obtenue pour un âge thermotectonique de la lithosphère de 115 Ma (taux de déformation de 10^{-14} s^{-1}).

Les paramètres testés sont présentés au sein du tableau III-1. Il s'agit principalement de tester (1) l'effet de la vitesse de convergence, (2) l'effet du taux d'érosion et de sédimentation, et (3) l'effet de la rhéologie de la croûte continentale, tant pour la plaque en subduction que pour la plaque supérieure.

Nom de l'expérience	vitesse de convergence (mm.an ⁻¹)	taux d'érosion sédimentation (m ² .an ⁻¹)	"Matériel" utilisé			
			Plaque en subduction		Plaque supérieure	
			Croûte sup.	Croûte inf.	Croûte sup.	Croûte inf.
Alps_06	6	3000	Quartz	Diabase	Quartz	Diabase
Effet du taux de convergence						
Alps_03	3	3000	Quartz	Diabase	Quartz	Diabase
Alps_09	9	3000	Quartz	Diabase	Quartz	Diabase
Alps_12	12	3000	Quartz	Diabase	Quartz	Diabase
Alps_30	30	3000	Quartz	Diabase	Quartz	Diabase
Effet du taux d'érosion						
Alps_06_eros1500	6	1500	Quartz	Diabase	Quartz	Diabase
Alps_06_eros500	6	500	Quartz	Diabase	Quartz	Diabase
Effet de la rhéologie de la croûte continentale						
Alps_06_QQ_QQ	6	3000	Quartz	Quartz	Quartz	Quartz
Alps_06_DD_DD	6	3000	Diabase	Diabase	Diabase	Diabase
Alps_06_QQ_DD	6	3000	Quartz	Quartz	Diabase	Diabase
Alps_06_DD_QQ	6	3000	Diabase	Diabase	Quartz	Quartz

Tableau III-1 : Paramètres testés lors de la modélisation de la subduction continentale

De même que pour l'étude de la subduction océanique, une expérience de référence a été choisie. Il s'agit de l'expérience « Alps_06 » (vitesse de convergence totale égale à 6 mm.an⁻¹). Cette expérience, décrite précisément dans le paragraphe suivant, servira d'expérience témoin pour l'étude de l'effet des autres paramètres.

4-2. Résultats pour l'expérience de référence

L'expérience de référence « Alps_06 » implique deux lithosphères continentales dont la croûte est constituée de deux couches (fig. III-11). L'âge thermotectonique de ces deux lithosphères est de 115 Ma. La vitesse de raccourcissement totale appliquée sur les bords est de 6 mm.an⁻¹. Le taux d'érosion - sédimentation est, lui, fixé à 3000 m².an⁻¹.

4-2.1. Evolution générale au cours du temps

La figure III-12 présente les morphologies obtenues pour ce modèle au bout de 5,10, 15 et 20 Ma.

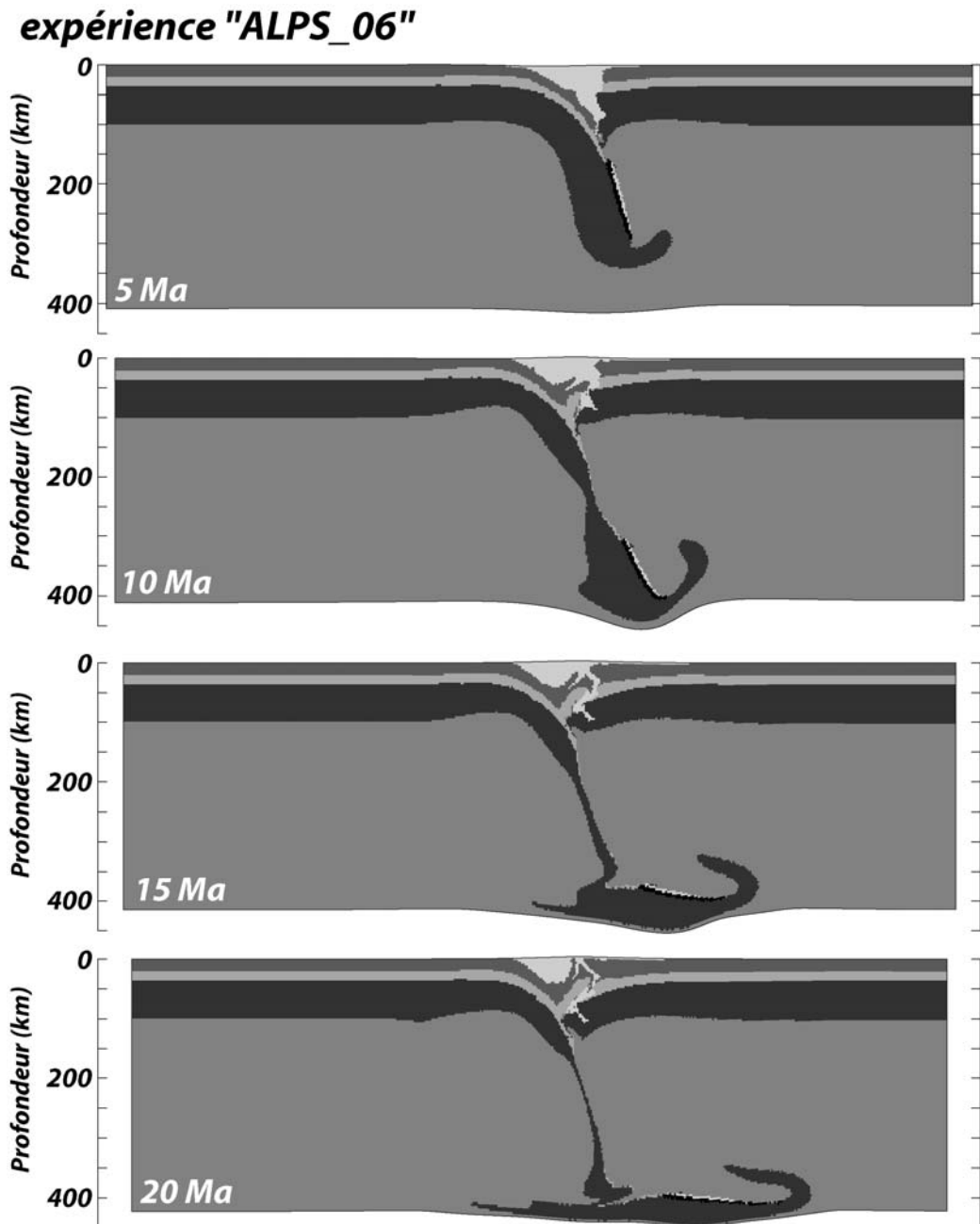


Figure III-12 : Evolution morphologique générale de l'expérience continentale standard (exp. Alps_06) au cours des 20 premiers Ma de l'expériences. Les légendes de couleur sont les mêmes que dans la figure III-10.

Pendant les 5 premiers Ma de l'expérience, la lithosphère continentale s'enfouit en profondeur. Le processus d'exhumation débute dès 5 Ma environ. Au même moment, la partie océanique de la lithosphère en subduction se détache du panneau plongeant. 15 Ma sont ensuite nécessaires au matériel continental situé le plus profondément pour arriver en surface. Cette exhumation semble se faire rapidement dans ses premiers stades. En effet, dès 10 Ma, ces roches en exhumation se trouvent déjà au niveau de la base de la croûte continentale (~35-40 km). En revanche, la suite de l'exhumation s'effectue plus lentement. Ainsi, s'il n'a fallu que ~5 Ma à ces roches pour parcourir 60 à 65 km verticalement, 10 Ma sont encore nécessaires avant qu'elles n'atteignent la surface.

4-2.2. Contrôle de l'évolution de la topographie

Le contrôle de l'évolution topographique constitue le premier test de validité pour notre modèle. L'évolution de la topographie, tout au long de l'expérience, est présentée sur la figure III-13.

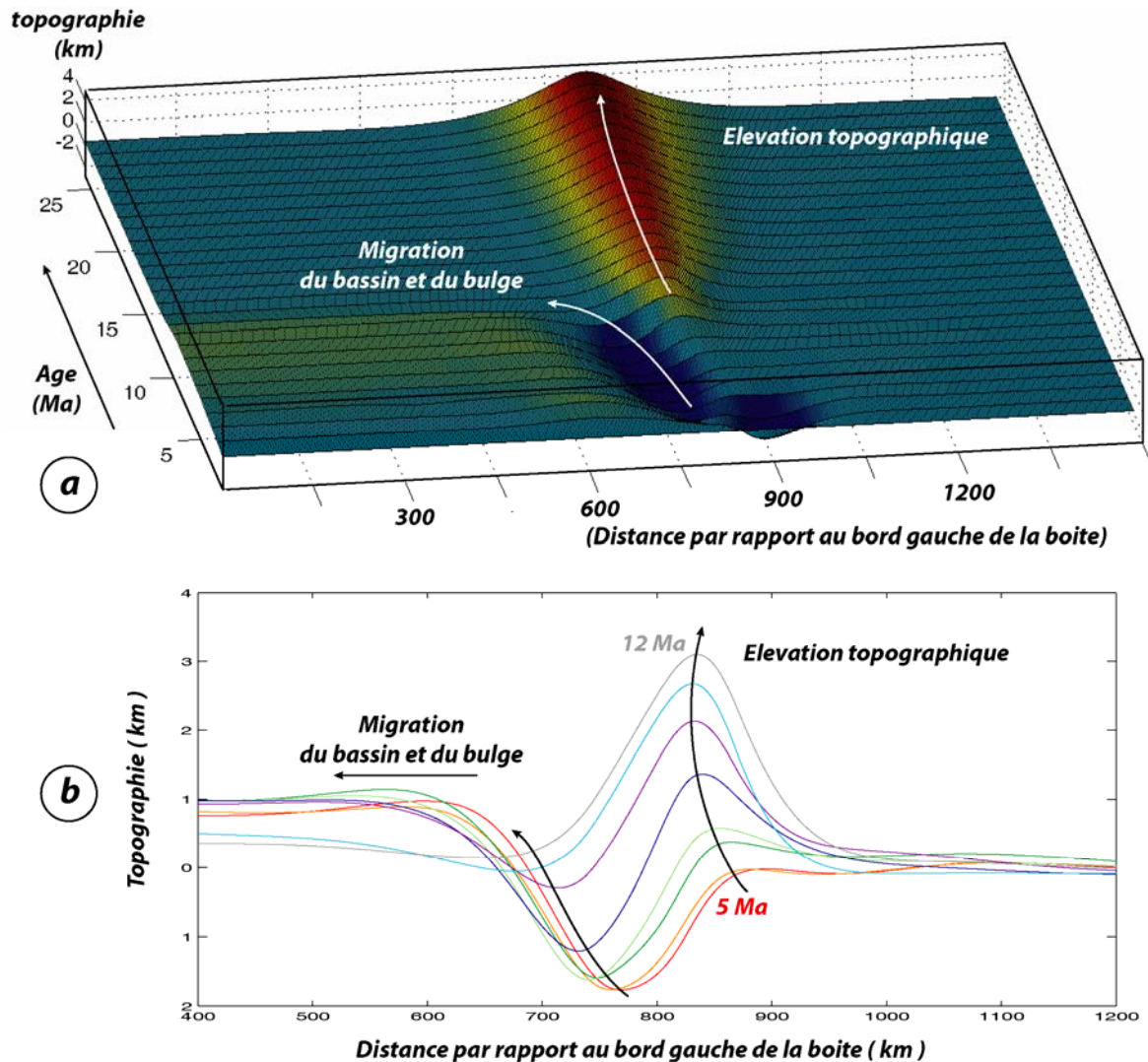


Figure III-13 : Evolution de la topographie au cours du temps (modèle « Alps_06 »). (a) Bloc 3D présentant les profils topographiques tous les Ma. (b) Evolution de la topographie au passage subduction-collision, entre 5 et 12 Ma.

La topographie apparaît réaliste pour toute la durée de l'expérience. En effet, la différence d'altitude, pour un âge donné entre le point de topographie le plus bas dans la fosse de subduction et le point le plus haut n'excède jamais 4 km et évolue entre -2 et 4 km au cours du temps (fig. III-13).

L'évolution de cette topographie permet également d'étudier le passage de la subduction continentale vers la collision. La zone de flexure due à la subduction ainsi que le bassin associé migrent dans la direction opposée à celle de la subduction avant de disparaître vers 15 Ma et de laisser la place à la formation d'un orogène.

4-2.3. Chemins P-T-t obtenus et comparaison avec les chemins P-T-t naturels

Les chemins P-T obtenus pour l'ensemble des pointeurs situés dans la croûte continentale sont présentés sur la figure III-14. Une étude plus précise pour certains d'entre eux se trouve également sur la figure III-15.

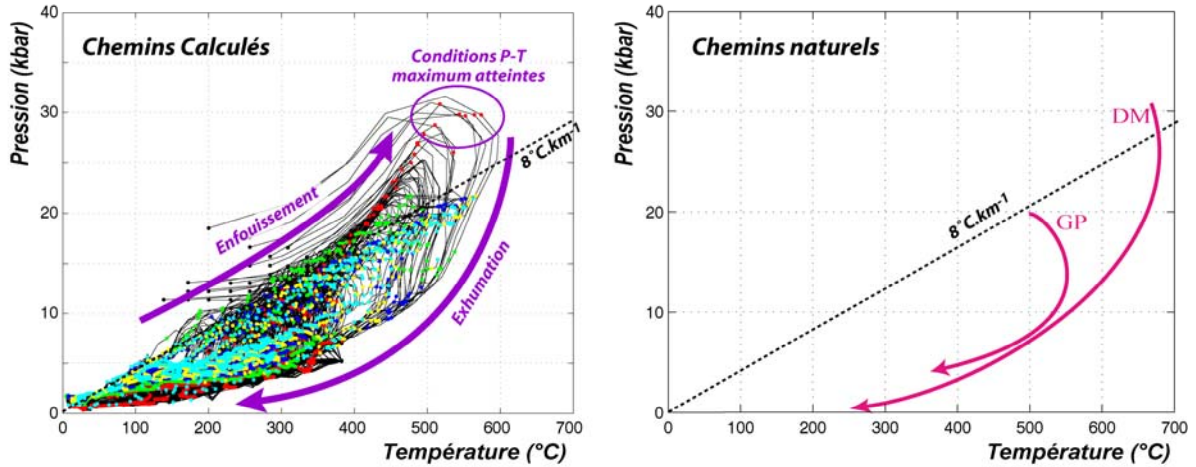


Figure III-14: A gauche, évolution P-T de l'ensemble des pointeurs stables situés au sein de la croûte continentale supérieure (Modèle Alps_06). A droite, chemins P-T naturels pour les unités continentales exhumées pour les Alpes (cf. §2).

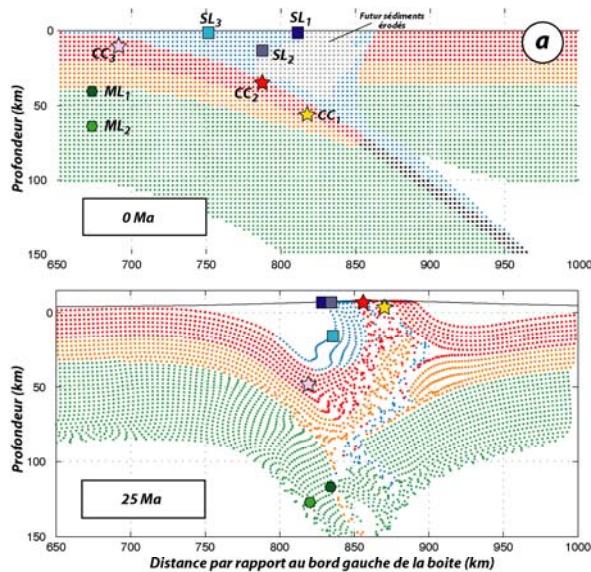
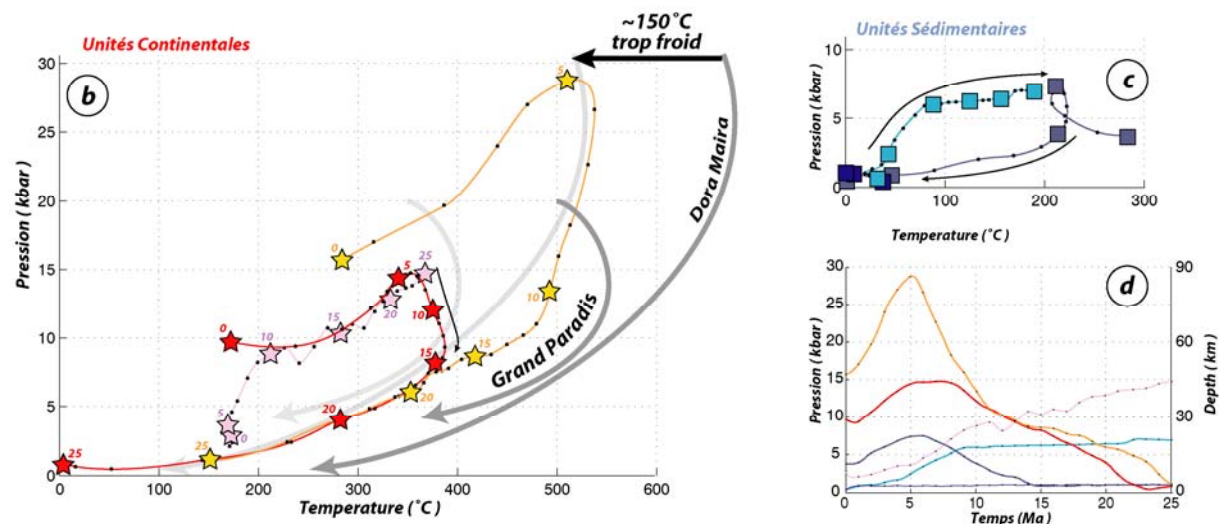


Figure III-15: (a) position des marqueurs au début et à la fin de l'expérience. (b) exemple de chemins P-T pour les pointeurs situés dans la croûte continentale et comparaison avec les chemins P-T naturels des Alpes (c) Evolution P-T des marqueurs situés dans le prisme (d) Evolution de la pression (ou profondeur) pour l'ensemble de ces marqueurs en fonction du temps.



Les valeurs de pics de pression maximum atteintes obtenues au niveau du modèle « Alps_06 » sont en très bon accord avec les valeurs naturelles (fig. III-14 et III-15-b). En revanche, les températures calculées sont un peu plus froides (~150°C) que les valeurs réelles (fig. III-15-b). Plusieurs explications peuvent être proposées. Au sein des modèles, la production de chaleur visqueuse (PCV) n'est pas prise en compte (fig. III-16) comme le font, par exemple, Burg et Gerya (2005).

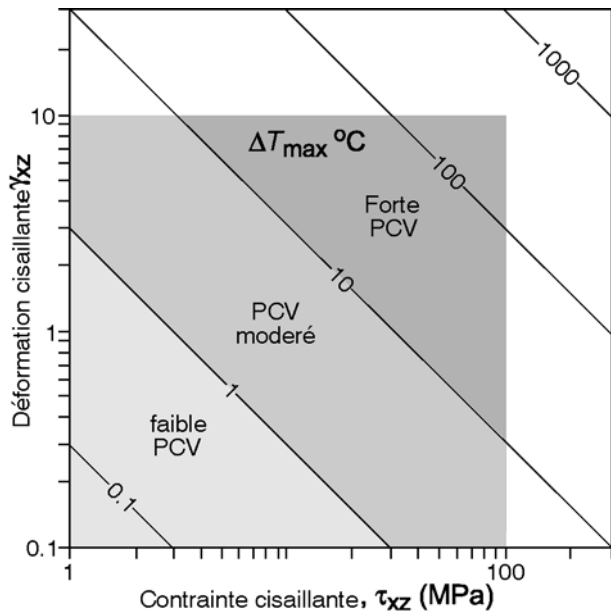


Figure III-16 : Effet de la production de chaleur visqueuse (PCV) sur la température du métamorphisme (D'après Burg et Gerya, 2005).

La prise en compte de cette production de chaleur permettrait donc d'augmenter nos températures de près de 100°C, nous rapprochant considérablement des données naturelles. On doit également noter que, ni la chaleur latente, ni la fusion partielle ne sont prises en compte dans les modèles.

Concernant les vitesses d'exhumation, la figure III-15-d présente l'évolution de la pression en fonction du temps. En supposant l'absence de surpressions tectoniques (cf. §1-4. du Chap.1 et justification ci-après) les vitesses d'exhumation correspondantes sont celles présentées en figure III-17 où les vitesses d'exhumation moyennes pour les pointeurs en exhumation (dans l'expérience "Alps_06" sont également rappelées. Après 5 Ma d'enfouissement, l'exhumation de croûte continentale se fait très rapidement avec des vitesses supérieures à 10 mm.an⁻¹.

Moyenne des taux d'exhumation pour les pointeurs en exhumation

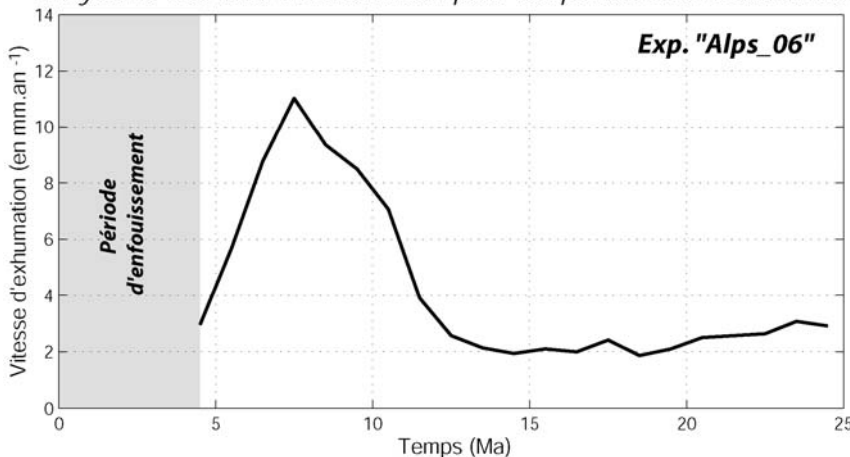


Figure III-17 : Moyenne des vitesses d'exhumation pour les pointeurs en exhumation pour l'expérience "Alps_06".

La bonne corrélation des résultats obtenus au travers de ce modèle avec les données naturelles nous permet à présent d'aborder les mécanismes par lesquels s'est produit l'exhumation.

4-2.3. Etude mécanique du processus d'exhumation

La figure III-18 présente la position des pointeurs au stade initial ainsi que son géotherme.

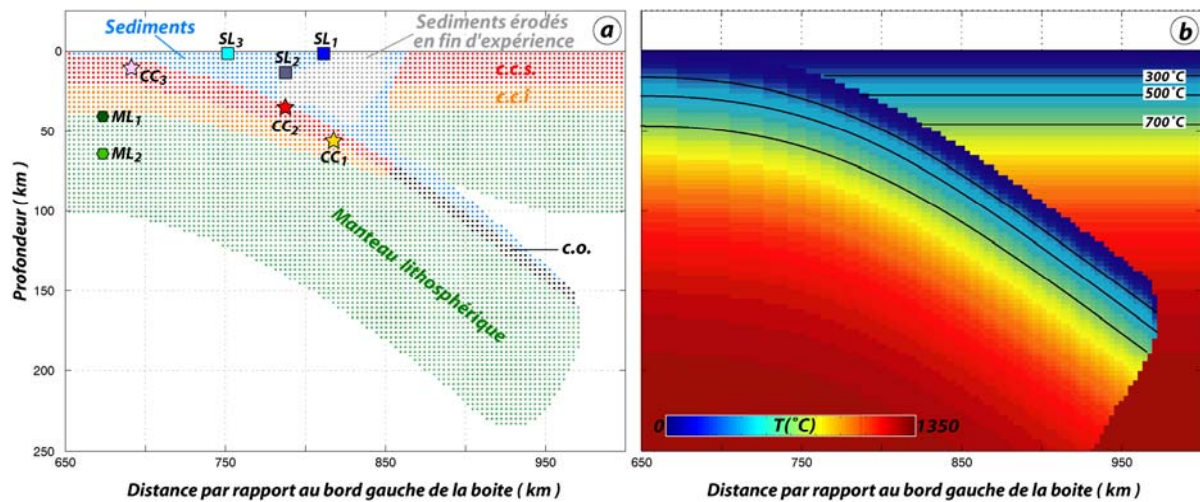
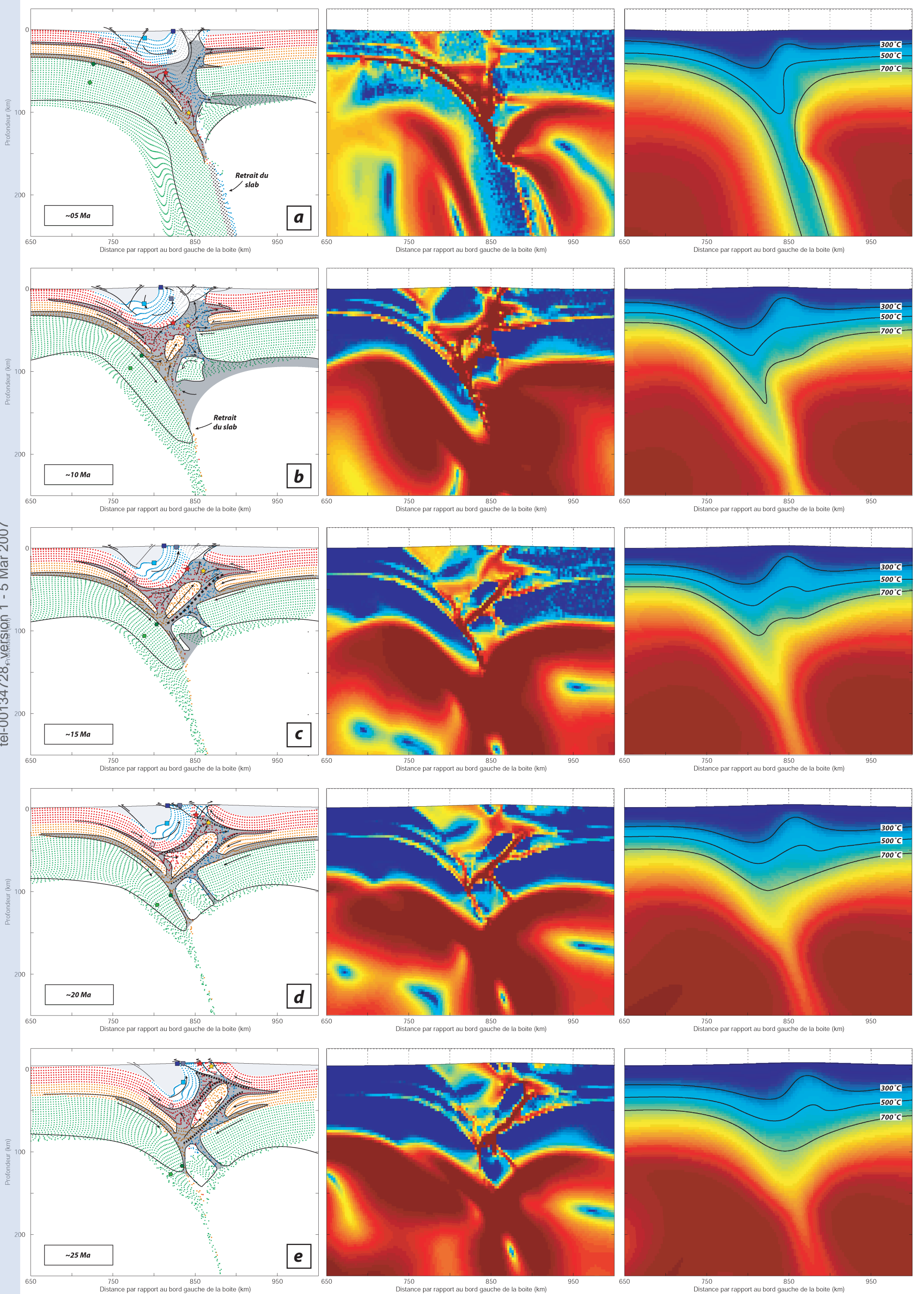


Figure III-18 : Zoom sur la zone d'étude à l'étape initiale de la simulation. (a) Visualisation des marqueurs situés au centre des mailles. (Abréviations : c.c.s, croûte continentale supérieure ; c.c.i., croûte continentale inférieure ; c.o., croûte océanique.). (b) Géotherme initial pour la zone correspondante.

La comparaison du géotherme et du taux de déformation (fig. III-19) permet de suivre le trajet de chaque particule au cours du temps et de suivre, par la même occasion, l'environnement (ductile ou cassant) dans lequel elles évoluent.

Il convient de se méfier du tout premier pas d'enregistrement, encore sous l'influence des conditions initiales. Cependant, nous avons montré que la stabilisation du géotherme océanique se fait très rapidement (< 2 Ma ; cf. Chap. 2). Il est donc probablement légitime de considérer, qu'au bout de quelques millions d'années, le modèle de subduction continentale est aussi suffisamment stable. Le paragraphe suivant revient sur cette figure III-19 et en décrit les différentes étapes.

Figure III-19 : Position des pointeurs, taux de déformation et structure thermique au cours du temps pour l'expérience « Alps_06 » (voir texte).



- Entre 0 et 5 Ma (fig. III-19a) :

Durant les cinq premiers Ma de l'expérience, on assiste à l'enfouissement de l'ensemble de la plaque lithosphérique en subduction. Le pointeur CC_1 (équivalent à Dora Maira) atteint des profondeurs proches de 100 km. Le pointeur CC_2 (équivalent au Grand Paradis) est, lui, enfoui à près de 50 km de profondeur. La déformation à ces endroits est ductile et intense. Les limites fragile-ductile (FD) se situent respectivement à ~20 km de profondeur (températures proches de 350-400°C) pour la croûte supérieure et à ~40 km de profondeur (températures proches de 600°C) pour la croûte inférieure. Ces limites constitueront donc des zones de découplage privilégiées.

De plus, on observe un système de failles (en 'pop-up') à l'avant du prisme sédimentaire. En arrière de celui-ci, les sédiments du prisme constituent un « bloc rigide » qui ne se déforme pas ou peu.

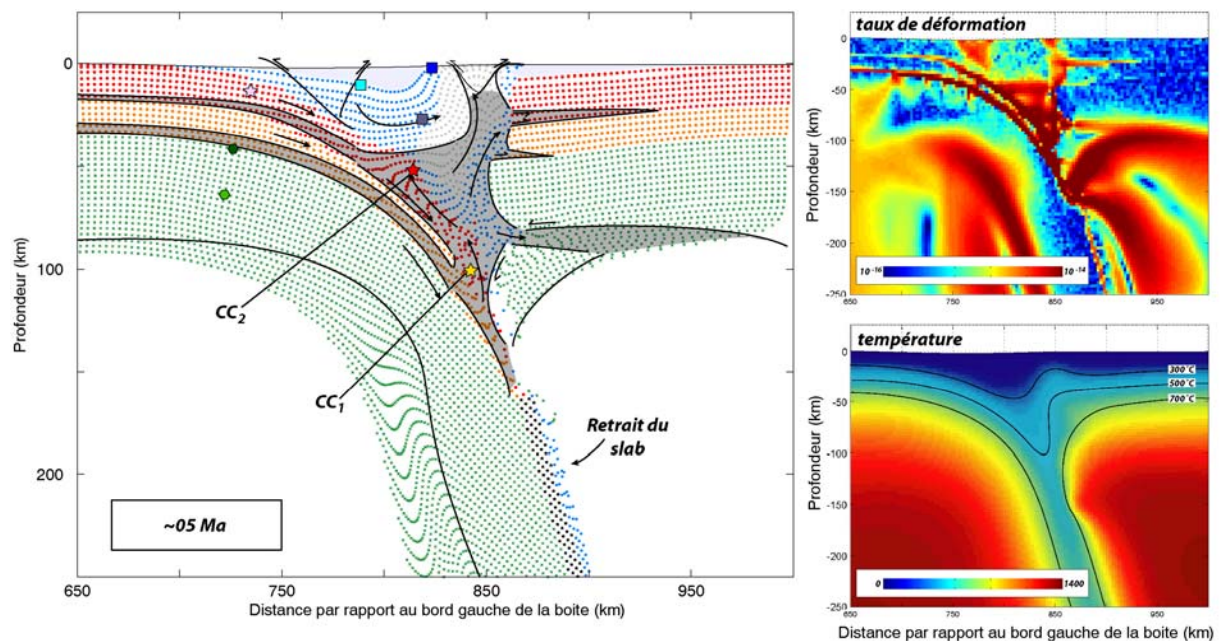


Figure III-19-a: Position des pointeurs, taux de déformation et structure thermique au bout de 5 Ma d'expérience. En gris est présenté la partie ductile. Les flèches indiquent les sens d'exhumation et les demi-flèches, les vergences des failles en surface.

- Entre 5 et 10 Ma (fig. III-19b) :

Pour ce qui est de la croûte continentale, les pointeurs CC_1 et CC_2 , toujours en domaine ductile, remontent par contraste de densité. Cette exhumation est rapide en particulier pour le pointeur CC_1 qui se situe à présent entre 40 et 50 km de profondeur. La direction de cette exhumation est à environ 90° de la direction de plongement de la plaque. Elle se fait à partir du **point S1**, point de découplage entre la croûte inférieure et la lithosphère. Le point CC_2 suit un trajet d'exhumation parallèle similaire, également à ~90° de la direction de plongement. L'origine de cette exhumation constitue le **point S2**, point de découplage entre la croûte supérieure et la croûte inférieure. L'exhumation s'effectue à l'arrière du prisme.

Au niveau des sédiments du prisme, le bloc « rigide » se déplace par rotation autour du point fixe (**point F**) placé au niveau de SL_1 . Les sédiments ne sont pas enfouis plus profond que 50 km. Les failles localisées à l'aplomb de la zone d'exhumation sont plutôt à vergence vers le coté droit du modèle.

La partie lithosphérique découplée de la croûte s'enfonce en profondeur sans subir de déformation.

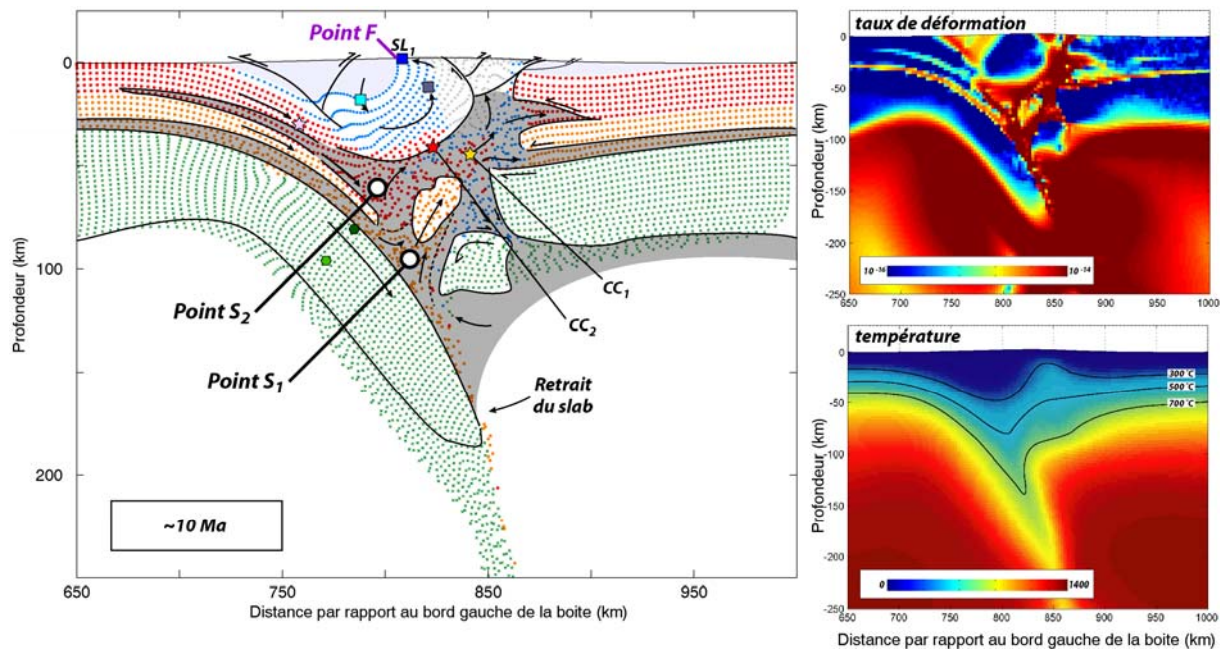


Figure III-19-b: Position des pointeurs, taux de déformation et structure thermique au bout de 10 Ma d'expérience.

- Entre 10 et 15 Ma (fig. III-17c) :

L'exhumation de CC_1 et CC_2 se produit toujours dans la même direction à partir des *points* $S1$ et $S2$ mais de façon beaucoup plus lente. Le découplage de la croûte de la lithosphère supérieure se développe à présent considérablement. Le point CC_3 , appartenant à la croûte supérieure de la plaque en subduction, continu d'être enfoui. Le système de failles situé à l'avant du prisme est toujours actif. Les sédiments du « bloc rigide » continuent de tourner passivement autour du *point* F . La croûte océanique est, à présent, détachée du système et n'a donc plus d'effets sur ce système.

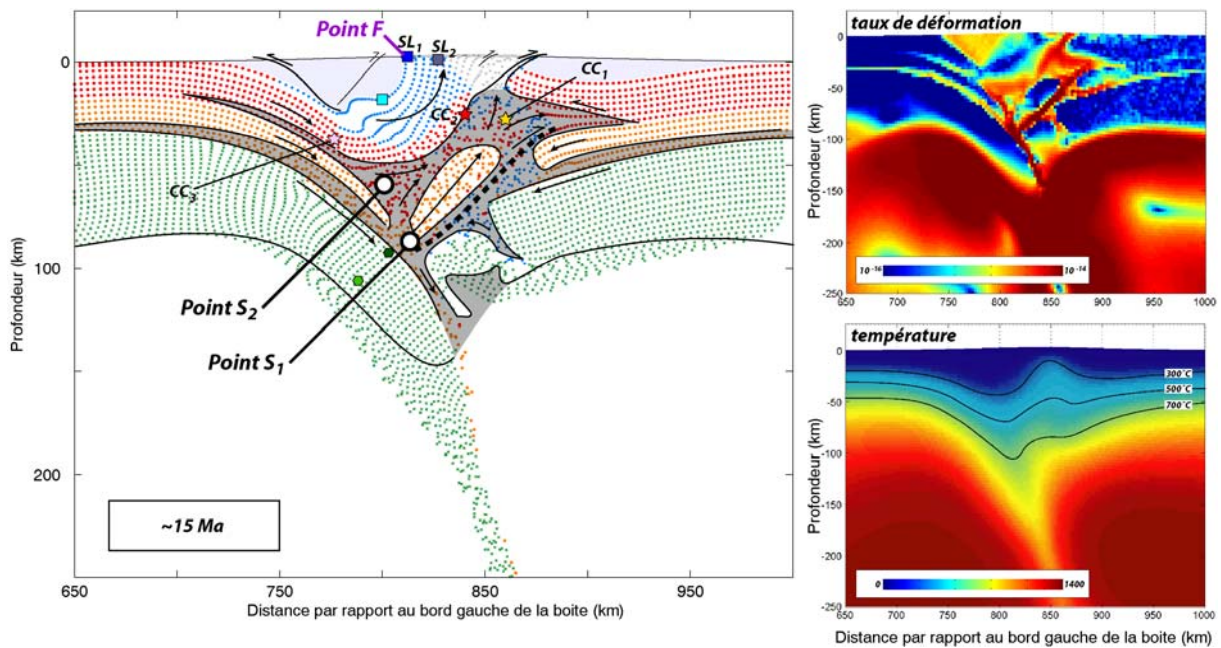


Figure III-19-c: Position des pointeurs, taux de déformation et structure thermique au bout de 15 Ma d'expérience.

- Entre 15 et 20 Ma (fig. III-19d) :

L'exhumation des pointeurs CC_1 et CC_2 qui atteignent la partie cassante du prisme est à présent très lente alors que le pointeur CC_3 continue à être enfoui en profondeur (~ 40 km). Cette étape marque, par ailleurs, un changement de vergence des grandes failles en surface. Elles semblent venir s'enraciner sur la grande zone de cisaillement née de la partie ductile située entre la croûte supérieure et la croûte inférieure de la lithosphère de la plaque supérieure. Le trajet d'exhumation se fait donc dans la direction opposée à celle du plongement de la lithosphère en subduction. Les sédiments du « bloc rigide » du prisme gardent néanmoins le même comportement général de rotation autour du *point F* même s'il est affecté par des failles inverses en surface.

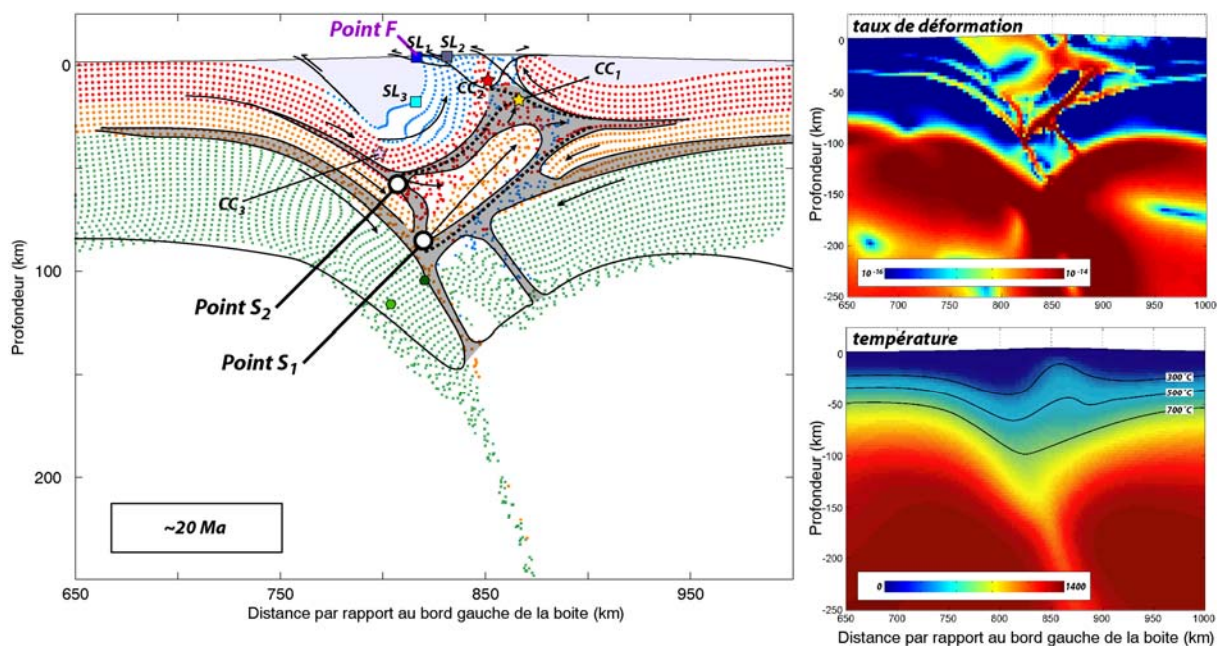


Figure III-19-d: Position des pointeurs, taux de déformation et structure thermique au bout de 20 Ma d'expérience.

- Entre 20 et 25 Ma (fig. III-19e) :

La bande de cisaillement enracinée à la base de la croûte supérieure de la plaque supérieure joue maintenant un rôle majeur. Les failles situées en surface sont toutes dirigées vers l'avant pays. L'état de collision semble déjà initié.

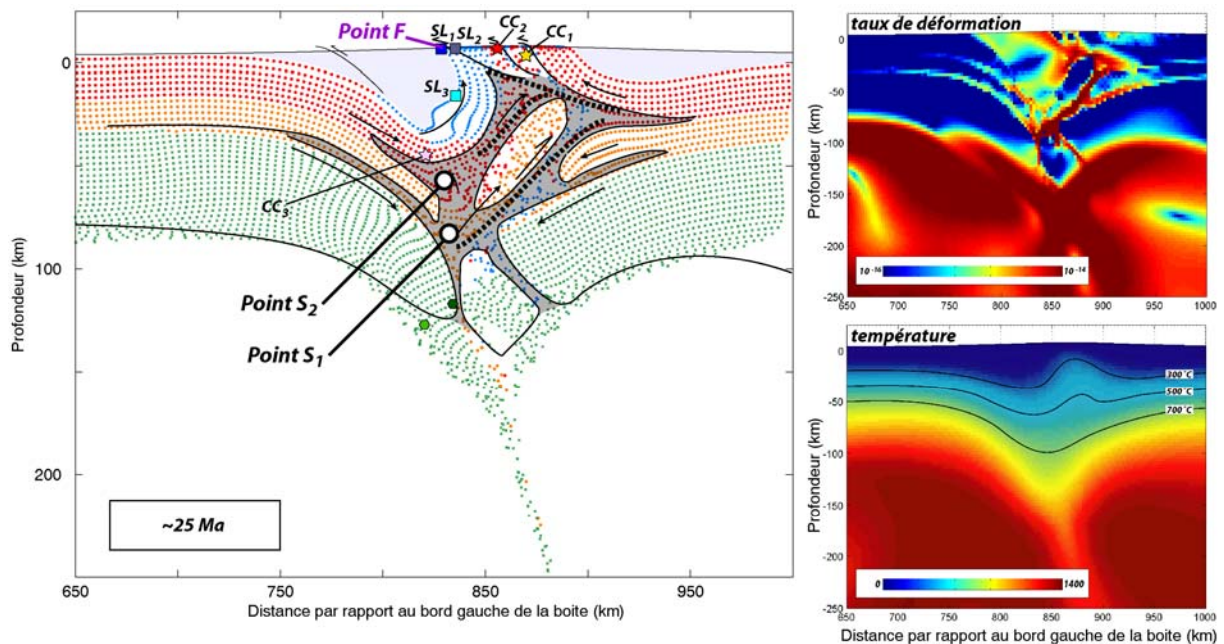


Figure III-19-e: Position des pointeurs, taux de déformation et structure thermique au bout de 25 Ma d'expérience.

4-3. Bilan sur les mécanismes d'exhumation en contexte de subduction continentale

L'ensemble des observations faites sur ce modèle « Alps_06 » permet de dégager quelques points importants quant à l'exhumation en contexte de subduction continentale :

- L'exhumation du matériel continental, conformément aux observations naturelles, se déroule à l'arrière du prisme. Les roches exhumées sont donc passées en profondeur sous le prisme d'accrétion avant de remonter en surface.

- Les **couches ductiles** de la croûte continentale jouent un rôle majeur dans les processus d'exhumation de matériel continental. En effet, c'est au niveau des **points S1 et S2**, que se font respectivement les découplages entre la lithosphère mantellique et la croûte continentale inférieure ainsi qu'entre la croûte continentale inférieure et supérieure. Ces points S1 et S2 restent **fixes** au cours du temps **sans** que l'on ait besoin de les imposer comme conditions aux limites (contrairement à Pfiffner et al., 2000, par exemple). Ils constituent les points à partir desquels s'initie l'exhumation de la croûte continentale inférieure (Point S1) et de la croûte continentale supérieure (Point S2). *In fine*, l'exhumation de croûte inférieure entraîne la partie de croûte supérieure située juste au-dessus. Elle permet l'arrivée en surface de matériel de croûte supérieure mais n'est jamais exhumée. Elle semble en effet venir se sous-plaquer sous la croûte continentale supérieure de la plaque lithosphérique sous laquelle s'effectue la subduction.

- Il existe **deux étapes durant l'exhumation**. La première, en domaine profond et ductile, se fait par contraste de densité. Les vitesses d'exhumation y sont rapides et la remontée se fait avec une vergence à 90° de la direction de plongement. La deuxième étape, plus tardive se fait à partir de 40-50 km de profondeur, quand le matériel devient peu à peu plus résistant et où le contraste de densité entre la croûte subductée et l'encaissant est réduit. Cette étape est alors contrôlée par l'érosion et les processus tectoniques de surface.

- Au sein du **prisme sédimentaire**, les sédiments se comportent comme un « bloc rigide » en rotation autour d'un **point fixe F**. Le pointeur SL_I situé en ce point depuis le début de l'expérience, n'est en effet, jamais enfoui ni érodé. Ceci expliquerait pourquoi les Schistes lustrés que l'on trouve à cet endroit dans les Alpes datent de la subduction océanique.

- Il n'existe pas de surpression tectonique au sein de la croûte continentale pendant toute la durée de l'expérience (fig. III-20).

- Enfin, ce modèle ne présente pas d'exhumation de matériel océanique éclogitisé. Celui-ci est enfoui inexorablement dans le manteau.

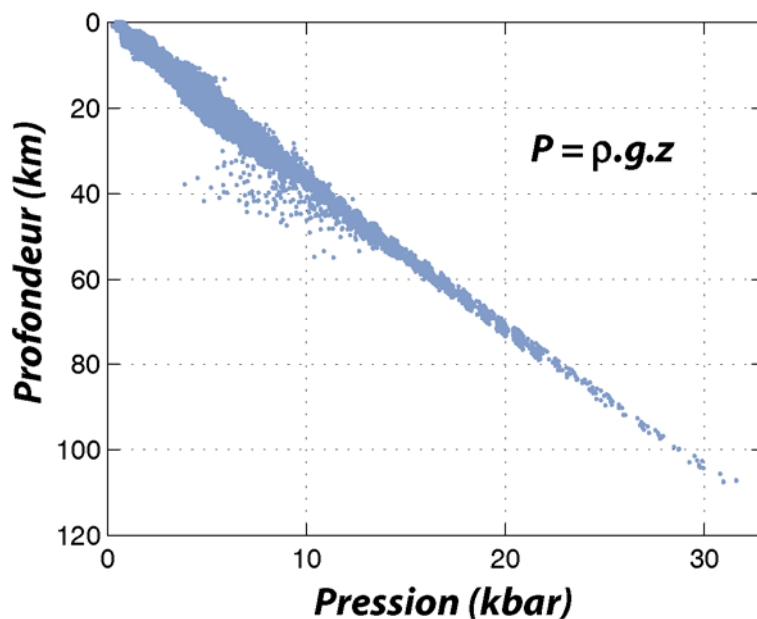


Figure III-20: Pression en fonction de la profondeur pour l'ensemble des pointeurs appartenant à la croûte continentale supérieure.

Les résultats obtenus pour cette expérience, en accord avec les données naturelles (sauf pour ce qui concerne les roches océaniques non-exhumées dans les modèles; ce point sera discuté plus loin dans le Chap.5, p.232), permettent donc d'expliquer les mécanismes qui interviennent au niveau de l'exhumation. L'étude paramétrique suivante va maintenant servir à déterminer les paramètres qui permettent une telle exhumation et à quantifier leurs influences respectives.

4-4. Etude paramétrique

Les évolutions générales pour chacun des modèles sont présentées en annexes (annexe K). On y trouve pour chaque expérience, les sorties graphiques à 5-10-15 et 20Ma. Une étude plus ciblée sur les paramètres testés est présentée ici.

4-4.1. Influence du taux de convergence

Il y a deux façons de regarder l'influence du taux de convergence (fig. III-21). La première, en se plaçant à quantité de raccourcissement fixe, et la seconde à un temps donné.

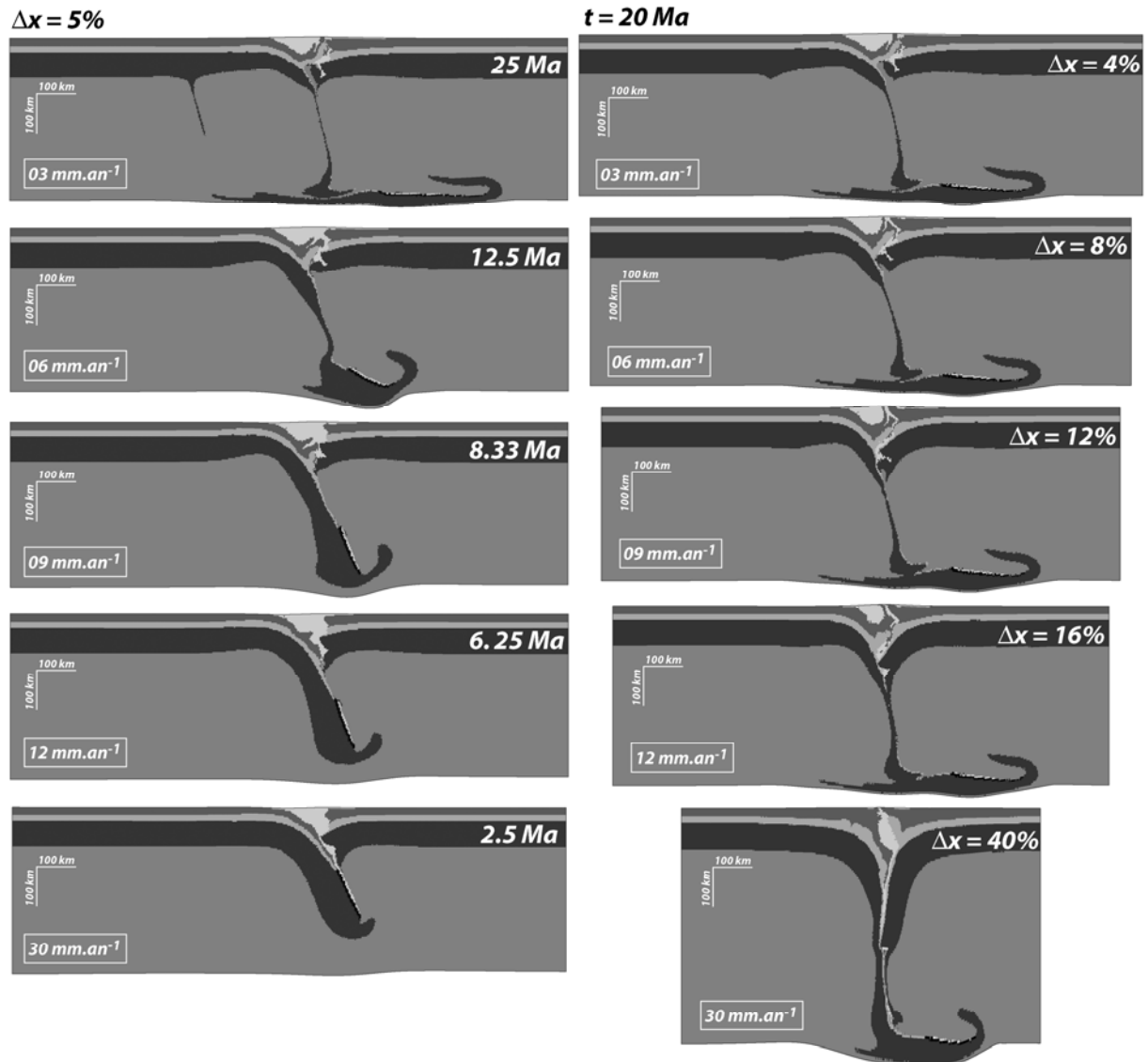


Figure III-21 : Influence de la vitesse de convergence sur la subduction continentale pour un taux de raccourcissement équivalent de 5% (gauche) et pour un temps donné (droite).

Pour une quantité de raccourcissement fixée, l'exhumation de matériel continental est d'autant plus importante que la vitesse de convergence appliquée est élevée. Pour un âge donné, on observe que les morphologies des modèles dont les vitesses de convergence sont inférieures à $\sim 15 \text{ mm.an}^{-1}$ sont similaires. En revanche, dans le cadre de l'expérience où la vitesse de convergence est de 30 mm.an^{-1} , aucune exhumation n'est observée.

De même, la figure III-22 montre que dès l'instant où l'exhumation est réalisée, les vitesses d'exhumation sont similaires, quelle que soit la vitesse de convergence. En effet, dans toutes les expériences où la vitesse de convergence est inférieure à 15 mm.an^{-1} on observe une première étape d'enfouissement ($\sim 5 \text{ Ma}$), une étape d'exhumation rapide avec un pic à $10\text{-}12 \text{ mm.an}^{-1}$ après 8 Ma d'expérience, puis une décroissance des vitesses d'exhumation.

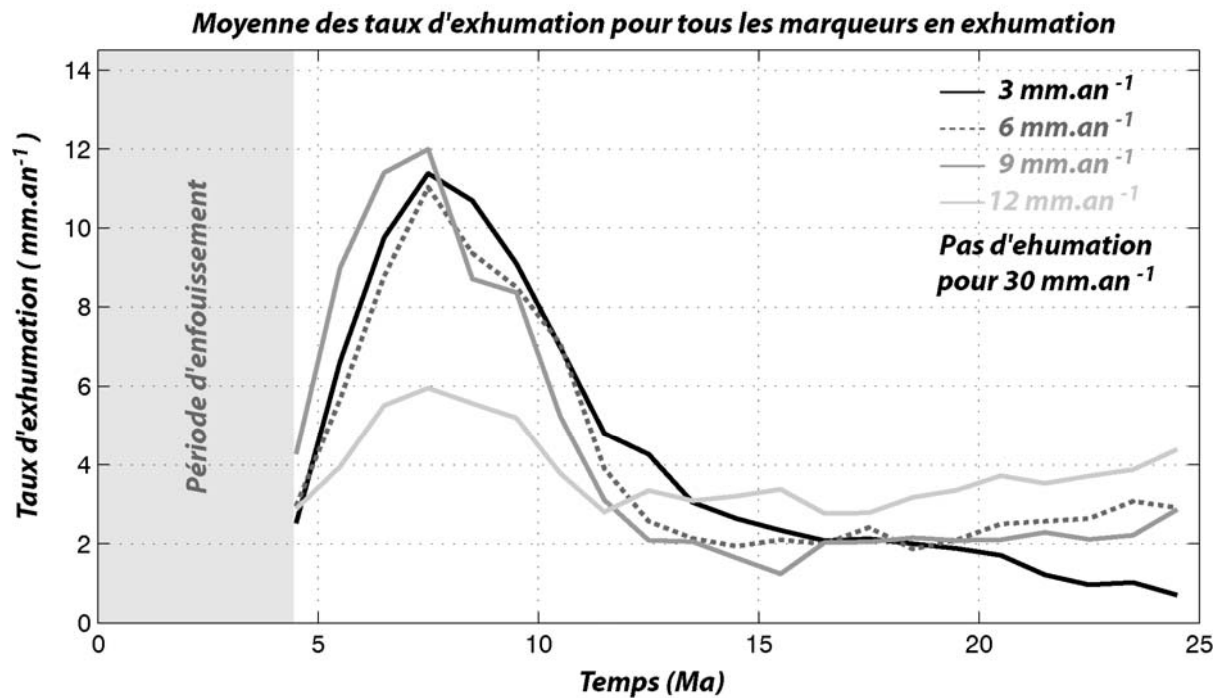


Figure III-22: Evolution de la vitesse d'exhumation moyenne pour les pointeurs en exhumation en fonction de la vitesse de convergence.

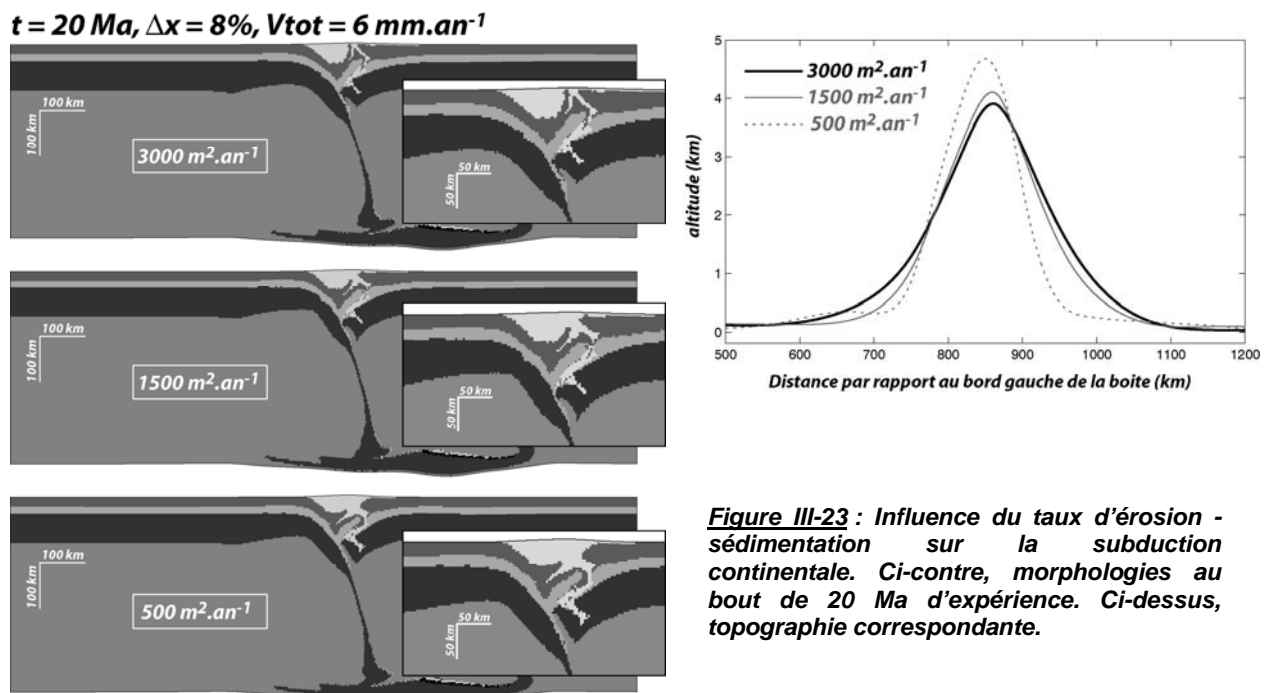
La vitesse de convergence a donc un effet limitant sur les processus d'exhumation des roches dans le sens où si celle-ci est trop élevée ($> 1.5 \text{ cm.an}^{-1}$) l'exhumation se trouve annihilée. En revanche, dans les gammes de valeurs où cette exhumation est possible, cette vitesse de convergence n'affecte pas la vitesse d'exhumation.

Enfin, dans nos expériences, les vitesses de convergence lentes nécessaires à l'exhumation de matériel crustal sont à mettre en relation avec le fait que le géotherme utilisé est un géotherme chaud (115 Ma). Dans les études précédentes menées par Toussaint et al. (2004a,b), les vitesses utilisées pour la subduction continentale sont de l'ordre de 5 cm.an^{-1} . Ces vitesses associées à des géothermes plus froids, sont utilisées pour modéliser une zone de collision continentale de type Himalaya. Dans ces expériences, la croûte continentale est emmenée très profondément et l'on n'observe jamais d'exhumation de roches métamorphiques ce qui est toutefois en contradiction avec la présence d'éclogites UHP à coésite (par ex., Kaghan Valley, Pognante & Spencer, 1991 ; Tso Moriri unit, De Sigoyer et al., 1997).

4-4.2. Influence du taux d'érosion

Deux expériences complémentaires ont été effectuées afin de voir quelle serait l'influence du taux d'érosion-sédimentation sur l'exhumation syn-convergence. Dans la première (exp. Alps_06_eros1500, voir annexe K), le taux d'érosion est divisé par deux ($1500 \text{ m}^2.\text{an}^{-1}$). Dans la seconde (exp. Alps_06_eros500, voir annexe K), le taux d'érosion est divisé par six ($500 \text{ m}^2.\text{an}^{-1}$).

La figure III-23 montre que si la topographie obtenue en fin d'expérience est peu différente d'une expérience à l'autre, l'exhumation se trouve, elle, très diminuée lorsque l'érosion est faible. L'érosion joue un rôle important, on l'a vu, dans le processus d'exhumation, notamment lors de la dernière étape d'exhumation où elle devient prépondérante. En revanche, en ce qui concerne la première étape d'exhumation profonde, il apparaît qu'elle se déroule de la même façon dans les 3 expériences, comme l'illustrent les morphologies simultanées de la figure III-23.



Cette observation se trouve confirmée par l'étude des vitesses d'exhumation de ces trois expériences (fig. III-24) ainsi que par l'étude de l'évolution P-T des pointeurs situés au sein de la croûte supérieure. Ces modèles montrent que les vitesses rapides d'exhumation du premier stade réalisé en profondeur sont similaires. La différence nette se situe au niveau des pointeurs en exhumation (% exhumés, fig. III-24-B), et non pour ceux en enfouissement qui sont aussi nombreux selon les expériences.

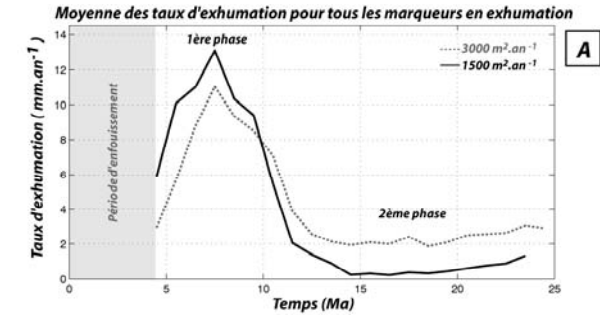
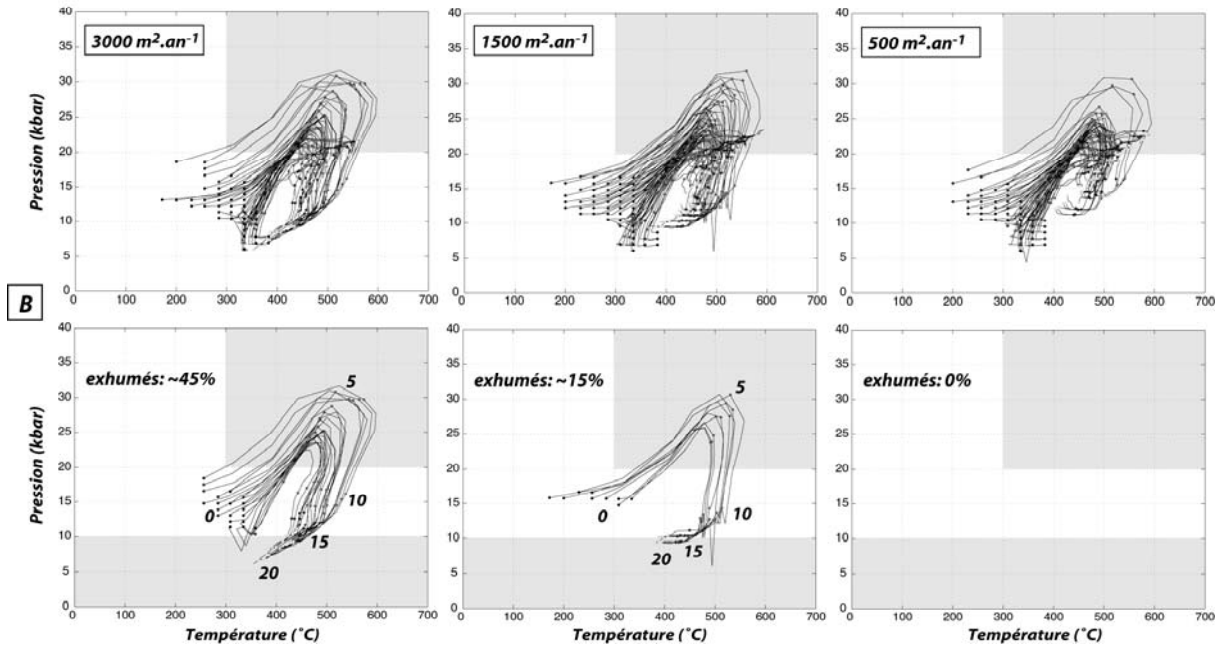


Figure III-24: (A) Evolution de la vitesse d'exhumation moyenne pour les pointeurs en exhumation en fonction du taux d'érosion (B) Evolution sur 20 Ma des chemins P-T-t en fonction du taux d'érosion. En haut, ensemble des pointeurs qui atteignent les gammes de pressions et de températures respectivement de 20-40 kbar et 300-700°C. En bas, mêmes chemins mais seuls ceux exhumés sous 10 kbar sont représentés.



4-4.3. Influence de la rhéologie de la lithosphère continentale

L'expérience standard « Alps_06 » faisait intervenir de part et d'autre de la zone de subduction deux lithosphères identiques dont la croûte était caractérisée par un système bi-couche composé de quartz et de diabase, simulant respectivement la croûte supérieure et inférieure (croûte QD, fig. III-25). La présence de ces deux niveaux à caractère ductile au sein de la croûte était d'ailleurs responsable de la présence de deux points S à partir desquels s'effectuait l'exhumation (cf. §4-2.3). Ce système à deux couches n'est cependant pas le plus fréquemment utilisé (Burov et al., 2001 ; Toussaint et al., 2004a,b). Deux autres types de croûte continentale ont donc été testés, la croûte QQ composée uniquement de quartz et la croûte DD composée uniquement de diabase (fig. III-25). Ces deux types de lithosphère ont alors été appliqués de part et d'autre de la zone de subduction avec toutes les permutations possibles (fig. III-26).

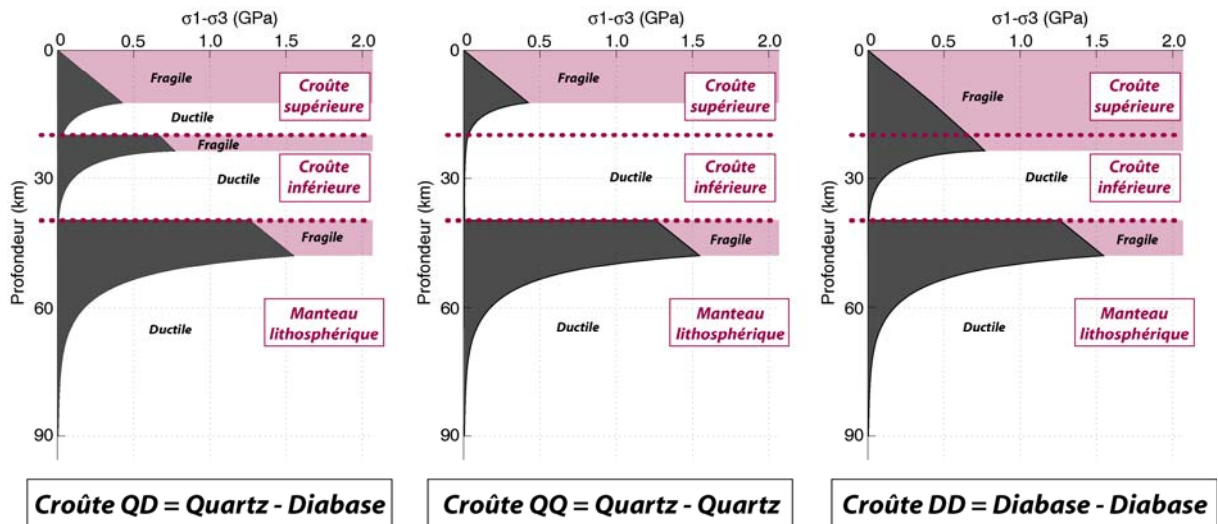


Figure III-25 : Différents types de croûtes continentales testées.

Les résultats obtenus après 20 Ma d'expérience sont présentés sur la figure III-26. Aucune de ces expériences ne présente d'exhumation.

La présence d'une mono-couche très résistante (croûte DD) au niveau de la plaque en subduction ne permet pas de découplage de la croûte et du manteau lithosphérique. L'ensemble de la lithosphère se trouve alors enfoui très profondément sans possibilité d'être exhumé.

La présence d'une mono-couche peu résistante (croûte QQ) permet au contraire un découplage très important et qui intervient très tôt. Le matériel n'a pas le temps d'être enfoui en profondeur.

La présence d'un système mono-couche pour la croûte continentale ne permet donc pas d'exhumer des roches de HP-UHP vers la surface.

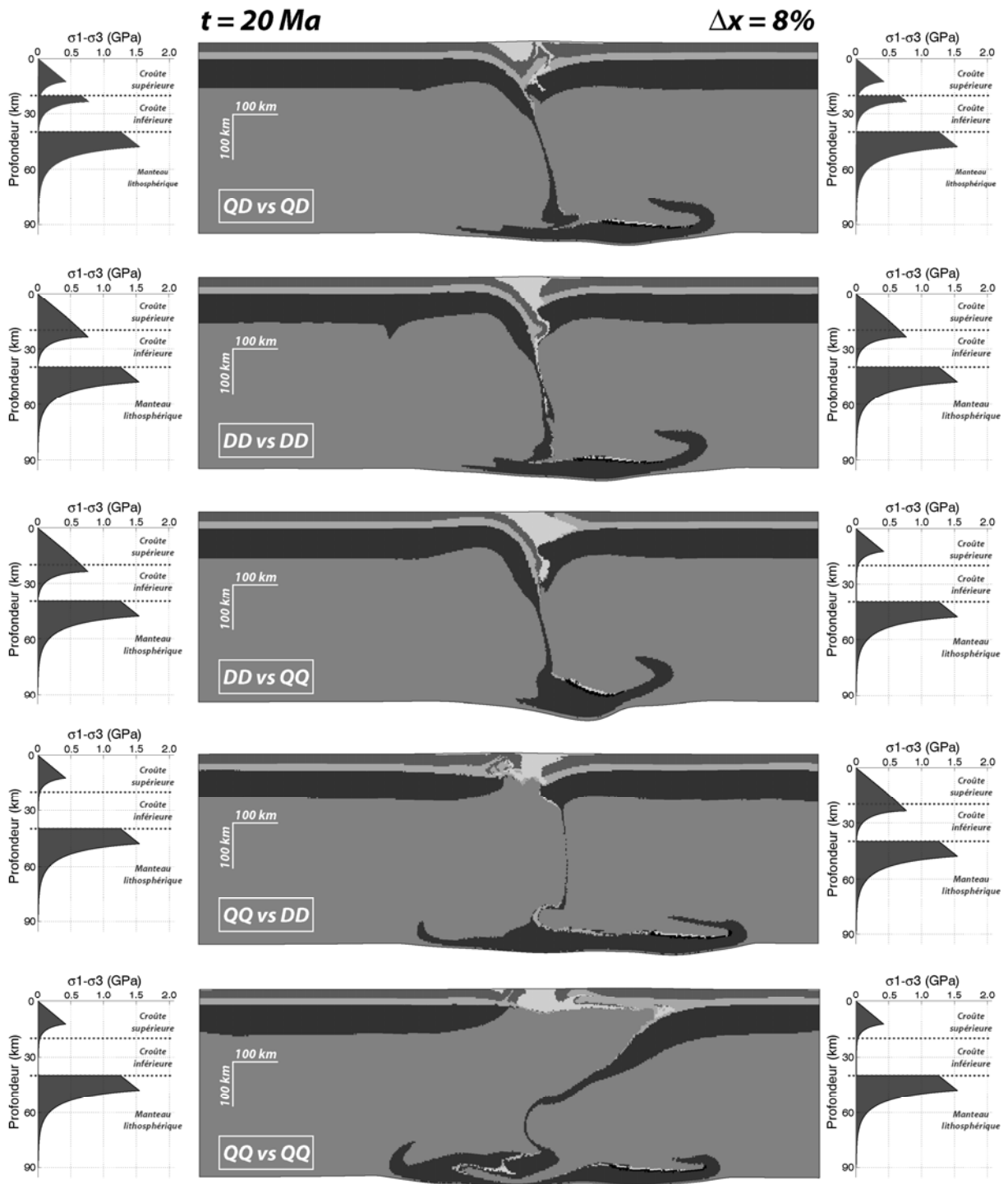


Figure III-26 : Résultats obtenus au bout de 20 Ma pour les expériences paramétriques sur la rhéologie de la croûte continentale.

4-5. Bilan sur les conditions d'exhumation de matériel continental

Les résultats obtenus au travers de ces différentes expériences numériques montrent que :

(1) La vitesse de convergence joue un rôle sur les processus d'exhumation. En effet, si celle-ci est trop élevée ($>$ à 1.5 cm.an^{-1}) l'exhumation n'est plus possible. Néanmoins pour des vitesses inférieures à cette valeur critique, elles n'ont aucun effet sur les processus d'exhumation ainsi que sur leurs vitesses.

(2) Le taux d'érosion - sédimentation n'a, lui, aucune influence sur la forme des chemins pour ce qui est de l'enfouissement et du premier stade d'exhumation rapide lié aux forces de volume. Il contrôle cependant le flux sortant de matériel vers la surface.

(3) La présence d'une croûte continentale mono-couche ne permet pas l'exhumation des roches métamorphiques de HP-UHP.

Chapitre 4

Chapitre 4

Un cas particulier de subduction continentale, l'Obduction

1. La fenêtre du Saih Hatat (Oman)	153
1-1. Présentation générale	153
1-2. L'évolution tectonique régionale : Un sujet controversé	156
1-3. Contexte géodynamique et formation des Montagnes d'Oman	159
1-4. Bilan	162
2. Les données P-T-t préexistantes	164
2-1. Estimations P-T.....	164
2-2. Datations	165
3. Mise en œuvre des méthodes d'estimation P-T-t dans le cadre de l'Oman	168
3-1. Travail préliminaire.....	168
3-2. Nouvelles estimations P-T pour les schistes bleus d'Oman et implications	170
 <i>article 2 : "New, high-precision P-T estimates for Oman blueschists: implications for obduction, nappe stacking and exhumation processes "</i>	
4-Bilan sur la mise en place des unités métamorphiques du Saih Hatat	207
5- Modélisation de l'obduction	208
5-1. Le problème de l'initiation de l'obduction.....	208
5-1.1. Quelle configuration choisir ?	208
5-1.2. Bilan	212
5-2. Résultats obtenus en contexte d'obduction	212
5-3. Bilan.....	215

La subduction continentale telle que l'on vient de voir mettrait en jeu deux lithosphères de type continental. En contexte d'obduction, la plaque supérieure sous laquelle la lithosphère continentale plonge est de type océanique. Cela est le cas en Oman où la subduction de la marge passive Arabe s'est déroulée sous la lithosphère océanique Téthysienne, formée par la nappe ophiolitique du Semail. Cette nappe ophiolitique constitue un des exemples les plus spectaculaires de ce type de zone de convergence au monde, ce qui explique le fait qu'elle ait déjà été très étudiée. La présence de schistes bleus et d'éclogites sous cette nappe ophiolitique révèle des conditions P-T caractéristiques de zones de subduction (pic P-T à ~23 kbar pour 600°C) et similaires à celles observées pour les Alpes. Cependant, contrairement à la chaîne alpine, les données existantes (notamment concernant les estimations P-T) ne sont pas aussi nombreuses et la compréhension de l'évolution géodynamique à grande échelle est encore débattue.

1. La fenêtre du Saih Hatat (Oman)

1-1. Présentation générale

La fenêtre du Saih Hatat se situe au nord-est de l'Oman (fig. IV-1). Elle constitue avec la fenêtre de Jebel Akhdar les roches les plus anciennes de cette région puisqu'il s'agit d'unités du socle d'âge Pré-Permien moyen, surmontées de terrains d'âge Permien-Crétacé supérieur. Si ces deux fenêtres semblent, à l'origine, appartenir à la même unité, elles diffèrent par le fait que seule la fenêtre de Saih Hatat présente des roches métamorphiques de HP-BT (fig. IV-2).

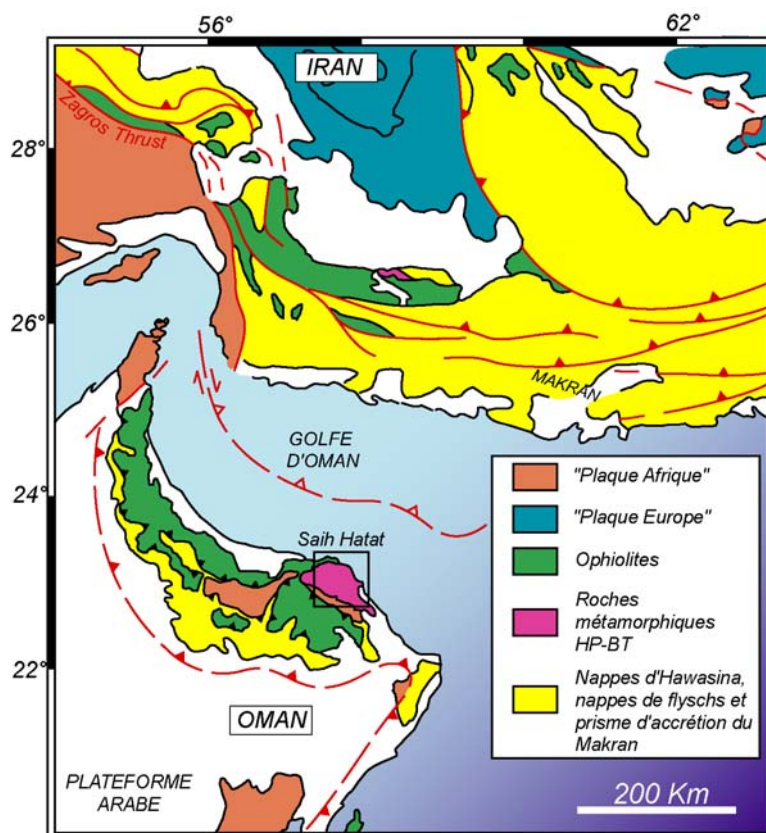


Figure IV-1 : (D'après Michard et al., 1994). Carte géologique simplifiée de la région Omanaise. Située du côté de la plaque Arabe, la fenêtre du Saih Hatat est le seul endroit en Oman où affleure des roches métamorphiques. On pourra noter qu'un petit massif de Schistes bleus existe également en Iran au nord du MZT (Main Zagros Thrust).

La première carte des montagnes d'Oman fut réalisée par Glennie et al. (1974). Il y définit alors la stratigraphie de la ceinture orogénique qui reste encore valable aujourd'hui (Searle et al., 2004). La première carte détaillée à l'échelle du 1 :100000 fut faite par le BRGM qui a aussi reconnu les grandes structures de nappes et le métamorphisme de HP (Le Métour et al., 1986a,b ; Carte du BRGM de Masqat, Quryat). Plusieurs groupes ont réalisé des cartes dans des régions plus restreintes, combinées avec des études métamorphiques et thermobarométriques (Michard et al., 1984 ; Goffé et al., 1988 ; El-Shazly & Coleman, 1990 ; El-Shazly et al., 1990 ; Searle et al., 1994). La figure IV-2 rappelle les principales paragenèses existantes pour la fenêtre su Saih Hatat, ainsi que la zonéographie métamorphique. Pour faciliter la compréhension du canevas tectonique du Saih Hatat, la carte de la figure IV-2-C présente les principales unités structurales décrites dans la littérature. Nous revenons ci-après sur les divergences existantes, selon les auteurs, quant aux limites de ces unités.

Une vue en coupe orientée SSW-NNE de cette carte est présentée en figure IV-2-B. Celle-ci permet de voir comment se situent les différentes unités les unes par rapport aux autres. On y voit très clairement la structure en anticlinal de rampe du Saih Hatat où se trouvent les unités métamorphiques. Cette unité est surmontée par des unités océaniques constituant la nappe du Semail.

Pendant longtemps, le métamorphisme Omanais a été considéré comme la conséquence du poids de la surcharge engendrée par la mise en place de cette nappe ophiolitique du Semail sur la plateforme Arabe. Cependant les données stratigraphiques, structurales et de pétrologiques ont montré que ce métamorphisme de HP-BT résulte en réalité de l'exhumation de matériel enfoui en contexte de subduction même s'il existe encore des débats sur l'agencement temporel de l'obduction par rapport à la subduction. Les principales unités stratigraphiques de la région, ainsi que leurs structures, sont détaillées dans l'annexe C d'après une compilation de Searle et al. (2004).

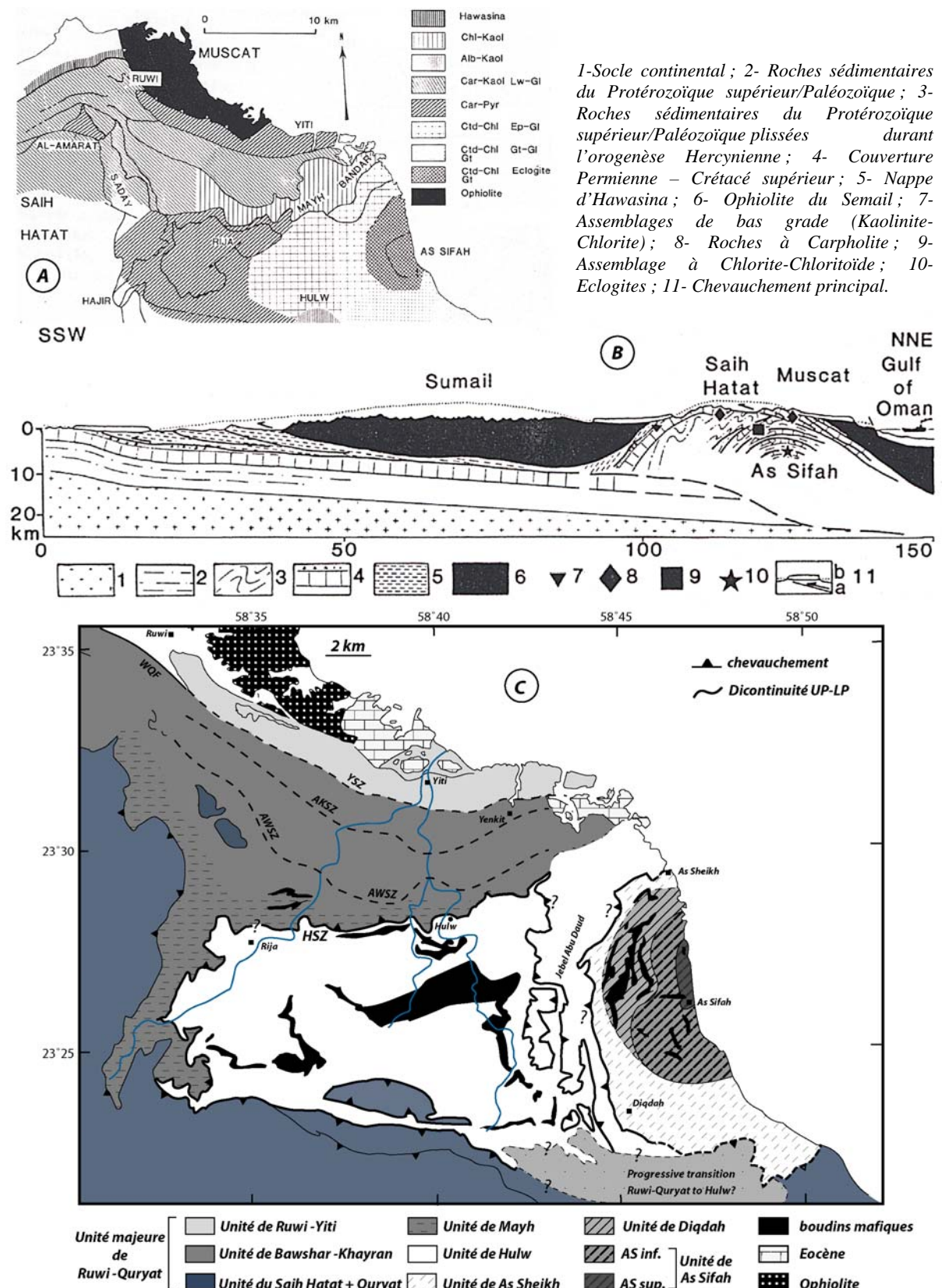


Figure IV-2 : (A) Carte des faciès métamorphiques au niveau de la fenêtre du Saih Hatat (Goffé et al., 1988). Les assemblages minéralogiques correspondant aux divers faciès y sont représentés. (B) Coupe schématique de la fenêtre du Saih Hatat (Goffé et al., 1988). (C) Carte simplifiée des unités métamorphiques du Saih Hatat (modifiée d'après Le Métour et al., 1986a,b; Goffé et al., 1988; Jolivet et al., 1998; Miller et al., 2002 et Searle et al., 1994, 2004; Saddiqi et al., 2006).

1-2. L'évolution tectonique régionale : Un sujet controversé

Si les données de la stratigraphie sont relativement bien acceptées aujourd'hui (par ex., Miller et al., 2002; Searle et al., 2004; Breton et al., 2004; cf. annexe C), il n'en va pas de même de l'interprétation des données structurales. Les unités structurales correspondent bien souvent aux unités définies par le métamorphisme (fig. IV-2).

La totalité de la région NE du Saih Hatat fut re-cartée par Gregory et al. (1998) et Miller et al. (1998, 2002). Leur carte est similaire à celle du BRGM (Le Métour et al., 1986a,b), à ceci près qu'ils ont défini une zone de cisaillement très importante à grande échelle, qu'ils ont nommé la discontinuité « upper-plate - lower plate » (Plaque supérieure - Plaque inférieure que nous noterons désormais, par commodité, la discontinuité UP-LP, fig. IV-2-C). Cette zone de cisaillement séparerait, selon eux, deux fenêtres de la plaque inférieure : les fenêtres de Hulw et de As Sifah.

La figure IV-3 présente une première vision relativement simple de la structure antiforme de la fenêtre du Saih Hatat. Une vision vers l'est de la carte de Miller et al. (2002) replacée sur la topographie rend bien compte de cela. La coupe schématique située dessous (Jolivet et al., 1998) a pour avantage de replacer les différentes paragenèses minéralogiques. Les unités de plus haute pression et de plus haute température (As Sifah) se trouvent au cœur et le métamorphisme décroît graduellement vers le haut de l'antiforme. Les unités à carpholite et lawsonite sont dans la majorité des cas bien préservées, ce qui exclut la possibilité d'un réchauffement brutal pouvant s'être produit durant l'exhumation de ces roches. Les sens de cisaillement, correspondant à des linéations d'étirement, orientés NE-SW montrent un sens de transport vers le NE.

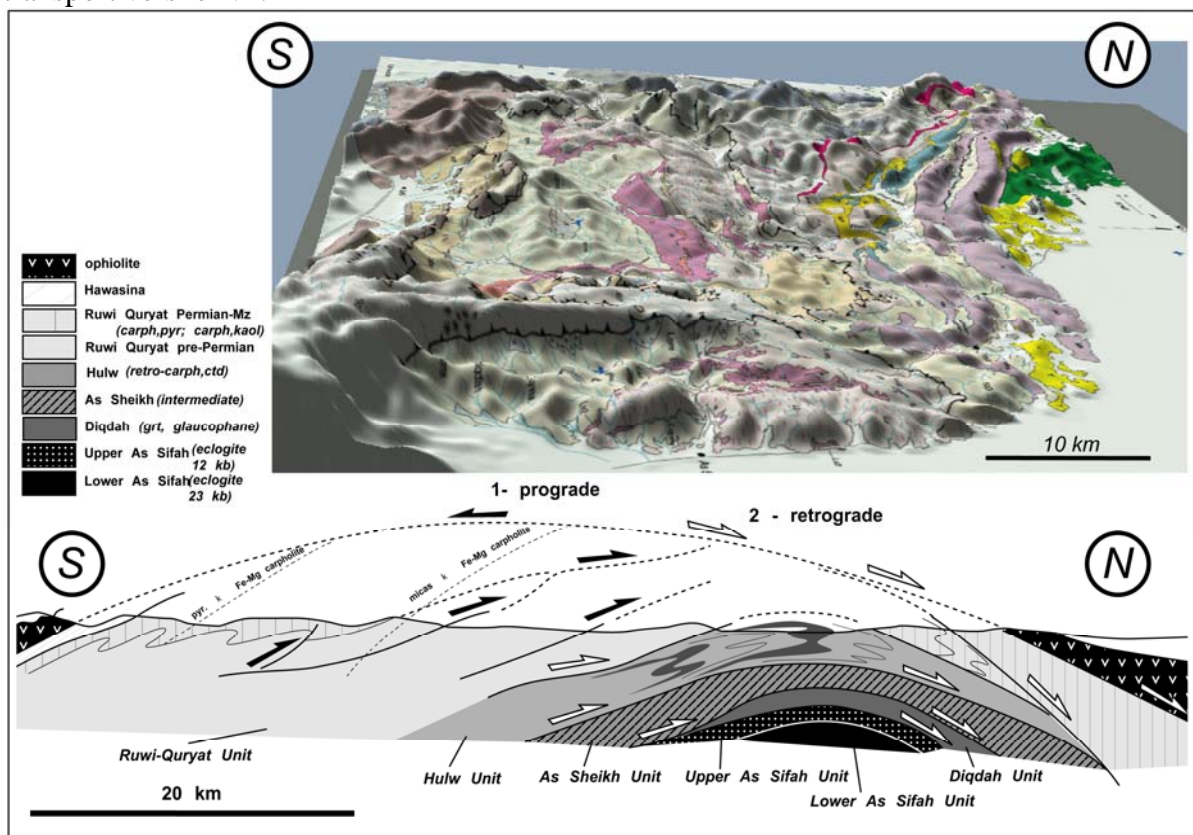


Figure IV-3 : Carte de Miller et al., (2002) replacée sur la topographie. On y distingue bien la structure en 3D du dôme métamorphique de Saih Hatat en accord avec la coupe interprétative de Jolivet et al. (1998).

La carte de la figure IV-4-B présente les différences dans la limitation des unités et dans l'interprétation des structures qui existent entre les travaux de Miller et al. (2002) et ceux de Searle et al. (1994, 2004).

Les coupes situées sur la figure IV-4 et en annexe D témoignent de la complexité structurale de la fenêtre du Saih Hatat. Les interprétations sont réalisées principalement à partir de leurs observations structurales sur le terrain. Ces structures sont assez compliquées à cause de l'intense déformation. Elles sont marquées par des plis en fourreaux spectaculaires, du boudinage et des bandes de cisaillement (Jolivet et al., 1998 ; Miller et al., 2002 ; Searle et al., 2004). Ceci étant, dans l'ensemble les auteurs s'accordent sur les structures telles qu'elles sont décrites mais leurs interprétations diffèrent parfois. Les principaux points de conflits portent sur :

(1) L'interprétation de la discontinuité plaque supérieure - plaque inférieure

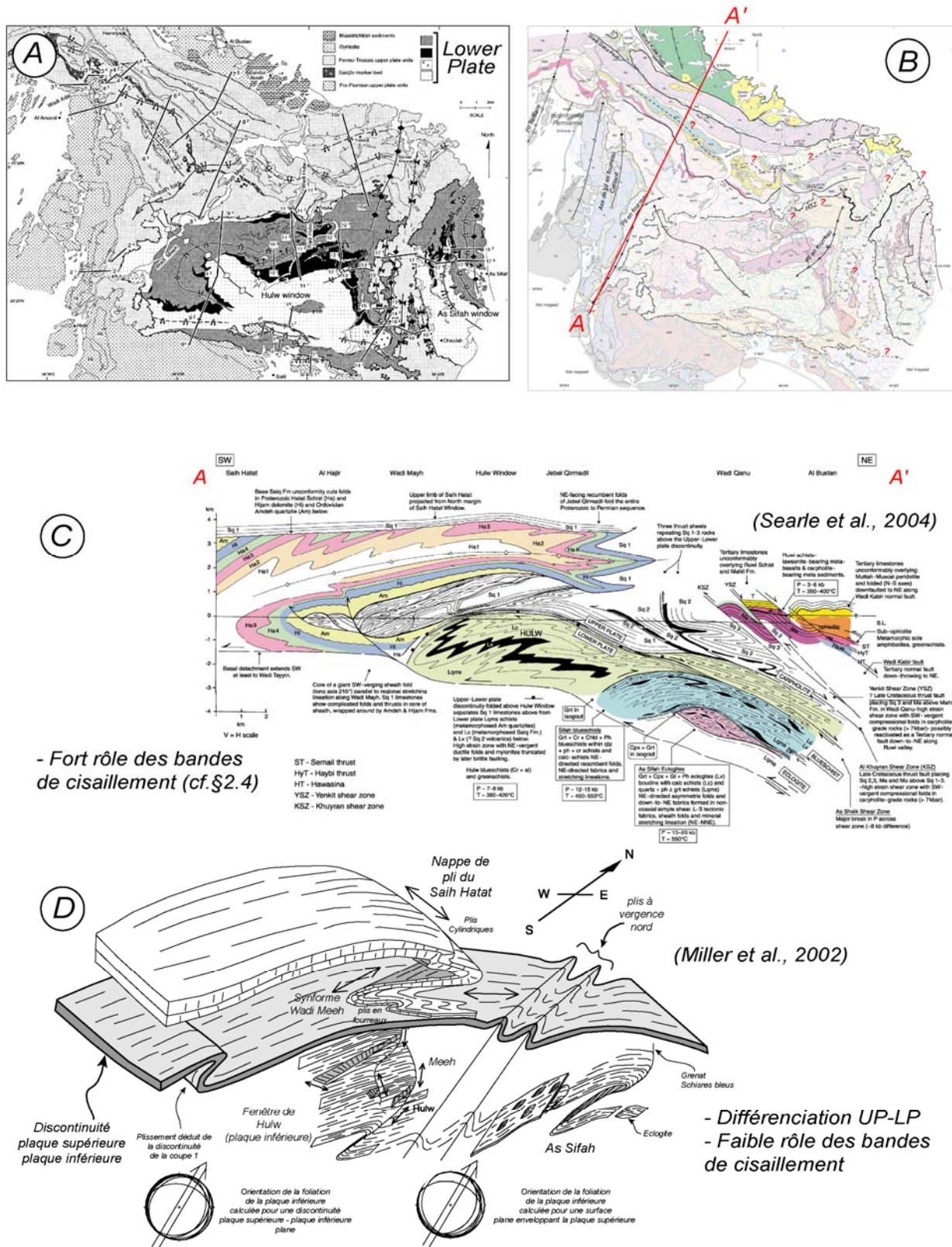
Gregory et al., (1998) et Miller et al. (1998, 2002) considèrent qu'il existe un décollement majeur délimitant une plaque inférieure de roches de haute pression à éclogites exposées dans deux fenêtres distinctes (la fenêtre de Hulw et la fenêtre de As Sifah) et une plaque supérieure de roches de haute pression à carpholite et lawsonite. Cette discontinuité, plissée par la formation du dôme de Saih Hatat, et mettant à nu les fenêtres de Hulw et de As Sifah, est très controversée quant à sa profondeur d'enracinement (Moho pour Gray et Miller, Ordovicien pour Searle). Cette discontinuité était déjà figurée (fig. IV-5) sur les schémas d'évolution de Goffé et al. (1988).

(2) Les sens de cisaillement

Les sens de cisaillement sont clairement dirigés vers le NE (Jolivet et al., 1998 ; Michard et al., 1989, 1994 ; Miller et al., 2002). Des sens de cisaillement précoces dirigés vers le sud furent reportés par Michard et al. (1994) mais ils ont été contestés par Miller et al. (2002). Searle et al. (1994). Ces derniers ont par ailleurs, reporté l'existence de nombreuses zones de cisaillement dirigées dans la direction S au sein de la plaque supérieure. Jolivet et al. (1998) considèrent que les zones de cisaillement extensives correspondent à des limites d'unités (métamorphique). Ceci étant, les sauts de pression au travers de ces bandes de cisaillement ne sont pas toujours très clairs.

(3) Le problème de l'unité centrale de Hulw

Les relations structurales, entre l'unité centrale de Hulw et ses voisins (cf. fig. IV-2), ne sont pas claires du tout. En effet, au nord par exemple, l'unité de Mayh est parfois reliée à la plaque supérieure, et parfois intégrée à Hulw (Goffé et al., 1988 ; Saddiqi et al., 2006). Jolivet et al. (1998) proposaient que chaque unité métamorphique (As Sifah, Diqdah, As Sheikh et Hulw) soit séparée de sa voisine par des zones de cisaillement en extension. Miller et al. (2002) suggère que la zone de cisaillement entre Hulw et As Sheikh se localise et se trouve tronquée sous la plaque supérieure. Si cela est vrai, un contraste P-T clair devrait être observé de part et d'autre du Jebel Abu Daud (fig. IV-2), qui constitue une bande de 2 km de large à l'est de Hulw, aussi bien qu'au travers de la limite UP-LP. Afin de valider ou non l'ensemble de ces observations, il apparaît nécessaire de bien connaître l'évolution des conditions P-T subies par l'unité de Hulw.



- Fort rôle des bandes de cisaillement (cf. §2.4)

- Différenciation UP-LP
- Faible rôle des bandes de cisaillement

Figure IV-4: (A) Carte de localisation des coupes structurales effectuées par Miller et al. (2002). Celles-ci se trouvent placées en annexe D. (B) comparaison entre la carte de Miller et al., 2002 et les structures majeures proposées par Searle et al. (2004). (C) Coupe A-A' (d'après Searle et al., 2004) présente l'état actuel des unités de la fenêtre du Saih Hatat. On notera l'importance donnée aux bandes de cisaillement. (D) Schéma tridimensionnel interprétatif au travers de la fenêtre du Saih Hatat (Miller et al., 2002) à comparer avec la coupe A-A'. On notera ici, que le rôle donné aux bandes de cisaillement est plus faible et que l'accent est surtout porté sur la différenciation UP-LP.

1-3. Contexte géodynamique et formation des Montagnes d'Oman

Le contexte de mise en place des structures métamorphiques et des différentes unités structurales est encore très débattu à l'heure actuelle. Jusqu'au début des années 90, l'ensemble des auteurs (Lippard et al., 1986 ; Le Métour, 1987 ; Goffé et al., 1988 ; Michard et al., 1989) proposent plusieurs modèles pour expliquer la mise en place de ces roches métamorphiques. Ceux-ci sont alors tous en accord sur une dynamique globale de subduction de la plaque Arabe vers le nord. La figure IV-5 (Goffé et al., 1988) illustre l'évolution de la mise en place des différentes unités du Saih Hatat entre 90 et 70 Ma.

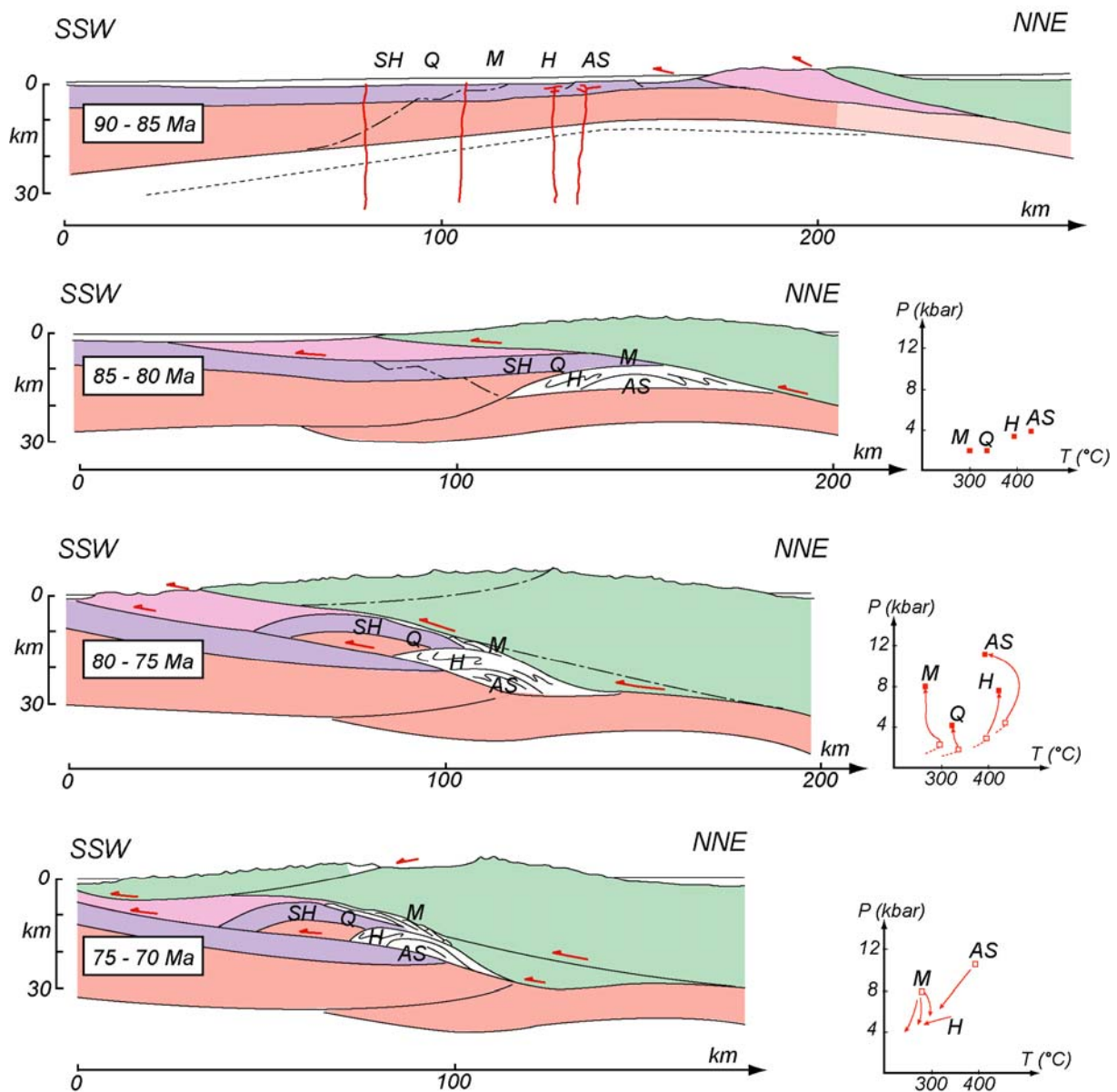


Figure IV-5 : Interprétation tectonique du métamorphisme HP-BT des montagnes d'Oman. (Goffé et al., 1988). Cette évolution permet d'expliquer le gradient métamorphique que l'on peut trouver depuis les unités à éclogites de As Sifah (AS) jusqu'aux unités Schistes Verts du Saih Hatat (SH) en passant par le faciès des Schistes bleus des unités de Hulw (H) et Quryat (Q). L'unité de Mascate (M) est également représentée.

Depuis la fin des années 90, l'équipe de Gregory, Gray et Miller propose une toute autre interprétation (Gregory et al., 1998 ; Gray et al., 2004a,b). Les unités métamorphiques ne correspondent plus directement à la marge arabe mais à une microplaque exotique enfouie lors d'une subduction vers le Sud (fig. IV-6-C).

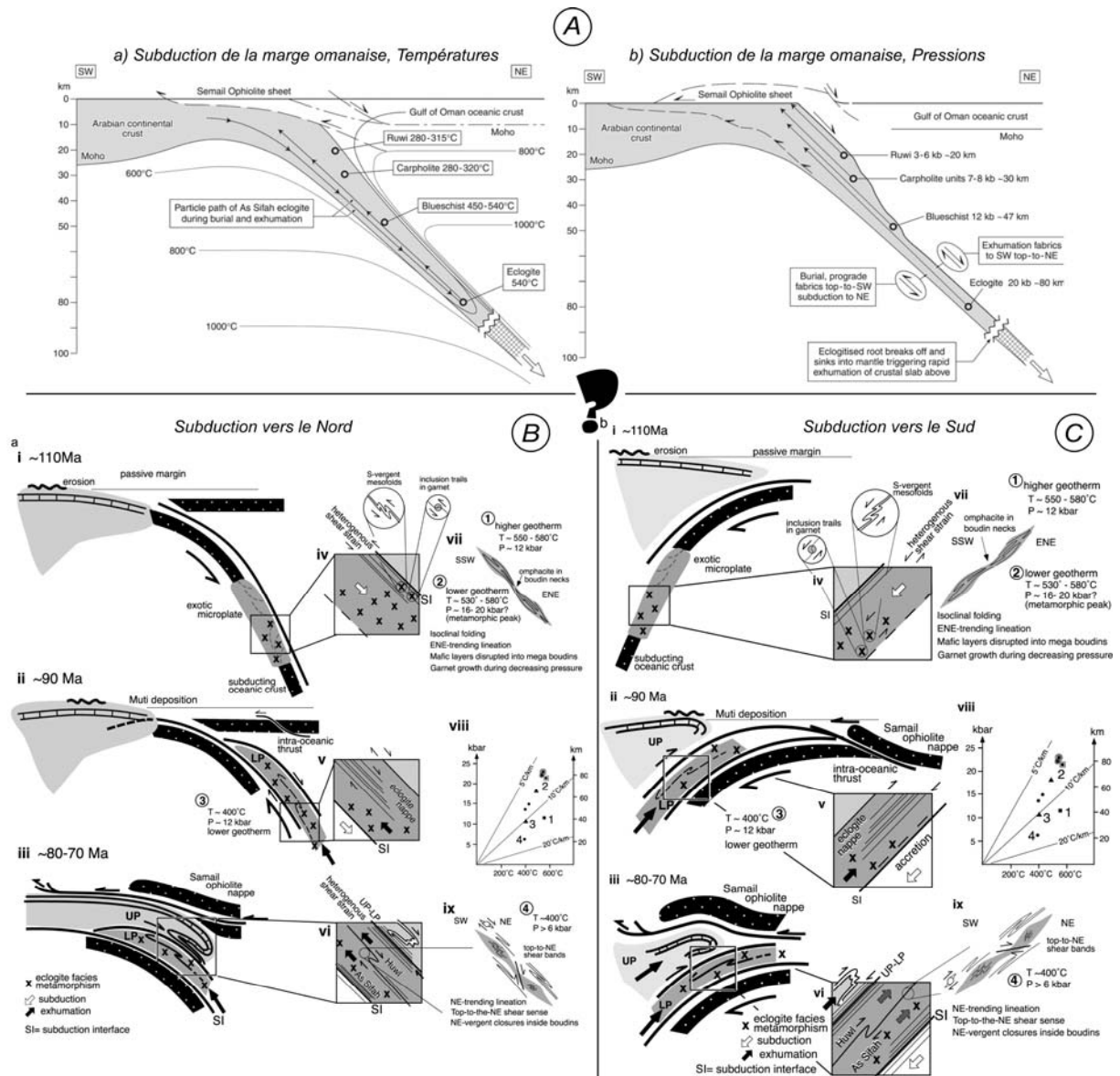


Figure IV-6 : Illustration de trois interprétations possibles pouvant expliquer l'évolution et la préservation des roches de HP d'As Sifah. (A) Evolution de la température (a) et de la pression (b) au cours de la subduction à vergence NE (Searle et al., 2004). (B) Système classique d'évolution d'une subduction à vergence NE (d'après Breton et al., 2004). (C) Système de subduction à vergence SW (d'après Gray & Gregory, 2003). Les figures (B) et (C) sont issues de Gray et al. (2004a).

Il existe dès lors deux modèles très différents pour expliquer les structures et les âges de la haute pression dans le NE de l'Oman. La plupart des géologues qui travaillent sur l'Oman, favorisent une subduction continue unique dirigée vers le NE, qui ne préexiste pas forcément aux mouvements d'obduction, pour expliquer l'origine et l'emplacement de l'ophiolite. Ils invoquent également une subduction plus tardive de la marge continentale pour former le métamorphisme de haute pression dans le faciès éclogite (Searle et al., 1994, 2003, 2004; Searle & Cox, 2002). La figure IV-6-B présentée par Breton et al. (2004), propose toujours un modèle de subduction à vergence NE mais invoque néanmoins l'existence d'une microplaque exotique. Dans cette configuration, ils considèrent l'existence d'une subduction (celle de la microplaque) avant l'obduction de la nappe du Semail. On notera également que le système d'extrusion présenté par ces auteurs fait remonter l'unité inférieure (LP) qui vient

se sous-plaquer sous l'unité supérieure (UP). Ce modèle d'extrusion diffère de celui proposé par Chemenda (1995, 1996, 2001a, fig. I-5.2 et I-6).

Le second modèle privilégié par Gregory et al. (1998), Gray et al (2000, 2004a) et Gray et Gregory (2003), considère une zone de subduction précoce (130-95 Ma) qui plonge vers le SW sous la marge passive, suivie par un «flip» de subduction dirigée vers le NE durant la mise en place de la nappe ophiolitique. Le point crucial de ces arguments est centré autour des structures dans le NE du Saih Hatat et des âges plus anciens (pre-95Ma) Ar/Ar et Sm/Nd issus des éclogites d'As Sifah.

Cependant, de nombreux auteurs (Breton et al., 2004; Searle et Cox, 2002 ; El-Shazly et al., 2001; Searle et al., 1994, 2004) considèrent qu'une telle évolution est impossible et proposent toujours une évolution liée à une subduction à vergence nord (fig. IV-6-A et B). Pour Searle et al. (2004, 2005, fig. IV-6-A), l'interprétation des structures en ce qui concerne la subduction naissante précoce plongeant vers le SW sous la marge passive Omanaise n'a pas lieu d'être et considère, par ailleurs, que les âges du métamorphisme de haute pression utilisés par l'équipe de Miller sont peu fiables. Cette interprétation diffère de surcroît de celle de Breton et al. (2004) qui considèrent quand même l'existence d'une microplaque exotique en subduction vers le NE précédant l'obduction (fig. IV-6-B).

Enfin, il faut noter que ce débat reste vif, comme en témoignent les multiples échanges entre les deux écoles (Miller et al., 2002 ; Searle et al., 2004 ; Gray et al., 2005a ; Searle et al., 2005).

1-4. Bilan

Afin d'illustrer les aspects les plus controversés, une image satellite de la zone du Saih Hatat (fig. IV-7) présente les contacts observables à cette échelle. A partir de là, ont été tracés en rouge les contacts majeurs admis par l'ensemble des auteurs et observables en image satellite. Les différentes unités structurales et métamorphiques ont alors été replacées. Une vision simplifiée des structures décrites par l'équipe de Gray et Miller ainsi que celle décrites par l'équipe de Searle sont présentées et mises en traits noirs dans les cas où elles différeraient des tracés rouges initiaux. A partir de l'ensemble de ces considérations, plusieurs questions se posent :

1- Quelle est la signification géodynamique exacte de cette limite « plaque supérieure – plaque inférieure » décrite par l'équipe de Miller et collaborateurs ?

2- Qu'en est-il de ses relations, à l'est, avec les unités de As Sheikh – Diqdah et, au nord, avec les unités de la plaque supérieure ?

3- Les unités de Diqdah et As Sheikh sont-elle réellement différentes, où forment-elle une seule unité ?

4- Dans ce cas, cette unité située à l'est des schistes bleus d'As Sifah est-elle vraiment différente de celle située à l'est de cette digitation topographique (fig. IV-7) interprétée comme étant du Saih Hatat par l'équipe Miller et comme étant de l'unité de Hulw par l'équipe de Searle ?

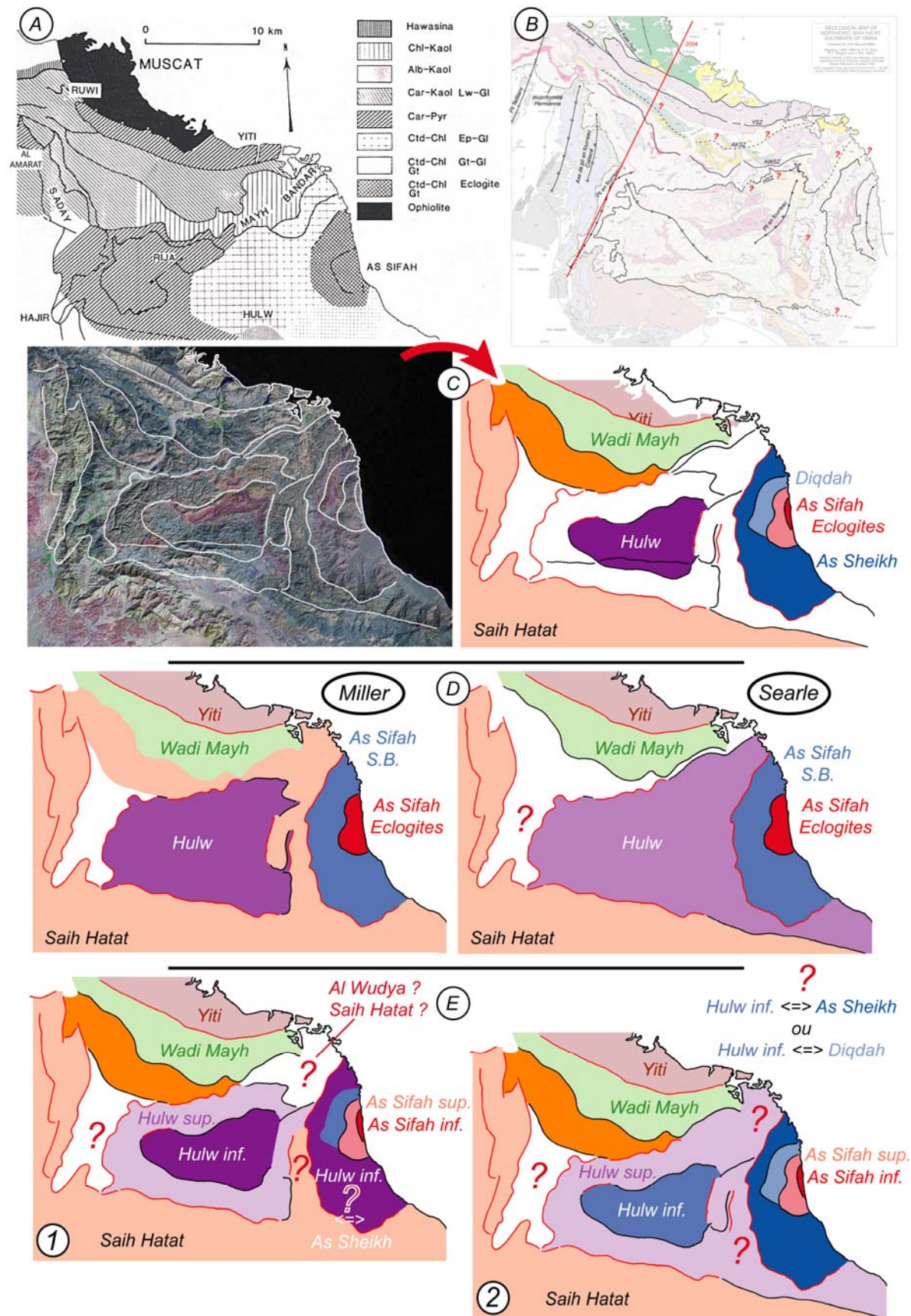


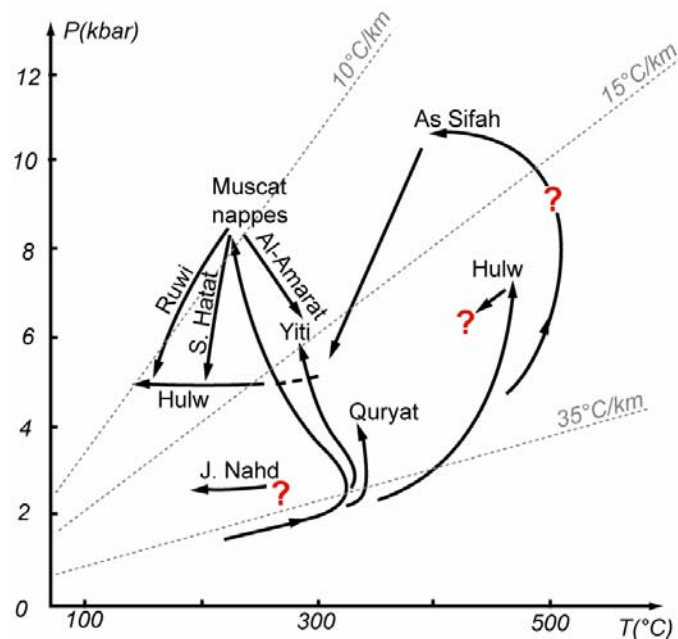
Figure IV-7 : (A) Rappel de la figure IV-2-A montrant les faciès métamorphiques au niveau de la fenêtre du Saih Hatat (d'après Goffé et al., 1988). (B) Interprétations des structures tectoniques d'après Searle et al. (1994, 2004). (C) Image satellite et principaux contacts observables. (D) Présentations simplifiées des unités et comparaison des interprétations structurales entre l'équipe de Gray et Miller et celle de Searle. (E) Deux hypothèses possibles pour l'interprétation des structures.

2. Les données P-T préexistantes

2-1. Estimations P-T

La figure IV-2-A du paragraphe précédent présentait une carte des différentes unités métamorphiques de la fenêtre du Saih Hatat définie par Goffé et al. (1988). Cette carte reste encore valable aujourd'hui (fig. IV-2-C) puisque très peu de travaux pétrologiques ont été effectués depuis. Cette figure s'accompagne des estimations P-T présentées dans la figure IV-8 (Goffé et al., 1988).

Figure IV-8: Compilation des chemins P-T pour les différentes unités du Saih Hatat (Goffé et al., 1988). D'autres chemins ont été réalisés en Oman et sont présentés dans le tableau de l'annexe E et sur la figure IV-9.



Depuis ces données P-T présentées par Goffé et al. (1988), très peu d'études ont été effectuées pour étoffer les estimations P-T dans la fenêtre du Saih Hatat. On pourra noter les travaux effectués par El-Shazly et collaborateurs (1990, 1994, 1995, 1997, 2001), mais aussi les apports de Searle et al. (1994) ou encore Jolivet et al. (1998). L'ensemble de ces estimations est reporté dans l'annexe E et synthétisé en figure IV-9.

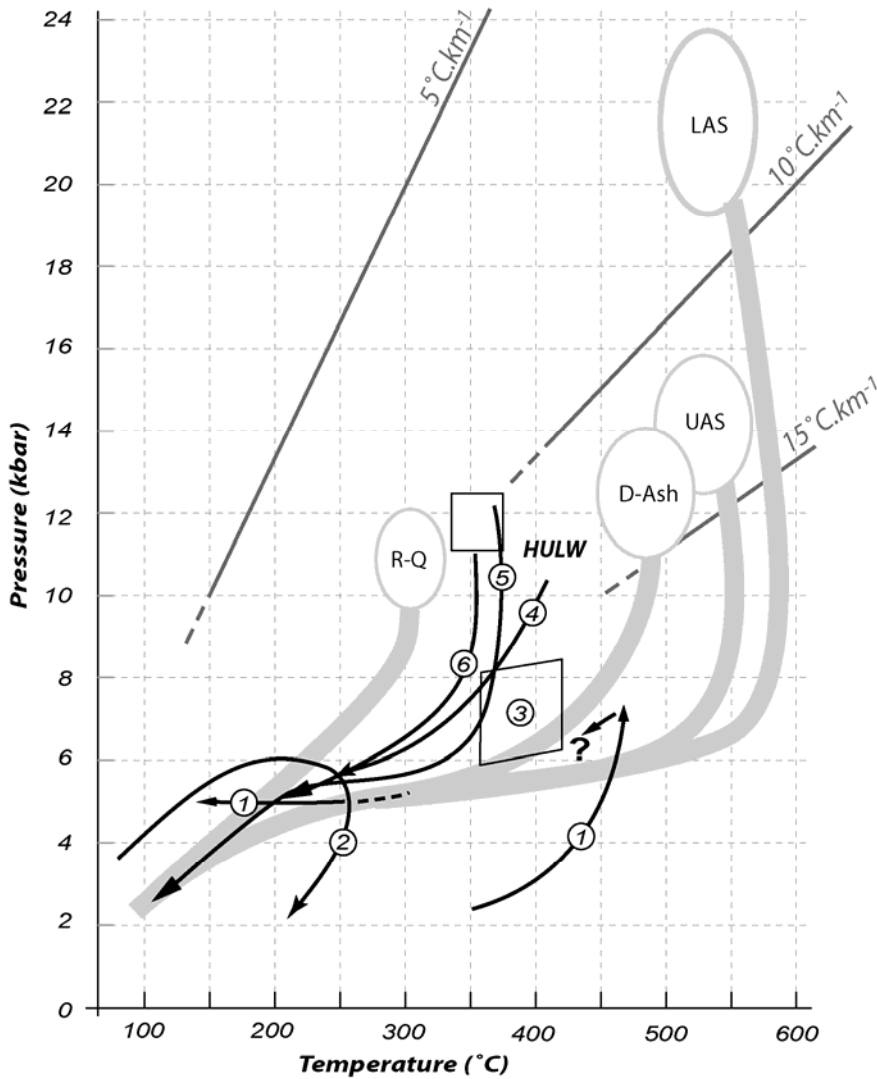


Figure IV-9: Compilation des chemins P-T publiés pour les différentes unités métamorphiques de la fenêtre du Saih Hatat. Les chemins P-T en gris correspondent à des chemins simplifiés moyennés sur plusieurs auteurs pour les unités suivantes: (Ash) As Sheikh, (D) Diqdah ; (LAS) Lower As Sifah ; (UAP) Upper As Sifah ; (RQ) Unité majeure de Ruwi-Quryat. Les différents chemins P-T pour l'unité de Hulw issus de la littérature sont donnés en noir (1) Goffé et al., 1988; (2) El-Shazly et al., 1990 ; (3) Searle et al., 1994; (4) Michard et al., 1994; (5) Jolivet et al., 1998; (6) Saddiqi et al., 2006 (Les chemins P-T en gris proviennent des même auteurs).

La plupart des auteurs s'accordent généralement sur ces estimations P-T pour les unités d'As-Sifah (par ex., Wendt et al. 1993 ; Searle et al., 1994), de Diqdah et de Ruwi-Quryat, même si certains suggèrent que ces pressions obtenues sont surestimées (El-Shazly, 2001). En revanche, la figure IV-9 révèle que de grandes incertitudes subsistent au sein de l'unité centrale du Saih Hatat, l'unité de Hulw.

2-2. Datations

Au niveau des datations, il existe déjà un grand nombre d'études réalisées dans la région mais assez curieusement, presque aucune où les estimations P-T et la déformation soient reliées (excepté, en effet, pour Gray et al., 2004b). La figure IV-10 présente une compilation de l'ensemble des datations issues de la littérature. Une précision sur la méthode de datation utilisée ainsi que sur le minéral daté est également fournie sur cette figure afin de corréliser plus aisément ces âges à des températures de fermeture.

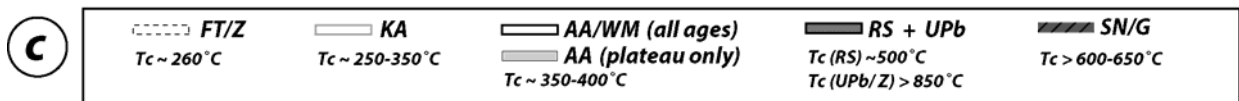
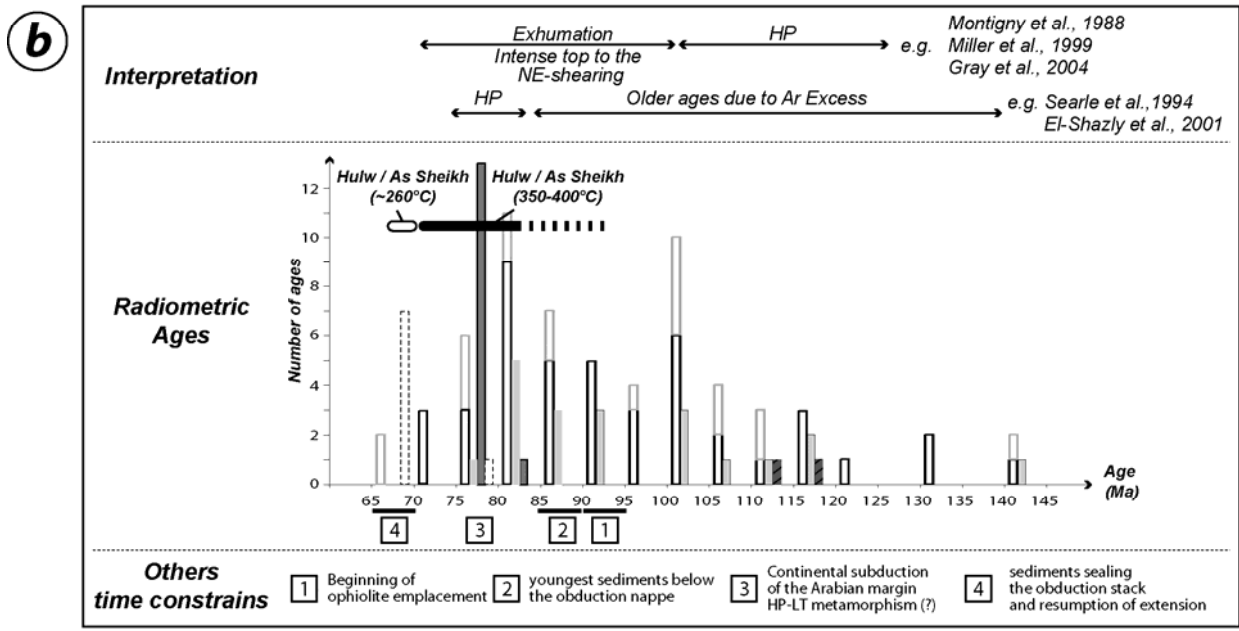
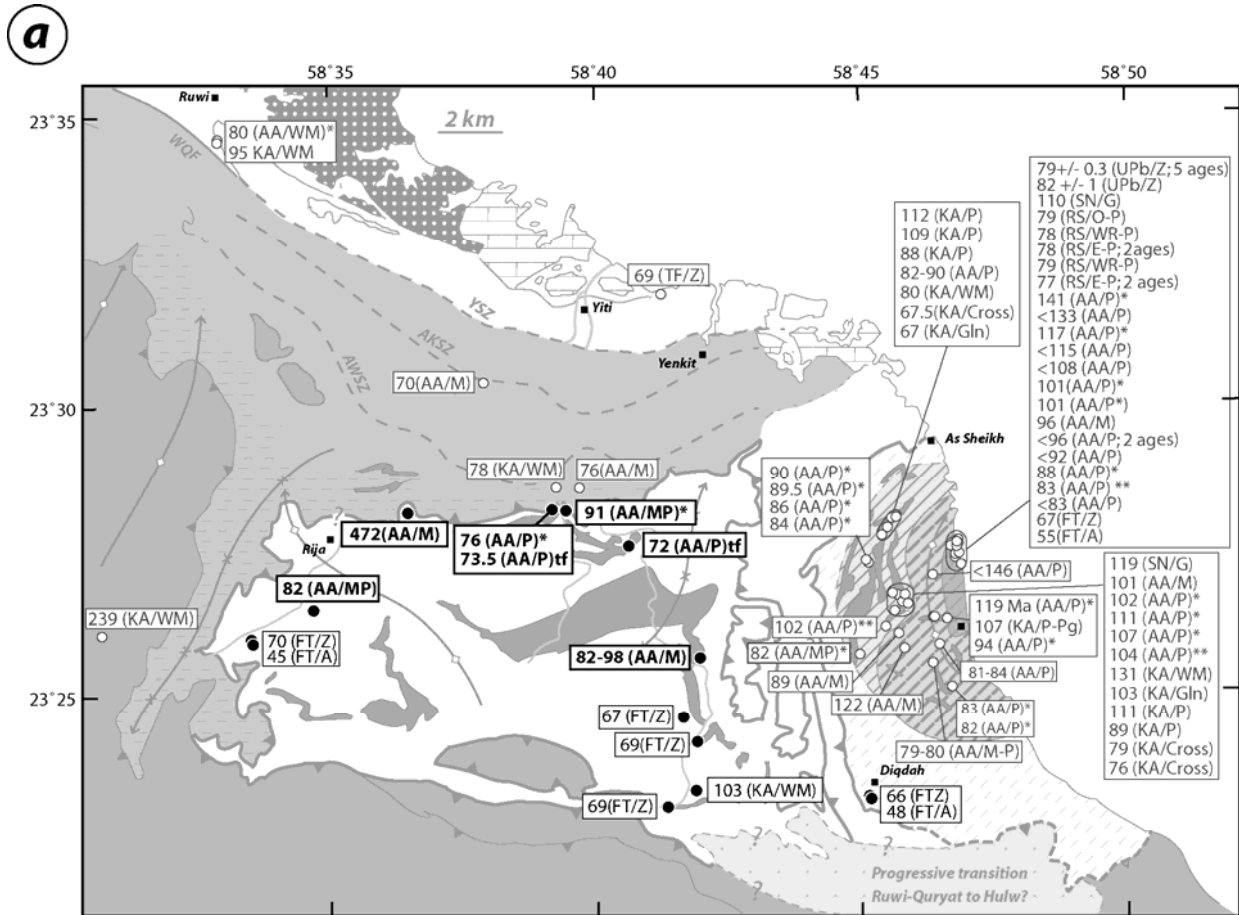
Les datations Rb/Sr et U/Pb, dont les températures de fermeture sont de l'ordre de 500 à 800°C selon le minéral considéré (cf. Chap. 2), se situent vers 80 Ma. Elles correspondraient donc à l'âge de la subduction continentale et de la formation des roches métamorphiques HP-BT de l'unité de As Sifah. Les datations Ar-Ar (température de fermeture entre 300 et 500°C) pourraient correspondre à l'âge de la mise en place de la nappe ophiolitique. Les âges à 120-130 sont considérés comme des âges témoignant d'une subduction précoce pour certains auteurs (Montigny et al., 1988 ; Miller et al., 1999). Cependant, plusieurs études ont révélé en Oman des excès d'argon qui pourraient être à l'origine de ces âges plus vieux (par ex., El-Shazly, 2001, Warren et al., 2005). Les températures de fermetures pour les traces de fissions sur Zircons sont de l'ordre de 200-250°C. L'évènement associé pourrait alors correspondre à un évènement plus récent comme une reprise de l'extension SW-NE déduite des sens de cisaillements observés ou plus simplement au passage de la transition fragile-ductile. Le problème de l'âge de l'exhumation en Oman sera discuté plus tard (cf. § 2-2.2)

Figure IV-10 : *Compilation des âges radiométriques existant pour les unités HP-BT du dôme du Saih Hatat.*

(a) Localisation de ces âges. *Les âges en noir correspondent à ceux des unités de Hulw et de As Sheikh. Les méthodes de datations utilisées sont rappelées à côté de la valeur de l'âge obtenu (AA : Ar/Ar ; KA : K/Ar ; FT : Traces de fission ; RS : Rb/Sr ; SN : Sm/Nd ; Upb : U/Pb) suivi du minéral sur laquelle la datation a été réalisée (A: Apatite; Cross: Crossite; E: Epidote; G: Grenat; Gln: Glaucophane; M: Muscovite; O: Omphacite; P: Phengite; Pg: Paragonite; WR: Roche totale; Z: Zircon). Autres symbols, * : âge plateau; **: âge sur gaz total; ff: âge de fusion totale.*

(b) Histogramme représentant la quantité d'estimation radiométrique pour une tranche d'âge donnée concernant les éclogites et les schistes bleus d'Oman. *D'après les travaux de Montigny et al., 1988; El-Shazly & Lanphere, 1992; Searle et al., 1994; Saddiqi et al., 1995, 2006; Poupeau et al., 1998; Miller et al., 1999; El-Shazly et al., 2001; Warren et al., 2003, 2005; Gray et al., 2004a,b.*

(c) Températures de fermeture moyenne (Tc) pour les différentes méthodes de datation radiométriques utilisées en Oman (cf. Chap. 2).



tel-00134728, version 1 - 5 Mar 2007

3. Mise en œuvre des méthodes d'estimation P-T-t dans le cadre de l'Oman

3-1. Travail préliminaire

Afin de mieux contraindre les estimations P-T, notamment au sein de l'unité de Hulw, deux missions de terrain ont été effectuées en février 2005 (trois semaines) et décembre 2005 (deux semaines). Ces deux missions ont permis de réaliser une étude tectonique, non détaillée ici dont les observations figurent dans l'article 2 (p. 180), ainsi que de relever des échantillons. La figure IV-11 présente l'ensemble des points d'échantillonnages. Trois principaux types d'échantillons de roches ont été prélevés : des métapélites et des metabasites qui serviront à réaliser les estimations P-T-t et des calcaires « noirs » riches en matière organique dans le but d'obtenir, grâce à la méthode de RSCM, des estimations quant aux températures maximales atteintes.

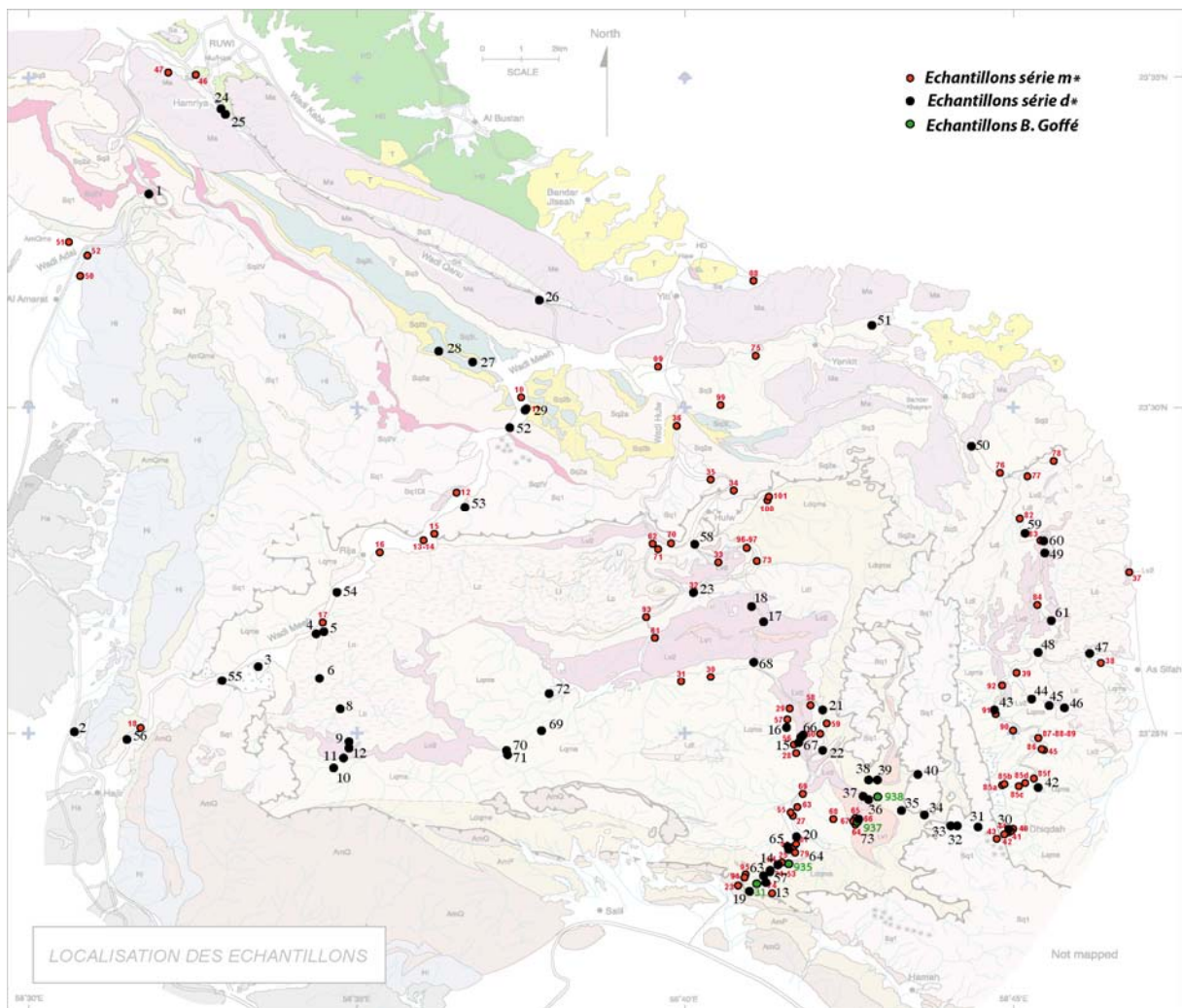


Figure IV-11 : Localisation des échantillons récoltés au cours des deux missions de terrain (Fond de carte : Miller et al., 2002).

Les échantillons ayant servi aux estimations P-T sont présentés sur la figure IV-12 où sont également rappelés les types d'analyses menées sur ces échantillons (analyses ponctuelles, réalisation de cartes de composition en éléments chimiques, analyses RSCM).

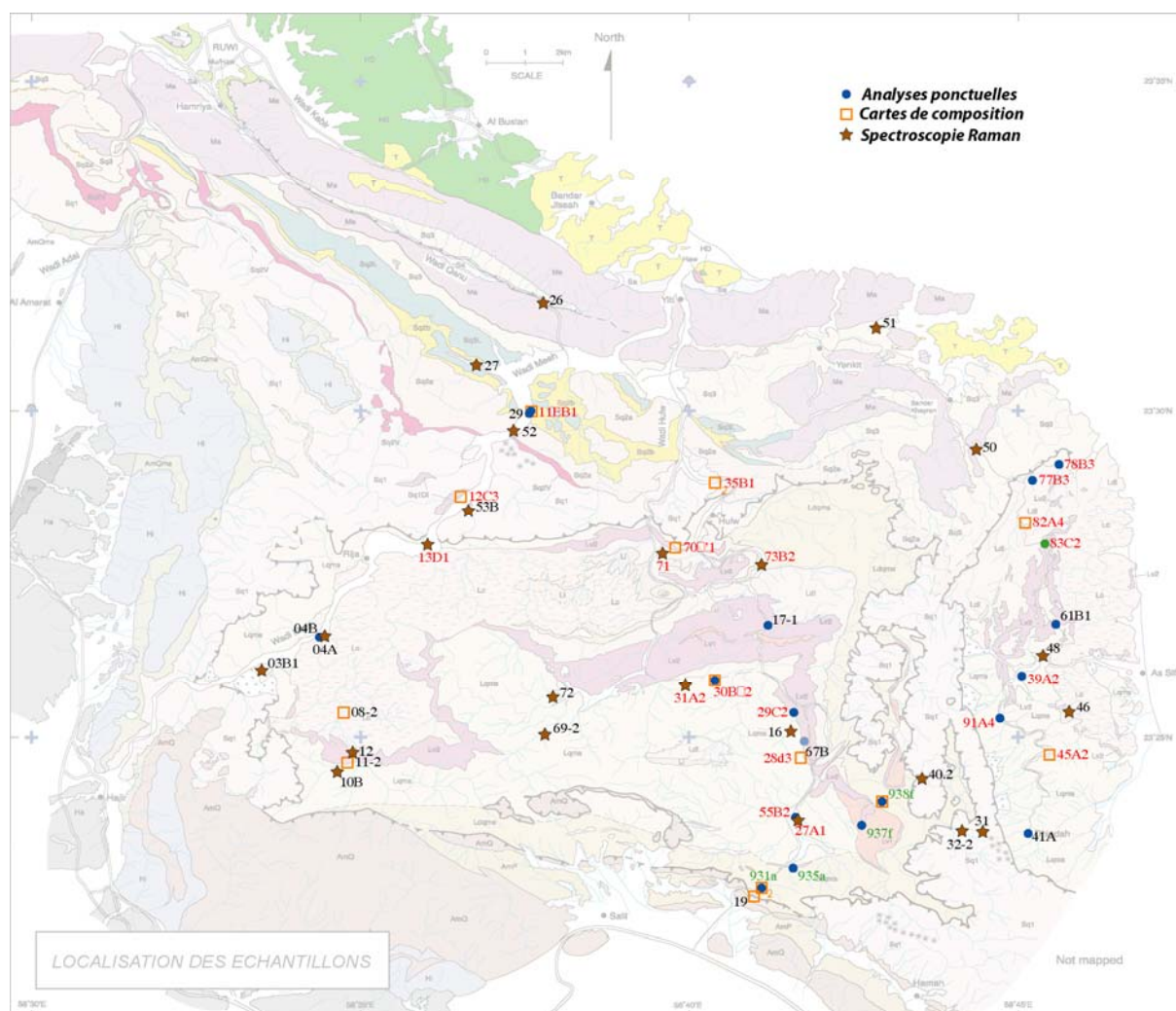


Figure IV-12 : Localisation des échantillons analysés en fonction du type d'analyse. (Fond de carte : Miller et al., 2002).

La minéralogie, au niveau des métapelites de l'unité de Hulw est relativement pauvre (Chl, Phg, ± Cld, ± Pg, ± Ab, Qtz, H₂O). La grande majorité des analyses concernent donc des chlorites et des phengites.

Un tableau présentant les minéraux observés en lame au sein de tous les échantillons est présenté en annexe F ainsi que l'ensemble des analyses (annexe G et H).

On pourra y trouver :

- les analyses effectuées en mode ponctuel (annexe G) avec les estimations de Fe³⁺ pour chacune des chlorites ainsi que les diagrammes ternaires Clin-Am-Sud pour les chlorites et Ms-Cel-Prl pour les phengites.
- Les carte de compositions en éléments, toutes présentées (annexe H) avec à chaque fois, les diagrammes ternaires des chlorites et des phengites, ainsi que la visualisation du contenu en Silicium des Phengites et du XMg des chlorites.
- Les valeurs de T_{max} calculées par la méthode RSCM (annexe I)

3-2. Nouvelles estimations P-T pour les schistes bleus d'Oman et implications

Les résultats obtenus à partir de l'ensemble de ces méthodes ont fait l'objet de l'article suivant soumis pour publication à « *Journal of Metamorphic Geology* » (article 2). Ce dernier présente :

- De nouvelles estimations P-T obtenues à l'aide du logiciel TWEEQU à la fois avec des analyses ponctuelles et des analyses acquises par l'intermédiaire des cartes. Ces estimations concernent principalement l'unité de Hulw mais aussi les unités environnantes.

- Une réorganisation des unités métamorphiques. En effet, les estimations réalisées permettent de trancher sur le fait que l'unité de Hulw est une unité isolée ou si celle-ci est rattachée à d'autres.

- Une confrontation de ces estimations avec les résultats de température maximum calculées par la méthode RSCM.

- Une interprétation géodynamique intégrant l'ensemble des données P-T présentées précédemment ainsi que celles obtenues concernant l'unité de Hulw.

**New, high-precision P-T estimates for Oman blueschists:
implications for obduction, nappe stacking and exhumation processes**

P. YAMATO¹, P. AGARD¹, B. GOFFÉ², V. DE ANDRADE³, O. VIDAL³, L. JOLIVET¹

¹Laboratoire de tectonique, Université Pierre et Marie Curie - Paris 6, CNRS, UMR 7072, 4 place Jussieu, F-75005 Paris, France.(philippe.yamato@lgs.jussieu.fr)

²Laboratoire de Géologie de l'Ecole Normale Supérieure, CNRS, UMR 8538, 24 rue Lhomond, 75005 Paris, France

³ LGCA, Université Joseph Fourier, CNRS, UMR 5025, 1381 rue de la piscine, 38041 Grenoble, France

Submission to: JMG

Number of words: 12613

ABSTRACT

Oman blueschists and eclogites lie below the obduction nappe of the Semail ophiolite in one of the key areas on Earth for the study of plate convergence. We bring new metamorphic and tectonic constraints on the central, yet ill-constrained Hulw unit, sandwiched between the low grade units (~10 kbar, < 300 °C) and the As Sifah eclogites (P_{max} ~23 kbar; T_{max} ~600 °C).

TWEEQU multi-equilibrium thermobarometry, using both compositional mapping and spot analyses, and Raman spectroscopy of carbonaceous material yield a high precision P-T path for the Hulw and As Sheikh units and demonstrate that they shared a common P-T history in four stages: (1) a pressure decrease from 10-12 kbar, 250-300 °C to 7-9 kbar; 300-350 °C; (2) almost isobaric heating at ~8-10 kbar from 300-350 °C to 450-500 °C; (3) a pressure decrease at moderate temperatures (~450-500 °C); and (4) isobaric cooling at ~5-6 kbar from 450-500 to 300 °C. No significant pressure or temperature gap is observed across the upper plate-lower plate discontinuity.

The combination of tectonic and P-T data allows to precise the stacking chronology of the three main metamorphic unit groups composing the Saih Hatat window (i.e. the Ruwi-Quryat, the Hulw-As Sheikh and the Diqdah-As Sifah units). Our results strengthen the view that the tectonic and metamorphic data are conveniently accounted for by a simple, N-vergent continental subduction of the passive Arabian margin below the obduction nappe along a cold P-T gradient (~7 °C.km⁻¹).

Key words: Exhumation, HP-LT metamorphism, Oman blueschists, obduction, multi-equilibrium thermobarometry

INTRODUCTION

Oman constitutes one of the world's most spectacular areas for the study of plate convergence, with both well-preserved obduction remnants (the famous Semail ophiolite sequence; e.g. Coleman, 1981; Boudier *et al.*, 1988; Nicolas, 1989; Searle & Cox, 1999) and high pressure low temperature (HP-LT) blueschists and eclogites typical of subduction zones (Goffé *et al.*, 1988; El-Shazly *et al.*, 1990; Saddiqi *et al.*, 2006). These latter HP-LT rocks occur as an extensive nappe stack below the ophiolite, in the Saih Hatat window (e.g. Goffé *et al.*, 1988; Searle *et al.*, 1994; Jolivet *et al.*, 1998; Fig. 1), with P-T conditions ranging from those of very low-grade blueschists (< 300° lawsonite, carpholite-kaolinite) to those of eclogites (> 23 kbar for 600 °C).

This HP-LT metamorphism was classically considered to have formed as a result of the obduction processes initiated ~ 95 Ma ago (Lippard, 1983; Michard *et al.*, 1983; Goffé *et al.*, 1988; Searle & Cox, 1999). The structure and genesis of the blueschists, however, have received much attention, new interpretations and conflicting scenarios in the recent years (e.g. Breton *et al.*, 2004; Searle *et al.*, 2004; 2005; Gray *et al.*, 2004a,b, 2005a). In much the same way as Goffé *et al.* (1988), Searle *et al.* (2004) have proposed to relate the HP-LT metamorphic imprint to the NE-vergent subduction of the leading edge of the Arabian continental margin below the ophiolite, and exhumation patterns to reverse movements taking place along the subduction plane. Breton *et al.* (2004) relate the HP-LT imprint to the existence of an additional, NE-dipping intracontinental subduction isolating a North Muscat microplate. In contrast, Gray and co-workers (e.g. Gregory *et al.*, 1998; Gray *et al.*, 2000; 2004a,b; Gray & Gregory, 2003), based on the distribution of metamorphic ages and mapping observations, have suggested that the HP event involved a precocious intracontinental subduction (~130-90 Ma) dipping to the SW under the Arabian passive margin.

Part of the dispute lies in the boundaries between structural (and thus metamorphic) sub-units and on the interpretation of an upper plate – lower plate discontinuity (UP-LP, hereafter; e.g. Gregory *et al.*, 1998; Miller *et al.*, 1998 and subsequent papers; Gray *et al.*, 2005a; Searle *et al.*, 2005). Another major problem is that all these models rely on one main set of petrological data (Goffé *et al.*, 1988; and additional observations by Jolivet *et al.*, 1998). The large, central part of the nappe stack, however, the Hulw unit, still suffers from unresolved P-T constraints (Fig. 2; Goffé *et al.*, 1988; Searle *et al.*, 1994, 2004, 2005; El-Shazly *et al.*, 1990; Jolivet *et al.*, 1998; Saddiqi *et al.*, 2006), and the validity of the P estimates for the lowest grade samples was contested by El-Shazly (2001) working on low-grade metabasites.

The aim of this study is to bring new petrological data, together with tectonic observations, in order to throw new light on the stacking of the HP-LT units and on their geodynamic context. We first present high precision P-T estimates and P-T paths for the ill-constrained, high-variant and highly retrogressed Hulw metapelites, thanks to the development of new thermobarometric techniques (Berman, 1991; Vidal & Parra, 2000; Beyssac *et al.*, 2002; Vidal *et al.*, 2006). We herein precise the relationship between the Hulw blueschists and its neighbouring units, particularly with the higher grade blueschists and eclogites from As Sifah. We finally discuss the metamorphic history of the Hulw unit within the frame of the whole Saih Hatat nappe stack and discuss its regional scale implications.

GEOLOGICAL SETTING: STATE OF THE ART AND MAJOR UNKNOWNNS

Lithostratigraphy and overall structure

The Saih Hatat window constitutes the only area in Oman presenting index HP-LT metamorphic minerals. It is mainly made of quartz mica-schists, calc-shists and mafic schists of continental origin, which are overlain by oceanic foredeep deposits (e.g. Muti, Hawasina formations; e.g. Glennie *et al.*, 1974) sandwiched between the continental margin and the oceanic ophiolite proper (Hanna, 1990). This HP-LT region was the focus of considerable mapping efforts (e.g. Glennie *et al.* 1974; Le Métour *et al.* 1986a,b; Gregory *et al.*, 1998; Miller *et al.*, 2002) and the lithostratigraphy is well known (e.g. Glennie *et al.*, 1974; Le Métour *et al.*, 1986a,b; for recent compilations, see also Miller *et al.*, 2002; Searle *et al.*, 2004, Breton *et al.*, 2004). Proterozoic, early Ordovician and Permian rocks of the Saih Hatat dome correspond to the most metamorphic units (the so-called lower plate; Miller *et al.*, 1998), whereas the northern Permian to Jurassic cover units experienced a somewhat lower grade metamorphism and constitute the Ruwi-Quryat major unit (see below). Late Paleocene-Early Eocene sediments rest upon the HP-LT rocks of the Ruwi-Quryat unit, while Late Maastrichtian sediments rest unconformably upon the ophiolite.

Previous P-T estimates and relevant sub-units

Goffé *et al.* (1988) first distinguished within the metamorphic units the As Sifah, Hulw, Rija, Mayh Bandar, Yiti and Quryat units and the Mascate nappes (including units such as Ruwi-Al Amarat and the Saih Hatat s.s.). Searle *et al.* (1994) later proposed to group Yiti, Al Amarat and Rija units, extended the Mayh Bandar unit to the Wadi Mayh-Al Khuryan unit, and separated the As Sifah eclogites (Lower As Sifah; LAS, hereafter) from the As Sifah glaucophane bearing unit (Upper As Sifah; UAP, hereafter). El-Shazly *et al.* (e.g. 1990, 2001) and El-Shazly (e.g. 1994, 1995) defined three regions (I, II and III). Region I corresponds to the Ruwi unit, while region II groups the Al Amarat, Mayh Bandar, Bawshar-Khayran, and the Quryat units. Region III corresponds to the core of the Saih Hatat dome where three zones are distinguished (A, B and C, which respectively correspond to the Hulw (+Rija), Diqdah and As Sifah units). Jolivet *et al.* (1998) defined the Ruwi-Quryat major unit (Regions I and II of El-Shazly and co-worker), characterized by the presence of Fe-Mg carpholite and pyrophyllite, together with incidental chloritoid (Saddiqi *et al.* 2006). They also distinguished a garnet-glaucophane bearing Diqdah unit, separated from Hulw by the As Sheikh unit.

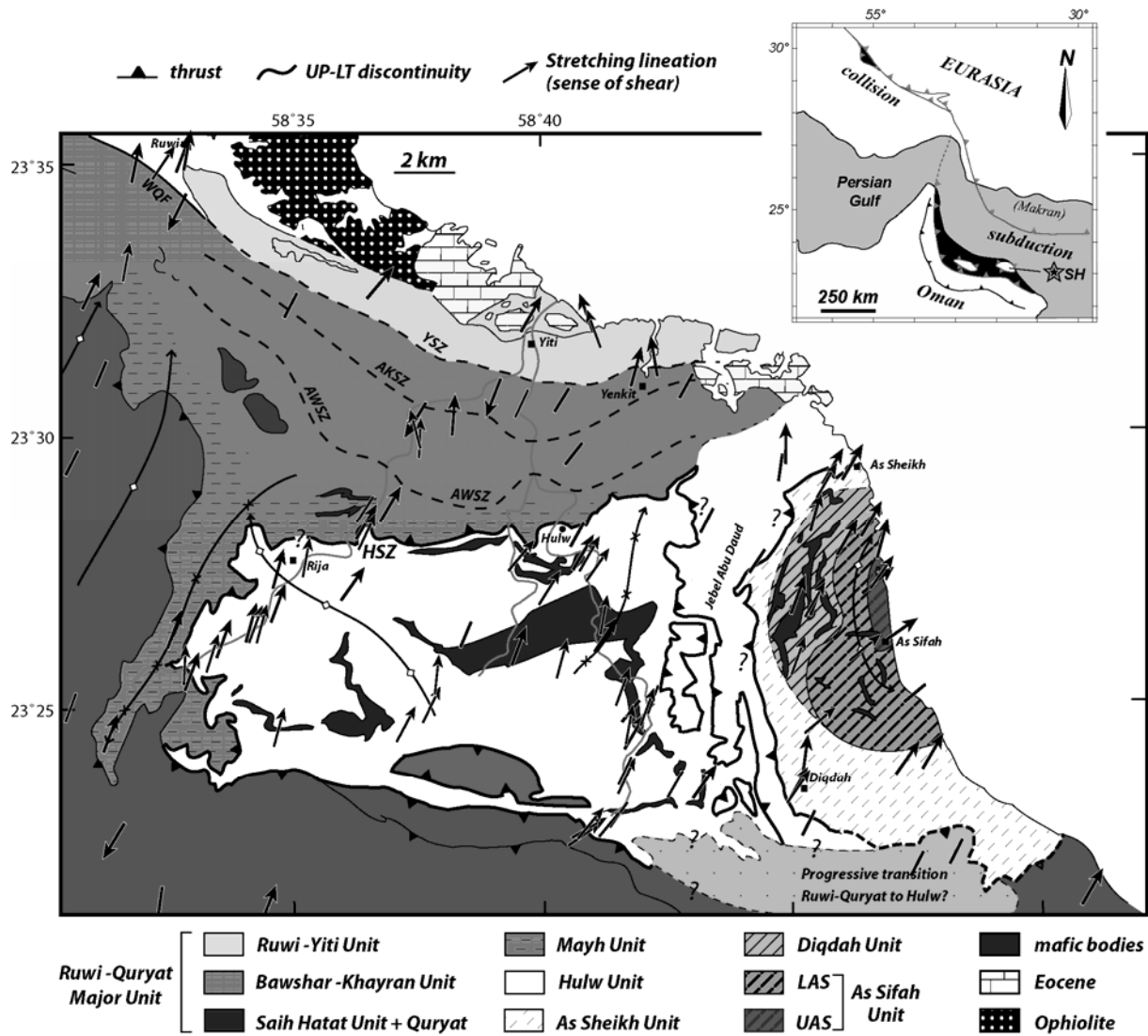


Fig. 1. Simplified map of the metamorphic units of the Saih Hatat (modified after Le Métour *et al.*, 1986; Goffé *et al.*, 1988; Jolivet *et al.*, 1998; Miller *et al.*, 2002 and Searle *et al.*, 1994, 2004; Saddiqi *et al.*, 2006). Stretching lineations and shear senses are from the literature (Michard *et al.* 1994; Jolivet, 1998) and this study.

Due to the lack of new P-T constraints over the last decade, only minor modifications were brought in recent papers (e.g. Searle *et al.* 2004, Saddiqi *et al.*, 2006). For the sake of simplicity, four main metamorphic units are thus considered below and on Fig. 1: the Ruwi-Quryat, Hulw, As Sheikh-Diqdah and the As Sifah units. A compilation of published P-T paths (Fig. 2) shows that most authors concord on the P-T estimates for the As Sifah (e.g. Wendt *et al.*, 1993; Searle *et al.*, 1994), Diqdah and Ruwi-Quryat units, although El-Shazly (2001) suggested that the pressures obtained are overestimated.

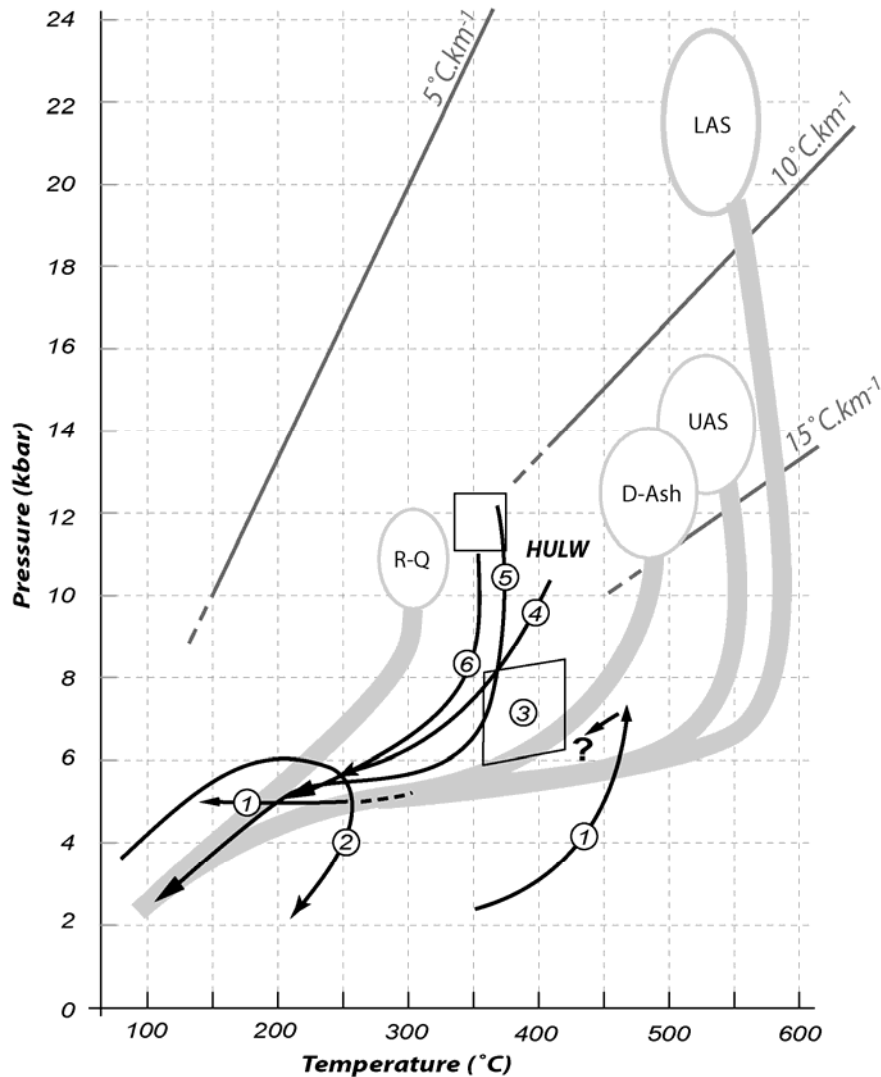


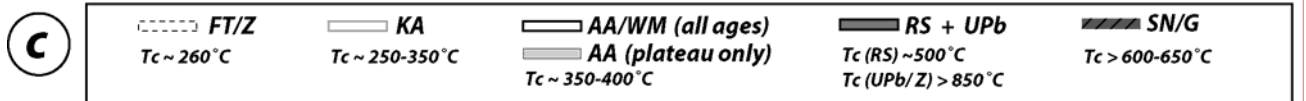
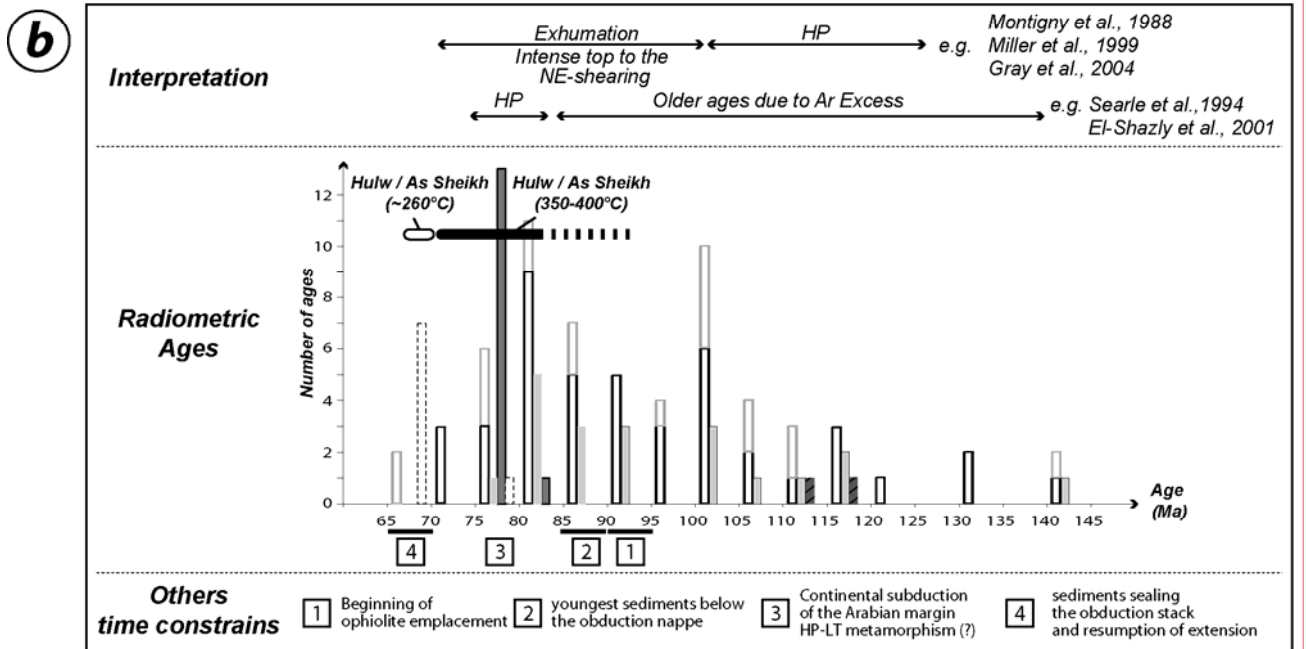
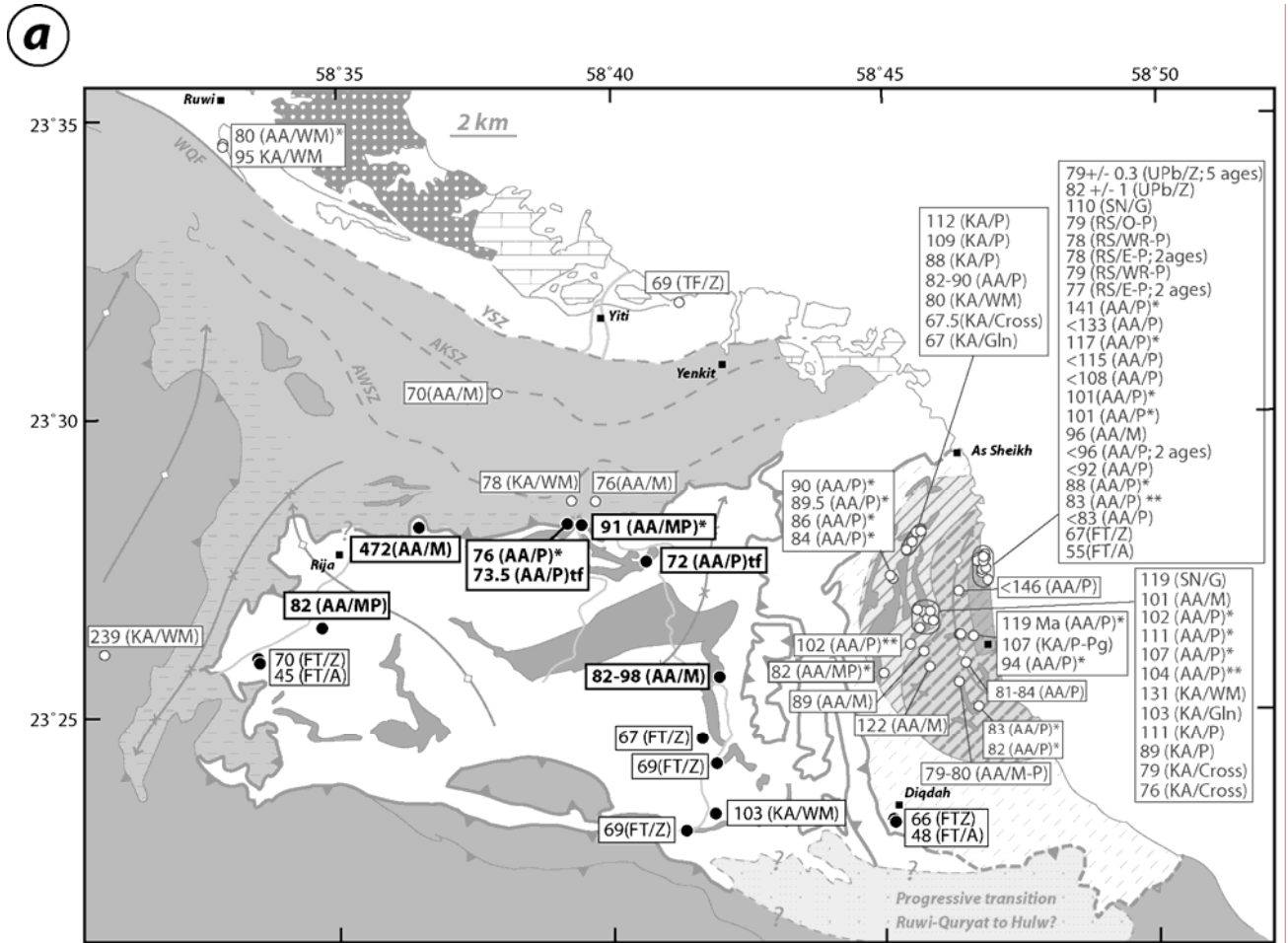
Fig. 2. Compilation of published P-T paths for the different metamorphic units of the Saih Hatat window. P-T paths in grey correspond to those compiled and averaged, for the sake of clarity, for the following units: Ash, As Sheikh; D, Diqdah; LAS, Lower As Sifah; RQ: Ruwi-Quryat Major Unit; UAP, Upper As Sifah. The different P-T-t paths for the Hulw unit from the literature are given in black: 1: Goffé *et al.*, 1988; 2: El-Shazly *et al.*, 1990; 3: Searle *et al.*, 1994; 4: Michard *et al.*, 1994; 5: Jolivet *et al.*, 1998; 6: Saddiqi *et al.*, 2006 (the simplified P-T-t paths in grey are after the same authors).

In contrast, the central and voluminous Hulw unit, whose P-T conditions are critical for the understanding of the whole nappe stack, is characterized by a wide scatter of P-T estimates (Fig. 2). Goffé *et al.* (1988) proposed an anti-clockwise P-T evolution for the Hulw unit based on carpholite overgrowths after chloritoid, whereas El-Shazly (1990) and El-Shazly *et al.* (1994, 1995) suggested that this unit reached its maximum burial before the thermal peak. Searle *et al.* (1994) estimated the metamorphic peak for Hulw at around 7-8 kbar, 380-420 °C. Jolivet *et al.* (1998) attributed a clockwise retrograde path to the Hulw unit, with pressure and temperature peaks at ~11-12 kbar and 280-320 °C, and proposed, for the As-Sheikh and Diqdah units, a joint P-T evolution at ~12-15 kbar and 540 °C. Our petrological study was therefore meant at estimating reliable P-T conditions for the Hulw unit and answer such questions as: why is this unit so retrogressed? What is the P-T contrast with the adjacent Mayh and As Sheikh units? What is the pressure difference with the As Sifah unit?

Geodynamic setting: timing of HP-LT metamorphism v. obduction

One of the major unresolved issues for the Oman HP-LT rocks is the age of the metamorphic peak, particularly for the As Sifah eclogites (see discussions by Gray *et al.*, 2004b, 2005a; Searle *et al.*, 2004, 2005; Warren *et al.*, 2003, 2005; for an historical perspective see Saddiqi *et al.*, 2006). A compilation of radiometric ages, particularly numerous for the As Sifah unit, is presented on a map (Fig. 3a) and reported on a graph (Fig. 3b). Figure 3b clearly shows the wide scatter of Ar/Ar and K/Ar ages on white micas between ~125 and 70 Ma, hence before and after the start of obduction at ~95 Ma (Tilton *et al.*, 1981; Hacker, 1994; Hacker *et al.*, 1996; Searle & Cox, 1999, 2002). The scatter is notably less for the Hulw unit (77-98 Ma; Fig. 3a). Fission track dating yields comparably tighter constraints, suggesting that the exhuming HP-LT units reached ~260 °C and ~100 °C at 66-70 Ma and 45-48 Ma, respectively (Fig. 3a).

A first group of authors (e.g. Gray *et al.* 2004a,b; 2005a) considers that these Ar ages postdate the HP-LT event, in part because they correspond to cooling ages at ~350-400 °C rather than to crystallisation ages of the As Sifah eclogite (~600-650 °C). This is also supported by Sm/Nd ages obtained on garnet (110 ± 9 and 119 ± 13 Ma) by the same authors (Gray *et al.*, 2004b). In their view, following Montigny *et al.* (1988) and El-Shazly & Lanphere (1992), HP-LT metamorphism precedes the obduction of the Neotethys onto the Arabian margin and implies the early subduction, at ~130-95Ma, of an exotic continental microplate (e.g. Gregory *et al.*, 1998; Gray *et al.*, 2004a).



tel-00134728, version 1 - 5 Mar 2007

Fig. 3. Compilation of the radiometric ages for the HP-LT units of the Saih Hatat dome.

(a) Spatial repartition of the ages (same legend as for Fig.1 for the metamorphic units). Ages in black correspond to those of the Hulw and As Sheikh units. Key to brackets: before the slash the abbreviation refers to the method used (AA: Ar/Ar; KA: K/Ar; FT: Fission tracks; RS: Rb/Sr; SN: Sm/Nd; UPb; U/Pb) and after the slash to the mineral(s) on which dating was performed (A: Apatite; Cross: Crossite; E: Epidote; G: Garnet; Gln: Glaucofane; M: Muscovite; O: Omphacite; P: Phengite; Pg: Paragonite; WR: Whole rock; Z: Zircon). Other symbols: *: plateau age; **: total gaz age; tf: total fusion age.

(b) Histogram of radiometric ages versus time for Oman blueschists and eclogites. Data from the literature, after Montigny *et al.*, 1988; El-Shazly & Lanphere, 1992; Searle *et al.*, 1994; Saddiqi *et al.*, 1995, 2006; Poupeau *et al.*, 1998; Miller *et al.*, 1999; El-Shazly *et al.*, 2001; Warren *et al.*, 2003, 2005; Gray *et al.*, 2004a,b.

(c) Average closure temperatures (T_c) for the various radiometric methods used in Oman.

In contrast, discounting white mica Ar ages on the assumption of excess argon (e.g. Searle *et al.*, 1994; El-Shazly *et al.*, 2001), as for a number of other settings worldwide (e.g. Arnaud & Kelley, 1995; Sherlock & Kelley, 2002), and based on concordant ages obtained by two independent methods (Rb/Sr: El-Shazly *et al.*, 2001; U/Pb on zircons: Warren *et al.*, 2003, 2005; Gray *et al.*, 2004b), Searle and co-workers (Searle & Cox, 2002; Searle *et al.*, 2004; Warren *et al.*, 2005) suggested that the HP event effectively occurred around 85-80 Ma, hence after the onset of obduction at ~95 Ma. They also argue that, according to closure temperatures, Sm/Nd ages should be younger than U/Pb ages (Fig. 3) and suggested that the older ages obtained by Gray *et al.* (2004b) could be accounted for by residual Nd in garnet (Searle *et al.*, 2005).

Although at present the link between HP-LT metamorphism and obduction can not be regarded as certain (i.e. further dating is needed to clarify the exact timing of HP-LT metamorphism), in our view too this second interpretation is the most plausible and HP-LT metamorphism was most likely an obduction-related, short-lived process. This interpretation has the advantage, over that of a now vanished exotic microplate (Gray *et al.*, 2004a), that it can be tested on geological grounds and that it is not incompatible with available stratigraphic constraints on the foredeep sediments overthrust by the obducted ophiolite and the passive character of the Arabian margin (Scott, 1990; Breton *et al.*, 2004; Searle *et al.*, 2005), the chronology of ophiolite emplacement (Boudier *et al.*, 1988; Nicolas, 1989; Hacker, 1994; Hacker *et al.*; 1996) and the triggering of obduction (Agard *et al.*, 2006).

Tectonic patterns

The tectonic units of the Saih Hatat HP-LT dome are mainly differentiated on the basis of metamorphic constraints (see above) and on structural grounds. The overall structure is quite complicated due to an intense deformation marked by spectacular sheath folds, boudinage, shear zones of variable extent (e.g. Jolivet *et al.*, 1998; Miller *et al.*, 2002; Searle *et al.*, 2004) and to the interference of successive generations of structures. The present-day dispute over the structures of the Saih Hatat dome (e.g. Gray *et al.*, 2004a, 2005a; Searle *et al.*, 1994, 2004) lies more on the interpretation of these structures, however, than on the structures themselves. Some of the most conflicting and/or ill-constrained aspects are:

(1) the interpretation of the upper plate – lower plate discontinuity:

Gregory *et al.* (1998) and Miller *et al.* (1998, 2002) highlighted the major tectonic discontinuity separating the Ruwi-Quryat major unit (their so-called upper plate; UP) from underlying units (their lower plate; LP). Whether this discontinuity (more or less equivalent to

the Hulw shear zone; Searle *et al.*, 1994) is rooted in the Moho (Gray *et al.*, 2000) is highly controversial (Searle *et al.*, 2004; Gray *et al.*, 2005a; Searle *et al.*, 2005a).

(2) *exhumation patterns and shear senses:*

They are clearly top to the NE for Jolivet *et al.* (1998) and dominantly top to the NE, yet more coaxial, for Michard *et al.* (1989, 1994) and Miller *et al.* (2002). Early S-directed shear senses were reported by Michard *et al.* (1994) but contested by Miller *et al.* (2002). Searle *et al.* (1994) reported the existence of several shear zones with top to the SW transport direction in the upper plate (from S to N: Hulw, Al Wudya, Al Khuryan and Yenkit shear zones, Fig. 1). In contrast, Jolivet *et al.* (1998) mapped extensional shear zones corresponding to unit boundaries. In any case, pressure gaps across the various shear zones are unclear.

(3) *the problematic, central Hulw unit:*

The structural relationship between the central Hulw unit, generally outlined as a separate unit by previous authors (rather paradoxically, owing to its imprecise P-T constraints), and other neighbouring units is unclear. Mayh unit, for example, was either related to the upper plate units or to the Hulw unit (Goffé *et al.*, 1988; Saddiqi *et al.*, 2006). Jolivet *et al.* (1998) proposed that each metamorphic unit (LAS, UAS, Diqdah, As Sheikh and Hulw) is separated from the other by localized extensional shear zones. Miller *et al.* (2002) suggested that the shear zone between Hulw and the deeper units is located below, and truncated by, the UP-LP discontinuity. If this holds true, a clear P-T contrast should be observed on each side of the ~2km wide stretch of upper plate located to the E of Hulw (Jebel Abu Daud, Fig. 1), as well as across the UP-LP discontinuity. This will be discussed in the light of our new P-T estimates.

NEW TECTONIC OBSERVATIONS

A considerable amount of structural reports on the Saih Hatat already exist in the literature, and the reader is referred to previous mappings and detailed observations by Le Métour *et al.* (1986a,b) and Miller *et al.* (2002), and to additional reports by Michard *et al.* (1994), Jolivet *et al.* (1998), Searle *et al.* (1994, 2004).

The aim of our study was mainly to accurately assess the position of our samples in the nappe pile (they are set back in a synthetic 3D diagram showing the main structures in the northern Saih Hatat window in Fig. 4). In addition, we report below some complementary tectonic observations, with particular emphasis on stretching and boudinage, whose importance for the nappe stacking, in our view, was somewhat neglected so far.

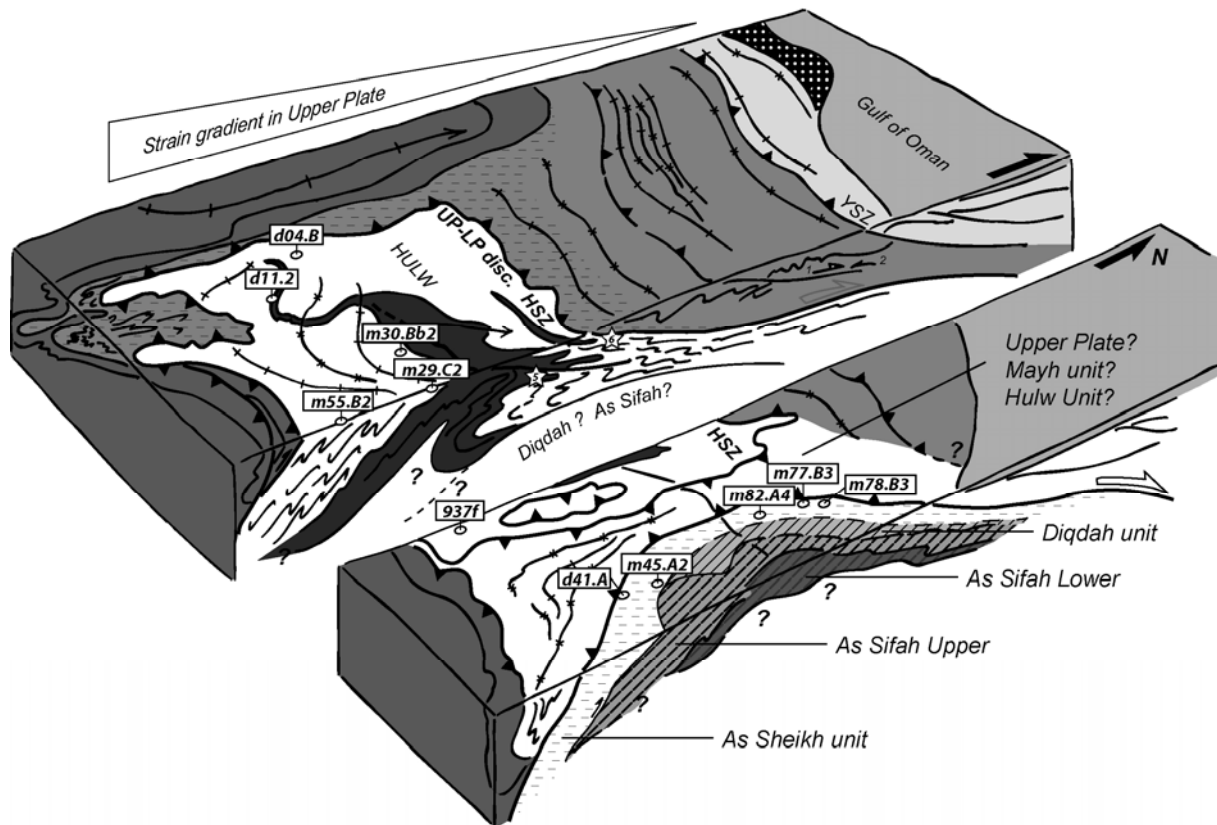


Fig. 4. 3D diagram across the Saih Hatat dome (same unit legends as for Fig. 1). The location of the main studied samples is shown (white boxes). Numbers in the stars correspond to the location of Figs. 5 and 6.

Shear senses

Ductile deformation is rather evenly distributed within the Hulw unit, even if some domains are more strongly sheared due to lithological contrasts. Shear senses, as reported by Jolivet *et al.* (1998), are uniformly striking top to N020-N030°E on average, and deformation is mostly non coaxial and accompanied by NNE-vergent drag folds. New kinematic data is shown in Fig. 1. The deformation observed at the roof of the Hulw unit, below the UP-LP discontinuity, is consistent with the internal deformation of the unit (Fig. 5a). In order to track the P-T conditions of this deformation, one of our samples (d04.B) was chosen from a N020 shear band within the core of the Hulw unit. The latest ductile deformation increment is marked by Pr1-Phg recrystallizations in shear bands north of sample m73B2 (Figs 1, 5b).

Large-scale boudinage

Numerous dm- to km-sized metabasite boudins (i.e. Saiq 2 Formation, Le Métour *et al.*, 1986 or Sq1dL Formation, Miller *et al.*, 2002) wrapped in reddish Sq1L limestones are found in the Hulw unit. One of the largest boudinaged mafic layers is visible on the map of Fig.1 and detailed in Fig. 6. This mafic sill corresponds to an antiformal, N-trending sheath fold axis sheared off along its limbs.

The existence of synthetic shear bands points to an intense combination of flattening and shearing (Fig. 6a). The shear bands located within the limbs of this fold (Fig. 6b) contain

glaucophane and/or greenschist facies minerals (i.e. epidote-chlorite-albite). This major sheath fold dragging the rocks thus operated prior and during the main top to the NNE deformation. The strongly schistosed matrix limestones are affected by conspicuous dysharmony (Fig. 6c-d).

The same rock types are found in As Sifah and Diqdah units (Le Métour *et al.*, 1986a,b; Miller *et al.*, 1999; Searle *et al.*, 2004). However, in As Sifah unit, small, dm- to hm-sized mafic boudins are dispersed in the strongly folded, reddish, matrix limestone, whereas hm- to km-sized elongated, continuous mafic slices and boudins are found in the Diqdah unit. Our interpretation is that the boudinage gradient increases from Hulw to As Sifah (Fig. 6e). It should be added that the Diqdah unit is highly retrogressed, in line with earlier reports suggesting the presence of a major shear zone in the vicinity of the As Sheikh-Diqdah units (Searle *et al.*, 1994; Jolivet *et al.*, 1998; As Sheikh shear zone; Gray *et al.*, 2004a).

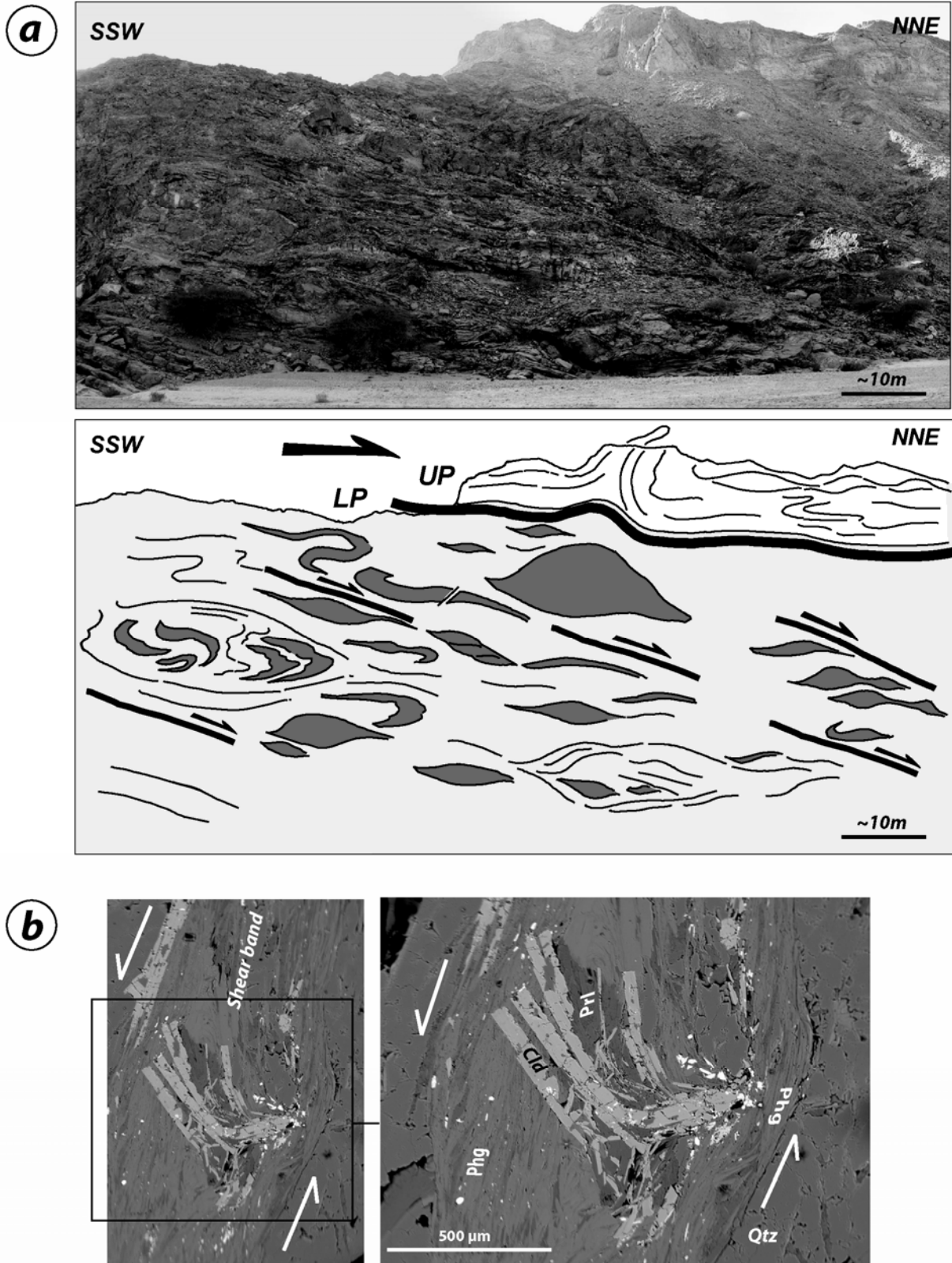


Fig. 5. (a) Deformation observed near the UP-LP discontinuity (see Fig. 4 for location). (b) Back-scattered electron image (15kV) showing chloritoid (Cld), Phengite (Phg) and Pyrophyllite (Pri) in a shear band below the UP-LP discontinuity.

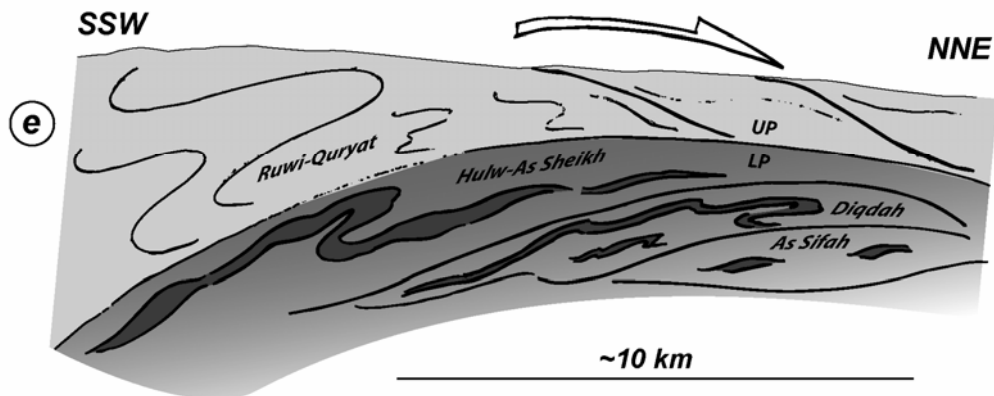
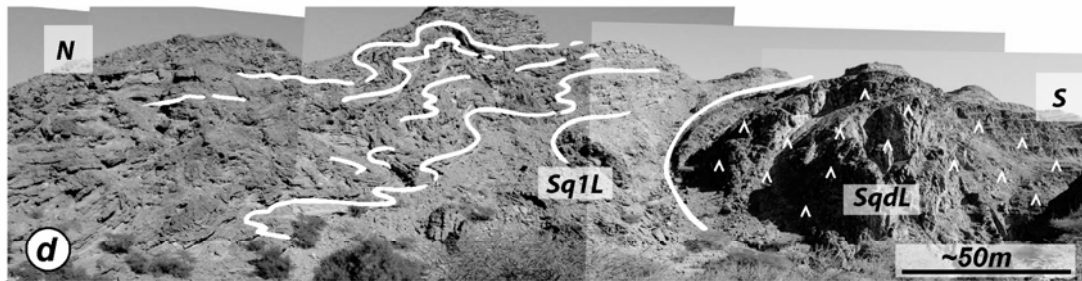
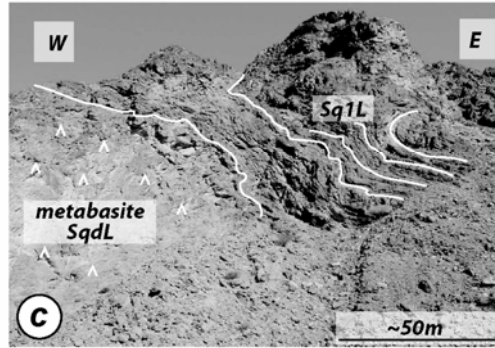
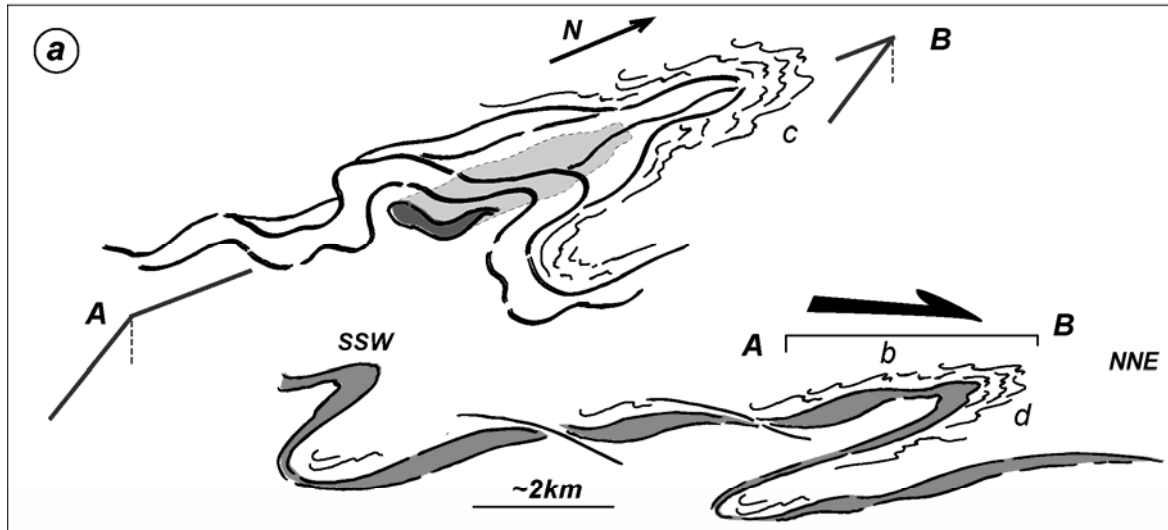


Fig. 6. (a) Schematic representation of large scale boudinage in the Hulw unit (see Fig. 4 for location; b, c and d refer to the photographs below). (b) Shear bands from the stretched upper limb of the metabasite boudin (c-d) Disharmony in the reddish Sq1L limestones wrapping the metabasite boudins. (e) Schematic cross-section of the Saih Hatat window highlighting the deformation contrast on both sides of the UP-LP discontinuity.

Contrast in deformation style between UP and LP and deformation chronology

Deformation style is markedly different in the UP, where there is far less stretching, shear movements and boudinage (except in the sheath fold hinges of southern Wadi Mayh; Miller *et al.*, 2002, Fig. 9; Searle *et al.*, 2004, Fig. 10). Deformation is also much more coaxial in the UP (Miller *et al.*, 1998, 1999, 2002), with only scattered ductile to brittle shear zones (Searle *et al.*, 1994) formed at low metamorphic temperatures (350 °C, Jolivet *et al.*, 1998). Overall, finite deformation is less intense than in the LP, as demonstrated by Gray *et al.* (2005b).

Within the more or less continuous deformation process affecting the Saih Hatat unit, the following chronology can be outlined:

(1) Flattening, stretching and boudinage at depth, marked by shear zones within and between the units and early folds, affected the LP units. This deformation did not affect the Ruwi-Quryat major unit.

(2) The major NNE-vergent deformation stage emplacing the regional fold-nappe along the UP-LP discontinuity (Gregory *et al.*, 1998) was marked by a-type, sheath folds affecting both the upper and lower plate, and late recumbent folding, particularly visible in the upper plate Hijam and Amdeh formations, associated with a S-dipping foliation.

(3) A late penetrative crenulation, with late axial planes dipping WSW, later affected all units.

ANALYTICAL TECHNIQUES

Sampling

Many samples, mainly metapelites, (+minor metabasites) and dark, carbonaceous-rich limestones, were collected across the entire Saih Hatat window, with special emphasis on the Hulw unit (Fig. 7). Twenty samples were studied by EPMA (see below) and twelve thin-sections were selected for detailed thermobarometry calculations. Mineral occurrences for the latter samples are presented with GPS coordinates in Table 1. Among the compositional maps acquired (see below), four were selected according to their location and for their interest for the study: two are from the Hulw unit (d11.2 from the W, m30Bb2 from the core), and two from the S and N of the As Sheikh unit (m45.A2 and m82.A4, respectively). The Raman spectroscopy of carbonaceous material was performed on twenty one samples chosen to document a possible gap of peak temperatures across the UP-LP discontinuity.

Analytical methods

Electron Probe Microanalysis

For mineral chemistry, two different types of electron probe microanalyses (EMPA) are realized: conventional spot analyses and compositional maps (De Andrade *et al.*, 2006). Analyses were both performed with a Cameca SX100 instrument (at Camparis, Univ. Paris 6; a Cameca SX50 was also used for additional conventional analyses). Classical analytical conditions were adopted for spot analyses (15kV, 10nA, wavelength-dispersive Spectroscopy (WDS) mode), using Fe₂O₃ (Fe), MnTiO₃ (Mn, Ti), diopside (Mg, Si), CaF₂ (F), orthoclase (Al, K), anorthite (Ca) and albite (Na) as standards.

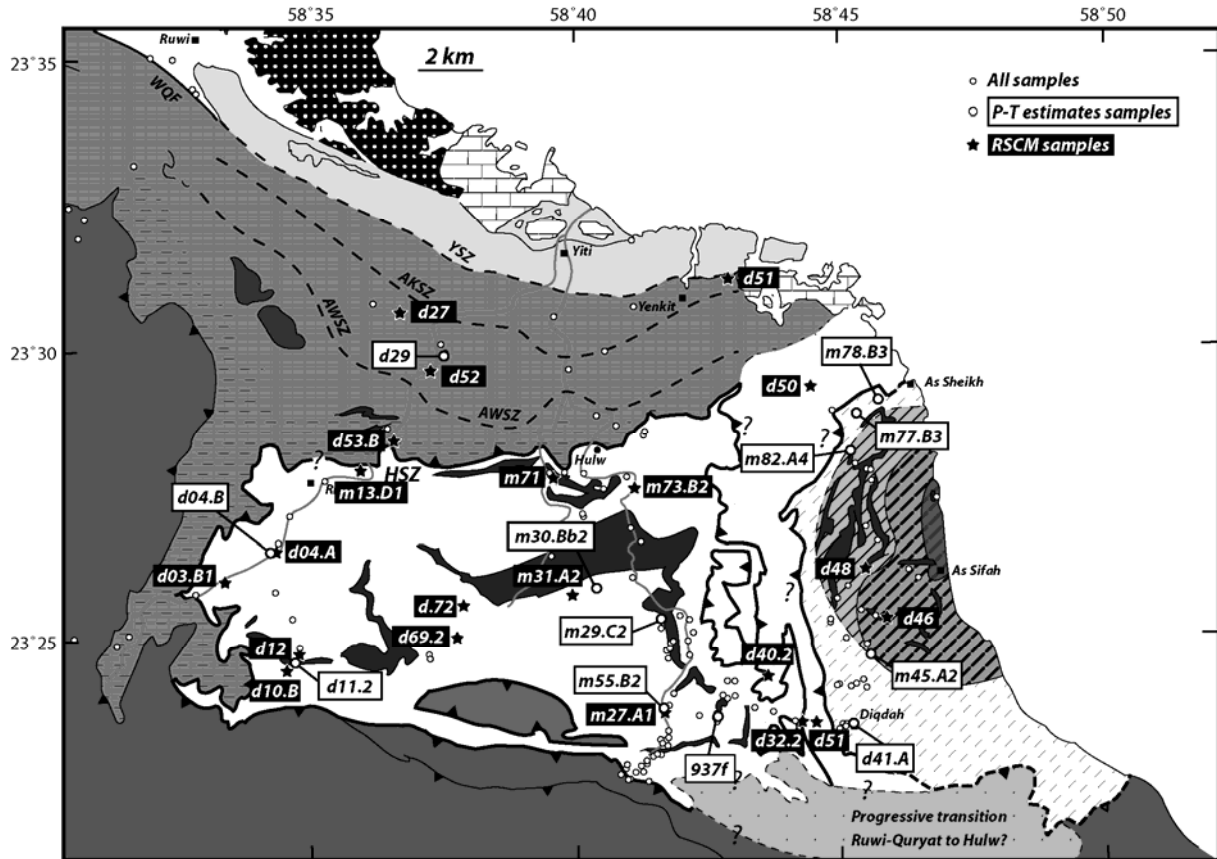


Fig. 7. Sampling localities (same legend for the metamorphic units as for Fig. 1). Samples with a big white dot and a white font label were studied with the electron microprobe for P-T estimates (see Figs 8-10). Samples with a black star and black font label were used for the Raman spectroscopy of carbonaceous material (see Fig. 11). Other samples are shown as little white points.

Sample	analyse	Qz	Cc	Phg	Chl	Cld	Car	Pg	Ab	Rt	Area	GPS coordinates (N°, E°)
d29	s	x	x	x	x	x	x	x			Mayh Bandar	23.29.55 58.37.34
d04.B	s	x	x	x	x				x		Hulw W	23.26.30 58.34.23
d11.2	m	x		x	x	x					Hulw W	23.24.36 58.34.48
m29.C2	s	x		x	x						Hulw	23.25.22 58.41.36
m30.Bb2	m+s	x		x	x	x					Hulw	23.25.51 58.40.24
m55.B2	s	x		x	x			x	x		Hulw	23.23.47 58.41.37
937f	s	x		x	x	x		x	x		Hulw SE	23.23.40 58.42.38
d41.A	s	x		x	x				x	x	As Sheikh S	23.23.35 58.45.09
d45.A2	m	x	x	x	x			x			As Sheikh S	23.25.24 58.45.33
m77.B3	s	x		x	x			x			As Sheikh N	23.28.55 58.45.13
m78.B3	s	x		x	x						As Sheikh N	23.29.09 58.45.37
m82.A4	m	x		x	x			x			As Sheikh N	23.28.16 58.45.06

Table 1. Parageneses of the samples from the Hulw and As Sheikh units (and corresponding GPS coordinates) on which conventional microprobe spot analyses (s) or compositional mapping (m) were performed. Ab: albite; Car: carpholite; Cc: calcite; Chl: chlorite; Cld: chloritoid; Phg: Phengite; Pg: paragonite; Qz: quartz; Rt: rutile.

Acquisition time for compositional mapping needs to be much shorter than for conventional spot analyses (the 376*1350 pixels map of Fig. 8 corresponds to 507600 analyses!). In order to optimize counting times, acquisition time for compositional mapping of 5µm point spacing grids was set at 100 or 200 ms (see De Andrade, 2006 for details concerning statistical checks). Operating conditions were 15kV accelerating voltage, 100nA beam current, 5µm beam size and data acquisition in WDS mode. During the same microprobe session, standard spot analyses were also realized along profiles crossing the major minerals of the map (e.g. Chl, Cld, Phg), which were then used to calibrate the compositional maps (see De Andrade *et al.*, 2006).

TWEEQU Multiequilibrium thermobarometry

Mineral parageneses of the dominantly metapelitic Hulw samples are poor, containing mostly phengite, chlorite and in fewer cases, chloritoid ± albite ± paragonite (Table 1). In order to derive P-T estimates for these high variant samples, we used the multi-equilibrium approach of Berman (1991) adapted by Vidal & Parra (2000), who defined several chlorite-phengite end-members (see also Vidal *et al.*; 2001; Parra *et al.*, 2002a; Vidal *et al.*, 2005, Parra *et al.*, 2005). We used TWEEQU 2.02 software (Berman, 1991) and its associated database JUN92 complemented by thermodynamic properties for Mg-amesite, Mg-sudoite, Mg-celadonite for chlorite and phengite solid-solution models (25.min and 26.sln) from Vidal & Parra (2000). For phengite, the assym/25 solid-solution model is used. For chlorite, both V2001 and VP209 models are used. Only P-T estimates realized both with V2001 and VP209, however, are considered in equilibrium (P-T estimates obtained with only one of them were discarded).

The temperature (σT) and pressure (σP) scatter were calculated with INTERSX (Berman, 1991). INTERSX was used only when the totality of the reactions are in the screen field (generally 2-20 kbar; 200-650 °C). Only the first value of INTERSX is taken into account. The minerals are then considered to be in equilibrium if these first values of σP or σT are lower than 10% of the P and T estimates, respectively. In order to keep only the most reliable values other P-T estimates are rejected, even if the last value given by INTERSX is correct. The different assemblages and end-members used in our study, the number of independent reactions (NIR) considered (a higher confidence is accorded to the assemblages with a high NIR), together with several typical output plots from TWEEQU, are shown in the Appendix.

Estimation of peak temperatures (via RSCM)

The Raman spectroscopy of carbonaceous material (RSCM) was calibrated as a geothermometer (± 50 °C) in the range 330-650 °C (Beyssac *et al.*, 2002). Relative, inter-sample uncertainties on temperature can be much smaller, around 10-15 °C (Beyssac *et al.*, 2004). Since the degree of organization of the carbonaceous material is irreversible, temperatures deduced from the Raman spectra represent peak-temperature conditions reached by the rocks. RSCM was done on thin sections of graphite-bearing schists oriented perpendicular to the foliation by focusing the laser beam beneath a transparent crystal. Raman spectra were obtained with a Renishaw INVIA Reflex Raman micro-spectrometer at the Laboratoire de Géologie of the Ecole Normale Supérieure, Paris, France. Spectra were excited at room temperature with the 514.5 nm line of a 20 mW Ar Spectra Physics laser through a LEICA 100X objective (NA 0.90). The laser beam is depolarized before the microscope thanks to a $1/4 \lambda$ waveplate. The laser spot on the surface had a diameter of approximately 1

μm and a power of 1 mW, which should be low enough to avoid any spectral change or sample destruction due to light absorption and local temperature increase (e.g. Beyssac *et al.*, 2003). Light was dispersed by a holographic grating with $1800 \text{ grooves}\cdot\text{mm}^{-1}$. A spectral resolution of about 1.4 cm^{-1} was determined by measuring a Neon lamp emission. The spectrometer is calibrated for every session by measuring the position of the neon lamp emission and/or a silicon wafer. The dispersed light was collected by a RENCAM CCD detector. Confocality was achieved by setting the entrance slit into the spectrometer to $11 \mu\text{m}$ and selecting via the software few relevant rows on the CCD creating a “virtual” pinhole. The depth resolution of this confocal configuration is less than $2 \mu\text{m}$. The synchroscan mode from 700 to 2000 cm^{-1} was selected in order to avoid step-like mismatches between neighboring spectral windows probably occurring in samples with intense and uneven background and to maximize the signal-to-noise ratio. Acquisition duration was 60s divided in three 20s subtractive runs. We recorded at least 10 spectra for each sample to take into account the CM heterogeneities. The program Peak Fit 4.0 was then used to process the spectra.

MINERAL CHEMISTRY

The mineralogy of the Hulw unit is rather monotonous and poor compared to units such as As Sifah or Diqdah, where garnets and amphiboles are commonly found. The typical Hulw paragenesis is quartz-phengite-chlorite \pm chloritoid \pm paragonite, albite, pyrophyllite and/or epidote (see Table 1). Tables 2, 3 show some representatives analyses from the different samples. A brief description of the main minerals is given below.

Chlorite

Chlorite analyses showing an oxide sum $<83 \text{ wt}\%$ or $>89.5 \text{ wt}\%$ were excluded (e.g. Rimmelé *et al.*, 2004). Analyses are also rejected if $\text{K2O} > 0.1 \text{ wt}\%$ and/or if $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}+\text{CaO}) > 0.5 \text{ wt}\%$. Only the analyses expressed as a linear combination of the amesite (Am), clinochlore (Clin), daphnite (Dph) and sudoite (Sud) end-members (Vidal *et al.*, 2001, 2005) and meeting the six chemical criteria reported by Vidal & Parra (2000) were retained for multi-equilibrium calculations. Chlorite analyses cluster in a relatively confined area in the ternary diagram of Fig. 8a. The range of tschermak substitution variation (along the Am-Clin joint) is thus fairly restricted, and sudoite rarely exceeds 25%. In most cases, Sud-rich chlorite is texturally younger.

Evaluation of the amount of ferric iron

The problem of the Fe^{3+} , particularly in chlorite, was addressed by Vidal and co-workers (e.g. Vidal *et al.*, 2001, 2005, 2006). Despite relatively constant compositions in the ternary diagram of Fig. 8a, chlorite often presents strikingly different colours under the microscope (brownish, reddish-brown, dark or pale green), which suggest variable Fe^{3+} contents. Besides, temperatures calculated with TWEEQU in the MASH system for chlorite-quartz (Vidal *et al.*, 2001), without incorporating Fe^{3+} in chlorite and using only reaction (1) below, are too high (i.e. $> 650 \text{ }^\circ\text{C}$) for a number of chlorites from the Hulw and As Sheikh units, but become reasonable adding Fe^{3+} (see below).

Mineral sample an.	Chl m30Bb2 n13	Chl 937f o15	Chl m29.C2 m73	Chl m29.C2 m97	Chl m29.C2 m64	Chl m30Bb2 m55	Chl m30Bb2 o49	Chl m30Bb2 o51	Chl m30Bb2 Chl-z2B*	Chl d11.2 Chl-II*	Chl d11.2 Chl-IV*	Chl d11.2 Chl-VIII*	Chl d11.2 Chl-XI*	Chl d04.B q28	Chl d04.B q53	Chl m78.B3 s75	Chl m78.B3 s88
SiO2	24,45	23,73	25,23	26,07	24,36	24,08	23,50	24,12	22,95	25,02	24,43	25,08	25,46	25,21	25,31	24,87	25,43
TiO2	0,04	0,01	0,05	0,03	0,07	0,03	0,04	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,13	0,00	0,00	0,00
Al2O3	40,58	38,04	20,11	21,05	19,86	22,07	22,99	22,32	22,71	23,16	22,95	22,85	22,51	20,47	21,26	22,43	21,42
FeO	26,15	29,29	29,54	27,60	31,78	30,99	32,27	31,36	31,38	27,02	27,84	25,49	26,62	29,86	29,66	28,56	27,46
MnO	0,20	0,18	0,12	0,27	0,33	0,04	0,05	0,08	0,09	0,07	0,09	0,07	0,07	0,27	0,25	0,09	0,12
MgO	1,38	0,87	10,12	9,93	10,15	8,52	8,65	9,38	8,66	13,06	11,58	13,16	12,72	11,89	12,25	11,93	12,54
CaO	0,02	0,02	0,01	0,11	0,00	0,12	0,02	0,04	0,18	0,06	0,09	0,08	0,07	0,01	0,00	0,12	0,12
Na2O	0,03	0,01	0,06	0,00	0,03	0,03	0,02	0,01	0,06	0,08	0,11	0,09	0,09	0,00	0,03	0,01	0,00
K2O	0,02	0,00	0,00	0,04	0,02	0,01	0,02	0,05	0,04	0,04	0,04	0,04	0,05	0,02	0,00	0,04	0,02
nOx	92,86	92,15	85,23	85,10	86,60	85,88	87,56	87,41	86,07	88,50	87,12	86,86	87,56	87,86	88,76	88,06	87,10
Structural formula																	
Si	1,01	1,01	2,80	2,86	2,71	2,68	2,58	2,64	2,56	2,63	2,63	2,66	2,70	2,72	2,69	2,65	2,73
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Al	1,98	1,91	2,63	2,72	2,60	2,89	2,97	2,87	2,98	2,87	2,91	2,86	2,81	2,60	2,67	2,82	2,71
Fetot	0,91	1,04	2,74	2,53	2,95	2,88	2,96	2,87	2,93	2,37	2,50	2,27	2,36	2,69	2,64	2,55	2,46
Mn	0,01	0,01	0,01	0,02	0,03	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01
Mg	0,09	0,06	1,68	1,62	1,68	1,41	1,41	1,53	1,44	2,05	1,85	2,08	2,01	1,91	1,94	1,90	2,00
Ca	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01
Na	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00
XMg	0,09	0,05	0,38	0,39	0,36	0,33	0,32	0,35	0,33	0,46	0,42	0,48	0,46	0,41	0,42	0,43	0,45
nOx	12	12	14	14	14	14	14	14	14	14	14	14	14	14	14	14	14

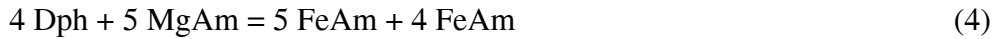
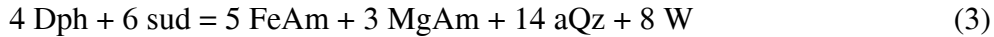
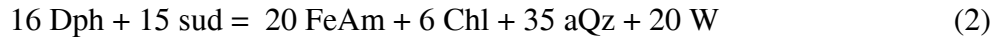
Mineral sample an.	Phg m29.C2 m66	Phg m29.C2 m68	Phg m29.C2 m63	Phg m30Bb2 m34	Phg m30Bb2 m42	Phg m30Bb2 m48	Phg m30Bb2 Phg-z1C*	Phg m30Bb2 Phg-z2D*	Phg d11.2 Phg-C*	Phg d11.2 Phg-F*	Phg d11.2 Phg-G*	Phg d11.2 Phg-H*	Phg d04.B q32	Phg m78.B3 s74	Phg m78.B3 s92	Ab d04.B q54
SiO2	45,56	50,14	47,04	48,92	47,64	48,44	47,23	47,84	48,64	49,01	50,33	50,18	47,73	48,96	49,14	68,18
TiO2	0,34	0,22	0,24	0,14	0,11	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,04	0,00
Al2O3	30,01	29,13	30,14	31,83	31,17	33,61	33,31	32,16	32,24	31,98	30,82	29,88	32,16	31,95	31,43	19,54
FeO	4,75	2,50	2,42	1,51	1,76	1,18	1,26	1,84	1,93	2,50	2,81	2,12	2,21	2,21	2,40	0,04
MnO	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,01	0,00	0,01	0,02
MgO	2,37	2,25	1,57	1,59	1,38	1,32	1,25	1,08	1,47	1,40	1,62	1,82	1,61	1,73	1,76	0,00
CaO	0,07	0,05	0,00	0,04	0,15	0,02	0,06	0,07	0,03	0,03	0,04	0,03	0,01	0,09	0,10	0,00
Na2O	0,41	0,28	0,03	0,32	0,39	0,58	0,57	0,36	0,44	0,46	0,35	0,33	0,50	0,46	0,41	11,86
K2O	8,71	9,98	9,34	9,65	9,68	9,76	9,52	9,25	9,83	9,60	10,10	9,10	10,12	9,49	9,43	0,04
nOx	92,21	94,53	90,80	94,01	92,27	95,05	93,34	92,04	94,52	94,44	95,78	94,17	94,26	94,93	94,72	99,68
Structural formula																
Si	3,17	3,36	3,27	3,27	3,26	3,20	3,19	3,26	3,25	3,27	3,33	3,36	3,21	3,25	3,27	2,99
Ti	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	2,46	2,30	2,47	2,51	2,51	2,62	2,65	2,58	2,54	2,51	2,40	2,36	2,55	2,50	2,47	1,01
Fetot	0,28	0,14	0,14	0,08	0,10	0,07	0,08	0,07	0,10	0,11	0,14	0,16	0,12	0,12	0,13	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,25	0,22	0,16	0,16	0,14	0,13	0,13	0,11	0,15	0,14	0,16	0,18	0,16	0,17	0,17	0,00
Ca	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00
Na	0,05	0,04	0,00	0,04	0,05	0,07	0,07	0,05	0,06	0,06	0,04	0,04	0,06	0,06	0,05	1,01
K	0,77	0,85	0,83	0,82	0,85	0,82	0,82	0,80	0,84	0,82	0,85	0,78	0,87	0,80	0,80	0,00
XMg	0,47	0,62	0,53	0,65	0,58	0,66	0,61	0,60	0,58	0,56	0,53	0,53	0,57	0,58	0,56	0,08
nOx	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	8

Table 2. Representative analyses of the main mineral species from the Hulw and As Sheikh units in weight percents and their structural formulas. *: analyses corresponding to a family selected from compositional mapping (see Fig. 8); nOx: number of oxygens used to calculate the structural formula.

	Chl m29.C2 m73	Chl m29.C2 m97	Chl m29.C2 m64	Chl m30Bb2 m55	Chl m30Bb2 o49	Chl m30Bb2 o51	Chl m30Bb2 Chl-z2B*	Chl d11.2 Chl-II*	Chl d11.2 Chl-IV*	Chl d11.2 Chl-VIII*	Chl d11.2 Chl-XI*	Chl d04.B q28	Chl d04.B q53	Chl m78.B3 s75	Chl m78.B3 s88
XFe3+	0,23	0,21	0,16	0,07	0,07	0,04	0,09	0,07	0,06	0,07	0,14	0,19	0,06	0,08	0,15
Si	2,74	2,81	2,66	2,66	2,56	2,62	2,54	2,61	2,61	2,65	2,67	2,67	2,68	2,63	2,69
Ti	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Al	2,57	2,67	2,56	2,87	2,95	2,86	2,96	2,85	2,89	2,85	2,78	2,56	2,65	2,80	2,67
Fe2+	2,07	1,96	2,44	2,66	2,73	2,74	2,64	2,19	2,34	2,10	2,00	2,14	2,47	2,33	2,07
Fe3+	0,62	0,52	0,46	0,20	0,21	0,11	0,26	0,17	0,15	0,16	0,33	0,50	0,16	0,20	0,36
Mn	0,01	0,02	0,03	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01
Mg	1,64	1,59	1,65	1,40	1,40	1,52	1,43	2,03	1,84	2,07	1,98	1,88	1,93	1,88	1,98
Ca	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01
Na	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00
K	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01
sum	85,23	85,10	86,60	85,88	87,56	87,41	86,07	88,50	87,12	86,86	87,56	87,86	88,76	88,06	87,10
Si	2,74	2,81	2,66	2,66	2,56	2,62	2,54	2,61	2,61	2,65	2,67	2,67	2,68	2,63	2,69
XMg	0,44	0,45	0,40	0,35	0,34	0,36	0,35	0,48	0,44	0,50	0,50	0,47	0,44	0,45	0,49
Avg T (1,2,3)	271	226	371	343	499	445	533	475	452	389	337	345	481	429	322

Table 3. Fe³⁺ estimates for chlorite from the Hulw and As Sheikh units. See text for details. AvgT (1, 2, 3) refers to the temperature at which reactions (1) to (3), given in the text, intersect at a given pressure with a scatter < 20 °C.

In order to estimate the quantity of Fe³⁺ within chlorite, we therefore used the method described by Vidal *et al.* (2001, 2005). For a constant pressure (10 kbar), Fe³⁺ is added by steps of 1% for each chlorite. The Fe³⁺ content for chlorite is considered reliable when the difference between the temperatures given by reactions (1), (2), (3) and (4) below for the chlorite-quartz assemblage (calculated with TWEEQU) is minimum.



It should be noted that the quantity of Fe³⁺ estimated at 10 kbar does not change significantly over the pressure range 5-20 kbar (i.e. range of interest for the Hulw and As Sheikh units). Adding ~10-15% of Fe³⁺ is generally enough and the quantity added rarely exceeds 25% (Table 3). Analyses performed at the synchrotron have yielded similar amounts of Fe³⁺ within the chlorites of Hulw (Muñoz *et al.*, 2006).

Consequently, P-T conditions were estimated in this study using recalculated chlorite compositions with Fe³⁺. Using the empirical Kd relationship given by Vidal & Parra (2000), we then estimated the amount of Fe³⁺ in phengite (e.g. Vidal *et al.*, 2006). It turns out, however, that the recalculation of phengite has little influence on the P-T estimates.

Phengite

Only phengite analyses which could be expressed as a linear combination of muscovite (Ms), pyrophyllite (Prl), celadonite (Cel), paragonite and biotite and meeting the six chemical criteria reported by Vidal & Parra (2000) were retained for multi-equilibrium calculations.

All phengites analyses are shown in the Ms-Cel-Prl ternary diagram of Fig. ag. These analyses show a minor Prl content and an evolution trend along the Ms-Cel Si(Mg,Fe)Al₂ tschermak substitution line, from values of 50% Ms-rich to the almost pure Ms end-member. On textural grounds, the Ms-rich phengite always is a late crystallization (see Fig 8 and its description below).

Chloritoid

Chloritoid, [Cld: (Fe, Mn, Mg)Al₂SiO₅(OH)₂], which is nearly always retrogressed and oxydized, is found still fresh in some samples (e.g. d11.2; 937 f, m30.Bb2). These samples show X_{Mg} values roughly between 0.05 and 0.15. The XMg trend with time corresponds to an increase from 0.05 to 0.15, as shown in Fig. 8d (see below).

Fe-Mg Carpholite

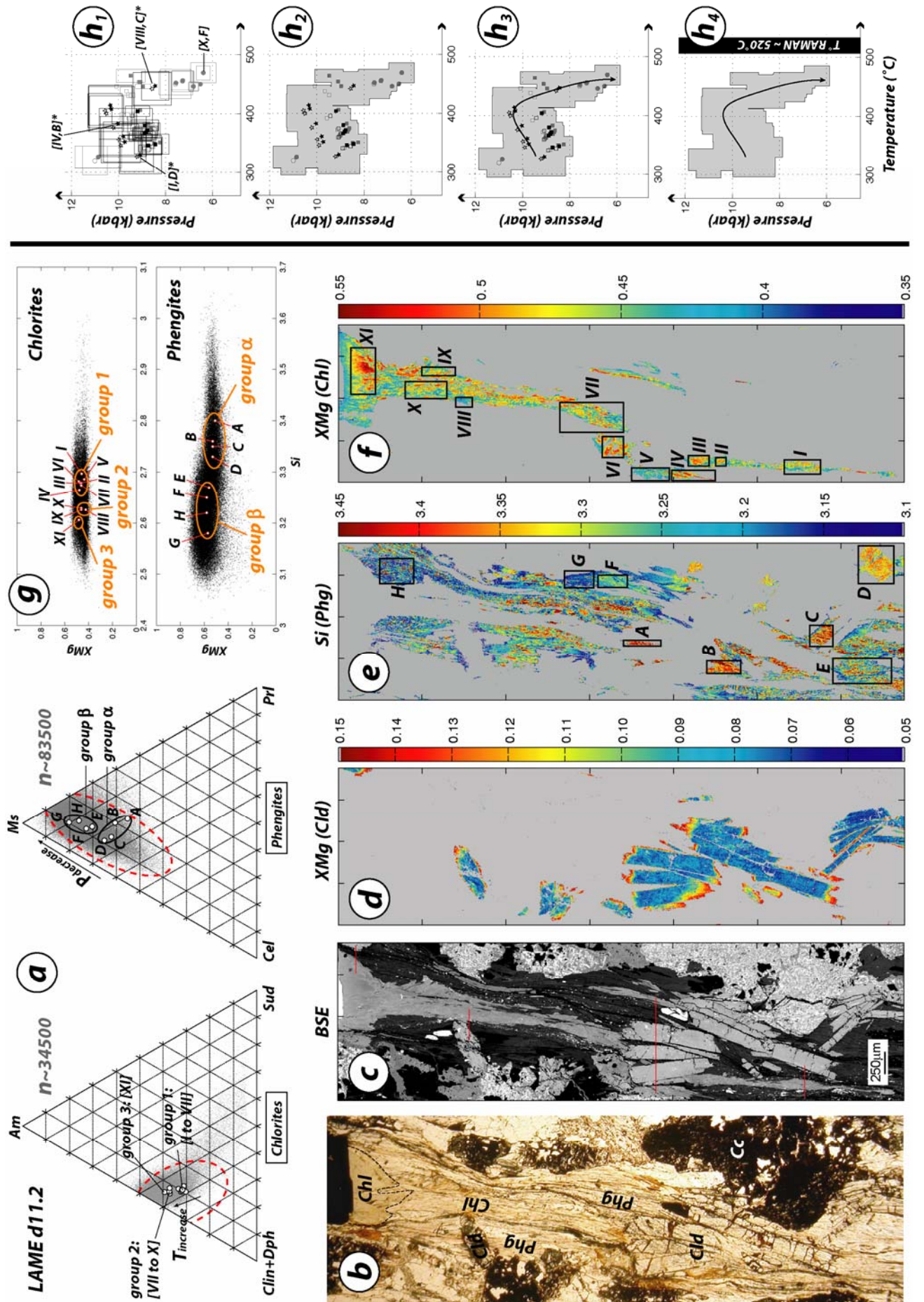
Carpholite, [Car: (Fe,Mn,Mg)Al₂Si₂O₆(OH,F)₄], does not occur within the Hulw unit s.s., but is found immediately north of it, in the Mayh unit, and in the Ruwi-Quryat major unit (Goffé *et al.*, 1988). Tiny relic crystals hosted in quartz have a XMg of 0.3 and were replaced in the matrix by radial chloritoid aggregates with a XMg of 0.07 (sample d29).

INSIGHTS FROM COMPOSITIONAL MAPS

Mineral selection and strategy for P-T calculations

One example of a compositional map is shown here and described in detail (Fig. 8). The sample (d11.2) comes from the SW of the Hulw unit, and contains large chloritoid crystals lying in (and wrapped by) the chlorite-phengite-rich schistosity (+ additional quartz, calcite and oxides). The compositional map comprises 376*1350 pixels, which corresponds to 507600 analyses 5µm apart (~1.5 day acquisition time). The quantification of the map has been realized thanks to the conventional spot analysis profiles shown in Fig. 8c, after removing biased analyses not fulfilling the above mentioned criteria. This compositional map readily shows that:

- chloritoid is zoned (Fig. 8d) and shows an increase of X_{Mg} , from 0.05 to 0.15, during growth.
- phengite with a high Si (>3.35) is located close to chloritoid (Fig. 8e-A). This is also the case for early phengite, which is oblique with respect to the schistosity (Fig. 8e-C,D). Phengite with a lower Si-content lies along and within the schistosity.
- colorless to brownish chlorite is also localized mainly in the schistosity (Fig. 8f).
- the late, pale green chlorite located at the vicinity of a large oxide (upper part of Fig. 8f) has a high X_{Mg} value.



tel-00134728, version 1 - 5 Mar 2007

Fig. 8. Results obtained through the compositional mapping of sample d11.2.

(a) Ternary diagram for phengite (Ms: Muscovite; Cel: Celadonite; Prl: Pyrophyllite) and chlorite (Am: Amesite; Clin: Clinocllore; Dph: Daphnite; Sud: Sudoite). Red ellipses in dotted lines correspond to the range of values for all the samples.

(b) thin-section microphotograph in cross-polar light. Scale is shown in c.

(b) back-scattered image of the corresponding area.

(c) Map of XMg values in chloritoid.

(d) Map of Si content in phengite (Phg). Frames: families (A-H) distinguished on the basis of textural-chemical criteria. See text for details.

(e) Map of XMg in chlorite (Chl). Frames: families (I-XI) distinguished on the basis of textural-chemical criteria.

(f) Plots of Si content versus XMg for all the pixels of the map (top: for chlorite; bottom: for phengite). Points and groups corresponding to the families selected from the compositional map are indicated.

(h) Results obtained with the selected families and details on how we defined the P-T paths shown in Figs. 9 and 10 (see text for details). (h1): results are shown with their INTERSX error-bars; $[I,D]^*$ reads as: result of the calculation performed with chlorite I and phengite D in equilibrium with a certain chloritoid composition (*). (h2): P-T envelope of the results (key to symbols in Fig. 9). (h3): definition of the most reliable P-T path (based on the smallest standard deviations and the highest number of NRI; Table 2). (h4): simplified overview of the P-T results obtained for this sample.

In this study, P-T conditions were calculated after defining chemical-textural families. In many recent studies dealing with metapelites, equilibrium was thought to be achieved only among minerals in contact and devoid of reaction features (Vidal & Parra, 2000; Trotet *et al.*, 2001; Parra *et al.*, 2002b; Rimmelé *et al.*, 2004). However, in high strained rocks (such as those from the Hulw unit), even though equilibrium was locally realized among minerals at a certain stage, they may have been later separated by progressive deformation, and assumptions of textural equilibrium alone may rest upon shaky grounds (not to mention that textures are 3D, not 2D as thin-sections).

For this reason, chemical-textural families are based on the recognition of distinct phyllosilicate compositions and on a critical evaluation of their textural location in the map (Fig. 8g). P-T estimates are then performed using the average chemical composition of each family. As an example, highly substituted phengite compositions A-D are located close to the chloritoid (and referred to as group α , hereafter, for the sake of discussion). Phengite analyses E-H (group β below) have a lower Si-content (particularly G and H) and correspond to later phengite from the schistosity. Concerning chlorite, one first group of Si-rich compositions, corresponding to chlorite located near the chloritoid, can be isolated (group 1: I to VII). Later chlorite compositions VIII to XI can be subdivided into two groups (group 2: chlorite VIII-X; group 3: chlorite XI), by recognizing that chlorite XI is a late pressure-shadow crystallization cutting across the schistosity. A clear chronological trend, from group 1 to group 3, is thus evidenced for chlorite.

Quite logically, reliable P-T equilibrium conditions are obtained when using group α phengite compositions (except A) with those of chlorite from group 1. Similarly, some of the phengite compositions from group β (F and E) are in equilibrium with group 2 chlorite compositions. P-T estimates with their uncertainties are shown in Fig. 8h. In order to refine the P-T path, a higher weight is given to estimates based on a high number of independent reactions (see the four steps of Fig. 8h, Table 4).

Phengite A (the most Si-rich) could not be equilibrated with any chlorite, perhaps because the chlorite of that stage is not present in this part of the thin-section or reacted out

since. More puzzling, the late, muscovite-rich phengite analyses G and H, too, could not be equilibrated with any selected chlorite, even with chlorite XI. Finally, it should be noted that one chlorite from group 1 (V) could also equilibrate with some group β phengite compositions (E and F): such (rather rare) P-T estimates, lacking textural and chemical significance, were systematically rejected (Fig. 8, h1).

P-T estimates: maps v. spots

For the sake of comparison, both compositional maps over a selected area and spot analyses spanning the whole thin-section were acquired for sample m30Bb2, taken from the core of the Hulw unit. Two compositional maps, located at both ends of a tiny, cm-scale shear band, were acquired during the same microprobe session (Fig. 9a). Zone 1 compositional map (Z1, 600*200 pixels) contains chlorite, phengite, chloritoid, quartz and oxides (some are chloritoid pseudomorphs), while zone 2 compositional map (Z2, 320*166 pixels) contains only phengite and chlorite.

Figures 9b and 9c demonstrate that for sample m30Bb2 the P-T estimates obtained from the compositional map analyses are similar to those calculated from conventional spot analyses. This result underlines the validity of our method. Compositional maps, however, yield only a part of the overall P-T path compared to spot analyses. This probably stems from the fact that compositional maps only encompass restricted areas of the thin-section, and therefore only a part of the overall mineral variety. On the other hand, the P-T evolution appears to be much better assessed by the continuous, 2D chemical-textural information provided by compositional maps (as shown above for the d11.2 map). Spot analyses complemented by compositional maps on key areas of the thin-section thus appears to be a powerful approach.

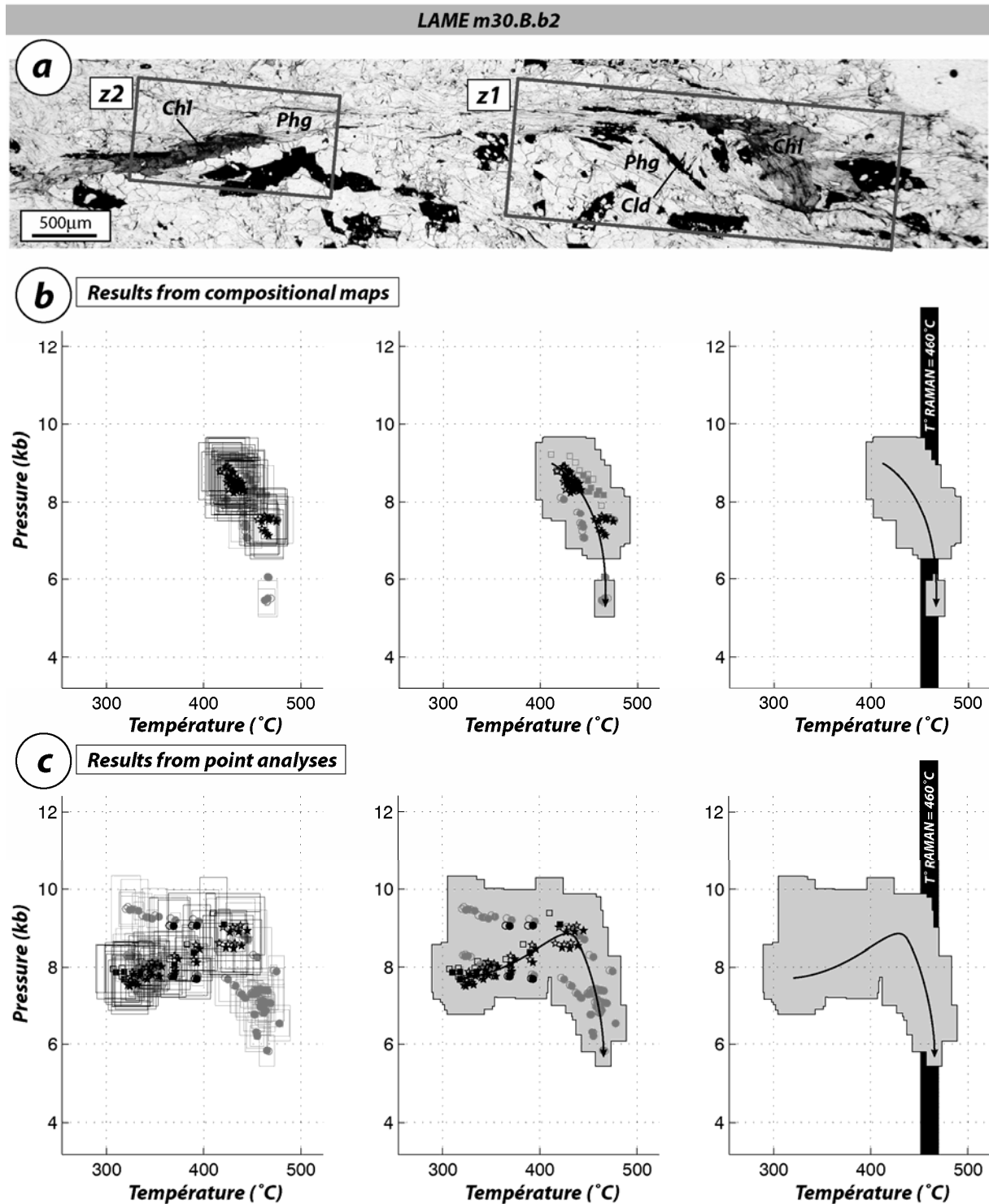


Fig. 9. Comparison of the thermobarometric estimates obtained by compositional mapping and conventional spot analyses for sample m30.Bb2.

(a) Microphotograph showing the shear band where the two maps were performed (cross-polar light).

(b) P-T estimates obtained with the families selected from the compositional map (see Fig. 8 and text).

(c) P-T estimates obtained with conventional spot analyses (see text for details).

Key to symbols: stars: Ctd-Chl-Phg; squares: Ctd-Chl; dots: Chl-Phg; triangles: Chl-Ab-Prg. Calculations were performed with two distinct chlorite solution models (Vidal et al., 2001; Vidal et al., 2005): VP209 (filled symbols) or V2001 (empty symbols). Calculations were either performed with Fe-Amesite (black symbols), or without (grey symbols).

OVERVIEW OF THE P-T RESULTS

TWEEQU multi-equilibrium calculations

P-T conditions were estimated as described above for each thin-section. Examples of TWEEQU calculations are presented in Table 4 and all the results are summarized in Fig. 10.

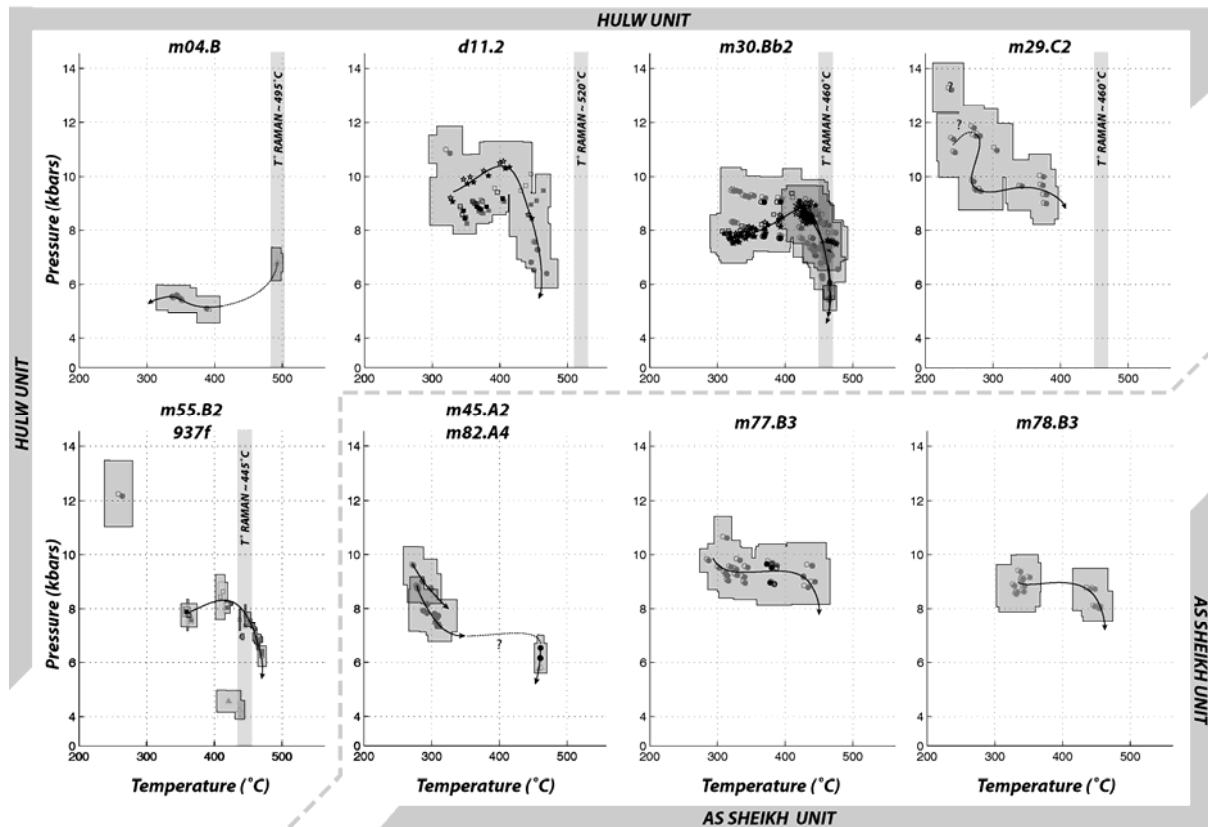


Fig. 10. Summary of the P-T estimates for the Hulw and As Sheikh units. Peak temperature obtained by RSCM of the closest sample are also reported. Symbols as for Fig. 9.

These P-T estimates and the textural observations on which they rely (e.g. Fig. 8) lead us to propose that the P-T evolution of the Hulw and As Sheikh units is definitively clockwise and follows four major steps:

(1) a possible equilibration stage at high-pressure conditions and very cold temperature. The highest pressure values were obtained (~11-12 kbar; m29.C2, m55.B2, m45.A2, m82.A4) for relatively low temperatures (~250-300 °C) on Chl-Phg equilibria. On the basis of chemical-textural observations, these parageneses correspond to early crystallizations. Two possibilities can then be envisaged. The first one is that thermodynamic database is not well constrained for low temperature phengite, leading to overestimate pressure. The second one is that these values are true, implying a first pressure decrease at relatively low temperature, from ~11-12 kbar, 250-300 °C to 7-9 kbar, 300-350 °C.

(2) an almost isobaric heating at ~8-10 kbar. Indeed, an increase of the temperature from ~300 °C to 400-450 °C is everywhere observed (except for thin section d04.B) in this pressure range. This temperature increase takes place in the chloritoid stability field, whose overgrowths show increasing X_{Mg} values with time. This is the best constrained part of the P-T path with up to six independent reactions (Table 4).

(3) an isothermal pressure decrease at ~450-500 °C: this part of the P-T path is constrained by Chl-Phg or chlorite-albite-paragonite (Chl-Ab-Pg) assemblages. In this part of the metamorphic path, chloritoid no longer appears to reequilibrate with chlorite and phengite. 4) an almost isobaric cooling at ~5-6 kbar. This part of the P-T path is obtained from sample d04.B, located in an intensively strained and highly retrogressed shear zone along Wadi Mayh.

Sample	Minerals involved in the paragenesis					P-T calculations				
	Cld*	Chl	%Fe ³⁺	Phg	Others	Chl Mod.	P (kbar)	Pdev	T (°C)	Tdev
m29.C2 (Spot Analyses)										
-	m97	21	m68	-	V2001	11.5	0.9	238	21	
"	"	"	"	"	VP209	11.4	0.1	242	1	
-	m73	23	m66	-	V2001	9.6	0.5	273	13	
"	"	"	"	"	VP209	9.5	0.1	275	1	
-	n64	16	n63	-	V2001	9.4	0.9	374	18	
"	"	"	"	"	VP209	9.3	0.5	379	11	
m30Bb2 (Spot Analyses)										
0.06	m55	7	m42	-	V2001	7.9	0.3	345	11	
"	"	"	"	"	VP209	7.8	0.4	347	10	
0.09	o51	4	m34	-	V2001	9.1	0.7	438	25	
"	"	"	"	"	VP209	8.9	0.2	445	6	
-	o49	7	m48	-	V2001	6.2	0.1	455	3	
"	"	"	"	"	VP209	6.2	0.3	455	7	
m30Bb2 (Compositional map)										
0.10	Chl-z2B	9	Phg-z2D	-	V2001	7.6	0.5	472	13	
"	"	"	"	"	VP209	7.5	0.5	475	10	
-	Chl-z2B	9	Phg-z1C	-	V2001	5.5	0.0	469	0.5	
"	"	"	"	"	VP209	5.5	0.5	466	10	
d11.2 (Compositional map)										
0.10	I	14	D	-	V2001	9.2	0.7	327	26	
"	"	"	"	"	VP209	9.1	0.9	330	33	
0.13	IV	7	B	-	V2001	10.2	0.6	376	19	
"	"	"	"	"	VP209	10,0	0.8	383	26	
0.12	VIII	6	E	-	V2001	8.6	0.8	442	28	
"	"	"	"	"	VP209	8.4	0.6	447	24	
-	X	7	F	-	V2001	6.4	0.3	469	12	
"	"	"	"	"	VP209	6.4	0.5	469	17	
d04.B (Spot Analyses)										
-	q53	6	-	Ab,Prg	V2001	6.8	0.6	491	7	
"	"	"	"	"	VP209	6.8	0.3	493	8	
-	q28	19	q32	-	V2001	5.6	0.4	346	8	
"	"	"	"	"	VP209	5.6	0.1	344	2	
m78.B3 (Spot Analyses)										
-	s88	15	s92	-	V2001	9.1	0.6	338	11	
"	"	"	"	"	VP209	9.1	0.2	341	9	
-	s75	8	s74	-	V2001	8.1	0.6	452	22	
"	"	"	"	"	VP209	8.1	0.3	456	8	

Table 4. Examples of calculations performed with TWEEQU (version 2.02., Berman, 1991) The corresponding analyses are given in Table 3. Same mineral abbreviations as for Table 1. *: XMg value of chloritoid.

RSCM results

The detailed results of the maximum temperatures obtained from the Raman spectra of carbonaceous material are presented in Table 5. Average values for each sample are set back on a map in Fig. 11. The main results can be summarized as follows:

(1) there is a good correlation between this independent method and TWEEQU multi-equilibrium P-T estimates. The difference between the two types of results is always lower than the errors bars for each method (i.e. 30-50 °C; Fig. 10).

(2) RSCM results indirectly confirm the amount of Fe³⁺ present in chlorite. Because the temperatures of chlorite formation would be higher without adding Fe³⁺, temperatures obtained with TWEEQU multi-equilibrium thermobarometry would otherwise be higher than the peak temperatures obtained by the RSCM method.

(3) the Diqdah Unit suffered higher peak temperatures (> 530 °C). The two analysed samples (d46 and d48) yield maximum temperatures of 542 and 585 °C, respectively. These values are close to those documented for As Sifah (Fig. 2).

(4) cold peak temperatures (<400 °C) are exclusively found at the North, in the Bandar Kayhran unit. Maximum temperatures decrease slightly towards the N (across the AKSZ, AWSZ, Fig. 1).

(5) no sharp decrease of maximum temperatures is observed across the UP-LP discontinuity between the Mayh and Hulw units (434 °C v. 426 °C across the HSZ, Fig.11). Similarly, no sudden decrease of maximum temperatures is observed across the UP-LP discontinuity located to the E of (and supposedly overlying) Hulw, between the Hulw and As Sheikh units (Jebel Abu Daud). Relatively high values of peak temperatures are even obtained (~495 °C, Fig. 11).

(6) somewhat higher temperatures are found in the Hulw core, more or less along the central metabasite refolded boudin (~480-520 °C), and to the SW of the unit. It corresponds to the deepest parts of the Hulw unit, as shown on Fig. 4.

Area	Sample	GPS coordinates (N°.'", E°.'")	Sp	Average T (°C)	SE	SD
Diqdah Unit	d46	23.25.22 58.45.47	10	542	6	20
Diqdah Unit	d48	23.26.13 58.45.23	10	585	7	23
Hulw N	m71	23.27.48 58.39.36	15	485	6	21
Hulw NE	m73	23.27.37 58.41.06	10	483	6	19
Hulw NW	m13	23.27.56 58.36.02	12	434	3	9
Hulw W	d03	23.26.00 58.33.30	10	447	3	8
Hulw W	d04	23.26.30 58.34.23	15	494	5	19
Hulw core	m31	23.25.47 58.39.57	13	457	5	17
Hulw core	d69	23.25.01 58.37.49	14	495	6	23
Hulw core	d72	23.25.35 58.37.56	10	511	6	20
Hulw SW	d10	23.24.27 58.34.39	14	522	7	27
Hulw SW	d12	23.24.45 58.34.53	10	515	8	25
Hulw SE	m27	23.23.44 58.41.39	13	446	2	9
UP*	d31	23.23.33 58.44.28	10	495	3	10
UP*	d32	23.23.34 58.44.09	10	444	1	4
UP*	d40	23.24.21 58.43.33	10	473	5	16
UP*	d50	23.29.22 58.44.22	13	452	8	27
UP	d53	23.28.26 58.36.39	10	426	4	13
UP	d27	23.30.39 58.36.46	12	373	5	18
UP	d51	23.31.13 58.42.51	11	363	2	8
UP	d52	23.29.39 58.37.20	10	371	3	9

Table 5. Peak temperatures obtained by RSCM. SD: standard deviation; SE: standard error, which is the standard deviation divided by SQRT(n); Sp: number of spectral acquisitions. *: Samples belonging to the part of the upper plate located between the As Sheikh and Hulw units (Jebel Abu Daud; Fig. 1).

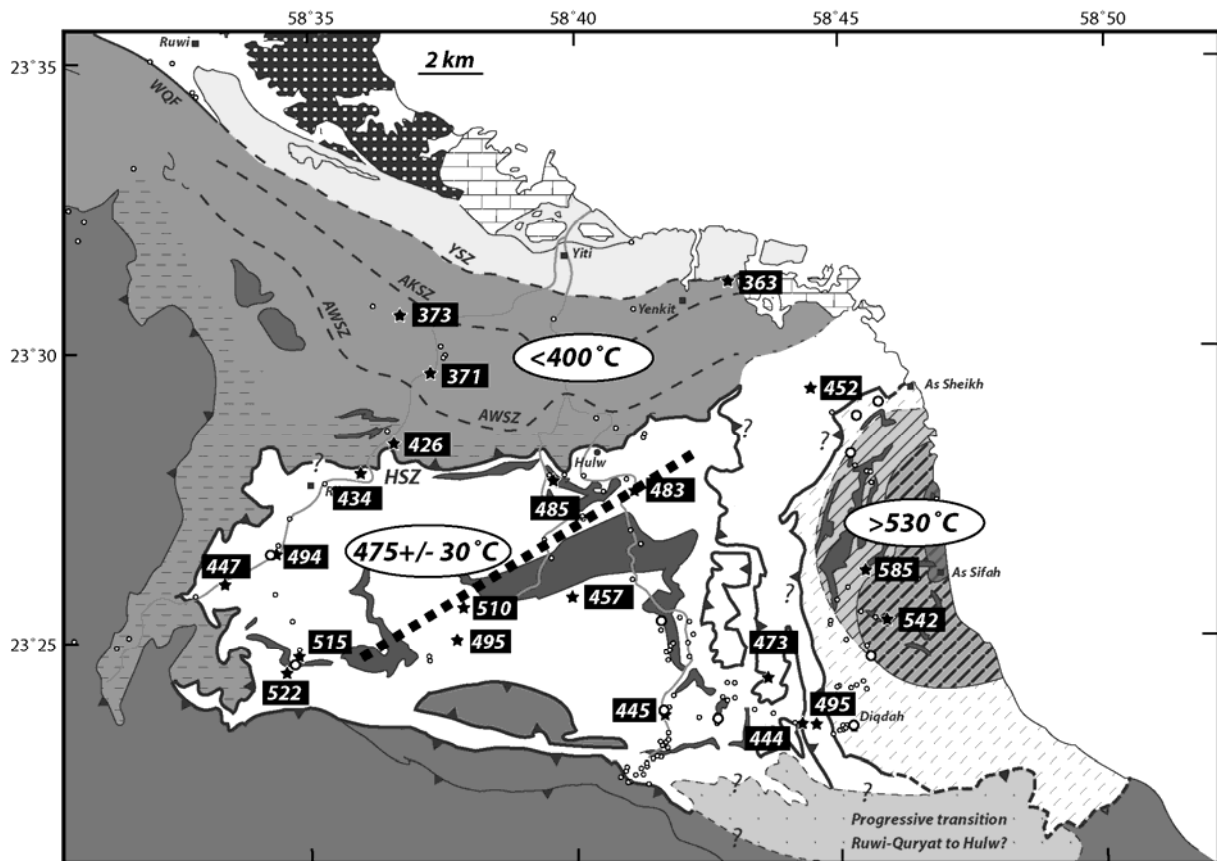


Fig. 11. Map of the peak temperatures calculated by the RSCM method (see text and Table 6; same legend for the metamorphic units as for Fig. 1). The thick dotted line underlines the area of maximum temperatures for the Hulw unit.

DISCUSSION

Interpretation of the P-T results

New constraints for the Hulw-As Sheikh unit

P-T conditions based on complementary and concordant estimates from compositional maps and spot analyses (Fig. 10) reveal that the P-T evolution of the Hulw unit starts with a first equilibration stage along a cold gradient metamorphic gradient of $\sim 7^{\circ}\text{C.km}^{-1}$, at 11-12 kbar, 250-300 $^{\circ}\text{C}$. After a minor pressure drop to 7-9 kbar, 300-350 $^{\circ}\text{C}$, isobaric heating to $\sim 450^{\circ}\text{C}$ ensued. The Hulw unit is clearly clockwise and follows the simplified path shown on Fig. 12a. The pressure decrease at $T < 350^{\circ}\text{C}$, at the end of the P-T path is constrained by the presence of pyrophyllite (\pm kaolinite) in shear bands (in samples just north of m73B2, Fig. 1) and by the stability of aragonite (Jolivet *et al.*, 1998).

This P-T path fits well the maximum T conditions obtained by RSCM spectroscopy (Figs 10, 11). “Peak” conditions at 9-10 kbar / 450 $^{\circ}\text{C}$ are consistent with the absence of garnet and with the lack of jadeite in impure quartzitic layers. Fig. 12a also demonstrates that the new P-T estimates for the As Sheikh unit (striped patterns) are identical to those of the Hulw unit. This result suggests that the As Sheikh and Hulw units probably correspond to one single unit, extending continuously below the upper plate stretch of Fig. 1.

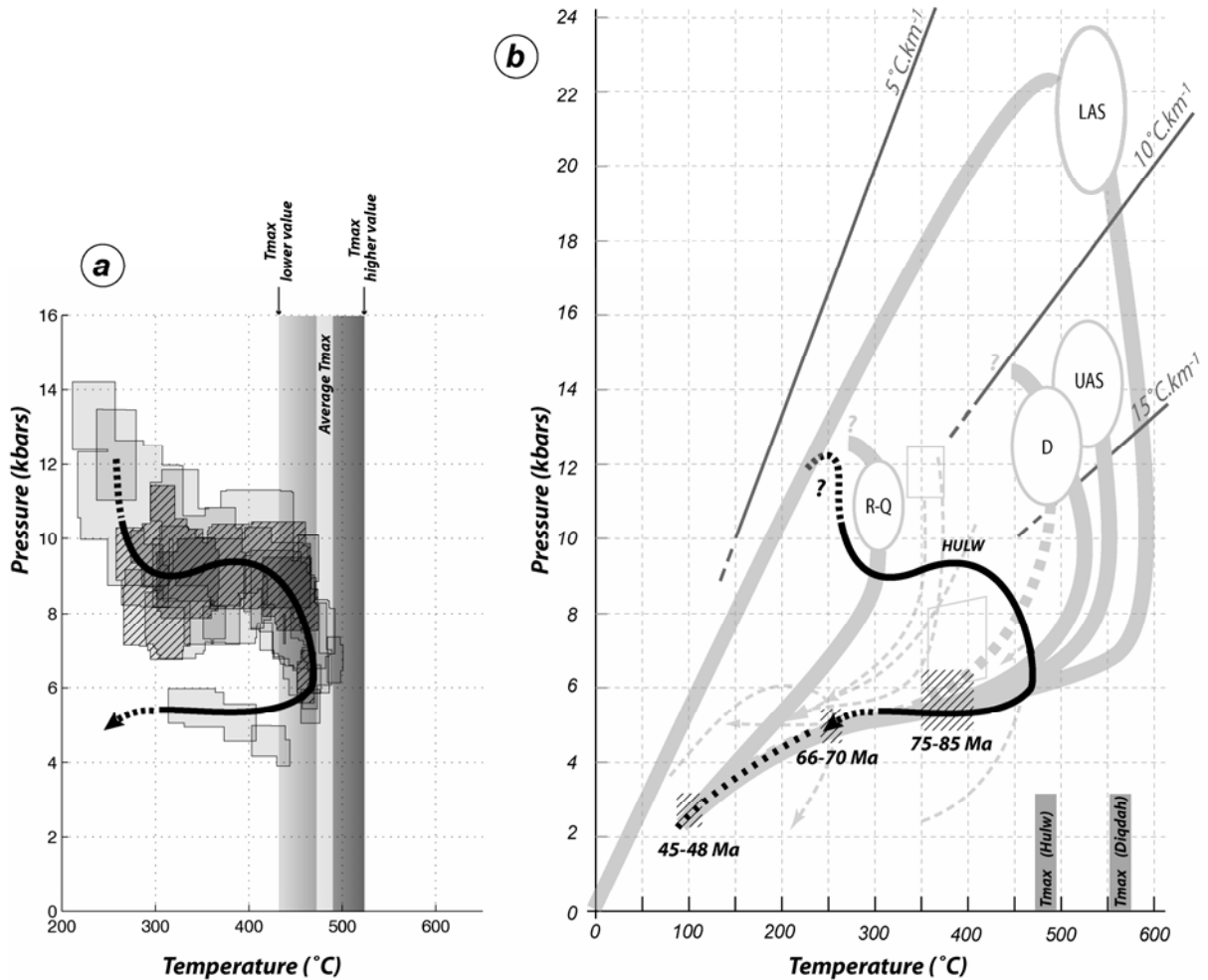


Fig. 12. Synthetic P-T evolution for the metamorphic units of the Saih Hatat window.

(a) Comparison between P-T estimates of the Hulw unit (plain grey) and those of the As Sheikh unit (stripped grey). The thick black line corresponds to the simplified P-T path for the Hulw-As Sheikh unit. Average values of the RSCM results are recalled.

(b) Position of this new P-T path (thick black line) within the other metamorphic units of the Saih Hatat window. Same unit abbreviations as for Fig. 2. RSCM results are recalled as thick, dark grey vertical segments. The most likely age constraints are also shown (see discussion for details).

Comparison with previous estimates

This P-T path is confronted with available P-T constraints for the other surrounding metamorphic units in Fig. 12b. A first observation is that this new, detailed P-T path crosses the range of the earlier, rather scattered estimates for the Hulw unit (thin lines in Fig. 12b). Our study demonstrates that the peak metamorphic pressure for the Hulw unit was equal to that of the upper plate units. Hence, contrary to earlier reports (Goffé *et al.*, 1988; El-Shazly *et al.*, 1990; Jolivet *et al.*, 1998), no significant P gap exists across the UP-LP discontinuity. On the other hand, our P-T estimates indirectly confirm the significant P gap between the As Sifah and Hulw units (~10 kbars). We also note that isobaric cooling is in good agreement with the suggested retrograde paths for the lower plate units (Jolivet *et al.*, 1998; Saddiqi *et al.*, 2006).

Concerning the part of the P-T path showing high pressure conditions at very low temperature (~11-12 kbar, 250-300 °C), such values are shown to be plausible, once set back on the same metamorphic gradient as the deeper As Sifah units (Fig. 12b). Such cold, prograde P-T conditions have already been reported from a number of convergence settings (e.g. Ernst, 1993; Goffé *et al.*, 1994; Okay, 2002; Agard *et al.*, 2005). Similar, cold P-T conditions were also experienced by the Cambrian, carpholite-kaolinite-bearing Hijam Formation from the Ruwi-Quryat unit (Goffé *et al.*, 1988; Fig. 12b).

Maximum (RSCM) temperatures lower than 400 °C at the north of the upper plate (Fig. 11) are consistent with the occurrence of carpholite-pyrophyllite (\pm chloritoid) assemblages in the Bandar-Khuryan and Mayh units (Goffé *et al.*, 1988). The other RSCM results of this study, which point to hotter temperatures for Diqdah than for the Hulw-As Sheikh units, strengthen the view that the Diqdah and As Sheikh units have a distinct P-T evolution. Given the shape of its P-T path, the metamorphic history of the Diqdah unit appears to be closer to that of As Sifah.

Implications for the structure of the nappe stack

Three distinct metamorphic unit groups?

Combining constraints from the literature and the P-T estimates from Fig. 12b, three main metamorphic unit groups can be inferred for the Saih Hatat window: from top to bottom, one finds the Ruwi-Quryat major unit (RQ, hereafter), the Hulw (+As Sheikh) unit and the As Sifah (+ Diqdah) unit. The contrast between the first two concerns the deformation style, whereas the contrast between the latter two is essentially a matter of pressure (depth).

Looking at the transition between the RQ and Hulw units, no sharp RSCM temperature gap is observed across the UP-LP discontinuity, either to the north of Hulw (~426 °C v. 434 °C, Fig. 11) or along the stretch of UP to the east (~473 °C v. 475-480 °C, Fig. 11). A slight RSCM temperature gradient is suspected towards the north, near the Al Wudya shear zone (Searle *et al.*, 1994), but the number of RSCM temperatures in this area is yet insufficient to conclude. The absence of any sharp temperature or pressure gap suggests that the vertical displacement across the UP-LP is relatively minor and/or that maximum temperatures for the lowest UP units are greater than expected (Goffé *et al.*, 1988). Another interpretation could be that the UP-LP discontinuity is a diffuse strain zone corresponding more or less to the Mayh unit, whose boundaries are ill-defined (e.g. Saddiqi *et al.*, 2006). In this line of thought, the Mayh unit would constitute a transitional domain, such as the one suggested by Jolivet *et al.* (1998) to the SE of the Hulw unit (Fig. 1), between the Hulw and Bandar-Al Khuryan units.

Finite deformation is dominated by penetrative shear and boudinage below the UP-LP discontinuity (Figs 5, 6) and increases from the Hulw to the As Sifah unit. Approximately 10 kbar (~30km) separate the deepest As Sifah unit (LAS) from the Hulw unit, implying the existence of a major strain zone between them. However, unlike earlier claims (Miller *et al.*, 2002), P-T estimates and RSCM temperatures show that it does not occur below the stretch of upper plate to the E of Hulw unit. Given the deformation gradient, we propose that the Diqdah unit, instead, represents the transition zone between As Sifah and the overlying Hulw-As Sheikh units.

Stacking chronology

Based on their respective structural position, on available radiometric data suggesting that the RQ units were metamorphosed after the Hulw-As Sifah units (Fig. 3), and the shape of their P-T paths, we tentatively propose a simple chronology for the stacking of these units (Fig. 13). As Hulw and As Sifah enter subduction, only As Sifah is dragged to depths greater than 30-35 km. While As Sifah suffers extreme deformation and boudinage along a cold P-T gradient in the eclogite facies, the Hulw unit is detached from the sinking plate at intermediate depths and starts reequilibrating towards higher temperatures (step 2, Fig. 13). The As Sifah unit is then forced back to intermediate depths, close to the Hulw unit, and deformation concentrates in the UAS and Diqdah units. The final, pronounced cooling inferred for both AS and Hulw units (Fig. 12b) could result from the juxtaposition with the latest subducted, cold RQ units. Further radiometric constraints are needed to confirm this interpretation.

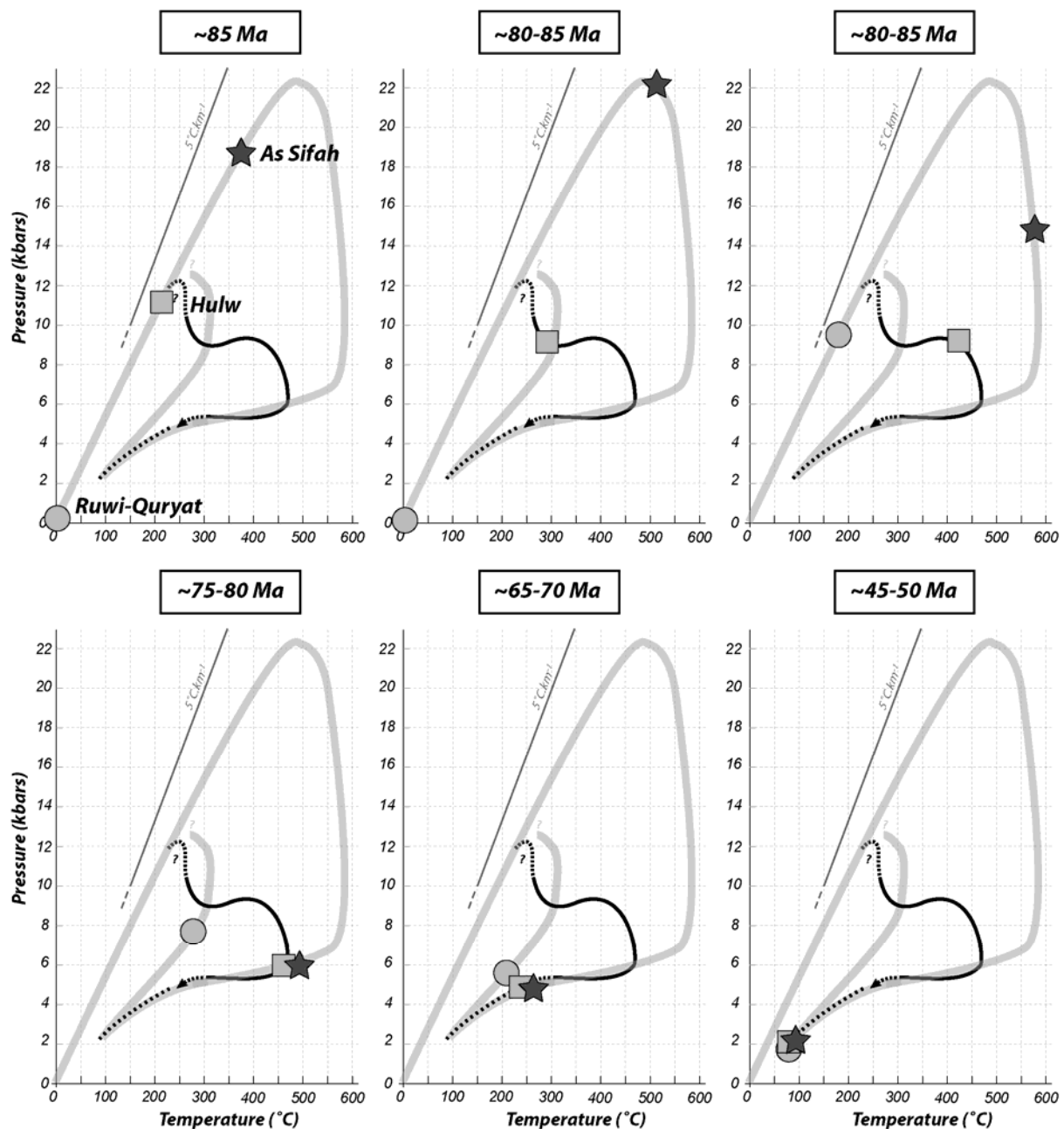


Fig. 13. Hypothetical time evolution (and stacking chronology) of the three main units along their P-T paths, inferred from their respective structural position, available radiometric data and the respective shape of the P-T paths (see text for details).

Constraints for obduction and exhumation processes

A possible geodynamic frame

An interpretative geodynamic model is proposed in Fig. 14a, from the initial subduction of the Saih Hatat units to the present-day nappe stack. It is implicitly assumed that the HP-LT metamorphism and burial of these units took place as the Arabian passive margin was flexured and dragged to the N, below the obduction overthrust, and that As Sifah units represented the distal part of the passive margin (e.g. Oberhänsli *et al.*, 1999; Searle *et al.*, 2004).

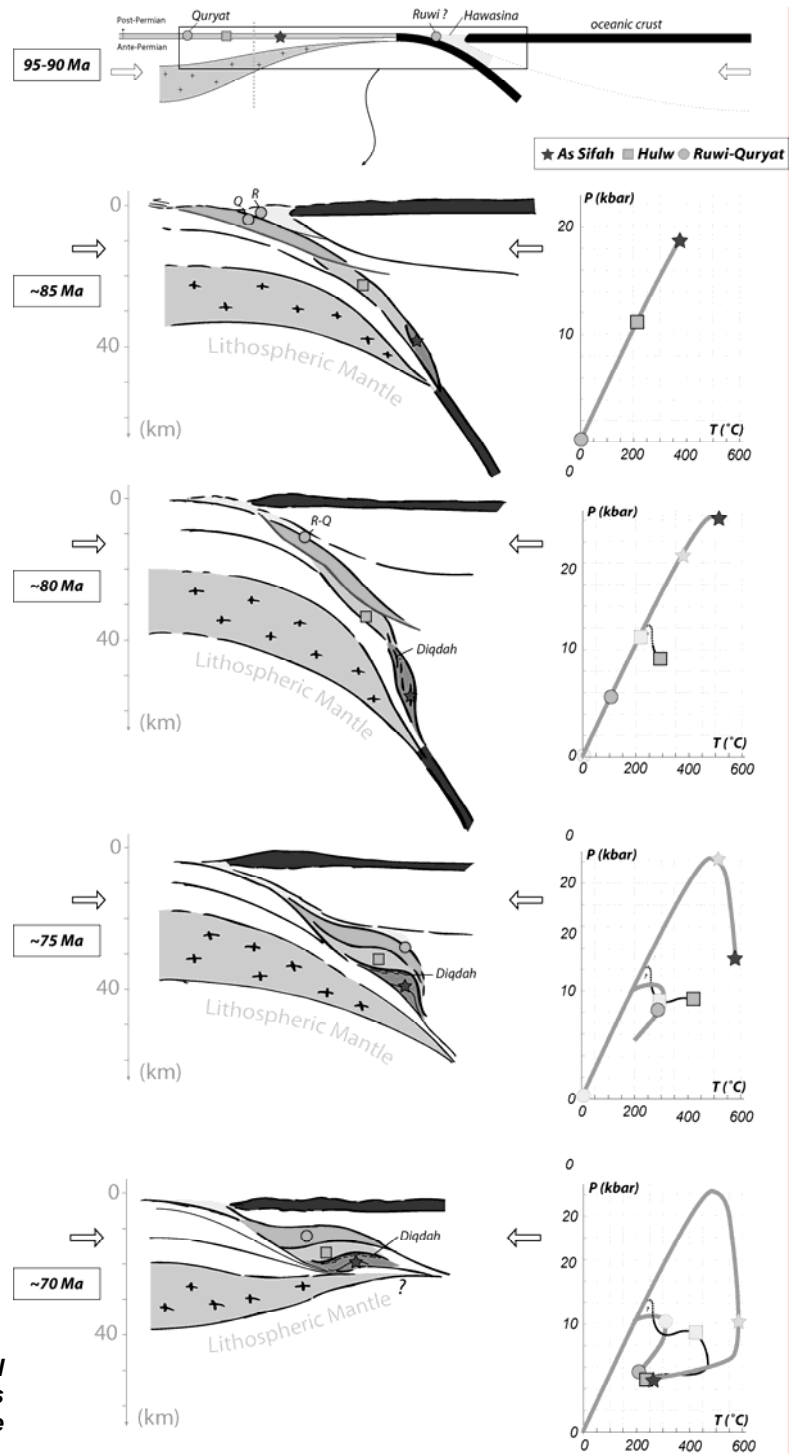


Fig. 14. Tentative geodynamic model evolution for the metamorphic units of the Saih Hatat window. See the discussion for details.

A word of caution and justification is necessary, as any geodynamic interpretation, particularly in Oman, is controversial and fraught with oversimplifications (see geological setting, Gray *et al.*, 2005a; Searle *et al.*, 2005). One of the important conclusions from our P-T study is that the same cold P-T gradient prevailed for all Saih Hatat units (~ 7 °C.km⁻¹; Fig. 12b). This result supports the view of a single, obduction-related subduction process, rather than the existence of an early, independent subduction zone responsible for As Sifah HP-LT metamorphism, distinct from the one metamorphosing the RQ units (Gregory *et al.*, 1998; Gray *et al.*, 2004b). Besides, no suture zone exists between As Sifah and Hulw (as recalled by Searle *et al.*, 2004) and the tectonic patterns in both units are strikingly similar (see above). We also note that an alternative scenario in which all lower plate rocks (As Sifah+Hulw) would have been dragged into an early, independent S-vergent subduction zone, would equally fail to explain why the metamorphism of Hulw is lower than that of As Sifah.

In this interpretation (Fig. 14), the competition between volume forces generated by the presence of the light continental crust and the slab-pull exerted by the subduction led to an intense stretching at depth within the units. The fact that the As Sifah units correspond to the thinnest (hence less buoyant) parts of the margin could explain why these units reached greater depths (~ 70 -80 km) than more the proximal Hulw unit. Continental subduction is known to be physically difficult and transient (from 85 to 70 Ma for Oman), particularly when the continent is attached to a short oceanic slab, as was probably the case (since intra-oceanic obduction initiated close to the Arabian margin, Searle & Cox, 1999).

The transient subduction of the Arabian margin and/or the existence of instabilities at depth (e.g. buoyancy, slab-breakoff) forced the As Sifah unit back to intermediate depths (~ 20 -25 km), where it was juxtaposed to the Hulw unit. Age constraints point to a relatively fast, early cooling of the As Sifah unit to such depths (~ 30 °C.km⁻¹, Saddiqi *et al.*, 2006). The Ruwi Quryat units entered last the subduction wedge (Breton *et al.*, 2004 and references therein, Fig. 14). In this interpretation, the cooling of the As Sifah and Hulw units, by the means of the cold RQ units, would have taken place towards the latest stages of effective continental subduction. This would have been more or less coeval with the major deformation stage affecting both the UP and the LP.

Compression v. extension?

Despite the fact that obduction and subduction required major contractional movements, regional-scale, net extension was documented as early as the Campanien-Maastrichtien (Mann *et al.*, 1990; Fournier *et al.*, 2006). The respective contributions of compression and extension to the overall exhumation are unclear: Michard *et al.* (1994) suggest the existence of late, truly extensional movements, whereas Searle *et al.* (2004) argue that all the exhumation proceeds within compressional boundary conditions (restricting movements along major contacts to relative extensional shear).

The final ductile exhumation steps are realized through a penetrative, strongly non-coaxial N030 shear, marked by spectacular sheath folds, clear lineations and shear senses affecting all units (e.g. Jolivet *et al.*, 1998) and fold-nappe development at ~ 75 Ma (see Gray *et al.*, 2005b and references therein). This stage necessarily postdated the syn-convergence juxtaposition of the Hulw and As Sifah units (Fig. 14, Searle *et al.*, 2004), in support of the two stage exhumation scenario proposed by Michard *et al.* (1994) or Miller *et al.* (1999).

What remains unresolved is whether contractional boundary conditions prevailed continuously throughout all this second exhumation stage. Given the overall structure of the stacking (e.g. high-P underly low-P units, both across the UP-LP and within the LP), the extent of extensional structures and the development of a-type folds diagnostic of post-orogenic extension (Jolivet *et al.*, 2004), future work should aim at determining if part of the N030-directed exhumation stage occurred under truly extensional boundary conditions or not.

CONCLUSIONS

Our petrological study provides a high precision P-T path for the Hulw and As Sheikh units, and demonstrates that they shared a common P-T history (Fig. 12). P-T estimates based on compositional mapping and spot analyses are shown to be complementary and prove to be a powerful tool to decipher the P-T history of metapelitic rocks. In addition, Raman spectroscopy of carbonaceous material yields remarkably consistent peak temperatures.

Combining earlier P-T estimates from adjacent units with this new set of P-T data and complementary tectonic observations, we are able to precise the nappe stacking of the Oman HP-LT rocks. Three main metamorphic unit groups can be inferred for the Saih Hatat window: from top to bottom, one finds the Ruwi-Quryat, the Hulw (+As Sheikh) and the As Sifah (+ Diqdah) units. No significant pressure or temperature gap is observed across the upper plate-lower plate discontinuity.

Our results strengthen the view that the tectonic and metamorphic data are conveniently accounted for by a simple, N-vergent continental subduction of the passive Arabian margin below the obduction nappe along a cold P-T gradient (~ 7 °C.km⁻¹). The early subduction of the thinned margin, accompanied by intense stretching and boudinage, allowed for the deep subduction (~ 70 km) of part of the margin (e.g. the As Sifah unit), while the rest reached only intermediate depths ($\sim 30-35$ km) and started to reequilibrate thermally (e.g. the Hulw unit). All these ('lower plate') units were then juxtaposed with the cold, later subducted (Ruwi-Quryat) units from the upper plate. This nappe stack was then strongly deformed and exhumed in a highly non-coaxial, NNE-vergent, and possibly extensional tectonic regime.

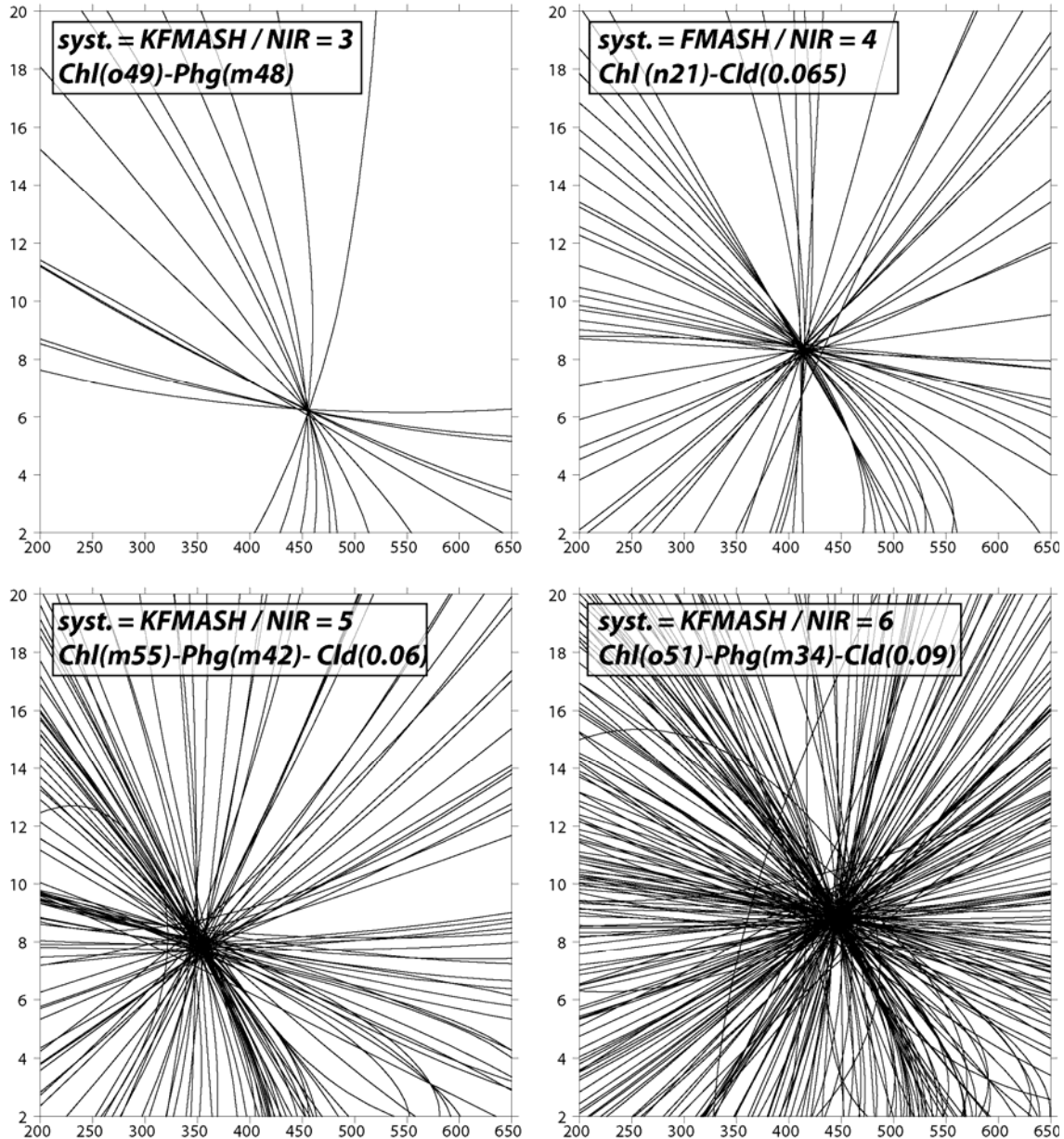
Our model accounts for the new metamorphic data obtained for the Hulw and As Sheikh units and integrates most earlier observations (e.g. Goffé *et al.*, 1988; Michard *et al.*, 1994; Jolivet *et al.*, 1998; Searle *et al.*, 1994, 2004; Miller *et al.*, 1998, 2002; Gray & Gregory, 2003; Gray *et al.*, 2004a, 2005a,b and others). In our view, this model also partly reconciles the models of Goffé *et al.* (1988), Searle *et al.* (2004) and Saddiqi *et al.* (2006) with the recent mapping observations, by Gray and co-workers, documenting a major UP-LP discontinuity.

ACKNOWLEDGEMENTS

We thank Dr Hilal al-Azri and Jean-Paul Breton for their assistance during our field works in Oman. The help from R. Caron, for his nice thin-sections, M. Fialin and F. Couffignal, during microprobe acquisitions and O. Beyssac, for RSCM spectroscopy, was most appreciated.

Assemblage	System	CHL					CLD		PHG			Others				NIR	
		Sud	Dph	Fe-Am	Clin	Am-V	Fe-Cld	Mg-Cld	Al-Cel	Fe-Cel	Ms	Prl	Pg	Ab	Qtz		H2O
Chl-Cld-Phg	KFMASH	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x			x	x	7
Chl-Cld-Phg	KFMASH	x	x	x	x	x	x	x	x		x	x			x	x	6*
Chl-Cld-Phg	KFMASH	x	x		x	x	x	x	x		x	x			x	x	5
Chl-Phg	KFMASH	x	x	x	x	x			x	x	x	x			x	x	5
Chl-Cld	FMASH	x	x	x	x	x	x	x							x	x	4
Chl-Phg	KFMASH	x	x	x	x	x			x		x	x			x	x	4
Chl-Cld	FMASH	x	x		x	x	x	x							x	x	3
Chl-Phg	KFMASH	x	x		x	x			x		x	x			x	x	3
Chl-Ab-Pg	NaFMASH	x	x	x	x	x							x	x	x	x	3

Examples from the thin-section m30.Bb2:



Parageneses and corresponding NIR (number of independent reactions) using the following end-members with TWEEQU 2.02. For chlorite: Sud: sudoite, Dph: daphnite, Fe-Am: Ferro-amesite, Mg-Am: Magnésio-amesite, Clin: Clinocllore. For chloritoid, Fe-Cld: Ferro-chloritoid, Mg-Cld: Magnésio-chloritoid. For phengite: Al-Cel: Alumino-Celadonite, Fe-Cel: Ferro-Celadonite, Ms: Muscovite, Prl: Pyrophyllite. In grey, theoretically possible equilibriums rarely obtained. In black, frequently used assemblages. *: estimates with too many reactions to be calculated with INTERSX. Four examples of P-T plots obtained with TWEEQU are shown for sample m30.Bb2.

4-Bilan sur la mise en place des unités métamorphiques du Saih Hatat

L'étude pétrologique décrite dans l'article 2 fournit donc des **estimations P-T nouvelles** pour les unités de **Hulw** et de **As Sheikh**. Ces estimations (fig. 12 de l'article), soutenues par les résultats de pics de température obtenus de façon indépendante par la méthode RSCM, montrent que ces deux unités ont suivi une **histoire P-T commune**. Ces nouvelles contraintes, combinées à celles existantes pour les unités voisines et complétées par les observations tectoniques nous ont permis de **préciser l'empilement des nappes de HP-BT du Saih Hatat**. Pour simplifier, trois unités métamorphiques principales peuvent donc être distinguées:

- l'unité de Ruwi - Quryat au sommet
- l'unité de Hulw commune à celle de As Sheikh
- et l'unité de As Sifah associée à l'unité de Diqdah

Cette étude montre également qu'il **n'existe pas de saut de pression et de température significatif au travers de la discontinuité UP-LP**.

Ces résultats (fig. 14 de l'article) sont en accord avec l'idée d'une **subduction continentale** de la marge passive arabe sous la nappe ophiolitique le long d'un **gradient thermique froid** ($\sim 7 \text{ }^\circ\text{C.km}^{-1}$). La subduction précoce de la marge passive Arabe, entraîne en **profondeur** ($\sim 70 \text{ km}$) la partie amincie de la marge (unité de **As Sifah**) qui se trouve alors intensément étirée et boudinée. Le reste de la marge en subduction (unité de **Hulw**) atteint des **profondeurs moindres** d'environ 30-35 km et commence à se **rééquilibrer thermiquement**. Ces deux unités qui constituent la "plaque inférieure"(LP) se trouvent alors juxtaposées à l'**unité de Ruwi-Quryat** qui subducte plus **tardivement** et qui constitue la "plaque supérieure" (UP). Cet empilement de nappe est ensuite intensément déformé et exhumé au sein d'un régime tectonique apparemment **extensif** à vergence NNE.

Ce modèle réconcilie donc ceux proposés par Goffé et al. (1988), Searle et al. (2004) et Saddiqi et al. (2006) avec les récentes observations structurales de Gray et collaborateurs qui ont documenté la discontinuité UP-LP.

5- Modélisation de l'obduction

L'acquisition de nouvelles estimations pour l'Oman nous permet, à présent, de mieux comprendre la mise en place des différentes unités métamorphiques les unes par rapport aux autres. Le schéma géodynamique proposé en conclusion (fig. 14 de l'article 2) mériterait donc d'être testé au travers des modèles numériques thermomécaniques afin d'évaluer sa faisabilité. Cela permettrait, par la même occasion, de comprendre comment la lithosphère continentale, moins dense, peut entrer en subduction sous la lithosphère océanique. Deux questions principales se posent tout d'abord :

(1) Comment s'initie l'obduction ?

(2) Comment se réalisent les processus d'enfouissement et d'exhumation une fois l'obduction initiée ?

5-1. Le problème de l'initiation de l'obduction

5-1.1. Quelle configuration choisir ?

Une synthèse des données pétrologiques, structurales et sédimentaires réalisée en Oman par Breton et al. (2004) conduit à proposer le schéma suivant (fig. IV-13) pour la paléogéographie de la marge passive Arabe, il y a 100 Ma.

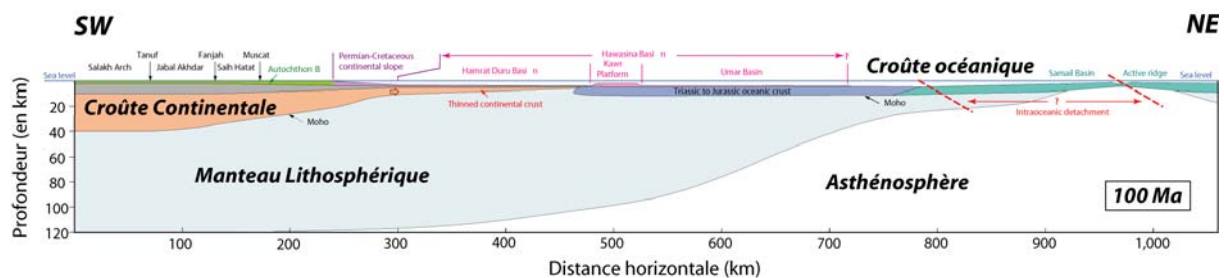


Figure IV-13 : Reconstitution paléogéographique de la marge passive omanaise à l'Albien (Breton et al., 2004)

Cette reconstitution constitue une bonne configuration initiale pour les modèles dont le but est d'étudier l'obduction et plus particulièrement son initialisation.

Afin d'étudier plus précisément ces toutes premières étapes de l'obduction, la taille de boîte des modèles a été réduite à 200 km de profondeur et 1700 km de largeur. La résolution fut, elle, au contraire augmentée (mailles initiales de 2 km de large). La configuration initiale est présentée sur la figure IV-14. La vitesse de convergence est fixée à 3 cm.an^{-1} comme cela est estimé pour la convergence Arabie-Eurasie à cette époque (Agard et al., 2006) et le géotherme de départ pour la lithosphère continentale est volontairement choisi froid au départ afin que la densité de la croûte soit plus élevée.

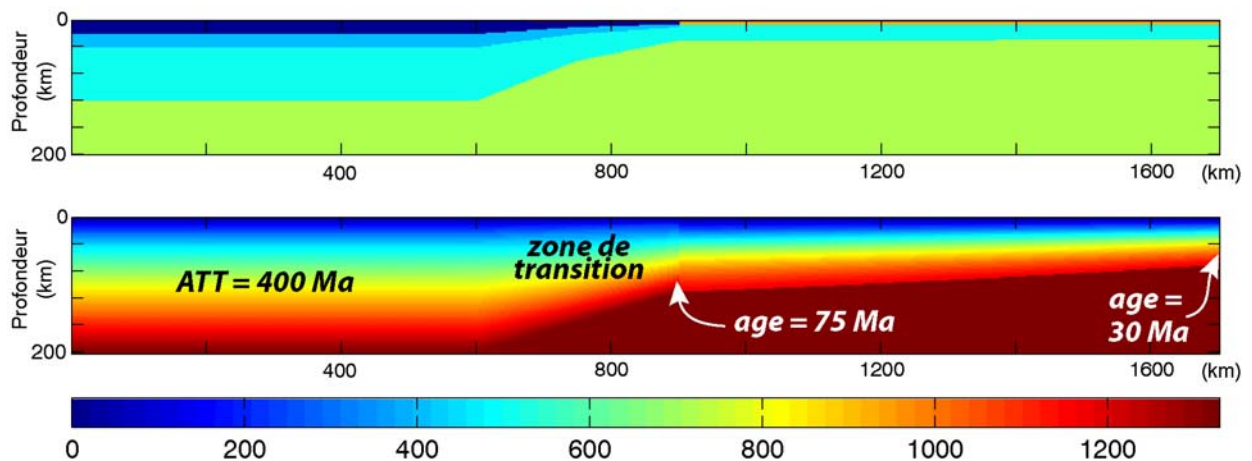


Figure IV-14 : Configuration de départ équivalente à la reconstitution de la figure IV-15. (AAT : Age thermotectonique utilisé pour la lithosphère continentale).

Malheureusement, une telle configuration ne permet pas l'enfouissement de la lithosphère continentale sous la lithosphère océanique et le processus qui se met en place est un processus de subduction océanique classique (fig. IV-15).

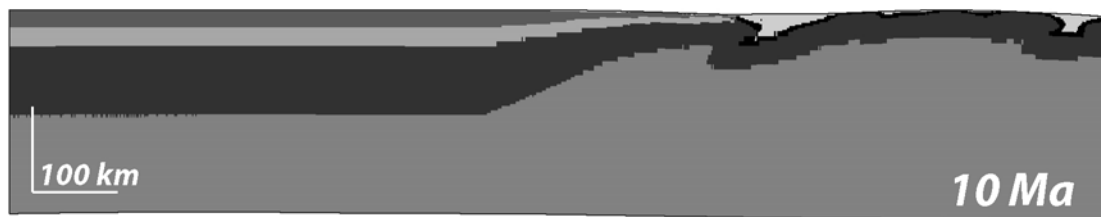


Figure IV-15 : Résultat obtenu pour le modèle présenté figure IV-14 au bout de 10 Ma.

Une étude paramétrique a donc été réalisée afin d'essayer de comprendre quels étaient les paramètres pouvant produire l'obduction. Ainsi, de nombreux modèles ont été effectués, en faisant intervenir, par exemple, la présence d'un bassin subsident, d'une couche de serpentinite en base de croûte océanique, de failles ou encore d'une zone faible à la limite océan-continent (fig. IV-16). D'autres paramètres tels que le taux de raccourcissement, l'accélération des vitesses au cours de la convergence (Agard et al., 2006), et l'augmentation de la densité de la croûte continentale, ont aussi été testés. Quelques exemples sont présentés sur la figure IV-16.

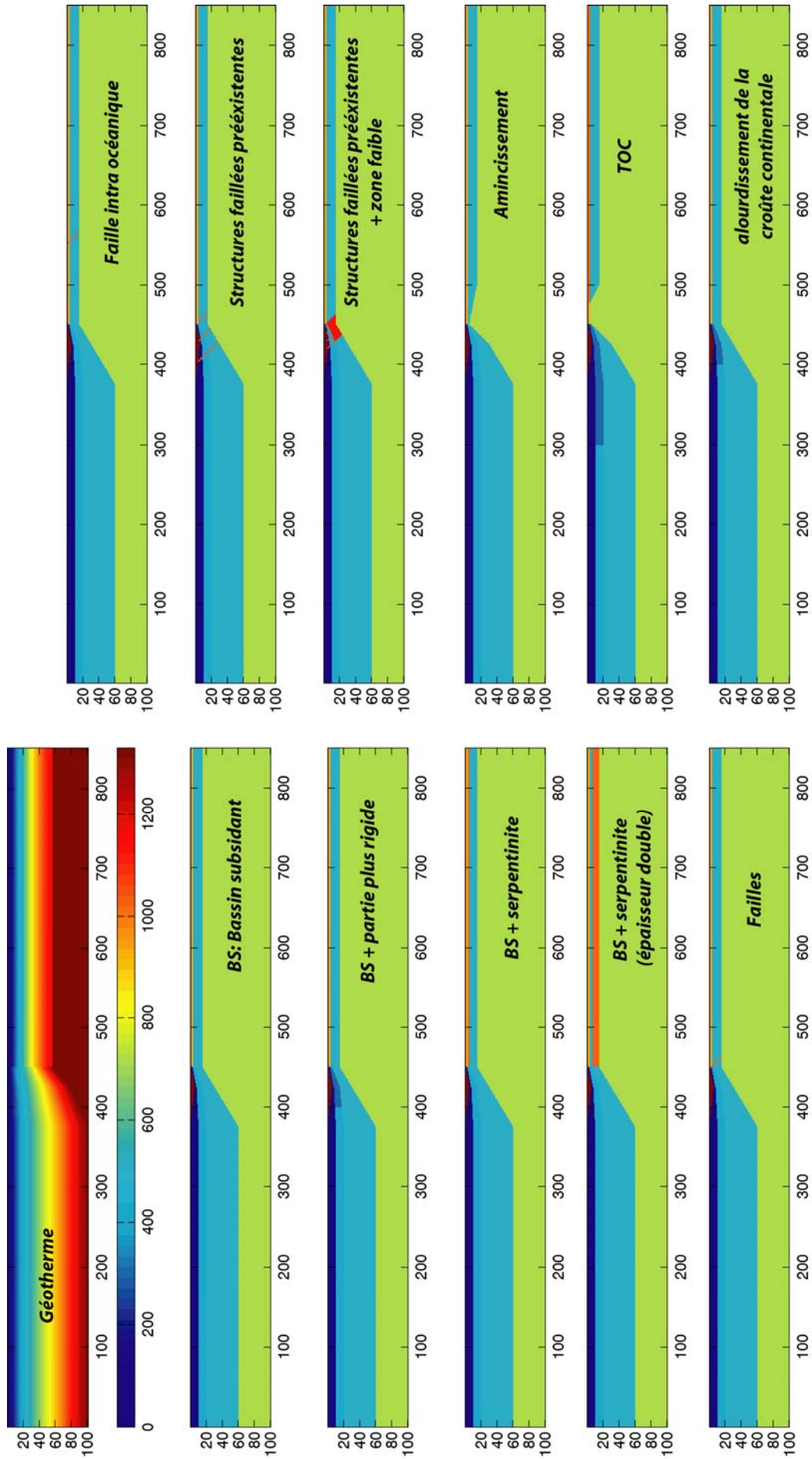


Figure IV-16 : Exemple de tests effectués pour l'initiation de l'obduction. Pour tous ces modèles, l'obduction n'est jamais réalisée.

Malheureusement l'ensemble de ces essais n'a jamais conduit à l'initiation de l'obduction. Dans la majorité des cas, soit la lithosphère océanique entre en subduction, soit un flambage général des deux lithosphères se produit. L'exemple présenté en figure IV-17, qui implique un bassin sédimentaire, une marge passive résistante, et une vitesse de convergence de 3 cm.an^{-1} montre qu'un début d'obduction semble s'initier (pendant les 5 premiers Ma de l'expérience) mais qui ne persiste malheureusement pas.

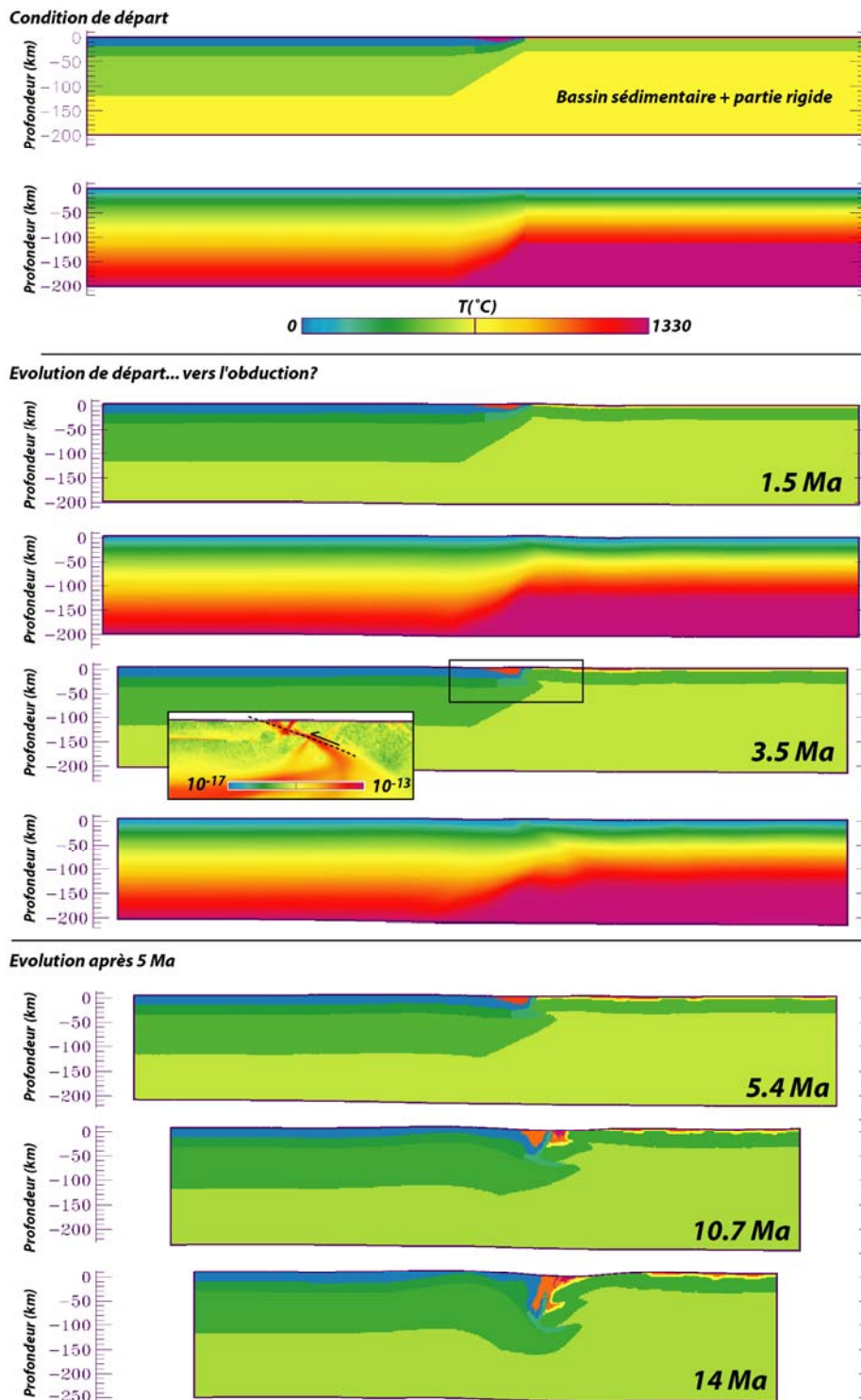


Figure IV-17 : Exemple de modèle faisant intervenir un bassin sédimentaire, une marge passive résistante et des vitesses de convergences de 3 cm.an^{-1} .

5-1.2. Bilan

La modélisation de l'initiation de l'obduction n'est donc pas une chose aisée. Plus d'une cinquantaine de modèles d'initialisation de la subduction ont été lancés mais sans jamais produire un résultat d'obduction clair. Faute de temps, cette étude n'en est donc qu'à ses prémisses mais l'expérience présentée précédemment laisse supposer que la présence d'un bassin sédimentaire et d'une marge passive plutôt rigide soit requise pour l'initialisation de l'obduction en accord avec les résultats analogiques de Shemenda (1992), seul exemple où l'obduction ait été observée. Il s'agit là d'une piste qui mériterait donc d'être explorée plus précisément.

5-2. Résultats obtenus en contexte d'obduction

Afin de s'affranchir de ce problème d'initialisation de l'obduction, des modèles où préexiste une subduction intra-océanique ont été réalisés (fig. IV-18). Pour cela, nous avons rajouté à la lithosphère continentale une marge passive se terminant par un panneau plongeant océanique permettant d'assurer la flottabilité négative de cette partie du système. La structure thermique de la lithosphère océanique (à droite) a également été modifiée afin d'assurer une flottabilité de la lithosphère océanique qui doit passer en obduction. Cette hypothèse de départ est invoquée par de nombreux auteurs (par exemple, Pearce et al., 1981 ; Nicolas, 1989 ; Dercourt et al., 2000 ; Stampfli et Borel, 2002) comme étape préliminaire à l'obduction, même si la question de savoir où est initialisée la subduction intra-océanique (à la ride ou près de la marge passive) n'est toujours pas résolue. Il s'agit de modèles de taille similaire à ceux utilisés pour la subduction (400 x 1500 km ; résolution : 3 km par mailles).

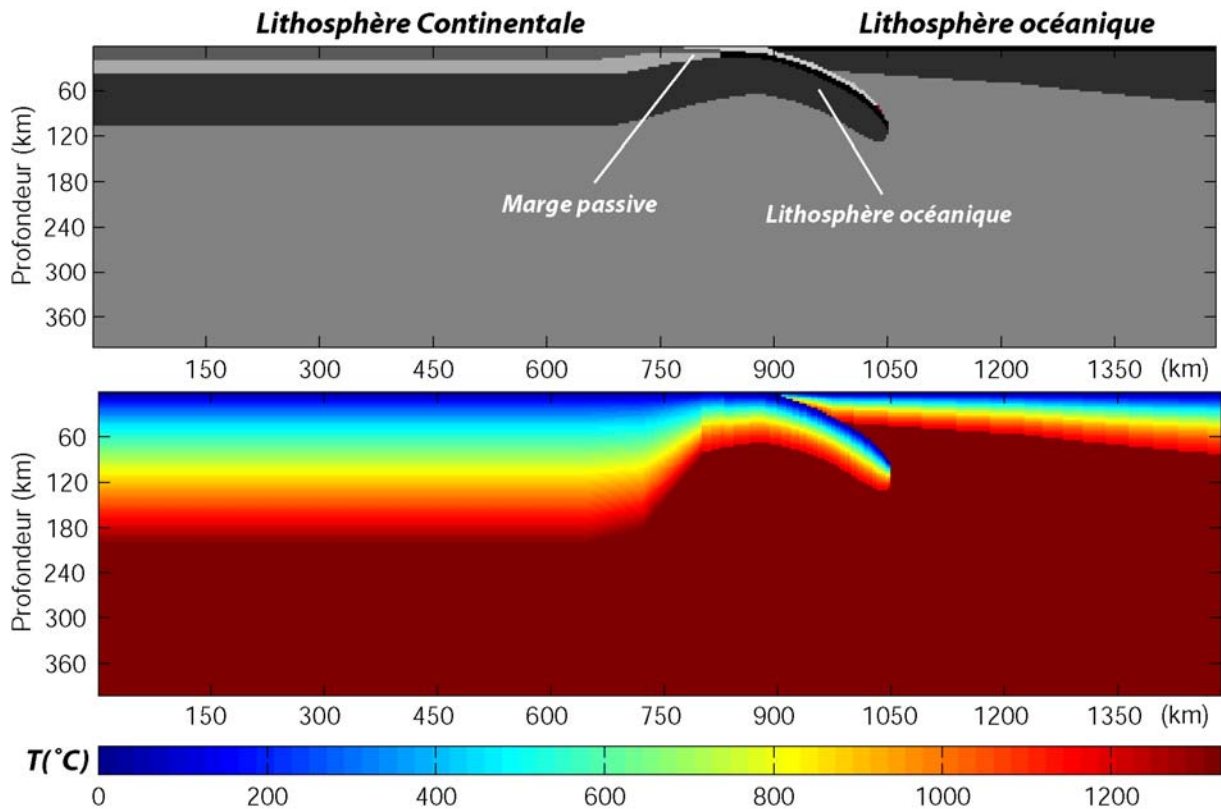


Figure IV-18: Configuration initiale pour l'obduction impliquant une subduction intra-océanique préexistante.

Plusieurs vitesses de convergence ont été testées. Les résultats montrent que l'enfouissement en profondeur de la lithosphère océanique n'est possible que pour des vitesses de convergence faibles ($< 3 \text{ cm.an}^{-1}$), l'application de vitesses trop élevées entraînant très tôt le système vers la collision.

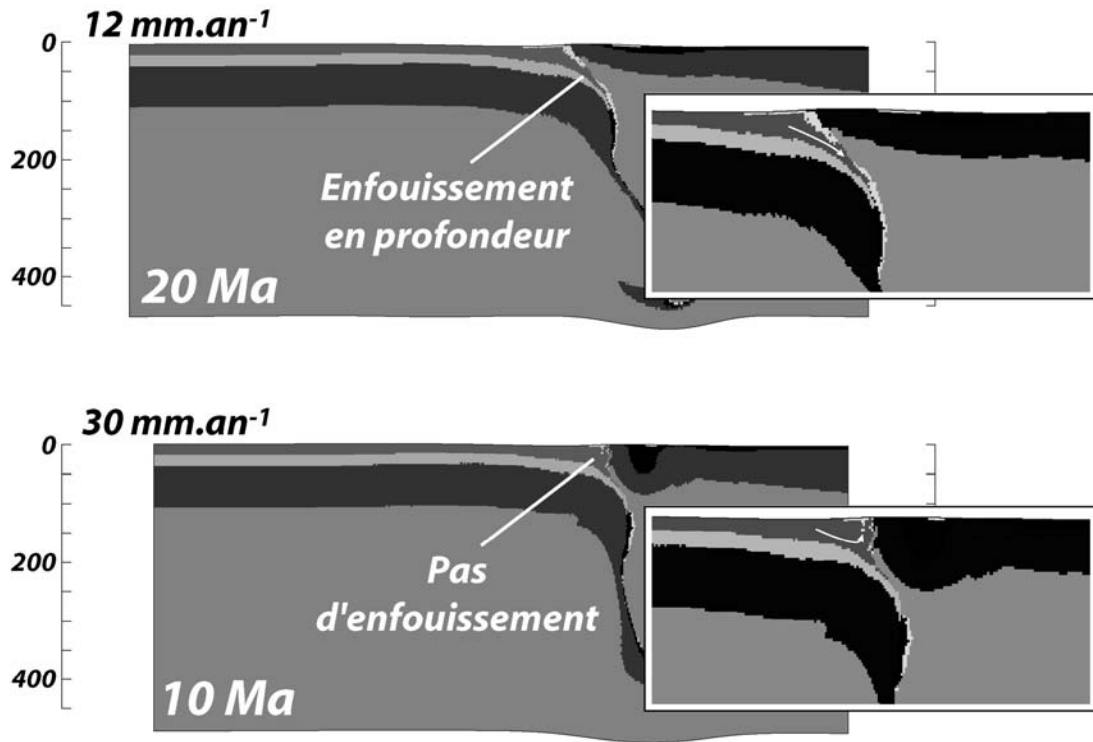
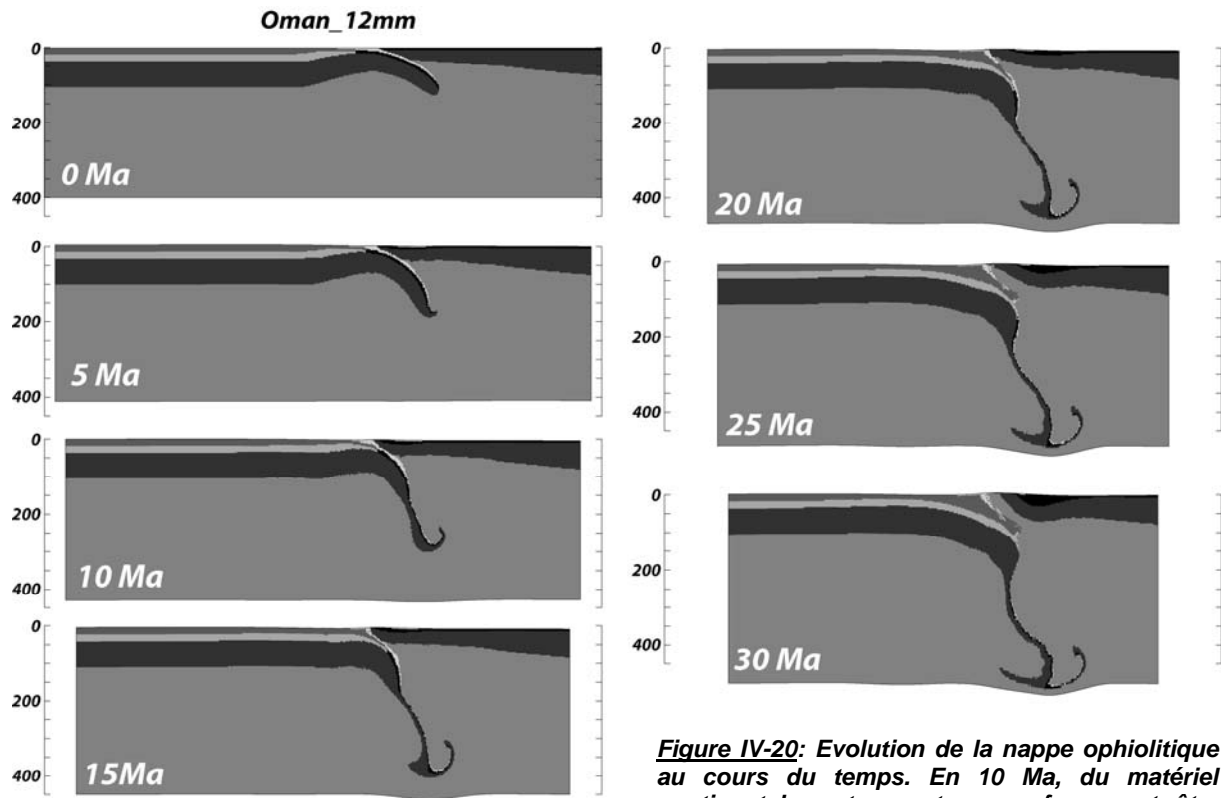


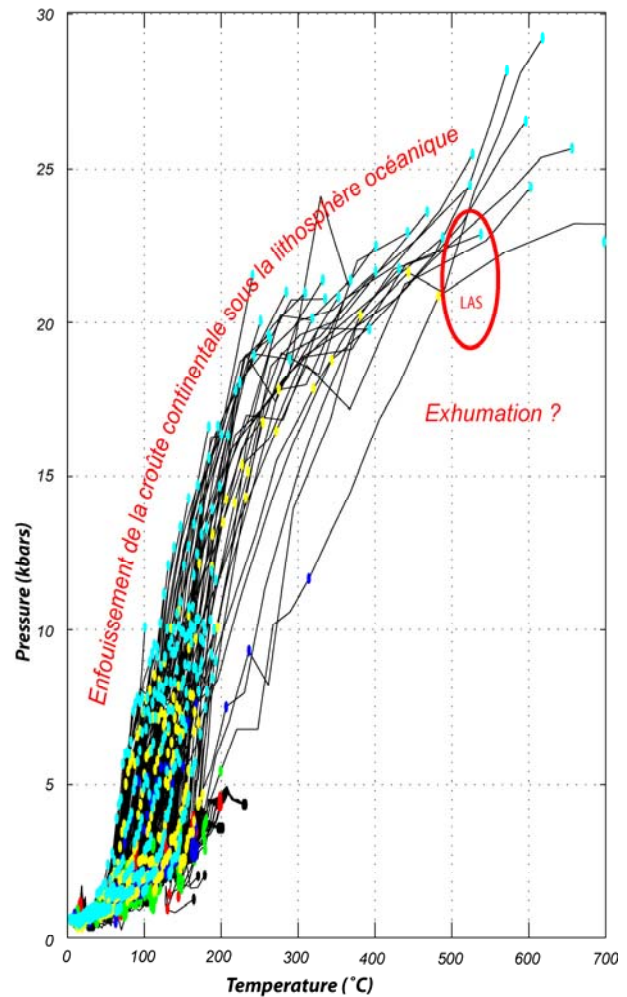
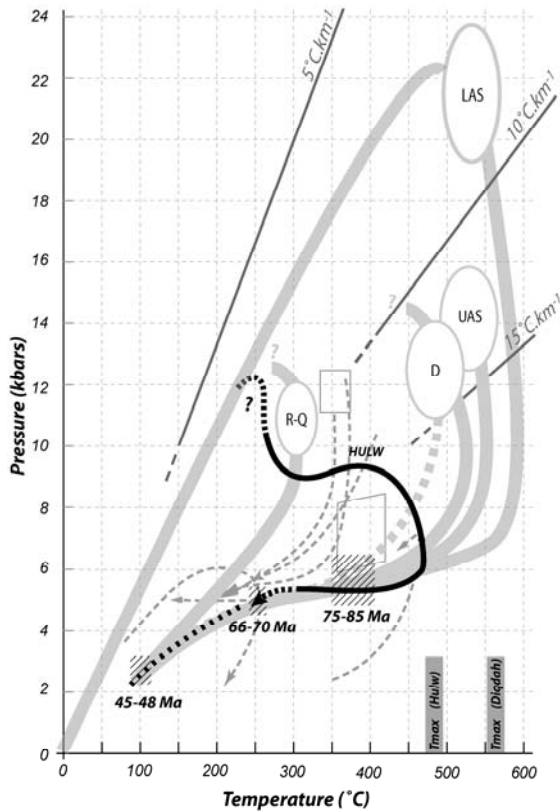
Figure IV-19: Influence de la vitesse de convergence sur le processus d'obduction.

La figure IV-19 présente l'évolution de cette expérience où la vitesse de convergence appliquée est de 12 mm.an^{-1} . Elle montre, d'une part, le passage de la subduction intra-océanique à l'obduction et, d'autre part, que du matériel issu de la croûte continentale peut être enfoui jusqu'à de très grandes profondeurs (80-100 km) même sous une lithosphère de type océanique.



Les chemins P-T-t calculés pour cette expérience (fig. IV-21) montrent que le trajet d'enfouissement du matériel continental se fait le long d'un gradient thermique froid ($4\text{-}6^{\circ}\text{C.km}^{-1}$) comme cela est le cas en Oman. Les conditions P-T atteintes au bout de 20 Ma d'expérience sont aussi similaires à celles trouvées, au cœur du Saih Hatat, dans l'unité d'As Sifah.

Figure IV-21 : Comparaison entre les chemins P-T naturels de la fenêtre du Saih Hatat et ceux issus de l'expérience numérique présentée en figure IV-20. (Seuls les chemins des pointeurs stables correspondant à la croûte supérieure sont représentés).



Cependant, dans cette expérience :

- toute la croûte continentale supérieure suit le même trajet d'enfouissement jusqu'à de grandes profondeurs. Aucune unité ne semble rester en profondeur vers ~30 km. L'ensemble du matériel crustal enfoui reste cependant accumulé aux alentours de 100 km de profondeur.
- aucune exhumation de matériel continental ne se produit.

5-3. Bilan

Dans les cas où une **subduction intra-océanique** est déjà initiée, il est donc **possible d'enfouir** très profondément du **matériel de densité faible** sous du **matériel dense**. En effet, les simulations numériques montrent que l'enfouissement, en profondeur, de la lithosphère continentale sous la lithosphère océanique peut être réalisé à condition que les **vitesse de convergence** soient **faibles** (c'est à dire, inférieures à 3 cm.an^{-1}). Il serait intéressant à présent de voir quels paramètres pourraient engendrer l'exhumation de ces roches enfouies mais ce travail n'a malheureusement pas pu être mené à temps.

Chapitre 5

Chapitre 5

Conclusions, Synthèse, et Perspectives

1. Bilan des résultats obtenus	218
2. Les chemins P-T-t, points clé pour la compréhension des zones de convergence.....	224
2-1. Les chemins P-T-t : un test indispensable	224
2-2. Les chemins P-T-t : une chance pour la modélisation.....	225
3. Synthèse sur les modes d'exhumation au sein des zones de convergence.....	225
3-1. Zones de convergence et métamorphisme associé	226
3-1.1. La subduction océanique, primes d'accrétions et métamorphisme HP	227
3-1.2. La subduction continentale et le métamorphisme HP-UHP	227
3-1.3. Quid des roches océaniques de HP ?	227
3-2. Qu'est-ce qui régit l'exhumation des roches métamorphiques au niveau des zones de convergence? ...	228
3-2.1. Exhumation du matériel sédimentaire	230
3-2.2. Exhumation de la croûte continentale	230
3-2.3. Exhumation de la croûte océanique.....	231
3-2.4. Conclusion.....	232
4. Perspectives	233

Ce chapitre synthétise l'ensemble des résultats pétrologiques et numériques présentés dans les chapitres précédents. Les implications de ce travail de thèse au niveau de la compréhension des processus d'exhumation dans les zones de convergence, mais aussi l'importance du couplage « étude de terrain - modélisation » y sont détaillées.

1. Bilan des résultats obtenus

Les résultats présentés dans les chapitres précédents peuvent être succinctement résumés comme suit :

(1) *Du point de vue des méthodes d'estimation P-T*, ce travail a permis de mettre en évidence deux points importants.

- L'obtention de cartes de composition permet, à l'aide d'un contrôle textural et chimique, de caractériser finement l'évolution P-T.

Il apparaît en effet, qu'il existe des distances de ré-équilibration et que la notion d'équilibre local ne constitue pas une condition absolument nécessaire à l'obtention d'un équilibre « vrai », en particulier en ce qui concerne les roches étudiées ici qui se trouvent être très déformées. Il est donc possible de s'en affranchir à condition qu'un contrôle chimique et microtextural soit effectué avec minutie (fig. V-1). Dans ce sens, la réalisation de cartes de composition en éléments (réalisées dans le cadre de cette thèse en collaboration avec V. De Andrade à Grenoble) permet de traiter une quantité considérable d'analyses. Il est alors tentant de vouloir procéder à la réalisation d'estimations P-T automatiques où l'on pourrait tester l'ensemble des chlorites avec l'ensemble des phengites. Il faut néanmoins rester prudent quant à la signification des résultats alors obtenus et ne pas perdre de vue les critères micro-texturaux permettant de déceler s'il s'agit réellement d'un point à l'équilibre et non d'un mélange. C'est pour cette raison que, dans le cadre de cette étude, la réalisation familles de compositions (fig. V-1) à partir des cartes à été préféré à l'utilisation des calculs automatiques afin de garder un contrôle sur les estimations obtenues.

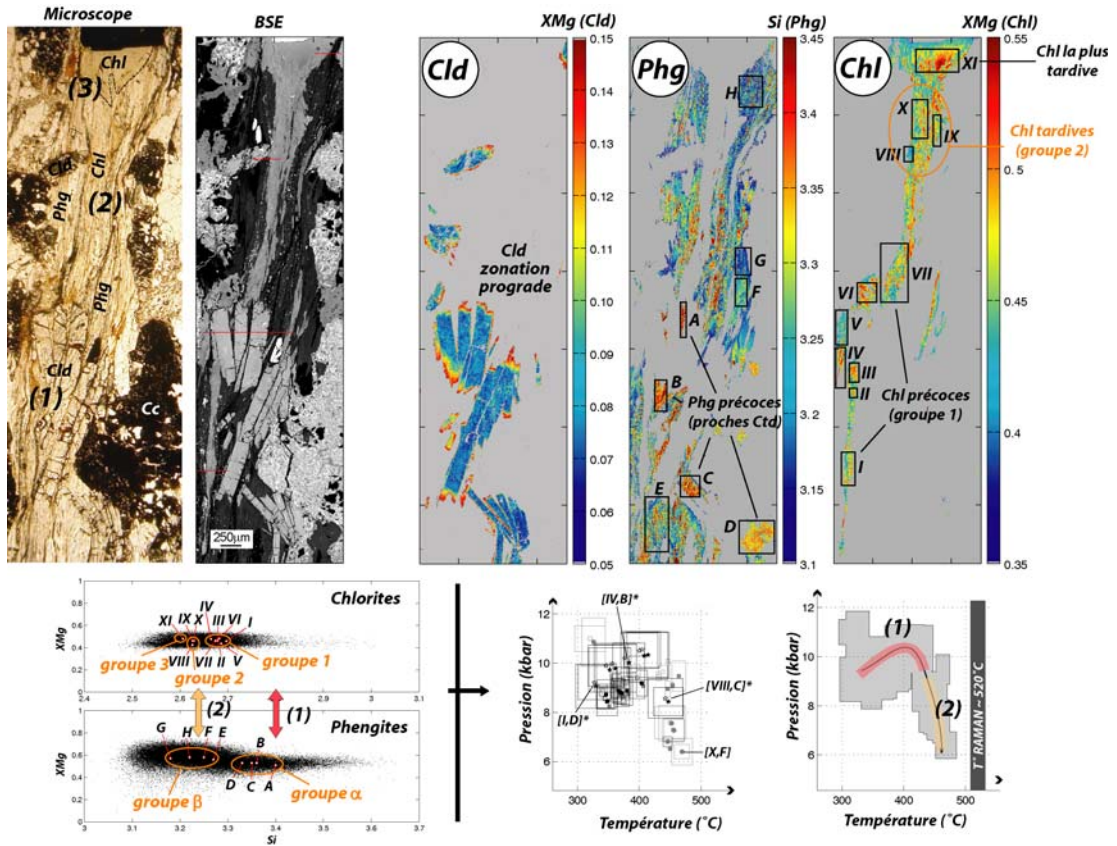


Figure V-1: Cartographies de compositions en éléments. Familles et estimations P-T associées.

Les résultats obtenus à partir d'analyses effectuées en carte par le biais de cette méthode sont en accord avec les résultats obtenus à partir des analyses ponctuelles classiques (fig. V-2).

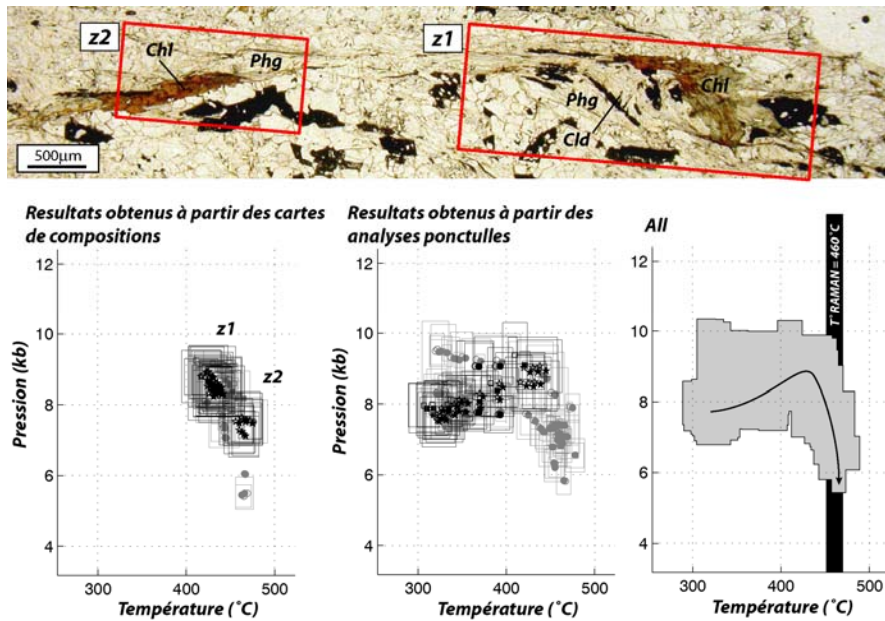


Figure V-2 : Comparaison des estimations P-T obtenues à partir des cartes de composition et à partir des analyses ponctuelles. Les résultats sont cohérents et également en accord avec les estimations de pics de température calculées par la méthode RSCM.

- Deuxièmement, il confirme qu'il est nécessaire, en Oman comme ailleurs (par ex., Vidal et al., 2001, 2005, 2006) de prendre en compte la présence de Fe^{3+} au niveau des minéraux dans le cadre des estimations P-T (fig. V-3).

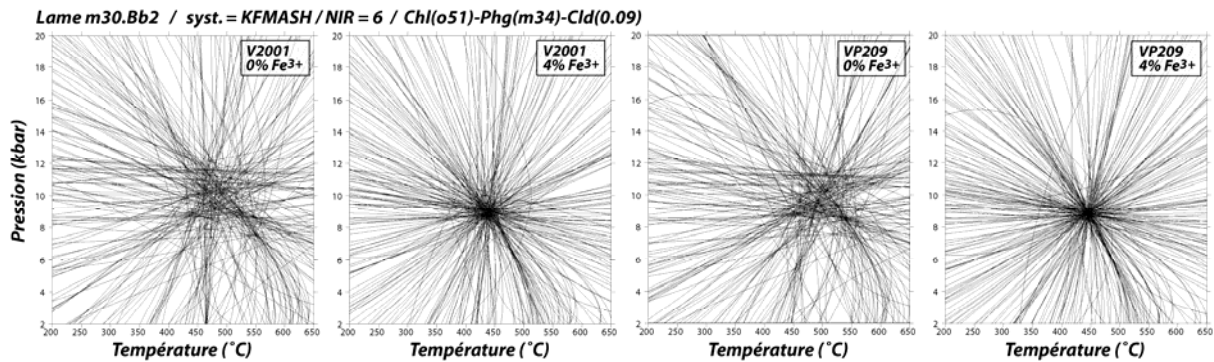


Figure V-3 : Estimations P-T effectuées sans et avec Fe^{3+} (4%) pour les deux modèles de solution solide (V2001) et (VP209).

Cet ajout de Fe^{3+} , même mineur (4% sur cet exemple), est nécessaire pour faire converger les équilibres. Il est par ailleurs étayé par des analyses XANES, faites au synchrotron, qui révèlent bien la présence de Fe^{3+} dans ces chlorites (fig. V-4). De plus, les températures maximum obtenues en ajoutant du Fe^{3+} sont en bon accord avec les données de T_{max} calculées à partir de la méthode RSCM.

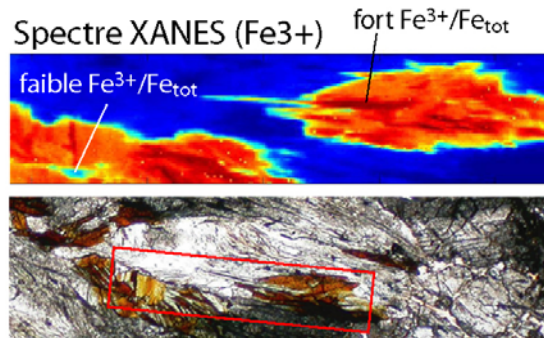


Figure V-4 : Spectre Xanes réalisé à l'E.S.R.F. au niveau de la lame 931 mais pas encore quantifiée. Communication personnelle de M. Munoz et V. De Andrade.

(2) *Du point de vue des résultats pétrologiques*, ces méthodes ont permis d'acquérir de nouvelles données P-T, pour l'Oman. L'unité centrale du dôme du Saih Hatat (unité de Hulw), représentant une surface bien supérieure aux éclogites d'As Sifah et située moins profondément, restait en effet paradoxalement très mal contrainte en terme de pression et température. Les résultats obtenus grâce à l'utilisation de méthodes complémentaires (thermobarométrie d'une part, RSCM d'autre part) a par ailleurs permis de corrélérer les résultats (fig. V-5).

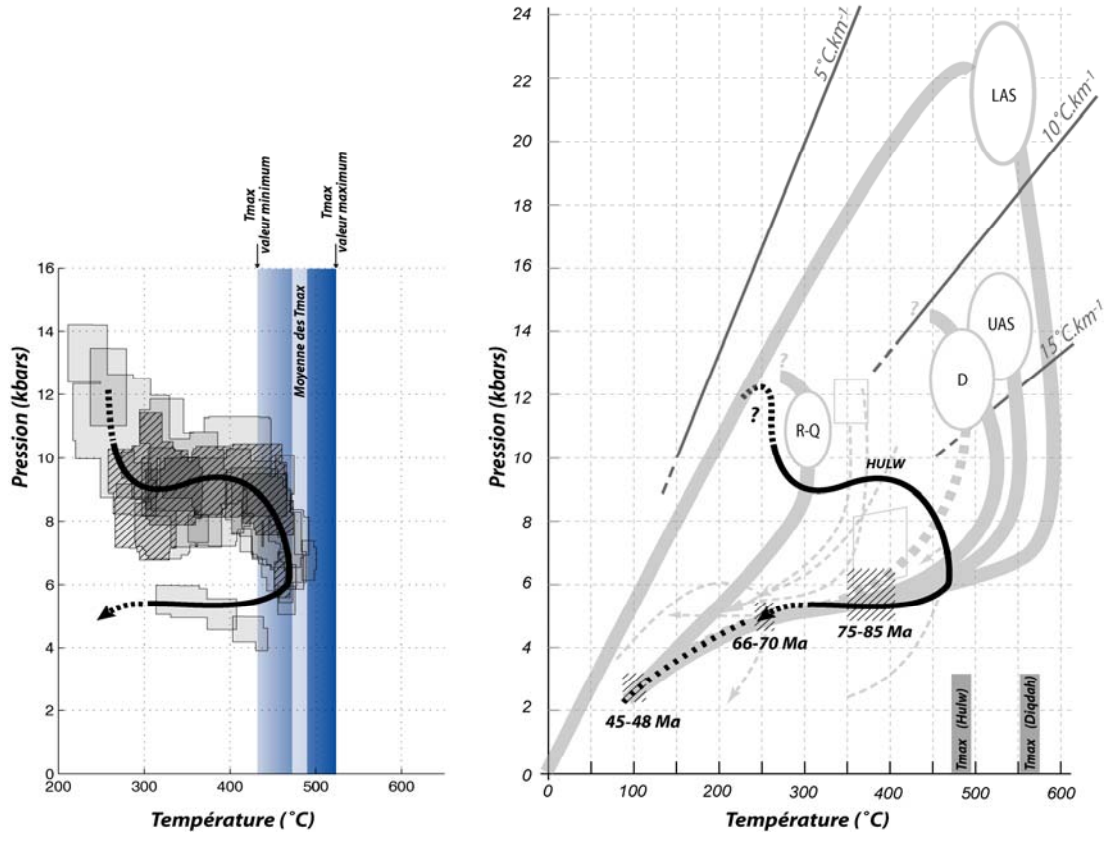


Figure V-5 : Synthèse des résultats P-T pour l'unité de Hulw (Saih Hatat, Oman). A gauche, les domaines en gris correspondent à l'unité de Hulw (sens strict). Les domaines hachurés correspondent aux estimations relatives à l'unité de As Sheikh. L'ensemble des valeurs obtenues, pour les pics de température, par la spectroscopie raman sont également rappelées. A droite, localisation de ce chemin obtenu pour Hulw au sein des autres unités environnantes (R-Q : Ruwi-Quryat ; D : Diqdah ; UAS : Upper As Sifah ; LAS : Lower As Sifah).

Il s'agit donc de données métamorphiques nouvelles, dont les principales implications sur le mode d'empilement des structures au sein de la fenêtre du Saih Hatat (fig. V-6) sont :

- il n'existe pas de limite entre les unités de Hulw et de As Sheikh, contrairement à ce qui était suggéré par certains auteurs (par ex., Miller et al., 2002),
- si l'unité de Hulw ne semble pas atteindre des pressions aussi élevées que celles de l'unité d'As Sifah, une partie de son chemin prograde semble lui être commune. Ce n'est que par la suite qu'elles subissent chacune une histoire différente, Hulw restant à la même profondeur pendant que l'unité d'As Sifah continue d'être enfouie plus profondément.

tel-00134728, version 1 - 5 Mar 2007

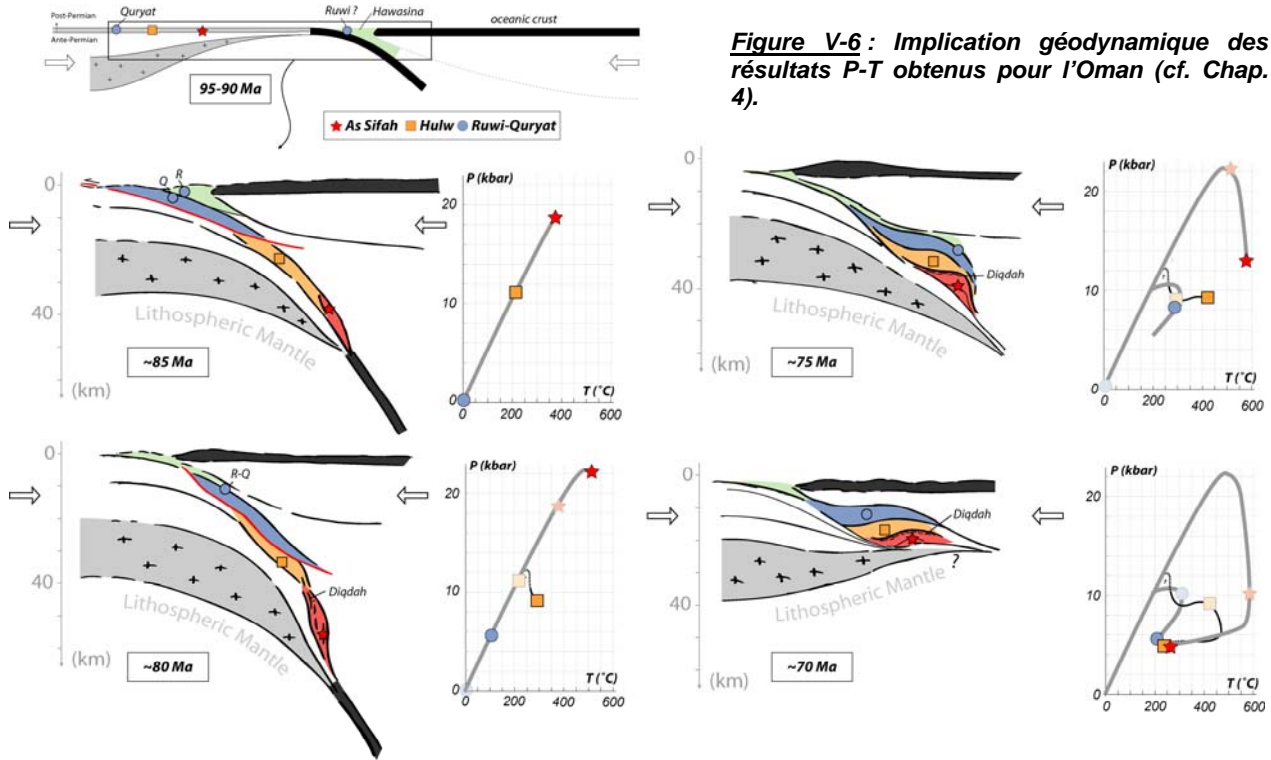


Figure V-6 : Implication géodynamique des résultats P-T obtenus pour l'Oman (cf. Chap. 4).

(3) Du point de vue de la modélisation numérique des processus à grande échelle, les expériences présentées ont prouvé que l'on pouvait utiliser les données issues du métamorphisme (chemins P-T-t, vitesses d'exhumation) afin de mieux contraindre les modèles. Cela a été principalement testé, dans le cadre de la subduction, sur le cas alpin. Les figures V-7 et V-8, montrent quelques résultats d'expériences où les chemins P-T-t issus des calculs numériques s'accordent bien aux données naturelles.

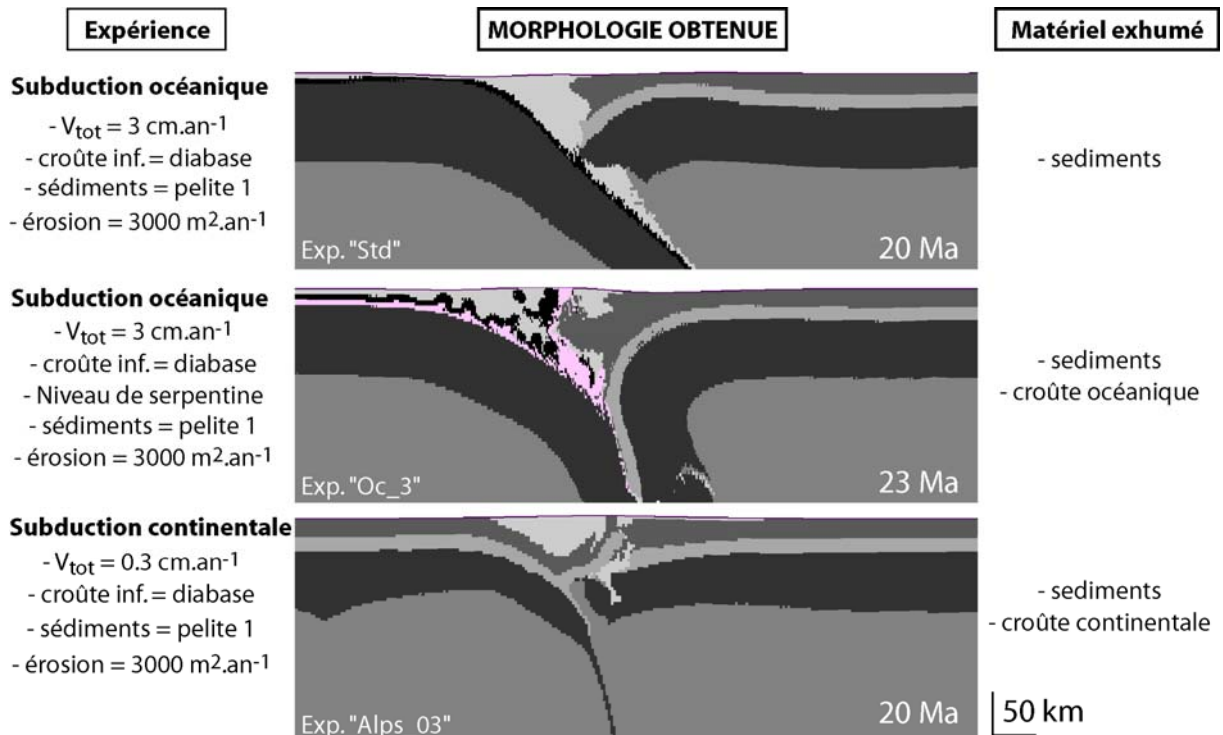


Figure V-7 : Résultats majeurs obtenus à partir des simulations numériques de subduction océanique et continentale. Les paramètres initiaux importants ainsi que les matériaux exhumés sont rappelés.

Les résultats obtenus au travers des simulations numériques effectuées montrent alors que :

- Il est indispensable de prendre en compte les changements de densité lorsque l'on s'intéresse aux processus de subduction et d'exhumation.

- **En contexte de subduction océanique**, un prisme ne peut être stable qu'en présence d'une croûte continentale inférieure rigide dans la plaque supérieure et en présence de sédiments présentant une forte viscosité et/ou une densité faible au sein du prisme d'accrétion. La vitesse de convergence ne doit pas non plus être trop élevée ($\sim 3 \text{ cm.an}^{-1}$). Par ailleurs, l'exhumation de la croûte océanique ne se produit qu'en présence de serpentinite localisée sous la croûte océanique.

- **En contexte de subduction continentale**, la vitesse de convergence doit également être réduite ($< 2 \text{ cm.an}^{-1}$) pour que l'exhumation de matériel crustal puisse être réalisée (du moins dans le cas de conditions initiales proches de celles ayant existé pour les Alpes). L'érosion (qui augmente la capacité d'exhumation) ainsi que la nature de la croûte inférieure (nécessairement plutôt rigide) sont aussi des paramètres très influents dans les processus d'exhumation.

Enfin, les modèles numériques apportent un éclairage utile pour la compréhension des processus d'exhumation comme nous le verrons dans le paragraphe 3.

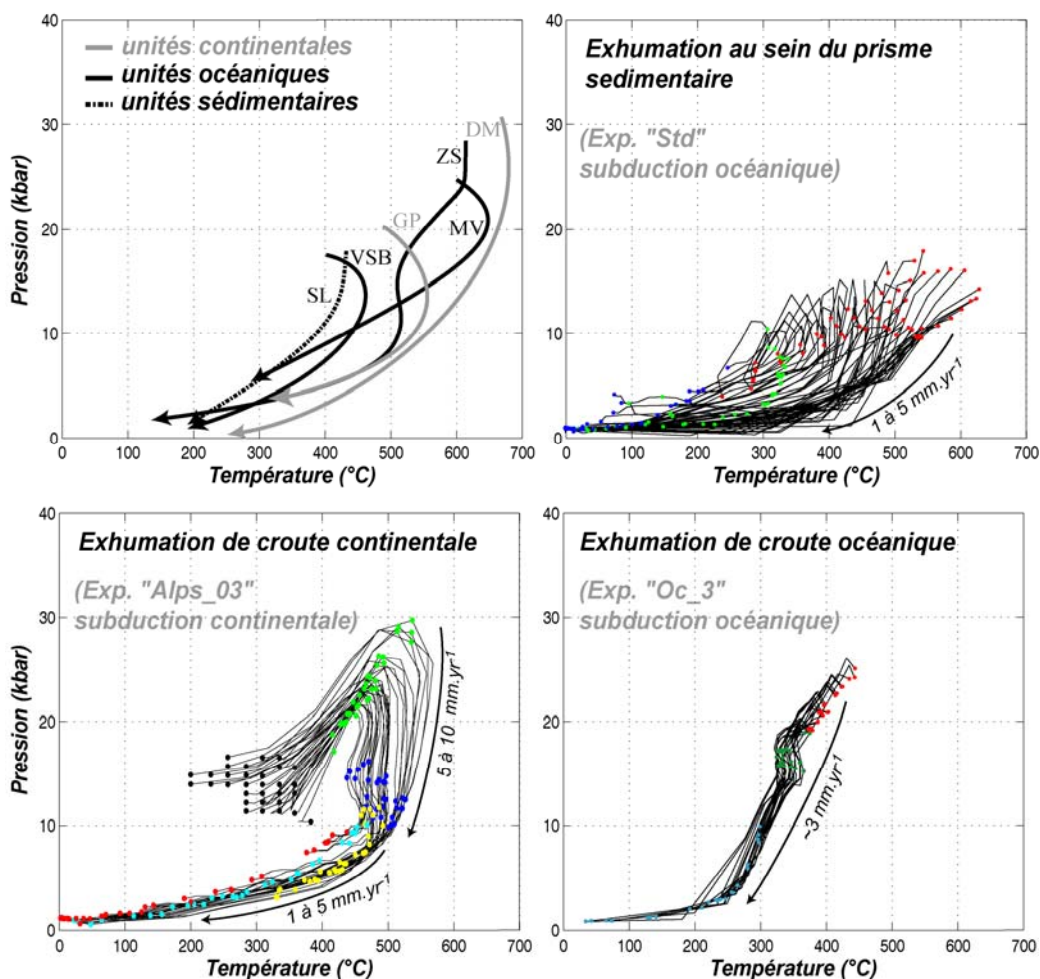


Figure V-8 : Chemins P-T-t naturels pour les Alpes (en haut gauche) et leurs correspondants calculés au travers des différentes expériences numériques présentées sur la figure V-7.

Ainsi, qu'il s'agisse des résultats pétrologiques ou numériques, l'obtention de chemins P-T-t fiables représente une étape cruciale.

2. Les chemins P-T-t, points clé pour la compréhension des zones de convergence

2-1. Les chemins P-T-t : un test indispensable

Les données P-T-t naturelles permettent en effet d'apporter de meilleures contraintes que celles utilisées dans nombre de cas, où seule la topographie et les morphologies de surfaces sont comparées. Elles nous renseignent notamment, quantitativement sur les profondeurs et les régimes thermiques subis par les roches au cours du temps. Les datations permettent, quant à elles, d'évaluer des vitesses verticales d'exhumation. Enfin, les structures observables à l'affleurement renseignent souvent sur le mode de déformation subi par les roches en profondeur. Tous ces points d'ancrages doivent donc être pris en compte et venir nourrir les modèles afin d'en tester la validité.

La figure V-9 présente deux expériences dans lesquelles se produit l'exhumation de croûte supérieure depuis de grandes profondeurs (~100 km) et où la topographie finale obtenue est acceptable. Dans ce cas, l'observation des chemins P-T-t calculés nous permet de supposer que le modèle le plus réaliste correspond à celui où la vitesse de convergence est la plus faible.

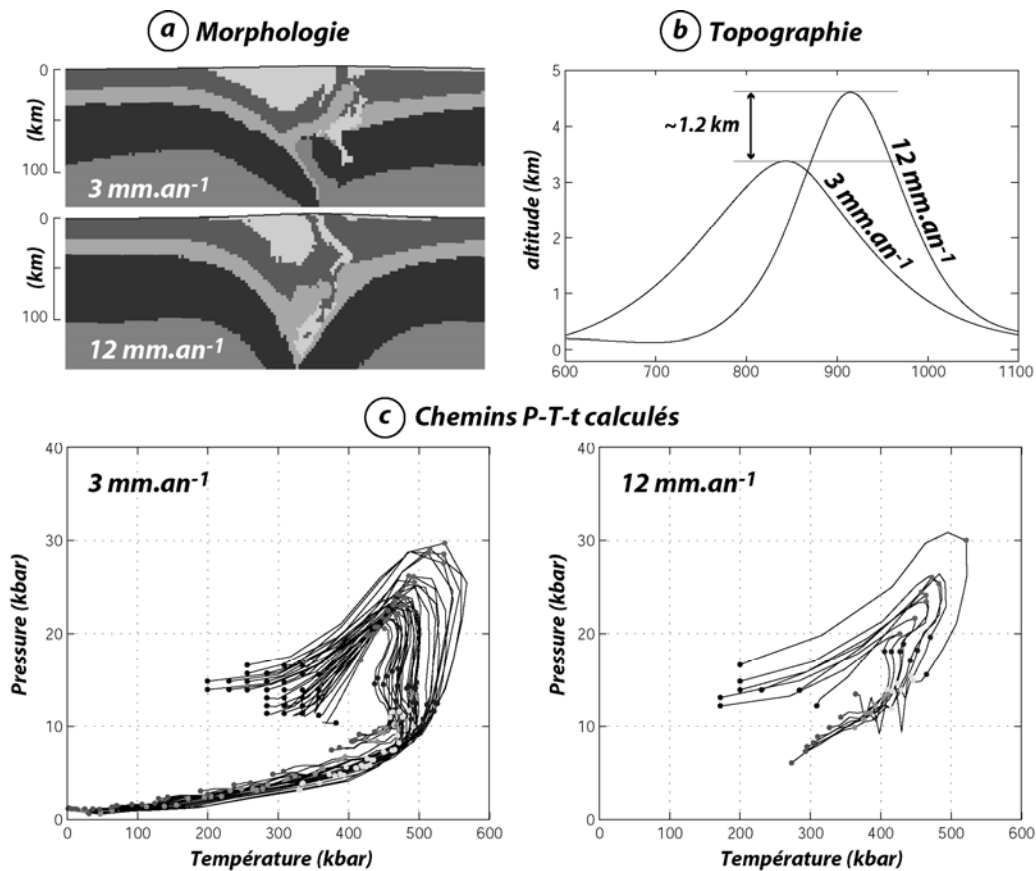


Figure V-9 : Comparaison des modèles de subduction continentale (Alps_03 : Vitesse de convergence de 3 mm.an^{-1}) et (Alps_12 : Vitesse de convergence de 12 mm.an^{-1}).

2-2. Les chemins P-T-t : une chance pour la modélisation

Les chemins P-T-t estimés à partir des échantillons naturels fournissent des points d'ancrage précieux en terme de profondeurs atteintes et de régime thermique. Ces données permettent alors d'élaborer, tout en faisant des hypothèses, des schémas d'évolution géodynamique régionale comme sur la figure V-6 par exemple.

La modélisation permet alors :

(1) une approche paramétrique. Il est en effet possible de tester des systèmes progressivement plus complexes faisant intervenir des paramètres de plus en plus nombreux. Les paramètres les mieux connus étant fixés, des paramètres qui le sont moins bien, tels que les paramètres rhéologiques des matériaux, par exemple, peuvent désormais être testés. On a ainsi pu tester l'influence du taux de convergence, de la nature de la lithosphère continentale ou encore de la nature du matériel constituant le prisme. Le simple fait de tester l'influence de ces paramètres au sein des modèles permet d'aller plus loin que la simple corrélation avec les données naturelles.

(2) de mieux comprendre les mécanismes mis en jeu au travers des modèles thermomécaniquement viables. Si les résultats obtenus s'accordent aux données observées, il devient possible *a posteriori* de s'intéresser plus précisément aux mécanismes par lesquels l'exhumation s'est produite. Cela a ainsi permis de mettre en évidence, au niveau des prismes d'accrétion, que si les particules circulent dans le prisme de manière en apparence continue, les mécanismes qui régissent leur évolution spatiale impliquent plutôt un sous-plaquage discontinu. De même, durant la subduction continentale, cela a permis d'expliquer pourquoi l'on observait deux étapes d'exhumation (existence d'une phase d'exhumation rapide précédant une phase d'exhumation plus lente) par le fait que des mécanismes d'exhumation différents étaient impliqués (forces de volume dans un premier temps puis processus d'érosion et de tectonique de surface ensuite, cf. §3).

Les expériences numériques menées dans le cadre de cette étude permettent donc, au travers d'exemples précis, de mieux comprendre les processus d'exhumation en contexte de convergence et ceci fait l'objet du paragraphe suivant.

3. Synthèse sur les modes d'exhumation au sein des zones de convergence

L'existence à la surface de la terre de deux types de lithosphère, continentale et océanique, implique donc qu'au niveau des zones de convergence, quatre types de zones de convergence peuvent exister. La figure ci-dessous précise leur répartition.

Figure V-10 : Répartition des différents types de zones de subduction (Lallemand et al., 2005).

		PLAQUE SUPERIEURE		
		Océanique 16 % 10 600 km	Continentale 84 % 56 200 km	
PLAQUE EN SUBDUCTION	Océanique 82 % 55 000 km	15 % 10 000 km	67 % 45 000 km	Subduction océanique
	Continentale 18 % 12 000 km	1 % 600 km	17 % 11 200 km	Subduction continentale
		sous un océan	sous un continent	

Toutes ces zones ne génèrent cependant pas nécessairement de roches métamorphiques de haute pression. Néanmoins, dans le cas où celles-ci se trouvent exhumées, il existe, selon les contextes et les matériaux mis en jeu, des différences importantes, tant du point de vue du pic métamorphique atteint que des vitesses d'exhumation. Ces différentes observations peuvent être à présent expliquées à la lumière des mécanismes intervenant au cours des expériences numériques en bon accord avec les données naturelles.

3-1. Zones de convergence et métamorphisme associé

La densité des différents matériaux arrivant au niveau d'une zone en subduction (fig. V-11) varie drastiquement selon qu'il s'agit de matériel océanique, sédimentaire ou continental.

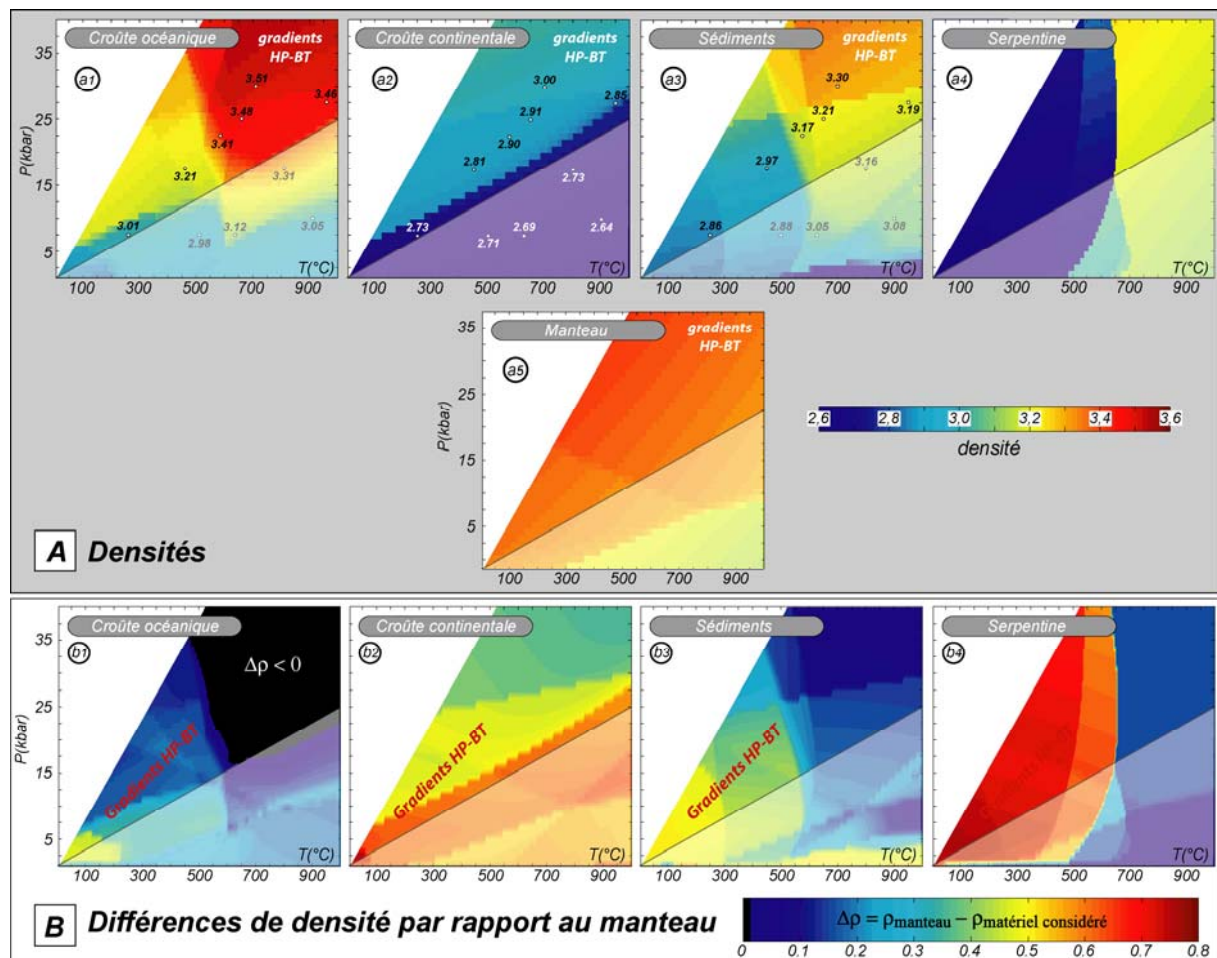


Figure V-11 : A - Densités calculées via Theriak pour du matériel (a1) océanique, (a2) continental, (a3) sédimentaire, (a4) serpentiniteux, et (a5) mantellique. B - différence de densité entre le manteau (a5) et la croûte océanique (b1), la croûte continentale (b2), les sédiments (b3) et la serpentine (b4).

La figure V-11-B présente la différence de densité (calculée via le logiciel Theriak ; De Capitani, 1994) entre le manteau et les différents matériaux pouvant être enfouis en subduction. On comprend aisément pourquoi le nombre de subductions océaniques (~80%) est bien plus élevé que celui des subductions continentales (~20%). En effet, la forte densité du matériel océanique éclogitisé devenant plus dense que le matériel mantellique adjacent, lui offre la possibilité d'être enfoui en profondeur sans problème de « flottabilité ». En revanche, les forces de volume liées à la faible densité des matériaux continentaux ou sédimentaires,

explique bien le fait qu'ils ne soient pas stables en profondeur et que leur exhumation puisse se faire, au premier ordre, par simple effet de contraste de densité.

3-1.1. La subduction océanique, primes d'accrétions et métamorphisme HP

Les zones de subductions océan-océan n'ont pas fait l'objet d'étude particulière dans le cadre de ce travail car la majorité des zones de subduction océanique se trouve dans des systèmes où la plaque supérieure est de type continental (~70% des cas, fig. V-10). L'établissement d'un prisme d'accrétion n'est cependant pas toujours réalisé car sa mise en place dépend principalement de l'apport sédimentaire au niveau de la zone de subduction.

Dans le cas de la formation d'un prisme d'accrétion (ex : Schistes Lustrés, Complexe Franciscain), les roches métamorphisées sont constituées principalement de roches ayant évolué dans le faciès des schistes bleus mais guère au-delà (~20 kbar/450°C pour les Schistes Lustrés, cf. Chap. 3 ; <12 kbar/500°C pour le Franciscain ; Ernst, 1971, 1993). Les vitesses d'exhumation sont par ailleurs données pour être relativement faibles (1 à 5 mm.an⁻¹ pour les Alpes, cf. Chap. 3 ; 0.5 à 1 mm.an⁻¹ pour le Complexe Franciscain ; Ring & Brandon, 1999).

3-1.2. La subduction continentale et le métamorphisme HP-UHP

Les cas de subduction de lithosphère continentale sous une lithosphère de type océanique sont très rares (fig. V-10). On en trouve actuellement au niveau de Taïwan et à l'est de la Nouvelle Guinée. Cependant des cas d'obductions passées existent comme nous l'avons vu dans le cas de l'Oman, ou encore en Nouvelle Calédonie.

La majorité des cas d'exhumation de roches continentales se localise cependant plutôt au niveau des zones de subduction mettant en jeu deux lithosphères continentales (ex : Alpes ; Norvège, Himalaya). La particularité de ce métamorphisme réside dans le fait que le matériel exhumé peut avoir été enfoui à de très grandes profondeurs (100 à 150 km ; par ex., Chopin, 1984 ; Smith, 1984 ; Sobolev & Shatsky, 1990 ; Ernst & Liou 2000 ; Okay, 2002) contrairement à ce que l'on observait pour le matériel sédimentaire. Il est cependant intéressant de remarquer qu'à chaque fois, cette exhumation ne concerne qu'une faible quantité de matériel (<1000 km² ; par ex., massifs cristallins internes des Alpes, Tso Moriri en Himalaya).

Les vitesses d'exhumation pour ce type de roche sont également bien supérieures (au moins durant les premiers stades) à celle des roches sédimentaires. Ainsi pour Dora Maira, par exemple, ces vitesses peuvent atteindre 3.4 cm.an⁻¹ (Rubatto & Hermann, 2001) avant de décroître (1.6 cm.an⁻¹ puis 0.5 cm.an⁻¹) plus tardivement. Des vitesses rapides d'exhumation pour les premiers stades d'exhumation des roches d'origine crustale se retrouvent également en Himalaya (> 10mm.an⁻¹, Hermann et al., 2001 ; O'Brien et al., 2001, Hacker et al., 2003), en Norvège (~ 10-11mm.an⁻¹, Terry et al., 2000, Carswell et al., 2003), dans les Cordillères Bétiques (22.5 mm.an⁻¹, De Jong, 2003), en Papouasie - nouvelle Guinée (>17 mm.an⁻¹, Baldwin et al., 2004). Dans tous ces cas, cette vitesse décroît dans un deuxième temps pour devenir < à 10mm.an⁻¹ (par ex., Terry et al., 2000; De Jong, 2003).

3-1.3. Quid des roches océaniques de HP ?

Dans les deux cas présentés précédemment, seules les roches métamorphiques d'origine sédimentaire et continentale étaient évoquées. Cependant, les roches d'origine océanique sont également exhumées (par ex., Massifs du Monviso, Zermatt-Saas pour les Alpes). Ces metabasites peuvent atteindre des pressions allant jusqu'à 25-30 kbar-600°C (par

ex., Reinecke, 1998 ; Amato et al., 1999 ; Schwartz et al., 2000a,b) pour les deux exemples cités ci-dessus. Du point de vue des vitesses d'exhumation, elles semblent être du même type que celles observées pour l'exhumation de la croûte continentale avec une première phase rapide suivi d'un ralentissement ($\sim 3-4 \text{ mm.an}^{-1}$ pour le Monviso par exemple (cf. Chap. 3), 10 à 26 mm.an^{-1} puis 0.3 mm.an^{-1} pour Zermatt-Saas, par ex., Amato et al., 1999).

L'ensemble de ces différentes caractéristiques suggère que des mécanismes différents interviennent, selon le type de subduction mais aussi selon la nature du matériel enfoui. C'est sur l'ensemble de ces mécanismes qu'il apparaît nécessaire à présent de faire le point.

3-2. Qu'est-ce qui régit l'exhumation des roches métamorphiques au niveau des zones de convergence?

Les figures V-12 et V-13 présentent une synthèse de l'ensemble des mécanismes d'exhumation que les expériences numériques réalisées dans le cadre de ce travail ont révélé. Ils sont présentés en fonction du type de subduction et de matériel exhumé, et placés en regard des expériences numériques décrites dans les chapitres précédents.

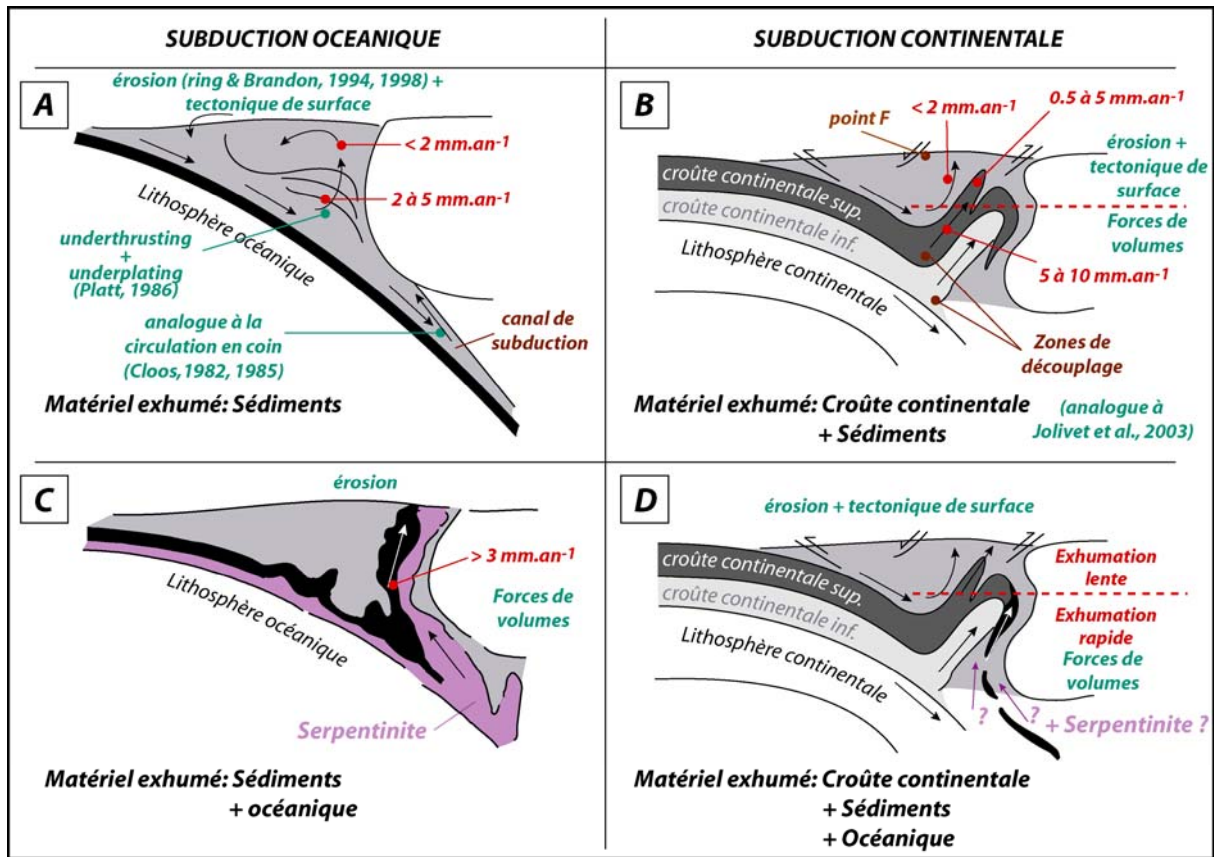
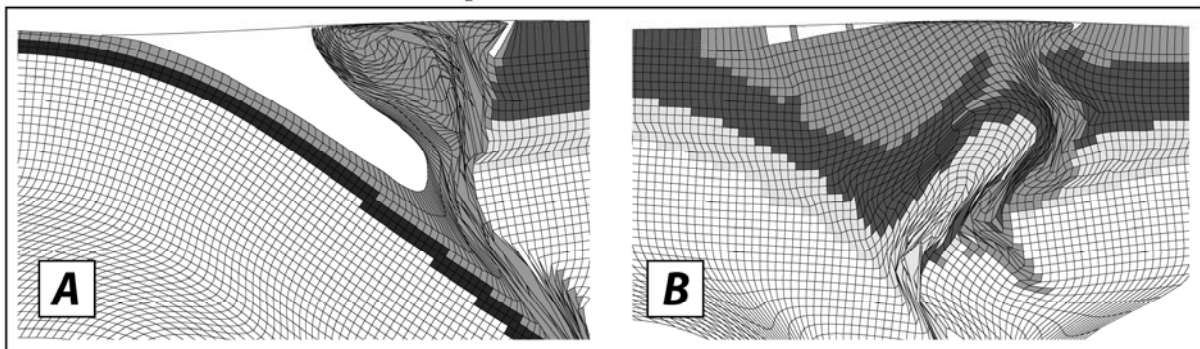


Figure V-12 : Mécanismes d'exhumations invoqués en fonction du type de subduction et du type de matériel exhumé. Les vitesses caractéristiques d'exhumation sont rappelées en rouge. Les expériences numériques associés déjà présentées dans le chapitre 3 sont présentées ci-dessous (fig. V-13). Voir le texte pour plus de détails.

Subduction océanique

Subduction continentale



échelle: maille non déformée = 3km

Figure V-13 : A- Déformation de la grille de marqueurs obtenue en contexte de subduction océanique au bout de 5 Ma (exp. « Std »). B- Déformation de la grille obtenue en contexte de subduction continentale à 15 Ma (Modèle « Alps_06 » relancé, pour plus de clarté, avec une grille régulière de marqueurs à son état de 10 Ma). C- Modèle « Oc_3 », d'exhumation de croûte océanique en présence de serpentine (20 Ma).

3-2.1. Exhumation du matériel sédimentaire

L'exhumation des sédiments semble donc pouvoir se produire dans deux cas :

- *Pendant la subduction océanique* (Cas [A] des figures V-12 et V-13), les prismes d'accrétion peuvent rester stables très longtemps (> 10 Ma), permettant un recyclage constant du matériel. Cette stabilité du prisme met en jeu des paramètres bien particuliers comme on l'a vu lors de modélisation en contexte de subduction océanique (vitesse de convergence de l'ordre de 3 cm.an⁻¹, matériel sédimentaire peu dense et/ou de viscosité assez élevée) et peut durer très longtemps (au moins 20 Ma pour ce qui est des Alpes (Agard et al., 2002 ; Federico et al., 2005) ; 100 Ma pour le Chili (Glodny et al., 2005) ; ~50 Ma pour le Franciscain (Ring & Brandon, 1999).

Les âges des roches métamorphiques HP d'origine sédimentaire sont toujours plus anciens que le début de la subduction continentale, lorsque celle-ci a existé. Ainsi, dans les Alpes par exemple, les âges obtenus pour les Schistes Lustrés semblent correspondre à l'âge des derniers sédiments enfouis en profondeur avant l'arrivée de la marge passive européenne (Agard et al., 2002). La haute pression observée au sein des sédiments date donc de la subduction océanique même si ceci n'exclue pourtant pas qu'une partie de leur exhumation ne se soit déroulée durant la subduction continentale.

Les mécanismes mis en jeu durant l'exhumation sont principalement le sous-plaquage en base de prisme associé plus tardivement aux processus d'érosion et de tectonique plus superficielle.

- *Pendant la subduction continentale* (Cas [B] des figures V-12 et V-13) les modèles montrent que l'exhumation des sédiments se poursuit mais selon un mode différent. Le turn-over au sein du prisme n'existe plus comme cela était le cas en contexte de subduction océanique à partir du moment où du matériel continental est exhumé. L'exhumation se fait plus lentement au sein d'un « bloc rigide » déplacé en rotation au-dessus du matériel crustal sous-jacent en exhumation. Le centre de rotation de ce bloc (point F, fig. V-12-B) constitue alors un « point fixe » où le matériel qui a pu être exhumé en contexte de subduction océanique (par un mécanisme différent donc), peut rester durant plusieurs millions d'années sans être érodé, enfoui ou significativement déformé postérieurement.

3-2.2. Exhumation de la croûte continentale

La subduction continentale a ceci de particulier qu'elle succède toujours à une subduction de type océanique même si celle-ci peut être très réduite comme cela est le cas en Oman (cf. Chap. 4). De façon générale, les propriétés de la lithosphère continentale (fig. V-11) ne permettent pas d'expliquer son enfouissement en profondeur dans le manteau plus lourd. Dans ce sens, les difficultés rencontrées lors de la modélisation de l'initiation de l'obduction au niveau de la marge Arabe au cours de cette thèse montrent que cela est en effet thermomécaniquement peu probable. Le matériel continental ne semble donc pouvoir être entraîné en profondeur sans l'aide de matériel océanique plus dense (tout du moins pour ce qui est des premiers stades d'enfouissement).

Par ailleurs, les roches de HP-UHP dont les protolithes correspondent à de la croûte continentale supérieure représentent souvent des massifs de très petite taille. Ces observations suggèrent que, si il est possible d'enfouir de la croûte continentale jusqu'à de très grandes profondeurs (>100 km), deux possibilités peuvent être invoquées concernant leur devenir.

Soit, seule une partie est exhumée en surface, le reste étant enfoui irrémédiablement (du moins durablement (Himalaya, Iran)), soit, l'enfouissement en profondeur de matériel continental ne concerne qu'une petite quantité de croûte continentale qui se trouve ensuite totalement exhumée. La subduction continentale est alors un phénomène transitoire qui implique uniquement la partie de la marge passive accrochée à la plaque océanique subductée précocement. La faible densité du matériel continental et les reconstitutions géodynamiques proposées, que ce soit pour les Alpes ou l'Oman, laissent supposer que la deuxième hypothèse est la plus probable.

Les modèles présentés dans le chapitre 4 vont également dans ce sens. Les forces de volume engendrées par la flottabilité de la croûte et les paramètres rhéologiques des matériaux qui la constituent font qu'un découplage se produit nécessairement et que l'arrivée à plus de 100 km de matériel continental ne peut être que transitoire. L'exhumation de la croûte continentale découplée (cas [B] des figures V-12 et V-13) se fait alors par flottabilité, ce qui n'empêche pas le reste de la lithosphère continentale de continuer à subduire en profondeur, séparé de sa partie superficielle (constituée par la croûte légère). La matière alors désolidarisée du panneau plongeant vient s'accumuler au niveau de la zone de subduction enclenchant l'étape de collision et de formation de la chaîne.

Par ailleurs, comme on l'a vu précédemment, les vitesses d'exhumation attribuées à l'exhumation de matériel continental sont généralement plus rapides que celles du prisme, tout du moins dans les premiers stades de l'exhumation.

Enfin, la comparaison de nos expériences avec les études précédentes (par ex., Toussaint et al., 2004a) montrent clairement qu'une vitesse de convergence faible associée avec un géotherme continental plutôt chaud (115 Ma d'âge thermique pour les Alpes par exemple) sont des conditions nécessaires à l'exhumation des roches métamorphiques formées à UHP. En effet, aucune exhumation ne se produisait dans les modèles de Toussaint et al. (2004a) pour des vitesses de convergence de 5 cm.an⁻¹ et des âges thermiques pour la lithosphère continentale en subduction de 450 Ma.

3-2.3. Exhumation de la croûte océanique

Si les mécanismes d'exhumation pour ce qui est du matériel sédimentaire ou continental sont à présent assez clairs, il n'en est pas de même en ce qui concerne ceux permettant l'exhumation du matériel océanique.

L'enfouissement de matériel océanique en profondeur s'explique bien au vu des densités qui lui correspondent (fig. V-11-a1). En revanche, l'exhumation d'un tel matériel vers la surface pose plus de problèmes puisque, contrairement au matériel continental ou sédimentaire, les forces de volumes pouvant induire l'exhumation sont bien plus faibles voire, antagonistes (fig. V-11-b1).

La présence à l'affleurement de croûte océanique métamorphisée à grande profondeur (par ex., éclogites du Monviso, 25 kbar/600°C) prouve que cette exhumation existe. Ainsi, si l'exhumation de matériel océanique ne peut pas être remise en cause, il existe donc nécessairement un processus qui génère sa remontée en surface. Le problème qui se pose alors est de savoir (1) quand celle-ci se produit et (2) par quel processus.

- *Durant la subduction océanique*, les expériences numériques menées ont montré qu'un niveau sous-jacent de très faible viscosité et de densité faible pouvait contribuer à

l'exhumation. Ce type de processus pourrait être invoqué pour expliquer l'exhumation précoce de matériel océanique comme cela semble être le cas, par exemple au sein du Complexe Franciscain.

- *Durant la subduction continentale*, en revanche, les modèles numériques effectués ne présentent jamais d'exhumation de la croûte océanique. Cependant, il est important de noter que les conditions initiales appliquées pour les modèles de subduction continentale impliquent dès le départ une marge passive continentale déjà impliquée dans le prisme d'accrétion ce qui n'est pas propice à l'étude de l'exhumation de la croûte océanique. En effet, les âges tardifs de 60 à 45 Ma obtenus pour les éclogites du Monviso (Agard et al. 2002 ; Guillot et al., 2004) laissent penser que l'exhumation de la croûte océanique s'est effectuée en même temps que l'exhumation du matériel continental de la marge continentale européenne, plutôt que par le mécanisme décrit précédemment.

Il apparaît donc que l'exhumation de matériel océanique nécessite l'implication de matériel moins dense (qu'il s'agisse de croûte continentale ou de serpentinite). La serpentinite (matériel peu visqueux et de très faible densité), en particulier, semble avoir un rôle majeur dans ce processus d'exhumation (par ex., Hermann et al., 2000 ; Guillot et al., 2001 ; Pilchin, 2005). Les observations de terrain vont d'ailleurs dans le même sens. En effet, dans la majorité des cas, les roches océaniques métamorphiques se trouvent intimement liées et emballées dans la serpentinite. Un autre problème se pose alors, celui de savoir d'où provient la serpentinite (Schwartz et al., 2000a,b). En effet, cela reste débattu mais deux possibilités peuvent être envisagées. Soit, comme cela est le cas dans nos expériences de subduction océanique, elle se forme sous la croûte océanique en subduction. Soit, elle provient de l'hydratation du manteau au niveau du coin de manteau situé au-dessus de la plaque plongeante (par ex., Guillot et al., 2001). En tout état de cause, il semblerait que les deux puissent être combinées (par ex., Hacker et al. 2003) et les observations au niveau des Alpes vont dans ce sens. En effet, s'il semble que l'unité du Monviso soit emballée par des serpentinites provenant du coin de manteau (par ex., Guillot et al., 2004), il apparaît que les unités de Zermatt-Saas, proviennent, elles, plutôt de la déshydratation de la croûte en subduction (Li et al., 2004 ; Bucher et al., 2005). Il en va de même pour le massif de Voltri (Hermann et al., 2000).

3-2.4. Conclusion

Les bonnes corrélations des résultats des expériences numériques avec les observations de terrain (topographie, morphologie et chemins P-T-t) permettent donc d'étudier plus précisément les mécanismes d'exhumation suivant le type de contexte de convergence et le type de matériel mis en jeu. Les modèles révèlent, premièrement, l'importance des forces de volumes responsables des premiers stades rapides d'exhumation, que ce soit au niveau du prisme d'accrétion ou à l'échelle lithosphérique pour la croûte continentale. Deuxièmement, ils montrent que les processus d'érosion et de tectonique de surface, à l'origine des stades finaux (plus lents), constituent une étape importante de l'exhumation. Enfin, ils permettent de soulever plus précisément les problèmes du mécanisme d'exhumation de la croûte océanique qui, une fois éclogitisée, ne peut être exhumée qu'avec l'aide de matériaux moins denses comme la serpentinite ou la croûte continentale.

Ces résultats obtenus par comparaison avec la chaîne alpine principalement ne doivent cependant pas faire oublier que les cas naturels impliquent des paramètres bien particuliers qui peuvent être très influents (nature de la croûte en subduction, présence d'un prisme

d'accrétion stable, vitesse d'érosion et de convergence, etc...). Chaque zone de convergence apparaît donc comme un système unique et susceptible d'évoluer au cours du temps (modification de la nature de la plaque entrant en subduction, variation de climat, etc...). Réaliser des modèles généraux pour l'ensemble des cas de convergence naturels n'est donc pas chose aisée et il est important de bien connaître la géologie des zones que l'on cherche à modéliser pour en préciser à chaque fois les conditions initiales.

4. Perspectives

Ces résultats débouchent sur un certain nombre de pistes qui mériteraient d'être poursuivies.

(1) Il serait utile de **réaliser des datations radiométriques ciblées en Oman**. Cela permettrait d'apporter plus de contraintes temporelles notamment sur le temps de résidence de l'unité de Hulw à ~30 km de profondeur et sur les temps caractéristiques de la déformation (Müller, 2003). Ces datations pourraient être effectuées in-situ dans l'échantillon (Agard et al., 2002 ; Augier et al., 2005) à l'endroit même où sont réalisées les estimations P-T (fig. V-14 et V-15). Cela permettrait alors de pouvoir mettre en relation de manière précise les âges obtenus avec la déformation mais aussi avec les estimations thermobarométriques. De plus la réalisation de cartes de composition, couplée avec des datations in-situ, au niveau des bandes de cisaillement, permettrait peut-être de remonter aux vitesses de déformation.

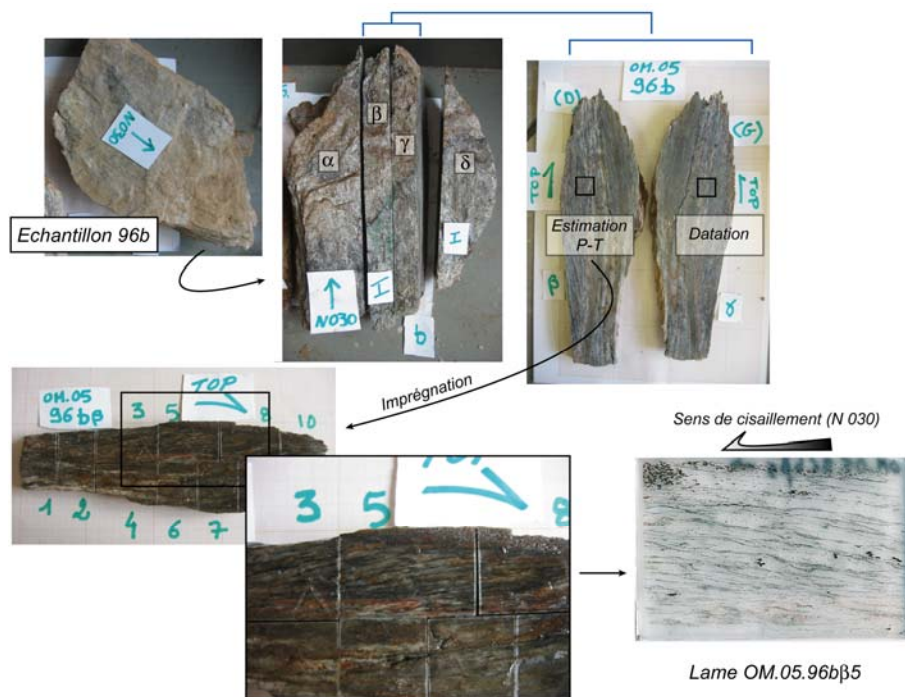


Figure V-14 : Méthode utilisée lors du sciage des échantillons afin de pouvoir imprégner une partie pour la réalisation de lames minces et de garder la possibilité d'effectuer des datations sur la partie non-imprégnée située juste en face.

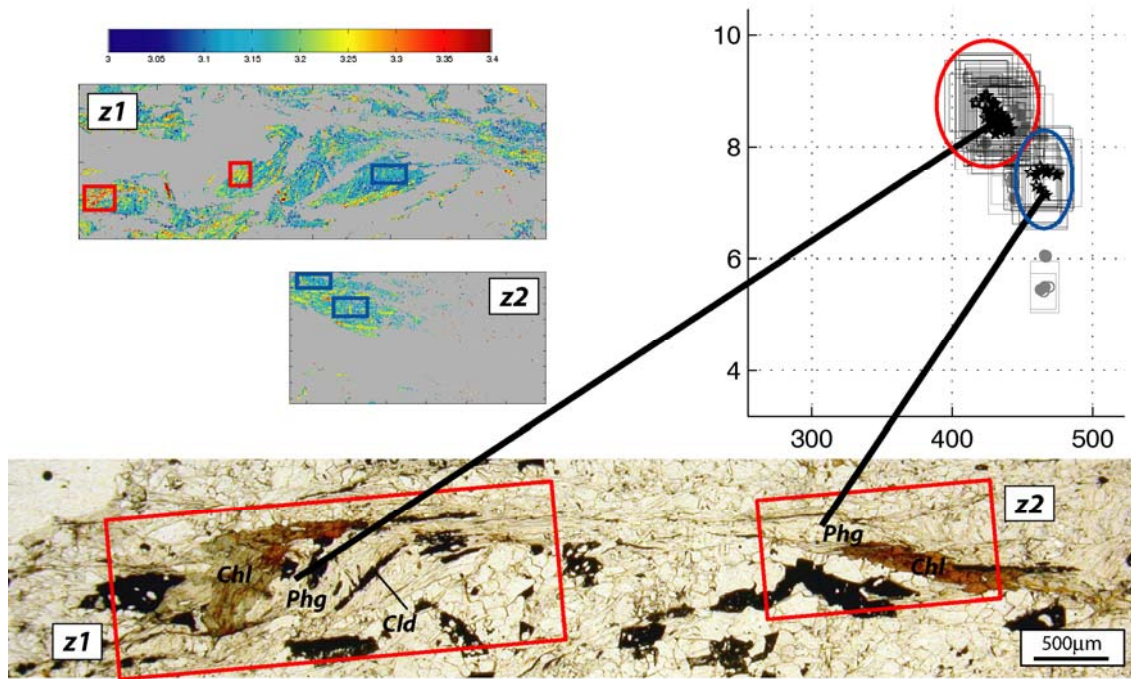


Figure V-15 : Des datations sur des phengites à forte teneur en Si (rouge) pourraient fournir un âge pour les points P-T situé vers 8-9 kbar. Les âges pour les estimations à 7-8 kbar pourraient, eux, être mesurés au niveau des Phengites à faible teneur en Si (bleu).

Ceci permettrait en particulier de préciser l'ordre d'empilement des unités en Oman et constituerait un bon test pour les modèles d'obduction lorsque ceux-ci seront finalisés.

(2) Il serait intéressant de **quantifier les processus de ré-équilibre** et d'en appréhender les ordres de grandeurs. La modélisation à échelle beaucoup plus petite de la diffusion et des transferts de matière au cours de la déformation permettrait sans doute d'approfondir cette question d'équilibre local et de distance d'équilibration. Les processus physiques à l'échelle microscopique (cinétique des réaction, texture...) pourraient alors être intégrés à un code numérique tel que PARA(O)VOZ.

(3) Il apparaît d'autre part indispensable de **prendre en compte les processus de libération de fluides au sein des modèles** (par ex., Arcay et al., 2005, Hacker et al. 2003). Cela pourrait être possible avec un logiciel comme Theriak (Figure V-16) et en intégrant des lois de migration de fluides (loi de Darcy) au sein du Code PARA(O)VOZ. Cela supposerait de faire un bilan des réactions tampon existant au niveau des zones de subduction (bilan des réactions consommatrices et libératrices d'eau) et de les attribuer ensuite à chaque phase du modèle. L'étude des circulations de fluides au niveau des zones de subduction permettrait alors de résoudre le problème des chemins un peu froids obtenus dans nos modèles et également d'espérer quantifier les processus de serpentinisation pouvant être à l'origine de l'exhumation du matériel océanique.

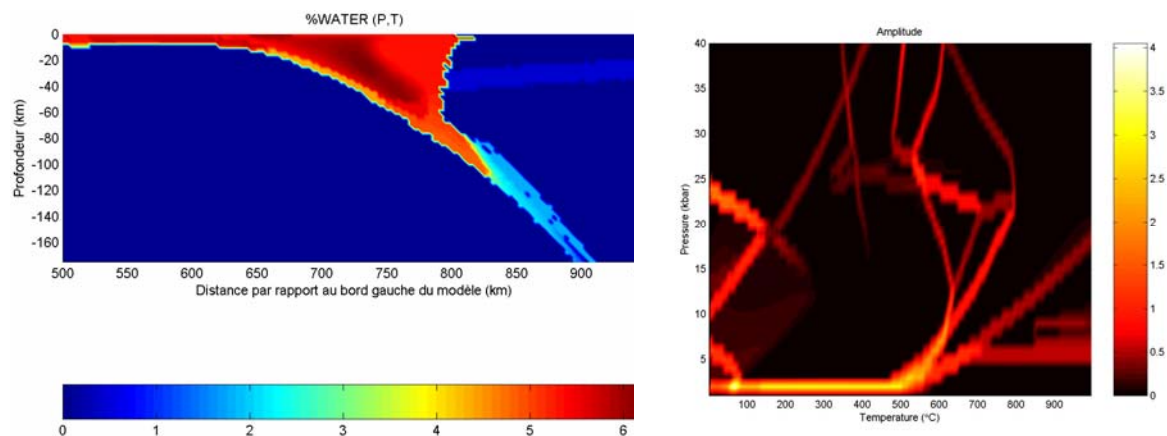


Figure V-16 : Teneur en eau calculée à l'aide du logiciel Theriak au sein du prisme d'accrétion (à gauche). Les calculs des gradients en fonction de P et T (à droite) permettent de localiser où se produisent les fortes déshydratations et correspondent donc aux conditions où de l'eau est relâchée au sein de la zone de subduction.

(4) Enfin, les **tests paramétriques sur la faisabilité de l'obduction** mériteraient d'être poursuivis. En effet, faute de temps, il n'a malheureusement pas été possible d'aller au bout de l'étude de l'exhumation en contexte d'obduction. En particulier, il serait intéressant de tester plusieurs configurations pour ce qui est du cas de l'Oman. Les incertitudes sur la polarité de la convergence pourraient alors être levées.

Références

Bibliographiques

Références Bibliographiques

- Agard, P., Jolivet, L. & Goffé, B., 2001. Tectonometamorphic evolution of the Schistes Lustrés complex : implications for the exhumation of HP and UHP rocks in the Western Alps. *Bulletin of the French Geological Society*, **172**(5), 617-636.
- Agard, P., Monié, P., Jolivet, L. & Goffé, B., 2002. Exhumation of the Schistes Lustrés complex : *in situ* laser probe $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ constraints and implications for the Western Alps. *Journal of Metamorphic Geology*, **20**(6), 599-618.
- Agard, P. & Lemoine, M., 2003. *Visages des Alpes. Structure et évolution géodynamique*. Commission de la Carte Géologique du Monde.
- Agard, P., Labrousse, L., Elvevold, S. & Lepvrier, C., 2005. Discovery of Paleozoic Fe-Mg carpholite in Motalafjella, Svalbard Caledonides : A milestone for subduction-zone gradients. *Geology*, **33**(10), 761-764.
- Agard, P. & Lemoine, M., 2005. *Faces of the Alps. Structure and geodynamic evolution*. C.C.G.M.
- Agard, P., Monié, P., Gerber, W., Omrani, J., Molinaro, M., Meyer, B., Labrousse, L., Vrielynck, B., Jolivet, L. & Yamato, P., 2006. Transient, syn-obduction exhumation of Zagros blueschists inferred from P-T- ϵ -t and kinematic constraints : Implications for Neotethyan wedge dynamics. *Journal of Geophysical Research*, in Press.
- Allemand, P. & Lardeaux, J.-M., 1997. Strain partitioning and metamorphism in a deformable orogenic wedge : Application to the Alpine belt. *Tectonophysics*, **280**, 157-169.
- Amato, J. F., Johnson, C. M., Baumgartner, L. P. & Beard, B. L., 1999. Rapid exhumation of the Zermatt-Saas ophiolite deduced from high-precision Sm-Nd and Rb-Sr geochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, **171**, 425-438.
- Anczkiewicz, R., Platt, J. P., Thirlwall, M. F. & Wakabayashi, J., 2004. Franciscan subduction off to a slow start : evidence from high-precision Lu-Hf garnet ages on high grade-blocks. *Earth and Planetary Science Letters*, **225**, 147-161.
- Arcay, D., Tric, E. & Doin, M. P., 2005. Numerical simulations of subduction zones, Effect of slab dehydration on the mantle wedge dynamics. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **149**, 133-153.
- Argand, E., 1924. La tectonique de l'Asie. In: *Proc. 13th Int. Geol. Congr. Brussels 1924*, pp. 171-372, Vaillant-Carmanne, Liège.
- Arnaud, N. O. & Kelley, S. P., 1995. Evidence for excess argon during high pressure metamorphism in the Dora Maira Massif (western Alps, Italy), using an ultra-violet laser ablation microprobe ^{40}Ar - ^{39}Ar technique. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **121**(1-11).
- 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**(5), 357-381.
- Avouac, J. P. & Burov, E. B., 1996. Erosion as a driving mechanism of intracontinental mountain growth. *Journal of Geophysical Research*, **101**, 17747-17769.
- Baldwin, S. L., Monteleone, B. D., Webb, L. E., Fitzgerald, P. G., Grove, M. & Hill, E. J., 2004. Pliocene eclogite exhumation at plate tectonic rates in eastern Papua New Guinea. *Nature*, **431**, 263-267.

- Ballèvre, M., 1988. Collision continentale et chemin P-T. L'unité pennique du Gand Paradis (Alpes Occidentales), *thèse de doctorat, université de Rennes*.
- Ballèvre, M. & Merle, O., 1993. The Combin Fault : compressional reactivation of a Late Cretaceous-Early Tertiary detachment fault in the Western Alps. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, **73**, 205-227.
- Barnicoat, A. C. & Fry, N., 1986. High-pressure metamorphism of the Zermatt-Saas ophiolite zone, Switzerland. *Journal of the Geological Society - London*, **143**, 603-618.
- Baxter, E. F., De Paolo, D. J. & Renne, P. R., 2002. Spatially correlated anomalous $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ "age" variations in biotites about a lithologic contact near Simplon Pass, Switzerland : a mechanistic explanation for excess Ar. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **66**(6), 1067-1083.
- Beaumont, C., Fullsack, P. & Hamilton, J., 1994. Styles of Crustal Deformation in Compressional Orogens Caused by Subduction of the Underlying Lithosphere. *Tectonophysics*, **232**, 119-132.
- Beaumont, C., Kamp, P. J. J., Hamilton, J. & Fullsack, P., 1996. The continental collision zone, South Island, New Zealand : Comparison of geodynamical models and observations. *Journal of Geophysical Research*, **101**, 3333-3359.
- Beaumont, C., Ellis, S. & Pfiffner, A., 1999. Dynamics of sediment subduction-accretion at convergent margins : short term modes, long-term deformation, and tectonic implications. *Journal of Geophysical Research*, **104**, 17573-17601.
- Beaumont, C., Muñoz, J. A., Hamilton, J. & Fullsack, P., 2000. Factors controlling the Alpine evolution of the central Pyrenees inferred from a comparison of observations and geodynamical models. *Journal of Geophysical Research*, **105**, 8121-8145.
- Beaumont, C., Jamieson, R. A., Nguyen, M. H. & Lee, B., 2001. Himalayan tectonics explained by extrusion of a low-viscosity crustal channel coupled to focus surface denudation. *Nature*, **414**, 738-742.
- Berman, R. G., Brown, T. H. & Greenwood, H. J., 1985. An internally consistent thermodynamic data base for minerals in the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{TiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$, Atomic Energy Canada Ltd Tech Rep TR-377.
- Berman, R. G., 1988. Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{TiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$. *Journal of Petrology*, **29**(2), 445-522.
- Berman, R. G., 1991. Thermobarometry using multi-equilibrium calculations : a new technique, with petrological applications. *The Canadian Mineralogist*, **29**, 833-855.
- Beysac, O., Goffé, B., Chopin, C. & Rouzaud, J. N., 2002. Raman spectra of carbonaceous material in metasediments : a new geothermometer. *Journal of Metamorphic Geology*, **20**, 859-871.
- Beysac, O., Goffé, B., Petitet, J. P., Froigneux, E., Moreau, M. & Rouzaud, J. N., 2003. On the characterization of disordered and heterogeneous carbonaceous materials using Raman spectroscopy. *Spectrochimica Acta*, **59**, 2267-2276.
- Beysac, O., Bollinger, L., Avouac, J. P. & Goffé, B., 2004. Thermal metamorphism in the lesser Himalaya of Nepal determined from Raman spectroscopy of carbonaceous material. *Earth and planetary Science Letters*, **225**, 233-241.
- Biino, G. & Pognante, U., 1989. Palaeozoic continental type gabbros in the Grab-Paradiso nappe (Western Alps, Italy) : early Alpine eclogitization and geochemistry. *Lithos*, **24**, 3-19.
- Bill, M., Bussy, F., Cosca, M., Masson, H. & Hunziker, J. C., 1997. High precision U-Pb and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of an Alpine ophiolite (Gets nappe, French Alps). *Eclogae geologicae Helvetiae*, **90**, 43-54.
- Blackman, D. K., Karson, J. A., Kelley, D. S., Cann, J. R., Früh-Green, G. L., Gee, J. S., Hurst, S. D., John, B.

- E., Morgan, J., Nooner, S. L., Ross, D. K., Schroeder, T. J. & Williams, E. A., 2002. Geology of the Atlantis Massif (Mid-Atlantic Ridge, 30 N) : Implications for the evolution of an ultramafic oceanic core complex. *Marine Geophysical Researches*, **23**, 443-469.
- Blake, M. C., Irwin, W. P. & Coleman, R. G., 1967. Upside-down metamorphic zonation, blueschist facies, along a regional thrust in California and Oregon. *U.S. Geological Survey Professional Papers*, **575/C**, 307-328.
- Blendiger, W., van Vliet, A. & Hughes-Clarke, M. W., 1990. Updoming, rifting and continental margin development during the Late Palaeozoic in northern Oman. In: *The Geology and Tectonics of the Oman Region* (eds Robertson, A. F. H., Searle, M. P. & Ries, A. C.), pp. 27-38, Geological Society of London Special Publication.
- Borghì, A., Cadoppi, P., Porro, A., Sacchi, R. & Sandrone, R., 1984. Osservazioni geologiche nella Val Germanasca e nella media Val Chisone (Alpi Cozie). *Boll. Mus. Reg. Sci. Nat. Torino*, **2**, 503-530.
- Boudier, F., Ceuleneer, G. & Nicolas, A., 1988. Shear zones, thrusts and related magmatism in the Oman ophiolite : initiation of thrusting on an oceanic ridge. *Tectonophysics*, **151**, 275-296.
- Bousquet, R., Goffé, B., Henry, P., Le Pichon, X. & Chopin, C., 1997. Kinematic, thermal and petrological model of the Central Alps; Lepontine metamorphism in the upper crust and eclogitisation of the lower crust. *Tectonophysics*, **273**(1-2), 105-127.
- Bousquet, R., 1998. L'exhumation des roches métamorphiques de haute pression - basse température : de l'étude de terrain à la modélisation numérique. Exemple de la fenêtre de l'Engadine et du domaine valaisan dans les Alpes Centrales, *thèse de doctorat, université de Paris Sud U.F.R Scientifique d'Orsay*.
- Bousquet, R., Goffé, B., Vidal, O., Patriat, M. & Oberhänsli, R., 2002. The tectono-metamorphic history of the Valaisan domain from the Western to the Central Alps : New constraints for the evolution of the Alps. *GSA Bulletin*, **114**, 207-225.
- Boutelier, D., Chemenda, A. & Burg, J. P., 2003. Subduction versus accretion of intra-oceanic volcanic arcs : insight from thermo-mechanical analogue experiments. *Earth and Planetary Science Letters*, **212**(1-2), 31-45.
- Boutelier, D., 2004. La modélisation expérimentale tridimensionnelle thermo-mécanique de la subduction continentale et l'exhumation des roches de ultra haute pression/basse température, *thèse de doctorat, université de Sophia-antipolis, Nice*.
- Bowtell, S., Cliff, R. A. & Barnicoat, A. C., 1994. Sm-Nd isotopic evidence of the age of eclogitization in the Zermatt-Saas ophiolite. *Journal of Metamorphic Geology*, **12**, 187-196.
- Brace, W. F., Ernst, W. G. & Kallberg, R. W., 1970. An experimental study of tectonic overpressure in Franciscan rocks. *Geological society of America Bulletin*, **81**, 1325-1338.
- Brandon, M. T., Roden-Tice, M. K. & Garver, J. I., 1998. Late Cenozoic exhumation of the Cascadia accretionary wedge in the Olympic Mountains, NW Washington State. *Geological Society of America Bulletin*, **110**, 985-1009.
- Breton, J.-P., Béchenec, F., Le Métour, J., Moen-Maurel, L. & Razin, P., 2004. Eoalpine (Cretaceous) evolution of the Oman Tethyan continental margin : insights from a structural field study in Jabal Akhdar (Oman Mountains). *GeoArabia*, **9**(2), 1-18.
- Brouwer, F. M., Vissers, R. L. M. & Lamb, W. M., 2002. Structure and metamorphism of the Gran Paradiso massif, western Alps, Italy. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **143**, 450-470.
- Brown, E. H., 1977. The crossite content of Ca-amphibole as a guide to the pressure of metamorphism. *Journal of Petrology*, **18**, 53-72.
- Bucher, K. & Frey, M., 1994. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Springer-Verlag, Berlin.

- Bucher, K., Fazis, Y., De Capitani, C. & Grapes, R., 2005. Blueschists, eclogites, and decompression assemblages of the Zermatt-Saas ophiolite : High-pressure metamorphism of subducted Tethys lithosphere. *American Mineralogist*, **90**, 821-835.
- Burg, J. P. & Gerya, T. V., 2005. The role of viscous heating in Barrovian metamorphism of collisional orogens : thermomechanical models and application to the Lepontine Dome in the Central Alps. *Journal of Metamorphic Geology*, **23**, 75-95.
- Burov, E., Podladchikov, Y., Grandjean, G. & Burg, J. P., 1999. Thermo-mechanical approach to validation of deep crustal and lithospheric structures inferred from multidisciplinary data : application to the Western and Northern Alps. *Terra Nova*, **11**, 124-131.
- Burov, E. B., Jolivet, L., Le Pourhiet, L. & Poliakov, A., 2001. A thermomechanical model of exhumation of HP and UHP metamorphic rocks in Alpine mountain belts. *Tectonophysics*, **342**, 113-136.
- Burov, E. & Watts, A. B., 2006. The long-term strength of continental lithosphere : "jelly-sandwich" or "crème-brûlée"? *GSA Today*, **16**(1).
- Byerlee, J. D., 1978. Friction of rocks. *Pure and Applied Geophysics*, **116**, 615-629.
- Cadoppi, P., 1990. Geologia del basamento cristallino nel settore settentrionale del massiccio Dora-Maira (Alpi occidentali), *thèse de doctorat, université de Studi Torino*.
- Calahorrano, A., 2005. Structure de la marge du golfe de Guayaquil (Equateur) et propriétés physiques du chenal de subduction, à partir de données de sismique marine réflexion et réfraction, *thèse de doctorat, université Pierre et Marie Curie*.
- Carmichael, R. S., 1989. *Practical handbook of physical properties of rocks and minerals*. CRC Press, Florida.
- Carswell, D. A., Brueckner, H. K., Cuthbert, S. J., Mehta, K. & O'Brien, P. J., 2003. The timing of stabilisation and the exhumation rate for ultra-high pressure rocks in the Western Gneiss Region of Norway. *Journal of Metamorphic Geology*, **21**, 601-612.
- Carter, N. L. & Tsenn, M. C., 1987. Flow properties of continental lithosphere. *Tectonophysics*, **136**, 27-63.
- Cartwright, I. & Barnicoat, A. C., 2002. Petrology, geochronology, and tectonics of shear zones in the Zermatt-Saas and Combin zones of the Western Alps. *Journal of Metamorphic Geology*, **20**, 263-281.
- Castaing, R., 1951. Application des sondes électroniques à une méthode d'analyse ponctuelle chimique et cristallographique, *thèse de doctorat, université de Paris (publication ONERA), Paris*.
- Chapple, W. M., 1978. Mechanics of thin-skinned fold-and-thrusts belts. *Geological society of America Bulletin*, **89**, 1189-1198.
- Chatterjee, N. D., 1991. *Applied mineralogical thermodynamics : selected topics*. Springer-Verlag.
- Chemenda, A. I., Mattauer, M., Malavieille, J. & Bokun, A. N., 1995. A mechanism for syn-collision rock exhumation and associated normal faulting : results from physical modelling. *Earth and Planetary Science Letters*, **132**, 225-232.
- Chemenda, A. I., Mattauer, M. & Bokun, A. N., 1996. Continental Subduction and a Mechanism for exhumation of High-Pressure Metamorphic Rocks : New Modeling and Field Data from Oman. *Earth and Planetary Science Letters*, **143**, 173-182.
- Chemenda, A. I., Burg, J. P. & Mattauer, M., 2000a. Evolutionary model of the Himalaya-Tibet system : geopoem based on new modelling, geological and geophysical data. *Earth and Planetary Science Letters*, **174**, 397-409.
- Chemenda, A. I., Lallemand, S. & Bokun, A. N., 2000b. Strain Partitioning in Oblique Subduction Zones and

- Friction Between the Plates : Constraints Provided by Physical Modeling. *Journal of Geophysical Research*, **105**, 5567-5581.
- Chemenda, A. I., Yang, R. K., Stephan, J. F., Konstantinovskaya, E. A. & Ivanov, G. M., 2001a. New results from physical modeling of arc-continent collision in Taiwan : evolutionary model. *Tectonophysics*, **333**, 159-178.
- Chemenda, A. I., Hurpin, D., Tang, J. C., Stephan, J. F. & Buffet, G., 2001b. Arc-continent collision and mechanism for the burial and exhumation of UHP/LT rocks : constraints provided by experimental and numerical modelling. *Tectonophysics*, **342**, 137-161.
- Chinner, G. & Dixon, J. E., 1973. Some high pressure parageneses of the Allalin Gabbro, Valais, Switzerland. *Journal of Petrology*, **14**, 185-202.
- Chopin, C. & Schreyer, W., 1983. Magnesiochloritoid and magnesiochloritoid : two index minerals of pelitic blueschists and their preliminary phase relations in the model system MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. *American Journal of Science*, **283-A**, 72-96.
- Chopin, C., 1984. Coesite and pure pyrope in high-grade blueschists of the western Alps : A first record and some consequences. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **86**, 107-118.
- Chopin, C., Henry, C. & Michard, A., 1991. Geology and petrology of the coesite-bearing terrain, Dora Maira massif, Western Alps. *European Journal of Mineralogy*, **3**, 263-291.
- Chopin, C., 2003. Ultrahigh-pressure metamorphism : tracing continental crust into the mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, **212**, 1-14.
- Chopra, P. N. & Paterson, M. S., 1984. The role of water in the deformation of dunite. *Journal of Geophysical Research*, **89**, 7861-7876.
- Christensen, U. R., 1992. An Eulerian technique for thermomechanical modeling of lithospheric extension. *Journal of Geophysical Research*, **97**, 2015-2036.
- Cliff, R. A., Barnicoat, A. C. & Inger, S., 1998. Early Tertiary eclogite facies metamorphism in the Monviso Ophiolite. *Journal of Metamorphic Geology*, **16**(3), 447-455.
- Cloos, M., 1982. Flow melanges : Numerical modelling and geologic constraints on their origin in the Franciscan subduction complex, California. *Geological Society of America Bulletin*, **93**, 330-345.
- Cloos, M., 1985. Thermal evolution of convergent plate margins : Thermal modeling and reevaluation of isotopic Ar-Ages for blueschists in the Franciscan complex of California. *Tectonics*, **4**(5), 421-433.
- Cloos, M. & Shreve, R. L., 1988. Subduction-channel model of prism accretion, melange formation, sediment subduction, and subduction erosion at convergent plate margins : 2. Implications and discussion. *Pure and Applied Geophysics*, **128**, 501-545.
- Cogné, J. P. & Humler, E., 2004. Temporal variation of oceanic spreading and crustal production rates during the last 180 My. *Earth and Planetary Science Letters*, **227**(3-4), 427-439.
- Coleman, R. G., 1981. Tectonic setting for ophiolite obduction in Oman. *Journal of Geophysical Research*, **86**, 2497-2508.
- Coward, M. & Dietrich, D., 1989. Alpine tectonics - an overview. In: *Alpine tectonics* (ed Coward M., D. D., Park R.G.), pp. 1-29, Geological Society Special Publication.
- Culling, W. E. H., 1960. Analytical theory of erosion. *Journal of Geology*, **68**(333-336).
- Cundall, P. A. & Board, M., 1988. A microcomputer Program for Modelling Large - Strain Plasticity Problems. In: *Numerical Methods in Geomechanics* (ed B.A.A.), pp. 2101-2108, Innsbruck.

- Cundall, P. A., 1989. Numerical experiments on localization in frictional materials. *Ingenieur-Archiv*, **59**, 148-159.
- Dahlen, F. A. & Suppe, J., 1988. Mechanics, growth and erosion of mountain belts. *Geological Society of America - Special Papers*, **218**, 161-178.
- Dahlen, F. A., 1990. Critical taper model of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. *Annual Review of Earth and Planetary Science*, **18**, 55-99.
- Davies, J. H. & von Blanckenburg, F., 1995. Slab breakoff : A model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens. *Earth and Planetary Science Letters*, **129**, 85-102.
- Davies, J. H., 1999. Simple analytic model for subduction zone thermal structure. *Geophysical Journal International*, **139**, 823-828.
- Davis, D. M. & Suppe, J., 1980. Critical taper in mechanics of fold-and-thrust belts. *Geological society of America Abstract Programs*, **12**, 410.
- Davis, D. M., Suppe, J. & Dahlen, F. A., 1983. Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. *Journal of Geophysical Research*, **88**(B2), 1153-1172.
- De Andrade, V., Vidal, O., Lewin, E., O'Brien, P. & Agard, P., 2006. Quantification of electron microprobe compositional maps of rock thin sections : an optimized method examples. *Journal of Metamorphic Geology*, **24**, 655-668.
- De Capitani, C. & Brown, T. H., 1987. The computation of chemical equilibrium in complex systems containing non-ideal solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **51**, 2639-2652.
- De Capitani, C., 1994. Gleichgewichts - Phasendiagramme : Theorie und Software. In: *Beihefte zum European Journal of Mineralogy-Jahrestagung der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft*, pp. 48.
- De Jong, K., 2003. Very fast exhumation of high-pressure metamorphic rocks with excess ⁴⁰Ar and inherited ⁸⁷Sr, Betic Cordilleras, southern Spain. *Lithos*, **70**(3-4), 91-110.
- De Sigoyer, J., Guillot, S., Lardeaux, J. & Mascle, G., 1997. Glaucofane-bearing eclogites in the Tso Moriri dome (eastern Ladakh, NW Himalaya). *European Journal of Mineralogy*, **9**, 1073-1083.
- De Wever, P. & Caby, R., 1981. Datation de la base des Schistes Lustrés postophiolitiques par des radiolaires (Oxfordien-Kimmeridgien moyen) dans les Alpes Cottiennes (Saint Véran, France). *Compte rendu de l'académie des Sciences de Paris*, **292**, 467-472.
- Dercourt, J., Ricou, L. E. & Vrielynck, B., 1993. *Atlas Tethys Palaeo environmental Maps*. Gauthier-Villars, Paris.
- Dercourt, J., Gaetani, M., Vrielynck, B., Barrier, E., Biju-Duval, B., Brunet, M. F., Cadet, J. P., Crasquin, S. & Sandulescu, M., 2000. *Atlas Peri-Tethys, Palaeogeographical maps: 24 maps and explanatory notes*. CCGM/CGMW, Paris.
- Deville, M., Fudral, S., Lagabrielle, Y., Marthaler, M. & Sartori, M., 1992. From oceanic closure to continental collision : A synthesis of the 'Schistes Lustrés' metamorphic complex of the Western Alps. *Geological Society of America Bulletin*, **104**, 127-139.
- Déverchère, J., Petit, C., Gileva, N., Radziminovitch, N., Melnikova, V. & V., S. k., 2001. Depth distribution of earthquakes in the Baïkal rift system and its implications for the rheology of the lithosphere. *Geophysical Journal International*, **146**, 714-730.
- Doin, M.-P. & Henry, P., 2001. Subduction initiation and continental crust recycling : the roles of rheology and eclogitization. *Tectonophysics*, **342**, 163-191.

- Duchêne, S., Blichert-Toft, J., Luais, B., Lardeaux, J.-M., Télouk, P. & Albarède, F., 1997a. The Lu-Hf Dating of Alpine Eclogites. *Nature*, **387**, 586-589.
- Duchêne, S., Lardeaux, J. M. & Albarède, F., 1997b. Exhumation of eclogites : insights from depth-time path analysis. *Tectonophysics*, **280**(1-2), 125-140.
- El-Shazly, A. K. & Coleman, R. G., 1990. Metamorphism in the Oman Mountains in relation to the Semail ophiolite emplacement. In: *The Geology and Tectonics of the Oman Region* (eds Robertson A.H.F., Searle M.P. & A.C., R.), pp. 473-493, Geological Society Special Publication.
- El-Shazly, A. K., Coleman, R. G. & Liou, J. G., 1990. Eclogites and Blueschists from Northeastern Oman : Petrology and PT Evolution. *Journal of Petrology*, **31**(3), 629-666.
- El-Shazly, A. K. & Lanphere, M. A., 1992. Two high pressure metamorphic events in NE Oman : evidence from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating and petrological data. *Journal of Geology*, **100**, 731-751.
- El-Shazly, A. K., 1994. Petrology of lawsonite, pumpellyite and sodic amphibole-bearing metabasites from NE Oman. *Journal of Metamorphic Geology*, **12**, 23-48.
- El-Shazly, A. K., 1995. Petrology of Fe-Mg-carpholite-bearing metasediments from NE Oman. *Journal of Metamorphic Geology*, **13**, 379-396.
- El-Shazly, A. K., 1996. Petrology of Fe-Mg carpholite-bearing metasediments from NE Oman : Reply to comments by Vidal and Theye. *Journal of Metamorphic Geology*, **14**, 386-397.
- El-Shazly, A. K., Worthing, M. A. & Liou, J. G., 1997. Interlayered eclogites, blueschists and epidote amphibolites from NE Oman : a record of protolith compositional control and limited fluid infiltration. *Journal of Petrology*, **38**, 1461-1487.
- El-Shazly, A. K. & Sisson, V. B., 1999. Retrograde evolution of eclogites and blueschists from NE Oman : evidence from fluid inclusions and petrological data. *Chemical Geology*, **154**, 193-223.
- El-Shazly, A. K., 2001. Are pressures for blueschists and eclogites overestimated? The case from NE Oman. *Lithos*, **56**, 231-264.
- El-Shazly, A. K., Bröcker, M., Hacker, B. & Calvert, A., 2001. Formation and exhumation of blueschists and eclogites from NE Oman : new perspectives from Rb-Sr and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating. *Journal of Metamorphic Geology*, **19**(3), 233-248.
- Ellis, D. J. & Green, D. H., 1979. An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **71**, 13-22.
- Ellis, S., Beaumont, C. & Pfiffner, O. A., 1999. Geodynamic models of crustal-scale episodic tectonic accretion and underplating in subduction zones. *Journal of Geophysical Research*, **104**, 15169-15190.
- Engelbreton, D. C., Gordon, R. G. & Cox, A., 1985. Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific basin. *Geological Society of America Special Paper*, **206**, 59.
- Engi, M., Todd, C. S. & Schmatz, D. R., 1995. Tertiary metamorphic conditions in the eastern Lepontine Alps. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, **75**, 347-369.
- England, P. C. & Holland, T. J. B., 1979. Archimedes and the Tauern eclogites: the role of buoyancy in the preservation of exotic eclogite blocks. *Earth and Planetary Science Letters*, **44**, 287-294.
- Ernst, W. G., 1970. Tectonic contact between the Franciscan melange and Great Valley sequence, crustal expression of a Late Mesozoic Benioff zone. *Journal of Geophysical Research*, **75**, 886-902.
- Ernst, W. E., 1971. Petrologic Reconnaissance of Franciscan Metagraywackes from the Diablo Range, Central California Coast Ranges. *Journal of Petrology*, **12**(2), 413-437.

- Ernst, W. G. & Dal Piaz, G. V., 1978. Mineral parageneses of eclogitic rocks and related mafic schists of the Piemonte ophiolite nappe, Breuil-St. Jacques area, Italian Western Alps. *American Mineralogist*, **63**, 621-640.
- Ernst, W. G., 1993. Metamorphism of Franciscan tectonostratigraphic assemblage, Pacheco Pass area, east-central Diablo Range, California Coast Ranges. *Geological Society of America Bulletin*, **105**, 618-636.
- Ernst, W. G., 1999. Metamorphism, partial preservation, and exhumation of ultrahigh-pressure belts. *The Island Arc*, **8**, 125-153.
- Ernst, W. G. & Liou, J. G., 2000. *Ultrahigh-Pressure Metamorphism and Geodynamics in Collision-Type Orogenic Belts : International Book Series*. Geol. Soc. America, Boulder, CO, and Bellwether Publishing Ltd, Columbia, MD.
- Eskola, P., 1914. *On the petrology of the Orijarvi Region in south-western Finland*. Bulletin de la Commission geologique de Finlande.
- Faccenna, C., Mattei, M., Funicello, R. & Jolivet, L., 1997. Styles of back-arc extension in the Central Mediterranean. *Terra Nova*, **9**(3), 126-130.
- Faccenna, C., Becker, T. W., Lucente, F. P., Jolivet, L. & Rossetti, F., 2001. History of subduction and back-arc extension in the Central Mediterranean. *Geophysical Journal International*, **145**, 809-820.
- Favre, P. & Stampfli, G. M., 1992. From rifting to passive margin : the examples of the Red Sea, Central Atlantic and Alpine Tethys. *Tectonophysics*, **215**(1-2), 69-97.
- Federico, L., Capponi, G., Crispini, L., Scambelluri, M. & Villa, I. M., 2005. ³⁹Ar/⁴⁰Ar dating of high-pressure rocks from the Ligurian Alps : Evidence for a continuous subduction-exhumation cycle. *Earth and Planetary Science Letters*, **240**, 668-680.
- Fournier, M., Lepvrier, C., Razin, P. & Jolivet, L., 2006. Post-obduction extension in the Oman Mountains and subsequent compression. *GeoArabia*, **11**(4), 17-40.
- Frey, M., Desmons, J. & Neubauer, F., 1999. The new metamorphic map of the Alps. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, **79**(1), 1/500'000.
- Frey, M. & Ferreiro-Mählmann, R., 1999. Alpine metamorphism of the Central Alps. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, **79**(1), 135-154.
- Gebauer, D., Schertl, H. P., Brix, M. & Schreyer, W., 1997. 35 Ma old ultrahigh-pressure metamorphism and evidence for very rapid exhumation in the Dora Maira Massif, Western Alps. *Lithos*, **41**(1-3), 5-24.
- Gebauer, D., 1999. Alpine geochronology of the Central and Western Alps : new constraints for a complex geodynamic evolution. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, **79**, 191-208.
- Gerya, T. V., Stöckhert, B. & Perchuk, A. L., 2002. Exhumation of high-pressure metamorphic rocks in a subduction channel : A numerical simulation. *Tectonics*, **26**(6), 1-15.
- Gerya, T. V. & Yuen, D. A., 2003. Rayleigh-Taylor instabilities from hydration and melting propel 'cold plumes' at subduction zones. *Earth and Planetary Science Letters*, **212**, 47-62.
- Gerya, T. V., Yuen, D. A. & Maresch, W. V., 2004. Thermomechanical modelling of slab detachment. *Earth and Planetary Science Letters*, **226**, 101-116.
- Gerya, T. V., Connolly, J. A. D., Yuen, D. A., Gorczyk, W. & Capel, A. M., 2006. Seismic implications of mantle wedge plumes. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **156**(1-2), 59-74.
- Ghent, E. D. & Stout, M. Z., 1981. Metamorphism at the base of the Samail ophiolite, southeastern Oman Mountains. *Journal of Geophysical Research*, **86**, 2557-2571.

- Gillet, P. & Goffé, B., 1988. On the significance of aragonite occurrence in the Western Alps. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **99**, 70-81.
- Glennie, K. W., Boeuf, M. G., Hughes-Clarke, M. H. W., Moody-Stuart, M., Pilaar, W. F. & Reinhardt, B. M., 1973. Late Cretaceous nappes in the Oman mountains and their geologic evolution. *Bulletin American Association of Petroleum Geologists*, **57**, 5-27.
- Glennie, K. W., Boeuf, M. G., Hughes-Clarke, M. H. W., Moody-Stuart, M., Pilaar, W. F. & Reinhardt, B. M., 1974. *Geology of the Oman Mountains*. Verhandelingen Koninklijk Nederlands geologisch mijnbouwkundig Genootschap.
- Glodny, J., Lohrmann, J., Echtler, H., Gräfe, K., Seifert, W., Collao, S. & Figueroa, O., 2005. Internal dynamics of a paleoaccretionary wedge : insights from combined isotope tectonochronology and sandbox modelling of the South-Central Chilean forearc. *Earth and Planetary Science Letters*, **231**(1-2), 23-39.
- Gnos, E., 1998. Peak metamorphic conditions in garnet amphibolites beneath the Semail ophiolite : implications for an inverted pressure gradient. *International Geological Review*, **40**, 281-304.
- Goetze, C. & 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.
- Goffé, B. & Velde, B., 1984. Contrasted metamorphic evolutions in thrust cover units of the Briançonnais zone (French Alps) : a model for the conservation of HP-LT metamorphic mineral assemblages. *Earth and Planetary Science Letters*, **68**, 351-360.
- Goffé, B. & Chopin, C., 1986. High-pressure metamorphism in the Western Alps : zoneography of metapelites, chronology and consequences. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, **66**, 41-52.
- Goffé, B., Michard, A., Kienast, J. R. & Le Mer, O., 1988. A case of obduction-related high pressure, low temperature metamorphism in upper crustal nappes, Arabian continental margin, Oman : P-T paths and kinematic interpretation. *Tectonophysics*, **151**, 363-386.
- Goffé, B., Baronnet, A. & Morin, G., 1994. La saliotite, interstratifié régulier 1:1 cookeïte/paragonite : nouveau phyllosilicate du métamorphisme de haute pression et basse température. *European Journal of Mineralogy*, **6**(6), 897-911.
- Goffé, B., Bousquet, R., Henry, P. & Le Pichon, X., 2003. Effect of the chemical composition of the crust on the metamorphic evolution of orogenic wedges. *Journal of Metamorphic Geology*, **21**, 123-141.
- Gorczyk, W., Gerya, T. V., Connolly, J. A. D., Yuen, D. A. & Rudolph, M., 2006. Large-scale rigid-body rotation in the mantle wedge and its implications for seismic tomography. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, **7**(5).
- Gordon, T. M., 1973. Determination of internally consistent thermodynamic data from phase equilibrium experiments. *Journal of Geology*, **81**, 199-208.
- Grand, S. P., Van der Hilst, R. D. & Widiyantoro, S., 1997. Global Seismic Tomography : A Snapshot of Convection in the Earth. *GSA Today*, **7**(4), 1-7.
- Gray, D. R., Gregory, R. T. & Miller, J. M., 2000. A new structural profile along the Muscat-Ibra transect, Oman. Implications for the emplacement of the Samail ophiolite. In: *Ophiolites and Oceanic Crust. New Insights From Field Studies and the Ocean Drilling Program* (eds Dilek, Y., Moores, E. M., Elthon, D. & Nicolas, A.), pp. 513-523, Geological Society of America Special Paper.
- Gray, D. R. & Gregory, R. T., 2003. Ophiolite obduction and the Samail Ophiolite : the behaviour of the underlying margin. In: *Ophiolites and Earth History* (eds Dilek, Y. & Robinson, P. T.), pp. 449-466, Geological Society of London Special Publication.
- Gray, D. R., Miller, J. M., Foster, D. A. & Gregory, R. T., 2004a. Transition from subduction to exhumation-

- related fabrics in glaucophane-bearing eclogites, Oman : evidence from relative fabric chronology and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages. *Tectonophysics*, **389**, 35-64.
- Gray, D. R., Hand, M., Mawby, J., Armstrong, R. A., Miller, J. M. & Gregory, R. T., 2004b. Sm-Nd and Zircon U-Pb ages from garnet-bearing eclogites, NE Oman : constraints on High-P metamorphism. *Earth and Planetary Sciences Letters*, **222**, 407-422.
- Gray, D. R., Gregory, R. T. & Miller, J. M., 2005a. Comment on "Structural evolution, metamorphism and restoration of the Arabian continental margin, Saih Hatat region, Oman Mountains". *Journal of Structural Geology*, **27**, 371-374.
- Gray, D. R., Miller, J. M. & Gregory, R. T., 2005b. Strain and kinematic evolution of a fold-nappe beneath the Samail Ophiolite, Oman. *Journal of Structural Geology*, **27**, 1986-2007.
- Gregory, R. T., Gray, G. R. & Miller, J. M., 1998. Tectonics of the Arabian margin associated with the formation and exhumation of high-pressure rocks, Sultanate of Oman. *Tectonics*, **17**(5), 657-670.
- Grove, M. & Bebout, G. E., 1995. Cretaceous tectonic evolution of coastal southern California : Insights from the Catalina Schist. *Tectonics*, **14**(5), 1290-1308.
- Guanguin, J., 1988. Contribution à la caractérisation du métamorphisme polyphasé de la zone de Zermatt-Saas, *ETH, Zürich*.
- Guillot, S., Hattori, K. H., de Sigoyer, J., Nägler, T. & Auzende, A.-L., 2001. Evidence of hydration of the mantle wedge and its role in the exhumation of eclogites. *Earth and Planetary Science Letters*, **193**(1-2), 115-127.
- Guillot, S., Schwartz, S., Hattori, K., Auzende, A. & Lardeaux, J., 2004. The Monviso ophiolitic Massif (Western Alps), a section through a serpentinite subduction channel. In: *Evolution of the western Alps : insights from metamorphism, structural geology, tectonics and geochronology* (eds Beltrando, M., Lister, G., Ganne, J. & Boullier, A.), pp. Paper 3, The Virtual Explorer.
- Guinchi, C. & Ricard, Y., 1999. High-pressure/low-temperature metamorphism and the dynamic of an accretionary wedge. *Geophysical Journal International*, **136**, 620-628.
- Gunnell, Y., 2000. Apatite fission track thermochronology : an overview of its potential and limitations in geomorphology. *Basin Research*, **12**(2), 115-132.
- Hacker, B., 1994. Rapid emplacement of young oceanic lithosphere : argon geochronology of the Oman ophiolite. *Science*, **265**, 1563-1565.
- Hacker, B. R. & Mosenfelder, J. L., 1996. Metamorphism and deformation along the emplacement thrust of the Samail ophiolite, Oman. *Earth and Planetary Science Letters*, **155**, 435-451.
- Hacker, B. R., Mosenfelder, J. L. & Gnos, E., 1996. Rapid emplacement of the Oman ophiolite : Thermal and geochronologic constraints. *Tectonics*, **15**(6), 1230-1247.
- Hacker, B. R. & Gnos, E., 1997. The conundrum of Semail : explaining the metamorphic history. *Tectonophysics*, **27**(9), 215-226.
- Hacker, B. R., Peacock, S. M., Abers, G. A. & Holloway, S. D., 2003. Subduction factory. 2- Are intermediate-depth earthquakes in subducting slabs linked to metamorphic dehydration reaction? *Journal of Geophysical Research*, **108**(B1), doi:10.1029/2001JB001129.
- Hanna, S. S., 1990. The Alpine deformation of the central Oman Mountains. In: *The Geology and Tectonics of the Oman Region* (eds Robertson, A. F. H., Searle, M. P. & Ries, A. C.), pp. 341-359, Geological Society Special Publication, London.
- Hassani, R. & Chéry, J., 1996. Anelasticity explains topography associated with Basin and Range normal faulting. *Geology*, **24**, 1095-1098.

- Helgeson, H. C., Delany, J. M., Nesbitt, H. W. & Bird, D. K., 1978. Summary and critique of the thermodynamic properties of rock-forming minerals. *American Journal of Science*, **278**(A), 1-221.
- Hemingway, B. S., Haas, J. L. & Robinson, J. R., 1982. Thermodynamic properties of selected minerals in the system $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-CaO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ at 298.15 K and 1 bar (105 Pascals) pressure and at high temperatures. *US Geol. Surv. Bull.*(1452), 1-70.
- Henry, C., 1990. L'unité à coesite du massif de Dora-Maira dans son cadre pétrologique et structural (Alpes Occidentales, Italie), *thèse de doctorat, université de Paris 6*.
- Henry, C., Michard, A. & Chopin, C., 1993. Geometry and structural evolution of ultra-high pressure and high pressure rocks from the Dora Maira massif, Western Alps. *Journal of Structural Geology*, **15**, 965-981.
- Henry, P., Le Pichon, X. & Goffé, B., 1997. Kinematic, thermal and petrological model of the Himalayas : constraints related to metamorphism within the underthrust Indian crust and topographic elevation. In: *Collision Orogens : Zones of Active Transfers between Crust and Mantel* (eds Touret, J. L. R. & Austrheim, H.), pp. 31-56, Tectonophysics.
- Hermann, J., Müntener, O. & Scambelluri, M., 2000. The importance of serpentinite mylonites for subduction and exhumation of oceanic crust. *Tectonophysics*, **327**, 225-238.
- Hermann, J., Rubatto, D., Korsakov, A. & Shatsky, V. S., 2001. Multiple zircon growth during fast exhumation of diamondiferous, deeply subducted continental crust (Kokchetav Massif, Kazakhstan). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **141**, 66-82.
- Heuret, A. & Lallemand, S., 2005. Plate motions, slab dynamics and back-arc deformation. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **149**, 31-51.
- Hodges, K. V., Hubbard, M. S. & Silverberg, D. S., 1988. Metamorphic constraints on the thermal evolution of the central Himalaya orogen. *Philosophical Transactions, Royal Society of London*, **326**, 257-280.
- Hofmann, A., 1988. Chemical differentiation of the Earth : the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, **90**, 297-314.
- Holland, T. J. B. & Powell, R., 1990. An enlarged and updated internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations : the system $\text{K}_2\text{O-Na}_2\text{O-CaO-MgO-FeO-Fe}_2\text{O}_3\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-TiO}_2\text{-SiO}_2\text{-C-H}_2\text{-O}_2$. *Journal of Metamorphic Geology*, **8**, 89-124.
- Holland, T. J. B. & Powell, R., 1998. An internally consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest. *Journal of Metamorphic Geology*, **16**, 309-343.
- Houfflain, B. & Caby, R., 1987. Rétrocharriages précoces en climat Schistes bleus à Lawsonite-grenat : La "bande d'Acceglio-Longet" (Alpes Cottiennes). *Comptes rendus de l'académie des Sciences de Paris*, **309**(II), 199-204.
- Hunziker, J. C., Frey, M., Clauer, N., Dallmeyer, R. D., Friedrichsen, H., Flehmig, W., Hochstrasser, K., Roggwiler, P. & Schwander, H., 1986. The evolution of illite to muscovite : mineralogical and isotopic data from the Glarus Alps, Switzerland. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **92**, 157-180.
- Hurford, A., Flisch, M. & Jäger, E., 1989. Unravelling the thermo-tectonic evolution of the Alps : a contribution from fission track analysis and mica dating. In: Coward, M.P., Dietrich, D. and Park, R.G. (eds) : *Alpine Tectonics. Geological Society Special Publication*, **45**, 369-398.
- Hurford, A. J. & Hunziker, J. C., 1989. A revised thermal history for the Gran Paradiso massif. *Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen*, **69**, 319-329.
- Inger, S., Ramsbotham, W., Cliff, R. A. & Rex, D. C., 1996. Metamorphic evolution of the Sesia-Lanzo zone, Western Alps : time constraints from multi-system geochronology. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **126**, 152-168.

- Jackson, J., 2002. Strength of continental lithosphere : Time to abandon the jelly sandwich. *GSA Today*, 4-10.
- Jamieson, R. A., 1990. Metamorphism of an Early Paleozoic continental margin, western Baie Verte Peninsula, Newfoundland. *Journal of Metamorphic Geology*, **8**, 269-288.
- Jamieson, R. A., Beaumont, C., Fullsack, P. & Lee, B., 1998. Barrovian regional metamorphism : Where's the heat? In: *What Controls Metamorphism and Metamorphic Reactions?* (eds Treloar, P. & O'Brien, P.), pp. 23-51, Geological Society of London - Special Publication.
- Jaoul, O., Tullis, J. A. & Kronenberg, A. K., 1984. The effect of varying water contents on the creep behavior of Heavitree Quartzite. *Journal of Geophysical Research*, **89**, 4298-4312.
- Jolivet, L., Goffé, B., Bousquet, R., Oberhänsli, R. & Michard, A., 1998. Detachements in high pressure mountains belts, Tethyan examples. *Earth and Planetary Science Letters*, **160**, 31-47.
- Jolivet, L. & Nataf, H. C., 1998. *Géodynamique*. Dunod, Paris.
- Jolivet, L., Faccenna, C., D'Agostino, N., Fournier, M. & Worral, D., 1999. The kinematics of back-arc basins, examples from the Tyrrhenian, Aegean and Japan Seas. In: *Continental Tectonics* (eds McNiocail, C. & Ryan, P. D.), pp. 21-53, Geological Society Special Publications, London.
- Jolivet, L. & Goffé, B., 2000. Les dômes métamorphiques extensifs. *Comptes rendus de l'académie des sciences de Paris*, **320**, 739-751.
- Jolivet, L. & Faccenna, C., 2000. Mediterranean extension and the Africa-Eurasia collision. *Tectonics*, **19**, 1095-1106.
- Jolivet, L. & Goffé, B., 2000. Les domes metamorphiques dans les chaines de montagnes. Extension syn-orogénique et post-orogénique. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **330**, 739-751.
- Jolivet, L., Faccenna, C., Goffé, B., Burov, E. & Agard, P., 2003. Subduction tectonics and exhumation of high-pressure metamorphic rocks in the Mediterranean orogens. *American Journal of Science*, **303**(5), 353-409.
- Jolivet, L., Famin, V., Mehl, C., Parra, T., Aubourg, C., Hebert, R. & Philippot, P., 2004. Strain localization during crustal-scale boudinage to form extensional metamorphic domes in the Aegean Sea. *Geological Society of America Special Paper*, **380**, 185-210.
- Kamb, W. B., 1961. The thermodynamic theory of nonhydrostatically stressed solids. *Journal of Geophysical Research*, **66**, 259-271.
- Karato, S. I., Paterson, M. S. & FitzGerald, J. D., 1986. Rheology of synthetic olivine aggregates : Influence of the grain size and water. *Journal of Geophysical Research*, **91**, 8151-8176.
- Karato, S., 1998. Effects of pressure on plastic deformation of polycrystalline solids : some geological applications. *Mat. Res. Soc. Symp. Proc.*, **499**, 3-14.
- Kienast, J. R. & Pognante, U., 1988. Chloritoid-bearing assemblages in eclogitized metagabbros of Lanzo peridotite body (western Italian Alps). *Lithos*, **21**, 1-11.
- Kimura, G., Maruyama, S., Isozaki, Y. & Terabayashi, M., 1996. Well-preserved underplating structure of the jadeitized Franciscan complex, Pacheco Pass, California. *Geology*, **24**(1), 75-78.
- Kind, R., Yuan, X., Saul, J., Nelson, D., Sobolev, S. V., Mechie, J., Zhao, W., Kosarev, G., Ni, J., Achauer, U. & Jiang, M., 2002. Seismic Images of Crust and Upper Mantle Beneath Tibet : Evidence for Eurasian Plate Subduction. *Science*, **298**, 1219-1221.
- Kohlstedt, D. L., Evans, B. & Mackwell, S. J., 1995. Strength of the lithosphere : Constraints imposed by laboratory experiments. *Journal of Geophysical Research*, **100**(B9), 17587-17602.

- Kovalevski, V. V., Buseck, P. R. & Cowley, J. M., 2001. Comparison of carbon in shungite rocks to other natural carbons : An X-ray and TEM study. *Carbon*, **39**, 243-256.
- Kretz, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, **68**, 277-279.
- Krogh, E. J., 1988. The garnet-clinopyroxene Fe-Mg geothermometer a reinterpretation of existing experimental data. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **99**, 44-48.
- Krogh, E. J., Oh, C. W. & Liou, J. G., 1994. Polyphase and anticlockwise P-T evolution for Franciscan eclogites and blueschists from Jenner, California, USA. *Journal of Metamorphic Geology*, **12**, 121-134.
- Labrousse, L., 2001. L'exhumation des roches métamorphiques de très haute pression : le cas des Calédonides de Norvège, *thèse de doctorat, université Pierre et Marie Curie, Paris*.
- Lagabriele, Y., 1987. Les ophiolites : marqueurs de l'histoire tectonique des domaines océaniques, *thèse de doctorat, université de Bretagne, Brest*.
- Lagabriele, Y. & Cannat, M., 1990. Alpine Jurassic ophiolites resemble the modern central Atlantic basement. *Geology*, **18**(4), 319-322.
- Lallemand, S., 1999. *La subduction océanique*. Gordon and Breach Science Publishers, Amsterdam.
- Lallemand, S., Huchon, P., Jolivet, L. & Prouteau, G., 2005. *Convergence lithosphérique*. Société Géologique de France -Vuibert.
- Lapen, T. J., Johnson, C. M., Baumgartner, L. P., Mahlen, N. J., Beard, B. L. & Amato, J. F., 2003. Burial rates during prograde metamorphism of an ultra-high-pressure terrane : an example from Lago di Cignana, western Alps, Italy. *Earth and Planetary Science Letters*, **215**, 57-72.
- Lardeaux, J. M., Gosso, G., Kienast, J. R. & Lombardo, B., 1982. Relations entre le métamorphisme et la déformation dans la zone de Sesia-Lanzo (Alpes occidentales) et le problème de l'éclogitisation de la croûte continentale. *Bulletin de la société géologique de France*, **4**, 793-800.
- Lardeaux, J. M. & Spalla, M. I., 1991. From granulites to eclogites in the Sesia zone (Italian Western Alps) : a record of the opening and closure of the Piedmont ocean. *Journal of Metamorphic Geology*, **9**, 35-59.
- Le Bayon, B. & Ballèvre, M., 2006. Deformation history of a subducted continental crust (Gran Paradiso, Western Alps) : Continuing crustal shortening during exhumation. *Journal of Structural Geology*, **28**, 793-815.
- Le Bayon, B., Pitra, P., Ballèvre, M. & Bohn, M., 2006. Reconstructing P-T paths during continental collision using multi-stage garnet (Gran Paradiso nappe, Western Alps). *Journal of Metamorphic Geology*, **24**, 477-496.
- Le Goff, E. & Ballèvre, M., 1990. Geothermobarometry in albite-garnet gneiss : a case study from the Gran Paradiso nappe (western Alps). *Lithos*, **25**, 261-280.
- Le Metour, J., Villey, M. & de Gramont, X., 1986a. Geological map of Quryat, sheet NF 40-4D, Ministry of Petroleum and Minerals, Sultanate of Oman.
- Le Metour, J., Villey, M. & de Gramont, X., 1986b. Geological map of Masqat, sheet NF 40-4A, Ministry of Petroleum and Minerals, Sultanate of Oman.
- Le Metour, J., 1987. Géologie de l'autochtone des Montagnes d'Oman : La fenêtre du Saih Hatat, *thèse de doctorat, université Pierre et Marie Curie, Paris*.
- Le Métour, J., Rabu, D., Tegye, M., Béchenec, F., Beurrier, M. & Villey, M., 1990. Subduction and obduction : two stages in the Eo-Alpine tectonometamorphic evolution of the Oman Mountains. In: *The Geology and Tectonics of the Oman Region* (eds Robertson, A. H. F., Searle, M. P. & Ries, A. C.), pp. 327-339,

Geological Society, London, Special Publication.

- Le Pichon, X., Bergerat, F. & Roulet, M. J., 1988. Plate kinematics and tectonics leading to the Alpine belt formation : A new analysis. *Geological Society of America - Special Papers*, **218**, 111-131.
- Le Pichon, X., Henry, P. & Goffé, B., 1997. Uplift of Tibet : from eclogites to granulites - implication for the Andean plateau and the Variscan belt. In: *Collision Orogens : Zones of Active Transfers between Crust and Mantel* (eds Touret, J. L. R. & Austrheim, H.), pp. 57-76, Tectonophysics.
- Le Pourhiet, L., Burov, E. & Moretti, I., 2004. Rifting through a stack of inhomogeneous thrusts (the dipping pie concept). *Tectonics*, **23**(4), 1-14.
- Le Pourhiet, L., 2004. Modélisation thermo-mécanique de l'extension continentale : développements théoriques et applications au golfe de Corinthe (Grèce), *Université Pierre et Marie Curie, Paris*.
- Lemoine, M., Marthaler, M., Caron, J. M., Sartori, M., Amaudric Du Chaffaut, S., Dumont, T., Escher, A., Masson, H., Polino, R. & Tricart, P., 1984. Découverte de foraminifères planctoniques du Crétacé supérieur dans les Schistes Lustrés du Queyras (Alpes occidentales). Conséquences paléogéographiques et tectoniques. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, **229**, 727-732.
- Lemoine, M., Bas, T., Arnaud-Vanneau, A., Arnaud, H., Dumont, T., Gidon, M., Bourbon, M., De Graciansky, P. C., Rudkiewicz, J. L., Megard-Galli, J. & Tricart, P., 1986. The continental margin of the Mesozoic Tethys in the Western Alps. *Marine and Petroleum Geology*, **3**, 179-199.
- Lemoine, M. & Tricart, P., 1986. Les Schistes Lustrés piémontais des Alpes Occidentales : approche stratigraphique, structurale et sédimentologique. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, **79**, 271-294.
- Lemoine, M., De Graciansky, P.-C. & Tricart, P., 2000. *De l'océan à la chaîne de montagnes, tectonique des plaques dans les Alpes*. Gordon and Breach Science Publishers.
- Leoni, L., Sartori, F. & Tamponi, M., 1998. Compositional variation in K-white micas and chlorites coexisting in Al-saturated metapelites under late diagenetic to low-grade metamorphic conditions (Internal Liguride Units, Northern Apennines, Italy). *European Journal of Mineralogy*, **10**(6), 1321-1339.
- Li, X. P., Rahn, M. & Bucher, K., 2004. Serpentinites of the Zermatt-Saas ophiolite complex and their texture evolution. *Journal of Metamorphic Geology*, **22**, 159-177.
- Lippard, S. J., 1983. Cretaceous high pressure metamorphism in NE Oman and its relationship to subduction and ophiolite nappe emplacement. *Journal of Geological Society of London*, **140**, 97-104.
- Lippard, S. J., Shelton, A. W. & Gass, I. G., 1986. *The Ophiolite of Northern Oman*. Blackwell Scientific Publications, Oxford.
- Lombardo, B., Nervo, R., Compagnoni, R., Messiga, B., Kienast, J. R., Mevel, C., Fiora, L., Piccardo, G. B. & Lanza, R., 1978. Osservazioni preliminari sull'offiolite metamorfiche del Monviso (Alpi occidentali). *Ren. Soc. Ital. Miner. Petro.*, **34**, 253-305.
- Lovelock, P. E. R., Potter, T. L., Walsworth-Bell, E. B. & Wiemer, W. M., 1981. Ordovician rocks in the Oman Mountains; the Amdeh Formation. *Geologie en Mijnbouw*, **60**, 487-495.
- Mackwell, S. J., Zimmerman, M. E. & Kohlstedt, D. L., 1998. High-temperature deformation of dry diabase with applications to tectonics on Venus. *Journal of Geophysical Research*, **103**, 975-984.
- Mancktelow, N. S., 1995. Nonlithostatic pressure during sediment subduction and the development and exhumation of high pressure metamorphic rocks. *Journal of Geophysical Research*, **100**(B1), 571-583.
- Mann, A., Hanna, S. S. & Nolan, S. C., 1990. The post-Campanian tectonic evolution of the central Oman mountains : tertiary extension of the eastern Arabian margin. In: *The Geology and Tectonics of the Oman Region* (eds Robertson, A. F. H., Searle, M. P. & Ries, A. C.), pp. 549-564, Geological Society of London Special Publication.

- Marti, J. & Cundall, P. A., 1982. Mixed discretization procedure for accurate modelling of plastic collapse. *Inter. J. for Num. and Anal. Meth. in Geomech.*, **6**, 129-139.
- Martin, S. & Tartarotti, P., 1986. Polyphase HP metamorphism in the ophiolitic glaucophanites of the lower St.Marcel Valley (Aosta, Italy). *Ofioliti*, **15**, 135-156.
- Maruyama, S., Cho, M. & Liou, J. G., 1986. Experimental investigations of blueschist greenschist equilibria : pressure dependance of Al₂O₃ contents in sodic amphiboles - a new geobarometer. In: *Blueschists and eclogites of the world and their exhumation*, pp. 485-594, International Geology review.
- Maruyama, S., Liou, J. G. & Terabayashi, M., 1996. Blueschists and eclogites of the world, and their exhumation. *International geology review*, **38**, 458-594.
- Massone, H. J. & Schreyer, W., 1987. Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite and quartz. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **96**, 212-224.
- McCall, G. J. H., 1997. The geotectonic history of the Makran and adjacent areas of southern Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, **15**(6), 517-531.
- Mercier, L., Lardeaux, J. M. & Davy, P., 1991. On the tectonic significance of retrograde P-T-t paths in eclogites of the french massif central. *tectonics*, **10**(1), 131-140.
- Messiga, B., Scambelluri, M. & Piccardo, G. B., 1995. Chloritoid-bearing assemblages in mafic systems and eclogite facies hydration of Alpine Mg-Al metagabbros (Erro-Tobbio Unit, Ligurian Western Alps). *European Journal of Mineralogy*, **7**, 1149-1167.
- Messiga, B., Kienast, J. R., Rebay, G., Riccardi, M. P. & Tribuzio, R., 1999. Cr-rich magnesiochloritoid eclogites from the Monviso ophiolites (Western Alps, Italy). *Journal of Metamorphic Geology*, **17**(3), 287-299.
- Meyer, J., 1983. Mineralogie und Petrologie Des Allalin Gabbros, *PhD thesis, university of Basel, Switzerland*.
- Michard, A., Goffé, B. & Ouazzani-Touhami, M., 1983. Obduction related high pressure, low temperature metamorphism in upper crustal materials, Muscat, Oman. *Terra Cognita*, **3**(A), 22-23.
- Michard, A., Bouchez, J.-L. & Ouazzani-Touhami, M., 1984. Obduction-related planar and linear fabrics in Oman. *Journal of Structural Geology*, **6**, 39-49.
- Michard, A., Le Mer, O., Goffé, B. & Montigny, R., 1989. Mechanism of the Oman mountains obduction onto the Arabian continental margin, reviewed. *Bulletin de la société géologique de France*, **8**, 241-252.
- Michard, A., Chopin, C. & Henry, C., 1993. Compression versus extension in the exhumation of Dora Maira coesite-bearing unit, Western Alps, Italy. *Tectonophysics*, **221**, 173-193.
- Michard, A., Goffé, B., Saddiqi, O., Oberhänsli, R. & Wendt, A. S., 1994. Late Cretaceous exhumation of the Oman blueschists and eclogites : a two-stage extensional mechanism. *Terra nova*, **6**, 404-413.
- Michard, A., Goffé, B., Chopin, C. & Henry, C., 1996. Did the Western Alps develop through an Oman-type stage? The geotectonic setting of high pressure metamorphism in two contrasting Thethyan transects. *Eclogae geologicae Helvetiae*, **89**(1), 43-80.
- Miller, J. M., Gray, D. R. & Gregory, R. T., 1998. Exhumation of high-pressure rocks in northeastern Oman. *Geology*, **26**(3), 235-238.
- Miller, J. M., Gregory, R. T., Gray, G. R. & Foster, D. A., 1999. Geological and geochronological constraints on the exhumation of a high-pressure metamorphic terrane, Oman. In: *Exhumation Processes : Normal Faulting, Ductile Flow and Erosion*. (eds Ring U., Brandon M.T., Lister G.S. & S.D., W.), pp. 241-260, Geological Society - Special Publication, London.

- Miller, J. M., Gray, D. R. & Gregory, R. T., 2002. Geometry and significance of internal windows and regional isoclinal folds in northeast Saih Hatat, Sultanate of Oman. *Journal of Structural Geology*, **24**, 359-386.
- Miyazaki, K. & Okumura, K., 2002. Thermal modelling in shallow subduction : an application to low P/T metamorphism of the Cretaceous Shimanto Accretionary Complex, Japan. *Journal of Metamorphic Geology*, **20**, 441-452.
- Monié, P. & Philippot, P., 1989. Mise en évidence de l'âge éocène moyen du métamorphisme de haute-pression dans la nappe ophiolitique du Monviso (Alpes occidentales) par la méthode ^{39}Ar - ^{40}Ar (^{39}Ar - ^{40}Ar evidence for mid-Eocene high-pressure metamorphism in the Monviso ophiolitic massif (Western Alps)). *Comptes rendus de l'Académie des sciences, Paris*, **309**(2), 245-251.
- Montigny, R., Le Mer, O., Thuizat, R. & Whitechurch, H., 1988. K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ study of metamorphic rocks associated with the Oman ophiolite : tectonic implications. *Tectonophysics*, **151**, 345-362.
- Muñoz, M., De Andrade, V., Vidal, O., Lewin, E., Pascarelli, S. & Susini, J., 2006. Redox and speciation micro-mapping using dispersive X-ray absorption spectroscopy : Application to iron in chlorite mineral of a metamorphic rock thin section. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, in Press.
- Müller, W., 2003. Strengthening the link between geochronology, textures and petrology. *Earth and Planetary Science Letters*, **206**(3-4), 237-251.
- Nicolas, A., 1989. *Structures in Ophiolites and Dynamics of Oceanic Lithosphere (Petrology and Structural Geology)*. Kluwer, Dordrecht.
- Nicolas, A., Hirn, A., Nicolich, R., Polino, R. & Group, E. C. W., 1990. Lithospheric wedge in the western Alps inferred from the ECORS-PROP traverse. *Geology*, **18**, 587-590.
- Nisio, P., Lardeaux, J. M. & Boudeulle, M., 1987. Evolutions tectonométamorphiques contrastées des écoligites dans le massif du Viso; conséquences de la fragmentation de la croûte océanique lors de l'orogénèse alpine. *Comptes rendus de l'académie des Sciences de Paris*, **304**, 355-360.
- Nolan, S. C., Skelton, P. W., Clissold, B. P. & Smewing, J. D., 1990. Maastrichtian to early Tertiary stratigraphy and palaeogeography of the Central and Northern Oman mountains. In: *The Geology and Tectonics of the Oman Region* (eds Robertson, A. F. H., Searle, M. P. & Ries, A. C.), pp. 495-520, Geological Society of London Special Publication.
- O'Brien, P. J., Zotov, N., Law, R., Khan, M. A. & Jan, M. Q., 2001. Coesite in Himalayan eclogite and implications for models of India-Asia collision. *Geology*, **29**(5), 435-438.
- Oberhänsli, R., Wendt, A. S. & Goffé, B., 1999. Detrital chromites in metasediments of the East-Arabian continental margin in the saih Hatat area : constraints for the palaeogeographic setting of the Hawasina and semail basins (Oman mountains). *International Journal of Earth Sciences*, **88**(13-25).
- Oberhänsli, R., Bousquet, R., Engi, M., Goffé, B., Gosso, G., Handy, M., Koller, F., Lardeaux, J. M., Polino, R., Rossi, P., Schuster, R., Schwartz, S. & Spalla, I., 2004. *Metamorphic structure of the Alps*, C.G.M.W., Paris.
- Oh, C. W. & Liou, J. G., 1990. Metamorphic evolution of two different eclogites in the Franciscan Complex, California, U.S.A. *Lithos*, **25**, 41-53.
- Okay, A. I., 2002. Jadeite-chloritoid-glaucophane-lawsonite blueschists in north-west Turkey : unusually high P/T ratios in continental crust. *Journal of Metamorphic Geology*, **20**(8), 757-768.
- Parra, T., Vidal, O. & Agard, P., 2002a. A thermodynamic model for Fe-Mg dioctahedral K white micas using data from phase-equilibrium experiments and natural pelitic assemblages. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **143**, 706-732.
- Parra, T., Vidal, O. & Jolivet, L., 2002b. Relation between deformation and retrogression in blueschist metapelites of Tinos island (Greece) evidenced by chlorite-mica local equilibria. *Lithos*, **63**, 41-66.

- Parra, T., Vidal, O. & Theye, T., 2005. Experimental data on the Tschermak substitution in Fe-chlorite. *American Mineralogist*, **90**(2-3), 359-370.
- Parsons, B. & Sclater, T. G., 1977. An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age. *Journal of Geophysical Research*, **82**, 803-827.
- Peacock, S. M., 1987. Creation and preservation of subduction-related metamorphic gradients. *Journal of Geophysical Research*, **92**(12), 736-781.
- Peacock, S. M., 1996. Thermal and Petrologic structure of subduction zones. In: *Subduction : Top to Bottom* (eds Bebout, G. E., Scholl, D. W., Kirby, S. H. & Platt, J. P.), pp. 119-133, Geophysical Monograph Ser. American Geophysical Union, Washington, D.C.
- Peacock, S. M. & Wang, K., 1999. Seismic consequences of warm versus cool subduction zone metamorphism : Examples from northeast and southwest Japan. *Science*, **286**, 937-939.
- Pearce, J. A., Alabaster, T., Shelton, A. W. & Searle, M. P., 1981. The Oman ophiolite as a Cretaceous arc-basin complex : evidence and implications. *Philosophical Transactions of the Royal Society, London*, **300**, 299-317.
- Perchuk, A. L. & Philippot, P., 2000. Geospeedometry and timescales of high-pressure metamorphism. *International Geology Review*, **42**, 207-223.
- Petrini, K. & Podladchikov, Y., 2000. Lithospheric pressure-depth relationship in compressive regions of thickened crust. *Journal of Metamorphic Geology*, **18**, 67-77.
- Pfiffner, O. A., Ellis, S. & Beaumont, C., 2000. Collision tectonics in the Swiss Alps : Insight from geodynamic modeling. *Tectonics*, **19**(6), 1065-1094.
- Philippot, P., 1988. Déformation et éclogitisation progressives d'une croûte océanique subductée : le Monviso, Alpes occidentales, *thèse de doctorat, université de Montpellier*.
- Philippot, P. & Kienast, J.-R., 1989. Chemical-microstructural changes in eclogite-facies shear zones (Monviso, Western Alps, north Italy) as indicators of strain history and the mechanism and scale of mass transfer. *Lithos*, **23**(3), 179-200.
- Philippot, P., 1990. Opposite vergence of nappes and crustal extension in the French-Italian western Alps. *Tectonics*, **9**, 1143-1164.
- Philippot, P., Blichert-Toft, J., Perchuk, A. L., Costa, S. & Gerasimov, V. Y., 2001. Lu-Hf and Ar-Ar geochronology supports extreme rate of subduction zone metamorphism deduced from geospeedometry. *Tectonophysics*, **342**, 23-38.
- Pilchin, A., 2005. The role of serpentinization in exhumation of high to ultra-high-pressure metamorphic rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, **237**, 815-828.
- Platt, J. P., 1986. Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks. *Geological society of America Bulletin*, **97**, 1037-1053.
- Platt, J. P. & England, P. C., 1993. Convective removal of lithosphere beneath mountain belts: thermal and mechanical consequences. *American Journal of Science*, **293**, 307-336.
- Platt, J. P., 1993. Exhumation of high-pressure rocks : a review of concept and processes. *Terra Nova*, **5**, 119-133.
- Pognante, U., 1991. Petrological constraints on the eclogite and blueschist facies metamorphism and P-T-t paths in the western Alps. *Journal of Metamorphic Geology*, **9**, 5-17.
- Pognante, U. & Spencer, D. A., 1991. First report of eclogites from the Himalayan belt, Kaghan valley (northern

- Pakistan). *European Journal of Mineralogy*, **3**, 613-618.
- Poliakov, A., Podladchikov, Y. & Talbot, C., 1993. Initiation of salt diapirs with frictional overburden : Numerical Experiments. *Tectonophysics*, **228**, 199-210.
- Polino, R., 1984. Les séries océaniques du Haut val de Suse (Alpes Cottiennes) : analyse des couvertures sédimentaires. *Ofioliti*, **9**, 547-554.
- Polino, R., Dal Piaz, G. V. & Gosso, G., 1990. Tectonic erosion at the Adria margin and accretionary processes for the Cretaceous orogeny of the Alps. *Mémoires de la Société Géologique de France*, **156**, 345-367.
- Poupeau, G., Saddiqi, O., Michard, A., Goffé, B. & Oberhänsli, R., 1998. Late thermal evolution of the Oman Mountains subophiolitic windows : apatite fission track thermochronology. *Geology*, **26**, 1139-1142.
- Powell, R. & Holland, T. J. B., 1985. An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations. *Journal of Metamorphic Geology*, **3**, 327-342.
- Powell, R. & Holland, T. J. B., 1988. An internally consistent thermo-dynamic data set with uncertainties and correlations : 3 Applications to geobarometry, worked samples, and a computer program. *Journal of Metamorphic Geology*, **6**, 173-204.
- Pysklywec, R. N., Beaumont, C. & Fullsack, P., 2000. Modeling the behaviour of the continental mantle lithosphere during plate convergence. *Geology*, **28**, 655-658.
- Pysklywec, R. N., Beaumont, C. & Fullsack, P., 2002. Lithospheric deformation during the early stages of continental collision : numerical experiments and comparison with South Island, New Zealand. *Journal of Geophysical Research*, **107**(B7), 1-19.
- Raimbourg, H., 2005. Mécanismes d'éclogitisation et conséquences pour l'exhumation des roches métamorphiques de haute pression; l'exemple de l'arc de Bergen, Norvège, *thèse de doctorat, université Pierre et Marie Curie, Paris*.
- Ranalli, G. & Murphy, D. C., 1987. Rheological stratification of the lithosphere. *Tectonophysics*, **132**, 281-295.
- Ranalli, G., 1995. *Rheology of the Earth, 2nd ed.* Chapman and Hall, London.
- Reddy, S. M., Wheeler, J. & R.A., C., 1999. The geometry and timing of orogenic extension : an example from the Western Italian Alps. *Journal of Metamorphic Geology*, **17**(5), 573-589.
- Reddy, S. M., Wheeler, J., Butler, R. W. H., Cliff, R. A., Freeman, S., Inger, S., Pickles, C. & Kelley, S. P., 2003. Kinematic reworking and exhumation within the convergent Alpine Orogen. *Tectonophysics*, **365**(1-4), 77-102.
- Regard, V., Faccenna, C., Martinod, J., Bellier, O. & Thomas, J. C., 2003. From subduction to collision : control of deep processes on the evolution of convergent plate boundary. *Journal of Geophysical Research*, **108**(B4), doi:10.1029/2002JB001943.
- Reinecke, T., 1991. Very high-pressure metamorphism and uplift of coesite-bearing metasediments from the Zermatt-Saas zone, Western Alps. *European Journal of Mineralogy*, **3**, 7-17.
- Reinecke, T., 1998. Prograde high to ultrahigh-pressure metamorphism and exhumation of oceanic sediments at Lago di Cignana, Zermatt-Saas Zone, western Alps. *Lithos*, **42**, 147-189.
- Rimmelé, G., Parra, T., Goffé, B., Oberhänsli, R., Jolivet, L. & Candan, O., 2004. Exhumation Paths of High-Pressure-Low-Temperature Metamorphic Rocks from the Lycian Nappes and Menderes Massif (SW Turkey) : a Multi-Equilibrium Approach. *Journal of Petrology*, **46**(3), 641-669.
- Ring, U., 1992. The Alpine geodynamics evolution of Penninic nappes in the eastern Central Alps : geothermobarometric and kinematic data. *Journal of Metamorphic Geology*, **10**, 33-54.

- Ring, U. & Brandon, M. T., 1994. Kinematic data for the Coast Range fault and implications for exhumation of the Franciscan subduction complex. *Geology*, **22**, 735-738.
- Ring, U. & Brandon, M. T., 1998. Ductile deformation and mass loss in the Franciscan Subduction Complex : implications for exhumation processes in accretionary wedges. In: *Exhumational processes : Normal faulting, Ductile Flow, and Erosion* (eds Ring, U., Brandon, M. T., Lister, G. S. & Willet, S. D.).
- Ring, U. & Brandon, M. T., 1999. Ductile deformation and mass loss in the Franciscan Subduction Complex : implications for exhumation processes in accretionary wedges. In: *Exhumation Processes : Normal Faulting, Ductile Flow and Erosion* (eds Ring, U., Brandon, M. T., Lister, G. & Willet, S. D.), pp. 55-86, Geological Society - Special Publications, London.
- Ring, U., Brandon, M. T., Willett, S. D. & Lister, G. S., 1999. Exhumation processes. In: *Exhumation processes : Normal faulting, Ductile flow and Erosion* (eds Ring, U., Brandon, M. T., Lister, G. S. & Willett, S. D.), pp. 1-27, Geological Society, Special publications, London.
- Rolland, Y., Lardeaux, J. M., Guillot, S. & Nicollet, C., 2000. Extension syn-convergence, poinçonnement vertical et unités métamorphiques contrastées en bordure ouest du Grand Paradis (Alpes Franco-Italiennes). *Geodinamica Acta*, **13**, 133-148.
- Rosenbaum, G. & Lister, G. S., 2005. The Western Alps from the Jurassic to Oligocene : spatio-temporal constraints and evolutionary reconstructions. *Earth-Science Reviews*, **69**, 281-306.
- Roure, F., Polino, R. & Nicolich, R., 1990. Early Neogene deformation beneath the Po plain : constraints of the post-collisional Alpine evolution. In: *Les Mémoires de la Société Géologique de France* (eds Roure, F., Heitzmann, P. & Polino, R.), pp. 309-322, Paris.
- Roure, F., Choukroune, P. & Polino, R., 1996. Deep seismic reflection data and new insights on the bulk geometry of mountain ranges. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, **322**, 345-359.
- Royden, L. H., 1993. The steady State Thermal Structure of Eroding Orogenic Belts and Accretionary Prisms. *Journal of Geophysical Research*, **98**(B3), 4487-4507.
- Rubatto, D. & Hermann, J., 2001. Exhumation as fast as subduction? *Geology*, **29**(1), 3-6.
- Rubie, D. C., 1984. A thermal-tectonic model for the HP metamorphism and deformation in the Sezia zone, Western Alps. *Journal of Geology*, **92**, 21-36.
- Rudolph, M. L., Gerya, T. V., Yuen, D. A. & De Rosier, S., 2004. Visualization of multiscale dynamics of hydrous cold plumes at subduction zones. *Visual Geosciences*, **17**.
- Saddiqi, O., Poupeau, G., Michard, A., Goffé, B. & Oberhänsli, R., 1995. Exhumation des roches métamorphiques HP-LT d'Oman : Datation par traces de fission sur zircons. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **320**, 1071-1077.
- Saddiqi, O., Michard, A., Goffé, B., Poupeau, G. & Oberhänsli, R., 2006. Fission-track thermochronology of the Oman Mountains continental windows, and current problems of tectonic interpretation. *Bulletin of the French Geological Society*, **177**(3), 127-134.
- Scaillet, S., 1996. Excess ⁴⁰Ar transport scale and mechanism in high-pressure phengites : a case study from an eclogitized metabasite of the Dora Maira nappe, western Alps. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **60**, 1075-1090.
- Schertl, H.-P., Schreyer, W. & Chopin, C., 1991. The pyrope-coesite rocks and their country rocks at Parigi, Dora Maira massif, Western Alps : detailed petrography, mineral chemistry and PT-paths. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **108**(1-21).
- Schneider, J., Bosch, D., Monié, P., Guillot, S., García-Casco, A., Lardeaux, J. M., Luís Torres-Roldán, R. & Millán Trujillo, G., 2004. Origin and evolution of the Escambray Massif (Central Cuba) : an example of HP/LT rocks exhumed during intraoceanic subduction. *Journal of Metamorphic Geology*, **22**(3), 227-

247.

- Schwartz, S., Lardeaux, J.-M., Guillot, S. & Tricart, P., 2000a. Diversité du métamorphisme éclogitique dans le massif ophiolitique du Monviso (Alpes occidentales, Italie). *Geodinamica Acta*, **13**, 169-188.
- Schwartz, S., Lardeaux, J.-M. & Tricart, P., 2000b. La zone d'Acceglio (Alpes cottiennes) : un nouvel exemple de croûte continentale éclogitisée dans les Alpes occidentales. *Comptes rendus de l'académie des Sciences de Paris*, **330**, 859-866.
- Schwartz, S., Allemand, P. & Guillot, S., 2001. Numerical model of the effect of serpentinites on the exhumation of eclogitic rocks : insights from the Monviso ophiolitic massif (Western Alps). *Tectonophysics*, **342**, 193-206.
- Schwartz, S., 2002. La zone Piémontaise des Alpes Occidentales : Un paléo-complexe de subduction, *thèse de doctorat, université Claude Bernard, Lyon 1*.
- Scott, R. W., 1990. Chronostratigraphy of the Cretaceous carbonate shelf, southeastern Arabia. In: *The Geology and Tectonics of the Oman Region* (eds Robertson, A. F. H., Searle, M. P. & Ries, A. C.), pp. 89-108, Geological Society Special Publication, London.
- Searle, M. P. & Malpas, J., 1980. The structure and metamorphism of rocks beneath the Semail Ophiolite of Oman and their significance in ophiolite obduction. *Transactions Royal Society Edinburgh, Earth Sciences*, **71**, 247-262.
- Searle, M. P. & Malpas, J., 1982. Petrochemistry and origin of sub-ophiolite metamorphic and related rocks in the Oman Mountains. *Journal of Geological Society, London*, **139**, 235-248.
- Searle, M. P. & Graham, G. M., 1982. "Oman Exotics" oceanic carbonate build-ups associated with the early stages of continental rifting. *Geology*, **10**, 43-49.
- Searle, M. P., Waters, D. J., Martin, H. N. & Rex, D. C., 1994. Structure and metamorphism of blueschist-eclogite facies rocks from the northeastern Oman Mountains. *Journal of the Geological Society, London*, **151**, 555-576.
- Searle, M. P. & Cox, J., 1999. Tectonic setting, origin and obduction of the Oman ophiolite. *Geological Society of America Bulletin*, **111**, 104-122.
- Searle, M. P. & Cox, J. S., 2002. Subduction zone metamorphism during formation and emplacement of the Semail Ophiolite in the Oman mountains. *Geological Magazine*, **139**, 241-255.
- Searle, M. P., Warren, C. J., Waters, D. J. & Parrish, R. R., 2003. Subduction zone polarity in the Oman Mountains : implications for ophiolite emplacement. In: *Ophiolites and Earth History* (eds Dilek, Y. & Robinson, P. T.), pp. 467-480., Geological Society of London Special Publication.
- Searle, M. P., Warren, C. J., Waters, D. J. & Parrish, R. R., 2004. Structural evolution, metamorphism and restoration of the Arabian continental margin, Saih Hatat region, Oman Mountains. *Journal of Structural Geology*, **26**, 451-473.
- Searle, M. P., Warren, C. J., Waters, D. J. & Parrish, R. R., 2005. Reply to : Comment by Gray, Gregory and Miller on "Structural evolution, metamorphism and restoration of the Arabian continental margin, Saih Hatat region, Oman Mountains". *Journal of Structural Geology*, **27**, 375-377.
- Shea, W. T. & Kronenberg, A. K., 1992. Rheology and deformation mechanisms of an isotropic Mica Schist. *Journal of Geophysical Research*, **97**(B11), 15201-15237.
- Shelton, G. & Tullis, J. A., 1981. Experimental flow laws for crustal rocks. In: *Trans. Amer. Geophys. Union*.
- Shemenda, A. I., 1992. Horizontal lithosphere compression and subduction: constraints provided by the physical modelling. *Journal of Geophysical Research*, **97**, 11097-11116.

- Sherlock, S. C. & Kelley, S. P., 2002. Excess argon in HP-LT rocks : a UV laserprobe study of phengite and K-free minerals. *Chemical Geology*, **182**, 619-636.
- Shreve, R. L. & Cloos, M., 1986. Dynamics of sediment subduction, melange formation, and prism accretion. *Journal of Geophysical Research*, **91**(B10), 10229-10245.
- Smith, D. C., 1984. Coesite in clinopyroxene in the Caledonides and its implications for geodynamics. *Nature*, **310**, 641-644.
- Sobolev, N. V. & Shatsky, V. S., 1990. Diamond inclusions in garnets from metamorphic rocks : a new environment for diamond formation. *Nature*, **343**, 742-746.
- Spalla, M. I., Lardeaux, J. M., Dal Piaz, G. V., Gosso, G. & Messiga, B., 1996. Tectonic significance of Alpine eclogites. *Journal of Geodynamics*, **21**(3), 257-285.
- Spear, F. S., 1993. *Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths*. Mineralogical Society of America.
- St-Onge, M. R., 1987. Zoned poikiloblastic garnets : P-T paths and syn-metamorphic uplift through 30 km of structural depth, Wopmay Orogen, Canada. *Journal of Petrology*, **28**, 1-22.
- Stampfli, G. M. & Marchant, R. H., 1997. Geodynamics evolution of the Tethyan margins of the Western Alps. In: *Deep structure of Switzerland. Results from NFP 20* (eds Lehner, P., Frei, P. H. W., Horstmeyer, H., Mueller, S., Pfiffner, A. & Steck, A.).
- Stampfli, G. M., Mosar, J., Marquer, D., R., M., Baudin, T. & Borel, G., 1998. *Subduction and obduction processes in the Swiss Alps*. Tectonophysics.
- Stampfli, G. M. & Borel, G. D., 2002. A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. *Earth and Planetary Science Letters*, **196**, 17-33.
- Stockmal, G. S. & Chapple, W. M., 1981. Modelling accretionary wedge deformation using a rigid-perfectly plastic rheology (abstract). *Eos Transactions AGU*, **62**, 397-398.
- Stöckhert, B., Massone, H. J. & Nowlan, E. U., 1997. Low differential stress during high-pressure metamorphism : The microstructural record of a metapelite from the Eclogite Zone, Tauern Window, Eastern Alps. *Lithos*, **41**, 103-118.
- Stöckhert, B. & Renner, J., 1998. Rheology of crustal rocks at ultrahigh pressure. In: *When Continents Collide : Geodynamics and Geochemistry of Ultrahigh-Pressure Rocks* (eds Hacker, B. R. & Liou, J. G.), pp. 57-95, Kluwer Academic Publishers.
- Stöckhert, B., 2002. Stress and deformation in subduction zones - insight from the record of exhumed high pressure metamorphic rocks. In: *Deformation Mechanisms, Rheology, and Tectonics : Current Status and Future Perspectives* (ed Meer, S. D.), pp. 255-274, Geological Society Special Publications.
- Stöckhert, B. & Gerya, T. V., 2005. Pre-collisional high pressure metamorphism and nappe tectonics at active continental margins : a numerical simulation. *Terra Nova*, **17**(2), 102-110.
- Tardy, M., Deville, E., Fudral, S., Guellec, S., Ménard, G., Thouvenot, F. & Vialon, P., 1990. Interprétation des données du profil sismique-réflexion profonde ECORS-CROP Alpes entre le front pennique et la ligne insubrienne. *Mémoires de la Société Géologique de France*, **156**, 217-226.
- Terry, M. P., Robinson, P., Hamilton, M. A. & Jercinovic, M. J., 2000. Monazite geochronology of UHP and HP metamorphism, deformation, and exhumation, Nordoyane, Western Gneiss Region, Norway. *American Mineralogist*, **85**, 1651-1664.
- Thompson, A. B., Schulmann, K. & Jezek, J., 1997. Thermal evolution and exhumation in obliquely convergent (transpressive) orogens. *Tectonophysics*, **280**(1-2), 171-184.

- Tilton, G. R., Hopson, C. A. & Wright, J. E., 1981. Uranium-lead isotopic ages of the Semail ophiolite, Oman, with applications to Tethyan Ridge Tectonics. *Journal of Geophysical Research*, **86**, 2763-2775.
- Tirel, C., Brun, J.-P. & Burov, E., 2004. Thermomechanical modeling of extensional gneiss domes. In: *Gneiss domes in orogeny* (eds Whitney, D., Teyssier, C. & Siddoway, C. S.), pp. 380, Geological Society of America Special Paper, Boulder, Co.
- Todd, C. S. & Engi, M., 1997. Metamorphic field gradients in the Central Alps. *Journal of Metamorphic Geology*, **15**, 513-530.
- Toussaint, G., 2003. Modélisations numériques thermo-mécaniques de subduction continentale, *thèse de doctorat, université Pierre et Marie Curie, Paris*.
- Toussaint, G., Burov, E. & Avouac, J. P., 2004a. Tectonic evolution of a continental collision zone : a thermomechanical numerical model. *Tectonics*, **23**.
- Toussaint, G., Burov, E. & Jolivet, L., 2004b. Continental plate collision : unstable versus stable slab dynamics. *Geology*, **32**(1), 33-36.
- Toussaint, G., Burov, E. & Avouac, J. P., 2005. Tectonic evolution of a continental collision zone: a thermomechanical numerical model. *Tectonics*, **24**(2), 1.
- Trotet, F., Vidal, O. & Jolivet, L., 2001. Exhumation of Syros and Sifnos metamorphic rocks (Cyclades, Greece) : new constraints on the P-T paths. *European Journal of Mineralogy*, **13**, 901-920.
- Tsujimori, T., Sisson, V. B., Liou, J. G., Harlow, G. E. & Sorensen, S. S., 2006. Very-low-temperature record of the subduction process : A review of worldwide lawsonite eclogites. *Lithos*, In Press.
- Turcotte, D. L. & Schubert, G., 2002. *Geodynamics, 2nd ed.*
- Van der Klauw, S. N. G. C., Reinecke, T. & Stöckhert, B., 1997. Exhumation of ultrahigh-pressure metamorphic oceanic crust from Lago di Cignana, Piemontese zone, western Alps : the structural record in metabasites. *Lithos*, **41**, 79-102.
- Vance, D. & Holland, T. J. B., 1993. A detailed isotopic and petrological study of a single garnet from the Gassetts Schist, Vermont. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **114**, 101-118.
- Vanderhaeghe, O., Medvedev, S., Fullsack, P., Beaumont, C. & Jamieson, R. A., 2003. Evolution of orogenic wedges and continental plateaus : insights from thermal-mechanical models with subduction basal boundary conditions. *Geophysical Journal International*, **153**(1), 27-51.
- Vasilyev, O. V., Gerya, T. V. & Yuen, D. A., 2004. The application of multidimensional wavelets to unveiling multi-phase diagrams and in situ physical properties of rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, **223**, 49-64.
- Velde, B., 1967. Si⁴⁺ content of natural phengites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **14**, 250-258.
- Vialon, P., 1966. Etude géologique du massif cristallin Dora-Maira, Alpes cottiennes internes, Italie., *thèse de doctorat, université de Grenoble*.
- Vidal, O., Goffé, B. & Theye, T., 1992. Experimental study of the stability of sudoite and magnesiocarpolite and calculation of a new petrogenetic grid for the system FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. *Journal of Metamorphic Geology*, **10**, 603-614.
- Vidal, O. & Parra, T., 2000. Exhumation paths of high pressure metapelites obtained from local equilibria for chlorite-phengite assemblages. *Geological Journal*, **35**, 139-161.
- Vidal, O., Parra, T. & Trotet, F., 2001. A thermodynamic model for Fe-Mg aluminous chlorite using data from phase equilibrium experiments and natural pelitic assemblages in the 100-600 °C, 1-25 kbar range.

- American Journal of Science*, **6**, 557-592.
- Vidal, O., Parra, T. & Vieillard, P., 2005. Experimental data on the Tschermak solid solution in Fe-chlorites : application to natural examples and possible role of oxydation. *American Mineralogist*, **90**, 359-370.
- Vidal, O., De Andrade, V., Lewin, E., Munoz, M., Parra, T. & Pascarelli, S., 2006. P-T-deformation-Fe³⁺/Fe²⁺ mapping at the thin section scale and comparison with XANES mapping. Application to a garnet-bearing metapelite from the Sambagawa metamorphic belt. *Journal of Metamorphic Geology*, **24**, 669-683.
- Villa, I. M., 1998. Isotopic closure. *Terra Nova*, **10**, 42-47.
- Wakabayashi, J., 1990. Counterclockwise P-T-t paths from amphibolites, Franciscan Complex, California : relics from the early stages of subduction zone metamorphism. *Journal of Geology*, **98**, 657-680.
- Warburton, J., Burnhill, T. J., Graham, R. H. & Isaac, K. P., 1990. The evolution of the Oman Mountains foreland basin. In: *The Geology and Tectonics of the Oman Region* (eds Robertson, A. F. H., Searle, M. P. & Ries, A. C.), pp. 419-427, Geological Society of London Special Publication.
- Warren, C. J., Parrish, R. R., Searle, M. P. & Waters, D. J., 2003. Dating the subduction of the Arabian continental margin beneath the Semail ophiolite, Oman. *Geology*, **31**(10), 889-892.
- Warren, C. J., Parrish, R. R., Waters, D. J. & Searle, M. P., 2005. Dating the geologic history of Oman's Semail ophiolite : insights from U-Pb geochronology. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **150**, 403-422.
- Wei, C. & Powell, R., 2004. Calculated Phase Relations in High-Pressure Metapelites in the System NKFMAHS (Na₂O-K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O). *Journal of Petrology*, **45**(1), 183-202.
- Wendt, A. S., D'Arco, P., Goffé, B. & Oberhänsli, R., 1993. Radial cracks around -quartz inclusions in almandine : constraints on the metamorphic history of the Oman mountains. *Earth and Planetary Sciences Letters*, **114**, 449-461.
- Wernicke, B., 1992. Cenozoic extensional tectonics of the U S Cordillera. In: *The Cordilleran Orogen : Conterminous U S, The Geology of North America* (eds Burchfiel, B. C., Lipman, P. W. & Zoback, M. L.), pp. 553-581, The Geological Society of America, Boulder, Colorado.
- Widmer, T. & Thompson, A. B., 2001. Local origin of high pressure vein material in eclogite facies rocks of the Zermatt-Saas Zone, Switzerland. *American Journal of Science*, **301**, 627-656.
- Willet, S. D., 1999. Orogeny and orography : The effects of erosion on the structure of mountain belts. *Journal of Geophysical Research*, **104**(B12), 28957-28981.
- Wills, H. N., Waters, D. J. & Searle, M. P., 1991. A clockwise P-T path at P>20 kbar for eclogite and HP schist beneath the Semail ophiolite, Oman. *Terra Abstracts*, **3**, 98.
- Zeitler, P. K., Meltzer, A. S., Koons, P., Craw, D., Hallet, B., Chamberlain, C. P., Kidd, W., Park, S., Seeber, L., Bishop, M. & Shroder, J., 2001. Erosion, Himalayan geodynamics, and the geology of metamorphism. *GSA Today*, **11**, 4-8.
- Zhao, D., 2004. Global tomographic images of mantle plumes and subducting slabs : insights into deep Earth dynamics. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **146**, 3-34.
- Zienkiewicz, O. C. & Taylor, R. L., 1988. *The finite element method*. McGraw-Hill, New York.