

Comment fabriquer de fines et longues unités de haute pression durant la subduction ?

N. Carry

F. Gueydan, J.P. Brun, D. Marquer

6 novembre 2006

Résumé

Les modèles visant à expliquer les processus en jeu lors de la formation des chaînes de montagnes sont nombreux. Nous choisissons de réaliser un modèle thermique 2D original, faisant suite aux travaux du Professeur Van den Beukel [11], afin de montrer l'impact de la dynamique de la subduction (angle et vitesse d'enfouissement) sur la géométrie des unités (épaisseur et longueur). Nous formulons l'hypothèse que le processus d'individualisation des unités en profondeur lors de la subduction est gouverné mécaniquement et qu'aucune hétérogénéité au sein de la croûte n'est nécessaire.

Ce modèle est fiable puisque les résultats obtenus concordent avec des observations naturelles menées dans les Alpes Centrales. La comparaison du modèle avec les données naturelles permet d'estimer à 30° et 1 cm/an l'angle et la vitesse d'enfouissement de la marge européenne.

1 Introduction

Les stades précoces de la formation des chaînes de montagnes sont marqués par la subduction des marges continentales (bordure amincie du continent). Dans les chaînes de montagnes résultant de la fermeture d'un domaine océanique comme l'Himalaya, les Alpes... la subduction continentale intervient entre la phase de subduction océanique (disparition de l'océan) puis la collision continentale (les deux plaques tectoniques continentales se heurtent l'une à l'autre - figure 1).

Les marges continentales sont les premières et souvent les seules parties de continent subductées. Les

unités cristallines situées dans la partie interne des chaînes de montagne correspondent à des fragments de marge écaillés au cours de la subduction.

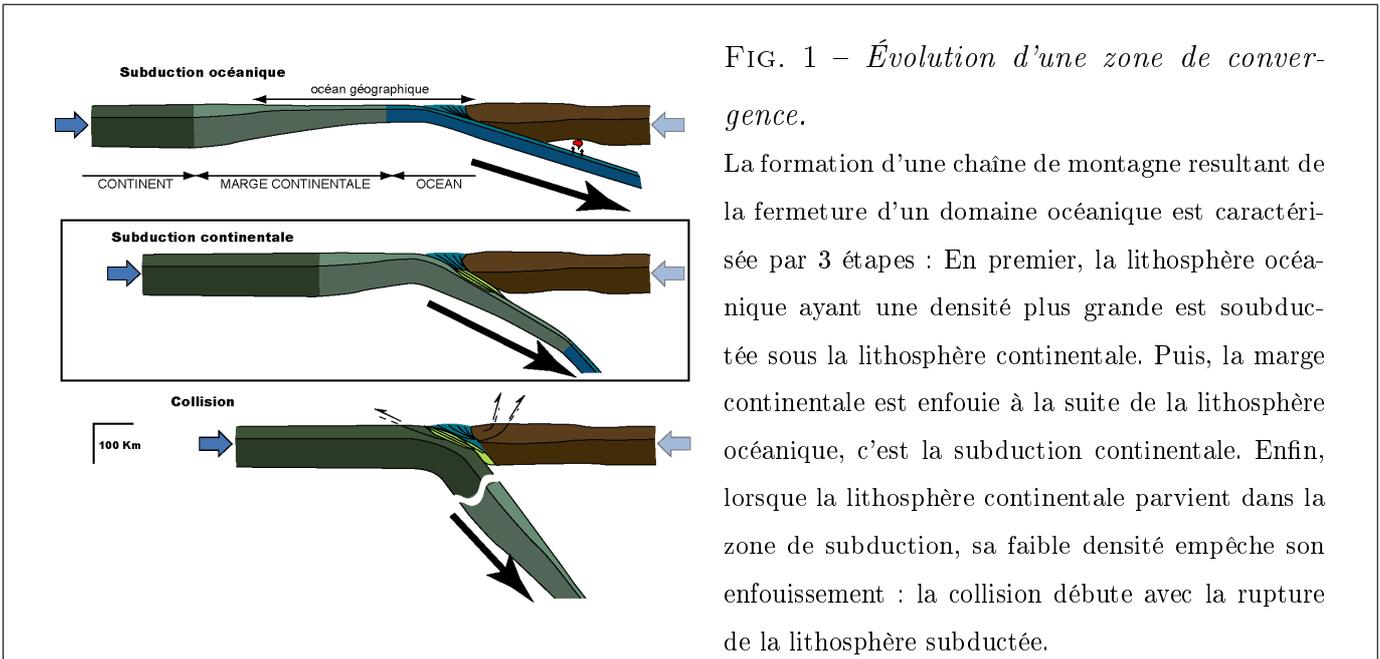


FIG. 1 – Évolution d'une zone de convergence.

La formation d'une chaîne de montagne résultant de la fermeture d'un domaine océanique est caractérisée par 3 étapes : En premier, la lithosphère océanique ayant une densité plus grande est subduite sous la lithosphère continentale. Puis, la marge continentale est enfouie à la suite de la lithosphère océanique, c'est la subduction continentale. Enfin, lorsque la lithosphère continentale parvient dans la zone de subduction, sa faible densité empêche son enfouissement : la collision débute avec la rupture de la lithosphère subductée.

STRUCTURE DE LA TERRE :

Rappel succinct

La Terre, avec un rayon de 6371 km, est constituée de 3 grandes enveloppes : la lithosphère, le manteau et le noyau (figure 2). La lithosphère est constituée des différentes plaques tectoniques partie rigide et cassante de la Terre. Le manteau, constitué de roches solides ductiles c'est à dire déformables sans casser (comme la pâte à modeler), est animé de mouvements de convection. Les mouvements de convections sont dus à la chaleur résiduelle (datant de la formation de la Terre) qui décroît par refroidissement en surface. Le noyau comporte deux parties : une partie externe liquide et une partie interne solide, la graine.

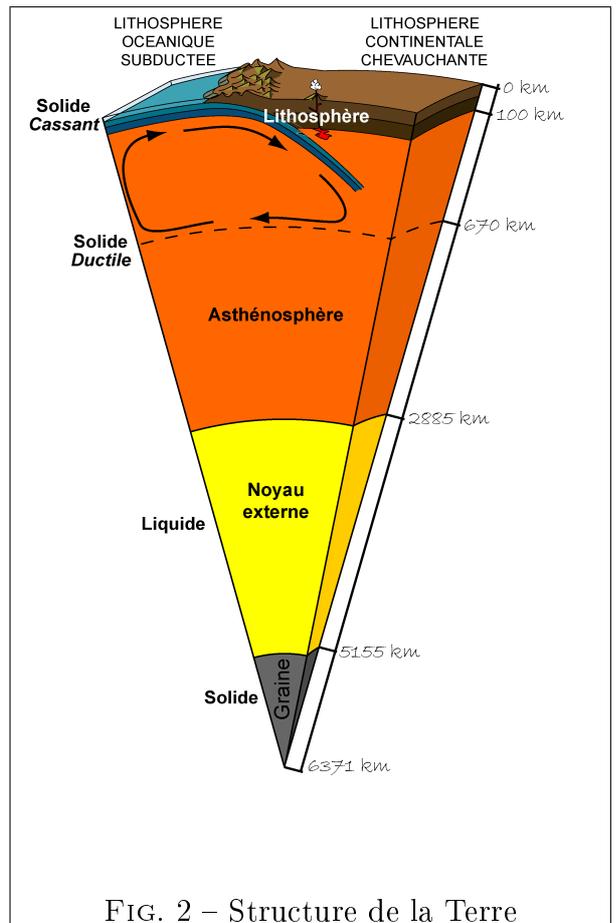


FIG. 2 – Structure de la Terre

De nombreux modèles analysent à l'échelle lithosphérique l'évolution de la subduction à la collision [2, 4, 5]. Ces modèles décrivent les processus d'exhumation et la structure des orogènes tout en indiquant l'impact de l'érosion. Cependant, ces modèles n'ont pas été utilisés pour étudier les mécanismes responsables de l'individualisation en profondeur d'unités crustales. Le Professeur Van den Beukel [11] s'est intéressé à cette question avec un modèle uniquement thermique et une géométrie spécifique. Grâce à un modèle 1D, il a estimé la résistance des roches dans la croûte de la marge en subduction et a montré que des unités constituées de la partie supérieure de la croûte pouvaient s'individualiser en raison de la différence de rhéologie¹ et lithologique² entre les parties supérieure et inférieure de la croûte.

Poursuivant les travaux du Professeur Van den Beukel, nous allons montrer, grâce à la **modélisation thermique 2D** d'une marge continentale, que des unités constituées de la partie supérieure de la croûte peuvent s'individualiser uniquement en raison de la forte diminution de la résistance des roches au cours de la subduction. **Nous formulons l'hypothèse que l'individualisation des unités supracrustales est contrôlée mécaniquement et qu'aucune différence rhéologique ni lithologique n'est nécessaire pour la provoquer.**

Nous avons donc comparé la résistance des roches d'une marge en subduction sans hétérogénéité crustale (même rhéologie et lithologie pour l'ensemble de la croûte) aux **contraintes** qui s'exercent sur la marge afin d'estimer la géométrie des unités pouvant s'individualiser. Nous avons également évalué l'impact de l'angle et la vitesse avec lesquelles la marge est enfouie ainsi que l'impact de la nature des roches constituant la marge.

Pour finir, la comparaison de notre modèle avec les Alpes permet de s'assurer de la validité de celui-ci.

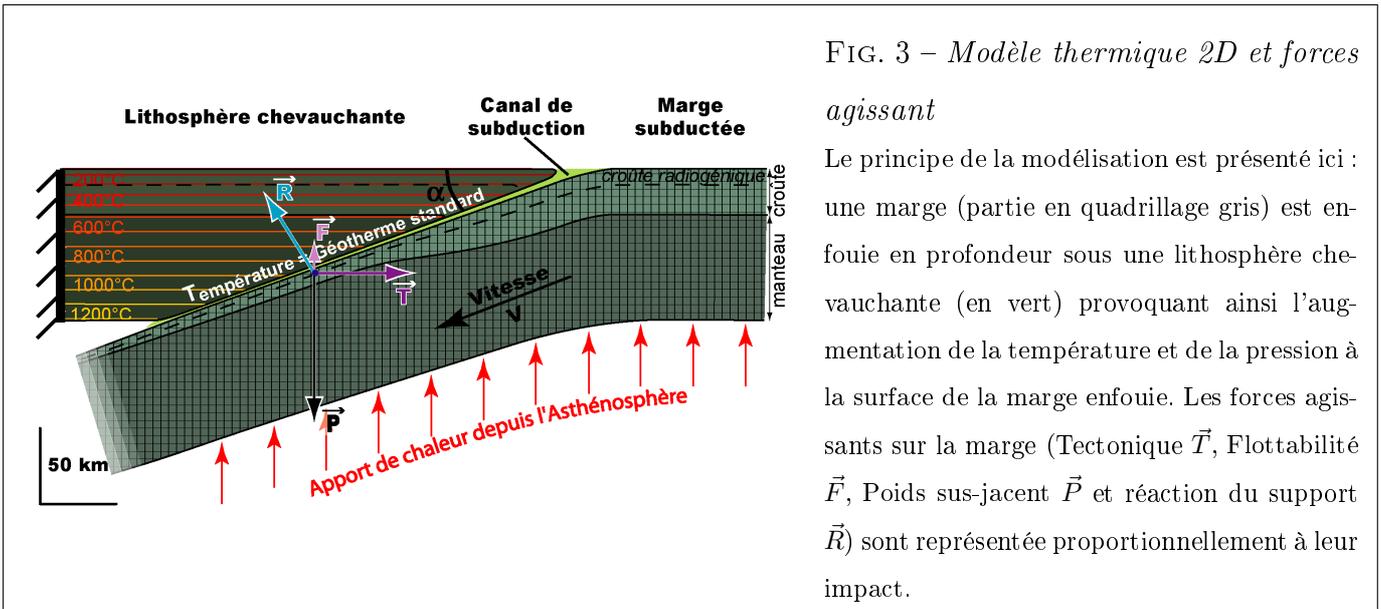
2 Modélisation

Cette étude est fondée sur la comparaison, durant la subduction, entre d'une part, les contraintes qui agissent sur la marge et d'autre part, la résistance des roches constituant la marge. Les contraintes sont estimées simplement avec le calcul des forces en jeu dans la zone de subduction. La résistance des roches, qui correspond à leur capacité à être ou non déformée, est estimée par le biais d'un modèle numérique 2D de 1800 éléments résolvant l'état thermique d'une marge en subduction (figure 3).

¹**rhéologie** : la rhéologie d'une roche définit son comportement mécanique lorsque cette roche est soumise à des contraintes

²**lithologie** : du grec *lithos* nature de la roche

Nous avons choisi de réaliser un modèle aussi simple que possible afin d'éviter un certain nombre



d'incertitudes. De plus, cette étude se concentre sur l'analyse au premier ordre et à grande envergure des phénomènes mécaniques responsables de l'écaillage de portion de la croûte continentale. La comparaison de cette analyse, si simple soit-elle, avec des modèles plus sophistiqués montre que nos choix ne détériorent pas les résultats.

2.1 Forces et contraintes agissant sur la marge subductée

Trois forces majeures agissent sur la marge pendant sa subduction (figure 3) :

- La force tectonique (\vec{T}) provient du mouvement relatif de la lithosphère chevauchante par rapport à la lithosphère subductée. Cette force est maximum au début de l'enfouissement, dans la partie crustale qui à un comportement plus rigide. Plus en profondeur, la rigidité des roches diminuant, la force tectonique décroît pour devenir nulle à la base de la lithosphère.
- La force de flottabilité (\vec{F}), habituellement seule prise en compte dans ce type d'étude, est due à l'enfouissement d'une croûte peu dense dans un manteau plus dense. La flottabilité est la somme du poids de la croûte subductée et de la poussée d'Archimède s'effectuant sur cette croûte. La force de flottabilité est prédominante dans l'asthénosphère où les roches ont un comportement ductile faiblement visqueux, comparativement à dans la lithosphère. Elle ne peut donc, de notre point de vue, être la seule prise en compte.

– La force correspondant au poids de la lithosphère chevauchante (\vec{P}). Cette force correspond à la pression subie par la marge au cours de son enfouissement. Cette pression est due au poids des roches se situant au-dessus de la marge. Dans la nature, il existe d'autres causes, plus locales, de l'augmentation de pression autour des roches, nous n'en tiendrons pas compte dans cette étude. La contrainte s'exerçant sur les roches de la marge en subduction est directement calculée à partir de la somme de ces trois forces.

2.2 Modèle thermique 2D

Dans la Terre, la température évolue avec la profondeur, cette évolution est transcrite sous forme d'un géotherme. Les différents géothermes existants à l'intérieur du globe peuvent être estimés grâce à l'équation de la chaleur. Basée sur 2 conditions limites (apport de la chaleur à la base et température à la surface), la résolution de cette équation permet de calculer la température à une profondeur donnée. Il existe différentes façon de résoudre l'équation de la chaleur, nous avons choisi la forme qui tient compte de la conduction (diffusion de proche en proche de la chaleur) et non l'advection (prise en compte de la propagation de la chaleur due aux mouvements).

$$\rho.C.\frac{\partial T}{\partial t} - k.\left(\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2}\right) = r \quad (1)$$

Avec la masse volumique de la croûte $\rho = 2800\text{kg.m}^{-3}$, la capacité thermique de la croûte $C = 1000\text{J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$, le coefficient de diffusivité de la croûte $k = 2,10\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$ et le coefficient de production de chaleur radiogénique $r = 1,0\mu\text{W.m}^{-3}$ pour la partie supérieure de la croûte. Le terme $\frac{\partial T}{\partial t}$ traduit l'évolution de la température avec le temps, les termes $\frac{\partial^2 T}{\partial x^2}$ et $\frac{\partial^2 T}{\partial y^2}$ traduisent l'évolution de la température en abscisse (distance horizontale) et ordonnée (profondeur) respectivement.

La température appliquée au-dessus de la marge modélisée augmente de façon standard selon un géotherme. La marge mise en subduction correspond à une marge stabilisé depuis 120 millions d'année (120 Ma) après sa formation, ce modèle de marge est issu des travaux de Marie Leroy et Frédéric Gueydan [].

2.3 Calcul de la résistance des roches.

La résistance des roches est calculée grâce à des équations en fonction de la Pression et de la Température. Si la roche est fragile (ou cassante), sa résistance est fonction de la pression uniquement, si elle est ductile (solide mais déformable sans se casser, se fissurer) sa résistance est inversement

proportionnelle à la vitesse de déformation et à la température.

La plus petite valeur de ses deux résistances détermine la rhéologie de la roche puisque l'état le moins énergétique est toujours préféré dans la nature.

2.4 Détermination de l'individualisation

L'individualisation d'une unité est possible lorsque les contraintes sont plus forte que la résistance des roches la constituant puisque la résistance traduit la capacité des roches à se déformer ou non.

3 Évolution de la température et de la résistance

La figure 4 présente les résultats obtenus pour une marge enfouie avec un angle de 30° et une vitesse de 1 cm.an^{-1} et une lithologie de type plagioclase. Cette lithologie et ces valeurs d'angle et de vitesse d'enfouissement servent de modèle de référence dans la suite de cette étude.

La température (à gauche) et la résistance (à droite) sont présentées à quatres instants différents : 3 Ma, 5 Ma, 7 Ma et 9 Ma. La température augmente avec la profondeur et avec la profondeur d'enfouissement (donc avec le temps) générant des lignes isothermes rebroussantes. Dans la zone enfouie, la partie supérieur de la croûte, plus chaude que la partie inférieure, a une moins grande résistance ce qui est contraire à la normale (tel que dans la zone qui n'est pas enfouie).

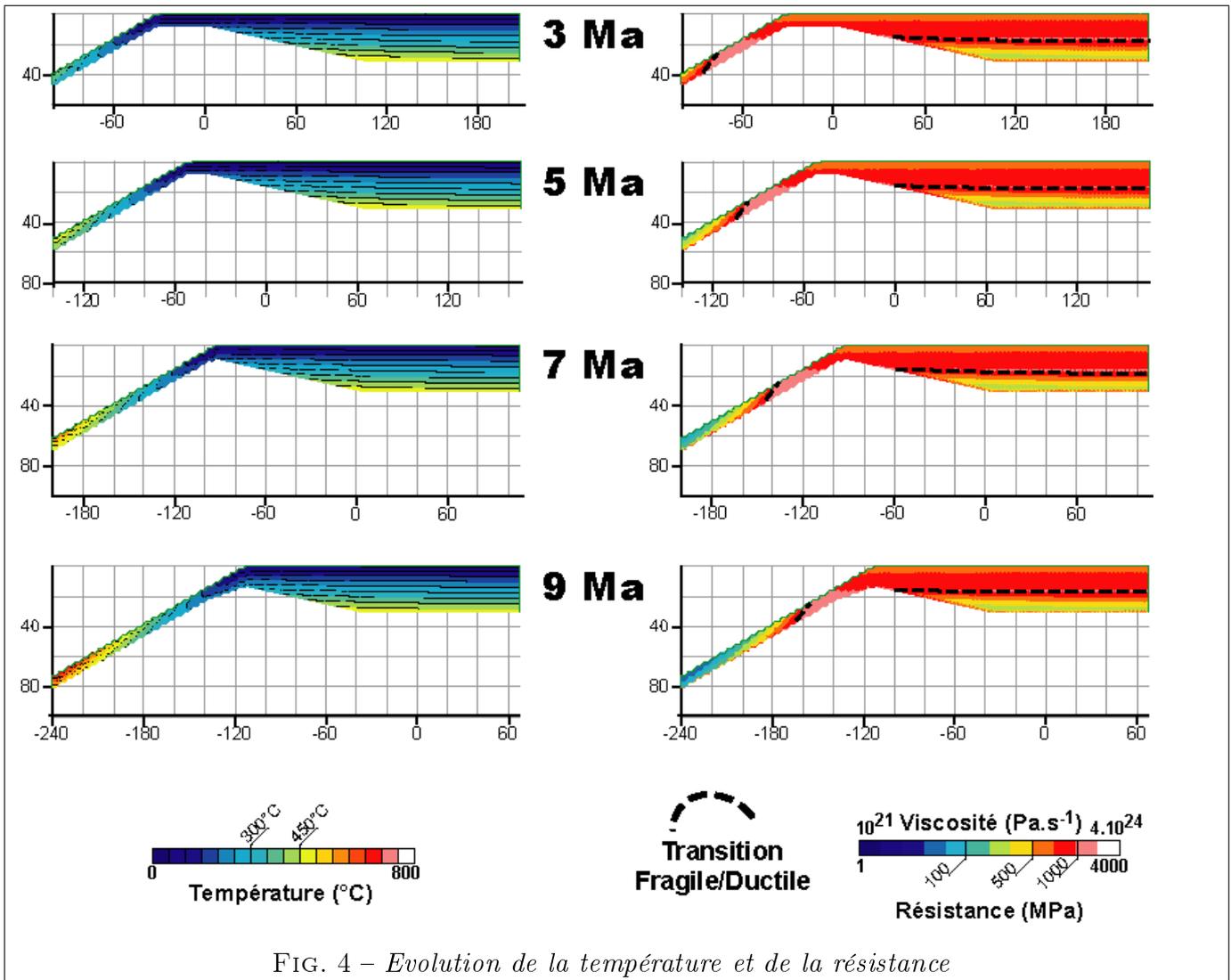
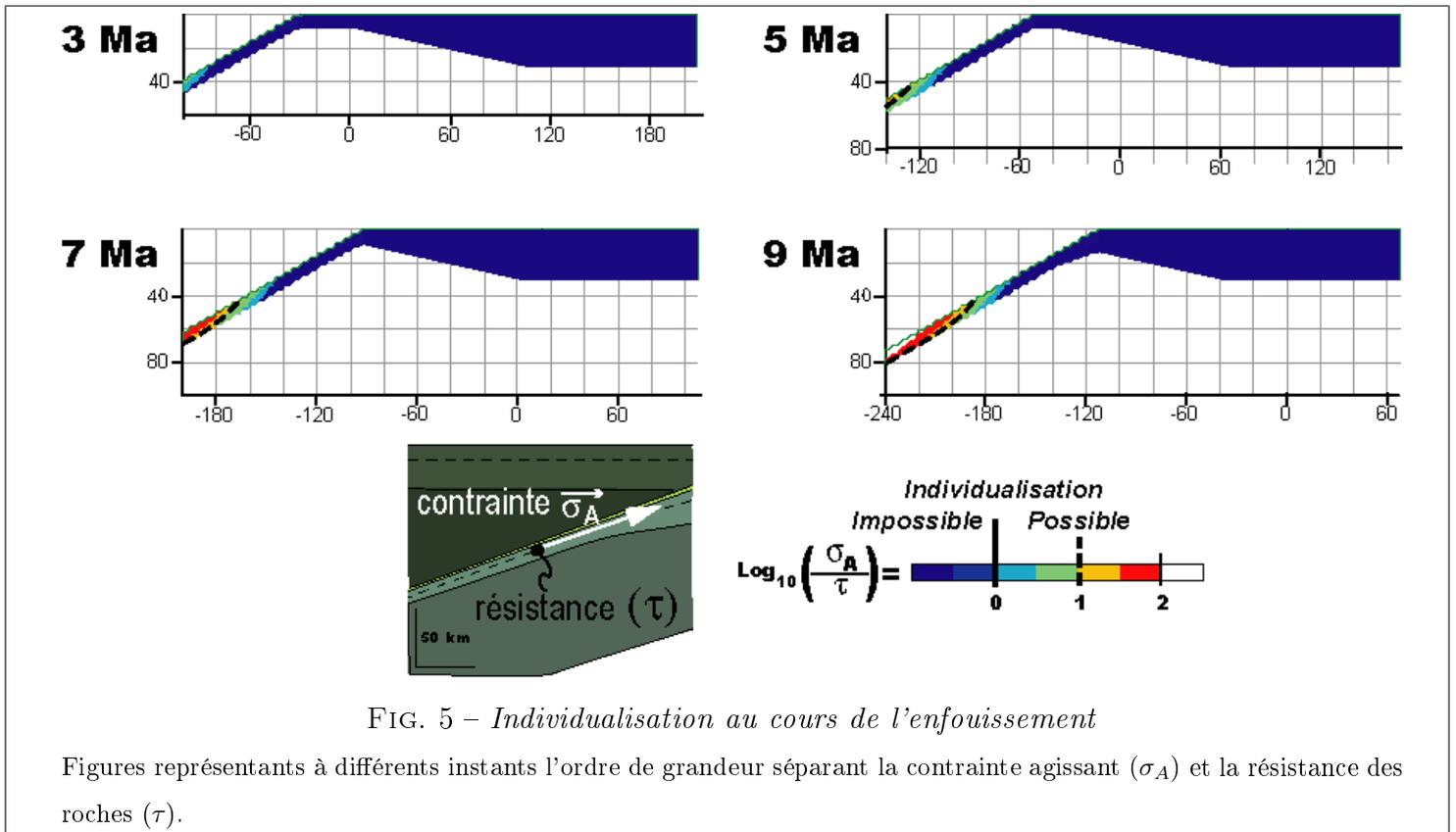


FIG. 4 – Evolution de la température et de la résistance

4 Individualisation des unités

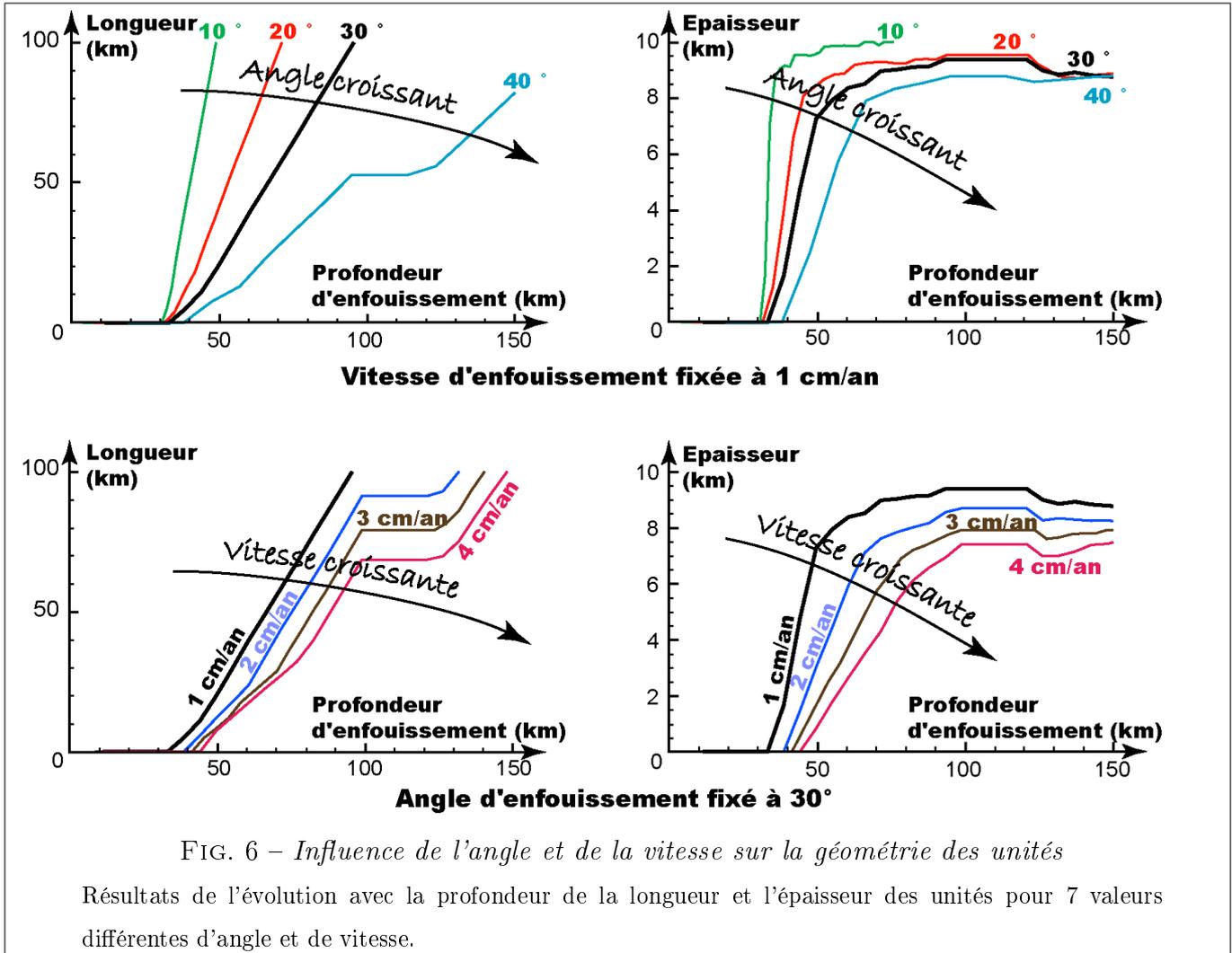
En chaque élément du modèle, la résistance est comparée avec la contrainte exercée permettant ainsi de savoir si l'individualisation est possible (figure 5). Les modèles prédisent l'individualisation d'unités



finies et longues constituées de roches de la croûte supérieure.

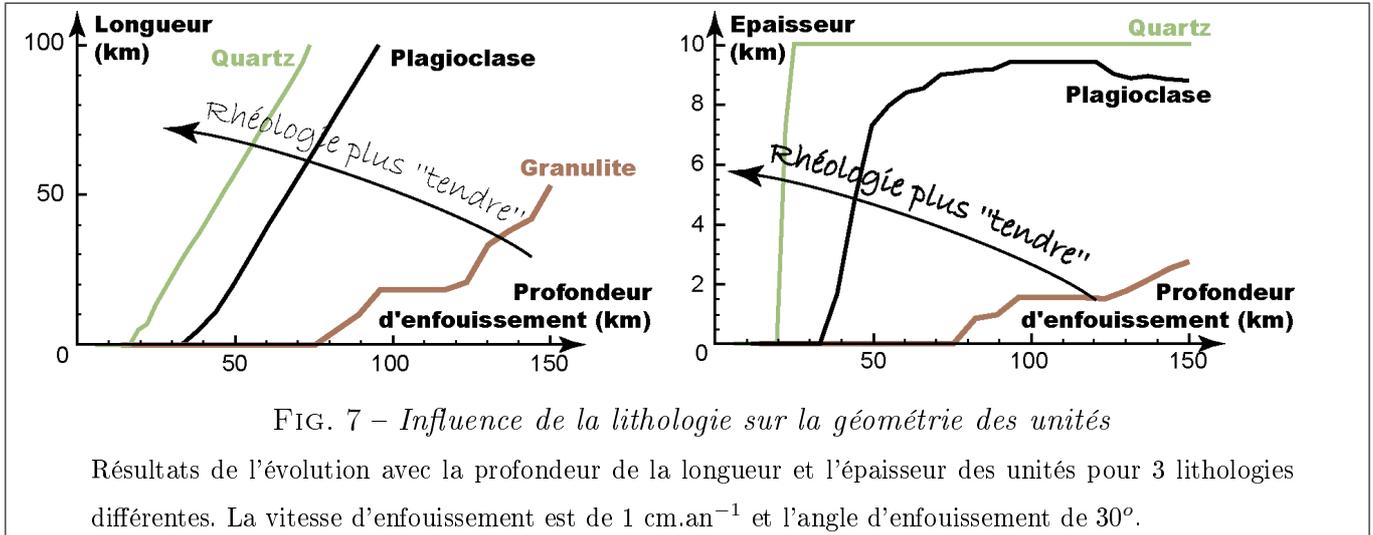
4.1 Influence de l'angle et de la vitesse de subduction

L'évolution avec la profondeur de la longueur et l'épaisseur des unités est calculée pour différents angles et vitesses d'enfouissement de la marge (figure 6). La modélisation numérique permet aisément de calculer de nombreux modèles ne différant que par un seul paramètre. La vitesse d'enfouissement puis l'angle sont modifiés pour obtenir 7 modèles mettant en évidence l'influence de la vitesse et l'angle d'enfouissement (figure 6). **L'angle et la vitesse avec lesquelles la marge est enfouie gouvernent la vitesse d'augmentation de la longueur et l'épaisseur des unités.**



4.2 Influence de la lithologie de la croûte

Comme pour l'angle et la vitesse d'enfouissement, l'évolution avec la profondeur de la longueur et l'épaisseur des unités est calculée pour différentes lithologies : quartz hydraté, plagioclase, et granulite (figure 7). **La lithologie gouverne la profondeur minimale à laquelle les unités s'individua-**

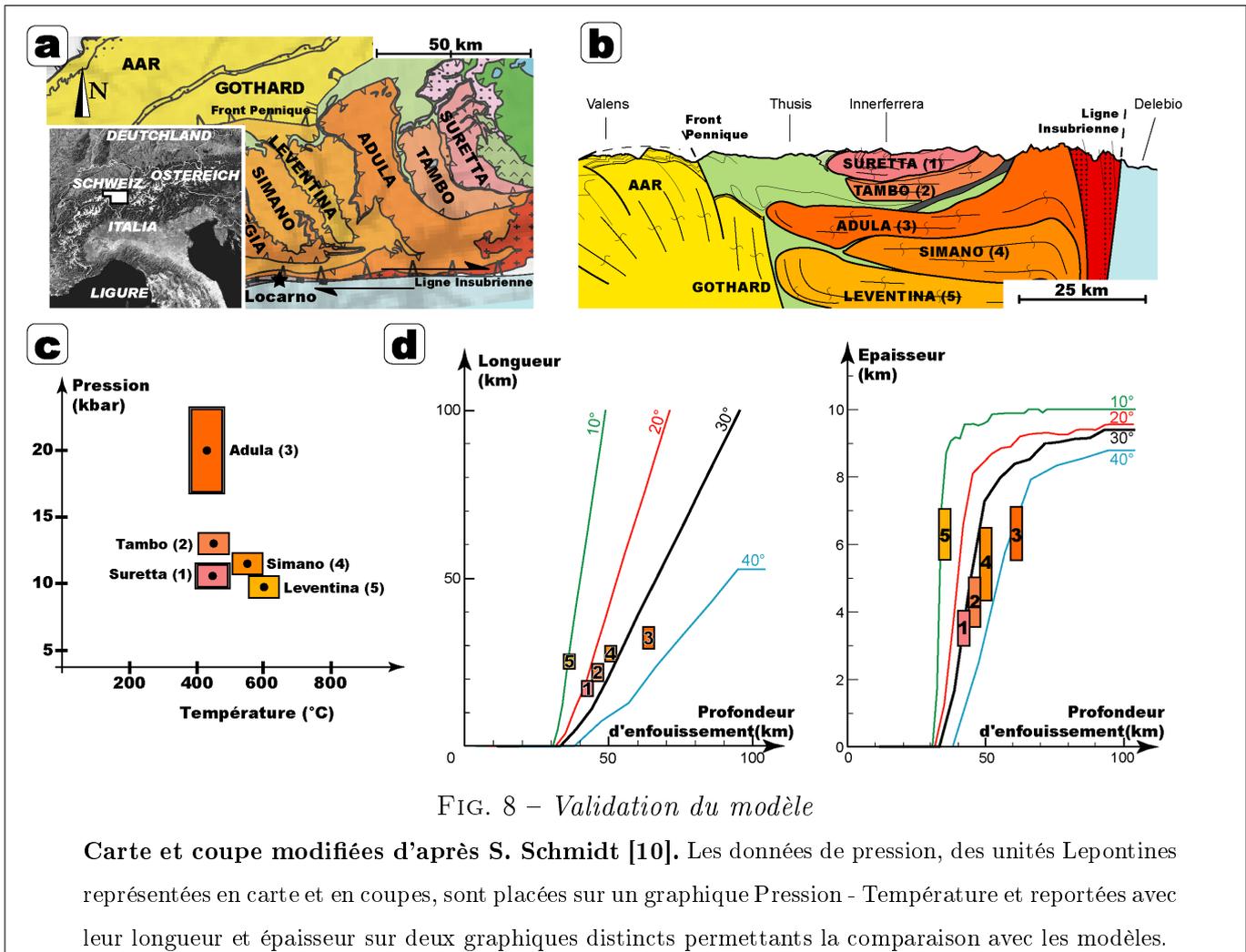


lisent.

5 Comparaison du modèle avec les unités du Lepontin (Alpes Centrales)

La partie interne des Alpes Centrales, le Lepontin, est connu pour ses unités crustales de Moyenne et Haute Pression, Basse Température individualisées à partir de la marge européenne au cours de la formation des Alpes. Nous utilisons cette référence naturelle pour vérifier la validité de notre modèle. Les informations pouvant être recueillies sur ces unités sont présentées dans le tableau 1.

Même s'il est difficile d'estimer l'épaisseur et la longueur exactes des unités avant les différentes déformations qu'elles ont subies au cours de l'histoire alpine, nous avons mesuré ces dimensions grâce à la coupe présentée en figure 8. Ces valeurs ont été corrigées par un coefficient correspondant à l'aplatissement et l'élongation des unités au cours de leur déformation.



N	Unités	Pic de Pression (kbar)	Référence pour la pression	Profondeur atteinte (km)	Longueur (km)	Epaisseur (km)
1	Suretta	12	[7]	42,8	23 - 40	3,0 - 3,5
2	Tambo	13	[1]	46,4	35 - 60	3,6 - 5,4
3	Adula	17-22	[6]	60,0	31 - 47	5,7 - 7,1
4	Simano	14	[8]	50,0	23 - 35	4,3 - 6,4
5	Leventina	10	[9]	36,9	29 - 43	5,7 - 7,1

TAB. 1 – Données répertoriées sur les unités du Lepontin (Alpes Centrales)

6 Discussion et Conclusion

La modélisation de l’individualisation d’unité supracrustale lors de l’enfouissement d’une marge est possible. Les modèles que nous avons réalisés, malgré leur simplicité, montrent que l’individualisation supracrustale en profondeur (à partir de 30 km) ne nécessite pas d’hétérogénéité crustale (de différence entre la croûte supérieure et inférieure) mais que cette individualisation est gouvernée par l’évolution rhéologique.

De plus, ces modèles permettent de quantifier l’impact de la vitesse et de l’angle d’enfouissement sur la profondeur minimum d’individualisation et la géométrie (longueur et épaisseur) des unités.

Ces modèles sont en accord avec les observations naturelles et permettent de confirmer les estimations cinématiques d’enfouissement de la marge européenne existantes. En effet, Dale et Holland [3] avaient estimés l’angle d’Adula dans la zone de subduction, ce qui est en accord avec les résultats présentés (figure 8). Par ailleurs, les reconstitutions paléogéographiques³ estiment la vitesse d’enfouissement de la marge européenne entre 0,5 et 1 cm/an [].

Remerciements

Nous tenons à remercier Denis GAPAIS et Michèle BALÈVRE pour les discussions et les remarques enrichissantes qu’ils ont eues.

³**reconstitutions paléogéographiques** : cartes et synthèses permettant de situer les différents ensembles géographiques à leurs positions passées.

Références

- [1] T. Baudin, D. Marquer, and F. Persoz. Basement-cover relationships in the Tambo nappe (Central Alp, Switzerland) : geometry, structure and kinematics. *journal of Structural Geology*, 15(3-5) :543–553, 1993.
- [2] C. Beaumont, S. Ellis, J. Hamilton, and P. Fullsack. Mechanical model for subduction-collision tectonics of Alpine-type compressional orogens. *Geology*, 24(8) :675–678, 1996.
- [3] J. Dale and J.B. Holland. Geothermobarometry, P-T paths and metamorphic field gradient of high-pressure rocks from the Adula Nappe, Central Alps. *Journal of Metamorphic Geology*, 21 :813–829, 2003.
- [4] A. Escher and C. Beaumont. Formation, burial and exhumation of basement nappes at crustal scale : a geometric model based on the western Swiss-Italian Alps. *journal of Structural Geology*, 19(7) :955–974, 1997.
- [5] T.V. Gerya, B. Stockhert, and A.L. Perchuk. Exhumation of high-pressure metamorphic rocks in a subduction channel : A numerical simulation. *Tectonics*, 21(6), 2002.
- [6] C. Meyre. *High-Pressure metamorphism and deformation of the middle Adula nappe (Central Alps, Switzerland)*. PhD thesis, Basel, 1998.
- [7] C. Nussbaum, D Marquer, and G.G. Biino. Two subduction events in a polycyclic basement : Alpine and pre-alpine high-pressure metamorphism in suretta nappe, swiss eastern alps. *Journal of Metamorphic Geology*, 16(5) :591–605, 1998.
- [8] R. PhD thesis.
- [9] R. Rutti, D. Marquer, and A.B. Thompson. Tertiary tectono-metamorphic evolution of the european margin during alpine collision : Example of the leventina nappe (central alps, switzerland). *Submitted*, — :—, 2006.
- [10] S.M. Schmid, B. Fugenschuh, B. Kissling, and R. Schuster. Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. *Eclogae - Swiss journal of Geosciences*, 97(1) :93–117, 2004.
- [11] J. van den Beukel. Some thermomechanical aspects of the subduction of continental lithosphere. *Tectonics*, 11(2) :316–329, 1992.